

## **CORRIENTE INDUCIDA POR EL ELECTROCHORRO EN SUDAMERICA ECUATORIAL**

S. DUHAU y L. ROMANELLI

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

Para correlacionar la corriente del electrochorro ecuatorial con las variaciones diarias  $S_q$  es necesario determinar qué parte de las mismas es debida a las corrientes inducidas por aquél en la tierra. La importancia de esa contribución está actualmente en discusión y, en particular, se ha afirmado que ella es nula.

En este trabajo se propone un nuevo método para separar la parte inducida y un modelo que permite comprobar simultáneamente la validez del método propuesto y de los usuales. Se encuentra que la contribución a las variaciones  $S_q$  de las corrientes inducidas por el chorro ecuatorial es importante y que el nuevo método es el que mejor correlaciona los valores medidos de la corriente integrada en el mismo con esas variaciones.

In order to correlate the electrojet current with the geomagnetic daily variation  $S_q$  it is necessary to decide which is the better way to take into account the internal part of the enhancement field.

The importance of this contribution has been discussed by other authors, who have disregarded it. Here, a new method of separating the internal to the external parts is proposed and a model that allows to verify its validity simultaneously with other usual methods is also given. It is found that the contribution of the induced current to the geomagnetic variations is important and the new method is the one that better correlate the measured values of the integrate current with these variations.

## I.- INTRODUCCION

Cuando se correlacionan las corrientes ionosféricas con las variaciones geomagnéticas, es indispensable conocer qué parte de estas variaciones son originadas por las corrientes inducidas. Se suele suponer (Untiet 1967, Richmond 1973) que la corriente inducida responde a la hipótesis de Chapman (1951) que considera la tierra perfectamente conductora a partir de una cierta profundidad, lo cual implica que esa corriente es la imagen espejular de la corriente ionosférica.

Separando las corrientes internas y externas mediante el operador de Kertz, Fambitakoye (1973) llegó a la conclusión que para las variaciones diurnas la corriente inducida es despreciable, lo que no está de acuerdo con la hipótesis de Chapman; mientras que encuentra el hecho contradictorio que, para las variaciones debidas a las tormentas magnéticas, la contribución de la corriente inducida es importante.

Fambitakoye y Mayaud (1976a) propusieron un modelo para el electrochorro que incluye parámetros directamente comparables con el modelo de Richmond (1973a). Concluyeron nuevamente que los efectos de la corriente inducida son despreciables cuando se correlacionan las variaciones geomagnéticas con el modelo propuesto, y esta hipótesis ha sido usada posteriormente para predecir la dinámica del electrochorro (Fambitakoye y Mayaud, 1976b, Fambitakoye et al 1976).

Nosotros usaremos el desarrollo en armónicos esféricos del potencial del cual derivan las variaciones diurnas (Chapman y Bartels 1962, Matsushita y Maeda, 1965) como método alternativo para la separación en las contribuciones externas e internas de esas variaciones. Las mediciones de las corrientes del electrochorro provistas por los satélites (Davis, et al, 1967, Shuman 1970; Maynard); 1967; nos permitirán evaluar en forma inequívoca la importancia de la contribución de las corrientes inducidas en ese fenómeno y elegir el método de separación más adecuado.

En el capítulo II se analizan las hipótesis a utilizar y se propone un modelo general que incluye las más usuales como casos particulares: esto permite predecir la corriente ionosférica a partir de las variaciones geomagnéticas con un error conocido a priori.

En el capítulo III se desarrolla un método numérico que utilizando ese modelo permite seleccionar el conjunto de hipótesis que predice mejor la corriente.

En el capítulo IV se detallan los resultados obtenidos.

En el capítulo V se dan las conclusiones.

## II.- DISCUSION DE LAS HIPOTESIS BASICAS DE UN MODELO PARA EL ELECTROCHORRO ECUATORIAL

## a) Aproximación de capa delgada

Se analizó el error que introduce la aproximación de que el electrochorro fluye en una capa de espesor infinitesimal en la predicción del campo geomagnético y se concluyó que si:

$$H(x) = \frac{\mu_0}{2a} \int_{-\infty}^{\infty} J(x') \frac{dx'}{r^2} \quad (1)$$

se usa para calcular la componente norte de las variaciones geomagnéticas en el ecuador, éstas serán obtenidas con un error menor que el 5%.

En (1) las coordenadas  $x$  y  $x'$  varían de este a oeste,  $z$  es la distancia vertical entre el punto de observación y la posición del electrochorro y  $J(x')$ , a la que denominaremos corriente integrada, es la componente horizontal de la corriente del electrochorro integrada en la dirección vertical.

Para las otras componentes pueden obtenerse expresiones similares.

b) Distribución latitudinal de la corriente integrada.

La ecuación (1) requiere, para su cómputo, el conocimiento de la distribución latitudinal de la corriente integrada.

La Figura 1 muestra una recopilación de las mediciones de ésta, realizadas al mediodía. De las mismas pueden inferirse las siguientes conclusiones.

- i) Fuera de la zona incremental la corriente tiende a un valor constante  $J_0$ . Promediando los valores experimentales fuera del intervalo  $-350 < x < 350$  km se obtiene  $J_0 = (0,035 \pm 0,005)$  Amp/m.
- ii) La corriente en el ecuador magnético es máxima; el promedio de los datos experimentales allí es  $J_t = (0,138 \pm 0,005)$  Amp/m. Nótese que si definimos  $J_i$  tal que  $J_t = J_i + J_0$  resulta  $J_i = (0,104 \pm 0,010)$  Am/m.
- iii) No se puede predecir la forma exacta en la zona donde la corriente varía rápidamente pero es evidente que ésta toma su valor constante a una distancia  $D$  no menor que 350 Km y no mayor que 380 Km. Ello implica que la corriente incremental tiene un ancho característico  $D = (355 \pm 25)$  Km.  
Por otra parte, Burrows (1970) encontró que las fluctuaciones en el ancho del electrochorro son menores que 50 Km, es decir, que dentro de su error  $D$  no varía con la intensidad.

Superpuesta a los datos observacionales, en la Figura 1 se ve la variación latitudinal de la corriente integrada encontrada por Richmond (1973). Nosotros creemos que, si bien este autor obtuvo un valor para el módulo que discrepa en un 30% de los valores medidos, la forma de la curva podría ser correcta. Una buena aproximación de la misma a efectos de realizar la integral en (1) es suponer un valor constante  $J_t$  en el intervalo  $(-x_0, x_0)$  y a partir de allí con una variación lineal, hasta alcanzar el valor constante  $J_0$  en los bordes de un intervalo más ancho,  $(-D, D)$ ; es decir que la corriente incremental estará dada por:

$$J = J_i \quad , \quad -x_0 \leq x \leq x_0 \quad , \quad (2a)$$

$$J = J_i \cdot \gamma \left(1 + \frac{x}{D}\right) \quad , \quad -D \leq x \leq -x_0 \quad , \quad (2b)$$

$$J = J_i \cdot \gamma \left(1 - \frac{x}{D}\right) \quad , \quad x_0 \leq x \leq D \quad ; \quad (2c)$$

donde  $\gamma = 1 - \frac{x_0}{D}$ .

La Figura 2 muestra una recopilación de las mediciones para las variaciones latitudinales de la componente norte del campo y la separación hecha por Onwumechilli del campo total en sus componentes planetaria e incre

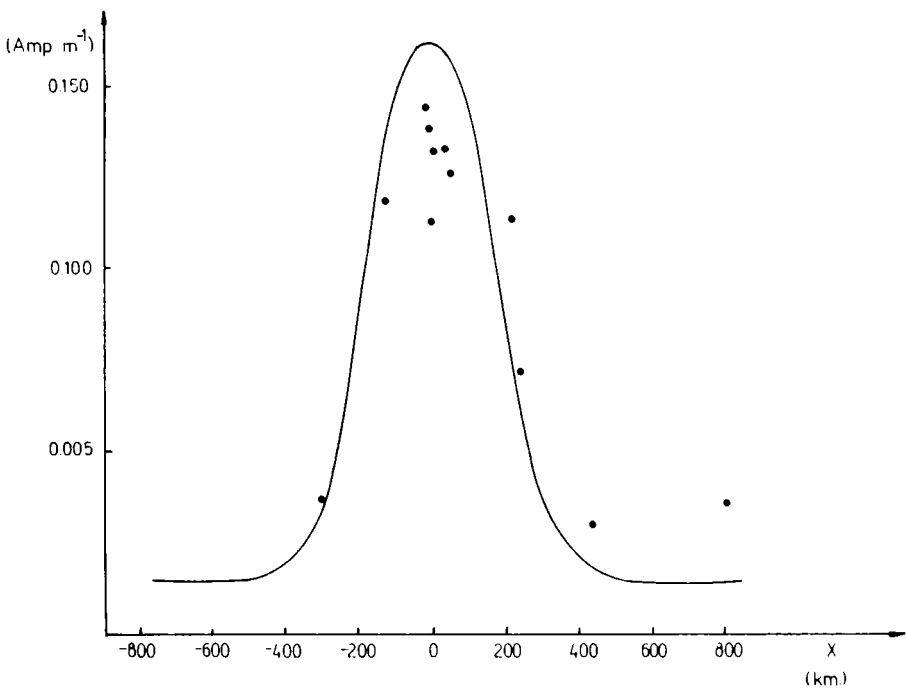


Figura 1: Variación de la corriente integrada con la latitud respecto del ecuador magnético, cerca del mediodía. Los puntos son una recopilación hecha por Richmond (1973b) de las mediciones hechas por Davis et al (1967), Maynard (1967) y Shuman (1970). La curva representa el resultado encontrado por Richmond (1973b) con su modelo teórico (1973a). La corriente se ha normalizado de forma tal que produce en Huancayo una componente norte del campo igual a 100.

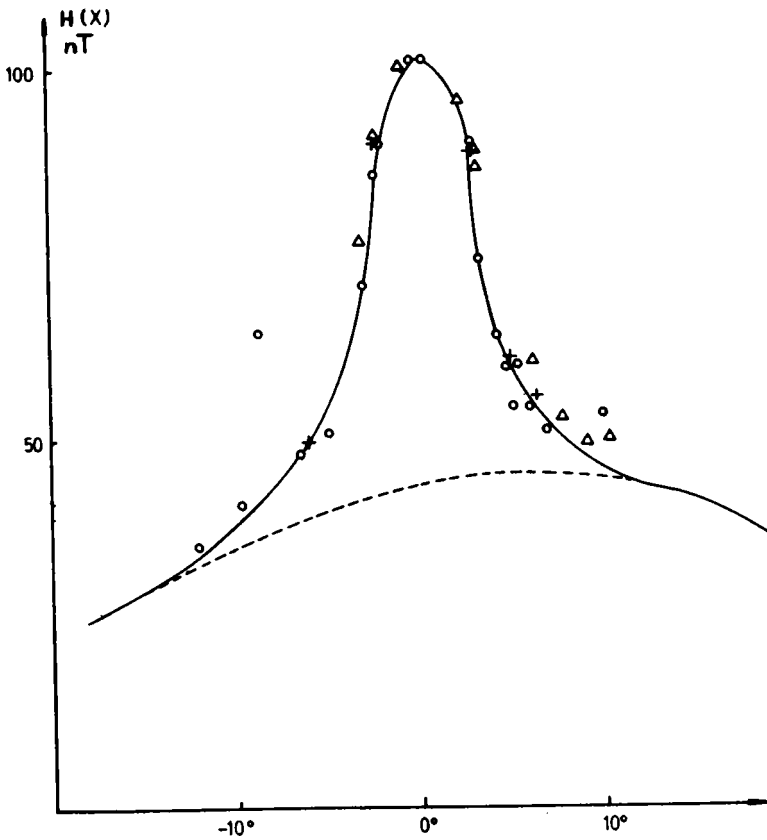


Figura 2: Variación del rango diario de H con la latitud a partir del ecuador magnético. La línea punteada indica la parte planetaria, tal como fuera separada por Onwumechilli (1967). Se han recopilado datos de: Forbush y Casaverde (1961), círculos, Affolter (1968), cruces; y Giesecke (ver Chapman 1951), triángulos, y están normalizados de la misma forma que los de la figura 1.

mental. Allí se observa que el valor del campo planetario en el intervalo  $0 \leq \theta \leq 10^\circ$  es aproximadamente  $H_0 = 43\gamma$ , lo que requeriría una corriente externa de .049 Amp/m, mucho mayor que la corriente  $J_0$  medida.

Nosotros creemos que esta discrepancia es significativa y es debida al hecho que parte de las variaciones geomagnéticas en tierra son producidas por corrientes que no fluyen en la capa E, sino que provienen de regiones más altas y en consecuencia no han sido medidas. Nosotros las hemos evaluado de la siguiente manera: en la región F se tiene (Rishbeth 1971):

$$j_y = Ne \frac{\partial}{\partial \Omega} (V_n - U_n) \quad (3)$$

$N$  densidad electrónica,  $e$  carga del electrón,  $\Omega$  frecuencia de ciclotrón para los iones  $O^+$  y  $V_n$ ,  $U_n$  son las velocidades de los iones y de los neutros en la dirección vertical.

En el ecuador  $U_n \approx 0$ ,  $V_n \approx 20$  m/seg, al mediodía (Woodman, 1970). Tomando  $N = 10^{12}/m^3$ ,  $\partial = 1/\text{seg}$ ,  $\Omega = 160/\text{seg}$ , resulta  $j_y = 2 \times 10^{-8}$  Amp/m<sup>2</sup> que es  $10^{-2}$  veces menor que la corriente en la capa E y por lo tanto no es apreciable cuando se mide ésta. Una estimación más detallada, que omitimos por brevedad, muestra que esa pequeña corriente, integrada en toda la capa F, da una contribución total de .01 Amp/m. Como el incremento de Cowling de la conductividad sólo ocurre en la capa E, es posible que la F sólo contribuye a la corriente planetaria y no a la incremental. Si esto es válido, los valores de  $J_0$  y  $J_i$  obtenidos para las variaciones del campo magnético excederán los valores medidos de estos parámetros en 0,01 Amp/m pero  $J_i$  y  $D$  se mantendrán iguales a los valores medidos, de  $(0,104 \pm 0,010)$  Amp/m y  $(355 \pm 25)$  Km respectivamente.

c) Separación de las variaciones geomagnéticas del chorro ecuatorial en sus partes de origen interno y externo.

Chapman (1951) supuso que la tierra es un conductor perfecto a partir de una cierta profundidad  $z_0$  que para Sudamérica es de 250 Km; de tal forma que la corriente incremental inducida es una banda de igual intensidad a la ionosférica situada a  $2z_0 + h$  donde  $z_0$  es la altura a la que se halla la banda ionosférica. Supuso además que la contribución interna de la parte planetaria es una fracción  $1/(1+b)$  de la externa donde  $b$  se obtiene del análisis en esféricos armónicos sobre el resto del globo. Consideró que en el ecuador es  $b = 0,6$ .

En los estudios de las variaciones geomagnéticas diarias sobre todo el globo la separación se realiza mediante un análisis en armónicos esféricos (Chapman, 1962). Matsushita y Maeda (1965) han demostrado que tomando un número suficientemente grande de términos en ese desarrollo éste es válido incluso en el ecuador. De tal manera que para el campo geomagnético total  $H = H_0 + H_i(x)$  ( $H_i$  incremental y  $H_0$  planetario) vale la relación:

$$b = H_i(x)/H_0 \quad (4)$$

$b$  se obtiene de ese análisis y no depende del número de manchas solares como se ve en la Tabla I. Es decir no depende del módulo de las variaciones geomagnéticas. Existe por lo tanto una relación lineal entre el campo externo y el interno, lo que permite escribir:

$$b = I_0/E_0 = I_i/E_i \quad (5)$$

En la Tabla I se dan los valores numéricos del coeficiente b, cociente entre la parte externa e interna de las variaciones latitudinales como función del número de manchas solares R. Calculado utilizando los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos dado por los autores correspondientes.

TABLA I - Valores de b

A U T O R	AÑO	R	b
Chapman	1902	5	.41
Hasegawa y Ota	1932-1933	8	.43
Chapman	1905	64	.38
Matsushita y Maeda	1965	185	.41

Estas relaciones permiten separar simultáneamente la parte incremental y la planetaria en sus componentes externa e interna sin conocer la corriente inducida, a este proceso lo denominaremos "método global".

d) Corrección por la curvatura terrestre.

La curvatura de la tierra es usualmente despreciada cuando se describe el chorro ecuatorial (Chapman, 1951; Richmond, 1973; Fambitakoye, 1973; Onwumechilli, 1967). Dadas las dimensiones reducidas del mismo, y el hecho que se encuentra en una capa concéntrica con la tierra, ese efecto se puede introducir sin recurrir a coordenadas curvilíneas si se considera la altura del chorro  $z_0$  constante dentro de la latitud que éste abarca, y fuera de allí:

$$\left. \begin{aligned} z &= z_0 + R(\cos\theta_0 - \cos\theta) & , & \theta > \theta_0 & ; \\ z &= z_0 & , & 0 \leq \theta \leq \theta_0 & ; \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

donde R es el radio de la Tierra y  $\theta_0$  la latitud en el borde del electrochorro.

Esta corrección se hace más importante a medida que aumenta la latitud, por ejemplo a la altura de Talara ( $\theta = 6.7^\circ$ ), introduce ya una diferencia apreciable, del 10%, en el módulo de las variaciones geomagnéticas.

### III.- PREDICCIÓN TEORICA DE LA CORRIENTE A PARTIR DE LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS LATITUDINALES

A partir de (1) y de la expresión de la corriente integrada dada por

(2) se puede computar el campo magnético externo en tierra. A su vez el campo interno se puede calcular por medio de (4) y (5), o sea utilizando el método global, o bien las hipótesis de Chapman, o suponiendo no inducción. Ello permite obtener:

$$J_i(0) = \frac{2}{\mu_0} \frac{1-F(x)}{1-f(x)} \frac{100\gamma}{\kappa(H)}, \quad (7)$$

y

$$J_0 = \frac{2}{\mu_0} \frac{1}{1+b} \frac{F(x) - f(x)}{1-f(x)} 100\gamma; \quad (8)$$

en estas ecuaciones se ha supuesto que el valor de las variaciones geomagnéticas en Huancayo es de  $100\gamma$ , se define  $f(x) = H(x)/100$ , y

$F(x) = \kappa(x)/\kappa(H)$  ( $\kappa(H)$  es  $\kappa(x)$  computada en Huancayo con:

$\kappa(x) = k(x, z) + b_i k(x, z_t)$ , donde  $z$  esta dada por (6) y, análogamente

$z_t = z_{t_0} - R(\cos\theta_0 - \cos\theta)$  es la posición de la corriente imagen y:

$$k(x, z) = \left(1 - \frac{x_0}{D}\right)^{-1} \left[ g^+(D) - g^+(x_0) \frac{x}{D} + \frac{x}{D} (g^-(D) - g^-(x_0)) - \frac{z}{D} (f(D) - f(x_0)) \right], \quad (9)$$

$$g^\pm(y) = \frac{1}{\pi} \left[ \text{actg} \left( \frac{x+y}{z} \right) \pm \text{actg} \left( \frac{x-y}{z} \right) \right] \quad (10)$$

$$f(y) = \frac{1}{2\pi} \left[ \ln z^2 \left( 1 + \left( \frac{x+y}{z} \right)^2 \right) + \ln \left( \frac{x-y}{z} \right)^2 \right]; \quad (11)$$

y finalmente a)  $c = 1/(1+b)$ ,  $b_i = 0$  y  $b = 0,4$  para el método global;

b)  $c = b_i = 1$  y  $b = 0,6$  para las hipótesis Chapman y

c)  $b_i = 0$ ,  $b = 0,4$  y  $c = 1$  si se supone no inducción.

#### IV.- RESULTADOS OBTENIDOS

##### a) Método numérico

Los valores de  $J_t$  y  $J_0$  pueden ser calculados mediante las ecuaciones (7) y (8) conociendo el valor del campo geomagnético a una latitud arbitraria cercana al ecuador ( $\theta < 10^\circ$ ).

Para cada método de separación se busca el par  $(x_0, D)$  que hace mínima la dispersión de los valores de  $J_0$  y  $J_t$  obtenidos para distintas latitudes,



esto determina la distribución latitudinal de la corriente a partir del campo  $H(x)$ . La elección final está dada por el par  $(x_0, D)$  que mejor predice el módulo de esos parámetros. La Tabla II resume los resultados:

TABLA II

	$J_0$ Amp/m	$J_1$ Amp/m	Disper- sión	A	D Km	$x_0$ Km
Valor medido	$\approx .050$	$(.104 \pm .005)$	--	$\approx 2$	$350 \pm 25$	$\approx 100$
a)	.054	.098	5%	2.19	330	90
b)	.034	.102	5%	2.98	450	150
c)	.055	.127	30%	2.23	400	100

Parámetros que determina la forma y magnitud de la corriente del electrochorro más compatible con la variación latitudinal de  $H(x)$ , para los métodos de separación: a) Método global, b) Hipótesis de Chapman, c) Hipótesis de no inducción.

#### b) Discusión de los resultados.

Se observa que de todos los métodos el que presenta mayor dispersión es el (c); este método requiere una corriente incremental mayor que la medida. El método (b) requiere un valor de  $J_0$  muy pequeño y para la corriente incremental un valor de  $J_1$  adecuado pero un ancho  $D$  mucho mayor que el medido. El método (a) es el único que requiere parámetros para la corriente compatibles con los medidos.

El significado de este resultado puede comprenderse mejor observando la Figura 3 donde se ha graficado el cociente  $I/E$  para los distintos métodos. El método de imágenes da un cociente mucho mayor que el global aún para zonas donde el campo magnético producido por el electrochorro no es importante y al mismo tiempo el método que supone no inducción da un cociente mucho menor en las mismas latitudes, esto indica nuevamente que uno sobrevalúa las corrientes inducidas mientras que el otro las subestima.

La Figura 4 muestra el campo producido por la distribución de corriente requerida por cada método de separación. El método de imágenes predice un campo menor que el esperado a latitudes mayores de  $5^\circ$ . Tanto el método que supone no inducción como el global reproducen correctamente las observaciones y dan amplificaciones similares. Esto indica que no es posible decidir partiendo únicamente del conocimiento de las variaciones diarias cuál es el mejor método de separación, como fuera hecho por Fambitakoye (1973) y Fambitakoye y Mayaud (1976). Para decidir sin ambigüedades, se requiere el conocimiento simultáneo de la corriente ionosférica.

#### V.- CONCLUSIONES

a) Mediciones recientes de la corriente ionosférica ecuatorial permiten de-

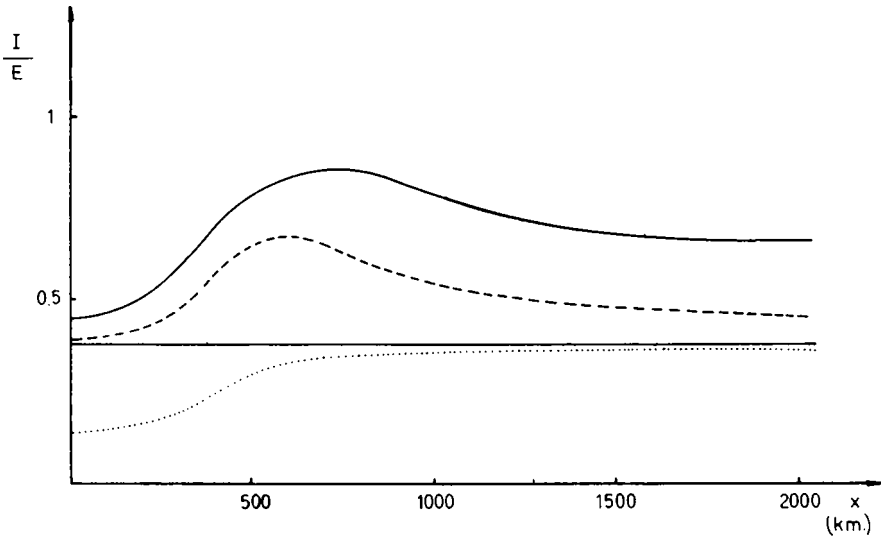


Figura 3: El cociente entre la parte interna I y la externa E de H fue calculado usando: hipótesis de Chapman con  $b = .6$ , línea llena, con  $b = .4$ , línea punteada e hipótesis de no inducción, línea de puntos. El valor constante de  $.4$  corresponde al método global.

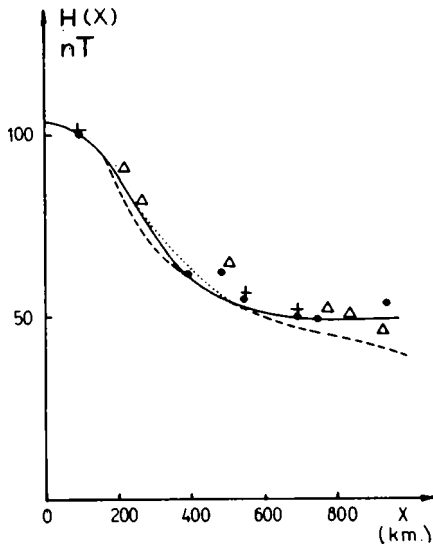


Figura 4: Variación latitudinal de H cerca del mediodía calculada mediante: el método global, línea llena; hipótesis Chapman ( $b = .4$ ), línea punteada, e hipótesis de no inducción, línea de puntos. Los datos son los mismos que en la figura 2.

cidir acerca de la importancia de las corrientes inducidas por la parte incremental de las mismas en la determinación de las variaciones geomagnéticas diarias.

- b) Se encuentra que la corriente inducida es importante y que es correctamente incluida si se supone una relación lineal entre la parte interna y externa del campo n. gnético.
- c) Esto permite separar las variaciones geomagnéticas sin recurrir a la componente vertical de las mismas y sin conocer la corriente inducida, lo cual permite predecir ésta.
- d) La correlación entre la corriente ionosférica de base y las variaciones geomagnéticas planetarias muestra que una parte sustancial de esa corriente fluye en la capa F.

#### B I B L I O G R A F I A

- AFFOLTER, H., 1968: *Geofiz.pura appl.*71. 37.
- BURROWS, J., 1970: *J. Geophys.Res.*75,5,1319.
- CHAPMAN, S., 1951: *Arch.Meteorol.Geophys.Bioclímátol.*A4,368.
- CHAPMAN, S. y BARTELS, J., 1962: "Geomagnetism" Oxford Vol.II. p. 684.
- DAVIS, T.N., BURROWS, K., y STOLABICK, J.D., 1967: *J. Geophys. Res.* 65,302.
- FAMBITAKOYE, O., 1973: *Ann. Geophys.* 6-29, fasc.2, 149.
- FAMBITAKOYE, O., y MAYAUD, P.M., 1976a: *J. Atmosph. Terr. Phys.*38.1.
- FAMBITAKOYE, O., y MAYAUD, P.M., 1976b: *J. Atmosph. Terr. Phys.*38, p. 123.
- FAMBITAKOYE, O., MAYAUD, P.M., y RICHMOND, A.D., 1976: *J. Atmosph. Terr. Phys.* 38,113.
- FORBUSH, S., y CASAVARDE, M., 1961: *Carn., Inst.Publ.*620.
- MATSUSHITA, S., 1968: "Physics of Geomagnetic Phenomena" Acad.Press. N.Y. Vol.I, 302.
- MATSUSHITA, S. y MAEDA, H., 1965: *J. Geophys.Res.*70,2535.
- MAYNARD, N.C., 1967: *J. Geophys.Res.* 72,1863.
- ONWUMECHILLI, A., 1967: "Physics of Geomagnetic Phenomena" Acad.Press.N.Y. Vol.I,420.
- RICHMOND, A.D., 1973a: *J.Atmosph.Terr.Phys.*35 1083.
- RICHMOND, A.D., 1973b: *J.Atmosph.Terr.Phys.*35,1105.
- RISHBETH, H., 1971: *Planet Space Sci.*19,263.
- SHUMAN, B.M., 1970: *J.Geophys.Res.*75,3883.
- UNTIET, J., 1967: *J.Geophys.Res.*72,5779.
- WOODMAN, R.F., 1970: *J.Geophys.Res.*75,6249.