

ANALISIS EN FRECUENCIA DEL EFECTO PRODUCIDO  
POR UNA ANOMALIA SUPERFICIAL

A. M. Osella\* y S. Duhau\*

Dto. de Física - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales UBA

RESUMEN

Se estima el efecto producido sobre las variaciones geomagnéticas por la presencia de una costa oceánica en función de la frecuencia del campo inductor, teniendo en cuenta la influencia de la conductosfera. Para calcular la intensidad del campo anómalo debido a esta anomalía superficial se utiliza un modelo previamente introducido por las autoras. Los resultados muestran que el campo anómalo horizontal es despreciable mientras que el vertical varía fuertemente con la frecuencia, siendo su contribución significativa a partir de aproximadamente 1 c/hora. Se encuentra también una dependencia del efecto de costa con la profundidad a la cual comienza la conductosfera, lo cual muestra que, contrariamente a la hipótesis usual, ésta debe ser tenida en cuenta aún para frecuencias altas.

ABSTRACT

The effect produced on the geomagnetic variation by the presence of an ocean coast, taking into account the influence of the conductosphere is estimated as a function of the frequency of the inducting field. To calculate the intensity of the anomalous field a model previously introduced by the authors is used. The results show that the horizontal anomalous field is negligible meanwhile the vertical one varies strongly with frequency, providing a significant contribution from approximately 1 c/hour. Also, a dependence of the coast effect with the depth at which the conductosphere begins is found; this shows that, contrary to usual assumptions, the presence of the conductosphere must be taken into account even for high frequencies.

\* Miembro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET.

## 1. INTRODUCCION

Las variaciones geomagnéticas medidas en la superficie son producidas por las corrientes de origen externo y por las inducidas por éstas en el interior de la tierra. A partir del análisis de estas variaciones se puede obtener información acerca de la distribución de la conductividad terrestre.

Se han desarrollado distintos métodos para obtener tal información. Los primeros estudios se hicieron a escala global, en cuyo caso se infiere la distribución vertical promedio de conductividad, suponiendo simetría esférica (ver p. e. Rikitake, 1966; Hutton, 1976).

Por otro lado, cuando se estudian zonas localizadas, se pueden detectar inhomogeneidades en la distribución de la conductividad, utilizando distintas técnicas. Las variaciones verticales, suponiendo una tierra estratificada horizontalmente, se pueden estimar a través del método magnetotelúrico (Cagniard, 1953) y del sondaje geomagnético profundo (Caner et al., 1967). Las variaciones laterales (anomalías en la conductividad) se pueden obtener comparando el campo geomagnético medido en distintas estaciones (p. e. Schmucker, 1964). Por lo tanto, para calcular el campo inducido en una zona localizada, el modelo utilizado debe tener en cuenta las discontinuidades tanto verticales como laterales de la conductividad; como la profundidad de penetración de una onda electromagnética depende de la frecuencia del campo inductor, es usual suponer que para variaciones de baja frecuencia ( $f \approx 1c/día$ ) el efecto predominante se debe a la conductosfera (zona altamente conductora del manto superior), mientras que discontinuidades laterales superficiales no contribuyen apreciablemente; en cambio, para frecuencias mayores ( $f \gg 1c/min$ ), este efecto es predominante y el que proviene de la conductosfera es despreciable. Resulta importante, entonces, para la descripción del modelo utilizado para calcular el campo inducido, reexaminar los límites de validez de estas suposiciones en función de la frecuencia.

En particular, en el presente trabajo, se estima el efecto producido por una inhomogeneidad lateral debida a la presencia de una costa oceánica, teniendo en cuenta la presencia de la conductosfera, en función de la frecuencia, del campo inductor y se evalúa en qué casos el efecto de la costa o de la conductosfera pueden ser despreciados.

## 1. DESCRIPCION DEL MODELO TEORICO

Para estimar la contribución de la conductosfera y del efecto de costa, se utiliza un modelo previamente introducido por las autoras y aplicado a las variaciones diarias (Duhau y Osella, 1984a).

De acuerdo a este modelo, se calcula el campo inducido por un sistema de corrientes no uniformes, suponiendo la siguiente distribución de conductividad: una capa no conductora de profundidad  $p$  con una franja en su superficie de ancho  $2a$ , longitud infinita, espesor  $e$  ( $e \ll a$ ) y conductividad  $\sigma$ , que representa el océano, ubicada dicha capa sobre un semiespacio perfectamente conductor (ver figura 1).

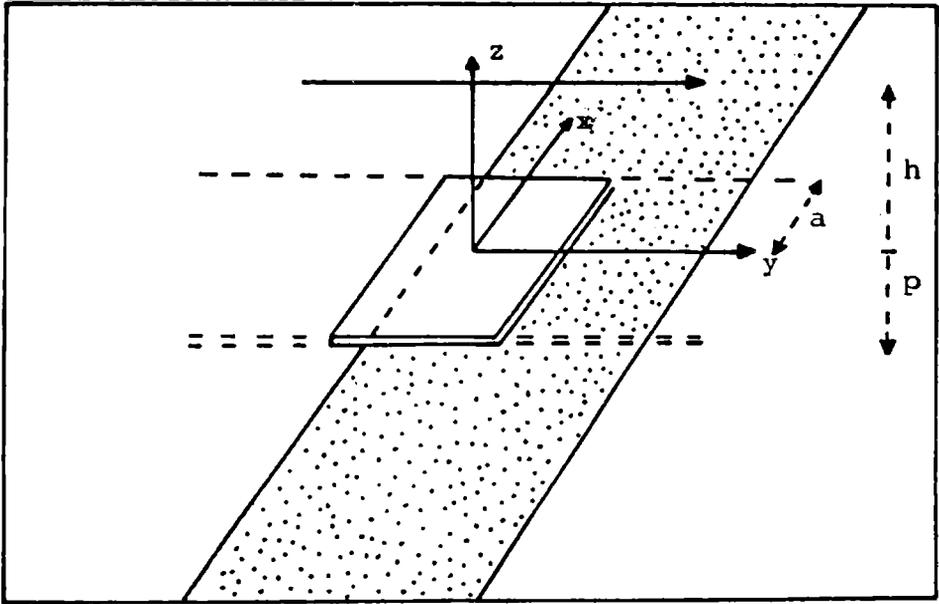


FIGURA 1

Esquema del modelo propuesto para evaluar el efecto de costa.

Dada la linealidad de las ecuaciones de Maxwell, la inducción producida en esta estructura por la corriente externa se puede obtener haciendo un análisis de Fourier, de modo de estudiar cada frecuencia  $\omega$  separadamente. Para que el problema sea bidimensional sólo se considera el modo TE (sistema de corrientes externo paralelo a la franja).

Este modelo tiene dos aproximaciones importantes: un contorno bidimensional infinito y un sistema de corrientes que circula paralelo a la costa. La primera aproximación podría llegar, a lo sumo, a sobreestimar muy parcialmente el efecto, si se tiene en cuenta la relación entre las dimensiones de la fuente y de la zona localizada estudiada: la segunda, podría subestimarlos, ya que se desprecia el modo TM, sin embargo se ha encontrado que este modo no contribuye apreciablemente por lo menos para frecuencias no muy altas (ver p.e. Bennett y Lilley, 1973; Cox y Filloux, 1974). De hecho, análisis teóricos (ver p. e. Duhau y Osella, 1982) y resultados empíricos (ver p. e. White y Polatajko, 1978) muestran que estas aproximaciones pueden ser hechas en forma confiable aún para frecuencias del orden de algunos ciclos por hora.

Suponiendo una corriente externa representada por

$$\vec{J}(\vec{r}, t) = J(x, t) e^{i\omega t} \hat{y} \quad (1)$$

la corriente inducida en la franja conductora,  $I(x)$ , está dada por (Duhau y Osella, 1984a):

$$I(x) - I(0) = i\omega \sigma e \int_0^x Z(x') dx' \quad (2)$$

con

$$Z = Z_e + Z_{ec} + Z_{eo} + Z_{oc} \quad (2.1)$$

donde  $Z$  es la amplitud de la componente vertical del campo total,  $Z_e$  el campo externo,  $Z_{ec}$  y  $Z_{eo}$  los campos que provienen de las corrientes inducidas en la conductosfera y en el océano, respectivamente, y  $Z_{oc}$  el campo que proviene de la corriente inducida en la conductosfera por la corriente que circula en el océano. Así, el campo anómalo debido a la presencia de la franja,  $Z_a$ , resulta

$$Z_a = Z_{oc} + Z_{eo} \quad (3)$$

los cuales están dados por:

$$Z_{oc} = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{-a}^a \frac{2I(x') (x-x')}{(x-x')^2 + 4p^2} dx' \quad (3a)$$

y

$$Z_{ec} = -\frac{\mu_0}{4\pi} \int_{-a}^a \frac{2I(x')}{(x-x')} dx' \quad (3b)$$

Para resolver la ecuación (2), se debe conocer el sistema de corrientes externo. Una buena representación para la amplitud de esta corriente está dada por:

$$J = J_0 \cos \{k(x-x_0)\} \quad (4)$$

ya que para valores adecuados de  $k$  y  $x_0$ , se pueden reproducir los componentes horizontal,  $H_e$ , y vertical,  $Z_e$ , del campo externo, en una zona localizada (ver por ejemplo Osella y Duhau, 1983).

En este caso,  $Z_e$  y  $Z_{ec}$  resultan:

$$Z_e = -\frac{\mu_0 J_0}{2} \sin \{k(x-x_0)\} \quad (5a)$$

y

$$Z_{ec} = \frac{\mu_0 J_0}{2} e^{-2kp} \operatorname{sen} \{k(x-x_0)\} \quad (5b)$$

Resolviendo la ecuación con estas expresiones para  $Z_e$  y  $Z_{ec}$ , se obtiene la corriente inducida en la franja y luego a partir de la ecuación (3) se puede calcular la componente vertical,  $Z_a$  y en forma análoga la horizontal,  $H_a$ , del campo anómalo.

Como es usual, para que los resultados resulten independientes de la intensidad de la corriente inductora, se calcula el cociente  $Z_a/H_n$  y  $H_a/H_n$ , donde  $H_n$  es la componente horizontal del campo normal (el que resultaría en ausencia de discontinuidades laterales). Este cociente coincide con el módulo de los vectores de inducción definidos por Schmucker (ver Schmucker, 1970) para describir el efecto de costa.

De las expresiones de los campos se puede observar que, dado que a medida que  $p$  aumenta  $Z_{oc}$  disminuye tendiendo asintóticamente a cero y  $Z_a$  aumenta, se tiene que para valores de  $p$  suficientemente grandes (equivalentemente, frecuencias altas) se puede despreciar la corriente en la conductosfera y así  $Z_a$  se debe exclusivamente a las corrientes que circulan en la franja.

### 3. APLICACION

Para representar la configuración de una costa oceánica se eligieron el siguiente conjunto de parámetros (ver Duhau y Osella, 1984a):

$$a = 5 \text{ km} \quad a = 2000 \text{ km} \quad \sigma = (4 \Omega) \text{m}^{-1}$$

Para la corriente inductora se han elegido valores de  $k$  y  $x_0$  de modo de representar un campo externo extenso pero no uniforme (ver p. e. Price, 1982; Osella y Duhau, 1983):

$$k = 7.6 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1} \quad x_0 = a - 200 \text{ km}$$

Se evaluó el efecto de costa para distintas frecuencias, variando en cada caso el valor de  $p$ , entre 200 y 1000 km.

La figura 2 muestra la variación de  $Z_a/H_n$  para  $f = 1$  c/día, (2a), 1 c/hora, (2b) y 8 c/hora (2c). Se puede observar que la intensidad del campo vertical anómalo varía fuertemente con la frecuencia y que este efecto es pequeño para variaciones diarias, como ya se discutió en el trabajo anterior (Duhau y Osella, 1984a), pero aumenta con la frecuencia, contribuyendo apreciablemente desde aproxima-

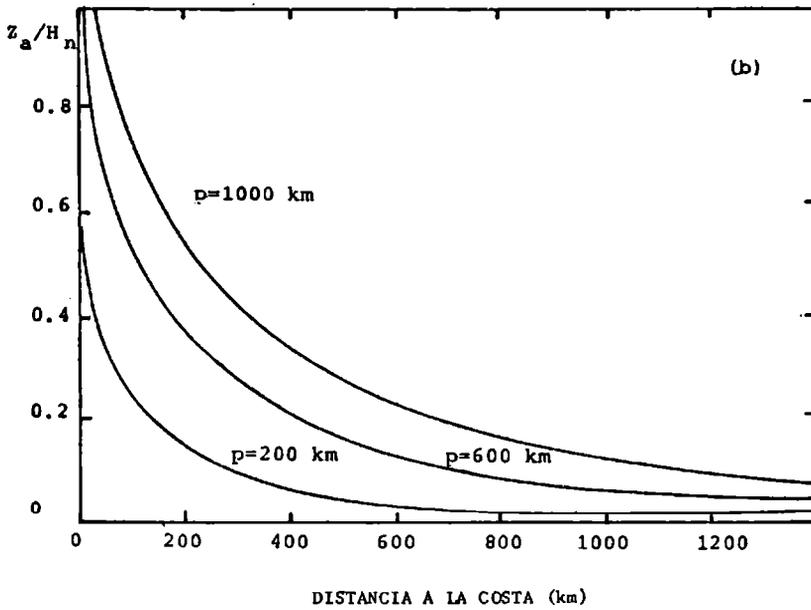
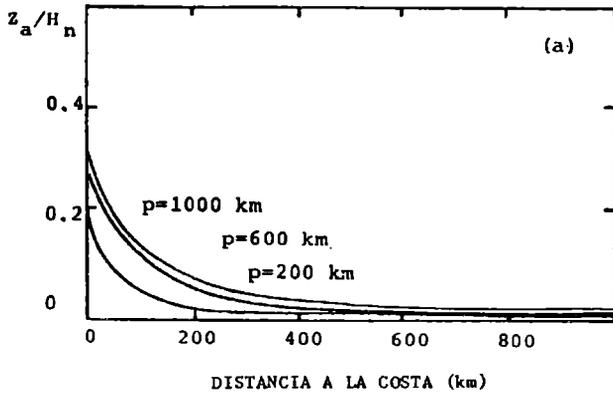


FIGURA 2

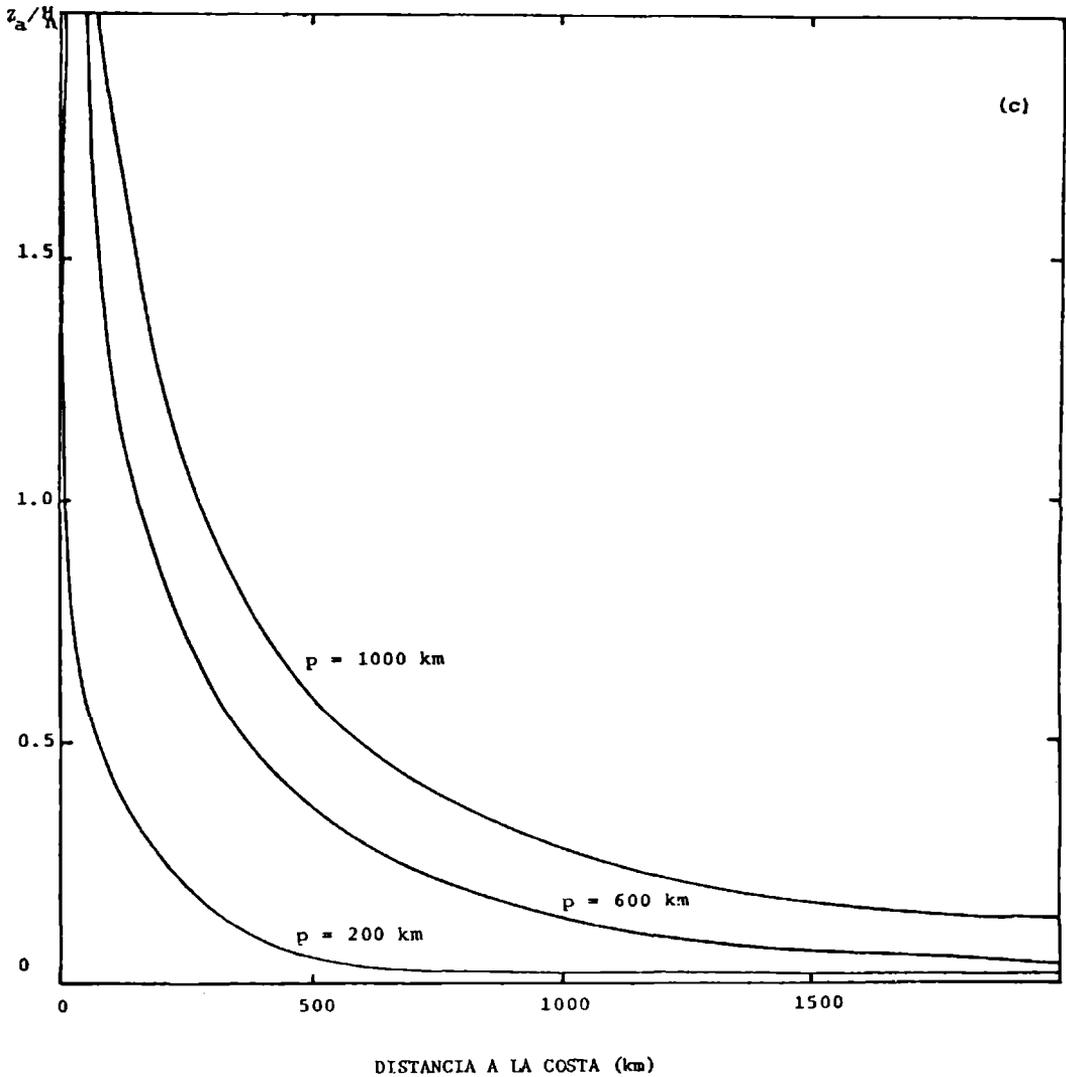


FIGURA 2

Variación del cociente  $Z_a/H_n$  para diferentes valores del parámetro  $p$  para  $f=1c/día$  (2a),  $f=1c/hora$  (2b) y  $f=8c/hora$  (2c).

damente 1 ciclo/hora. El campo horizontal anómalo es, en cambio, despreciable, como era de esperar, aun para frecuencias altas.

Nótese que el efecto de costa depende de la profundidad a la cual comienza la conductosfera, produciendo esta capa un apantallamiento mayor a medida que la profundidad disminuye.

La contribución relativa de la conductosfera se mantiene constante con la frecuencia, como se observa en la figura 2; por lo tanto la presencia de ésta y su ubicación debe ser tenida en cuenta aun para frecuencias altas, contrariamente a la suposición usual. Este resultado muestra que el apantallamiento sobre el efecto de costa producido por la conductosfera puede ser una de las causas que producen distintos diagramas de decaimiento observados en diferentes regiones (ver p. e. White y Polatajko, 1978), ya que los valores de  $p$  incluidos en el presente cálculo representan variaciones reales, no sólo en los distintos continentes sino también en distintas regiones dentro de cada uno de ellos, como ya fuera discutido por las autoras en trabajos previos (Osella y Duhau, 1983; Duhau y Osella, 1983, 1984b).

Agradecimiento. Este trabajo fue parcialmente subvencionado por CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas).

#### REFERENCIAS

- Bennett, D. J. y F. E. M. Lilley, 1973. Electrical conductivity structure in the South-east Australian region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 37, 191.
- Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605.
- Caner, B., W. H. Cannon y C. E. Livingstone, 1967. Geomagnetic depth sounding and upper mantle structure in the Cordillera region of Western North America, *J. Geophys. Res.*, 72, 6335.
- Cox, C. S. y J. H. Filloux, 1974. Two dimensional numerical models of the California electromagnetic coastal anomaly, *J. Geomag. Geoelectr.*, 26, 257.
- Duhau, S. y A. M. Osella, 1982. Inducción electromagnética producida por una corriente ionosférica localizada en las proximidades de una costa oceánica, *Geoacta*, 11 (2), 157.
- Duhau, S. y A. M. Osella, 1983. Depth of the non-conducting layer at the Nigerian dip equator, *J. Geophys. Res.*, 88(A7), 5523.
- Duhau, S. y A. M. Osella, 1984a. Description of the coast effect at equatorial latitudes with applications to the Peruvian and Nigerian zones, *Planet. Sp. Science*, 32(7), 845.
- Duhau, S. y A. M. Osella, 1984b. Depth of the non-conducting layer at Central Africa, *J. Geomag. Geoelectr.*, 36(3), 113.
- Hutton, V. R. S., 1976. The electrical conductivity of the earth and planets, *Rep. Prog. Phys.*, 39, 487.

- OSELLA, A. M. y S. DUHAU, 1983, The effect of the depth of the non-conducting layer on the induced magnetic field at the Peruvian dip equator, J. Geomag. Geoelectr., 35, 245.
- PRICE, A. T., 1962. The theory of magnetotelluric method when the source field is considered, J. Geophys. Res., 1907.
- RIKITAKE, T., 1966. Electromagnetism and the earth's interior, Elsevier, Amsterdam.
- SCHMUCKER, U., 1964. Anomalies of geomagnetic variations in the south-western United States, J. Geomag. Geoelectr., 22, 9.
- WHITE, A. y O. W. POLATAJKO, 1978. The coast effect in geomagnetic variations in South Australia, J. Geomag. Geoelectr., 30, 109.