

ISSN 0326 - 7237

GEOACTA

VOLUMEN 18

1991



ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

COMISION DIRECTIVA

Presidente:

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Vicepresidente:

Ing. Roberto Quintela

Secretaria:

Dra. María Cristina Pomposiello

Tesorero:

Ing. Jorge D. Giordano

Vocales titulares:

Prof. Enrique Jaschek

Ing. Antonio Introcaso

Agrim. Miguel B. González

Vocales suplentes:

Ing. Luis María Cabanillas

Dra. María Cintia Piccolo

Dr. Alberto Comínguez

Lic. Francisco Hirsch

SUBCOMISION DE PUBLICACIONES

Ing. Juan C. Castano

Ing. Simón Gershanik

Dr. Alberto E. Giráldez

Dr. José A. Hoffmann

Dr. Erich R. Lichtenstein

Dr. José R. Manzano

Ing. Rodolfo Martín

Ing. Carlos Novogrudsky

Ing. Oscar Parachú

Ing. Roberto Quintela

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Dr. Otto Schneider

Ing. Fernando Vila

EDITORES

Dra. María Luisa Altinger

Agrim. Mario Ornstein

**Colaboradores en la revisión de
los trabajos que se publican en GEOACTA:**

Dr. Vicente R. Barros	CONICET
Ing. Eduardo Bustamante	CONICET
Dr. Walter Fernández	Universidad de Costa Rica
Dr. Alberto Foppiano	Universidad de Concepción, Chile
Dr. Humberto Fuenzalida	Universidad de Chile
Dr. Carlos Mechoso	Universidad de California, EUA
Dr. Gustavo Necco	Universidad de Buenos Aires
Dr. Isidoro Orlanski	Universidad de Princeton, EUA
Dra. Julia Paegle	Universidad de Utah, EUA
Dr. José Rutlant Costa	Universidad de Chile
Prof. Rafael N. Sánchez	Universidad Laval, Canadá
Dr. Aldo Violaz	Universidad Nacional de Tucumán

INVERSION DE ESPECTROS MT EN CASOS BIDIMENSIONALES

A.M.Osella* y P.Martinelli#

Departamento de Física, Facultad de Ciencias Exactas
y Naturales, Universidad de Buenos Aires
Buenos Aires, Argentina

RESUMEN

El tensor de impedancia, obtenido a partir de sondeos MT, presenta dos componentes distintas en presencia de estructuras 2D, una que corresponde al modo TE y otra al modo TM. En estos casos, para determinar las características del medio es usual invertir los espectros suponiendo en cada punto de sondeo un modelo 1D y construir luego el perfil 2D correspondiente, con lo cual se pierde resolución en la interpretación. En el presente trabajo, se analiza la respuesta electromagnética generada en una estructura 2D modelada como un medio en multicapas con contornos irregulares. Se estudia la sensibilidad a las características 2D y se evalúa el error que se comete cuando los espectros se invierten usando métodos 1D.

ABSTRACT

The MT impedance tensor presents two components when dealing with 2D structures, corresponding to the TE and TM modes. In these cases, the characteristics of the medium are determined usually through a 1D inversion of each sounding followed by the construction of the corresponding 2D model based on these results. To improve this interpretation, in the present work the electromagnetic response due to a 2D structure modeled as a multilayered one with irregular boundaries is analyzed and the sensitivity to the 2D features is studied. Finally, the error introduced when 1D inversion is performed is evaluated for some particular cases.

* Miembro de la Carrera del Investigador del CONICET.

Becaria de CONICET.

INTRODUCCION

La interpretación de espectros magnetotelúricos requiere generalmente de la aplicación de métodos numéricos para resolver problemas bi o tri-dimensionales. Aunque los tensores de impedancia determinados experimentalmente raramente son estrictamente 2D, en muchas circunstancias es posible determinar una dirección de simetría a escala regional, por lo menos en algún rango de períodos. En estos casos, las dos componentes del tensor, paralela y perpendicular al eje de simetría que resultan después de rotar convenientemente los ejes, se pueden analizar para inferir la estructura interna. Diferentes métodos se han desarrollado para analizar estructuras bidimensionales, basados usualmente en elementos finitos (p.e. Wannamaker y otros, 1987), diferencias finitas (p.e. Brewitt-Taylor y Weaver, 1976) o ecuaciones integrales (p.e., Ting y Hohmann, 1981). Estos métodos se aplican generalmente para contornos angulosos o cuerpos enterrados con dimensiones finitas, ya que cuando las irregularidades son suaves y extensas la aplicación de estos métodos se complica. Por lo tanto en el presente trabajo se describe un método complementario, que permite describir estructuras multicapas con contornos irregulares. En un trabajo previo (Osella y Martinelli, 1990), se describió el formalismo para el modo TE (E// al eje de simetría). En el presente se lo extiende al modo TM (H// al eje de simetría) y se lo aplica para analizar algunas estructuras particulares. Se estudia la sensibilidad del método para la determinación de las características 2D y se evalúa el error que se comete cuando se interpretan los espectros usando métodos de inversión 1D.

DESCRIPCION DEL MODELO

Se supone un modelo en multicapas con contornos irregulares, cada uno dado por una función $z_i = f_i(x_i)$, con \hat{y} el rumbo de la estructura (ver fig. 1) y ρ_i la resistividad de la capa i . Para el rango de períodos involucrados ($T = 0.1-100$ seg), el campo externo es considerado espacialmente uniforme y horizontal, con una dependencia temporal armónica.

En el aire y lejos de la fuente, el campo eléctrico E y el magnético, H satisfacen, en la aproximación cuasiestacionaria

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = 0 \qquad \vec{\nabla} \times \vec{E} = i\omega\mu_0\vec{H} \qquad (1)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{H} = 0 \qquad \vec{\nabla} \cdot \vec{E} = 0$$

donde ω es la frecuencia angular y μ_0 la permeabilidad magnética en el vacío.

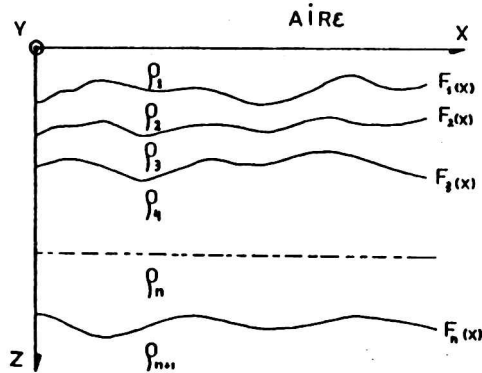


Figura 1
Descripción del modelo

Dentro de la tierra los campos satisfacen en cada capa i las siguientes ecuaciones:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H}_i = \sigma_i \vec{E}_i \qquad \vec{\nabla} \times \vec{E}_i = i\omega\mu_0\vec{H}_i \qquad (2)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{H}_i = 0 \qquad \vec{\nabla} \cdot \vec{E}_i = 0$$

con $\sigma_i = 1/\rho_i$ la conductividad eléctrica de la capa i .

Debido a la bidimensionalidad del modelo, la respuesta se puede expresar como combinación lineal de dos modos desacoplados: TM ($\vec{H} // \hat{y}$) y TE ($\vec{E} // \hat{y}$) en cuyo caso se induce un campo magnético vertical, H_z .

i) Modo TM.

En este caso el campo externo se puede expresar como:

$$\vec{H}_0 = e^{-i\omega t} \hat{y}$$

4 Inversión de espectros MT...

En el aire la única componente no nula del campo magnético, H_{oy} , es constante mientras que el campo eléctrico satisface:

$$\begin{aligned} \frac{\partial_x E_x}{\sigma_0} + \frac{\partial_z E_z}{\sigma_0} &= 0 \\ \frac{\partial_x E_x}{\sigma_0} - \frac{\partial_z E_z}{\sigma_0} &= i \omega \mu_0 H_y \end{aligned} \quad (3)$$

En cada capa i dentro de la tierra, los campos satisfacen:

$$\begin{aligned} \frac{\partial_x E_{x_i}}{\sigma_i} + \frac{\partial_z E_{z_i}}{\sigma_i} &= 0 \\ \frac{\partial_x H_{y_i}}{\sigma_i} &= -E_{x_i} \\ \frac{\partial_z H_{y_i}}{\sigma_i} &= E_{z_i} \\ \frac{\partial_x E_{x_i}}{\sigma_i} - \frac{\partial_z E_{z_i}}{\sigma_i} &= i \omega \mu_0 H_{y_i} \end{aligned} \quad (4)$$

con E_y, H_x y H_z iguales a cero.

Para resolver las ec. (3) y (4), los campos eléctrico y magnético se pueden escribir como desarrollos de Rayleigh, suponiendo, sin perder generalidad, que las funciones $z_i = f_i(x)$ son simétricas. De hecho, siempre es posible suponer que la estructura es simétrica con respecto a algún origen, siempre que éste esté lejos de la zona de interés. Entonces, para cada capa los campos están dados por:

$$\begin{aligned} H_{y_i}(x, z, \omega) &= H_0 \sum_j [A_{j_i} \exp(R_{j_i} z) + B_{j_i} \exp(-R_{j_i} z)] \cos(k_j x) \\ E_{x_i}(x, z, \omega) &= -\frac{H_0}{\sigma_i} \sum_j R_{j_i} [A_{j_i} \exp(R_{j_i} z) - B_{j_i} \exp(-R_{j_i} z)] \cos(k_j x) \quad (5) \\ E_{z_i}(x, z, \omega) &= -\frac{H_0}{\sigma_i} \sum_j k_j [A_{j_i} \exp(R_{j_i} z) + B_{j_i} \exp(-R_{j_i} z)] \sin(k_j x) \end{aligned}$$

donde $R_{j_i} = (k_j^2 - i\omega\sigma_i\mu_0)^{1/2}$ y $k_j = j \frac{2\pi}{\lambda}$ es el número de onda. A fin de desprestigiar la influencia de la periodicidad impuesta

en la zona de interés, se elige la longitud de onda, λ , mucho más grande que la más grande de las longitudes características involucradas.

Los coeficientes A_j y B_j se obtienen aplicando las correspondientes condiciones de contorno. Como los campos no pueden diverger en infinito, $A_{j,n+1}=0$ para todo j . En cada contorno $z_i=f_i(x)$ las componentes tangenciales de H y E y la normal de $D=\epsilon E$ deben ser continuas. Si $\epsilon=\epsilon_0$, que es la hipótesis usual, entonces E es continua y por lo tanto, es equivalente pedir la continuidad de E_x y E_y en cada contorno. Así, imponiendo la continuidad de E_x y H_y en $z=f(x_i)$ (de modo que la continuidad de E_z se cumple automáticamente) para $i=1, n$, teniendo en cuenta que $A_{j,n+1}=0$ y $H_{y,i}(z=0)=H_{y0}=\text{constante}$, se obtiene un sistema de ecuaciones que, para hacerlas independientes de x , se multiplican por $\cos(k_j x)$ y se integran entre $-\lambda/2$ y $\lambda/2$. Como las sumas se extienden hasta infinito, las series deben ser truncadas en algún valor $j=M$ y por lo tanto hay que resolver ecuaciones matriciales de dimensiones $(M+1) \times (M+1)$. El método seguido para resolver este sistema está desarrollado en un trabajo previo (Osella y Martinelli, 1990) donde se lo aplicó para resolver el modo TE.

Una vez obtenidos los coeficientes, se calculan los campos eléctrico y magnético sobre la superficie y con estos, la impedancia eléctrica, Z_{TM} , la resistividad aparente, ρ_{TM} , y la fase, ϕ_{TM} .

ii) Modo TE.

Este modo se analizó en un trabajo previo (Osella y Martinelli, 1990) por lo que en el presente se resumirán las ecuaciones fundamentales.

En el aire se cumple:

$$H_x(x, z, \omega) = H_0 \left[1 + \sum_j C_{j0} k_j \exp(k_j z) \cos(k_j x) \right]$$

$$H_z(x, z, \omega) = H_0 \sum_j C_{j0} k_j \exp(k_j z) \sin(k_j x)$$

y en cada capa i :

$$E_{y_i}(x, z, \omega) = i\omega\mu_0 H_0 \sum_j [C_{j_i} \exp(R_{j_i} z) + D_{j_i} \exp(-R_{j_i} z)] \cos(k_j x)$$

$$H_{x_i}(x, z, \omega) = -H_0 \sum_j R_{j_i} [C_{j_i} \exp(R_{j_i} z) - D_{j_i} \exp(-R_{j_i} z)] \cos(k_j x) \quad (6)$$

$$H_{z_i}(x, z, \omega) = -H_0 \sum_j k_j [C_{j_i} \exp(R_{j_i} z) + D_{j_i} \exp(-R_{j_i} z)] \sin(k_j x)$$

En este caso las condiciones de contorno en $z=0$ y $z=f_i(x)$ implican la continuidad de H (ya que $\mu=\mu_0$ en cada capa) y de E_y . Los coeficientes se obtienen luego en forma similar a los obtenidos para el modo TM y con estos se calculan la impedancia Z_{TE} , la resistividad aparente ρ_{TE} y la fase ϕ_{TE} , junto con la función transferencia, H_z/H_0 .

COMPARACION CON EL METODO DE ELEMENTOS FINITOS.

Como prueba de esta formulación comparamos las respuestas de modelos topográficos calculadas usando nuestro modelo y las obtenidas con el método de elementos finitos (Wannamaker y otros, 1986). Entre las estructuras estudiadas en este trabajo, elegimos como ejemplo una que representa una colina modelada en forma suave y aproximadamente cosenoidal. Este contorno se representará por la siguiente función (fig. 2a):

$$z = f(x) = -D \left(1 + \cos \frac{\pi x}{G} \right) \quad \text{con } D=50\text{m} \text{ y } G=1200\text{m}.$$

Los coeficientes de las series de Fourier se obtienen de acuerdo a lo descrito en la sección anterior. En las figuras 2b y 2c se muestran las curvas de resistividad aparente para ambas polarizaciones, teniendo una coincidencia prácticamente total.

APLICACION.

Esta formulación es especialmente adecuada para tratar estructuras en multicapas con contornos irregulares. Como ejemplo, modelamos una cuenca sedimentaria, cuyas interfaces están representadas por funciones del tipo:

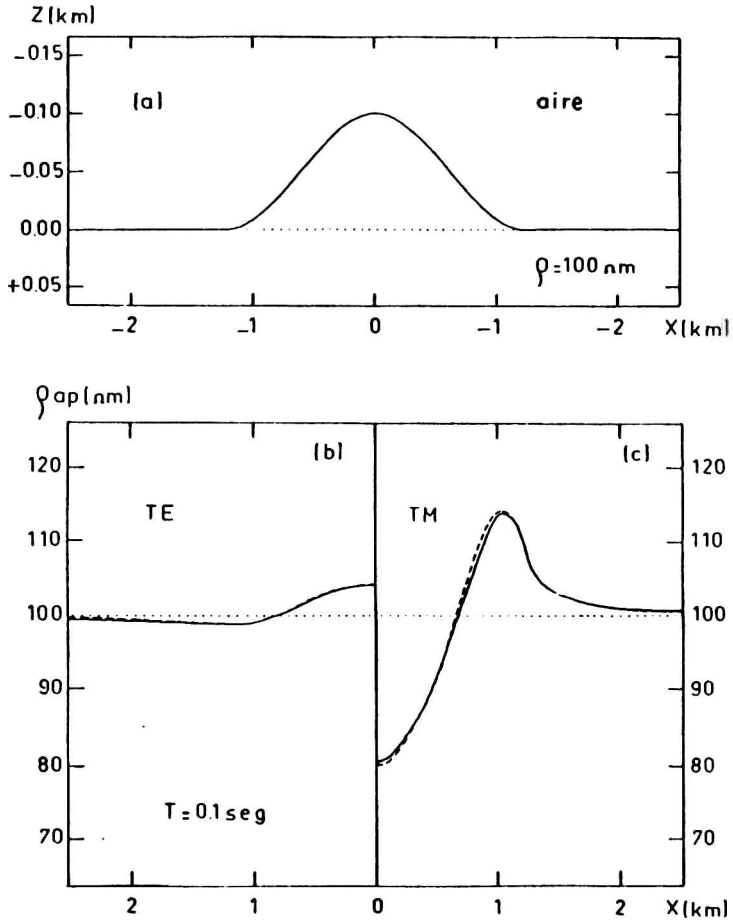


Figura 2

a) modelo propuesto. b) ρ_{TE} y c) ρ_{TM} , respectivamente, obtenidas por elementos finitos (línea rayada) y con el presente método.

B Inversión de espectros MT...

$$f_i(x) = p_i + \frac{D_i}{1 + \frac{x^2}{G_i}}$$

donde p_i es la profundidad a la cual comienza la capa i y D_i y G_i tiene en cuenta el ancho y espesor de cada desnivel.

Con el fin de estimar la sensibilidad de la respuesta a las características bidimensionales de la estructura, se han elegido distintos conjuntos de parámetros D_i , manteniéndose constantes los restantes. Se han elegido los siguientes valores:

$\rho_1 = 50m$	$\rho_2 = 100m$	$\rho_3 = 250m$	$\rho_4 = 1500m$
$p_1 = 400m$	$p_2 = 1300m$	$p_3 = 6000m$	
$G_1 = 1500m$	$G_2 = 2000m$	$G_3 = 3000m$	

mientras que se han tomado tres conjuntos de valores para D_1 , D_2 y D_3 respectivamente:

Caso A: 50m, 75m, 100m.

Caso B: 100m, 150m, 200m

Caso C: 150m, 225m, 300m.

El número de onda k se elige del orden de $10^{-4} m$ de modo que la periodicidad implícita en el modelo no influya en la zona de interés.

En la figura 3a se muestra como ejemplo la resistividad aparente para ambos modos como función de x para el caso C, con $T=0,1$ seg, junto con los resultados que se obtienen para un modelo plano. Se ve claramente que ρ_{TM} depende fuertemente de las características 2D de la estructura mientras que ρ_{TE} es en promedio equivalente a la respuesta unidimensional. Si los valores de D_i se varían (casos A, B y C) las variaciones en ρ_{TE} son despreciables (menores que el 5%) mientras que la influencia en ρ_{TM} es importante (fig.3b). Similares conclusiones se obtienen cuando se analiza la fase. Estas variaciones se incrementan, por supuesto, a medida que la cuenca se hace más profunda.

La componente vertical del campo magnético también es un buen detector de estructuras 2D. Como esta componente es nula para casos 1D, comienza a ser detectable a períodos que impliquen profundidades de skin mayores que aproximadamente p_1 , y tenderá a cero tanto para T como para x grandes, ya que en ambos casos se recupera la situación 1D. La figura 4 muestra H_z/H_0 vs. T en $x=2km$ para el caso C (4a) y vs. x para los

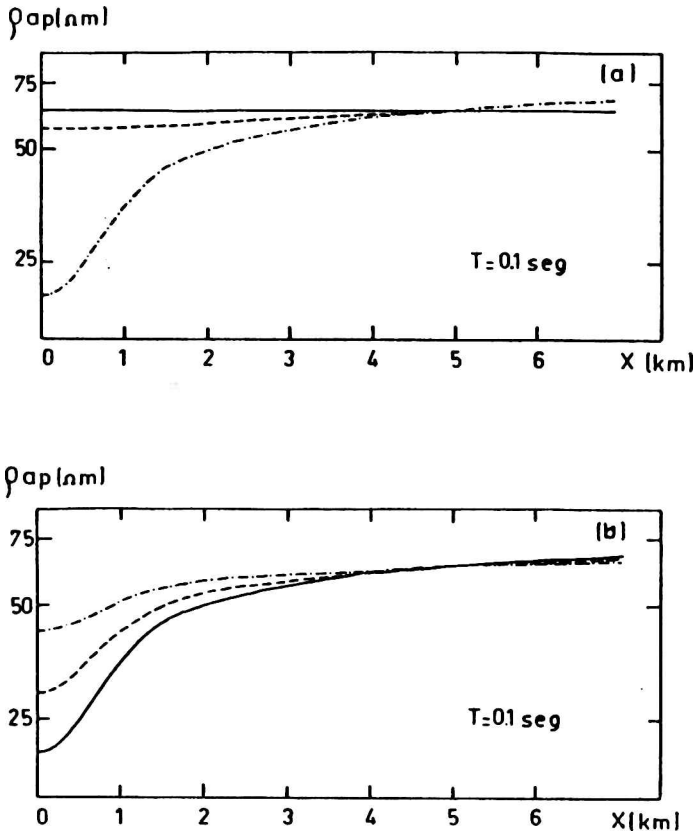


Figura 3

- a) ρ_{TM} (línea de punto y raya) y ρ_{TE} (línea rayada) para el caso C junto con el resultado para el caso 1D (línea llena).
 b) ρ_{TM} para los casos A (línea de punto y raya), B (línea rayada) y C (línea llena).

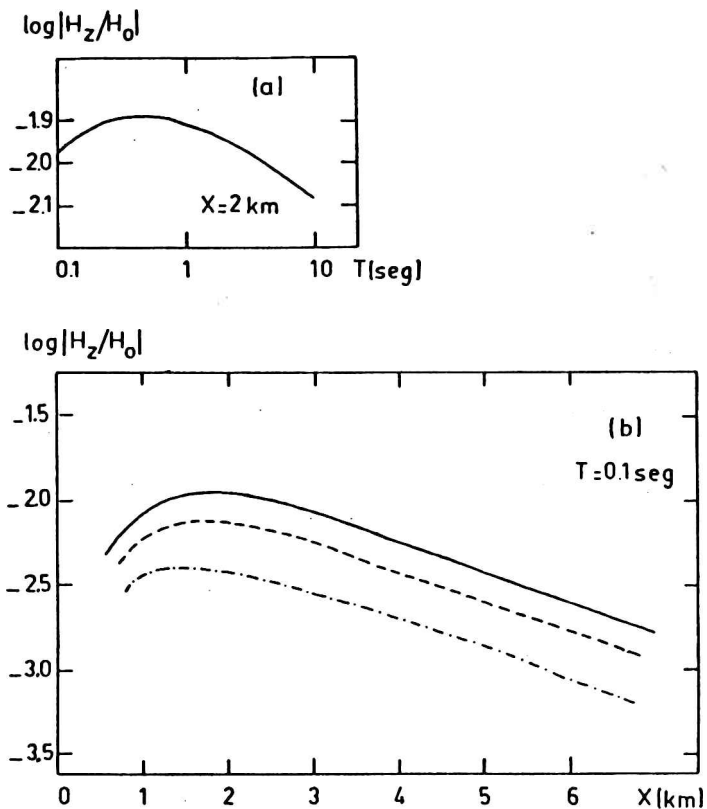


Figura 4

a) Componente vertical para el caso C en $x=2$ km. b) Componente vertical para $T=0.1$ seg para los casos A (línea de raya y punto), B (línea rayada) y C (línea llena).

casos A, B y C en $T=0.1\text{seg}$ (4b) Si bien es claramente sensible a la forma de la estructura, su sensibilidad a los valores de los D_i es menor que en ρ_{TM} .

INVERSION DE LOS ESPECTROS

De los resultados mostrados en la sección anterior, resulta razonable suponer que para invertir los espectros usando algún método 1D, este debe ser aplicado a la componente TE, que es la que en promedio se comporta como una estructura de capas. Se puede estimar cual es el error que se comete en este caso, tomando como datos de entrada perfiles de ρ_{TE} vs. T para distintas posiciones y aplicandoles un método de inversión 1D (Jupp y Vozoff, 1975). Como ejemplo, se proponen dos modelos uno con valores de resistividades crecientes y otro alternados, siendo los valores de los parámetros los siguientes:

$$\begin{array}{lll} D_1 = 300\text{m} & D_2 = 450\text{m} & D_3 = 600\text{m} \\ \rho_1 = 400\text{m} & \rho_2 = 1300\text{m} & \rho_3 = 6000\text{m} \\ G_1 = 1500\text{m} & G_2 = 2000\text{m} & G_3 = 3000\text{m} \end{array}$$

y

$$\begin{array}{llll} \rho_1 = 50\text{m} & \rho_2 = 100\text{m} & \rho_3 = 250\text{m} & \rho_4 = 1500\text{m} \end{array}$$

para el caso D y

$$\begin{array}{llll} \rho_1 = 50\text{m} & \rho_2 = 300\text{m} & \rho_3 = 100\text{m} & \rho_4 = 1500\text{m} \end{array}$$

para el caso E

En ambos casos para invertir se dejaron fijas las resistividades de modo de evaluar el error cometido en la determinación de las profundidades al usar un método 1D. Los resultados se muestran en la figura 5. Se observa que el ajuste es mejor para el caso E que para el D, lo cual es esperable ya que al ser mayor el contraste de resistividades la resolución es mejor. En ambos casos empeora el ajuste para las capas más profundas (el efecto de promediado se hace más importante), perdiéndose totalmente la resolución en la forma de la interfase.

CONCLUSIONES

Se describió un método para calcular la respuesta MT de una estructura 2D en multicapas con contornos irregulares, siendo una de las ventajas de esta formulación la posibilidad de modelar estructuras complicadas describiendo los contornos de las interfases con funciones analíticas. Se lo aplicó para

12 Inversión de espectros MT..

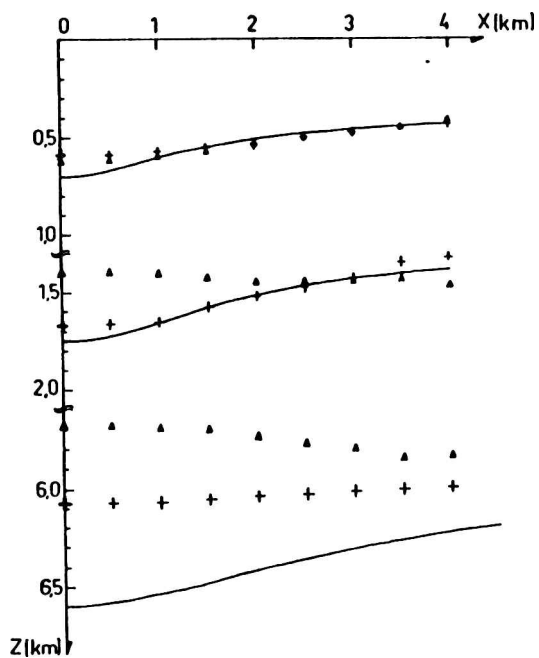


Figura 5

Modelo 2D propuesto (línea llena) y modelo resultante al aplicar un método de inversión 1D con resistividades crecientes (triángulos) y alternadas (cruces).

estudiar la respuesta de una cuenca.

De los resultados obtenidos, resulta que para el modo TE estos se aproximan en promedio a los que se obtienen para un modelo plano, mientras que los correspondientes al modo TM muestran una fuerte dependencia con las características 2D. También la componente vertical del campo magnético es un buen indicador de la bidimensionalidad, aunque menos sensible que la resistividad aparente.

Cuando los espectros de resistividad aparente para el modo TE se invierten usando métodos 1D, el ajuste es mejor para el caso de resistividades alternadas que crecientes, pero el error aumenta notablemente, en ambos casos, cuando se quiere determinar la profundidad de las capas más profundas. Esto muestra la necesidad de desarrollar métodos bidimensionales que permitan mejorar la interpretación de los espectros.

Referencias.

Brewitt-Taylor, C.R. y Weaver, J.T., 1976. On the finite difference solution of two-dimensional induction problems. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 47, 375.

Jupp, D.L. y Vozoff, K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 957.

Osella, A.M. y Martinelli, P., 1990. Obtención de las características de una cuenca a partir de sondajes MT. *Rev. Bras. Geof.* (en prensa).

Ting, S. y Hohmann, G., 1981. Integral equation modeling of three dimensional magnetotelluric response. *Geophysics*, 46, 182.

Wannamaker, P., Stodt, J. y Rijo, L., 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88, 2740.

SELF-POTENTIAL ANOMALIES ASSOCIATED TO A FRACTURE
ZONE IN THE AREA OF VILLARRICA VOLCANO, SOUTHERN CHILE

Miguel Muñoz

Departamento de Geología y Geofísica

Universidad de Chile

Casilla 2777, Santiago, CHILE

RESUMEN

Existen numerosos estudios de la megafalla de Chile meridional entre las latitudes $39^{\circ} 30'$ y $47^{\circ} S$ (Liquiñe - Ofqui). En el presente trabajo, acogiendo observaciones geológicas sobre la prolongación de la megafalla hacia el norte, se expone un estudio de potencial espontáneo realizado en el Área entre el volcán Villarrica y el Lago Caburgua. Del modelaje de las anomalías de potencial espontáneo resulta un plano de falla con inclinación 80° - $85^{\circ} W$ y cuya línea de rumbo se extiende hacia el lago Caburgua, y, en el sur, pasa al este del volcán Villarrica. La frontera inferior de la fuente electrocinética alcanza 1-2 Km de profundidad. Las anomalías de potencial espontáneo son confrontadas con estudios audiomagnetotéluricos, gravimétricos y geológicos, encontrándose consistencia entre las observaciones.

16 Self-potential anomalies...

Las anomalías de potencial espontáneo pueden ser manifestación de actividad hidrológica - asociada a la falla - en la corteza superior. La megafalla puede alcanzar profundidades del manto superior, vinculándose las erupciones a esta zona de fracturas, siendo improbable la relación entre actividad volcánica y acumulación de deformación previa a grandes terremotos.

ABSTRACT

The Liquiñe - Ofqui megafault system in southern Chile (39° 30' - 47° south latitudes) has been described in a number of works. Taking into account geological observations the northward extension of the fault system is studied in this work by means of a self-potential survey carried out in the area between Villarrica volcano and Caburgua lake. Self-potential models indicate a fault plane with a dip angle between 80° and 85° W, the fault line goes towards Caburgua lake and -in the south- it passes east of Villarrica volcano. The lower boundary of the electrokinetic source is 1 - 2 Km. depth. Self-potential anomalies are confronted with audiomagnetotelluric, gravity and geological studies, and consistency is found between observations. Self-potential anomalies may be the manifestation of upper crust hydrological activity associated to the fault. The megafault may reach the upper mantle and eruptions be related to this fractured zone, the relationship between volcanic activity and strain accumulation prior to large earthquakes being unlikely.

INTRODUCTION

The study of self-potential (SP) anomalies in the frame of irreversible processes has generated a corpus of works during the past twelve years, starting from the formulation of SP source mechanisms as developed by Nourbehecht (1963). Self-potential data may be useful for geothermal exploration and to study fault activity when the source region is associated with boundaries in inhomogeneous media of different cross coupling properties - such as thermoelectric, streaming, or diffusion potentials -e.g., the works by Fitterman (1979), Corwin and Hoover (1979), Ishido and Mizutani (1981), Fitterman and Morrison (1982), Fitterman (1983), Murakami et al. (1984). Also, SP variations preceding earthquakes have been studied - e.g., Corwin and Morrison (1977), Yamazaki (1977), Fitterman (1978), Varotsos and Alexopoulos (1984 a; b). The extensive work by Varotsos and Alexopoulos (1984 a; b) is particularly interesting inasmuch as the approximate dependence of the maximum value of the SP variations on the earthquake magnitude and epicentral distance is determined.

Self-potential research in the foregoing context was initiated recently in Chile. The purpose of this note is to communicate the first relevant results concerning the application of the methodology to determine the physical properties and dimensional characteristics of a fault in a volcanic region south of the country. As only results concerning one SP survey line are available at present, it is very convenient to test them by means of other geophysical and geological studies. This will be done in the present note.

TECTONIC SETTING AND SELF-POTENTIAL SURVEY LINE

The SP survey line was carried out in the area of Villarrica volcano ($39^{\circ} 25' S$, $71^{\circ} 57' W$) - a stratovolcano located in the southwestern extreme of the Andean Cordillera, the only active centre of the volcanic chain that starts in the southeast with the Lanin volcano situated on the border of Argentina (Fig. 1). The volcano chain is controlled by a NW - SE - striking fracture system whose volcanic activity has migrated from SE to NW. In the area of Villarrica volcano the $N 20^{\circ} E$ Liquiñe - Ofqui megafault - which has been studied south of the volcano throughout an extension of nearly 1000 km - may be displaced to the west by the NW - SE fracture system and continue northward from Villarrica volcano across the valley of Caburgua lake. The extension of the megafault system northward from Villarrica volcano is inferred from geological observations - the existence of small eruptive centres in the valley of Trancura river and the observations of mylonites in the plutonic rocks northeast of Villarrica volcano. Mylonites have also been observed in areas east of Llaima volcano, located 70 km north of Villarrica volcano. Also, a fracture of less extent is observed ranging from Coñaripe and crossing the summit of Villarrica volcano. This fracture controls the distribution of secondary eruptive centres (H. Morenno, personal communication).

Up-to-date studies concerning petrology and geochemistry of the volcanic system are contained in Hickey et al. (1989). The first inferences relating these deep fracture systems with geophysical

phenomena were presented by Klobn (1960) at time of the earthquake series of May 1960 in the region, with a main shock (22 May, 1960) of moment - based magnitude $M = 9.5$. The relationship between earthquakes, volcanic activity, and fracture systems will be discussed in the last section of this work. The megafault system south of the area of the present study has been investigated during the past years - e.g., Hervé M. (1977), Hervé F. (1984).

The site of the SP survey line in the area is shown in Fig. 1. If the fault system actually extends northward from Villarrica volcano it should be noticed as an anomaly in the self-potential. The site chosen for the SP measurements is one of the few in the area in which topographic relief and soil conditions do not import difficulties to the field procedure. There are several hot springs in the volcanic area with surface temperature ranging from 36°C to 46°C. Estimates based upon geothermometry give fluid temperature at water-rock equilibrium depth with values ranging from 100°C to 158°C (Muñoz, 1987).

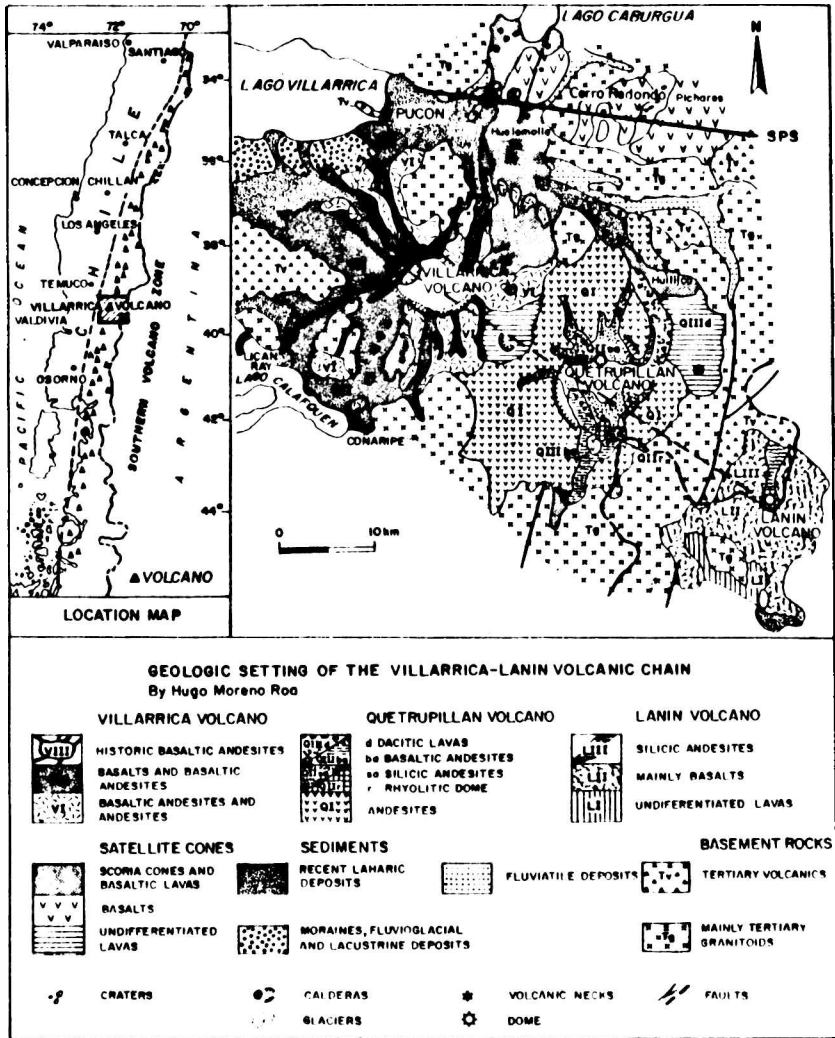


Figure 1.- Geologic setting of the Villarrica - Lanin volcanic chain (reproduced from Hickey et al., 1989) showing the self-potential survey line (SPS). The dot in the line is the point $u = 0$ of the survey line.

FIELD PROCEDURE AND SURVEY RESULTS

The measurements of SP were made using the field procedure described by Corwin and Hoover (1979). Copper-copper sulfate "nonpolarizing" electrodes and a digital multimeter were used.

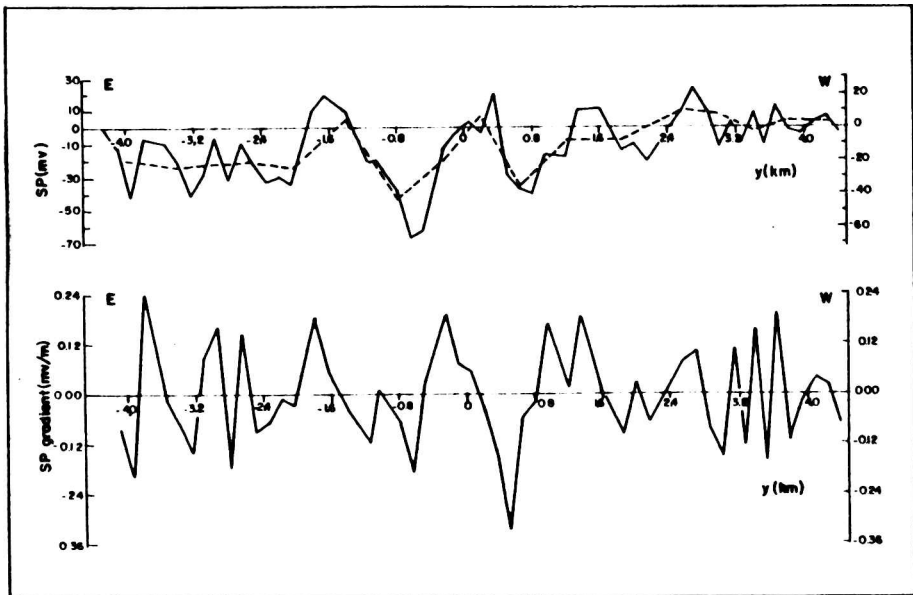


Figure 2 Total field self-potential anomalies and gradient self-potential along a part of SPS line. The solid line in the upper part of the figure represents the measured values, and the broken line represents a smoothed three - point running mean.

22 Self-potential anomalies...

The electrode polarization and drift were periodically determined by measuring the voltage between the working electrodes and a reference electrode maintained in a bath of electrolyte solution. Electrode contact resistance was checked at each station after completing the SP measurement; in this way a good ground contact was ensured, and the circuit resistance maintained as uniform as possible. A "leapfrog" survey configuration was used to obtain the total field. The length of the dipole was usually of 150 m, and up to 400 m when soil condition was not uniform. The level of long-period telluric activity was estimated by recording telluric variations across a stationary dipole in the survey area. None important telluric variation was recorded at times SP readings were made (not greater than 0.005 mV/m at 0.01 Hz).

Survey data (total field and gradient - SP) are shown in Fig. 2. Also, a three - point running mean smoothed line is shown (broken line). The topographic relief (not shown) varies very slightly along the survey area. A principal negative anomaly can be distinguished both in the field data and smoothed line about $y = -0.8$ km. East of this point a positive anomaly is observed ($y = -1.4$ km); self-potential increases west of point $y = -0.8$ km, but a smaller negative anomaly can also be observed near $y = 0.8$ km. Then the anomalous zone is not represented by a simple dipole anomaly, and an accurate model should consider multiple sources planes with proper parameters. Non - dipole anomalies are usually found in SP surveys (e.g., Corwin et al., 1981), but no analytical solution for a multiple source is known at present. Even if superposition of solutions to current sources and current sinks distributions may be an approximation to the problem, this will be not done here because of the preliminary

character of the survey. In this study the anomalies at -1.4 km and 0.8 km will be neglected, and as no result from other SP survey lines in the area is available at present, only a comparative study with other geophysical results may countersign this simplification.

The general feature of the total field may be considered as consisting of a negative anomaly of about -44 mV at $y = -0.8$ km, with an increase of the potential west of this point which goes nearly to a zero value on the western side of the survey line; east of point $y = -0.8$ km, the potential goes to a nonzero value as distance to points in this side increases. The SP-gradient is higher in the vicinity of the transition part of the line where the general trend abruptly changes.

MODELING THE SOURCE OF THE SP ANOMALIES

The observed SP anomalies may be ascribed to the existence of a fault or a fracture zone in the survey area. The purpose of field data modeling in this case is to determine to which degree the model parameters give account of the geological observations and inferences on the nearly northward prolongation of the megafault system in the area.

If SP anomalies are ascribed to the existence of a fault then an electrokinetic source mechanism may be considered to carry out the data modeling. Electrokinetic phenomena (streaming potentials) are generated by the flow of groundwater owing to the interaction of the moving pore fluid with the Helmholtz double layer at the

24 Self-potential anomalies...

pore surface. The theory concerning these phenomena will not be reproduced here. Detailed derivations can be found in the studies by Nourbehecht (1963), Fitterman (1976), Fitterman (1979) and Murakami et al. (1984; 1987).

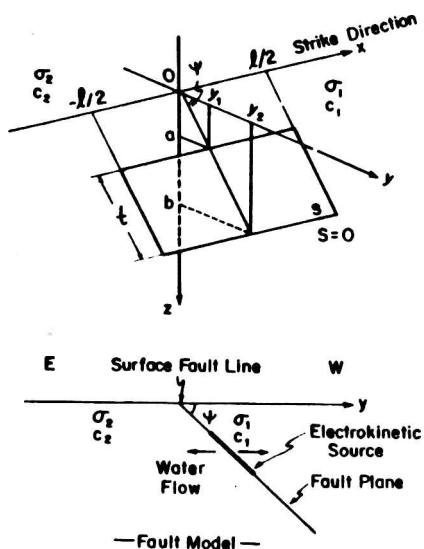


Figure 3.- Geometry of the electrokinetic source. See the text for the definition of parameters (After Murakami et al., 1984)

A fault separating two layers of different electric conductivity σ_1 and σ_2 may be considered as the electrokinetic source of the SP distribution observed along the survey line. Fluid flowing out from the fault or across it is the cause of SP anomalies. The geometry of the electrokinetic source is shown in Fig. 3. The dip

angle of the fault plane is ψ . C_1 and C_2 are the streaming potential coefficients on the upper and lower sides of the contact plane, respectively. Within the boundaries of the electrokinetic source the source intensity $S=(C_1-C_2)P$ is constant. P is the fluid pressure (above hydrostatic) at the fault. Over the rest of the source plane $S=0$. Units for σ , S and P are (Siemen/m), (Volt) and (Volt/atm), respectively.

The total electric potential $V(x,y,z)$ at the surface of the earth ($z = 0$) due to the electrokinetic source shown in Fig. 3 has been calculated by Murakami et al. (1984). The corrected solution is given in Murakami et al. (1987), and here rewritten in Eq. (1).

In Eq. (1) the uppersubscripts in $\sigma_{1/2}$ and $\sigma_{2/1}$ are used for the upper side of the contact plane, and the lowersubscripts are used for the lower side. The depth of burial of the source is a , and b is the depth to the lower boundary of the source. The length of the fault plane is l .

From preliminary audiomagnetotelluric studies in the area (Muñoz et al., 1986), σ_1/σ_2 is found to vary between 1.3 and 3.4 at depths reaching 1000 m. To investigate the incidence of parameters of Eq. (1) in the models, nearly 120 models were calculated beyond the interests of the actual problem. The SP distribution corresponding to models (dashed curves) are shown in Fig. 4 with the smoothed SP field data (solid line). Model parameters are given in Table 1 for five situations.

$$V_{1/2}(x, y, 0)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} dx_0 \int_0^{\infty} \frac{dz_0}{\sin \psi} \frac{S(x_0, z_0) \cdot y \cdot \sin \psi}{\pi (1 + \sigma_{1/2} / \sigma_{2/1}) \left| (x - x_0)^2 + (y - z_0 / \tan \psi)^2 + z_0^2 \right|^{1/2}}$$

$$= \frac{S}{\pi (1 + \sigma_{1/2} / \sigma_{2/1})}$$

$$\times \left[-\arctan \left\{ \frac{(b - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi) \cdot (x - \ell/2)}{y \cdot \sin \psi \left| (b - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi)^2 + y^2 \cdot \sin^4 \psi + (x - \ell/2)^2 \cdot \sin^2 \psi \right|^{1/2}} \right\} \right]$$

$$+ \arctan \left\{ \frac{(b - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi) \cdot (x + \ell/2)}{y \cdot \sin \psi \left| (b - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi)^2 + y^2 \cdot \sin^4 \psi + (x + \ell/2)^2 \cdot \sin^2 \psi \right|^{1/2}} \right\}$$

$$+ \arctan \left\{ \frac{(a - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi) \cdot (x - \ell/2)}{y \cdot \sin \psi \left| (a - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi)^2 + y^2 \cdot \sin^4 \psi + (x - \ell/2)^2 \cdot \sin^2 \psi \right|^{1/2}} \right\}$$

$$- \arctan \left\{ \frac{(a - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi) \cdot (x + \ell/2)}{y \cdot \sin \psi \left| (a - y \cdot \sin \psi \cdot \cos \psi)^2 + y^2 \cdot \sin^4 \psi + (x + \ell/2)^2 \cdot \sin^2 \psi \right|^{1/2}} \right\} \Bigg]$$

Eq. (1)

Table 1. Model parameters

Models	Parameters					
	a (m)	b (m)	l (m)	ψ	σ_1/σ_2	S (mV)
Model 1	100	2070	5000	80°	3	100
Model 2	100	1096	10000	85°	3	100
Model 3	100	2070	10000	80°	3	100
Model 4	100	1096	45000	85°	3	100
Model 5	100	2070	45000	80°	3	100

For all models, $x = 0$ in Eq. (1)

The surface fault line ($y = 0$) where potential equals zero in the models was determined by the best fitting approximation. The models with $\sigma_1/\sigma_2 = 3$ are those that better fit the data distribution. When $\sigma_1/\sigma_2 < 3$ the magnitude of the central anomalies around $y = 0$ tend to match. The value 3 for σ_1/σ_2 is in the range inferred from the audiomagnetotelluric results, and models only with that value of that parameter are shown in Fig. 4 as to better visualize the incidence of variation of other parameters. Also, $a = 100$ m in all the models shown; models calculated with $a = 10$ m give greater anomalies and a more abrupt variation from negative values to positive ones. The dip angle of the fault is between 80° and 85°. The source parameter S with value 100 mV is the better one found that fits the data. Both the

28 Self-potential anomalies...

depth b to which the source extends and the length l of the fault plane have incidence in fitting the nonzero value of potential in the eastern part of the line.

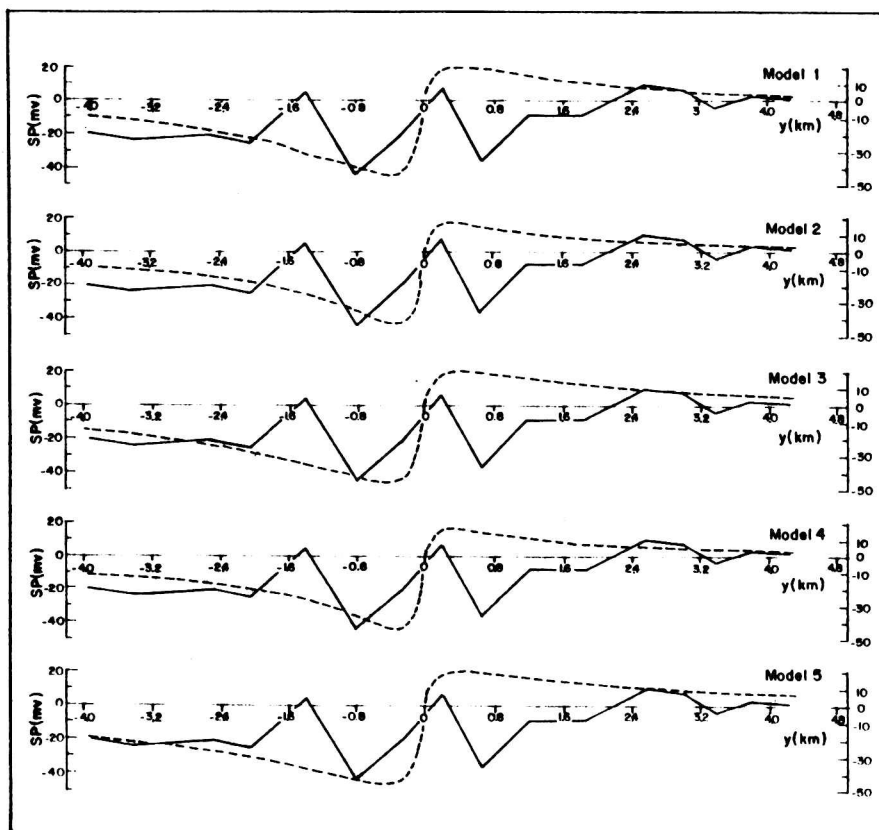


Figure 4.- Self - potential anomalies compared with four theoretical models (broken curves). Model parameters are given in Table 1

The models with b about 2000 m are the best fitting the data; this depth is greater than the one studied by the audiomagnetotelluric method. From the models it appears that the length L of the fault plane may reach 45 km, but also greater lengths may be adopted having no consequences in the SP anomalies in the survey area. This is valid having in sight the values of the other parameters and the extent of the survey line. Also, for models with large L , almost no differences are apparent in the SP pattern calculated at different x along the strike of the fault plane, unless x is such that it is within few kilometers of the extremities of the fault plane.

CONCLUSIONS AND DISCUSSION

Self-potential studies in the frame of irreversible processes have been initiated in Chile. It should be possible in the future to apply the methodology to geothermal exploration and to study fault activity in areas of the country. A self potential survey carried out in the area of Villarrica volcano indicates the existence of a fracture zone or fault that extends northward from the volcano. The dip angle of the fault plane is nearly vertical. The self potential anomalies may be generated by fluid flow from out or across the fault plane separating regions of different electric conductivity. The lower boundary of the electrokinetic source may reach 1 - 2 km in depth. The fault extent may be of some tens of kilometers, but the method does not allow a more precise determination because of the conditions of survey work. Effort should be made in the future to carry out surveys in the northern zones of more difficult access and with unequal topographic

30 Self-potential anomalies...

relief. Self-potential variations with time due to hydrogeologic parameters should make difficult the interpretation in such cases, as has been shown in an extensive experimental work by Ernstson and Scherer (1986).

The model parameters support the possibility of extension of the Liquiñe-Ofqui megafault northward from the volcano, and displaced to the west with respect to the fault line south of it. The fault may reach the northern side of Caburqua Lake, and this is in agreement with gravity anomalies and with geological observations. A gravity survey line of 16 km length carried out in the area of the SP line (Araneda y Avendaño, 1989) shows a residual anomaly with a negative maximum value of about 6.7 mgal centered on the zone of largest SP anomalies. The thickness of sediments and fractured rocks associated to the fault activity may account for this negative anomaly. The faults in the vicinity of the Liquiñe - Ofqui megafault, as studied in the area south of Villarrica volcano, are characterized by dip angles between 80° and 85° W (Hervé M., 1984), which is in agreement with the dip angle of the best fitting models encountered in this work. In the work by Hervé M. (1984) the temperature of formation of mylonites east of the fault is found to be greater than 250 - 350° C, within depths of 10 to 15 km; the temperature of formation of cataclasites west of the fault is estimated to be less than 250 - 350°C, within depths of 4 km and 10 - 15 km. The depth to the upper boundary of a conducting layer is found to be 40 - 50 km (Muñoz et al., 1990). The megafault system may reach mantle depths, the self-potential anomalies being the manifestation of hydrogeological activity in the upper crust.

It is difficult to ascribe the volcanic activity along the megafault system - prior to and after the earthquake series of May 1960 - to strain accumulation in the area. Volcanic activity was feeble in that period - vapours in Llaima volcano and vapours and explosions in Villarrica volcano between years 1959 and 1961 (Casertano, 1963a; b), vapours in Pillanillahué volcano during January 1960 (Casertano 1963a) - excepting Los Azufres linear eruption (Puyehue volcanic system) starting on May 24, two days after the earthquake main shock (Klohn, 1960; Veyl, 1960). Other eruptions and volcanic activity communicated during the earthquake series have been withdrawn by scientific observation - e.g., Veyl (1960), Tazieff (1970, pp. 50 - 51 and 204). The possible relation between large earthquakes and volcanic eruption has been examined recently by Rikitake and Sato (1989) by taking the detailed configuration of a magma reservoir into account. For one configuration they obtained that to squeeze up magma sufficient for an eruption a stress increase more than 40 and 100 bars is necessary. The stress increase may be considered to amount to a fraction (10 bars) of the stress drop associated to the earthquake - 18 to 51 bars in the case examined by Rikitake and Sato (1989) - and so they concluded that the possibility of relation between eruptions and preseismic deformation of the crust is marginal. Even if the stress drop in the 22 May 1960 earthquake in Chile was about 125 bars (Purcaru and Berckhemer, 1978), the weak volcanic activity observed prior to the main shock and the eruption starting after it, do confirm the marginality of the relationship, and instead an independent character of these two geophysical manifestations is enhanced, with the megafault and fracture system studied in this work as being the channel of chemical reactions in magma chambers in the crust and of heat transfer pulsations from

the upper mantle.

ACKNOWLEDGEMENTS

I wish to thank Nelson Allendes, Aldo Giavelli and Pedro Maya for their collaboration in the field work. Many thanks to Jaime Campos who helped in the computations, and to Hugo Moreno for helpful comments on the geology of the survey area. This work was supported by Departamento Técnico de Investigación (Universidad de Chile).

REFERENCES

- Arnedo, M. and Avendaño, M. S., 1989: Modelos gravimétricos en el sector del volcán Villarrica asociados a la megaestructura Liquiñe - Ofqui, Depto. Geol. y Geof., Universidad de Chile, Santiago, 6 pp. (Informe inédito).
- Casertano, L., 1963a: Catalogue of the active volcanoes and solfataria fields of the Chilean continent; Catalogue of the active volcanoes of the world including solfataria fields, International Volcanological Association, Part XV, 55 pp.
- Casertano, L., 1963b: Actividad del volcán Villarrica en el curso de este siglo, Boletín de la Universidad de Chile, Santiago, N°s 40-41, 3-16.
- Corwin, R. F. and Morrison H. F., 1977: Self-potential variations preceding earthquakes in central California, Geophys. Res. Lett. 4, 171 - 174.
- Corwin, R. F. and Hoover, D. B., 1979: The self-potential method in geothermal exploration, Geophysics, 44, 226 - 245.
- Corwin, R. F., De Moully G. I., Harding, R. S. and Morrison, H. F., 1981: Interpretation of self-potential survey results from the East Mesa geothermal field (California), J. Geophys. Res., 86, 1841 - 1848.
- Ernstson, K. and Scherer H. U., 1986: Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters, Geophysics, 51, 1967 - 1977.
- Fitterman, D. B., 1976: Calculations of self-potential anomalies

- generated by Eh potential gradients, U. S. Geological Survey, Open - file Rep. 76 - 98, 32 pp.
- Fitterman, D. B., 1978: Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5923 - 5928.
- Fitterman, D. B., 1979: Calculations of self-potential anomalies near vertical contacts, *Geophysics*, **44**, 195 - 205.
- Fitterman, D. B., 1983: Modeling of self-potential anomalies near vertical dikes, *Geophysics*, **48**, 171 - 180.
- Fitterman, D. B. and Morrison R. F., 1982: Inversion of self - potential data from the Cerro Prieto geothermal field, Mexico, *Geophysics*, **47**, 938 - 945.
- Hervé, F., 1984: Rejuvenecimiento de edades radiométricas en la zona de falla de Liquiñe - Ofqui en Aysén, *Comunicaciones (Departamento de Geología, Univ. de Chile)*, N° 34, 107 - 115.
- Hervé, M., 1977: Geología del Área del este de Liquiñe, provincia de Valdivia, Memoria (Departamento de Geología, Univ. de Chile).
- Hervé, M., 1984: La zona de falla Liquiñe - Ofqui en Liquiñe, *Comunicaciones (Departamento de Geología, Univ. de Chile)*, N° 34, 101 - 105.
- Hickey, R., Moreno, H., López - Escobar L. and Frey, F., 1989: Geochemical variations in andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica - Lanin volcanic chain (39.5° S): and evaluation of source heterogeneity, fraction crystallization and crustal assimilation, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **103**, 361 - 386.
- Ishido, T. and Mizutani, H., 1981: Experimental and theoretical basis of electrokinetic phenomena in rock - water systems and its application to geophysics, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1763 - 1775.
- Klohn, C., 1960: Una zona de inestabilidad estructural con fracturas profundas en los Andes del sur de Chile, reactivada en el terremoto del 22 de mayo de 1960, *Instituto Investigaciones Geológicas, Santiago*, 15 pp.
- Muñoz, M., 1987: Flujo de calor en Chile con énfasis en las Áreas del El Latio y de la cuenca de Santiago. In: V. M. Hamza, Franqipani A., Beck A. E. and Ribeiro F. B. (Editors), *Geothermics and Geothermal Energy, Revista Brasileira de Geofísica*, **5**, 153 - 164.
- Muñoz, M., Fournier, H. G., Mamani, M., Febrier, J., Yáñez, G., Borzotta, F. and Maidana, A., 1986: Resultados preliminares de sondeos magnetoteléuricos en la zona del volcán Villarrica (Pucón, Chile): aproximación a la estructura de la tectonósfera, *Informe FONDECYT 1155/85, Santiago*, 80 pp.
- Muñoz, M., Fournier, H., Mamani, M., Febrier, J., Borzotta, F. and Maidana, A., 1990: A comparative study of results obtained in magnetotelluric deep soundings in Villarrica active volcano zone (Chile) with gravity investigations, distribution of earthquake

34 Self-potential anomalies...

foci, heat flow empirical relationships, isotopic geochemistry R/Sr/86Sr and SB systematics, Phys. Earth Planet. Inter., 60, 195 - 211.

Murakami, H., Mizutani H. and Nabetani S., 1984: Self-potential anomalies associated with an active fault, J. Geomag. Geoelectr. 36, 351 - 376.

Murakami, H., Mizutani H. and Nabetani S., 1987: Correction to the paper "Self - potential anomalies associated with an active fault", J. Geomag. Geoelectr., 39, 637 - 638.

Nourbehecht, B., 1963: Irreversible thermodynamic effects in inhomogeneous media and their application in certain geoelectric problems, Ph. D. Thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge, Mass., 121 pp.

Purcaru, G. and Berckheimer H., 1978: A magnitude scale for very large earthquakes, Tectonophysics, 49, 189-198.

Rikitake, T. and Sato, R., 1989: Up-squeezing of magma under tectonic stress, J. Phys. Earth, 37, 303-311.

Tazieff, H., 1970: Cuando la tierra tiembla, Siglo XXI Editores, México, 251 pp. (trad. de: Quand la terre tremble, Librairie Arthème Fayard, 1962).

Varotsos, P. and Alexopoulos, K., 1984a: Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I; Tectonophysics, 110, 73 - 98.

Varotsos, P., and Alexopoulos, K., 1984b: Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, II; Determination of epicenter and magnitude, Tectonophysics, 110, 99 - 125.

Veyl, C., 1960: Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile, Instituto Central de Química, Universidad de Concepción, Concepción, 43 pp.

Yamazaki, Y., 1977: Tectonoelectricity, Geophys. Surv., 3, 123 - 142

**EFFECTO DE LA CIUDAD Y EL RIO SOBRE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE
EN BUENOS AIRES**

Matilde M. RUSTICUCCI

Walter M. VARGAS *

Departamento de Ciencias de la Atmósfera
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

* Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es estudiar algunas estructuras climáticas de la temperatura, y las perturbaciones provocadas por la ubicación de las estaciones. Se toman tres estaciones en las inmediaciones y dentro de la ciudad de Buenos Aires, y se analizan las temperaturas de las horas 02:00, 08:00, 14:00 y 20:00. Se muestra que la influencia de la dirección del viento en la manifestación de los efectos de la ciudad o el río en la temperatura, depende de la hora y la época del año. Sin embargo la estación de referencia no está influenciada por la ciudad, en la mayoría de las veces. El efecto de la ciudad sobre los promedios de temperatura, es máximo en horas de la noche. La influencia del río, en cambio, es más notable a las 14:00. Ambos efectos se reflejan sobre la distribución de las anomalías de las estaciones estudiadas. Los procesos que dominan estas series son más homogéneos entre estaciones, si se consideran las temperaturas diarias.

ABSTRACT

The aim of this paper is to study the effect of the station location on the six-hourly temperatures climatic structures. The observed temperature (at 02:00, 08:00, 14:00, 20:00, local time), for three stations within the metropolitan area of Buenos Aires, is studied. Local influences depend on the day time and the season. In the analysis of the wind direction, in most of the situations the reference station is not influenced by the city. The urban effect is maximum at night hours and the river influence is maximum at 14:00. Both effects are still present in the anomalies frequency distribution. The daily anomalies processes are more homogeneous than the six-hourly ones between stations.

INTRODUCCION

Dentro de un objetivo general que consiste en estudiar algunas estructuras climáticas de la temperatura en la zona llana argentina, se plantea en este trabajo analizar las perturbaciones provocadas por la ubicación de las estaciones. Por lo general en esta zona, las estaciones se encuentran situadas dentro de las ciudades, en la periferia de las mismas y/o a orillas de los ríos.

En este estudio se toma el ejemplo que representa el contraste más notable. Este lo constituye la ciudad de Buenos Aires y sus alrededores, por ser la ciudad más extensa (199.5 Km²), y por estar ubicada a orillas del río de mayor superficie. El Río de la Plata, tiene un ancho aproximado de 50 Km. frente a esta ciudad.

El régimen climático de esta región, es el correspondiente a una zona llana en latitudes medias, con una marcha de precipitación que muestra el pasaje de frentes durante todo el año, con dirección preferencial SW-NE, siendo homogénea en su régimen térmico, con un gradiente orientado aproximadamente Norte-Sur, según Hoffmann (1975).

Katsoulis y Theoharatos (1985), muestran las diferencias de temperatura que se presentan entre varias estaciones ubicadas dentro de ciudades, en el campo y cercanas al mar, en la meseta de Atenas. La isla de calor urbana se observa claramente al analizar las temperaturas mínimas, siendo más intensa en invierno. La cercanía al mar está bien representada por la menor amplitud térmica diaria.

Existe un ciclo diario y anual bien identificado en la isla de calor urbana, como lo muestran, por ejemplo, Ackerman (1985) en la ciudad de Chicago, Adebayo (1987), quien estudia la variación estacional y anual de este efecto en la ciudad tropical de Ibadan, o Cayan y Douglas (1984), quienes analizan la influencia de la urbanización en las temperaturas del Sudoeste de Estados Unidos, tomando los meses extremos. En el caso de Buenos Aires, Camilloni y Mazzeo (1987), analizan las diferencias entre las temperaturas medias anuales y mínimas medias anuales de las estaciones Observatorio Central Buenos Aires y Ezeiza, como medida de la isla de calor urbana.

Para analizar la presencia de estas variabilidades en la región de estudio, se utilizó la temperatura de superficie de las horas 02:00, 08:00, 14:00 y 20:00, en el período 1968-80, con datos provenientes del Servicio Meteorológico Nacional. Se toman tres estaciones: Observatorio Central Buenos Aires (OCBA), dentro de la ciudad; Aeroparque (AER), dentro de la ciudad pero a orillas del río; y Ezeiza (EZE), ubicada en las afueras de la ciudad, aproximadamente a 24 Km al sud-sudoeste de OCBA. (Figura 1).

Para estudiar la representatividad de EZE como no urbana, y poder compararla con la estación de la ciudad, (OCBA), se analizan los casos más críticos donde podría ser influida por esta última, es decir, cuando se encuentra a sotavento. Esto ocurre cuando el viento sopla con dirección Norte o Noreste, lo que sucede aproximadamente en un 32% de los casos. AER, en estas circunstancias, tendría a su vez, mayor influencia del río.

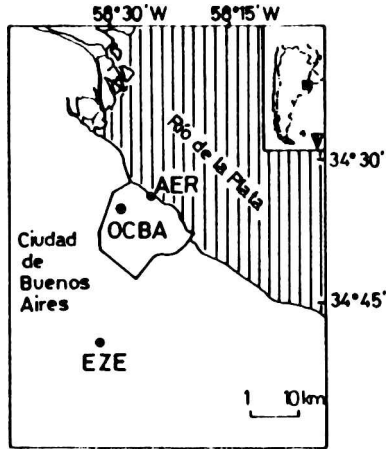


FIGURA 1: Ubicación de las estaciones

Para este estudio se considera al valor de temperatura como una suma de dos componentes: $T = \bar{T} + T'$ donde, en \bar{T} (promedio en el período considerado), se encuentran las variaciones de tipo estacional, y en T' las oscilaciones de escala menor, por ejemplo sinóptica u otro tipo de ciclos o cuasi-ciclos (Essenwanger, 1980).

Se estudia en ambas componentes la variabilidad de los efectos del río o la ciudad, con los meses, horas y años.

ANÁLISIS DE LA PRIMERA COMPONENTE (\bar{T})

1. Promedios en función de la dirección del viento

Como primer paso, se analiza la posible influencia de la dirección del viento, en los promedios y diferencias de temperatura entre estaciones. Para ello, se discriminaron los datos en dos grupos. Un grupo, donde la estación EZE está influenciada por la ciudad, y AER por el río, con vientos soplando con direcciones Norte y Noreste (en adelante, llamado NNE). El otro grupo, caracterizado por vientos provenientes del Sur y Sudoeste (en adelante, SSW), donde esta influencia no existiría. Se calculan promedios mensuales y se comparan las ondas anuales y diarias de las tres estaciones, según la dirección del viento.

Se observa en la Figura 2 la marcha diaria media de las tres estaciones, para los dos grupos de direcciones de viento y para los meses de enero y julio. En la amplitud térmica diaria, se advierte la acción moderadora del río sobre AER, ya que se encuentran en esta estación los menores valores en todos los casos. Esto se halla acentuado cuando el viento es NNE, por ejemplo en AER en enero la amplitud térmica diaria es 3.4°C , mientras que en OCBA es 5.2°C , en julio estos valores son 2.9 y 5.1°C respectivamente.

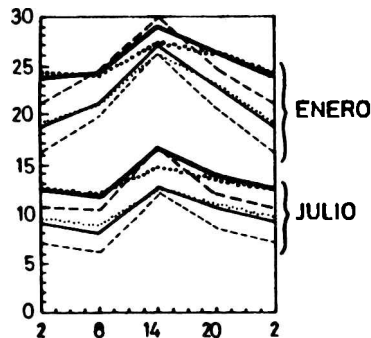


FIGURA 2: Marchas diarias medias correspondientes a enero y julio, para las tres estaciones, separadas según la dirección del viento

— OCBA viento N y NE -- EZE viento N y NE ... AER viento N y NE
 — OCBA viento S y SW -- EZE viento S y SW ... AER viento S y SW

En la Figura 3 se observa la marcha anual de las diferencias entre las estaciones para las cuatro horas. En las diferencias entre OCBA y EZE se observa el efecto de la ciudad (δT_c), y entre las de OCBA y AER el del río (δT_r). A simple vista se nota que la influencia de la dirección del viento en las temperaturas de estas estaciones depende de la hora y de la época del año.

Analizando el comportamiento de las δT_c con la dirección de donde proviene el viento, según la hora de ocurrencia, se podrían dividir las cuatro horas en dos casos, las horas 02:00 y 20:00, donde las diferencias entre estaciones se mantienen prácticamente independientes de la dirección del viento y, por otro lado, las horas 08:00 y 14:00, en las que esto no ocurre.

A las 08:00, cuando el viento proviene del cuadrante SSW, se encuentran mayores valores de diferencias que en el grupo NNE, a lo largo de todo el año. Particularmente, entre octubre y febrero en el caso NNE, las δT_c son prácticamente nulas. Esto quiere decir, que cuando el viento es NNE, en ese periodo del año, a esta hora, no se distingue entre los valores de temperatura de la estación de la ciudad y la que se considera como referencia.

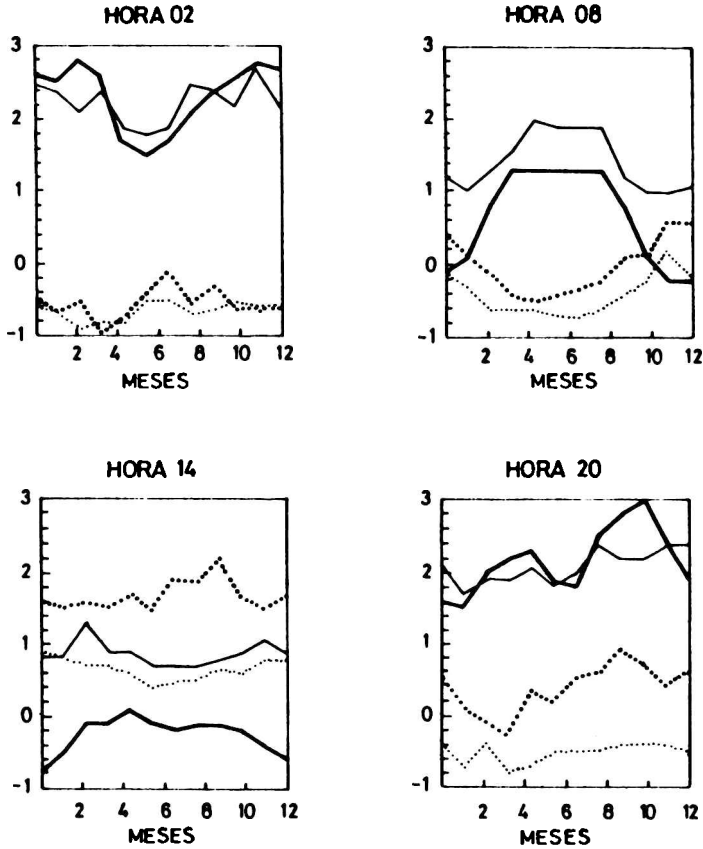


FIGURA 3: Diferencia entre temperaturas medias mensuales de las tres estaciones, en cada hora de estudio, segun la direccion del viento.

— OCBA - EZE (δT_c), NNE *** OCBA - AER (δT_r), NNE
 - - - OCBA - EZE (δT_c), SSW ···· OCBA - AER (δT_r), SSW

Similar comportamiento se presenta a las 14:00, con la salvedad de que el periodo de mayor identidad entre las estaciones es marzo-octubre. A esta hora, si bien esta semejanza podria ser atribuible a las condiciones de ciudad advectadas hacia EZE, tambien es cierto que es la hora de la máxima homogeneidad horizontal y vertical entre las estaciones.

Como un método para poder cuantificar estas similitudes, se plantea comparar estos valores con los obtenidos del análisis regional. Los gradientes que muestran las temperaturas discriminadas por dirección de viento, son levemente superiores a los que se obtienen del atlas climático de Sud América. (Hoffmann, 1975). Los valores de estos últimos, son de 0.17°C para Julio y 0.24°C para Enero. Sólo en un 11% de los casos, (5.8% en la hora 14:00 y 4.2% a las 08:00) las diferencias entre OCBA y EZE, para el caso de viento NNE, resultan menores que estos valores. Esto estaría mostrando que las condiciones de la ciudad que afectan a OCBA no afectan a EZE, en la mayoría de las veces.

Continuando con la Figura 3, resta analizar la manifestación del efecto del río, en relación con la dirección del viento y la hora. Las diferencias δT_r muestran que a las 02:00 este efecto es prácticamente invariante con la dirección del viento. A las 08:00 en cambio, se encuentra una leve dependencia que permanece casi constante a lo largo del año.

A las 14:00, se observa el máximo efecto moderador del río cuando el viento es NNE, ya que éste no permite que la temperatura de AER tome valores tan altos como los de OCBA. Cuando es SSW, se mantiene la misma relación entre estaciones, pero con valores menores de δT_r . A la hora 20:00, todavía se puede observar que la dirección del viento condiciona las δT_r . Cuando el viento es NNE, AER está más fría que OCBA en la mayoría de los meses, ocurriendo lo contrario en el caso de SSW.

En la Tabla I, se muestra el análisis de varianza de los promedios de diferencias de temperatura entre estaciones, tomando a la hora, la dirección del viento y el mes, como posibles efectos de variabilidad de la serie. Con un límite de aceptación de 0.01, se ve allí que los tres efectos son significativos para el caso de las diferencias que marcan el efecto del río, aunque la estacionalidad (el efecto de los distintos meses) está muy cercana al límite. La forma de manifestarse de la brisa del río, diferente en cada hora y mes, es detectada por el análisis.

Cuando se analiza el efecto de la ciudad, la variabilidad que aportan los meses no es significativa para la varianza de las diferencias, en cambio sí lo es la hora y la dirección del viento.

2. Ondas anuales completas

En este punto, se analizan las ondas anuales calculadas con datos diarios para las cuatro horas de estudio, de las tres estaciones. Esto se realiza con el fin de tener una mejor caracterización de las diferencias de regímenes existentes entre las estaciones.

Para calcular la componente T, se aplicó análisis armónico (Trenberth, 1984 b) a las series de promedios diarios, en cada una de las horas, para el período total. Se reconstruyeron las ondas anuales con el primero y segundo armónico, quienes explican, aproximadamente, el 95% de la varianza.

TABLA I

ANALISIS DE VARIANZA DE LAS DIFERENCIAS ENTRE LOS PROMEDIOS MENSUALES HORARIOS DE LAS ESTACIONES OCBA Y AER (δT_r), OCBA Y EZE (δT_c), SEPARADOS POR DIRECCION DE VIENTO.

S.C.: suma de cuadrados, G.L.: grados de libertad,
C.M.: cuadrados medios, C.F.: cociente F de Fisher,
P(>F): probabilidad de hallar un mayor F.

OCBA - AER (δT_r)

Efecto	S.C.	G.L.	C.M.	C.F	P(>F)
Hora	42.2	3	14.1	170.2	0.000
D. Viento	8.8	1	8.8	106.8	0.000
Mes	2.2	11	0.2	2.4	0.012
ERROR	6.6	80	0.1		

OCBA - EZE (δT_c)

Efecto	S.C.	G.L.	C.M.	C.F	P(>F)
Hora	63.3	3	21.1	90.4	0.000
D. Viento	4.6	1	4.6	19.9	0.000
Mes	1.9	11	0.1	0.8	0.683
ERROR	18.7	80	0.2		

Estas ondas presentan las mismas características en las tres estaciones que las mostradas para EZE, (Vargas y Rusticucci, 1988), como muestra la Figura 4. En la Figura 5 se presentan las marchas a lo largo del año, de las diferencias entre las ondas de las estaciones estudiadas, en cada una de las cuatro horas. Se define δT_c (ciudad) = $T(OCBA) - T(EZE)$, y δT_r (río) = $T(OCBA) - T(AER)$.

Durante la noche, el comportamiento de ambos efectos es similar, como se observó al estudiar los promedios mensuales de los casos divididos en dos direcciones. Coincidiendo con los resultados de Camilloni y Mazzeo (1987), aquí el efecto de la ciudad es máximo. A las 02:00, δT_c presenta una onda con máximos en primavera y fin del verano, de hasta 2.8°C. Un mínimo principal en invierno, de 1.6°C, y uno secundario en verano de 2.6°C. δT_r presenta valores negativos todo el año, entre -0.3 y -0.9°C, con máximo en otoño. A las 20:00, δT_r mantiene la posición y los valores de los extremos de las 02:00. También es el caso de δT_c , excepto que aparece un mínimo en verano del mismo valor que el invernal.

En las horas del día, el comportamiento es, como era de esperar, levemente diferente. A las 08:00, δT_c presenta un máximo en Mayo-Junio de 1.8°C, (1°C menor que el nocturno), y un mínimo en Diciembre Enero de 0.4°C. δT_r , que manifiesta claramente el efecto moderador del río, es positivo de Octubre a Febrero.

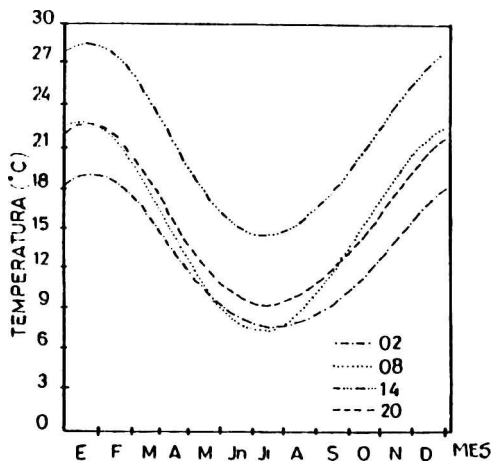


FIGURA 4: Armónicas de Fourier de los promedios de temperatura diaria, en las horas estudiadas, 1968-80, estación EZE

En otras palabras, AER se mantiene más fría que OCBA en los meses más cálidos.

A las 14:00, aparecen algunos indicios de la llamada "Isla Urbana Fría" (ver por ejemplo Piccolo y Steffens, 1987), pero muy leves (0.1 a 0.3°C). Es en esta hora donde existe la mayor homogeneidad entre las estaciones, a la vez que el efecto del río es más notable. δTr es positivo a lo largo de todo el año, alcanzando máximos de 1.4°C en Febrero.

Claramente, la variación diurna de ambos efectos es mayor que la anual. Los valores medios obtenidos para la amplitud diaria de δTc y δTr , son 2.3 y 1.8°C, respectivamente, versus 0.5°C en ambos efectos para la amplitud anual.

Estos valores son comparables con los obtenidos por Ackerman (1985) en la ciudad de Chicago, y Camilloni y Mazzeo (1987) en la ciudad de Buenos Aires. La magnitud de los mismos, marca la influencia de la presencia de la ciudad sobre el régimen térmico, (Balling e Idso, 1989).

ANÁLISIS DE LA SEGUNDA COMPONENTE (T') - ANOMALIAS

Se desea observar si en la temperatura, una vez removidos los valores medios correspondientes a la onda anual, se manifiestan los efectos locales que afectan a las estaciones estudiadas.

Las anomalías se calculan de la siguiente forma:

$$T' (h,m,d,a) = T (h,m,d,a) - \bar{T} (h,m,d)$$

donde = h: hora, m: mes, d: día, a: año, T: valor original de la serie, \bar{T} : valor surgido de la onda anual calculada en el punto 2 del Análisis Primera Componente. Primeramente, se obtienen las funciones de distribución de T', en el periodo completo de estudio, para las tres estaciones.

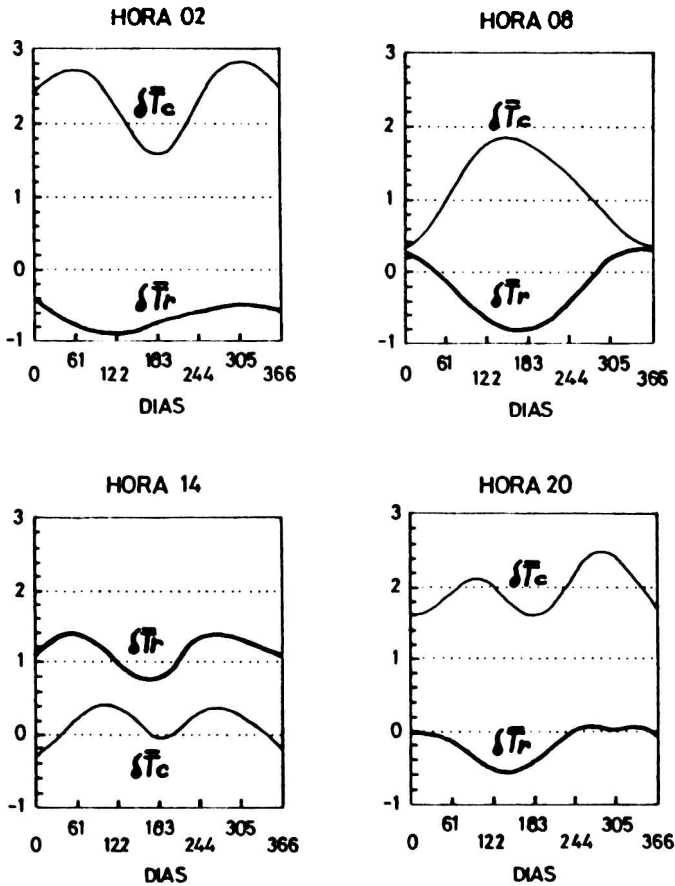


FIGURA 5: Variación anual de δT_r y δT_c en cada una de las horas estudiadas

Al aplicar un test de chi-cuadrado entre estas distribuciones, resultaron significativamente diferentes entre sí, con un nivel del 0.01.

Se calculó el estadístico según la siguiente fórmula: $\text{Chi} = \sum (F_t - F_e)^2 / F_t$ para 21 grados de libertad, donde: F_t = frecuencia absoluta de la distribución que se toma como teórica.

Fe = ídem de la distribución que se toma como empírica. Se tomaron alternativamente las tres estaciones como teóricas o empíricas.

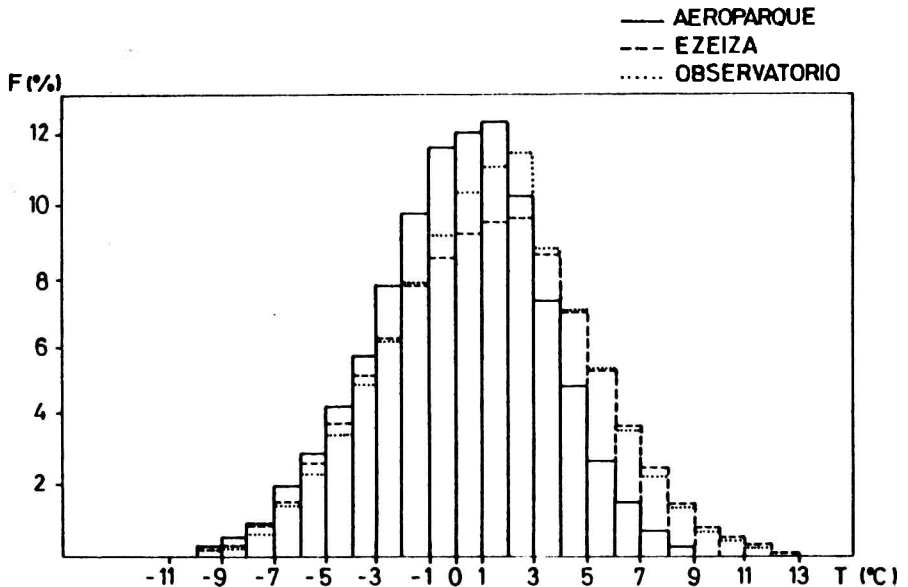


FIGURA 6: Distribuciones de frecuencia de las anomalías de temperatura cuatridiurna de las tres estaciones estudiadas, 1968-80

Se observa en la Figura 6, que en los valores cercanos a cero (-2.0 a 2.0), AER presenta más casos (10% que EZE, encontrándose entre ambos las frecuencias de OCBA. Esto muestra que las temperaturas de AER, son más cercanas a su valor medio. En las anomalías positivas (> 2.0), AER alcanza valores menores y menor cantidad de ocurrencias que EZE y OCBA. Esto produce que la asimetría de estas distribuciones sea diferente.

Queda claro que en la distribución de esta componente de la temperatura también se reflejan los efectos que producen la ciudad o el río, ya que estas diferencias aparecen sistemáticamente en los valores centrales y en los extremos. Al analizar las muestras de cada año, se observan las mismas características anteriores.

Para estudiar si los valores medios de estas anomalías, difieren entre estaciones para los distintos años, se aplicó un Análisis de Varianza de dos "vías". Como se puede ver en la Tabla II, este análisis da como no significativa las diferencias entre estaciones pero sí entre años.

TABLA II
ANÁLISIS DE VARIANZA DE LOS PROMEDIOS ANUALES DE LAS ANOMALIAS DE
LAS ESTACIONES OCBA, AER Y EZE, PERIODO 1968/1980

Aclaraciones tabla idem Tabla I

<i>Efecto</i>	<i>S.C.</i>	<i>G.L.</i>	<i>C.M.</i>	<i>C.F</i>	<i>P(>F)</i>
Años	3.65	12	0.30	29.51	0.000
Estac	0.01	2	0.00	0.25	0.784
ERROR	0.25	24	0.01		

Esto manifiesta la importancia de la variabilidad interanual intrínseca en cada una de estas muestras por un lado, y por otro, que en el valor medio de T' no se manifiestan los efectos locales.

Con el objeto de estudiar el proceso que domina estas series, se calcularon los coeficientes de autocorrelación, según la siguiente fórmula: (Trenberth, 1984a)

$$R(\text{lag}) = \frac{\sum (X(I) - Ma)(X(I+\text{lag}) - Ma)}{N - \text{lag}} \quad \text{donde: } I = 1, \dots, N - \text{lag}$$

Ma = media aritmética de la serie total

De aquí se puede inferir que, también las estaciones AER y OCBA siguen un proceso de ruido rojo, como se vio en EZE (Vargas y Rusticucci, 1988).

En la Tabla III, se presentan estos coeficientes en el primer lag, correspondiente a 6 horas. Se puede notar la fuerte memoria que poseen estas series, con coeficientes significativamente distintos de cero, límite calculado según Mitchell et al. (1986), el cual resulta al 99% de 0.06.

Al tomar los datos diarios, (Lag uno = 24 horas) para cada una de las cuatro horas estudiadas, los coeficientes presentan menores valores que en el caso anterior pero altamente significativos (ri 99% = 0.03). (Tabla IV). Se aplica Análisis de Varianza de dos vías para ver si existe identidad de estos procesos entre las estaciones, entre los años y entre las distintas horas. Este análisis, mostrado en las Tablas V y VI, da como efectos significativos a los años y estaciones en el caso de T' cada seis horas y a las horas, con un valor cercano al límite, en el caso de T' diarias.

Esto implica que si se desea aplicar un modelo autorregresivo a estas series, que represente a las tres estaciones, se deberá tomar las anomalías de temperatura diarias.

TABLA III

COEFICIENTES DE AUTOCORRELACION CORRESPONDIENTES AL PRIMER LAGO (= 6 HORAS) DE LAS SERIES ANUALES DE T' CUATRIDIURNAS PARA LAS TRES ESTACIONES

AÑO	EZE	OCBA	AER
1968	0.73	0.78	0.78
1969	0.79	0.81	0.80
1970	0.78	0.82	0.77
1971	0.81	0.83	0.75
1972	0.79	0.81	0.78
1973	0.73	0.78	0.73
1974	0.78	0.79	0.78
1975	0.78	0.80	0.80
1976	0.79	0.81	0.80
1977	0.75	0.80	0.81
1978	0.75	0.78	0.79
1979	0.77	0.80	0.78
1980	0.81	0.84	0.85

TABLA IV

COEFICIENTES DE AUTOCORRELACION CORRESPONDIENTES AL PRIMER LAGO (= 24 HORAS) DE LAS SERIES DE T' DIARIAS EN LAS CUATRO HORAS CONSIDERADAS, PERIODO 1968/80

HORA	EZE	OCBA	AER
02	0.51	0.54	0.53
08	0.56	0.59	0.59
14	0.55	0.51	0.50
20	0.53	0.56	0.54

TABLA V

ANALISIS DE VARIANZA DE LOS COEFICIENTES DE AUTOCORRELACION DE LAS ANOMALIAS CUATRIDIURNAS ANUALES. ESTACIONES OCBA, AER Y EZE, PERIODO 1968/1980

Aclaraciones tabla *idem* Tabla I

Efecto	S.C.	G.L.	C.M.	C.F	PC>FD
Años	0.02	12	0.00	4.74	0.001
Estac	0.01	2	0.00	10.49	0.001
ERROR	0.01	24	0.00		

TABLA VI

ANALISIS DE VARIANZA DE LOS COEFICIENTES DE AUTOCORRELACION DE LAS ANOMALIAS DIURNAS PARA LAS CUATRO HORAS. ESTACIONES OCBA, AER Y EZE, PERIODO 1968/1980

Aclaraciones tabla idem Tabla I

Efecto	S.C.	G.L.	C.M.	C.F	P(>F)
Horas	0.01	3	0.00	5.03	0.045
Estac	0.00	2	0.00	0.41	0.683
ERROR	0.00	6	0.00		

CONCLUSIONES

Se estudian los efectos de la ciudad y el río sobre la temperatura cuatridiurna de tres estaciones en la región de la ciudad de Buenos Aires. Se analiza su influencia en los valores medios y anomalías. La variabilidad de ambos efectos está determinada por la hora y la dirección del viento, y además por la época del año en el caso del efecto del río.

A la hora 08:00, entre octubre y febrero, y a las 14:00, entre marzo y octubre, los regímenes de temperatura media de las estaciones OCBA y EZE no se diferencian cuando hay viento con dirección Norte o Noreste, que es cuando la estación de referencia (EZE) se encuentra a sotavento de la ciudad (OCBA). En particular, se debe notar que las 14:00 es la hora de máxima homogeneidad horizontal y vertical.

A las 02:00 y 20:00, el efecto de la ciudad se mantiene independiente de la dirección del viento, variando en intensidad a lo largo del año.

El efecto moderador del río es máximo a las 14:00, cuando el viento es del Norte o Noreste. A las 20:00 este efecto actúa en forma opuesta según la dirección del viento.

La variación diurna en ambos casos es mayor que la anual, los valores medios obtenidos para la amplitud diaria de diferencias de temperatura que marcan el efecto de la ciudad y el río, son de 2.3 y 1.8°C respectivamente, versus 0.5°C en ambos efectos para la amplitud anual. En la distribución de las anomalías de temperatura, se manifiesta claramente la influencia de ambos efectos. Si se deseara aplicar un modelo autorregresivo a estas series, que represente a las tres estaciones estudiadas, es válido considerar las anomalías de temperatura diarias.

REFERENCIAS

- Ackerman, B., 1985, *Temporal March of the Chicago Heat Island*, J.Clim.Appl.Met., vol 24, 547-554.
- Adebayo, Y., 1987, *A Note on the Effect of Urbanization on Temperature in Ibadan*, Journal of Climatology, vol 7,185-192
- Balling, R. e Idso, S., 1989, *Historical Temperature Trends in the U.S. and the Effect of Urban Population Growth*, J.Geophys.Res., vol 94, No. D3, 3359-3363.
- Camilloni, I. y Mazzeo, N. 1987, *Algunas características térmicas de la atmosfera urbana de Buenos Aires*, Anales del II Congreso Interamericano y V Congreso Argentino de Meteorología, 14.2.1-14.2.5.
- Cayan, D. and Douglas, A., 1984, *Urban Influences on Surface Temperatures in the Southwestern United States during Recent Decades*, J.Clim.App.Met, vol 23, 1520-1530.
- Essenwanger, O., 1980, *On Red Noise and Quasi-Periodicity in the Time Series Atmospheric Temperature*, Statistical Climatology, Developments in Atmospheric Science, vol 13, Elsevier, 165-180.
- Hoffmann, J., 1975, *Atlas Climático de Sud America*, O.M.H.
- Katsoulis, B. and Theoharatos, G., 1985, *Indications of the Urban Heat Island in Athens, Greece*, J.Clim.Appl.Met., vol 24, 1296-1302.
- Mitchell, J. et al. 1966, *Climatic Change*, WHO Tech.Note N°79, WHO N° 195.
- Piccolo, M. y Steffens, A., 1987, *Isla de calor invernal en Bahía Blanca.*, Anales del II Congreso Interamericano y V Argentino de Meteorología, 14.1.1-14.1.5.
- Trenberth, K., 1984 a, *Some Effects on Finite Sample Size and Persistence on Meteorological Statistics. Part I: Auto correlations*, Mon.Wea.Rev., vol 112, 2369-2368.
- Trenberth, K., 1984 b, *Some Effects on Finite Sample Size and Persistence on Meteorological Statistics. Part II: Potential Predictability*, Mon.Wea.Rev., vol 112,2369-2379.
- Vargas, W. y Rusticucci, M., 1988, *Propiedades y procesos dominantes en una serie cuatrídurna de temperatura*, GEOACTA, vol 15, N° 1, 145-154.

DISTRIBUCION Y CARACTERISTICAS DE LA PRECIPITACION

EN EL CENTRO Y ESTE DE ARGENTINA

Carlos M. Krepper, Beatriz V. Scian y Jorge O. Pierini
Instituto Argentino de Oceanografía (CONICET-UNS)
Bahía Blanca - Argentina

RESUMEN

Se estudian los registros de precipitación anual de 49 estaciones del Centro y Este de Argentina durante el período 1928-1977, para determinar el comportamiento y las distribuciones de la lluvia, en particular para los años húmedos y secos. Se emplea el año "agrícola" que comienza en julio y finaliza en junio. Se utilizan dos métodos para el análisis de la distribución de la lluvia anual: una versión modificada del método de Lund y el Análisis por Componentes Principales (ACP) en el modo S. Los tipos 1 y 2 de Lund se correlacionan muy bien con las distribuciones espaciales de la precipitación en los años extremos. El ACP muestra una tendencia positiva en los totales anuales de lluvia para toda el área de estudio.

ABSTRACT

Precipitation records from 49 stations covering central-east Argentina during the period 1928-1977 were studied in order to determine the behaviour and distribution of annual rainfall, in particular for extremely dry and wet years. The agricultural year was taken as commencing in July and ending in June. The analysis of annual rainfall distribution was carried out by two methods: A slightly modified version of pattern correlation according to Lund and a Principal Component Analysis (PCA) in the S-mode. Extreme years have a very well described spatial distribution according to Lund's type 1 and 2. PCA shows the existence of positive precipitation trend for the region as a whole.

INTRODUCCION

El área seleccionada para el presente trabajo incluye lo que geográficamente se conoce como región pampeana, es decir: la Provincia de Buenos Aires, centro y sur de Entre Ríos y Santa Fé, sudeste de Córdoba y este de La Pampa. Es allí donde se realiza la mayor explotación agrícola-ganadera del país, representando la zona de producción cerealera por excelencia.

El área incluye las regiones climáticas de la Pampa Seca y la Húmeda con una franja de transición entre el clima subhúmedo y el semiárido, propuesta por Thornthwaite (1948), delimitada por las isoyetas de 600-700 mm al este y 500-600 mm al oeste, dependiendo de la latitud (Prohaska, 1961). El régimen de precipitación predominante está caracterizado por un mínimo invernal y dos máximos (en otoño y primavera), un balance hídrico negativo y la gran variabilidad en la cantidad de lluvia caída a lo largo del año.

De acuerdo con Prohaska (1952), quien clasificó las distribuciones de la precipitación para diferentes regiones geográficas en base a aspectos generales de la circulación atmosférica, el régimen predominante es de transición entre los tipos Atlántico Subtropical y Continental.

Las fluctuaciones mencionadas en los totales anuales de lluvias tienen una consecuencia directa sobre la producción agrícola, motivo por el cual se analizan sus distribuciones extremas sobre la zona de explotación cerealera.

DISTRIBUCIONES EXTREMAS DE LA PRECIPITACION ANUAL

El análisis llevado a cabo está basado en registros de totales mensuales de precipitación para el período 1928-1977, correspondiente a 67 estaciones pluviométricas que cubren la región centro y este de Argentina.

La distribución irregular de la red de estaciones tiene por objeto lograr una mayor definición en la zona de transición a la cual corresponden casi el 50% de las localidades utilizadas.

Debido a que el año calendario produce una división en la estación de lluvias que se extiende de primavera a otoño, se decidió redefinir el período de medición en base a un denominado "año agrícola" comprendido entre los meses de julio a junio, es decir para cada localidad se obtuvo una serie de 49 valores anuales de precipitación desde julio de 1928 hasta junio de 1977, desarrollándose de aquí en más todo el trabajo en base al "año agrícola".

El campo de isoyetas medias para la precipitación anual y la ubicación de la red utilizada es mostrado en la Figura 1.

La serie de las anomalías de la precipitación media anual para el área, obtenida como un promedio sobre todo el dominio espacial se presenta en la Figura 2. En dicha serie pueden contabilizarse los períodos (runs) con desvíos positivos y negativos en función de su longitud en años. La frecuencia de aparición de cada período se muestra en la Tabla 1, donde las mismas pueden ser comparadas con los valores esperados en una distribución al azar.

Durante los 49 años estudiados se observa que los períodos con longitudes correspondientes a 1, 4 y 5 años poseen frecuencias de ocurrencia superiores a las de un proceso aleatorio mientras que para longitudes de 2 y 3 años las mismas resultan inferiores a lo estadísticamente esperado. Además, para períodos de 4 y 5 años,

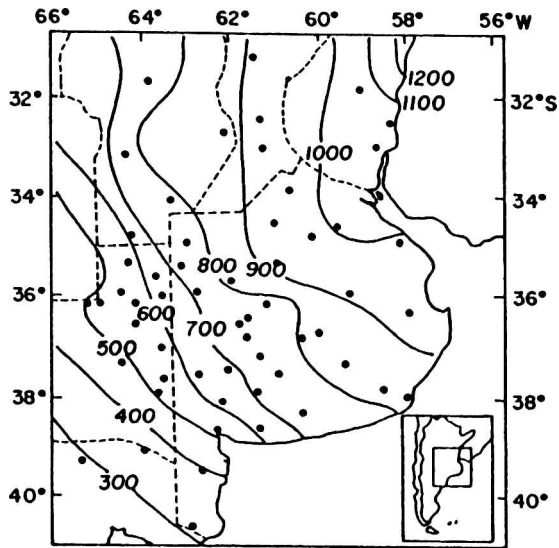


Figura 1: Precipitación media anual (mm) y localización de la red pluviométrica

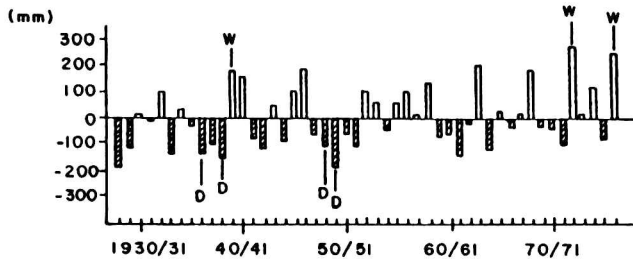


Figura 2: Serie temporal de las anomalías medias anuales

tres casos corresponden a anomalías negativas y sólo uno a desvíos positivos. Tales períodos negativos coinciden con episodios de sequías en la región ocurridos en 1939, 1950 y 1961. Como consecuencia de la irregular distribución de las estaciones pluviométricas mencionadas previamente, se podría llegar a obtener una representación errónea de la precipitación anual al utilizar dicha serie como representativa de toda la región. Debido a ello se decidió estudiar el problema desde el punto de vista de la

distribución de la superficie con precipitaciones por encima de lo normal; para lo cual se determinó un índice definido como el porcentaje del área total que recibe lluvias anuales superiores a lo normal (Streten, 1983). La serie temporal correspondiente a este índice (ver Figura 3) permite definir aquellos años con distribuciones extremas de precipitación de la siguiente forma: a) Años Secos (D), como aquellos en que menos del 10% del área total recibe lluvias por encima de lo normal y b) Años Húmedos (W) como aquellos en que más del 90% del área total sufre precipitaciones por encima de lo normal. Los límites utilizados para definir los años extremos son diferentes a los empleados por Streten (1983) sobre Australia, los nuevos valores se ajustan mejor a las características de nuestra región. Mediante un test de Kolmogorov-Smirnov se verificó que dicha serie temporal de índices ajusta, con un nivel de significancia de 0,01, a una distribución normal con media 0,45 y desviación standard igual a 0,28. Sin embargo la aplicación de la distribución teórica carece de valor cuando se intenta calcular la probabilidad de ocurrencia de años D y W, ya que el ajuste realizado se torna muy impreciso en los extremos.

TABLA 1

Número de Periodos (runs), de diferentes longitudes en años, con precipitaciones anuales por encima/debajo del valor medio para todo el dominio espacial (julio de 1928 - junio de 1977)

Longitud del periodo (años)	1	2	3	4	5
Por encima/debajo del valor medio	14	6	1	3	1
Valores esperados en una distribución al azar	12,5	6,7	3,1	1,6	0,7

Los años D (1936/37, 1938/39, 1948/49 y 1949/50) corresponden a periodos de anomalías negativas con duraciones superiores a los tres años, tal como se puede observar en la Figura 2, pero no todos los periodos negativos contienen años D. Esto último puede ser una consecuencia de la distribución irregular de estaciones sobre la región. Cabe mencionar como caso particular el hecho de no registrarse un año D durante la sequía de 1961, como consecuencia de que la misma estuvo restringida a la parte sur de la Provincia de Buenos Aires y SE de La Pampa.

Por el contrario, los años W (1939/40, 1972/73 y 1976/77), corresponden a periodos cortos de anomalías positivas (2 o 3 años). Para cada localidad i -ésima se estudió la ocurrencia de años con marcado déficit o exceso en la precipitación, es decir, aquellos años cuyas anomalías están fuera del intervalo $(-\sigma_1, \sigma_1)$.

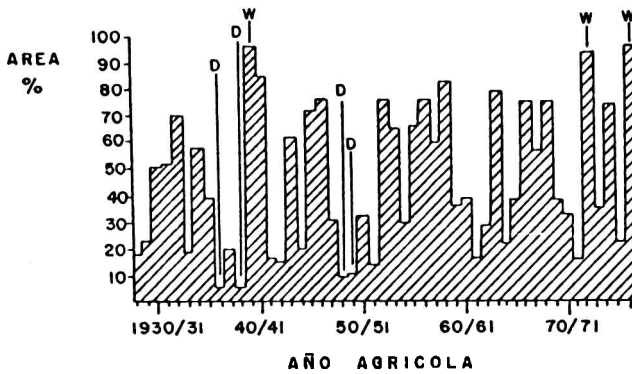


Figura 3: Porcentaje del área con precipitaciones por encima de lo normal.

A partir de ello se ha podido determinar que las localidades que presentan al menos un caso de 3 años consecutivos con anomalías del mismo signo, fuera del intervalo mencionado, tienden a circunscribirse al NO de la Provincia de Buenos Aires, S de Córdoba y NE de La Pampa.

CLASIFICACION DE PATRONES DE PRECIPITACION ANUAL

Existen dos métodos equivalentes para realizar un análisis de los patrones espaciales que presentan los modos típicos de la precipitación anual. Uno de ellos es el método de la correlación entre distribuciones anuales debido a Lund (1963) y el otro es el conocido análisis por componentes principales (ACP) en el modo T. Nicholson (1986a) realizó una exhaustiva descripción de las ventajas y limitaciones de ambos métodos.

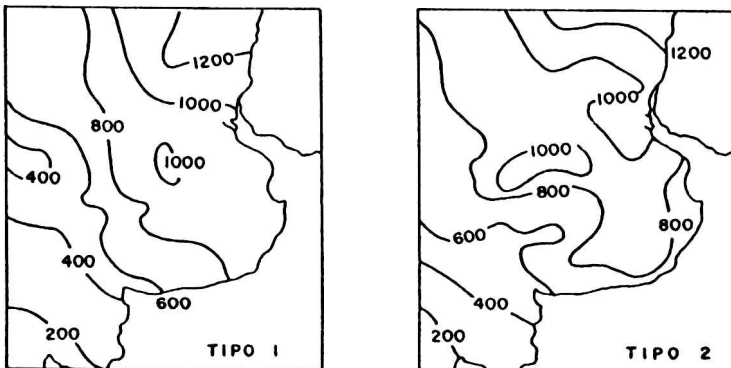


Figura 4: Tipos de precipitación obtenidos mediante el método de Lund.

El uso de la técnica de correlación lineal del Lund parece la más apropiada en el presente caso debido a que reproduce distribuciones anuales de precipitación recurrentes a partir de campos espaciales reales, sin las restricciones originadas por las condiciones de ortogonalidad del método de ACP. Una modificación al método original de Lund es empleada por Nicholson (1986b) para obtener los diferentes tipos del campo de variabilidad interanual de la lluvia sobre la región de Africa perteneciente al Hemisferio Sur. El proceso empleado por dicha autora filtra el ruido en los patrones individuales conservando los rasgos comunes, siendo tal procedimiento el utilizado en la presente sección.

Para un conjunto de 49 mapas correspondientes a distribuciones anuales de la precipitación durante el año agrícola, a lo largo del periodo 1928-1977 con un nivel de correlación $r=0,75$, se obtuvieron únicamente dos tipos representativos (ver Figura 4). Tales tipos clasifican un conjunto de 41 casos sobre los 49 mapas originales y solamente el primero representa a 35 distribuciones anuales, es decir el 71.4% del total, sugiriendo una coherencia muy elevada de la precipitación sobre la región bajo estudio. De los restantes años únicamente 6 están fuertemente correlacionados con el Tipo 2, mientras que los otros 8 años no pueden ser clasificados para un nivel de correlación $r=0,75$.

El Tipo 1 describe una distribución muy cercana a la correspondiente a los valores medios (ver Figura 1), excepto por la perturbación en el Centro y Oeste de la Provincia de Buenos Aires. Los cuatro años D están correlacionados con el Tipo 1 con coeficientes de 0,85, 0,94, 0,91 y 0,84 respectivamente, asegurando que estos años extremos no tienen distribuciones anómalas.

Por su parte el Tipo 2 representa sólo el 12,2% de los casos mostrando los máximos relativos en el NO y NE de la Provincia de Buenos Aires, con una configuración algo más irregular que la del Tipo 1 para el resto del área. Los años W (1972/73 y 1976/77) están bien representados por el Tipo 2 con coeficientes de 0,86 y 0,76 respectivamente, el restante (1938/39) se correlaciona con el Tipo 1 con $r=0,79$. Es decir que los años extremos W y D poseen distribuciones espaciales normales altamente correlacionadas con los Tipo 1 y 2 determinados por el método de Lund.

CARACTERISTICAS DE LA PRECIPITACION ANUAL

Una vez identificados los años extremos y conociendo que sus configuraciones espaciales no son atípicas se procedió a analizar sus características mediante el ACP en el modo S. Dicha técnica se originó para reducir la dimensión de un conjunto de datos (Richman, 1981; Horel, 1981) y es utilizada frecuentemente en meteorología para delinear mejor los campos espaciales.

Esencialmente cuando n observaciones de una variable se obtiene simultáneamente en m localidades se pueden calcular los autovalores y autovectores de una matriz de covarianza o de correlación. En este caso el análisis se llevó a cabo en el dominio espacial donde los autovectores de dimensión tienen una componente para cada estación de observación representando un patrón espacial y ortogonal.

A partir de datos totales anuales de lluvias ($n=49$) para un subconjunto de 49 estaciones pluviométricas ($m=49$) se generó la matriz de covarianzas correspondiente. La Tabla 2 resume los porcentajes de la varianza total explicados por los 7 primeros autovectores (E1, E2, ..., E7).

Para seleccionar el número correcto de autovectores significativos se aplicó un test debido a Anderson (1963) con un nivel de significancia de 95%, resultando que únicamente los 4 primeros autovectores tienen un sentido meteorológico distinto del ruido.

TABLA 2

Autovectores	Varianza Explicada %	Varianza Acumulada %
E1	42,98	42,98
E2	13,84	56,82
E3	6,72	63,54
E4	3,68	67,22
E5	3,53	70,75
E6	3,09	73,84
E7	2,87	76,71

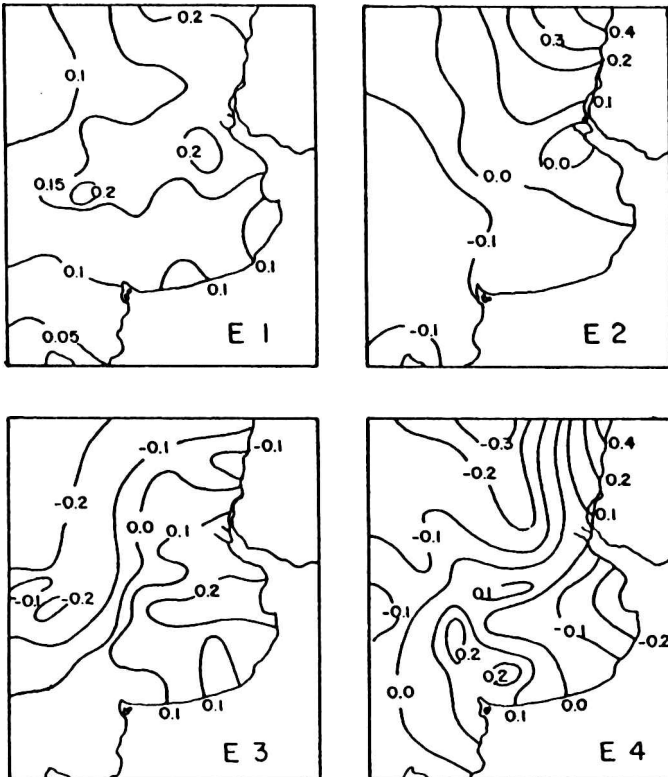


Figura 5: Distribución espacial de los 4 primeros autovectores

El primer autovector E1, para datos anuales explica el 42,97% de la varianza total y su patrón espacial normalizado se muestra en la Figura 5. Las magnitudes resultan ser todas del mismo signo y la distribución bastante uniforme.

Por su parte E2 explica el 13,84% de la varianza total y su distribución espacial presenta dos áreas de signo contrario, con un marcado ascendente al NE (en la región mesopotámica) y una uniformidad manifiesta en el Centro y Sur. La distribución para E3 (6,72%) muestra una cierta influencia marítima caracterizada por un intenso gradiente zonal en el Centro, entre 35 S y 37 S.

El restante autovector (E4) que explica sólo el 3,68% de la varianza total posee una distribución espacial con perturbaciones de origen orográfico en la zona de Sierra de La Ventana, mientras que en el N se intensifica el gradiente zonal.

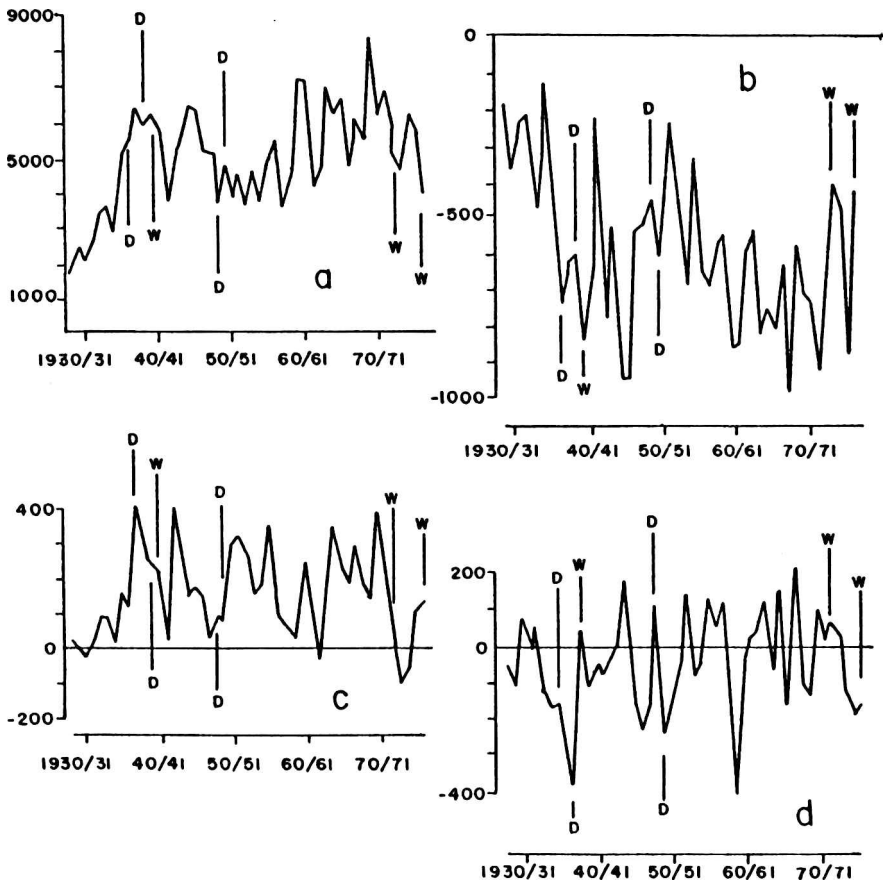


Figura 6: Series Temporales de las Componentes Principales (mm).
a) CP1, b) CP2, c) CP3, d) CP4.

Las cuatro series temporales correspondientes a la CP de los autovectores significativos que caracterizan a la región se muestran en la Figura 6, donde también se indica la posición de los años extremos.

La primera componente, CP1, es positiva y un orden de magnitud superior a las restantes. Su característica principal radica en la tendencia creciente que manifiesta a lo largo de todo el período. De acuerdo a los rasgos ya mencionados para el campo de E1 la reconstrucción debida exclusivamente a la CP1, (es decir la contribución a la precipitación en la estación i -ésima para el instante " t " estaría dada por: $PP_i(t) = E_i CP1(t)$), indicaría una tendencia positiva de la misma, para toda el área de estudio.

La segunda componente, CP2, es negativa y presenta una tendencia decreciente para todo el período. Su contribución a la reconstrucción de las series originales varía según la zona positiva o negativa determinada por E2. Esto implica que la región sudoccidental manifestaría tendencias positivas para CP1 y CP2 lo que concuerda con lo obtenido por Schwerdtfeger y Vasino(1954) para la mitad del siglo y por Krepper y Scian(1986) y Krepper et al.(1988) para el período 1947-1976.

Sin embargo, de la observación de la Figura 6 se desprende que a partir de 1949-50 se produce en las series un cambio en la pendiente de la recta de ajuste por cuadrados mínimos. Dicho efecto es más notorio para CP1 y CP2. En particular, para la primera componente el cambio se produce luego de un período de transición, de fines de la década del 40 y por aproximadamente 9 años, durante los cuales la tendencia lineal es casi nula.

Por lo expuesto, puede deducirse que toda la región ha sido afectada por tendencias positivas en las precipitaciones anuales desde comienzos del siglo, pese a que la magnitud de las mismas fluctúa considerablemente a lo largo del tiempo.

El comportamiento de la precipitación durante los años extremos, D y W, no puede ser inferido a través del análisis de las CP realizado pues, pese a que la CP1, tanto por su magnitud como por la homogeneidad de E1 establece la característica general del área para un año determinado, las contribuciones de las restantes CP1 significativas ($i=2,3$ y 4) producen modificaciones locales, dependiendo tanto de sus magnitudes como de las configuraciones espaciales de los E1. Aún aquellas componentes principales consideradas como no significativas o residuales en este trabajo, que representan un 23,74% de la varianza total, desempeñarían un papel fundamental en la distribución de las precipitaciones y condicionarían la posibilidad de que un año pueda ser o no considerado como extremo.

En particular, para los tres primeros años extremos, D(1936/37), D(1938/39) y W(1939/40), los valores dados por la CP1 son similares entre sí. Sin embargo, las contribuciones a la precipitación anual debidas a las otras CP1 significativas producen modificaciones sobre la extensión del área con precipitación por encima de lo normal pero sus magnitudes relativas no alcanzan para establecer diferencias tan marcadas entre los años D y W mencionados. Sin lugar a dudas son necesarias algunas otras componentes adicionales para lograr un mejor análisis del problema.

CONCLUSIONES

La utilización de anomalías de la precipitación anual, definidas como el porcentaje del área total que recibe la precipitación por encima de los valores normales, permite un estudio de la región en

su totalidad. En particular, los años extremos se determinan como aquellos en los que la precipitación por encima de lo normal cubre más del 90% del área total en los casos de los años húmedos (W) y menos del 10% en los casos de los secos (D).

Los años D(1936/37, 1938/39, 1948/49 y 1949/50) coinciden con periodos extensos (4 a 5 años) de anomalías negativas de precipitación mientras que los años W(1939/40, 1972/73, 1976/77) coinciden con periodos cortos (2 a 3 años) y aislados de anomalías positivas.

La posibilidad de ajustar la serie de índices a una función de distribución teórica con el objeto de calcular la probabilidad de ocurrencia de años extremos, se ve inhibida por el hecho de que la definición de tales años implica trabajar en las "colas" de la distribución donde el ajuste se hace impreciso.

La zona de mayor riesgo hídrico se circunscribe al NO de Buenos Aires, S de Córdoba y NE de La Pampa y pudo ser establecida como aquella donde tienden a concentrarse las estaciones pluviométricas que presentan al menos un caso de tres años consecutivos con anomalías del mismo signo fuera del intervalo $(-\sigma, +\sigma)$. Esto implica una fuerte condición de stress para los suelos de la región en el caso de tres años continuos de déficit de lluvias tan intensos, habida cuenta que el balance hídrico promedio anual oscila entre los -50 y -200 mm (Burgos y Vidal, 1951).

Al aplicar la técnica de Lund a los patrones de precipitación anual se clasifican dos tipos; el primero que representa el 71,4% del total de los casos (35 años de los 49 considerados) dando idea de la alta coherencia de las lluvias anuales en el área, mientras que el tipo 2 está altamente correlacionado sólo para el 12,2% del total. Los años extremos, D y W, tienen una distribución espacial muy bien descripta por los tipos 1 y 2, indicando que sus respectivos patrones de precipitación no son atípicos.

La aplicación del ACP ha posibilitado visualizar la presencia de una tendencia creciente en las precipitaciones de toda la región, efecto que concuerda con lo mencionado por otros autores. Sin embargo, un ajuste lineal por cuadrados mínimos pone en evidencia un cambio notorio de pendiente al inicio de la década del 50. Mediante dicho análisis no se ha podido dar una explicación satisfactoria del comportamiento de la precipitación durante los años extremos, ya que pareciera ser que para dichos casos sería necesario incorporar no solamente los autovectores y componentes principales significativas, sino también aquellas que originariamente fueron consideradas como parte del ruido natural de la serie.

REFERENCIAS

- Anderson, T.W., 1963: Asymptotic theory for principal component analysis; Ann. Math. Statist., 34, 122-148.
- Burgos, J.J. y Vidal, A.L., 1951: Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thornthwaite; Meteoros, 1, 3-32.
- Horel, J.P., 1981: A rotated principal component analysis of the interannual variability of the Northern Hemisphere 500 mb height field; Mon. Wea. Rev., 109, 2080-2092.
- Krepper, C.M. y Scian, B.V., 1986: Variabilidad de la precipitación en la zona de transición Pampa Húmeda-Seca de Argentina; Revista Geofísica, 24, 109-123.
- Krepper, C.M., Scian, B.V. y Pierini, J.O., 1989: Time and space

variability in Central-East of Argentina; J. Climatol., Jan.1989, 39-47.

Lund, I.A., 1963: Map-pattern classification by statistical methods; J. Appl. Meteor., 2,56-65.

Nicholson, S.E., 1986a: The spatial coherence of African rainfall anomalies: Interhemispheric teleconnections; J. Clim Appl. Met.,25,1365-1381.

Nicholson, S.E. 1986b: The nature of rainfall variability in Africa south of Equator; J. Climatol., 6, 515-530.

Prohaska,F.J., 1952: Regimenes estacionales de precipitación de Sudamérica y mares vecinos (desde 15S hasta Antártida); Meteoros, 1-2,66-100.

Prohaska,F.J., 1961: Las características de las precipitaciones en la región semiárida pampeana; Revista de Investig. Agrícolas, T XV, 2, 199-232.

Richman, M.B., 1981: Obliquely rotated principal components: An improved meteorological map technique?; J. Appl. Meteor., 20, 1145-1159.

Schwerdtfeger, W. y Vasino, 1954: La variación secular de las precipitaciones en el este y centro de la República Argentina; Meteoros IV, 174-193.

Streten, N.A., 1983: Extreme distributions of Australian annual rainfall in relation to sea-surface temperature; J. Climatol., 3, 143-153.

Thorntwaite, W.C., 1948: An approach toward a rational classification of climate; The Geographical Review, 38, 55-94

SIMULACION NUMERICA DE LA DISTRIBUCION DE NODULOS DE
MANGANESO EN EL FONDO DEL MAR.

V.M. Silbergleit

Depto. de Física, Facultad de
Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires.

RESUMEN

En este trabajo se realiza un desarrollo de cálculo numérico aplicable a la detección de objetos en el fondo sedimentario, el interés del mismo se centra en los yacimientos de nódulos de manganeso.

Se emplea el método de simulación numérica que distribuye aleatoriamente áreas representativas en un plano, empleando para ello las distribuciones probabilísticas uniforme y gaussiana. A través de esta descripción analítica, es posible calcular los promedios de masa nodular por unidad de superficie para distintos arreglos y compararlos con los resultados experimentales. Para el caso de yacimientos densamente poblados, se observa la bondad del método.

ABSTRACT

In this paper it is developed a numerical simulation that is applied to determine solid objects in sedimentary floors. The main objective is focused in deposits of manganese nodules.

It is used the numerical simulation method that distributes randomly representative areas in a plane, on the basis of the uniform and gaussian probabilistic distribution.

Through this analytical description it is possible to calculate the mean of the nodular mass for unit of covered area and for different nodular sets. The analytical results may be compared with experimental ones, showing good agreements in the case of oreshoot.

1. INTRODUCCION

Los depósitos de nódulos de manganeso, existentes en el fondo del mar, son de gran valor económico. Están localizados en las profundidades marinas entre los 3000 y 6000 metros, siendo su búsqueda costosa y difícil.

Una revisión de los sistemas desarrollados con propósitos de descubrimiento o exploración de nódulos de manganeso, indican que no hay métodos ideales ni equipamientos fácilmente aprovechables para la detección de nódulos, en términos de certeza y economía.

Para estas búsquedas se han utilizado cámaras submarinas y sistemas de TV, obteniéndose fotografías del fondo a lo largo de la trayectoria. También las técnicas acústicas han demostrado que son altamente efectivas para las exploraciones oceánicas brindando información acerca de la naturaleza del fondo oceánico.

Estudios acerca de la abundancia y dimensiones de los nódulos de manganeso, pueden ser comprendidos a través del análisis de la dispersión de ondas acústicas.

Sobre este tópico, (Magnuson, 1983) presenta un análisis simplificado, demostrando cómo puede sintetizarse, a través del estudio de un solo nódulo, la respuesta debida a depósitos nodulares distribuidos sobre el fondo oceánico.

La respuesta acústica para un nódulo simple es calculada a partir de una onda incidente plana. Se elige una onda incidente plana, porque las fuentes de sonido están suficientemente lejos.

2. MODELO DE SIMULACION NUMERICA

A pesar de no existir geometrías predeterminadas que definan la forma y la ubicación de los nódulos en un yacimiento, se resolvió el problema a partir de las siguientes hipótesis:

- 1) El fondo marino es representable por un plano infinito.
- 2) Puede considerarse que la sección nodular es circular.
- 3) Para el cálculo de los radios de las secciones nodulares se utiliza una distribución estadística "normal".
- 4) La posición de cada nódulo se obtiene a partir de una distribución estadística uniforme, no siendo posible que nódulos vecinos se superpongan.

3. CONCENTRACION DE NODULOS EN EL FONDO MARINO

Para caracterizar los yacimientos ferromanganesicos oceánicos, es necesario conocer: la densidad de los mismos, la superficie total cubierta, el número de nódulos, la masa ferrosa por unidad de superficie, etc.

El número de nódulos existentes en un yacimiento se define (de acuerdo con el modelo expuesto) como el cociente entre el área frontal total presentada (A_f) y el área del nódulo medio (su radio coincide con la media "a" de la distribución normal).

$$n = \frac{A_f}{\pi a^2} \quad (1)$$

La masa ferromanganesica del yacimiento estará dada por:

$$m_n = n \cdot m \quad (2)$$

siendo m la masa correspondiente al nódulo de radio "a".

La concentración del yacimiento será entonces:

$$c = \frac{m_n}{A} = \frac{A_f}{A} \cdot \frac{m}{\pi a^2} \quad (3)$$

donde A es la superficie total cubierta (área del rectángulo que delimita cada arreglo nodular).

4. METODO DE CALCULO

Se desarrolló un programa computacional en idioma FORTRAN IV, de acuerdo con el modelo de simulación propuesto, con el fin de obtener arreglos aleatorios, representativos de yacimientos ferromanganesicos densamente poblados.

Para iniciar el cálculo, se construyó un reticulado base rectangular, cuyo espaciado se tomó igual al diámetro del nódulo medio (2a). Para obtener el arreglo aleatorio, se realizaron corrimientos de los vértices, de acuerdo con la distribución uniforme. Con estos valores se armaron las dos matrices, con las coordenadas cartesianas del reticulado final. Para la obtención de círculos de diámetros aleatorios, se utilizó la distribución probabilística Gaussiana. Con los valores así obtenidos se armó la matriz de los radios.

Cada círculo se ubicó en uno de los vértices de la grilla. A través de la comparación de la distancia comprendida entre centros y el ancho del retículo correspondiente, se evitó la superposición.

Para el cálculo de números aleatorios, debió ingresarse un valor inicial o semilla a partir del cual se obtuvo cada arreglo nodular. Las configuraciones cuyos cocientes $\frac{A_f}{A}$ resultaron menores del 35% fueron descartadas.

De acuerdo con (Magnuson, 1983) se consideraron para el cálculo los valores de:

- i) radio nodular medio igual a 4 cm.
- ii) dispersión del radio nodular medio igual a 2 cm.

En la Fig.1 se presenta un conjunto nodular de los aceptados.

5. RESULTADOS

Considerando 10 arreglos nodulares de 625 nódulos cada

uno, se obtuvo un cociente promedio de:

$$\frac{\Lambda_f}{\Lambda} = 0,41 \pm 0,08$$

Aplicando la ecuación (3) y considerando, de acuerdo con (Magnuson, 1983), el valor $m = 259$ gr, se obtiene para la concentración del yacimiento nodular el valor de:

$$c = (2,12 \pm 0,42) \text{ gr/cm}^2$$

el que guarda buen acuerdo con las determinaciones fotográficas obtenidas para la región central del Océano Pacífico, de acuerdo con (Mero, 1965) y con los valores presentados por (Liao, 1988) correspondientes al Pacífico Norte y obtenidos utilizando el sistema MBSP como se muestra en la siguiente tabla.

Tabla 1

Referencia	Valor de la concentración nodular
Liao Y. (1988)	21,8 kg/m ²
Mero, J.L. (1965)	2,5 gr/cm ²
Presente trabajo	(2,12 ± 0,42) gr/cm ²

Tabla comparativa de la abundancia de nódulos de manganeso en yacimientos densamente poblados.

5. CONCLUSIONES

El presente trabajo propone un modelo matemático simple aplicable a la distribución de nódulos ferromanganesicos en el fondo del mar. Los resultados obtenidos para yacimientos densamente poblados, están en buen acuerdo con los valores experimentales publicados por otros autores, Mero (1965), Magnuson (1983), Liao (1988)

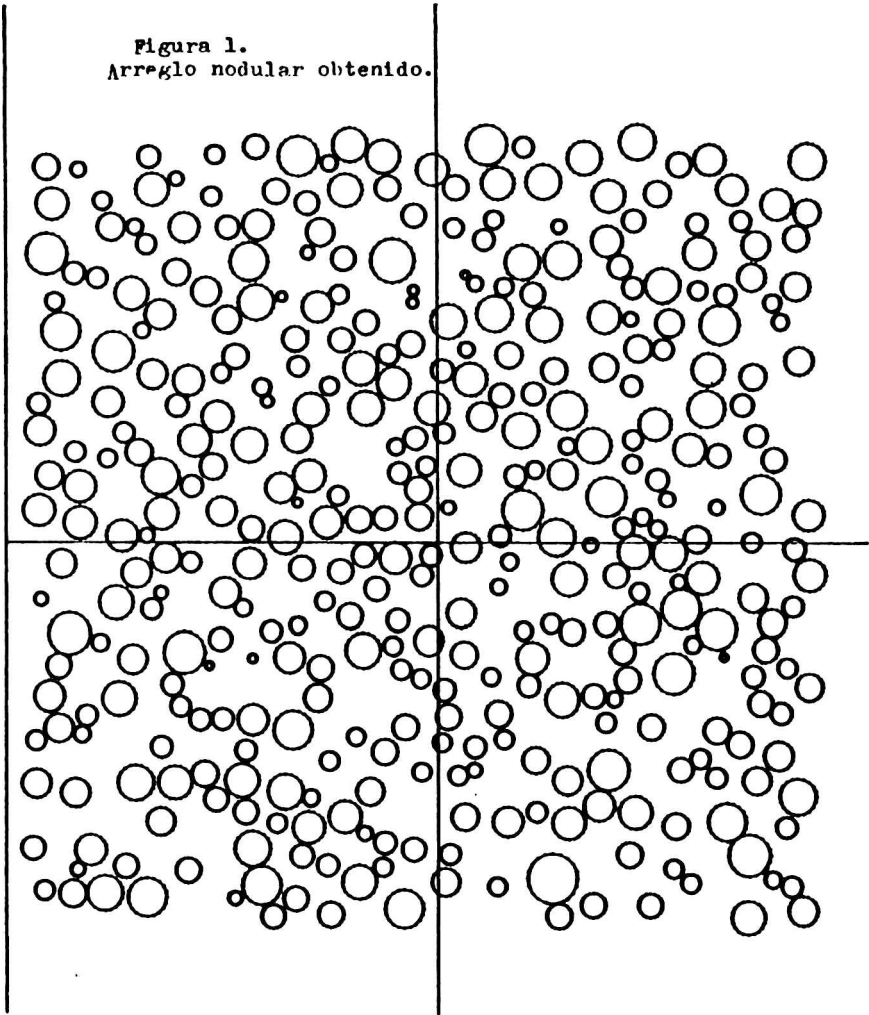
Otro campo de aplicación posible, para el modelo de simulación desarrollado, se encuentra en los estudios de abundancia de las especies acuáticas. En este sentido es posible determinar la densidad, la abundancia y las dimensiones de las masas vivas, utilizando los mismos métodos que se han descrito para las masas sedimentarias.

Agradecimientos: al Dr. Daniel Bruno, por sus interesantes discusiones críticas; a la Lic. Diana Otero, por su apoyo en la implementación computacional; al Servicio Naval de Investigación y Desarrollo por permitir el acceso y la utilización de su Centro de Cómputos durante la realización del presente trabajo.

REFERENCIAS

- Liao, Y.; 1988: Multi-Purpose Acoustic System Aids Manganese Nodule Exploration. Sea Technology, pp. 33, Table I.
- Magnuson, A.H.; 1983: Manganese Nodule Abundance and Size from Bottom Reflectivity Measurements. D.A.O.E. Virginia Polytechnic Institute and State University Blacksburg, Virginia 24061.
- Mero, J.L.; 1965: The Mineral Resources of the Sea, Elsevier Scientific Publishing Company. pp. 174. Table XXV, Cap. VI.

Figura 1.
Arreglo nodular obtenido.



ESTUDIO DEL ALTO ESTRUCTURAL DE BAHÍA BLANCA; SU CONTINUACION
EN LA PLATAFORMA MARINA DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES

Jose Kostadinoff y Marisa Vallvé

Departamento de Geología UNS - CONICET

Departamento de Geofísica - UNSJ

RESUMEN

En el sector sur de la plataforma marina de la provincia de Buenos Aires se han realizado una serie de estudios geofísicos a fin de determinar la continuidad del alto estructural de Bahía Blanca.

Esta fué analizada por métodos magnetométricos, gravimétricos y disparos de sismica de refracción.

Los resultados permitieron inferir la continuación de esta estructura a lo largo de 50 km en dirección SE, la composición litológica sería metamórfica y las fracturas laterales tendrían rechazos mayores de 2 km.

ABSTRACT

In the southern sector of the Province of Buenos Aires marine platform, a series of geophysical studies was carried out to determine the continuation of the Bahía Blanca structural high.

This was analysed by magnetometric, gravimetric and seismic refraction shooting methods.

The results allowed to infer the extension of such structure along 50 km in the SE direction; the lithological composition would be metamorphic and lateral fractures throws would be greater than 2 km.

INTRODUCCION

Los estudios geofísicos y las perforaciones profundas ponen en evidencia la existencia de un alto estructural en el sector costero comprendido entre la ría de Bahía Blanca y el balneario de Pehuenco. Para investigar su continuación en el litoral de la provincia de Buenos Aires se diagramó una grilla magnetométrica la cual fué realizada por el buque oceanográfico del CONICET "El Austral".

Debido a la poca profundidad existente en el área solo se puede programar campañas oceanográficas entre los meridianos de Faro Recalada y el balneario de Orense.

Para completar este estudio fué necesario utilizar la información magnetométrica, gravimétrica y sísmica de campañas marinas más antiguas.

Las observaciones permitieron obtener mapas del campo magnético total (cmt), residual y derivada segunda además de mapas tridimensionales que permitieron una mejor visualización de las estructuras subyacentes al fondo marino.

Los modelos geofísicos inversos habilitan a inferir litologías y dimensión del alto estructural investigado.

Los resultados se utilizaron para buscar vinculaciones geológicas y geofísicas de esta geoforma con los ambientes sedimentarios paleozoicos (cuenca interserrana bonaerense) y cenozoicos (cuenca del Colorado)

METODOLOGIA

Magnetometría

Se utilizó un magnetómetro marino de precesión protónica, midiendo el cmt con una precisión de ± 1 nT. Se registró un valor cada 5 segundos, que a la velocidad de 8 nudos significó una lectura cada 20 metros.

La derrota del buque fué complementaria de otra hecha por Ríos (1976); de esta integración se obtuvo una grilla de valores que cubrió 10000 km^2 de superficie del litoral sur de la provincia de Buenos Aires, Fig. 1.

Con esos valores se confeccionó un mapa del cmt, otro de residual de Griffin y un tercero de derivada segunda Fig. 2, 3 y 4 respectivamente. La grilla implementada para hallar el residual del cmt y la derivada segunda contenía un valor cada 3 km. Para esta última se utilizó el algoritmo de Henderson y Zietz (1967).

Gravimetría

Las líneas gravimétricas de las campañas RC-1506 y RC-1608 del buque oceanográfico "Robert Conrad" del Lamont Doherty Geological Observatory, fueron registrados con un gravímetro giroestabilizado Askania GSS-2, cuya precisión teniendo en cuenta las condiciones del mar varió entre 1 a 5 miligales.

La computadora del buque realizó las correcciones de latitud, profundidad y Eötvös para obtener las anomalías de aire libre.

La estación base de donde partieron todas las determinaciones marinas, se encontraba materializada en la base aeronaval de Cte Espora (Harding Green) siendo este un punto del sistema BACARA.

Para poder comparar las anomalías marinas de aire libre con las de Bouguer ubicadas en el continente se procedió a calcular una nueva corrección la cual consideró el contraste de densidad existente entre los valores promedio de corteza y el agua de mar, $1,64 \text{ gr/cm}^3$.

Sísmica

Los disparos de refracción marina interpretados por Ewing et al. (1962) y los número RC-111 112 y 113 del buque "Robert Conrad" nos permitió evaluar las velocidades sísmicas de las capas sedimentarias del área y de las rocas del basamento. Estos parámetros ayudaron al modelado de las observaciones gravimétricas y magnetométricas además de permitir describir la dimensión y la posible litología de la geoforma encontrada.

Los mapas estructurales del basamento de la cuenca del Colorado elaborados por Zambrano (1980) sirvieron de control de los modelos aquí propuestos.

Los valores de susceptibilidad magnética , densidad y velocidad de las ondas sísmicas en las formaciones se obtuvieron de investigaciones anteriores.

Las referencias bibliográficas consultadas para establecer los parámetros físicos usados en cada uno de los modelados geofísicos son: Ewing et al., 1962; Yrigoyen, 1975; Achilli y Kostadinoff, 1985; para las velocidades sísmicas, Kostadinoff et al., 1981; Reartes y Kostadinoff, 1988 para las densidades y finalmente las susceptibilidades magnéticas fueron tomadas de Schillizzi y Kostadinoff (1985).

Para un mejor ajuste de los modelos magnéticos se realizaron nuevas mediciones de las sedimentitas paleozoicas de las Sierras

Australes, las mismas se obtuvieron con una balanza Gouy del Dto de Química de la Universidad del Sur.

Las fórmulas para el cálculo de los prismas, que permitieron obtener las geoformas del basamento, fueron extraídas del libro de Heiland (1951) en los casos de gravimetría y de Telford et al. (1976) en el de magnetometría.

RESULTADOS

El propósito primario fué determinar la profundidad del basamento rocoso, pues cuando este supera los 1500 metros las curvas de las anomalías magnéticas reflejan su forma, Telford et al. (op. cit.).

Inicialmente la información del cmt obtenida en el mar se filtró numericamente con el método de Griffin y para conseguir la derivada segunda con Henderson y Ziet (1967), lograndose de esta manera una idea de las posibles estructuras subyacentes a la cobertura sedimentaria. De acuerdo a los resultados anteriores se diagramaron prismas cuyas formas se ajustaron iterativamente hasta satisfacer los valores medidos en el mar.

Se observó además que el gradiente regional del cmt crece, normalmente, hacia el sur Fig. 2.

La orientación de las líneas isomagnéticas y los gradientes del cmt nos permitió proponer las zonas de fallas.

Estas tienen la típica dirección Este - Oeste de las fracturas que en el cretácico inferior generaron la cuenca del Colorado, con fallas en gradiería hacia el centro de la misma.

Los mapas de los resultados numéricos, Griffin y derivada segunda (Fig. 3 y 4), permitieron ubicar rasgos profundos de las rocas del basamento, entre ellos se encuentran las fracturas noroeste - sureste que atraviezan el área estudiada.

En el sector central norte de la representación tridimensional del cmt, Fig. 2, se evidenció un bloque levantado. Esta elevación en el valor del campo magnético siguió presente y reforzado luego del filtrado numérico, Fig. 3 y 4. Esto coincidió con la determinación de la sonoboya RC-111 que en esta área indica una profundidad de basamento de 1750 metros, la ubicación de este disparo de refracción está representado en la Fig. 1. Ese valor fué empleado para el cálculo del modelo inverso de magnetismo a fin de establecer la geometría y la susceptibilidad magnética de las rocas del basamento.

Se observó en el mapa de isogamas, Fig. 5, que las curvas se

deformaban alineándose con los positivos gravimétricos obtenidos en la parte continental. Por lo tanto se postuló que el alto estructural de Bahía Blanca posiblemente continuaría hacia la parte marina profundizándose progresivamente a medida que se aleja de la costa, en concordancia con los valores magnéticos.

En el trabajo de Bonorino et al. (1987), se describió el alto estructural como compuesto por varias anomalías positivas de gravimetría, interpretándose como una elevación del basamento cristalino, mientras que en el extremo este, además, se sugirió la posibilidad de un cambio litológico a metamorfitas.

La verificación que el tipo de rocas que forma el alto estructural continental era el mismo que el encontrado en la parte marina se hizo mediante el ajuste progresivo de la susceptibilidad magnética del modelo prismático siguiendo las formulas de Telford et al. (op. cit.). Así considerando un prisma de: 24 km de ancho, a una profundidad de 1,75 km, con un valor del cmt de 25000 nT, una inclinación de campo de 34°, una anomalía magnética de 145 nT, y una orientación de la geoforma de 130° respecto del norte magnético se halló una susceptibilidad magnética de 1450×10^{-6} uem/gr, Fig. 6.

Este valor permitió ajustar el modelo teórico al perfil elaborado con las mediciones del cmt hechas en el mar, además de inferir que la geoforma del basamento estudiado es de composición metamórfica en correlación con lo hallado en el continente.

Otra comprobación de la existencia de este tipo de roca en la zona marina lo dió el pozo AX-1 en el cual se encontraron esquistos cloríticos, Zambrano (op. cit.).

Los pozos BX-1, CX-1, DX-1, FX-1, GX-1 e IX-1 encontraron sedimentitas paleozoicas las cuales no pudieron ser evaluadas por esta prospección debido a su baja susceptibilidad magnética, las mediciones de laboratorio indicaron valores muy bajos, entre $-1,5 \times 10^{-6}$ a $2,4 \times 10^{-6}$ uem/gr. Por lo tanto es lícito suponer que todas las geoformas detectadas por las observaciones marinas del cmt son debidas a rocas cristalinas del basamento.

Un modelo prismático utilizando los resultados de las observaciones gravimétricas permitió llegar a soluciones similares a las halladas por los modelos magnéticos.

Así, por ejemplo, con un contraste de densidad de $0,37 \text{ gr/cm}^3$ entre las rocas sedimentarias de la cuenca del Colorado y las del basamento es posible hallar que el resalto de las fallas de la

geoforma postulada es de 2,25 km, Fig. 7, siendo esto concordante con los disparos RC-111, RC-112 y RC-113 de sismica de refracción realizados en el área.

Se debe aclarar que por razones logísticas el perfil gravimétrico y el de cmc no son coincidentes pues han sido obtenidos en diferentes campañas oceanográficas y con diferentes buques, pero a los fines del estudio de la geoforma hallada son válidas las deducciones.

CONCLUSIONES

Del análisis de los resultados geofísicos se determinó que:

1.- Existen dos juegos de fracturas, uno de rumbo este-oeste y el otro noroeste - sureste. El primero estaría relacionado con los esfuerzos que dieron origen a la cuenca del Colorado y el segundo con los que generaron las Sierras Australes.

2.- El alto estructural, posiblemente un relicto de rocas precámbricas, tiene un largo de 50 kilómetros en dirección sur-sureste desde el faro Recalada y se profundiza, disminuyendo su ancho, a medida que se aleja de la costa.

3.- Existen sedimentos paleozoicos a ambos lados del alto estructural lo que es verificado por los registros de las sonoboyas sísmicas RC-112 y RC-113.

4.- Las rocas del basamento, de acuerdo a los modelos magnéticos, serían metamorfitas (esquistos cloríticos según el pozo AX-1).

5.- Considerando los resultados de los modelos gravimétricos las fracturas laterales a esta geoforma serían del orden de 2,2 km.

Agradecimientos. Al personal y oficialidad del buque oceanográfico del CONICET "El Austral" por su dedicación en las tareas maríneas.

A los directivos, profesionales y técnicos del Instituto Argentino de Oceanografía, UNS - CONICET, por el apoyo prestado en esta investigación.

Al CONICET por los subsidios brindados para realizar las campañas oceanográficas AU-29 y AU-37.

BIBLIOGRAFIA

Achilli, M y Kostadinoff, J., 1985. Determinación de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas P y módulos de elasticidad en rocas del sistema de Ventania. I Jorn. Geol. Bonae., 985-996.

Bonorino, A.G., Schillizzi, R.A. y Kostadinoff, J., 1987; Investigación geofísica y geológica en la región de Bahía Blanca. III Jorn. Pamp. de Ccias Nat.. Actas UNLP (3): 55-74. Santa Rosa.

Ewing, M., Ludwig, W. and Ewing, J., 1962. Geophysical Investigation in the submerged Argentine Coastal Plain. Part I. Buenos Aires to peninsula Valdes. Geol. Soc. Am. Bull. 74:275-292. Boulder USA.

Henderson, R.G. and Zietz, I., 1967. The computation of second vertical derivatives of geomagnetic fields. Mining Geophysics. Vol III. Theory. Soc. Expl. Geoph.:606-620. Tulsa. USA.

Nettleton, L.L., 1976. Gravity and Magnetics in oil prospecting. McGraw Hill. New York. USA.

Reartes, W.A. y Kostadinoff, J., 1988. Parámetros físicos relacionados al flujo de calor terrestre en rocas sedimentarias de cuencas en la República Argentina. Geofísica. IPGH: 76-83. Lima. Perú.

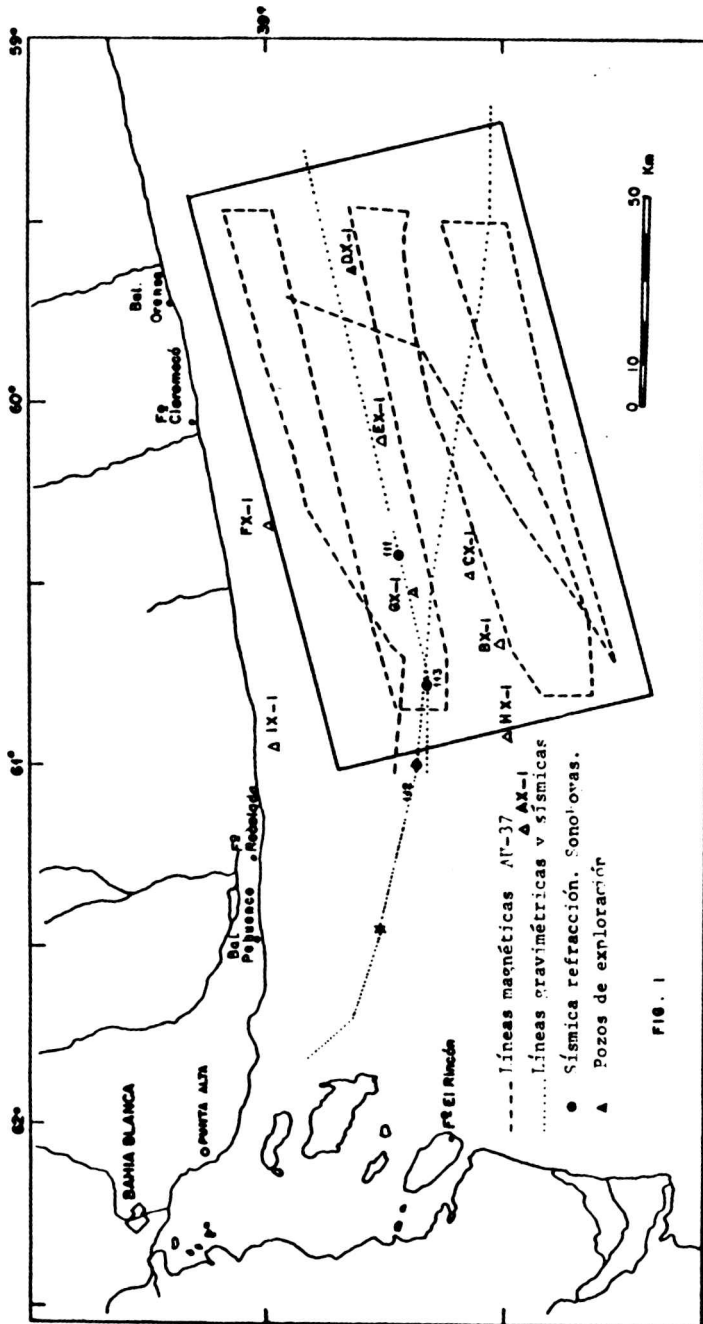
Ríos, F.F., 1976. Proyecto estudios magnéticos de la plataforma continental Argentina. Parte II. Cont. Cient. N°34. B Blanca.

Schillizzi, R.A. Y Kostadinoff, J., 1985. Basamento geofísico del área sudoccidental de las Sierras Australes. I Jorn. Geol. Bonae.:1055-1067.

Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. and Keys, D., 1976. Applied Geophysics. Cambridge University Press. New York.

Yrigoyen, M., 1975. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires. Relatorio. VI Cong. Geol. Arg.:139-168.

Zambrano, J.J., 1980. Comarca de la cuenca cretácica de Colorado. Geol. Req. Arg.. Acad. Nac de Ccias. II:1033-1071. Córdoba



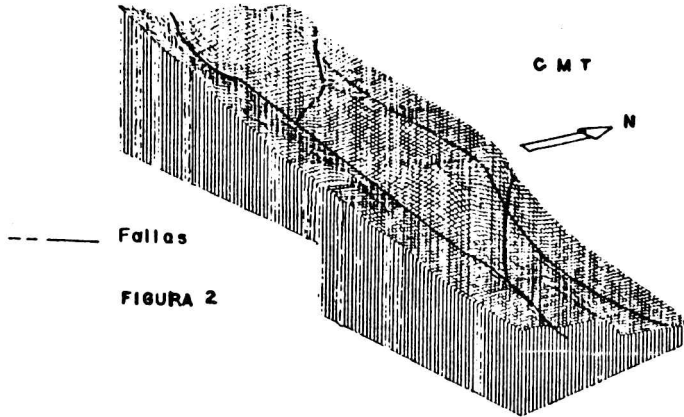


FIGURA 2

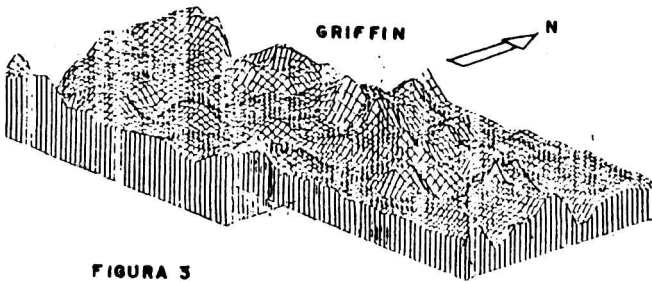


FIGURA 3

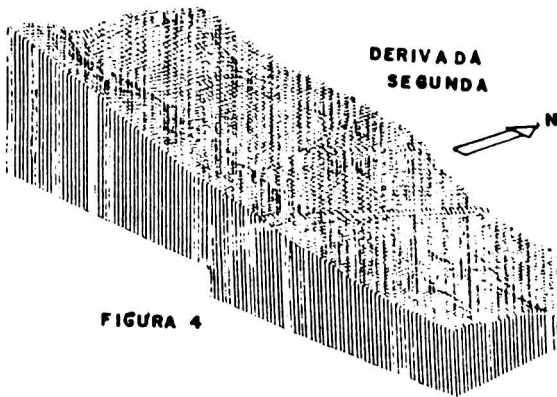


FIGURA 4

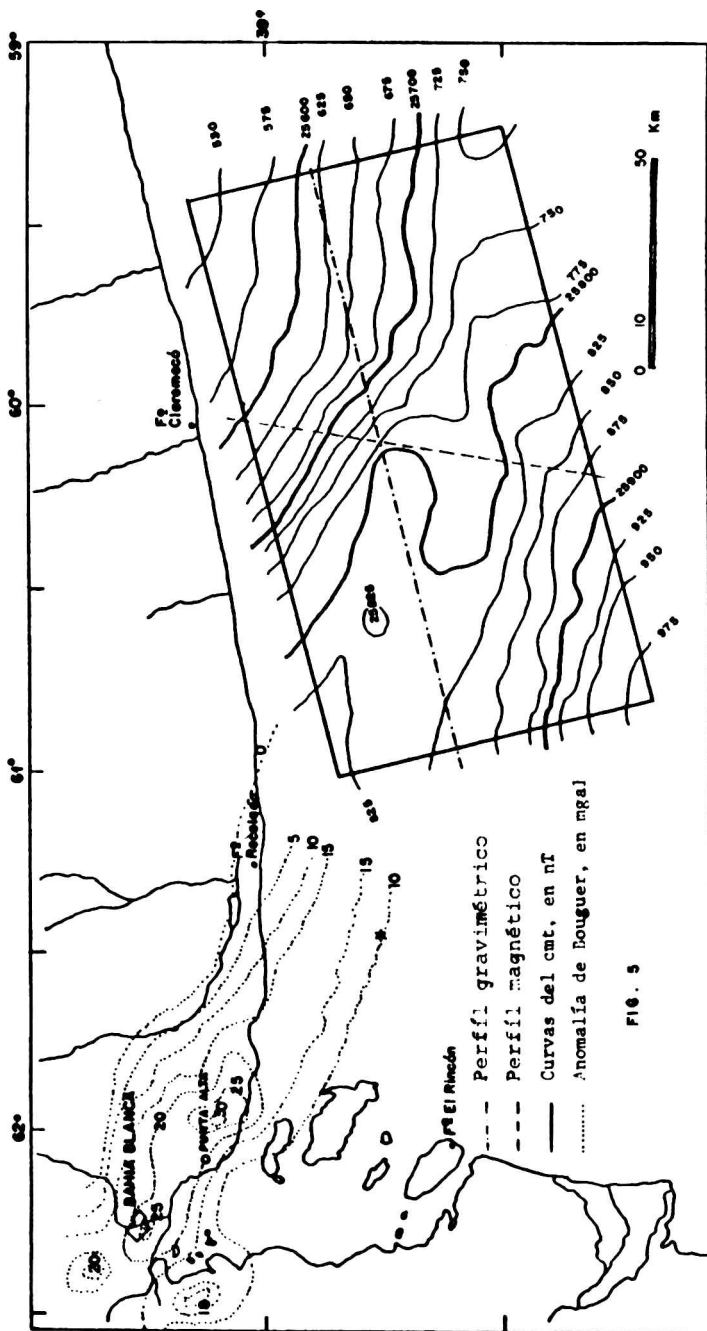
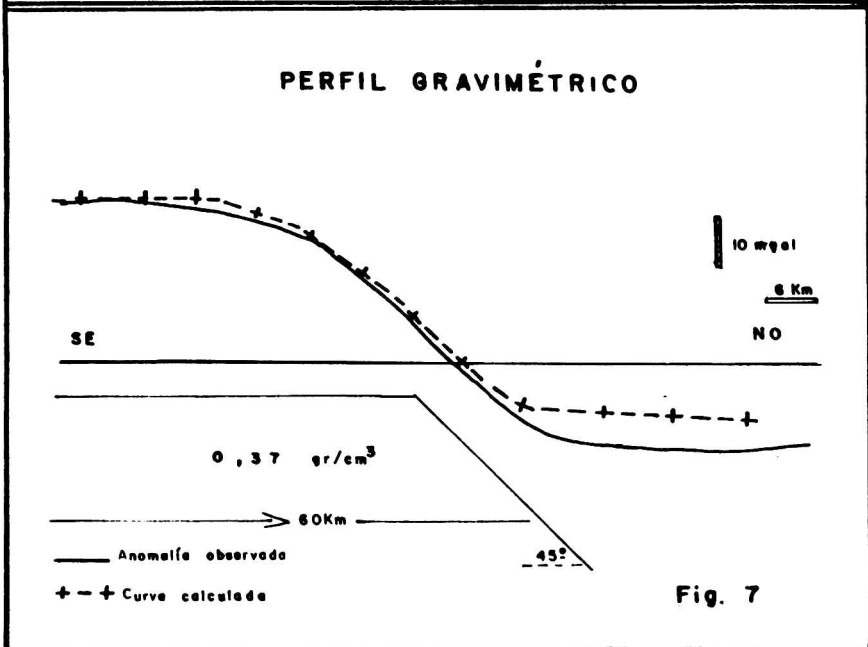
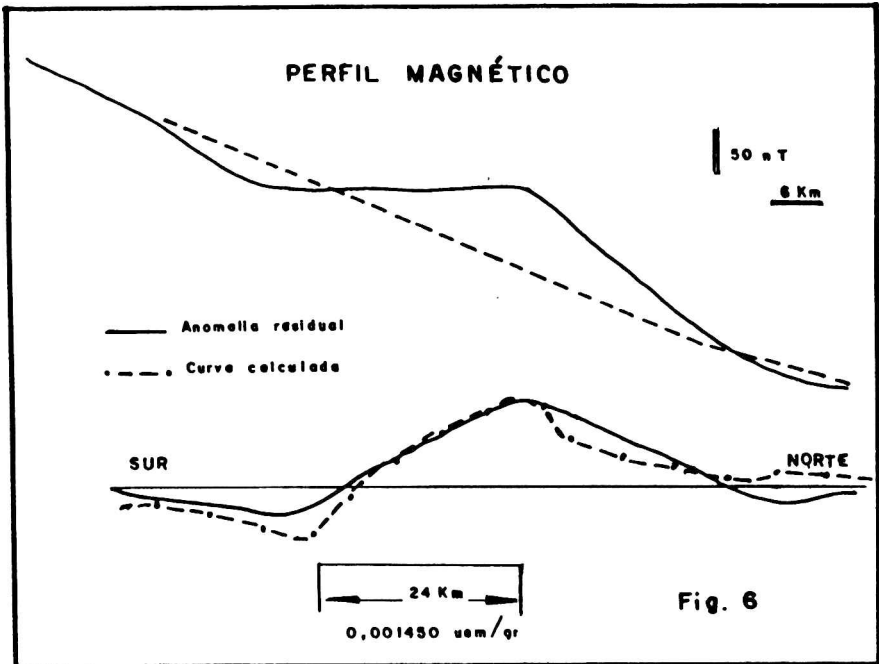


FIG. 5



ANALISIS DEL DESCENSO DE LA HUMEDAD EN LA TROPOSFERA
INFERIOR EN RESISTENCIA

Adelia P. Alessandro

Departamento de Meteorología

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

En situaciones de circulación anticiclónica desde el sudeste, se observa con frecuencia en Resistencia (27° 27'S, 59° 03' W), un marcado descenso de la humedad en el nivel de 850 hpa. Fenómeno que no se repite en estaciones aerológicas situadas al oeste de la citada anteriormente (Salta, Córdoba, Mendoza).

Con el fin de determinar el origen de esta particularidad, en este trabajo se estudia en Resistencia, el efecto del movimiento vertical y el efecto de la advección horizontal media. Se eligió para dicho análisis la temperatura potencial y la humedad específica por ser estos parámetros conservativos.

Se concluye que en los casos elegidos, la suma de ambos efectos es la causante de la extrema sequedad en la tropósfera inferior en Resistencia, siendo el factor dominante, la subsidencia.

ABSTRACT

Frequently, a very strong moisture decrease is observed

in 850 Hpa at Resistencia (27° 27'S, 59° 03'W), associated with anticyclonic circulations from southeast. This effect is not seen at aerological stations situated forward to the west (Salta, Córdoba, Mendoza)

With the purpose to determine the origin of this singularity, in this paper, horizontal advection and vertical movement is considered at Resistencia, taking into account potential temperature and specific humidity, being conservative air mass parameters

For the cases selected, it is concluded that both horizontal advection as well as subsidence, contributed to the extreme dryness in the lower troposphere at Resistencia, being subsidence the dominant factor

INTRODUCCION

Frecuentemente, asociado al pasaje de anticiclones migratorios, se observa en Resistencia, un resecaimiento intenso (temperatura de rocío menor o igual a -10°C en 850 Hpa) en la tropósfera inferior, mucho más notable que en estaciones ubicadas al oeste de Resistencia.

En este trabajo se trata de determinar el origen de este fenómeno, que según la experiencia, se produce con una circulación anticiclónica del sudeste. A este efecto se calculó la advección horizontal media y la subsidencia. Para ello se tomaron once casos correspondientes a los años 1974, 1979, 1981 y 1886. Estos fueron elegidos entre 54 casos en que la diferencia de temperatura de punto de rocío

en 850 hpa de Resistencia a las 12 TMC con las estaciones de Salta, Córdoba, Mendoza y Ezeiza a la misma hora fue menor o igual a -10°C .

Para determinar las características sinópticas de tal fenómeno, se analizó en forma más detallada el caso correspondiente al día 23 de octubre de 1986.

ANÁLISIS DE LOS TÉRMINOS ADVECTIVOS HORIZONTALES Y DEL MOVIMIENTO VERTICAL.

Tomando los valores de las variables humedad específica (q) y temperatura potencial equivalente (θ_e) en 850 hpa, de las fechas elegidas en Resistencia, se calcularon las siguientes relaciones que condicionan a la subsidencia:

$$1- \frac{\partial q}{\partial t} < 0 \quad 2- \frac{\partial \theta_e}{\partial t} > 0$$

En la tabla 1 se consignan ambos valores, como diferencias durante las 24 horas previas al suceso. Se observa que solo se verifica la primera de ellas; lo que indica que este proceso no es el único causante del brusco descenso de la temperatura de punto de rocío. Por tal razón se analiza la influencia de la advección sobre este fenómeno.

La expresión utilizada sobre un período de 24 horas fue:

$$A = -\vec{V}_1 \cdot \nabla X_1 - \vec{V}_2 \cdot \nabla X_2 / AS = -\vec{V} \cdot (X_2 - X_1) / D$$

donde X_1 y X_2 son los valores de las variables de cada una de las dos estaciones consideradas y D la distancia entre las mismas.

FECHAS	q	θ_e
30/04/74-01/05/74	-1.2	-5.0
04/01/79-05/01/79	-2.4	-6.0
29/01/79-30/01/79	-0.1	0.0
29/03/79-30/03/79	-3.2	-9.0
24/12/79-25/12/79	-5.0	-13.0
03/06/81-04/06/81	-1.2	-2.0
25/09/81-26/09/81	-2.1	-6.0
11/10/81-12/10/81	-0.2	-6.0
08/10/81-09/10/81	-4.0	-10.0
21/11/81-22/11/81	-0.3	-3.0
22/10/86-23/10/86	-6.3	-17.0

TABLA 1: VARIACION EN 24 HORAS DE LA HUMEDAD ESPECIFICA (q) Y DE LA TEMPERATURA POTENCIAL EQUIVALENTE (θ_e) A LAS 12 UTC

Para poder apreciar el aporte del movimiento vertical a la extrema sequedad en 850 hpa en la estación considerada, se calculó para la temperatura potencial y la humedad específica, el promedio de la advección entre el día en que se produjo dicho evento y el anterior entre Resistencia y Ezeiza. Los resultados obtenidos se compararon con las variaciones interdiurnas observadas.

En la tabla 2 se pueden observar discrepancias entre estas magnitudes. Suponiendo que ellas se deban al movimiento vertical, se estimó este último tomando el gradiente vertical de dichos parámetros promediados entre 850 y 500 hpa.

Se observa en esta tabla, que las diferencias de los valores de humedad específica entre dos días consecutivos calculados a través de la advección son, en general, mayores que las diferencias entre los valores reales. De lo que se desprende que una subsidencia en promedio de -0.05 m/s es la causa del descenso de humedad.

FECHAS	q(g/kg)		W(m/s)	θ (K)		W(m/s)
	cal.	real	cal.	cal.	real	cal.
30/04/74-01/05/74	0.4	-1.2	-0.030	1.40	-1.0	0.005
04/01/79-05/01/79	0.6	-2.4	-0.050	-0.04	1.0	-0.005
29/01/79-30/01/79	-0.2	-0.1	0.003	-0.63	1.0	-0.005
29/03/79-30/03/79	3.6	-3.2	-0.070	0.00	1.0	-0.002
24/12/79-25/12/79	5.2	-5.0	-0.090	2.00	1.0	0.002
03/06/81-04/06/81	2.7	-1.2	-0.120	-4.50	1.0	0.010
25/09/81-26/09/81	1.2	-2.1	-0.060	-0.50	2.0	-0.007
11/10/81-12/10/81	1.5	-0.2	-0.030	-6.00	-3.0	-0.009
08/10/81-09/10/81	0.0	-4.0	-0.060	-4.00	0.0	-0.008
21/11/81-22/11/81	3.3	-0.3	-0.007	-1.50	2.0	-0.010
22/10/86-23/10/86	-2.5	-6.3	-0.060	-7.00	1.0	-0.020
valores medios	1.4	-2.4	-0.050	-1.90	0.5	-0.007

TABLA 2: VELOCIDAD VERTICAL (W), VARIACION EN 24 HORAS DE LA HUMEDAD ESPECIFICA (q) Y DE LA TEMPERATURA POTENCIAL (θ), REAL (real) Y CALCULADA POR ADVECCION (cal.)

86 Análisis del descenso de...

A este mismo efecto, pero menor en promedio, se atribuye el aumento de las temperaturas potenciales reales respecto a los calculados.

La gran sequedad observada en Resistencia en situaciones ciclonicas, es la suma de los efectos de advección y subsidencia, siendo esta última el factor más predominante.

SITUACION SINOPTICA Y ANALISIS DEL 23 DE OCTUBRE DE 1986

El día 21 ingresa al país un frente frío desde el sudoeste, que se encuentra en una línea que une Ceres con Montevideo el día 22 a las 12 UTC. El día 23 se desplaza rápidamente hacia el noreste, afectando a las variables meteorológicas de Resistencia (figs.1 y 2).

Con este frente penetra una masa de aire más fría y más seca, con un descenso de temperatura potencial equivalente en 850 Hpa de 17°K, entre los días 22 y 23 de octubre (figs.7 y 8).

El centro anticiclónico asociado con esta masa de aire se ubica al este de Resistencia con un valor central superior a los 1029 Hpa el día 23. Este se manifiesta en 850 Hpa (figs.3 y 4) y a través de una cuña en 500 Hpa

El radiosondeo del día 23 a las 12 UTC de Resistencia (fig.5), muestra una importante inversión de subsidencia entre 910 y 850 Hpa, con una fuerte disminución de humedad relativa, que en su tope alcanza el 8 % y una temperatura de rocío de -18 C°.

En la fig.4 se observa mayor homogeneidad de temperatura respecto a la del día anterior (fig.3), en la zona norte y central del territorio y un valor de temperatura potencial equivalente muy inferior en Resistencia (fig.10), debido a las diferentes condiciones de secamiento en la zona.

Se trazaron para los días 21, 22 y 23 de octubre a las 12 UTC, los mapas de isolíneas de temperatura potencial equivalente (θ_e), temperatura de rocío (T_d) y temperatura (T) en los niveles de 500 hpa, 700 hpa y 850 hpa. Este último nivel para los días 22 y 23, se halla representado por las figuras 7 y 8. En ellos se puede apreciar los centros de máxima y mínima magnitud de las variables mencionadas anteriormente, así también como las trayectorias de los mismos, los que siguen la dirección SO/NE. Muy especialmente se puede observar el desplazamiento del centro seco que proviene aproximadamente de los 45° de latitud Sur y 80° de longitud Oeste en el Pacífico Sur el día 21.

Para los días 22 y 23 de octubre se representaron los radiosondeos de Resistencia en las figuras 5 y 6, donde se ponen de manifiesto los cambios en la estructura de la tropósfera inferior.

Se halló la advección térmica para el día 22, entre los pares de estaciones siguientes:

Resistencia y Ezeiza; Neuquén y Ezeiza; Santa Rosa y Resistencia; Córdoba y Resistencia. Dando como resultado una apreciable advección fría.

Tomando los mismos puntos de referencia y para el mismo día, se calcularon las advecciones de humedad, las cuales resultaron todas secas.

CONCLUSIONES

En los casos elegidos, la comparación de los efectos advectivos de temperatura potencial y humedad específica con las variaciones reales observadas en Resistencia, permiten apreciar que la subsidencia y la advección, aunque esta última en menor grado, han sido las causantes del gran descenso de la temperatura de rocío en la tropósfera baja.

Agradecimientos. La autora agradece el paciente asesoramiento del Dr. Erich R. Lichtenstein

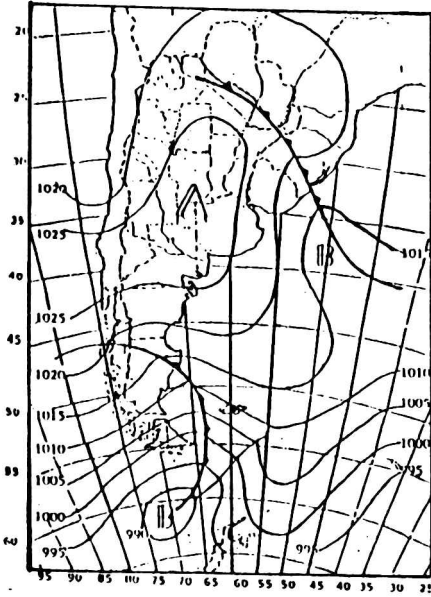


Figura 1; Carta de superficie, 22/10/86
12 UTC

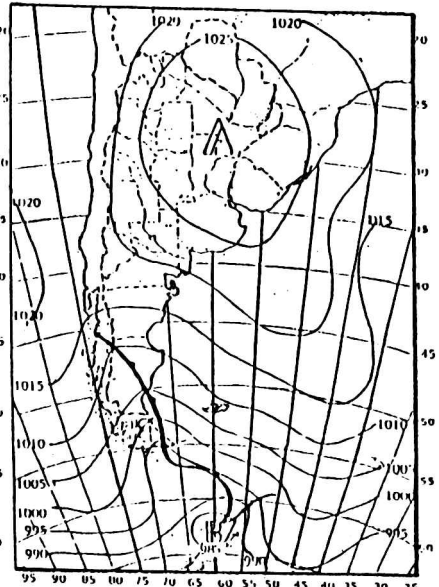


Figura 2; Carta de superficie, 23/10/86
12 UTC

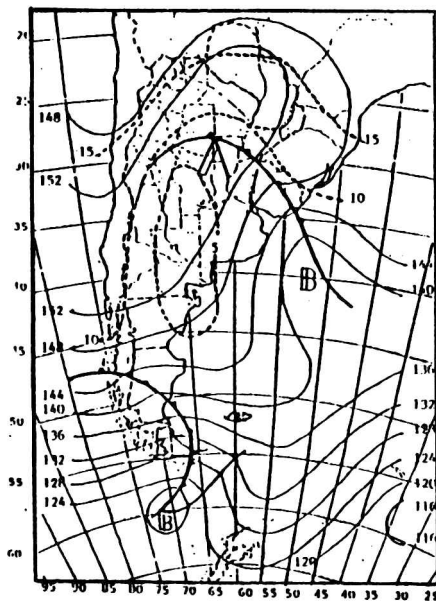


Figura 3: Carta de 850 hpa, 22/10/86
12 UTC
-----Isotermas -----Isohipsas

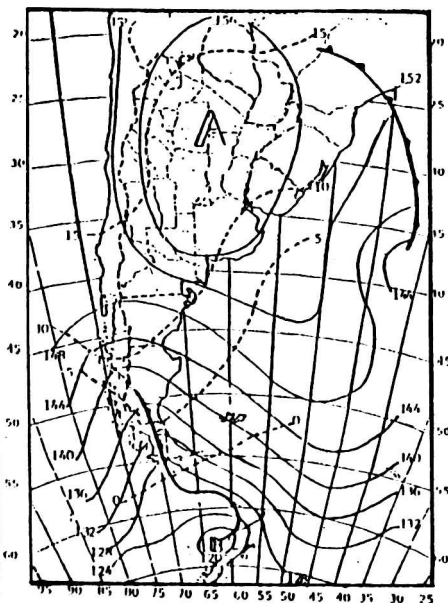


Figura 4: Carta de 850 hpa, 23/10/86
12 UTC
-----Isotermas -----Isohipsas

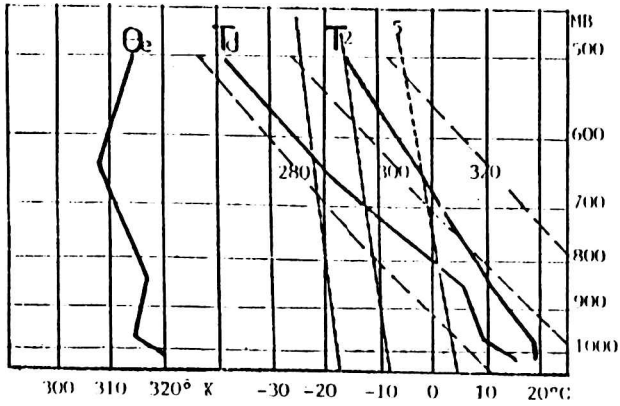


Figura 5;
 Radiosondeo de Resistencia, 22/10/86 12 UTC
 ---- Relacion de mezcla ($\cdot 10^{-3}$)
 -.-.- Adiabatica seca ($^{\circ}$ K)

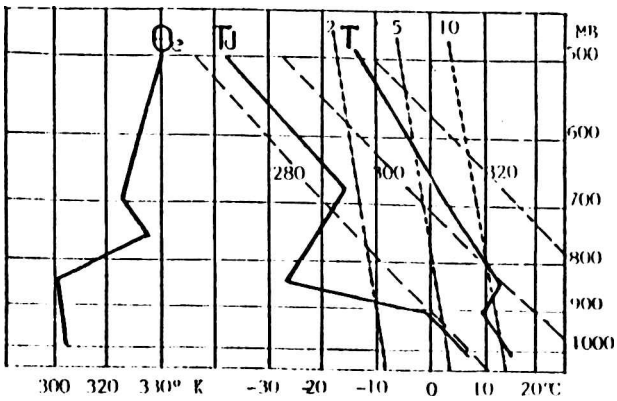


Figura 6;
 Radiosondeo de Resistencia, 23/10/86 12 UTC
 ---- Relacion de mezcla ($\cdot 10^{-3}$)
 -.-.- Adiabatica seca ($^{\circ}$ K)

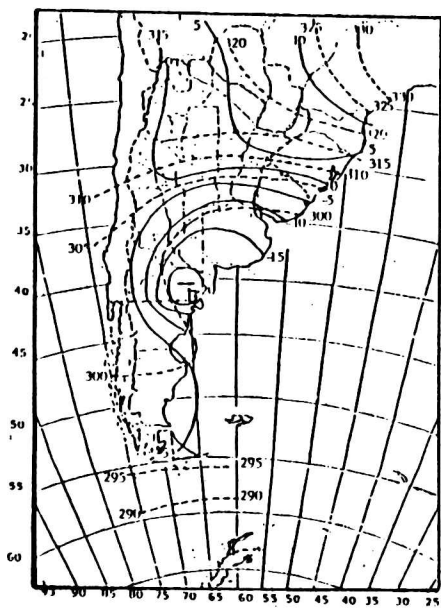


Figura 7: Isolinneas de Td (---/°C)
y de Oeq (---/°K) 22/10/86

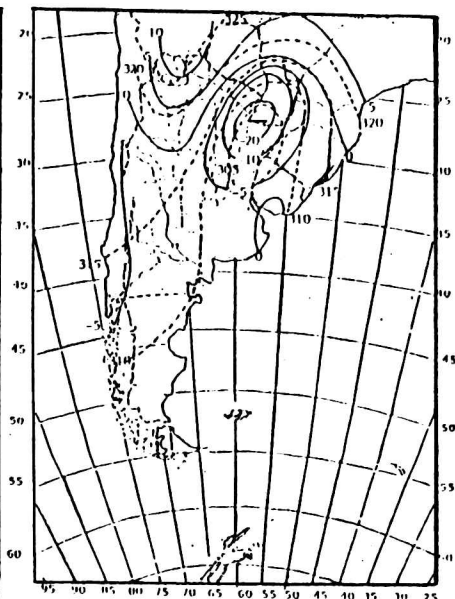


Figura 8: Isolinneas de Td (---/°C)
y de Oeq (---/°K) 23/10/86

SOBRE LA DETECTABILIDAD DE ESTRUCTURAS BIDIMENSIONALES
A PROFUNDIDADES SOMERAS . A PARTIR DEL METODO
AUDIO MAGNETOTELURICO

Maria Cristina Pomposiello

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO CONICET)

Ana María Osella

Departamento de Física .Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
Universidad de Buenos Aires / CONICET

Buenos Aires , Republica Argentina

RESUMEN

Se analiza la sensibilidad del método Audio-Magnetotelúrico (AMT) para detectar estructuras presentes a profundidades someras y en el rango de frecuencias entre 10 Hz y 1000 Hz.

Se proponen distintos modelos bidimensionales y se calculan las respuestas magnetotelúricas utilizando un *Método de Elementos Finitos* y suponiendo una fuente externa uniforme . Se varían los parámetros del modelo para estimar la resolución con que estos pueden ser determinados . Se discuten los resultados.

ABSTRACT

The sensitivity of the Audio-Magnetotelluric method (AMT) for the determination of structures at shallow depths is analyzed at frequencies between 10 Hz and 1000 Hz.

Several two dimensional earth resistivity models are proposed and their magnetotelluric responses are calculated by a *Finite Element Method* , assuming an external source uniform.

The parameters of the model are modified to estimate their detectability . A general analysis of the results is made .

INTRODUCCION

El sondeo Audio-Magnetotelúrico (AMT) es probablemente uno de los métodos más adecuados para la determinación de las propiedades eléctricas de los primeros kilómetros de la corteza terrestre.

El rango de frecuencias utilizadas con fuentes naturales abarca entre 10 Hz a 1000 Hz. En el límite de las altas frecuencias la interpretación de los resultados es en la mayoría de los casos afectada por la relación señal-ruido.

Con el objetivo de analizar la sensibilidad de este método en la detección de estructuras a profundidades someras, en este trabajo se presentan las respuestas electromagnéticas de un conjunto de modelos bidimensionales en el rango de frecuencias entre 10 Hz a 1000 Hz.

Se realizó el análisis para varias estructuras, tales como un horst, una falla vertical, un cuerpo resistivo enterrado y un cuerpo conductor enterrado.

METODOLOGIA DE TRABAJO

El programa de cálculo utilizado, desarrollado por *Wannamaker et al. (1987)* permite determinar los campos electromagnéticos sobre la superficie de la tierra para los dos modos: a) transversal eléctrico (TE) (campo eléctrico paralelo al eje de simetría) y b) transversal magnético (TM) (campo magnético paralelo al eje de simetría).

Este método considera los campos eléctricos y magnéticos dentro y fuera de la inhomogeneidad (cuerpo bidimensional) como la suma de una componente primaria (que representa al campo cuando el cuerpo está ausente) y una componente secundaria (que representa la contribución debida a la presencia del cuerpo). Esta formulación es muy ventajosa, porque mejora la precisión en los cálculos (*Hohmann, 1983*).

Para medios isotrópicos, no ferromagnéticos y en ausencia de rocas ígneas, de modo de verificar la suposición de linealidad, las ecuaciones de *Maxwell* para el modo TE son:

(1)

$$\frac{\partial E_{xs}}{\partial z} = -\hat{z} H_{ys} \quad (2)$$

$$\frac{\partial E_{ys}}{\partial y} = -\hat{z} H_{zs} \quad (3)$$

$$\frac{\partial H_{zs}}{\partial y} - \frac{\partial H_{ys}}{\partial z} = \hat{y} E_{xs} - \Delta \hat{y} E_{xp}$$

donde $\hat{y} = \sigma + i\omega\epsilon$, $\hat{z} = i\omega\mu$, $\Delta \hat{y}$ da la diferencia entre los valores que toma el parámetro y en el medio y en el cuerpo bidimensional, los suscriptos p y s se refieren a los campos primarios y secundarios, σ es la conductividad, ω es la frecuencia ϵ y μ_0 son la constante dieléctrica y la permeabilidad en el vacío. Sustituyendo (1) y (2) en (3) y agrupando se obtiene la ecuación de *Helmholtz* para el modo 1E:

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial E_{xs}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\hat{z}} \frac{\partial E_{xs}}{\partial z} \right) - \hat{y} E_{xs} - \Delta \hat{y} E_{xp} \quad (4)$$

Similarmente, las ecuaciones de Maxwell para las componentes secundarias en el modo 1H son:

$$\frac{\partial H_{xs}}{\partial z} = \hat{y} E_{ys} - \Delta \hat{y} E_{yp} \quad (5)$$

$$\frac{\partial H_{ys}}{\partial y} = -\hat{y} E_{zs} - \Delta \hat{y} E_{zp} \quad (6)$$

$$\frac{\partial E_{zs}}{\partial y} - \frac{\partial E_{ys}}{\partial z} = \hat{z} H_{xs}$$

Sustituyendo (5) y (6) en (7), la ecuación de *Helmholtz* para el

modo IM es la siguiente :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{\hat{y}} \frac{\partial H_{xs}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\hat{v}} \frac{\partial H_{xs}}{\partial z} \right) - \hat{z} H_{xs} = - \frac{\Delta k^2}{\hat{v}} H_{xs} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\Delta y}{\hat{v}} \right) E_{y0} \quad (H)$$

donde $\Delta k^2 = - \Delta y \hat{z}$ y E_{zp} es cero.

Observese que las ecuaciones de Helmholtz para los campos secundarios son las mismas que para el campo total (e.g. *Cnqoon, 1971*) con la adición de términos fuentes que involucran a los campos primarios y la diferencia de conductividad entre el cuerpo y el medio que lo aloja.

Los algoritmos más usados para resolver estas ecuaciones diferenciales utilizan el método de *Elemento Finitos* o de *Diferencias Finitas*.

El método de *Elemento Finitos*, consiste en asumir una forma funcional de los campos, en pequeñas regiones de una geometría dada. El programa desarrollado por Wannamaker et al. (1987) utiliza el *Método de Elementos Finitos* con subdominios triangulares, considerando que los campos varían linealmente dentro de cada triángulo (*Técnica de Galerkin. (Iuehner and Thornton, 1982).*)

El método de *Elemento Finitos* es más conveniente para modelar cuerpos bidimensionales que el método de *Diferencias Finitas*, por que éste permite trabajar con estructuras que presentan discontinuidades como en los casos analizados en este trabajo.

Para representar al *cuerpo bidimensional* hay que diseñar una malla que tenga en cuenta las dimensiones características de la estructura presente y las resistividades eléctricas.

RESULTADOS Y DISCUSION

En la Figura 1 se presentan las estructuras estudiadas y en la Tabla 1 se especifican los parámetros geométricos y las resistividades eléctricas de los distintos modelos.

Para los dos modos (IE y IM) se han analizado las resistividades aparentes, las fases, la componente vertical Hz

del campo magnético en función de la distancia y en función de la frecuencia.

En las Figuras II a VII se presentan la resistividad aparente y la fase para algunos casos. La componente vertical Hz para el modo TE no se ha graficado por ser muy poco significativo su valor.

Con respecto a cuáles estructuras serán difíciles de detectar, se ha adoptado como criterio para este análisis, que respuestas que se aparten en menos de un 15 % de las respuestas obtenidas para el caso unidimensional no serán reconocidas por el sondeaje Audio Magnetoteléxico.

En los casos presentados se ha observado que en general estos modelos de estructuras serán detectados por lo menos para algún rango de frecuencias. Además, surge del análisis que la distorsión con respecto al modelo unidimensional es más pronunciada para el modo TM, pero se recupera más rápido con la distancia al centro de la estructura que el modo TE.

Por ejemplo, en el caso del *horst* (modelo 1) se detecta bien para todas las frecuencias en el modo TM y sólo para 100 Hz en el modo TE. Sucede algo similar para los modelos: 2, 3, 4, 5.

En el caso de la *falla vertical* para el modelo 1 se detecta bien los dos modos y en todas las frecuencias estudiadas, en cambio para los modelos: 4, 5, 6, 7 se está justo en el límite de detección (diferencias del orden del 15 %).

Los resultados obtenidos para el caso de *cuerpo enterrado* son similares a los obtenidos en el *horst*.

CONSIDERACIONES FINALES

Por último cabe destacar que los modelos presentados son teóricos y que en la naturaleza las estructuras reales son en general cuerpos tridimensionales. Es por esta razón que cuando se trabaja en el campo, no se reproduce la condición de bidimensionalidad. Sin embargo, muchas veces es posible encontrar un eje de simetría local que permita aproximar esos cuerpos tridimensionales a casos bidimensionales, al menos en algún rango de frecuencia.

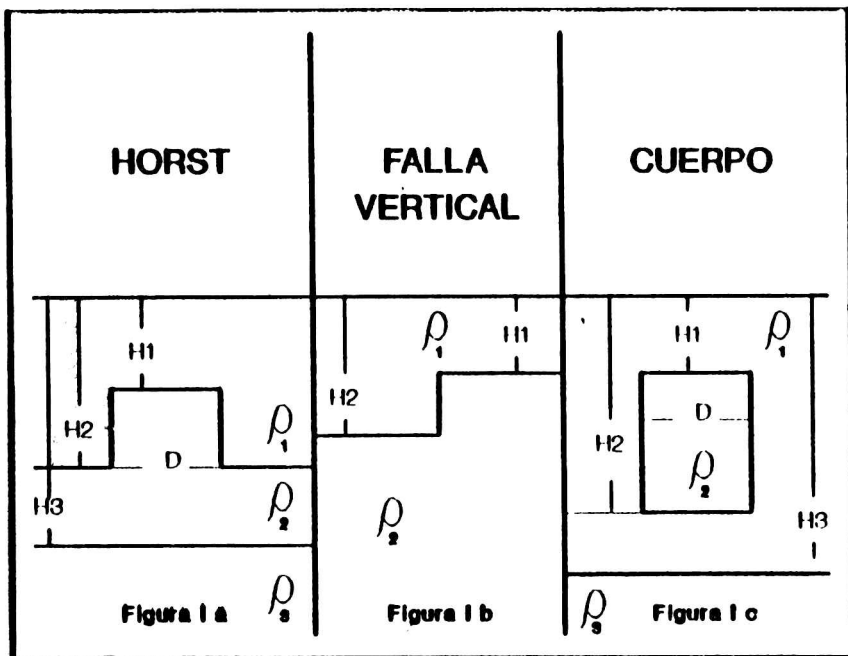
REFERENCIAS

- Coggon , J. H. , 1971 , Electromagnetic and electrical modeling by the finite-element method : Geophysics , 36 , 132-155.*
- Holmann , G. W. , 1983 , Three-dimensional EM modeling : Geop. Surv. 6 (1/2) , 27-54.*
- Huebner , K. H. and Thornton , E. A. , 1982 , The finite element method for engineers : John Wiley & Sons. Inc., New York , 623 p.*
- Mannamaker , P.E. , Stodt , J.A. , and Rijo , L. , 1987 , A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling : Geop. J. Roy. Astr. Soc. , 88 , 277-296.*

TABLA 1-ESTRUCTURAS BIDIMENSIONALES ESTUDIADAS

MODELOS	H ₁	H ₂	H ₃	D	ρ_1	ρ_2	ρ_3
INRSI							
1	50	100	200	500	15	120	8
2	50	100	200	250	15	120	8
3	50	100	200	50	15	120	8
4	50	75	175	500	15	120	8
5	50	75	175	50	15	120	8
FALLA VERTICAL							
1	300	455			25	2000	
2	300	400			25	2000	
3	140	210			25	2000	
4	140	180			25	2000	
5	140	160			25	2000	
6	140	150			25	2000	
7	140	145			25	2000	
CUERPO CONDUCTIVO							
1	30	60		30	16	1	80
2	30	45		30	16	1	80
3	30	37.5		30	16	1	80
4	30	35		30	16	1	80
5	30	60		30	16	5	80
CUERPO RESISTIVO							
1	30	80		30	16	120	80
2	30	60		30	16	120	80
3	30	45		30	16	120	80
4	30	37		30	16	120	80
5	30	45		30	16	120	180

Distancia (H.D) en metro y Resistividad aparente (ρ_i) en ohm-metro.



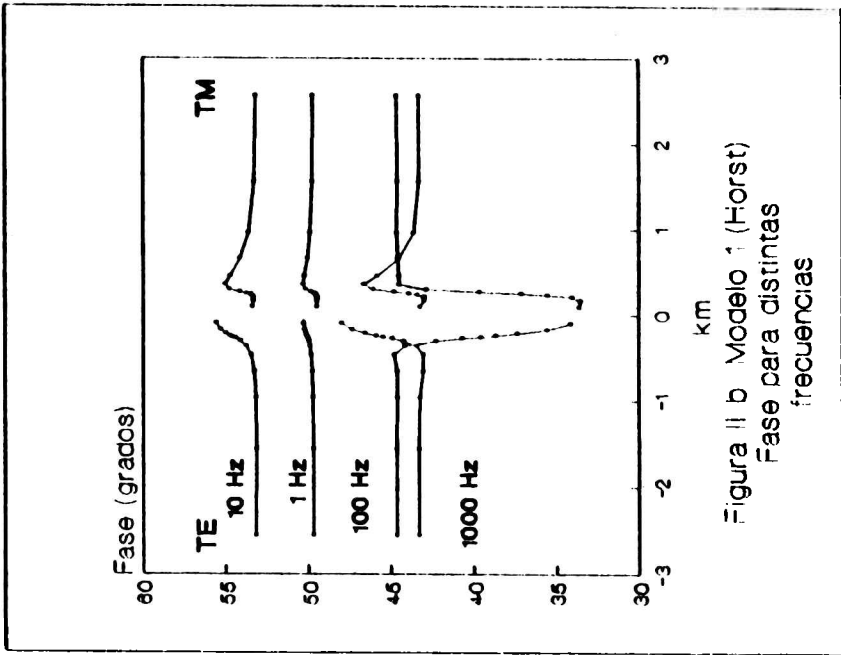


Figura 11 b Modelo 1 (Horst)
Fase para distintas
frecuencias

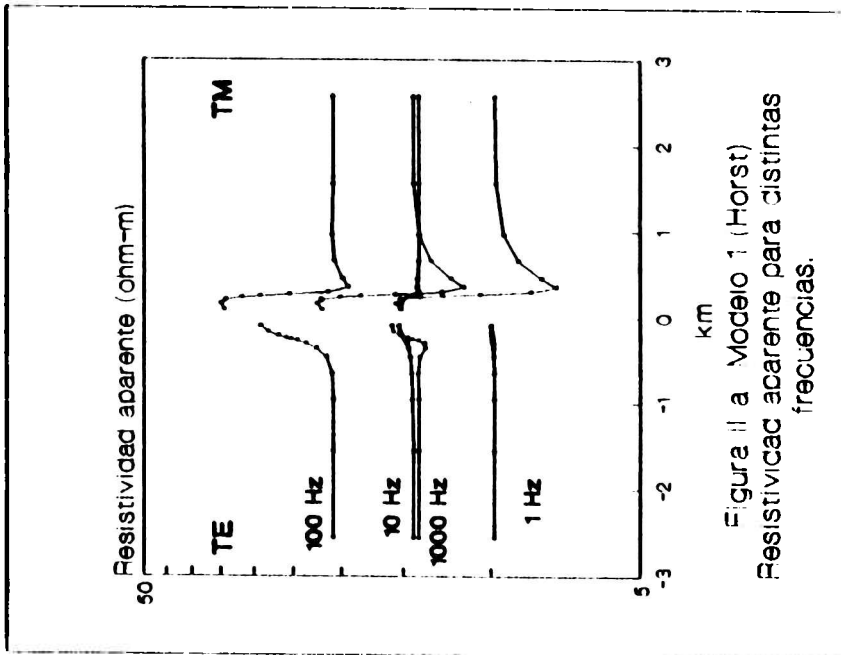


Figura 11 a Modelo 1 (Horst)
Resistividad aparente para distintas
frecuencias.

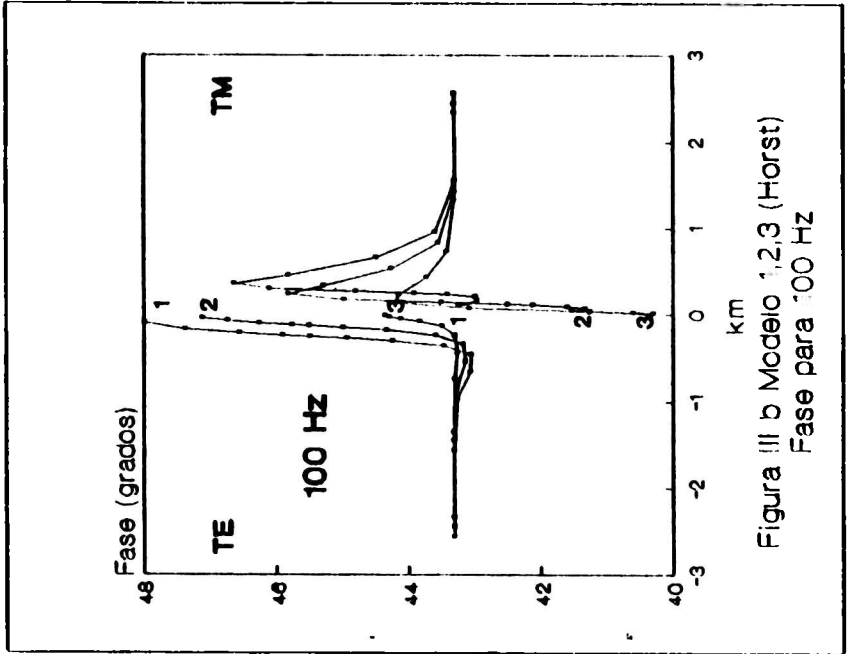


Figura III b Modelo 1,2,3 (Horst)
Fase para 100 Hz

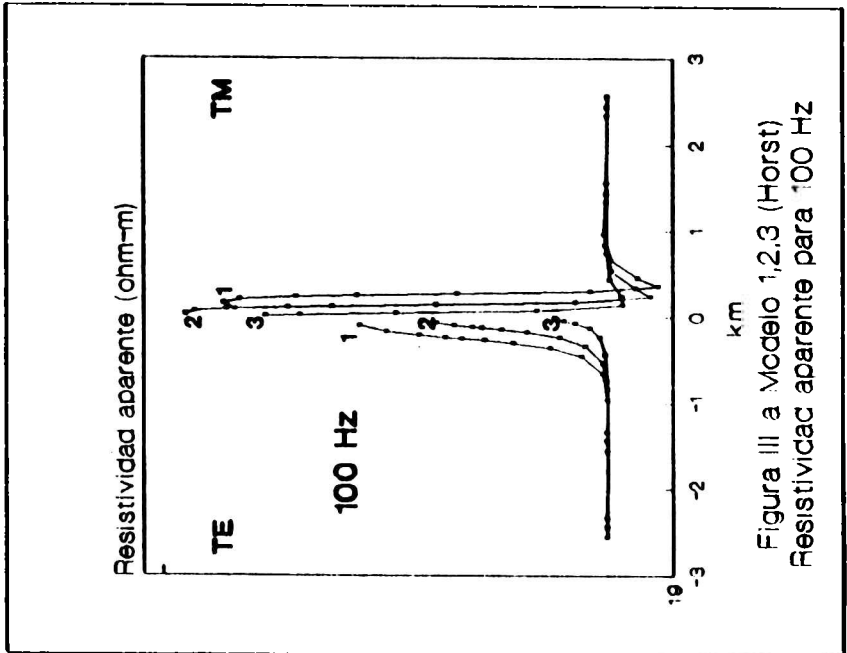


Figura III a Modelo 1,2,3 (Horst)
Resistividad aparente para 100 Hz

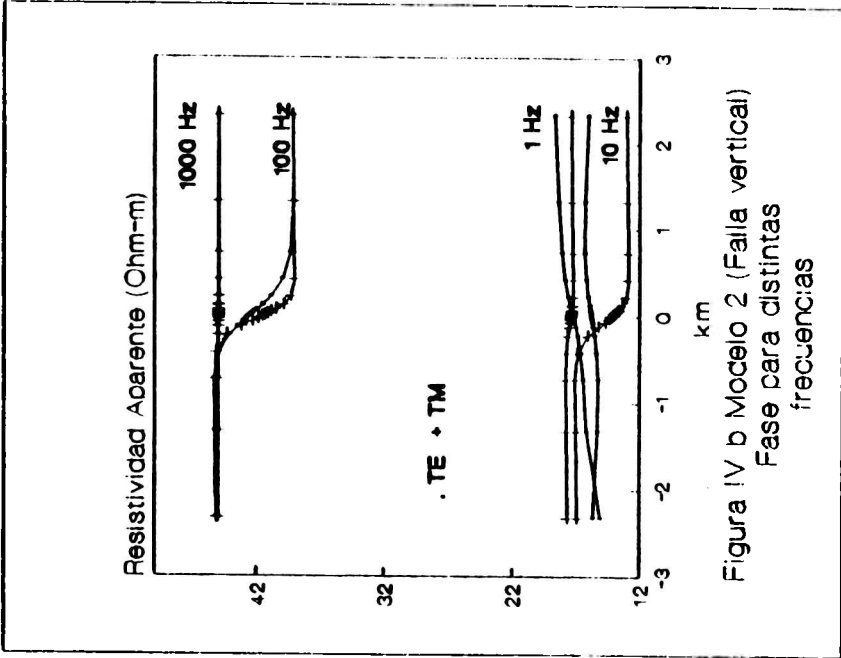


Figura IV b Modelo 2 (Falla vertical)
Fase para distintas
frecuencias

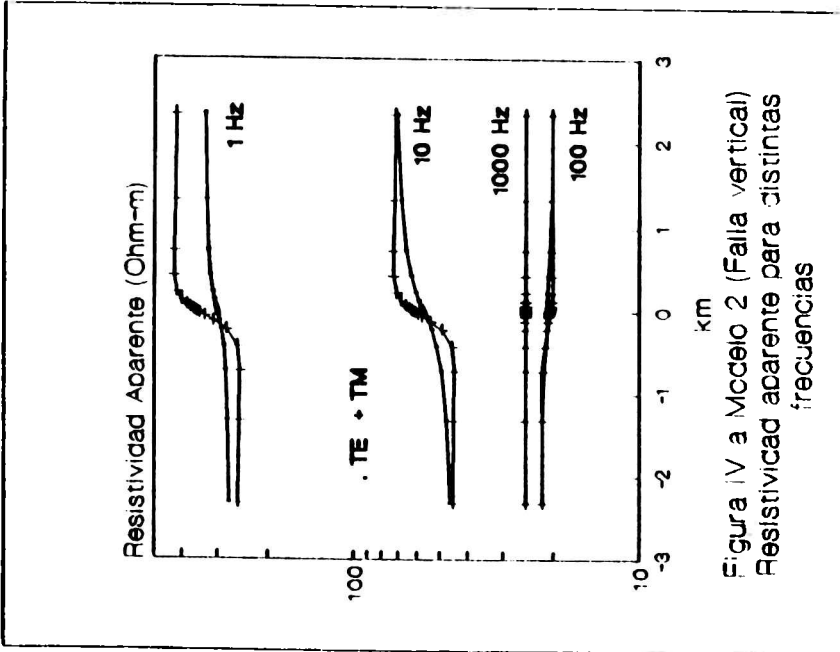


Figura IV a Modelo 2 (Falla vertical)
Resistividad aparente para distintas
frecuencias

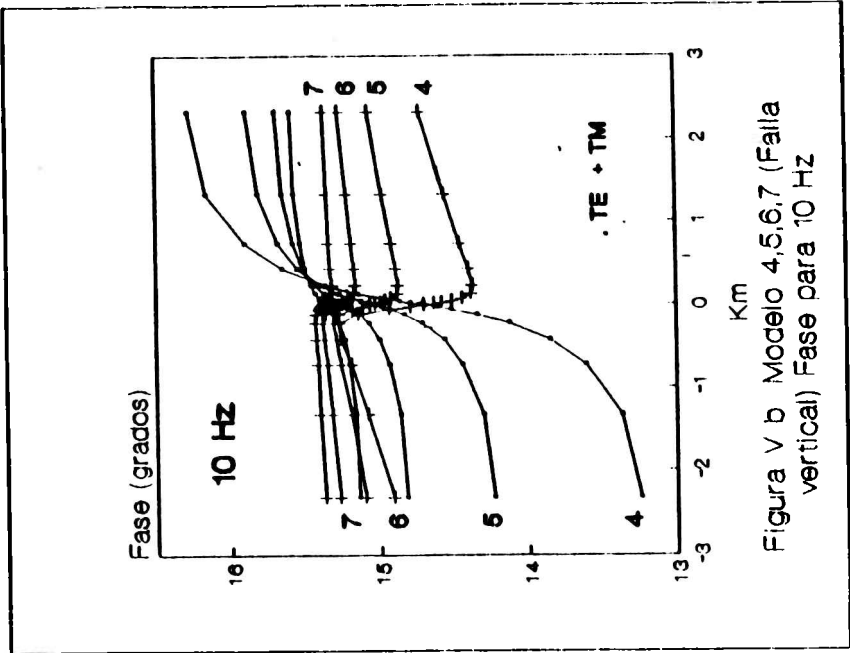


Figura V b Modelo 4,5,6,7 (Falla vertical) Fase para 10 Hz

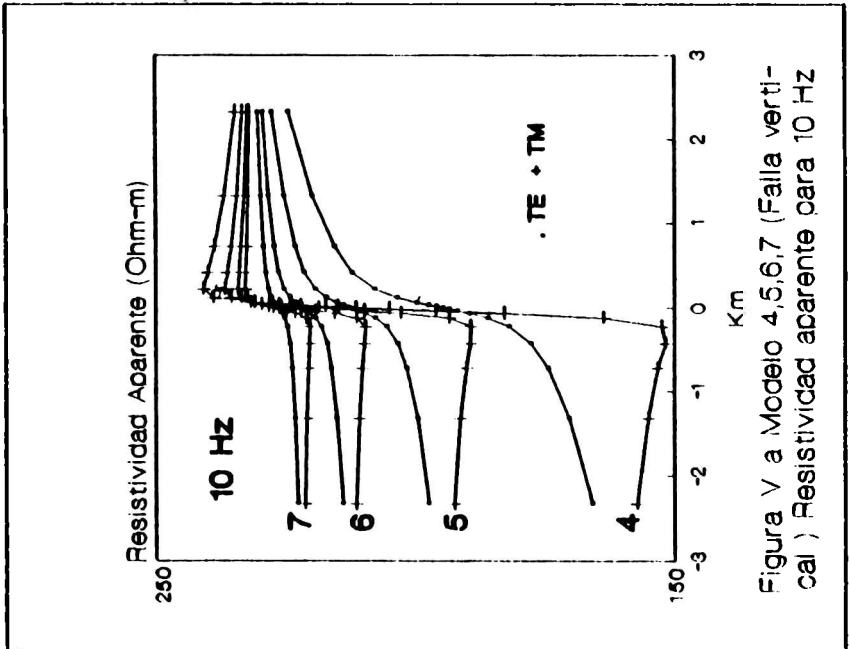


Figura V a Modelo 4,5,6,7 (Falla vertical) Resistividad aparente para 10 Hz

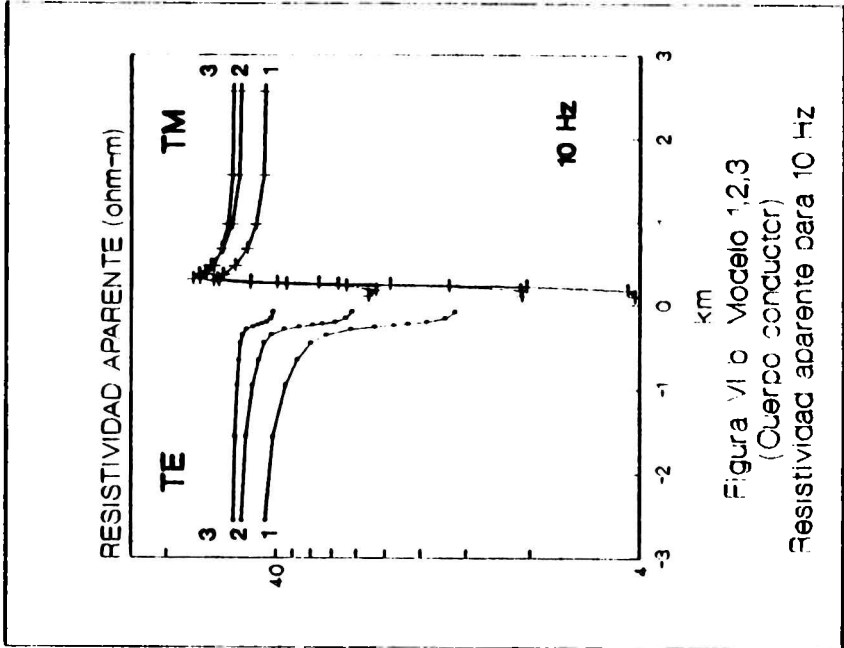


Figura VI b Modelo 1,2,3
(Cuerpo conductor)
Resistividad aparente para 10 Hz

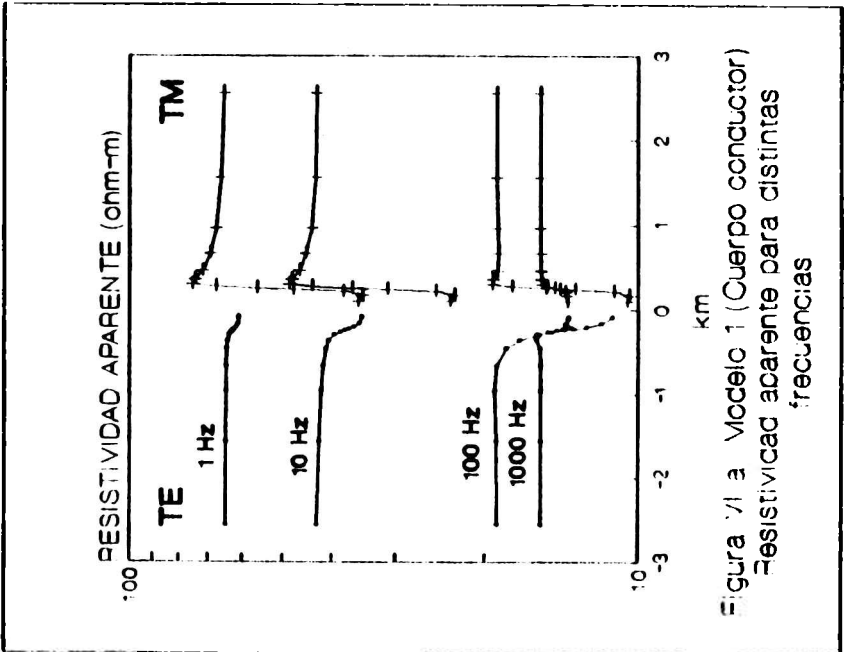


Figura VI a Modelo 1 (Cuerpo conductor)
Resistividad aparente para distintas
frecuencias

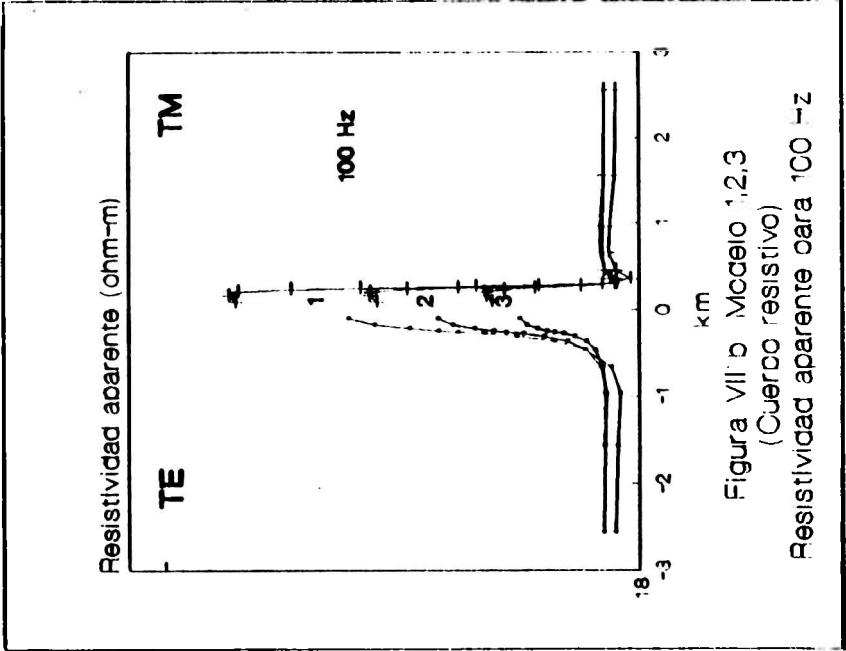


Figura VII b Modelo 1,2,3
(Cuerpo resistivo)
Resistividad aparente para 100 Hz

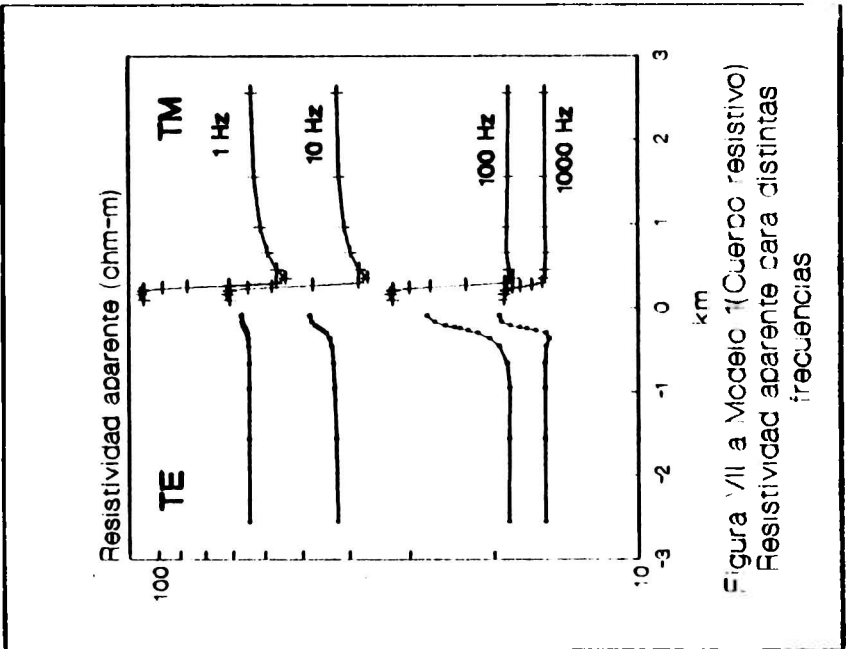
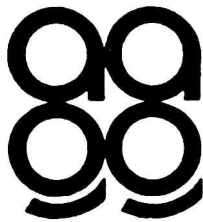


Figura VII a Modelo 1 (Cuerpo resistivo)
Resistividad aparente para distintas
frecuencias

ALESSANDRO, Adelia P.: Análisis del descenso de la humedad en la tropósfera inferior en Resistencia.....	81
KOSTADINOFF, José (de... y Vallvé M.): Estudio del alto estructural de Bahía Blanca; su continuación en la plataforma marina de la provincia de Buenos Aires.....	69
KREPPER, Carlos M. (de..., Scian B.V. y Pierini J.O.): Distribución y características de la precipitación en el centro y este de Argentina.....	49
MARTINELLI, P. (de Osella A.M. y...): Inversión de espectros M.T. en casos bidimensionales.....	1
MUNOZ, Miguel: Self-potential anomalies associated to a fracture zone in the area of Villarrica volcano, southern Chile.....	15
OSELLA, A.M. (de... y Martinelli P.): Inversión de espectros M.T. en casos bidimensionales.....	1
OSELLA, A.M. (de Pomposiello M.C. y...): Sobre la detectabilidad de estructuras bidimensionales a profundidades someras, a partir del método audio-magnetotelúrico.....	93
PIERINI, Jorge O. (de Krepper C.M., Scian B.V. y...): Distribución y características de la precipitación en el centro y este de Argentina.....	49
POMPOSIELLO, María C. (de... y Osella A.M.): Sobre la detectabilidad de estructuras bidimensionales a profundidades someras, a partir del método audio-magnetotelúrico.....	93
RUSTICUCCI, Matilde M. (de... y Vargas W.M.): Efecto de la ciudad y el río sobre la temperatura de superficie en Buenos Aires.....	35
SCIAN, Beatriz V. (de Krepper C.M.,... y Pierini J.O.): Distribución y características de la precipitación en el centro y este de Argentina.....	49
SILBERGLEIT, V.M.: Estimulación numérica de la distribución de nódulos de manganeso en el fondo del mar.....	61
VALLVE, Marissa (de Kostadinoff J. y...): Estudio del alto estructural de Bahía Blanca; su continuación en la plataforma marina de la provincia de Buenos Aires.....	69
VARGAS, Walter M. (de Rusticucci M.M. y...): Efecto de la ciudad y el río sobre la temperatura de superficie en Buenos Aires.....	35



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

CONTENIDO	Pág
Inversión de espectros MT en casos bidimensionales A. M. OSELLA y P. MARTINELLI.....	1
Self-potential anomalies associated to a fracture zone in the area of Villarrica volcano, southern Chile MIGUEL MUNOZ.....	15
Efecto de la ciudad y el río sobre la temperatura de superficie en Buenos Aires MATILDE M. RUSTICUCCI y WALTER M. VARGAS.....	35
Distribución y características de la precipitación en el centro y este de Argentina CARLOS M. KREPPER, BEATRIZ V. SCIAN y JORGE O. PIERINI...49	
Estimulación numérica de la distribución de nódulos de manganeso en el fondo del mar V.M. SILBERGLEIT.....	61
Estudio del alto estructural de Bahía Blanca; su continuación en la plataforma marina de la provincia de Buenos Aires JOSE KOSTADINOFF y MARISA VALLVE.....	69
Análisis del descenso de la humedad en la tropósfera inferior en Resistencia ADELIA P. ALESSANDRO.....	81
Sobre la detectabilidad de estructuras bidimensionales a profundidades someras, a partir del método audio- magnetotelúrico. MARIA CRISTINA POMPOSIELLO y ANA MARIA OSELLA.....	93

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS