

**B O L E T I N**


**DE LA**

**ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION**

---

**CALCULO DE LAS PROFUNDIDADES MEDIAS DE LAS  
ROCAS MAGNETICAS USANDO ANALISIS ESPECTRAL**

Por:

  
Ildefonso Correa Pérez

**ANALISIS DE REGISTROS DE ACELERACION Y VELOCIDAD  
PRODUCIDOS POR TEMBLORES RECIENTES DEL NORTE  
DE BAJA CALIFORNIA Y EL SUR DE CALIFORNIA**

Por:

Luis Munguía Orozco y  
James N. Brune

**APLICACION DEL METODO AUDIO-MAGNETOTELURICO  
DE FUENTE CONTROLADA EN MEXICO**

Por:

Roberto A. Ortega Guerrero

# MESA DIRECTIVA DE LA ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

BIENIO 1985-1986

Presidente	Ing. Antonio Camargo Zanoguera
Vicepresidente	Ing. Héctor Palafox Rayón
Secretario	Ing. Salvador Hernández González
Tesorero	Ing. Carlos López Ramírez
Pro-Tesorero	Ing. Jorge Uscanga Uscanga
Editor	Ing. Guillermo A. Pérez Cruz
Coordinador de Eventos Técnicos	Ing. Francisco J. Sánchez de Tagle
Coordinador de Eventos Sociales	Ing. Patricia Oceguera de Romero

## PRESIDENTES DE DELEGACIONES

Reynosa	Ing. Miguel A. Martínez Domingo
Tampico	Ing. Jorge Stanford Beasit
Poza Rica	Ing. Salvador Maldonado Cervantes
Coatzacoalcos	Ing. Juan B. Rivera Jácome
Villahermosa	Ing. Quintín Cárdenas Jammet
Cd. del Carmen	Ing. Carlos Puerto Zapata
San Luis Potosí	Ing. Juan López Martínez
Córdoba	Ing. Sergio Figueroa Arias
Guaymas	Ing. Ramón García Gómez
Chihuahua	Ing. Justo Meza Díaz
Morelia	Ing. Jesús Arredondo Fragozo

## VOCALES

I.M.P.	Ing. José Salinas Altes
I.P.N.	Ing. Raúl Santiago Valencia
U.N.A.M.	Ing. Rodolfo Marín Campos
MEXICO	Ing. Andrés Ramírez Barrera

Este boletín no se hace responsable de las ideas emitidas en los artículos que se publiquen, sino sus respectivos autores.

Este boletín se publica cada tres meses y se distribuye gratuitamente a los socios.

	MEXICO	OTROS PAISES
Inscripción	\$ 1,000.00	\$ 10.00 U.S. Dollars
Cuota Anual para Socios	2,000.00	20.00 U.S. Dollars
Suscripción Anual (no Socios)	3,500.00	25.00 U.S. Dollars
Cuota Anual Socios Estudiantes	1,000.00	-
Ejemplares Sueltos	1,000.00	5.00 U.S. Dollars

Para todo asunto relacionado con el boletín como son envíos de manuscritos, suscripciones, descuentos a bibliotecas, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

GUILLERMO A. PEREZ CRUZ  
APARTADO POSTAL 57-275  
MEXICO, D.F. C.P. 06501  
MEXICO



perforadata, s. a.

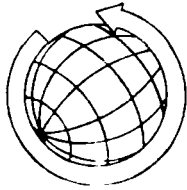
SERVICIOS DE EXPLORACION

- GRAVIMETRIA
- SISMOLOGIA
- PERFORACION
- GASOMETRIA
- DELTA CARBONATOS
- POZOS DE AGUA

CON LA EXPERIENCIA DE 35 AÑOS AL SERVICIO DE LA INDUSTRIA  
PETROLERA MEXICANA.

EDGAR ALLAN POE # 85  
COLONIA POLANCO  
MEXICO, D. F.

TEL.: 531-02-48  
545-51-94



# GEOEVALUACIONES, S.A.

## ESPECIALISTAS EN EXPLORACION

- EXPLORACION GEOELECTRICA.
- LEVANTAMIENTOS GEOHIDROLOGICOS INTEGRALES.
- EXPLORACION GEOLOGICA.
- PROSPECCION GRAVIMETRICA Y MAGNETOMETRICA.
- FOTOINTERPRETACION.
- LEVANTAMIENTOS TOPOGRAFICOS Y GEODESICOS.
- PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFISICO-GEOLOGICOS.
- EXPLORACION MINERA.
- SERVICIOS DE INTERPRETACION.
- ASESORIAS ESPECIALES.

Av. Amacuzac # 615 Tel. 5-32-39-19 y 6-72-0992 Codigo Postal 09440  
Col. San Andres Tetepilco Mexico, 13 D.F.

## CALCULO DE LAS PROFUNDIDADES MEDIAS DE LAS ROCAS MAGNETICAS USANDO ANALISIS ESPECTRAL

Ing. Ildfonso Correa Pérez \*

### INTRODUCCION

En la interpretación magnética, un parámetro clave a estimar es la profundidad de los cuerpos magnéticos. En la exploración petrolera este dato permite conocer en forma preliminar el espesor de la columna sedimentaria.

Las técnicas de interpretación más comunes para determinar la profundidad del basamento, usados sobre mapas magnéticos, son las técnicas de medición de pendientes, elegidas por su simplicidad y su rapidez en su aplicación. Una de las técnicas más usadas fue presentada por Vacquier et. al. (1951). Dichas técnicas requieren de anomalías aisladas y bien definidas para obtener resultados satisfactorios. Los mapas aeromagnéticos sobre cuencas sedimentarias son de gran extensión y generalmente presentan pocas anoma

---

\* Subdirección de Tecnología de Exploración del IMP.

lías adecuadas para emplear las técnicas mencionadas, por lo que sólo se usa una pequeña parte de los datos y se desperdicia gran parte de información útil.

Spector y Grant (1970) publicaron una técnica para calcular profundidades medias de los conjuntos de cuerpos anómalos que producen las anomalías magnéticas. Para eso, suponen que el subsuelo consiste de conjuntos independientes, a diferentes profundidades, de prismas rectangulares verticales con varias dimensiones y magnetizaciones.

Esta técnica no depende del tipo de anomalía individual ni de su orientación, sino que hace uso de todos los datos dentro de un área dada para encontrar la profundidad promedio de los cuerpos. Así se puede calcular el espesor sedimentario a través de un área explorada en forma sistemática.

La fórmula aquí mostrada es un caso particular de la fórmula obtenida por Spector y Grant (1970). Esta fórmula se puede aplicar al espectro radial de los mapas magnéticos cuyas anomalías sean causadas por el basamento o por un grupo de cuerpos magnetizados con una profundidad media  $h_0$ . Tal es el caso de los mapas en las cuencas sedimentarias libres de rocas ígneas. En tal situación, el método proporciona resultados más confiables que

en situaciones geológicas más complejas.

Este trabajo muestra tres ejemplos de cálculo de la profundidad media del basamento en áreas donde es posible comparar los resultados. En estos casos se considera que el basamento consiste de un conjunto de prismas rectangulares verticales y semi infinitos con una profundidad media  $h_0$ .

El método no es simple, puesto que es necesario el uso de una computadora; tampoco cae dentro de las técnicas automáticas. Sin embargo, el cálculo de las profundidades es rápido una vez que se tienen los datos magnéticos sobre una rejilla equiespaciada.

## EL METODO

Supongamos que un mapa de intensidad magnética total en un área consiste de una superposición de un gran número de anomalías individuales, muchas de ellas superpuestas, las cuales son causadas por un grupo de prismas rectangulares semiinfinitos con lados verticales, Figura 1, el mapa  $T^i(x, y)$  se puede expresar como:

$$T^i(x, y) = \sum_{i=1}^n \Delta T_i^i(x, y) \quad \dots(1)$$

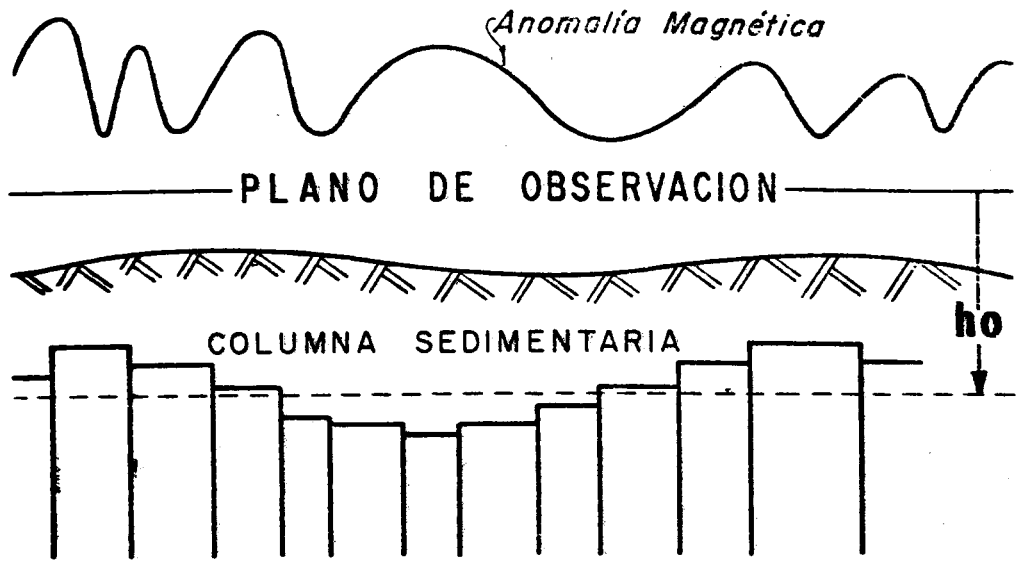


Fig. 1 .- Aproximación del basamento magnético por un conjunto de prismas. Esta sección solo simplifica el dibujo del caso real tridimensional.  
 $h_0$  es la profundidad media .

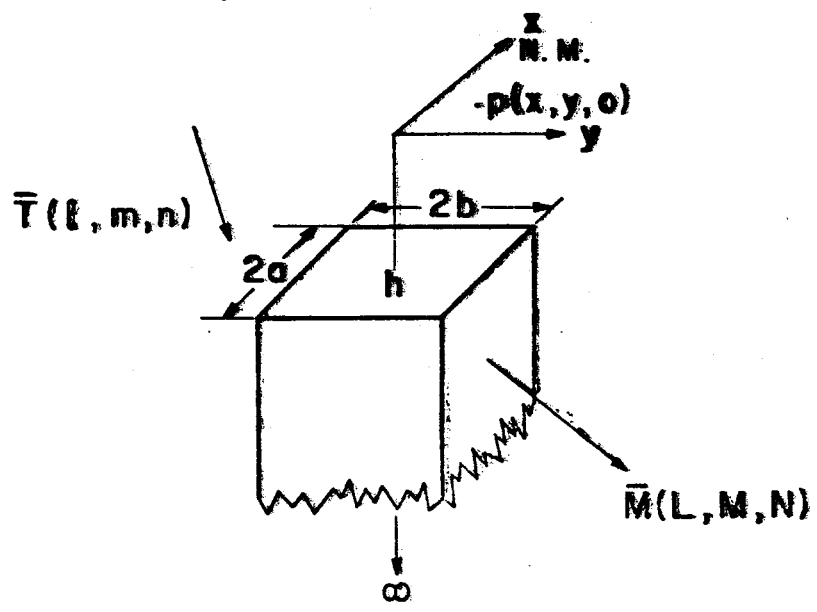


Fig. 2 .- Prisma rectangular semiinfinito con lados verticales .



donde  $\Delta T_i^1(x, y)$  es la  $i$ -ésima anomalía individual.

Puesto que la transformada de Fourier es un operador lineal

$$\bar{T}^1(u, v) = \sum_{i=1}^n \Delta \bar{T}_i^1(u, v) \quad \dots (2)$$

donde  $\bar{T}$  denota transformada de Fourier de  $T$ .

Ya que se ha considerado que la fuente magnética son prismas rectangulares, la variable  $\Delta \bar{T}_i$  es la transformada de la anomalía de un prisma, o sea, en coordenadas polares.

$$\Delta \bar{T}_i^1(r, \theta) = 2\pi k_i e^{-h_i r} S(a_i, b_i, r, \theta) \cdot R_t(\theta) \cdot R_k(\theta) \quad \dots (3)$$

donde

$$r = (u^2 + v^2)^{1/2} \quad \theta = \text{ang tang } (u/v)$$

$$S(a_i, b_i, r, \theta) = \frac{\text{sen}(a_i r \cos \theta)}{a_i r \cos \theta} \cdot \frac{\text{sen}(b_i r \cos \theta)}{b_i r \cos \theta}$$

$$R_t(\theta) = (n + i (\lambda \cos \theta + m \text{ sen } \theta))$$

$$R_{ki}(\theta) = (N_i + i (L_i \cos \theta + M_i \text{ sen } \theta))$$

$\frac{k_i}{4 a_i b_i}$  es el momento magnético/unidad de volumen.

$(\lambda, m, n)$  son los cosenos directores del vector geomagnético  $\vec{T}$

$(L_i, M_i, N_i)$  son los cosenos directores del vector de magnetización  $\vec{K}_i$

$h_i$  es la profundidad a la cima del prisma y

$2a_i, 2b_i$  son las dimensiones del prisma en  $X$  y  $Y$  respectivamente, Figura 2.

Ver Spector y Grant (1970), pág. 294.

Por lo tanto

$$\bar{T}^i(r, \theta) = \sum_{i=1}^n 2\pi k_i e^{-h_i r} S(a_i, b_i, r, \theta) \cdot R_t(\theta) \cdot R_{k_i}(\theta) \dots (4)$$

Si  $\bar{T}^i$  se normaliza con respecto a  $\bar{T}^i(0,0)$  se tiene que

$$\bar{T}(r, \theta) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta \bar{T}_i(r, \theta) \dots (5)$$

donde  $\Delta \bar{T}_i$  sólo varía en magnitud con respecto a  $\Delta \bar{T}_i^i$ , (Spector, 1968).

En esta ecuación se reconoce que  $\bar{T}(r, \theta)$  es la media aritmética de  $\Delta \bar{T}_i$ . Cuando el valor de  $n$  (número de prismas) tiende a ser grande  $\bar{T}$  se convierte en el valor esperado de  $\Delta \bar{T}$ , o sea

$$\bar{T}(r, \theta) = E[\Delta \bar{T}] \dots (6)$$

En casos reales esto es aún válido cuando  $n$  toma el valor de 5 ó 6 (Spector y Grant, 1970. pág. 295).

Por lo tanto  $\Delta \bar{T}$  es función de las variables  $h, \alpha, b, I_T, D_T, I_K, D_K$  y  $K$  donde  $I_T$  y  $D_T$  son la inclinación y declinación de  $\vec{T}$  y  $I_K$  y  $D_K$  son la inclinación y declinación de  $\vec{K}$  respectivamente.

De la estadística multivariable, si  $\Delta \bar{T}$  en la ec. 6 es función de las variables aleatorias  $h, \alpha, b, I_T, D_T, \dots$  y  $K$ , entonces:

$$E[\Delta \bar{T}] = \int_h \int_\alpha \dots \int_K \Delta \bar{T} \cdot f(h, \alpha, b, \dots, K) dh d\alpha db \dots dk \dots (7)$$

donde  $f(h, \alpha, b, \dots, K)$  es la función de distribución de densidad conjunta de las variables aleatorias  $h, \alpha, b, \dots, K$ , (Papoulis, A. pág. 239).

Si se considera que las variables aleatorias son independientes se tiene que:

$$E[\Delta \bar{T}] = \int_h \int_\alpha \dots \int_K \Delta \bar{T} \cdot f(h) \cdot f(\alpha) \cdot f(b) \dots f(K) \cdot dh d\alpha \dots dk \dots (8)$$

si se sustituye (3) en (8), se obtiene

$$E[\Delta \bar{T}] = 2\pi E[k] \cdot E[m] \cdot E[S] \cdot E[h] \quad \dots (9)$$

donde

$$E[k] = \int k \cdot f(k) dk$$

$$E[H] = \int H \cdot f(h) dh$$

$$E[S] = \int S \cdot f(a, b) da db. \quad y$$

$$E[m] = \int m \cdot f(I_T, D_T) \cdot f(I_K, D_K) \cdot dI_T dD_T dI_K dD_K$$

donde, a su vez

$$H = e^{-hr} \quad m = R_T(\theta) \cdot R_K(\theta)$$

$$y \quad S(a, b) = \frac{\text{sen}(\arccos \theta)}{\arccos \theta} \cdot \frac{\text{sen}(br \cos \theta)}{br \cos \theta}$$

Si se asume que  $h$  está uniformemente distribuida en  $h_0 \pm \Delta h$ ,  $a$  en  $(0, 2a_0)$ ,  $I$  en  $(\bar{I} \pm \Delta I)$ ,  $D$  en  $(\bar{D} \pm \Delta D)$  y  $K$  en  $(\bar{K} \pm \Delta K)$ ,

donde  $h_0$ ,  $a_0$ ,  $\bar{I}$ ,  $\bar{D}$  y  $\bar{K}$  son valores promedios, Figura 3,

se tiene que:

$$E[k] = \bar{K}$$

$$E[H] = e^{-h\sigma} \quad \text{para } \Delta h < 0.5 h\sigma \quad \text{y } r < \frac{1}{h\sigma}$$

$$E[m] = [\sin \bar{I} + i \cos \bar{I} \sin(\bar{D} + \theta)]^2$$

siempre que

$$\Delta I_T \approx \Delta D_T \approx \Delta I_K \approx \Delta D_K \approx 0 \quad \text{y } \bar{I}_K = \bar{I}_T \quad \text{y } \bar{D}_K = \bar{D}_T$$

$$E[S] = \frac{Si(2a\sigma \cos \theta)}{2a\sigma \cos \theta} \cdot \frac{Si(2a\sigma \sin \theta)}{2a\sigma \sin \theta}$$

donde

$$Si(x) = \int \frac{\sin x}{x} dx$$

y  $2a\sigma$  es la anchura promedio de los prismas tanto en  $x$  como en  $y$ .

Por lo tanto, la transformada de un mapa magnético es:

$$\bar{T} = 2\pi \bar{K} \cdot e^{-2h\sigma} \cdot E[m] \cdot E[S] \quad \dots(10)$$

El espectro de energía  $P$  es:

$$P(r, \theta) = 4\pi^2 \bar{K}^2 \cdot e^{-2h\sigma} \cdot E^2(S) \cdot E'(m) \quad \dots(11)$$

donde

$$E'(m) = [\sin^2 \bar{I} + \cos^2 \bar{I} \sin^2(\bar{D} + \theta)]^2$$

Para eliminar el efecto de la inclinación  $I$  y la declinación  $D$  de la magnetización inducida sobre el espectro de energía, se define una nueva función cuya expresión es:

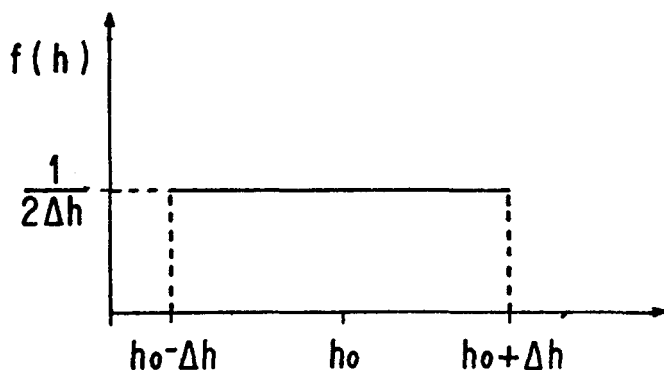


Fig. 3:- Función de distribución de probabilidad de la variable  $h$ .  $h_0$  es la profundidad media y  $\Delta h$  es el rango de variación de las profundidades.

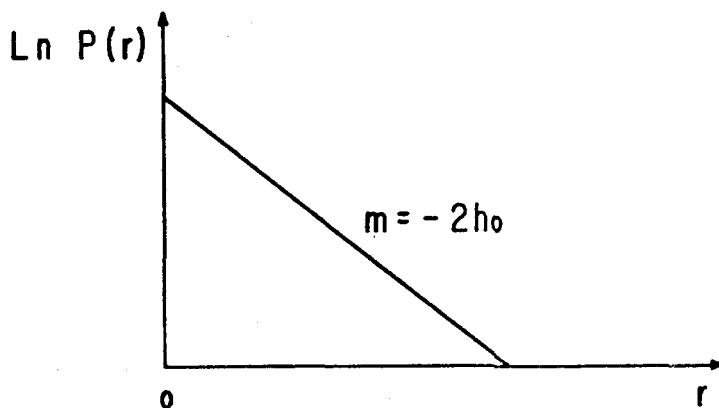


Fig. 4:- Espectro de potencia de un mapa magnético causado por prismas.  $h_0$  es la profundidad media de los prismas.

$$P'(r, \theta) = \frac{P(r, \theta)}{E'(m)} = 4\pi^2 \cdot \bar{K}^2 \bar{e}^{2hor} \cdot E^2(S) \dots (12)$$

que se puede llamar espectro de energía reducido al polo.

Puesto que el factor  $e^{-2hor}$  es independiente de  $\theta$ , para estimar  $h_o$  es conveniente calcular el promedio de  $P'(r, \theta)$  con respecto a  $\theta$ .

o sea

$$P(r) = 4\pi^2 \bar{K}^2 \bar{e}^{2hor} \cdot S(r) \dots (13)$$

donde

$$S(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi E^2(S) \cdot d\theta$$

Si se obtiene logaritmo natural de (13), se tiene:

$$\ln P(r) - \ln S(r) = C - 2hor$$

o sea

$$\boxed{\ln P(r) = C - 2hor} \dots (14)$$

que es la ecuación de una recta con pendiente  $-2h_o$ , donde  $h_o$  es la profundidad media de los prismas, Figura 4.

De esta manera, se ha encontrado una expresión que relaciona el espectro de energía radial de un mapa magnético con la profundidad media de los cuerpos magnéticos. Para casos prácticos, si se desea calcular la profundidad media de las fuentes magnéticas en un área, el mapa magnético se reduce al polo, se calcula su espectro de energía radial, se elimina el factor  $S(r)$  y el resultado, en escala logarítmica se aproxima por una recta. La pendiente será dos veces la profundidad media de dichas fuentes magnéticas.

#### Efecto de la distribución de los cuerpos.

La manera en la cual las anomalías están distribuidas sobre el mapa magnético afecta el comportamiento del espectro de energía en el plano  $(\mu, \nu)$ . Esta influencia se refiere al carácter direccional de la distribución de las anomalías.

Como ejemplo, se nota en la Figura 7 que los contornos del espectro tienden a alargarse desde el origen al cuadrante superior izquierdo, como consecuencia del alineamiento de las anomalías magnéticas con rumbo noreste en el mapa de la Figura 6.

Tal efecto sobre el espectro no se puede eliminar, pero se



espera que se minimice cuando se calcule el espectro promedio radial.

Dicho efecto sólo causa ondulaciones sobre la gráfica del espectro radial mencionado.

## EJEMPLOS

### Caso Sintético

El objetivo de este caso es ayudar a establecer la validez del método. El mapa magnético (Fig. 6), es la suma de los efectos magnéticos de 13 prismas magnetizados uniformemente, (Fig. 5). La pendiente de la recta ajustada a la gráfica del espectro radial, de acuerdo a la ec. 14, es dos veces la profundidad media  $h_0$ , (Fig. 8). El valor calculado de  $h_0$  es 2.01 Km y  $h$  real es 1.99 Km. Si no se elimina el factor  $S(r)$  del espectro radial, se sobrestimaré  $h_0$ , (Fig. 8, gráfica inferior).

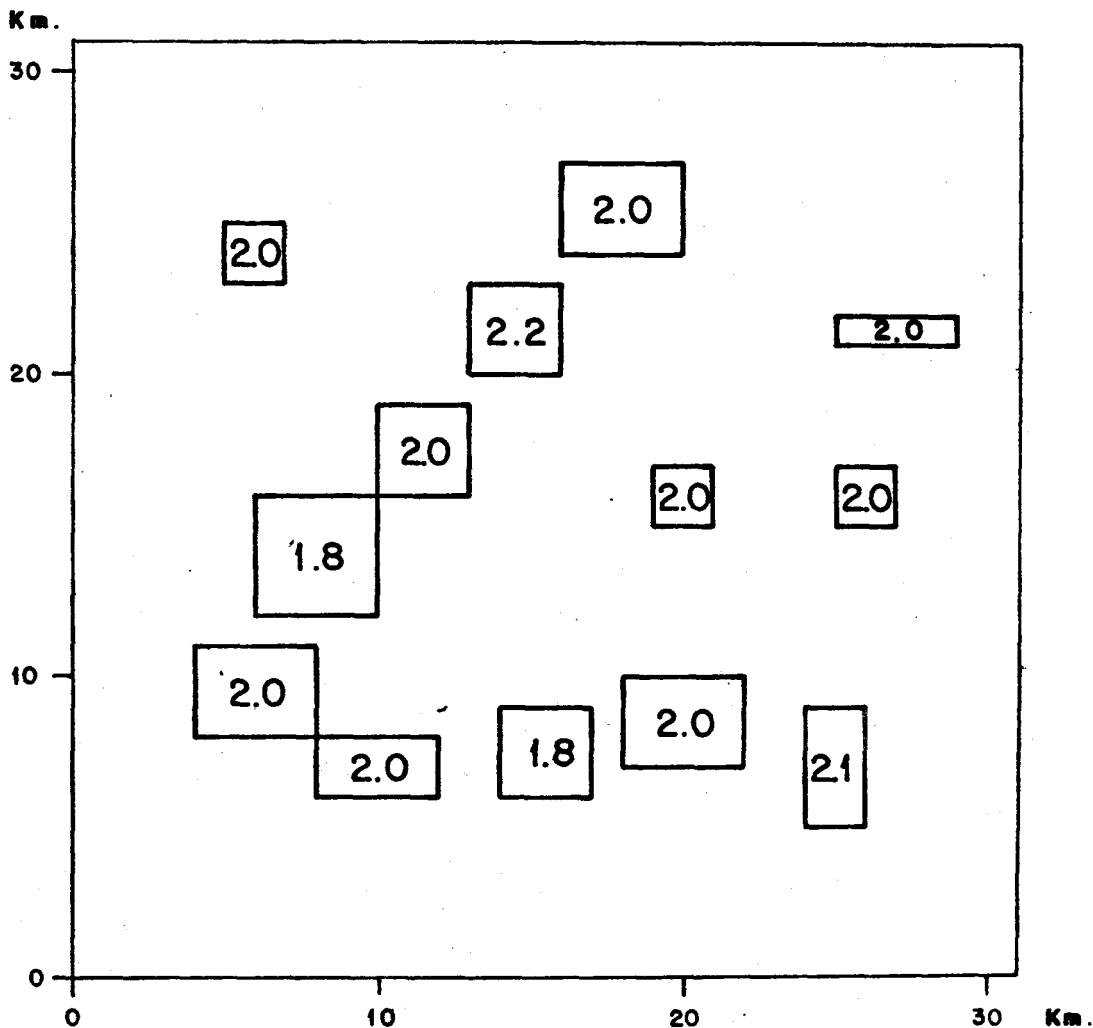
### Area Campeche

En esta área el basamento es la base de una columna de rocas sedimentarias Terciarias y Mezozoicas. El plano de obser-

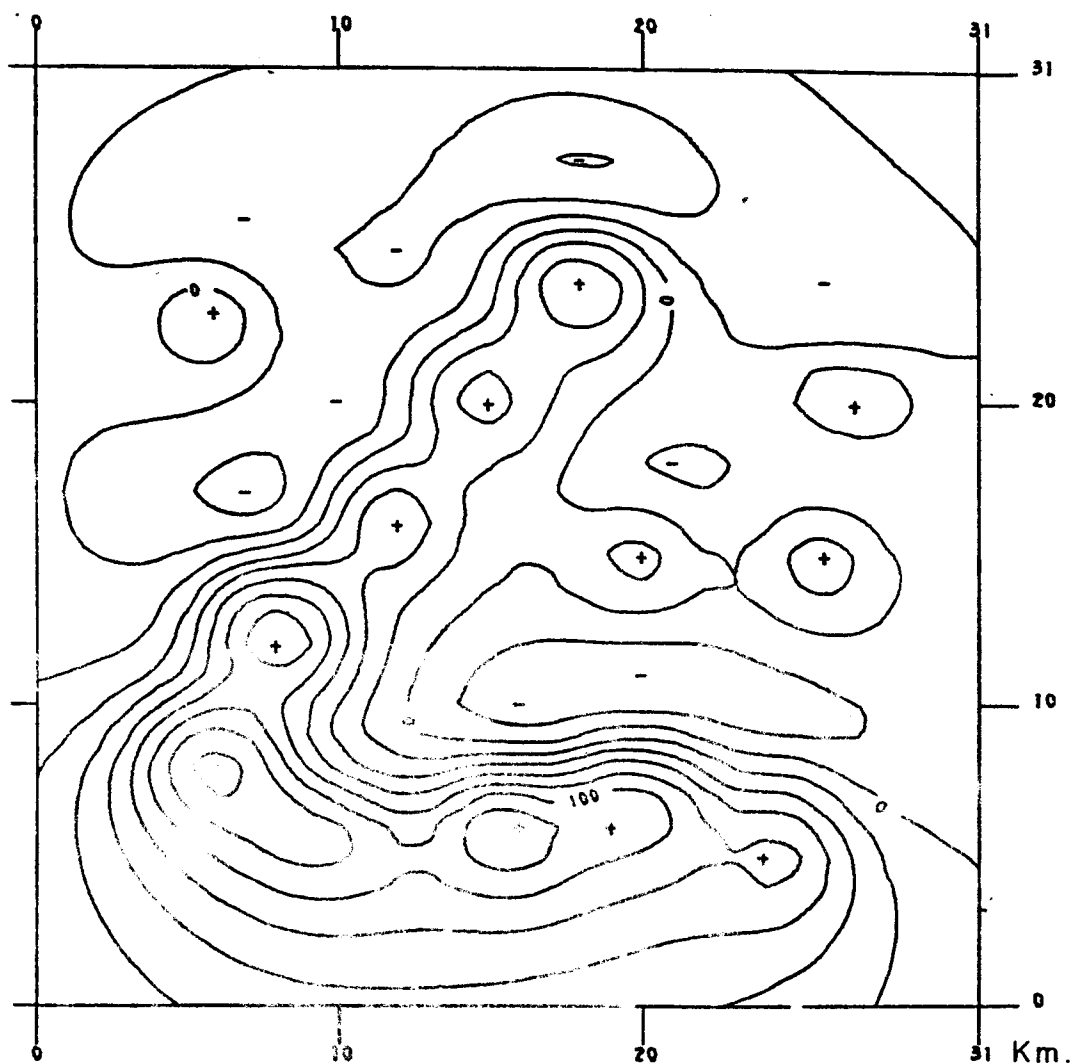
vación del mapa magnético está a una altura de 2,500 m.s.n.m. La profundidad calculada del espectro radial (Fig. 10) es de 6,130 m.s.n.m. Un pozo localizado en la parte central del mapa "tocó" el basamento a 5,640 m.s.n.m., Fig. 9.

### Area Poza Rica

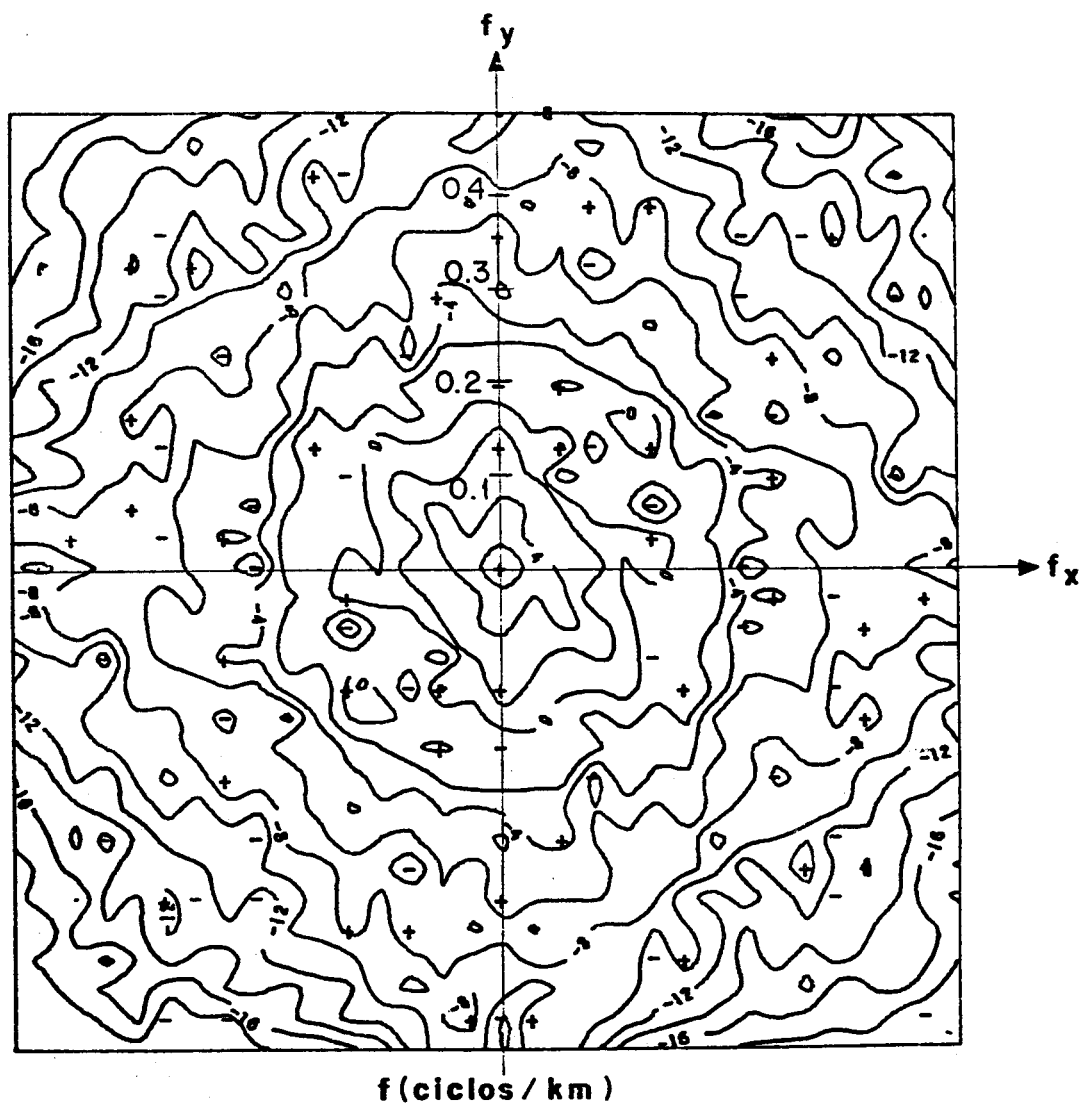
En esta área también al basamento le sobreyace una secuencia de rocas sedimentarias, sólo en la parte sur del área se presenta parte de una anomalía que podría ser causada por una roca extrusiva, (Fig. 11). La gráfica del espectro radial (Fig. 12) se ajusta a la ec. 14 en el rango de (0.01 a 0.05) ciclos/Km. La profundidad media calculada ho del basamento es de 3,500.0 m.s.n.m.; un pozo situado sobre la anomalía positiva en el noroeste del mapa tocó el basamento metamórfico a 2,600 m.s.n.m.



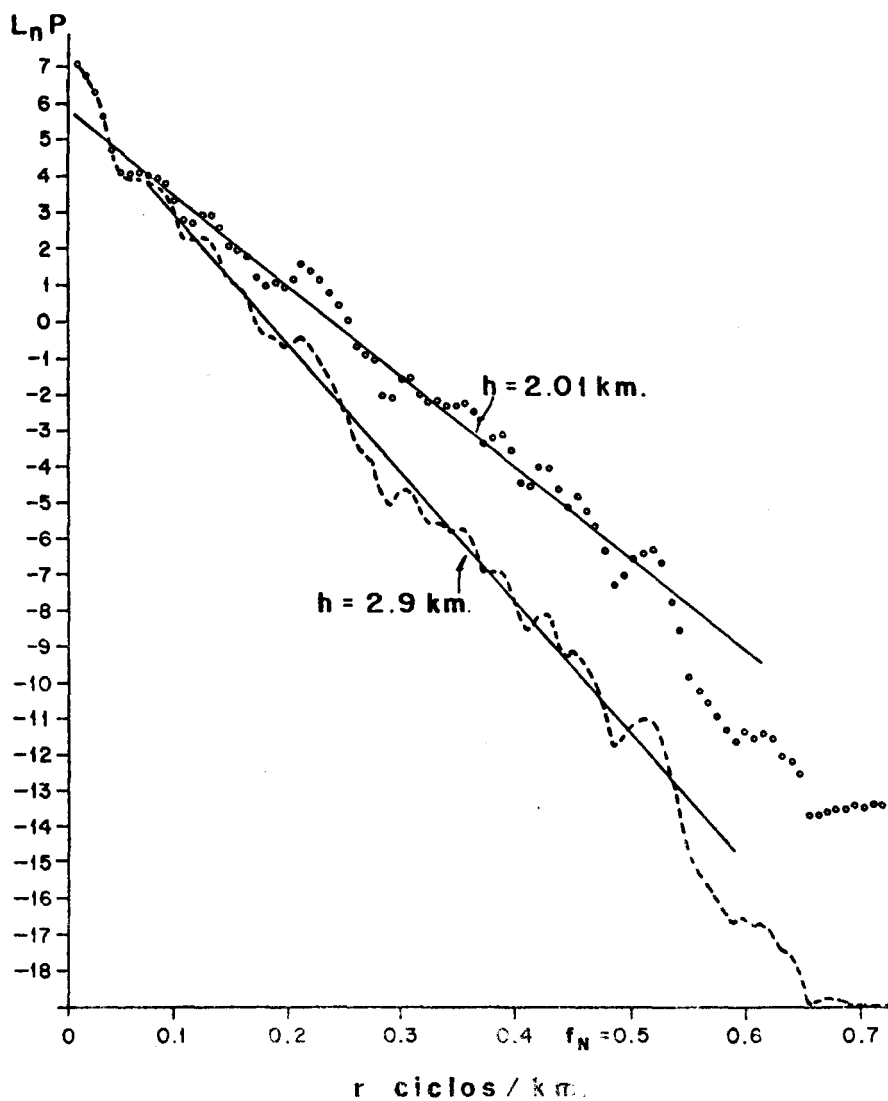
**FIG. 5 .-** Distribución de 13 cuerpos prismáticos semi - infinitos con magnetización inducida . Los valores indican la profundidad a la cima en km.



**FIG. 5 - Mapa de Anomalías Magnéticas de los 13 Prismas.**  
 Configurado cada 20 Gamas  $I=-47^\circ$ ,  $D=9^\circ$ ,  $J=90$  Gamas



**FIG. 7** .- Espectro de energía logarítmico del mapa de la fig. 6 .



**FIG. 8 .-** Espectro logarítmico radial del mapa de la Fig. 6 . La gráfica de puntos se corrigió al eliminar el factor  $S(r)$  con  $a_0 = 1.6 \text{ Km.}$

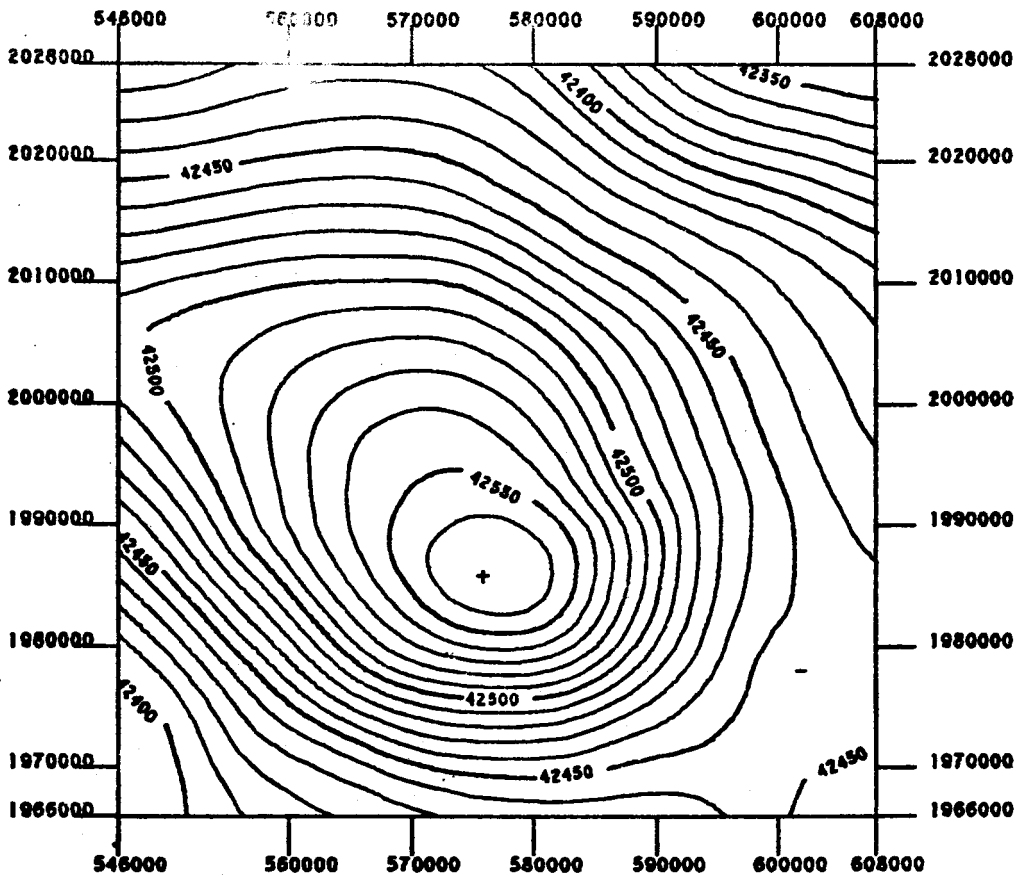


FIG. 9 - Mapa de Intensidad Magnética Total  
Area Campeche

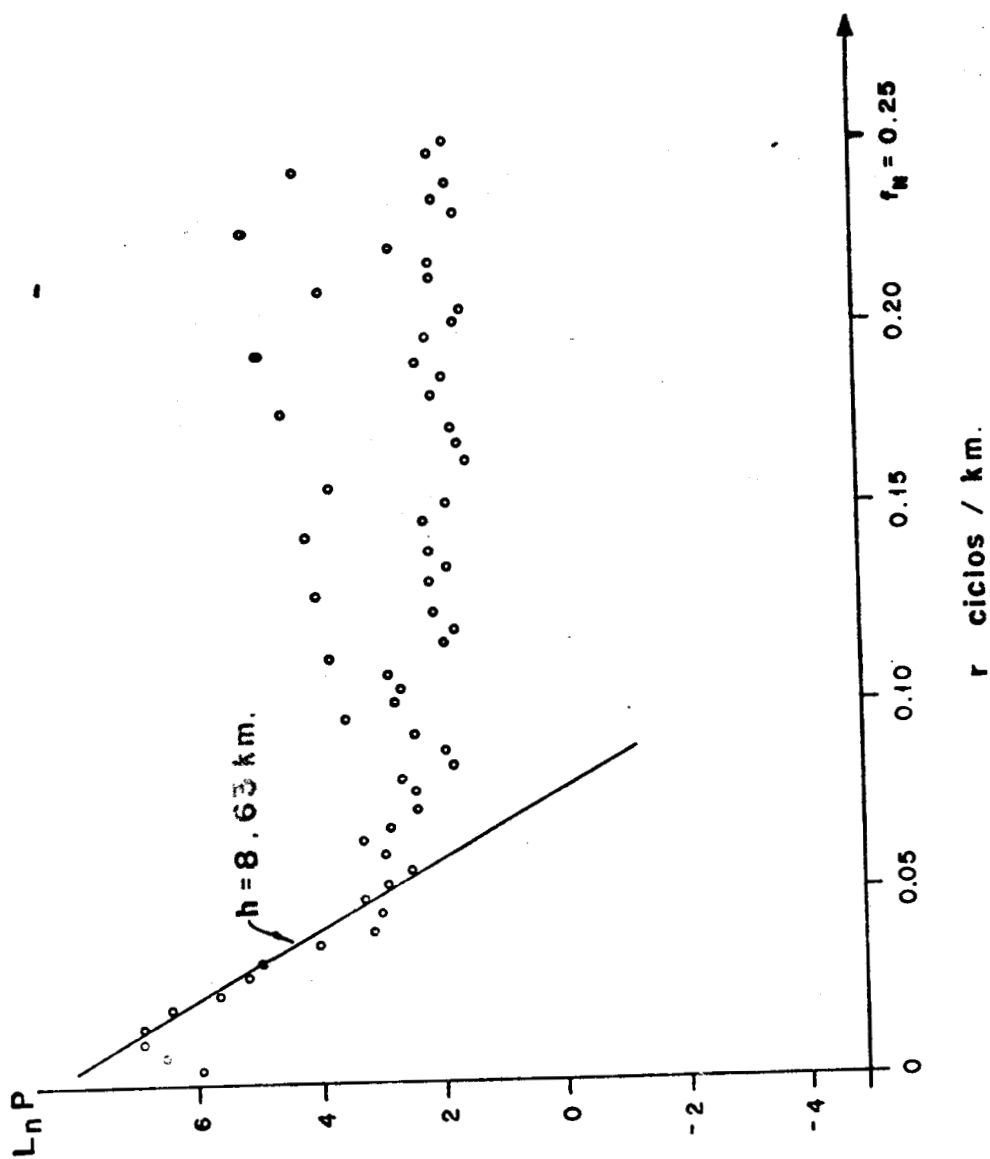


Fig. 10 . Espectro Logarítmico Radial del mapa de la fig. 9



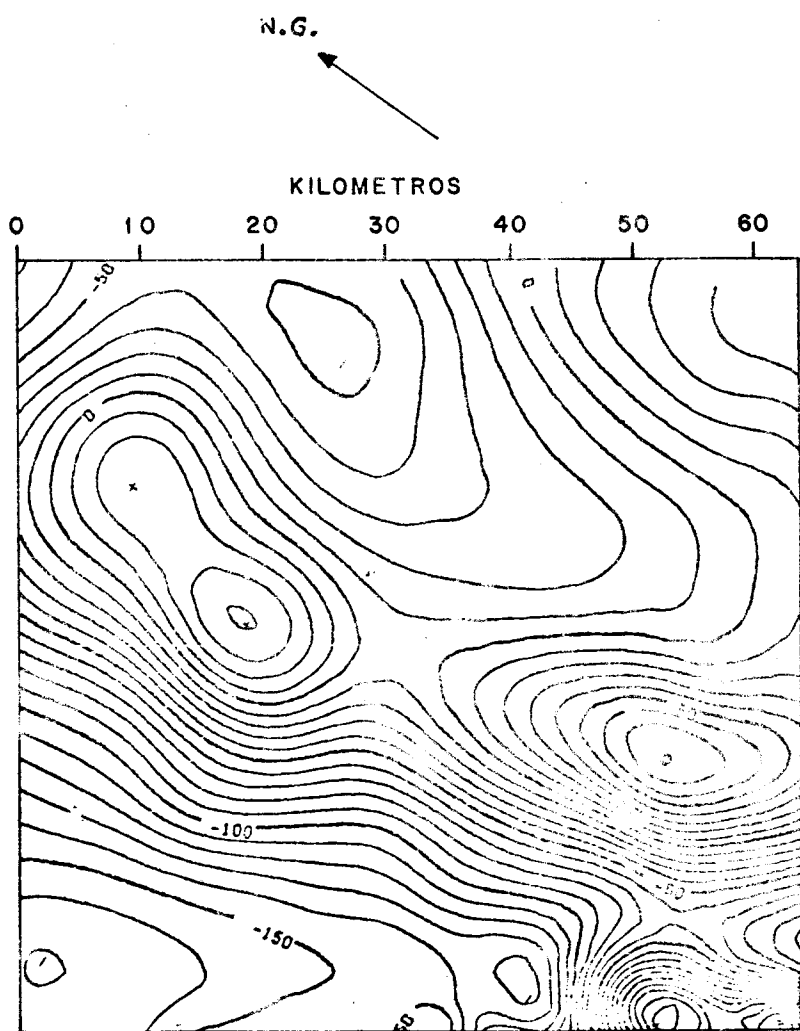


FIG. 11 .- Mapa Magnético reducido al Polo .  
Area Poza Rica , Int. 10 Gammas.

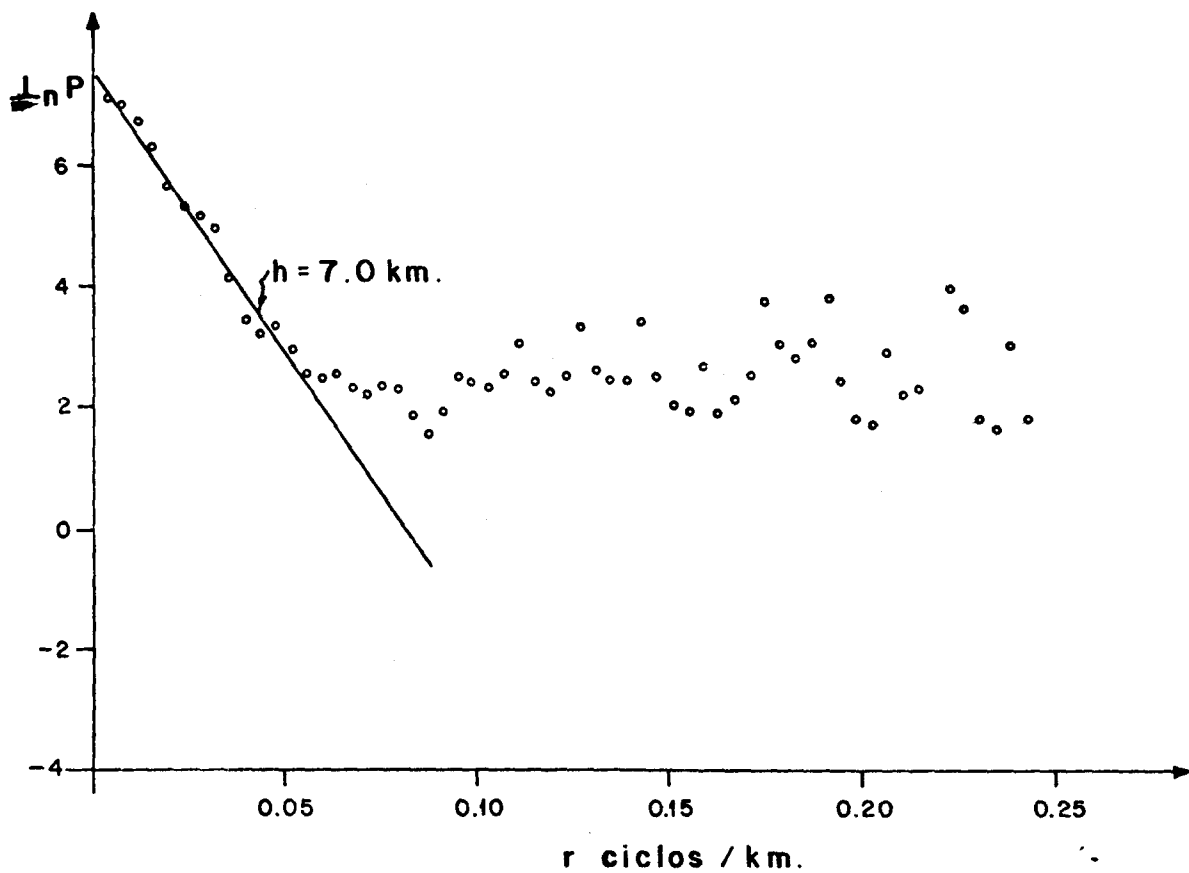


FIG. 12 .- Espectro logarítmico radial del mapa de la figura 11

Se eliminó el factor  $S(r)$  con  $a_0 = 4.0 \text{ km.}$

## BIBLIOGRAFIA

- Bhattacharyya, B.K., 1966, Continuous Spectrum of the Total magnetic field Anomaly due to a Rectangular Prismatic body. Geophysics, V.31, p (97-121).
- Papoulis, A., Probability, random variables and stochastic processes. McGraw Hill Boock Co.
- Spector, A., 1968, Spectral analysis of aeromagnetics maps: Ph. D. thesis. Univ. of Toronto.
- Spector, A., and Grant, F.S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: Geophysics, V.25, p.293-302.
- Vacquier, V. et al 1951, Interpretation of aeromagnetic maps. Geol. Soc. Am. Memoir 47.

ANALISIS DE REGISTROS DE ACELERACION Y VELOCIDAD  
PRODUCIDOS POR TEMBLORES RECIENTES DEL NORTE DE  
BAJA CALIFORNIA Y EL SUR DE CALIFORNIA +

Luis Munguía Orozco \*

James N. Brune \*\*

RESUMEN

En este trabajo se describen los resultados de algunos estudios realizados con datos de temblores recientes del norte de Baja California y el sur de California. La base de datos analizada se obtuvo mediante la operación de la red de acelerógrafos del norte de Baja California y de redes de sismógrafos digitales y analógicos operados temporalmente en esta región. Esta información ha dado lugar a la determinación de localizaciones hipocentrales precisas, a la estimación de parámetros sísmicos de importancia en el campo de la ingeniería sísmica y a la realización de observaciones de -

---

+ Trabajo presentado en la conmemoración del XV Aniversario de la creación de la carrera de Ingeniero Geofísico en la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

Publicado con permiso de la Facultad de Ingeniería.

\* CICESE

\*\* University of California, San Diego.

gran interés.

Se observó, por ejemplo, que sismos de magnitud relativamente pequeña ( $ML \sim 5.0$ ) pueden generar aceleraciones del terreno de hasta el 60% de la aceleración de la gravedad,  $g$ , a distancias cortas, como fue el caso de temblores del enjambre Victoria de 1978 en el Valle de Mexicali. Se encontró que estas aceleraciones son consistentes con las altas caídas de tensión ( $\sim 1$  Kbar) determinadas para estos sismos y con una amplificación de la energía (un factor de 3) debida a la presencia de sedimentos en la región de estudio.

En cuanto a sismos de magnitud moderada, la red de acelerógrafos registró exitosamente los temblores del Valle Imperial de 1979 ( $ML=6.6$ ) y de Victoria de 1980 ( $ML=6.1$ ). Aceleraciones vertales y horizontales de alrededor de  $1g$  fueron registrados a una distancia de 2 km de la traza superficial de la falla de Cerro Prieto para el segundo de estos sismos.

Por otro lado, para temblores pequeños, se observó una clara distinción entre las amplitudes del movimiento del terreno registradas sobre roca sólida y sobre sedimentos. Y para el caso de sismos de magnitud intermedia y grande ( $ML \geq 6.0$ ), se observó que el efecto de las dimensiones del área de ruptura o efecto de

"saturación geométrica en el campo cercano" juega un papel de importancia en la descripción del movimiento del terreno. Para ilustrar este efecto se compara el desplazamiento del suelo producido por temblores grandes y pequeños, y se modelan los movimientos fuertes mediante la superposición de sismogramas registrados para eventos pequeños.

## INTRODUCCION

Los resultados y observaciones descritos en la siguiente sección de este artículo están basados en análisis de datos sísmicos producidos por temblores ocurridos durante los últimos años en la región norte de Baja California y el sur de California. Algunos de estos sismos fueron generados por las fallas tectónicas de Brawley y de Cerro Prieto en la forma de enjambres de temblores; otros ocurrieron como "réplicas" de temblores de magnitud intermedia - asociados con las fallas de Imperial (oct. 15, 1979,  $ML=6.6$ ) y de Cerro Prieto (junio 9, 1980,  $ML=6.1$ ). Un número limitado de - temblores (magnitud entre 3 y 5.5) asociados con las fallas de San Miguel y San Jacinto fueron también considerados en nuestros estudios.

Nuestra base de datos consiste de registros obtenidos medianan

te la operación de la red de acelerógrafos del norte de Baja California y de la instalación temporal de redes de sismógrafos analógicos y digitales en las zonas de actividad sísmica. Estos datos son importantes, en virtud de que la gran mayoría de ellos fueron obtenidos a distancias cortas de la fuente sísmica, proporcionando la oportunidad de realizar determinaciones hipocentrales precisas y efectuar análisis detallados de espectros de aceleración, velocidad y desplazamiento del terreno, con el fin de estimar algunos parámetros de importancia crítica para el campo de la ingeniería sísmica. En particular, los datos correspondientes a temblores ocurridos al sur de la frontera internacional entre México y Estados Unidos son de especial interés, en base a que ha sido hasta recientemente cuando se empezó a instalar equipo sísmico en esa parte de la región aquí estudiada y, por lo tanto, no existen muchos estudios sísmicos efectuados con datos obtenidos localmente.

En el presente trabajo se presentan en forma resumida los resultados de nuestros estudios previos (Munguía y Brune, 1984 a, b, c) sobre determinación de hipocentros, parámetros focales, magnitudes y efectos de sitio, y sobre simulaciones numéricas para el estudio de las ondas sísmicas generadas por temblores fuertes de la región.

## PRESENTACION DE RESULTADOS Y OBSERVACIONES

### Enjambre Victoria.

La Figura 1 muestra las principales fallas tectónicas y los epicentros o zonas epicentrales correspondientes a la mayoría de los sismos que generaron los datos analizados en nuestros estudios. En particular, el enjambre Victoria de Marzo de 1978, con temblores de magnitud hasta de 4.8, fue bien registrado por instrumentos de varios tipos ubicados a distancias epicentrales de menos de 15 Km. La determinación precisa de los hipocentros permite establecer que esta actividad sísmica se concentró en una zona de alrededor de 6 Km de radio, con la mayoría de los sismos ocurriendo a una profundidad promedio de 12 Km. La solución de plano de falla determinada para estos sismos indicó movimiento transcurrente, de tipo lateral derecho sobre un plano vertical que se extiende en forma paralela a la falla de Cerro Prieto.

En la Figura 2 se muestran las tres componentes de aceleración, velocidad y desplazamiento del terreno obtenidas a menos de 8 Km para dos de los temblores más grandes del enjambre. Como se aprecia en esta figura, los acelerogramas se caracterizan por paquetes de energía a altas frecuencias y de muy corta duración.



La máxima aceleración registrada fue del 60% de la aceleración de la gravedad,  $g$ , lo cual es sorprendente en virtud de la magnitud relativamente baja de estos sismos.

Los datos de aceleración y velocidad fueron utilizados para calcular espectros de desplazamiento, algunos de los cuales son mostrados en la Figura 3. La interpretación de estos espectros, en términos del modelo de fuente sísmica propuesto por Brune (1970, 71), resultó en la estimación de parámetros focales tales como caídas de esfuerzo o tensión, dimensión del área de ruptura, y el momento sísmico para cada sismo analizado. Una representación gráfica de los valores calculados se muestra en la Figura 4. Es de gran interés notar en esta figura que los sismos de mayor magnitud estuvieron asociados con altas caídas de esfuerzo, lo cual es consistente con las altas aceleraciones registradas para esos temblores. Otros factores que pueden influir en los registros de aceleración son la atenuación intrínseca del medio de propagación y el efecto asociado con las condiciones geológicas del sitio de registro. Los temblores del enjambre Victoria fueron registrados a distancias muy cortas (15 Km), por lo cual puede pensarse que el efecto de atenuación sobre las aceleraciones observadas fue mínimo. En cuanto a los efectos de sitio, todas las estaciones de registro se ubicaron sobre una capa de sedimentos de alrededor de

5 Km de espesor, lo cual, como fue calculado teóricamente en base a un modelo de velocidades propuesto por McMechan y Mooney (1980) para el Valle Imperial, puede dar lugar a que la energía sísmica sea amplificada por un factor promedio de alrededor de 3.4.

Del estudio del enjambre Victoria de 1978 se concluye que esos temblores, como en el caso de otros temblores del Valle de Mexicali-Imperial, indican que bajo ciertas circunstancias, factores como altas caídas de tensión, baja atenuación, dispersión y amplificación del movimiento por la presencia de sedimentos pueden combinarse de tal manera que se produzcan muy altas aceleraciones a distancias cortas.

#### Magnitud local y efectos de sitio.

Los datos del enjambre Victoria de 1978 fueron utilizados, en combinación con los datos generados por los otros temblores representados en la Figura 1, para realizar un estudio sobre la variación de la magnitud local, ML, en función de la distancia epicentral y de las condiciones geológicas del sitio de registro. La magnitud local es un parámetro que juega un papel de considerable importancia en estudios de movimientos fuertes para tratar de prede-

cir las máximas amplitudes del movimiento del terreno para sismos de magnitud dada y a distancias específicas de la falla. En base a esto, el objetivo de este estudio fue el de tratar de verificar si la función de atenuación propuesta por Richter (1958), y utilizada en el cálculo de la magnitud local, tiene validez a distancias cortas de la fuente. Varios investigadores (Trifunac y Brady, 1975; Trifunac, 1976; Boore, 1980; Luco, 1982; y Jennings y Kanamori, 1983, entre otros) habían sugerido que esta ley empírica de atenuación no es aplicable para datos obtenidos en la vecindad de la fuente. Para la determinación de la mencionada ley de atenuación, Richter (1958) empleó datos registrados con sismógrafos de torsión Wood-Anderson ( $T_0 = 0.8$  seg.,  $V = 2800$ ,  $h = 0.8$ ). Sin embargo, debido al limitado rango dinámico y a la ganancia tan alta de estos instrumentos, las magnitudes locales sólo pueden ser calculadas a distancias a las que los instrumentos no se saturan. Para sismos fuertes esto ocurre a menudo a distancias epicentrales considerablemente grandes, motivo por el cual Richter utilizó solamente datos obtenidos a distancias entre 25 y 600 Km para la determinación de su curva de atenuación, resultando mal constreñida la extrapolación de esta curva hacia distancia cero.

Kanamori y Jennings (1978) propusieron recientemente una técnica de deconvolución/convolución para obtener sismogramas Wood-

Anderson sintetizados de datos de aceleración. Este método permite calcular magnitudes locales a cualquier distancia. Siguiendo esta técnica calculamos en nuestro estudio la magnitud local de un gran número de sismos del norte de Baja California y el sur de California. Estas magnitudes, denotadas  $ML_{SM}$ , fueron calculadas usando la máxima amplitud horizontal tomada de los sismogramas Wood-Anderson sintéticos y considerando válida la función de atenuación de Richter. Los valores calculados fueron comparados con las magnitudes  $ML$  reportadas en la literatura para esos sismos. De estas comparaciones se observó que para temblores de magnitud  $ML$  entre 3 y 5.5 casi todos los valores de  $ML_{SM}$  estimados con datos registrados sobre sedimentos, exceden los correspondientes valores de  $ML$  por cantidades que a distancias cortas pueden ser hasta de un orden de magnitud. Se observó también que los sismogramas asociados con estos altos valores de  $ML_{SM}$  se caracterizan por señales impulsivas, de período corto y de grandes amplitudes, como se describió en el caso de los sismos del enjambre Victoria descrito anteriormente. La Figura 5 muestra una gráfica de las diferencias  $ML_{SM}-ML$  en función de la distancia epicentral. De esta figura se observa que la diferencia  $ML_{SM}-ML$  disminuye de 0 a 10 Km, para posteriormente aumentar en forma gradual entre 10 y 40 Km. Este resultado es similar a lo observado por

Luco (1982) y Jennings y Kanamori (1983), a excepción de que nuestro mínimo ocurre a 10 Km en lugar de 20 Km como fue observado por ellos. Es importante señalar que estos autores utilizaron en sus estudios datos de temblores con magnitudes que van de 5 a 7.

La mayoría de los datos presentados en la Figura 5 fueron registrados sobre terreno sedimentario; las diferencias MLSM-ML para estos datos son positivas, mientras que los datos obtenidos sobre roca firme, aunque son más limitados, muestran valores negativos, haciendo evidente la importancia del efecto del sitio sobre las amplitudes registradas. Ahora, si los datos de octubre de 1979 (unidos por líneas rectas para enfatizar su dependencia en distancia) se consideran como un grupo, éstos sugieren un valor promedio de MLSM-ML de 3.2 en amplitud, valor que es consistente con el factor de amplificación por sedimentos mencionado con anterioridad. En base a esto se concluye que los valores altos de MLSM son un resultado de la combinación del contenido de frecuencias del espectro sísmico, de una baja atenuación del movimiento y de la amplificación de la energía originada por estructuras sedimentarias. Además, en base a las diferencias tan significativas entre MLSM y ML a distancias cortas, se sugiere que la función de atenuación de Richter (1958) tendrá que ser modificada para que tome

en cuenta las características de la energía sísmica radiada en el campo cercano.

En el estudio de magnitudes locales se consideraron también los temblores del 15 de octubre de 1979 ( $ML=6.6$ ) del Valle de Mexicali-Imperial y el de junio 9 de 1980 ( $ML=6.1$ ) de Victoria, en el mismo valle. La Figura 6 muestra los datos correspondientes a estos eventos de magnitud mayor. De inmediato se hace evidente que los mecanismos que dieron lugar a grandes diferencias  $MLSM-ML$  para temblores pequeños no funcionaron de igual manera para estos temblores más fuertes. De hecho, para el temblor de 1979, a distancias menores que 35 Km, parece como si las amplitudes hubieran sido reducidas (en relación a los valores correspondientes en la curva estándar de Richter). Este fenómeno de aparente deamplificación de la energía puede explicarse en términos de la saturación de la magnitud local debida a una mayor extensión del área de ruptura para el caso de sismos fuertes. Esta observación sugiere que la ley de atenuación antes mencionada no solamente depende de la distancia epicentral, sino también del tamaño de los sismos.

## Simulación de Movimientos Fuertes.

Lo que se describe a continuación corresponde a un estudio para la sintetización numérica de los movimientos del terreno originados por temblores fuertes del valle de Mexicali-Imperial. Para esto, el proceso de ruptura se representa como una serie de muchos temblores pequeños e independientes entre si, distribuidos sobre la superficie de ruptura de manera aleatoria, tanto en espacio como en tiempo (Figura 7). Sumando sismogramas reales producidos por temblores pequeños (a manera de funciones de Green empíricas) los movimientos del terreno pueden ser sintetizados en sitios próximos a la falla asociada con el temblor fuerte por modelar. En nuestro modelo implementado utilizamos números aleatorios para tratar de simular algunos de los efectos no determinísticos asociados con temblores reales, debidos a complejidades en el proceso de ruptura mismo o a variaciones fuertes de las propiedades físicas del medio. Con estas aproximaciones numéricas, la duración de la señal, las aceleraciones máximas, y el contenido de frecuencias en acelerogramas obtenidos para el temblor de Victoria de 1980 ( $ML=6.1$ ) fueron simulados. La Figura 8 muestra los acelerogramas sintéticos. Es interesante notar que a pesar de las aproximaciones tan burdas de nuestro método, los sismogramas sintéticos reproducen satisfactoriamente a las observaciones. La Fi-

gura 9 muestra comparaciones entre espectros observados y sintéticos, los cuales indican buenos ajustes en prácticamente todo el rango de frecuencias considerado.

También, usando la misma técnica, se estimaron los coeficientes espectrales necesarios para extrapolar un evento de magnitud 6.0, a un evento de magnitud 7.0, representado en este caso por los acelerogramas obtenidos en la estación El Centro para el temblor ocurrido en 1940 en el Valle Imperial (Figura 10). Los resultados indicaron que para esta extrapolación las amplitudes a frecuencias relativamente bajas tenían que ser aumentadas. Los acelerogramas sintetizados se muestran en la Figura 11. En la Figura 12 se presentan los resultados obtenidos al aplicar nuestro modelo para un temblor de magnitud 7 para predecir las aceleraciones en los sitios C y D, indicados en la Figura 10, para los cuales no existen observaciones. Las máximas aceleraciones calculadas se consideran razonables, en virtud de que el temblor de Victoria de 1980, siendo un orden de magnitud menor, generó aceleraciones de 1 g en una estación de registro cuya posición con respecto a la falla es similar a la ubicación del sitio D. No podemos decir, sin embargo, que estas aceleraciones sean razonables para regiones geológicamente diferentes al Valle de Mexicali-Imperial.



Para finalizar, se recomienda al lector interesado en los detalles de los estudios aquí resumidos, se vean las publicaciones - por Munguía y Brune (1984 a, b, c).

## REFERENCIAS

- Boore, D.M. (1980). On the attenuation of peak velocity, Proc. 7th World Conf. Earthquake Engn., Istanbul, Turkey.
- Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., 75, 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971). Correction, J. Geophys. Res., 76, 5002.
- Jennings, P.C. and H. Kanamori (1983). Effect of distance on local magnitudes from strong-motion records. Bull. Seism. Soc. Am., 73, 265-280.
- Kanamori, H. and P.C. Jennings (1978). Determination of local magnitude, ML, from strong motion accelerograms, Bull. Seism. Soc. Am., 68, 471-485.
- Luco, J.E. (1982). A note on near-field estimates of local magnitude. Bull. Seism. Soc. Am., 72, 941-958.
- McMechan, G.A. and W.D. Mooney (1980). Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and application to the Imperial Valley, California, Bull. Seism. Soc. Am., 70, 2021-2035.
- Munguía, L. and J.N. Brune (1984a). High stress drop events in the Victoria, Baja California earthquake of March 1978. Geophys. J. R. Astr. Soc., 76, 725-752.
- Munguía, L. and J.N. Brune (1984b). Local magnitude and sediment amplification observations from earthquakes in the northern Baja California-southern California region. Bull. Seism. Soc. Am., 74, 107-119.
- Munguía, L. and J.N. Brune (1984c). Simulations of earthquake strong ground motion for earthquakes in the Mexicali-Imperial Valley. Geophys. J. R. Astr. Soc., 79, 747-771.
- Richter, C.F. (1958). Elementary Seismology, W. H. Freeman, San Francisco.

Trifunac, M.D. and A.G. Brady (1975). Correlations of peak acceleration, velocity, and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions, intern. J. Earthquake Eng. and Dyn.

Trifunac, M.D. (1976). Preliminary analysis of the peaks of strong earthquake ground motion-dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance, and recording site conditions, Bull. Seism. Soc. Am., 66, 189-219.

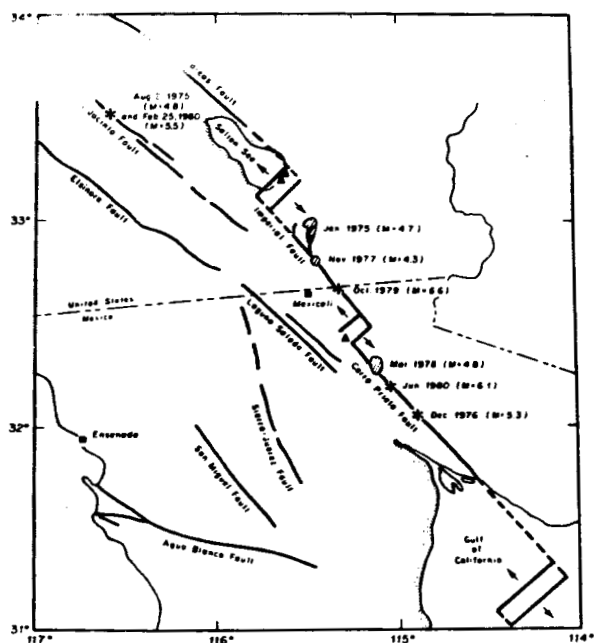


FIGURA 1. Principales fallas tectónicas del norte de Baja California y sur de California. Las áreas sombreadas representan enjambres de sismos y los asteriscos representan sismos principales.

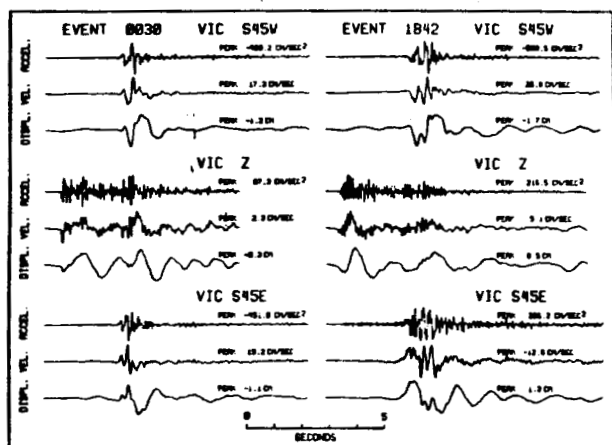


FIGURA 2. Componentes de aceleración, velocidad y desplazamiento del terreno para los temblores 0030 (M=4.5) y 1842 (M=4.8) registrados en la estación VIC a distancias de 3.5 y 7.5 Km, respectivamente.

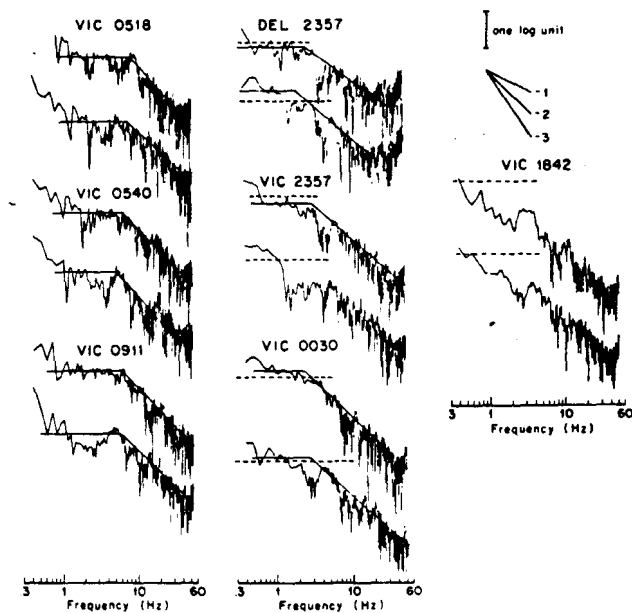


FIGURA 3. Espectros de desplazamiento para los temblores más importantes del enjambre Victoria de Marzo de 1978.

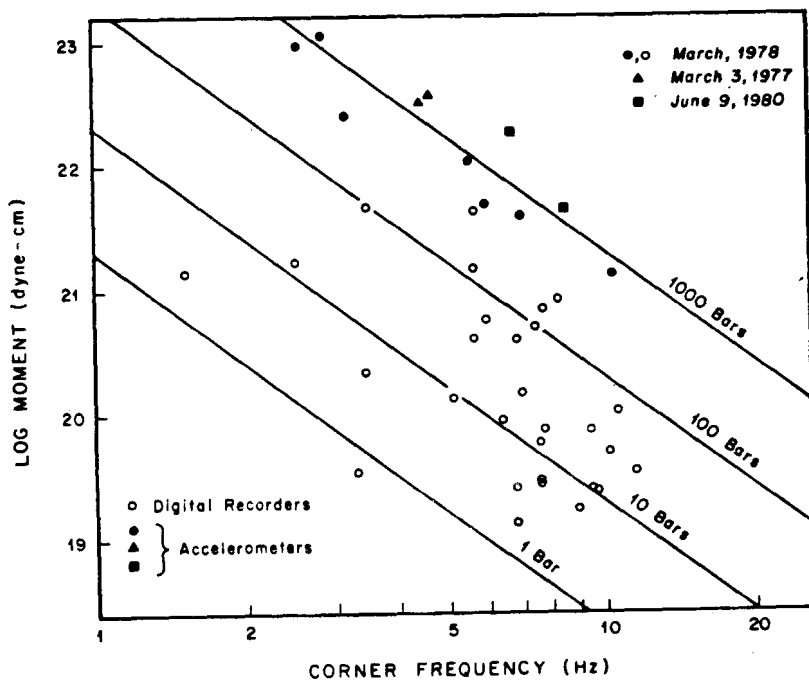


FIGURA 4. Representación gráfica de los parámetros de fuente sísmica estimados. Las líneas diagonales indican niveles de caída de esfuerzo constante.

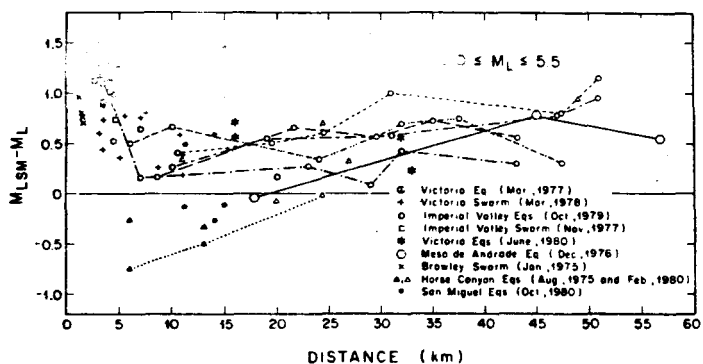


FIGURA 5 . Gráfica de diferencias  $M_{LMS} - M_L$  contra distancia para temblores con magnitud local,  $M_L$ , entre 3.0 y 5.5 (Tomada de Munguía y Brune, 1984b).

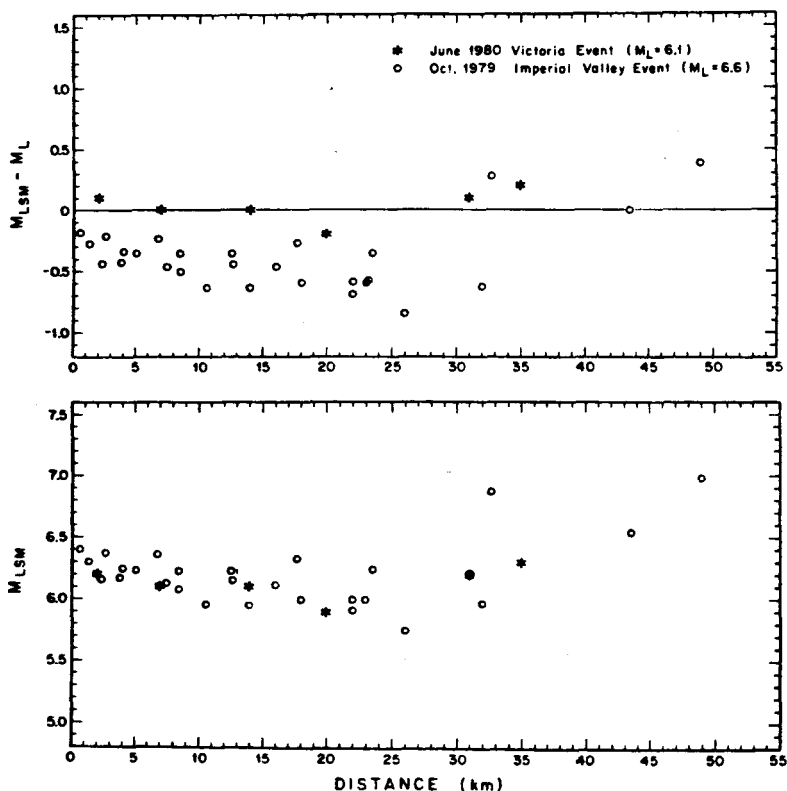


FIGURA 6 . Gráficas de diferencias  $M_{LMS} - M_L$  y de  $M_{LMS}$  contra distancia para los temblores del Valle Imperial de 1979 y de Victoria de 1980 (Tomada de Munguía y Brune, 1984b).

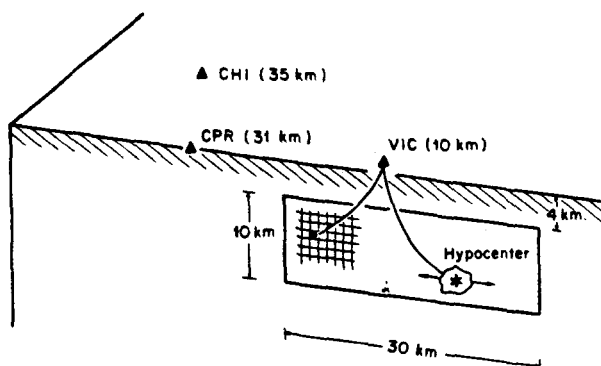


FIGURA 7. Geometría de la superficie de ruptura y estaciones de registro para la simulación del temblor de Victoria de 1980. El proceso de ruptura se desarrolla bilateralmente.

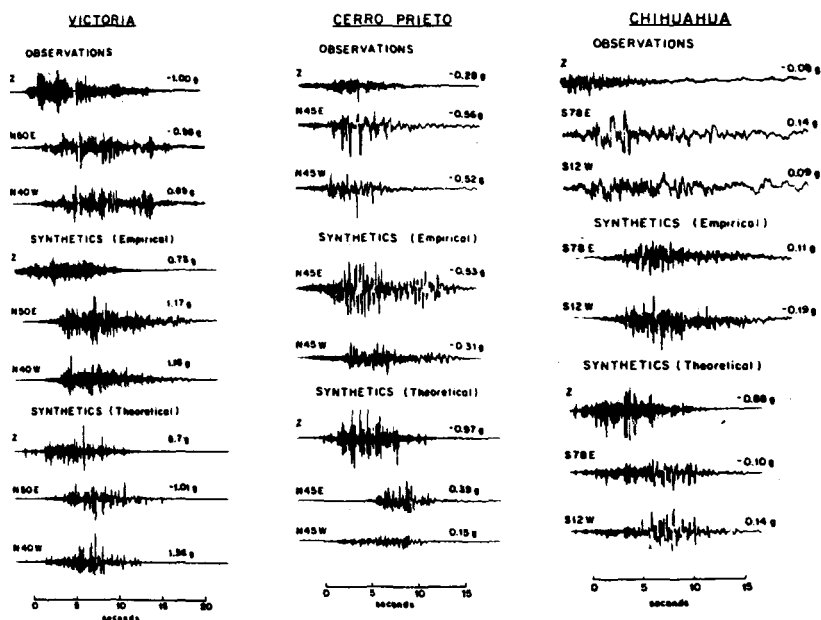


FIGURA 8. Comparación de acelerogramas sintéticos y observados para las estaciones Victoria (VIC), Chihuahua (CHI) y Cerro Prieto (CPR). Los sismogramas sintéticos que aparecen en la parte media de cada columna fueron calculados usando sismogramas reales como funciones de Green empíricas; los sismogramas sintéticos de la parte inferior de la figura se obtuvieron utilizando funciones de Green teóricas. Para este último caso la función temporal de la fuente fué aproximada con una función escalón. (Modificada de Munguía y Brune, 1984c).

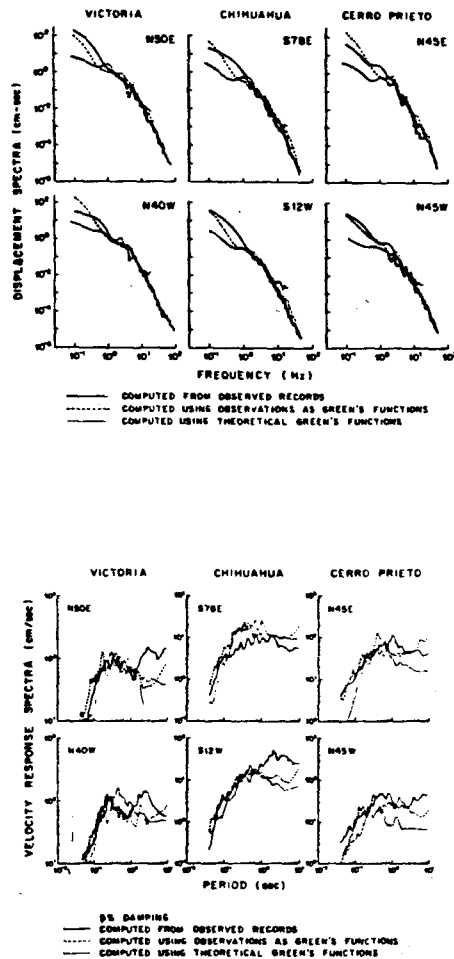


FIGURA 9. Comparación de espectros de desplazamiento y de respuesta a velocidad (5% de amortiguamiento crítico) observados y sintéticos calculados para los registros de componente horizontal mostrados en la Figura 8. (Modificada de Munguía y Brune, 1984c).



# 1940 IMPERIAL VALLEY EARTHQUAKE

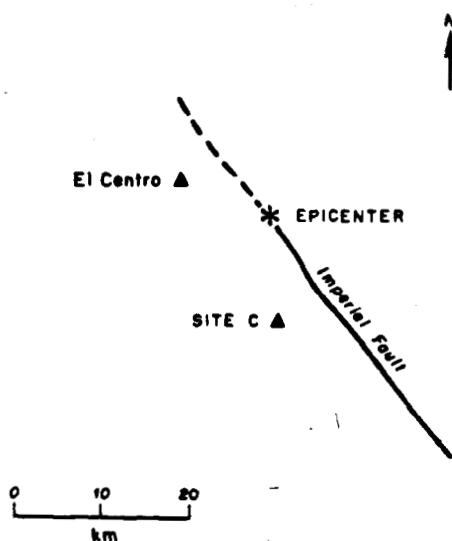


FIGURA 10. Segmento de la falla Imperial usado para modelar los acelerogramas obtenidos en la estación El Centro para el temblor del Valle Imperial de 1940. El modelo numérico es utilizado también para predecir las aceleraciones en los sitios C y D indicados.

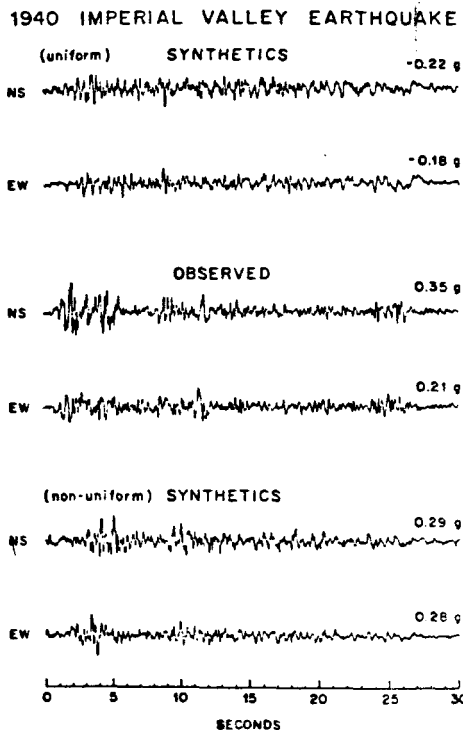


FIGURA 11 . Acelerogramas observados y simulados en la estación El Centro para el temblor de 1940 en el Valle Imperial ( $M = 7$ ). Los acelerogramas sintéticos de la parte superior de la figura se obtuvieron combinando la amplitud espectral observada para este temblor y la información sobre la fase de acelerogramas simulados para un temblor de magnitud 6. Los acelerogramas sintéticos de la parte inferior se obtuvieron del mismo modo, excepto que en este caso se supuso una distribución de energía no uniforme sobre la falla. (Tomada de Munguía y Brune, 1984c).

## GROUND MOTIONS FOR A M~7 EARTHQUAKE

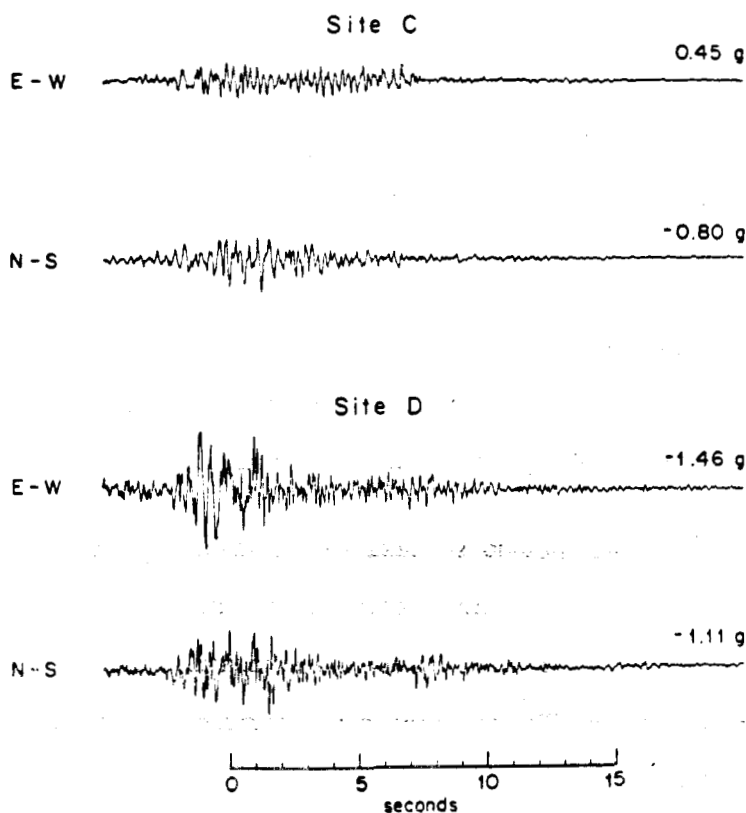


FIGURA 12. Aceleraciones simuladas para un temblor de magnitud ~7 en los sitios C y D indicados en la figura 10. Estos sitios de observación están ubicados a 5 y 2 Km de la traza de la falla, y a 26 y 17 Km del epicentro, respectivamente.

APLICACION DEL METODO AUDIO-MAGNETOTELURICO  
DE FUENTE CONTROLADA EN MEXICO \*

Roberto A. Ortega Guerrero \*\*

## INTRODUCCION

En los últimos años se ha incrementado el uso del Método -  
Magneto-Telúrico (MT) por la simplicidad del trabajo de campo.  
Se emplea en la exploración minera, en exploración petrolera, en  
investigación geotérmica, en investigaciones de la corteza, etc.

Este método se basa en las ideas de Tichonov (1950) y -  
Cagniard (1953) para medir en un punto la variación del campo -  
eléctrico natural (componente horizontal) y del campo magnético na  
tural de la Tierra (componente horizontal), en un rango de frecuen  
cias entre 0.0001 y 100 Hz.

Cuando la señal electromagnética se mide en el intervalo de

---

\* Trabajo presentado en la conmemoración del XV Aniversario  
de la creación de la carrera de Ingeniero Geofísico en la Fa  
cultad de Ingeniería de la UNAM.

\*\* Publicado con permiso de la Facultad de Ingeniería.  
Gerencia de Exploración Geofísica, CRN.

las frecuencias audibles (10 Hz - 20 KHz), el método se denomina Audio-Magneto-Telúrico (AMT).

Las señales naturales de campo eléctrico y magnético son de baja magnitud y de gran variabilidad, por lo que los equipos deben ser muy sensibles. Una forma de superar esta limitación es empleando una fuente de corriente controlada, aplicándola al terreno por medio de un cable aterrizado en sus extremos. Esta técnica fue empleada por primera vez por Goldstein (1971), Goldstein y Strangway (1975); a esta nueva variante se le denomina Audio-Magneto-Telúrico de Fuente Controlada (CSAMT).

Las ventajas que presenta esta nueva técnica son:

- Las señales para el procesamiento son más efectivas.
- Los equipos pueden ser menos sensibles.
- El levantamiento de campo es más rápido.

Las desventajas son:

- La consideración de onda plana (Figura 1) que se realiza en los Métodos MT y AMT (porque la fuente se encuentra a una distancia muy grande del área de levantamiento) no es válida en las proximidades de la fuente controlada. La consideración que se hace al suponer la onda como plana simplifica la

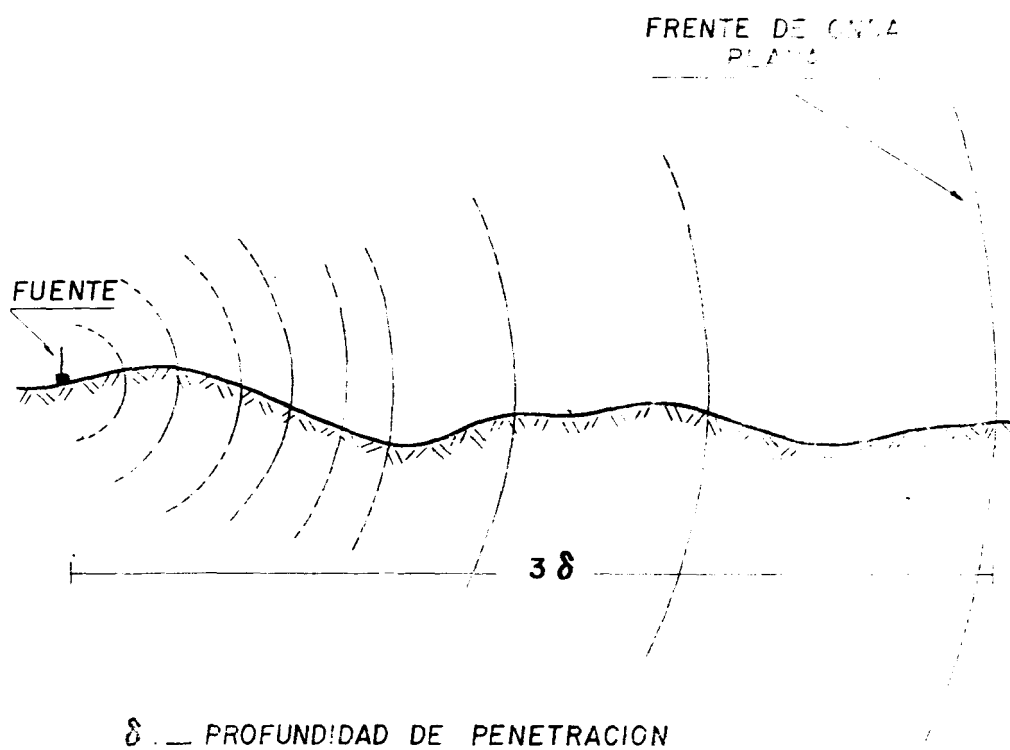


Fig. — I ONDA PLANA

interpretación del método, por lo que la información que se obtiene con el CSAMT debe de corregirse por efectos de su cercanía a la fuente.

## PARAMETROS DE MEDICION

En este método se mide el campo eléctrico (E) y el campo magnético (H), se determinan su magnitud y su fase relativa. Se calcula la resistividad aparente usando la ecuación de Cagniard y la diferencia de fase.

$$\rho_a = \frac{1}{5f} \cdot \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad ; \quad \phi = \phi_E - \phi_H$$

$\rho_a$  - Resistividad aparente en ohms-m.

$f$  - Frecuencia en Hz.

$E_x$  - Componente horizontal del campo eléctrico, medida en forma paralela al dipolo de transmisión (en mV/Km).

$H_y$  - Componente horizontal del campo magnético medido en forma perpendicular al dipolo de transmisión (en gammas).

$\phi$  - Diferencia de fase en radianes.

$\phi_E$  - Fase del campo eléctrico.

$\phi_H$  - Fase del campo magnético.

## ECUACIONES EMPLEADAS

La ecuación de Cagniard es válida sólo cuando la separación entre el transmisor y el receptor es muy grande y se puede considerar la onda como plana. Cuando se cumple la condición de onda plana, se dice que se está dentro del campo lejano y prácticamente esto sucede cuando la separación entre el dipolo de transmisión y el dipolo de recepción es de tres veces la profundidad de penetración (SKIN DEPTH).

$$\text{PROFUNDIDAD DE PENETRACION} = 503 (\rho / f)^{1/2}$$

$\rho$  - Resistividad

$f$  - Frecuencia

Si la distancia entre el transmisor y el receptor es menor que tres veces la profundidad de penetración, la condición de onda plana no es válida y se dice que se está en el campo cercano. En el campo cercano la ecuación de Cagniard da una sobreestimación de la resistividad.

Una ecuación para obtener la resistividad aparente dentro del campo cercano fue desarrollada por PHOENIX C.L., mediante modelado físico y matemático, considerando medios homogéneos. Esta ecuación es:



$$\rho'_a = K(r) \cdot r \left| \frac{E_x}{H_y} \right|$$

$K(r)$  - Constante en función de  $r$

$r$  - Distancia entre el transmisor y el receptor

En la Tabla I se dan valores de la constante  $K(r)$ . El área que se encuentra entre el campo cercano y el campo lejano se denomina campo transicional.

## ELECCION DEL AREA DE TRABAJO

La localización del área de levantamiento está en función de la ubicación, geometría del dipolo de transmisión y de la intensidad del campo. Es importante determinar el comportamiento de la intensidad de campo para poder elegir la zona de toma de datos con resultados óptimos; para esto, en las Figuras 2 y 3 se ilustran contornos de las componentes  $E_x$  y  $H_y$  calculadas para la frecuencia de 1024 Hz, sobre un terreno homogéneo de 1000 ohms-m; en estas figuras se puede observar que después de la línea punteada el campo es mínimo. En la Figura 4 se dan las resistividades aparentes calculadas con la ecuación de Cagniard empleando datos de las Figuras 2 y 3; ahí se observa que la condición de campo cercano se cumple para una distancia de separación del dipolo de

$$\rho_a = K(r) \cdot r \cdot \left| \frac{E_x}{H_y} \right|$$

r: DISTANCIA ENTRE EL TRANSMISOR Y EL RECEPTOR

r (km)	K 1 ohm-m	K 10 ohm-m	K 100 ohm-m	K 1000 ohm-m	K 10000 ohm-m	K average
.5	2.528	2.523	2.527	2.524	2.523	2.52
1.0	1.409	1.406	1.407	1.406	1.405	1.41
1.5	1.046	1.048	1.049	1.048	1.047	1.05
2.0		.890	.890	.889	.889	.889
2.5		.806	.805	.805	.805	.805
3.0		.755	.755	.756	.755	.755
3.5		.726	.724	.724	.724	.724
4.0			.702	.703	.702	.702
5.0			.676	.676	.676	.676
6.0			.661	.661	.661	.661
8.0			.646	.646	.646	.646
10.0			.642	.642	.642	.642
12.0				.636	.636	.636
14.0				.635	.635	.635
17.0				.635	.634	.634
20.0					.633	.633

TABLA I.- VALORES DE K(r), PARA LA FORMULA DE RESISTIVIDAD APARENTE EN CAMPO CERCANO.

Ex en mV/Km

T<sub>2</sub>: L = 4 Km, R<sub>w</sub> = 80 Ω, R<sub>c</sub> = 100 Ω, R<sub>t</sub> = 180 Ω, V = 800v, I = 4.4A, P = 3.5 Kw  
 f = 1024 Hz, ρ = 1000 Ω-m, 3δ = 1500 m

2000m 1000m 0 1000m 2000m 3000m 4000m 5000m 6000m 7000m

# DIPOLO DE TRANSMISION SIMETRICO

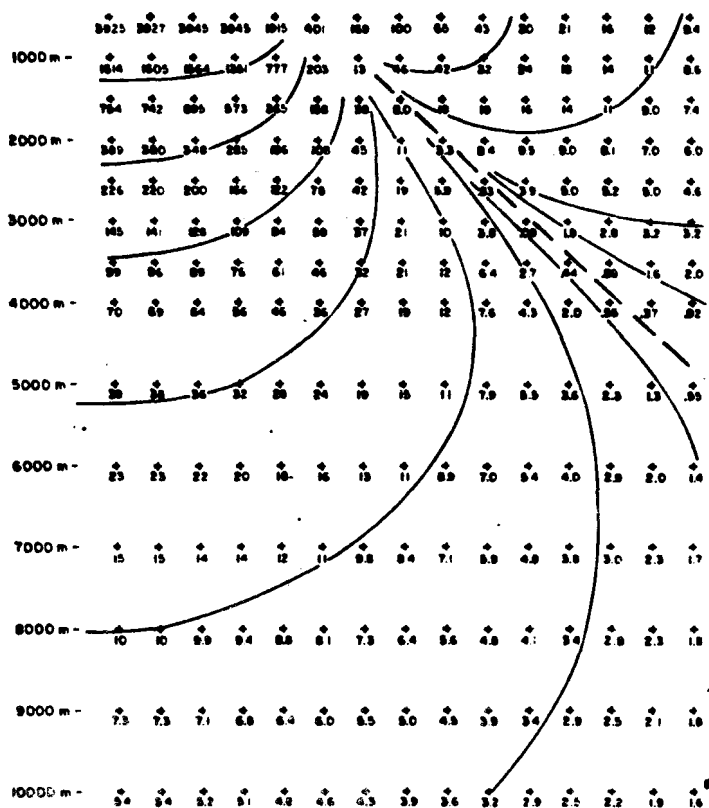


FIGURA 2. GRAFICA DE LA COMPONENTE Ex DEL CAMPO ELECTRICO, CALCULADA PARA UN TERRENO HOMOGENEO.

By en m<sup>2</sup>

$T_x: L = 4 \text{ Km}, R_w = 80 \Omega, R_c = 100 \Omega, R_T = 180 \Omega, V = 800 \text{ v}, I = 4.4 \text{ A}, P = 3.5 \text{ Kw}$   
 $f = 1024 \text{ Hz}, \rho = 1000 \Omega\text{-m}, 38 \approx 1500 \text{ m}$

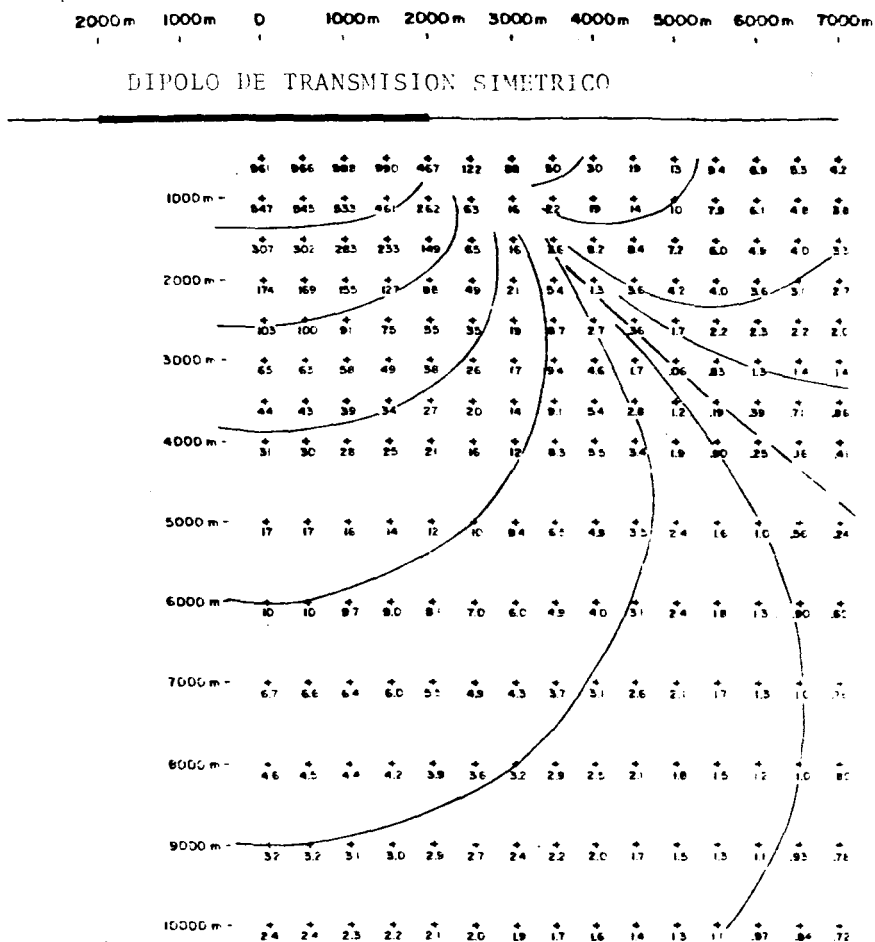


FIGURA 3.- CONFIGURACION DE LA COMPONENTE  $H_z$  DEL CAMPO MAGNETICO, CALCULADA PARA UN TERRENO HOMOGENEO.

$$\rho_a = \frac{1}{\pi} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad \text{ohm-m}$$

TX:  $L = 4 \text{ Km}$ ,  $R_w = 80 \Omega$ ,  $R_c = 100 \Omega$ ,  $R_T = 180 \Omega$ ,  $V = 800 \text{ v}$ ,  $I = 4.4 \text{ A}$ ,  $P = 3.5 \text{ Kw}$   
 $f = 1024 \text{ Hz}$ ,  $\rho = 1000 \Omega\text{-m}$ ,  $3\delta \approx 1500 \text{ m}$

2000m 1000m 0 1000m 2000m 3000m 4000m 5000m 6000m 7000m

### DIPOLO DE TRANSMISION SIMETRICO

	3300	3200	3100	3000	3300	2100	720	800	950	1010	1010	1000	1000	1000	1000
1000 m -	1700	1700	1680	1680	1720	2000	1280	810	990	1020	1010	1000	1000	1000	1000
	1180	1180	1180	1180	1180	1160	1150	980	1050	1030	1010	1000	1000	1000	1000
2000 m -	980	980	980	980	980	960	930	850	1310	1030	1000	1000	1000	1000	1000
	940	940	940	940	950	950	950	950	940	1040	1000	1000	1000	1000	1000
3000 m -	970	970	970	970	970	980	980	980	990	1000	910	1000	1000	1000	1000
	990	990	990	990	990	1000	1000	1000	1000	1000	1000	990	1000	1000	1000
4000 m -	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	990	1000
5000 m -	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
6000 m -	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
7000 m -	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
8000 m -	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
9000 m -	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
10000 m -	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000

FIGURA 4. EJEMPLO DE RESISTIVIDAD APARENTE, PARA UN TERRENO HOMOGENTO DE 1000 OHM-M, CALCULADA CON LA ECUACION DE CAGNIARD.

transmisión y el receptor de hasta 4 Km.

Observando las figuras anteriormente indicadas se llega a -  
concluir que la región en la que se debe realizar el levantamiento  
es aproximadamente un área trapezoidal, como se muestra en la -  
Figura 5. La distancia mínima de la zona de lectura está restring  
gida por campo cercano (debe ser más de tres veces la profundi-  
dad de penetración); la forma cónica y la distancia máxima están  
en función de la intensidad mínima del campo para obtener señales  
estables.

#### CORRECCION DE PRIMER ORDEN.

La existencia del campo cercano y del campo de transición  
hace que sea necesaria la corrección de primer orden para los data  
tos obtenidos con el Método CSAMT. Los datos corregidos equival  
len a la información obtenida con el Método AMT y las técnicas de  
interpretación que existen para este método se pueden emplear -  
para interpretar los datos que se obtienen con el Método CSAMT.

La corrección de primer orden se realiza calculando dos curva  
vas de resistividad aparente, una se obtiene empleando la fórmula  
de Cagniard y la otra usando la fórmula de campo cercano. La -

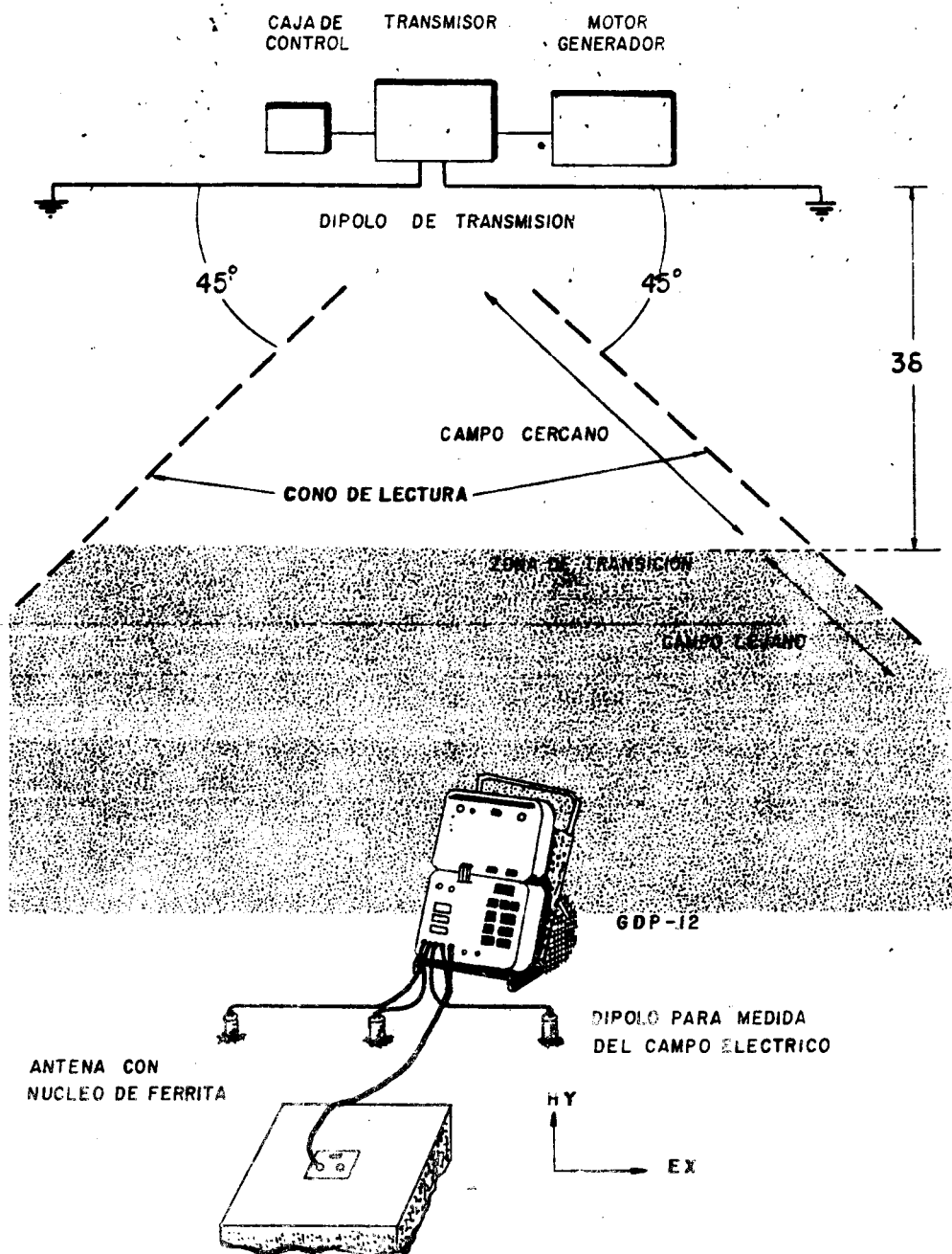


FIG.-5    AREA DE LEVANTAMIENTO

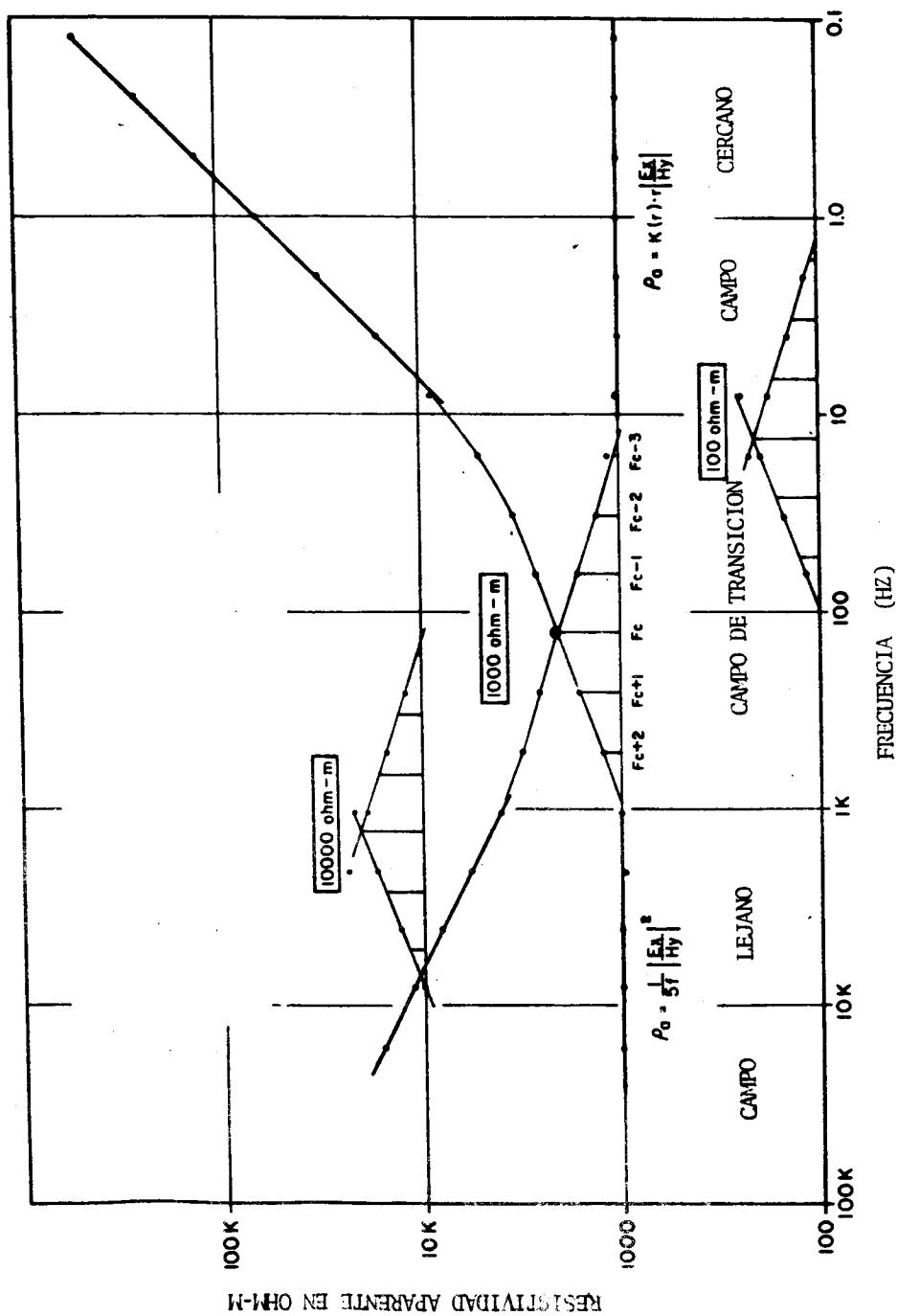
curva de resistividad aparente calculada para campo cercano tiene pendientes iguales o mayores que 0.5 en la zona que comprende el campo lejano (ver Láminas 1 y 2); a su vez, la curva de resistividad aparente calculada para campo lejano tiene pendientes iguales o mayores que 1.0 para los valores de frecuencia que se encuentran en el campo cercano.

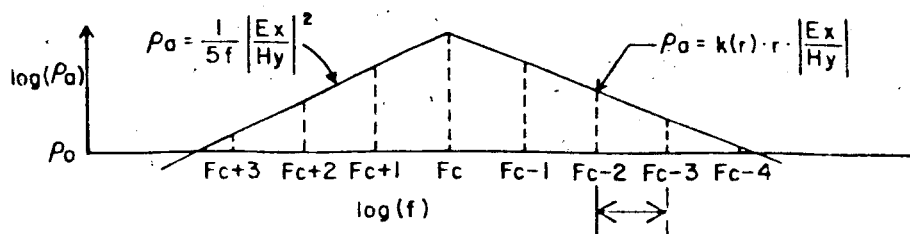
En el intervalo de frecuencias comprendido entre la zona para el cual la curva de resistividad aparente calculada con la fórmula de campo cercano tiene pendientes mayores o iguales a 0.5 y la zona para la cual la curva de resistividad aparente calculada con la fórmula de Cagniard tiene pendientes mayores o iguales a 1.0, se encuentra el campo de transición (ver Figura 6). En la zona de transición se efectúa la corrección mediante un triángulo (Figura 6); la geometría del triángulo está en función de la distancia a la que se encuentran separados los dipolos y es independiente del valor de resistividad aparente. En la Tabla II se dan valores de los parámetros empleados en el cálculo de la corrección.

Los valores de resistividad aparente calculados para campo cercano, se toman para las frecuencias que se encuentran del lado izquierdo del triángulo de corrección y los valores de resistividad aparente calculados en la fórmula de Cagniard se toman para las



FIGURA 6.- RESISTIVIDAD APARENTE CALCULADA USANDO DOS FORMULAS (CAGNIARD Y CAMPO CERCANO), INCLUYENDO LA CORRECCION POR CAMPO DE TRANSICION.





Tx-Rx	$\rho_a / \rho_0$											$\rho_0$		
	Fc+5	Fc+4	Fc+3	Fc+2	Fc+1	Fc	Fc-1	Fc-2	Fc-3	Fc-4	Fc-5			
.5 km.	$\leq 1$	1.25	1.7	2.35	3.3	4.4	3.2	2.3	1.7	1.3	$\leq 1$	100 ohm-m		
		1.25	1.7	2.3	3.2	4.3	3.2	2.4	1.75	1.3		1000		
		1.3	1.75	2.35	3.3	4.3	3.2	2.35	1.75	1.3		10000		
$.74$														
2 km.	$\leq 1$			1.2	1.6	2.1	1.65	1.3			$\leq 1$	100		
				1.3	1.65	2.1	1.55	1.2				1000		
				1.2	1.6	2.1	1.6	1.3				10000		
$.77$														
8	$\leq 1$				1.3	1.75	1.35	1.15			$\leq 1$	100		
					1.3	1.75	1.4	1.15				1000		
					1.35	1.75	1.45	1.15				10000		
$.78$														
20 km.	$\leq 1$				1.35	1.75	1.4	1.15			$\leq 1$	100		
					1.35	1.75	1.45	1.2				1000		
					1.35	1.75	1.45	1.15				10000		
$.78$														
Tx-Rx	.5	1	1.5	2.0	2.5	3	4	5	6	8	10	13	16	20
$(\rho_0/\rho_0)$	4.4	3.0	2.4	2.1	2.0	1.9	1.8	1.78	1.76	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75

TABLA II. FACTORES DE CORRECCION PARA EL TRIANGULO DE TRANSICION, DADOS PARA VARIAS DISTANCIAS Y RESISTIVIDADES (TERRENO HOMOGENEO).

frecuencias que se encuentran del lado derecho del triángulo. En las Láminas 1 y 2 se dan ejemplos de curvas con la corrección del primer grado.

### EJEMPLO EN MEXICO

El Método Audio-Magneto-Telúrico de fuente controlada, ha sido empleado por la compañía japonesa Dowa Koei con resultados positivos en la localización de yacimientos minerales de sulfuros en forma masiva (tipo Kuroko) en Japón, por lo que se decidió emplear en México para investigar un área de interés dentro del Estado de Jalisco, con características geológicas adecuadas.

### OBJETIVOS

Dentro del III Convenio México-Japón, se están realizando exploraciones geológico-mineras en forma conjunta, con el objetivo de encontrar depósitos minerales tipo Kuroko dentro del Estado de Jalisco. Se han realizado trabajos de geología superficial, de geoquímica en sedimentos de arroyos y de geofísica. Dentro de la parte de exploración geofísica, se aplicó el método electromagnético CSAMT como método de reconocimiento regional para seleccio-

nar áreas favorables para posteriormente realizar estudios de detalle con otro método u otro arreglo.

## LOCALIZACION

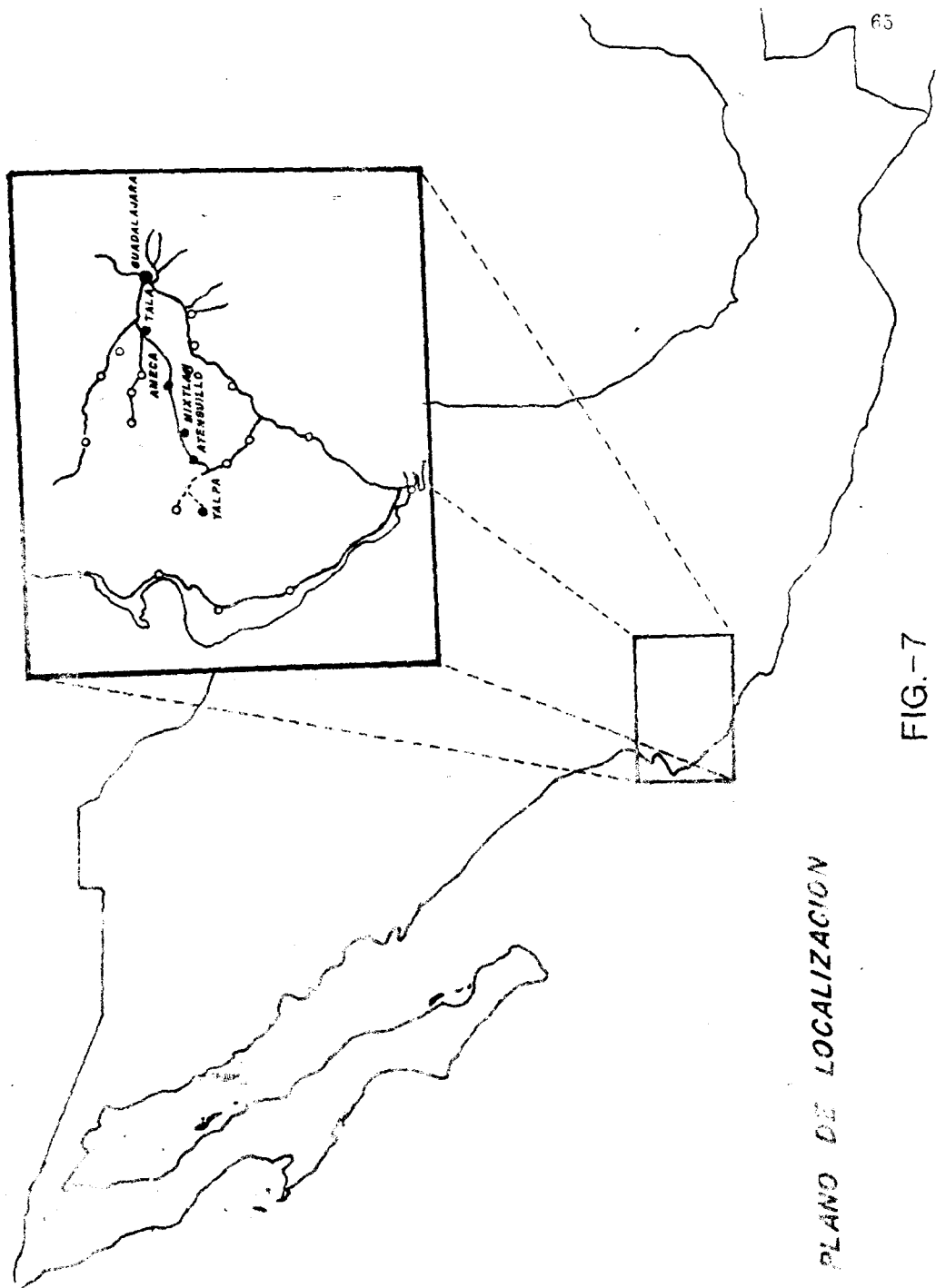
El área de estudio se ubica en la parte noroeste del Estado de Jalisco (ver Figura 7), se localiza entre las siguientes coordenadas geográficas:

20°	16'	-	20°	24'	Latitud norte
104°	50'	-	105°	00'	Longitud oeste

El acceso a la zona de estudio a partir de la Ciudad de Guadalajara, se realiza siguiendo durante 28 Km la carretera federal número 15 rumbo a Tepic, a continuación se toma la desviación rumbo a la Ciudad de Ameca, Jal., a la cual se llega después de 56 Km. Se continúa a lo largo de 80 Km por la carretera en construcción Ameca-Mascota-Vallarta, se pasa por los poblados de Mixtlán y Atenguillo; aproximadamente 20 Km. antes de Mascota se encuentra el entronque que lleva a Talpa de Allende.

## BOSQUEJO GEOLOGICO

Dentro del área de interés se presentan rocas aflorantes de



edad cretácica, terciaria y cuaternaria. Las rocas de edad cretácica se extienden de la parte noreste a la parte este de la zona; están constituidas principalmente por lutitas negras intercaladas con areniscas y en pequeña cantidad lutitas calcáreas. En el área de las minas América, Descubridora y Rubí existe una relación entre los depósitos tipo Kuroko y las rocas volcánicas ácidas.

Por la presencia de nanofósiles encontrados en las lutitas negras en las cercanías del horizonte mineralizado en la parte noroeste del área, se pudo datar esta roca entre el período Campaniano y Maestrichiano (65 a 78 millones de años).


El sistema terciario abarca la mayor parte del área de estudio; está constituido principalmente por andesitas y dacitas.

El sistema cuaternario está constituido por material de acarreo y suelos; se presenta en la parte noroeste de la zona en estudio.


Existen dos etapas de intrusión, la primera formada por la fase laramídica y la segunda constituida por la fase terciaria. Se presentan rocas granodioríticas y graníticas.


Las rocas de edad cretácica están afectadas por fallas con varias direcciones e inclinaciones, predominando la dirección


# EXPLICACION


SISTEMA CUATERNARIO 


SISTEMA TERCARIO 

PARTE ALTA DE LAS DACITAS 

PIROCLASTOS Y LAVAS BASALTICAS 


HORIZONTE PIROCLASTICO MINERALIZADO 


PARTE BAJA DE LAS DACITAS 

LUTITAS INTERCALADAS CON ARENISCAS 

GRANITO 

FALLA 

CONTACTO GEOLOGICO 

ANOMALIA GEOQUIMICA 

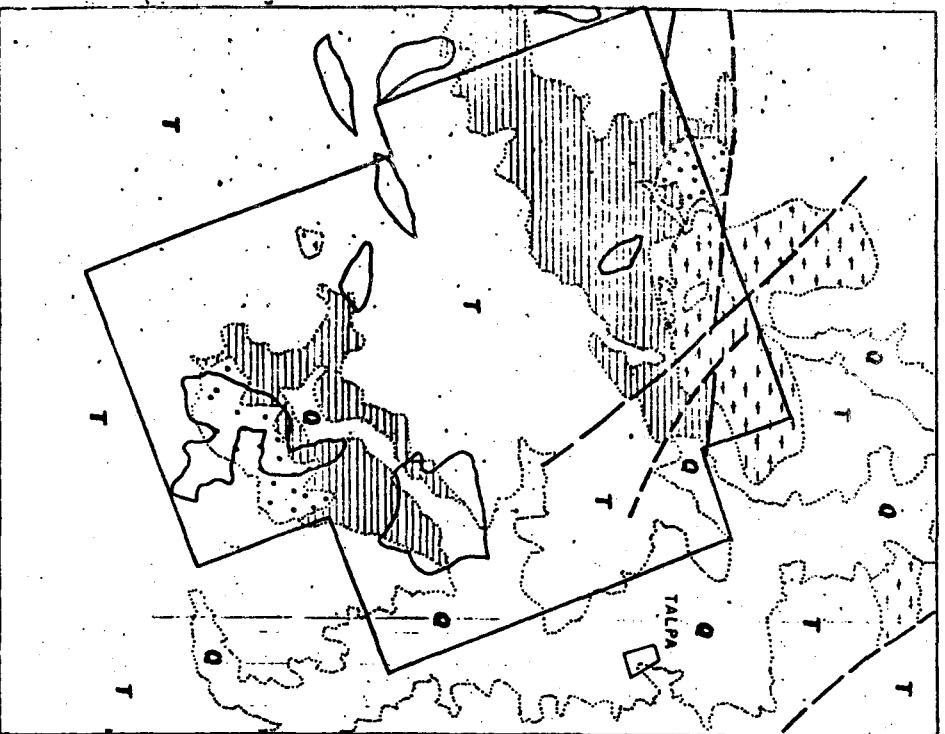
AREA DE LEVANTAMIENTO GEOFISICO CSAMT (122 Km<sup>2</sup>) 

ESC. 1:100,000

C. R. M.

GERENCIA DE EXPLORACION GEOFISICA

FIG. 8



NE-SW con  $30^{\circ}$  -  $60^{\circ}$  de inclinación al SE. El sistema de fallas más reciente tiene dirección predominante NW-SE.

Los depósitos tipo Kuroko en esta región se relacionan en tiempo y espacio con los eventos volcánicos cretácicos. En el área de las minas América, Descubridora y Rubí, los depósitos se encuentran entre la parte baja y la parte alta de las dacitas; el desarrollo de las tobas y basaltos sugiere que los depósitos se formaron en una zona marina antigua.

#### TRABAJO DE CAMPO

Para definir la longitud y geometría del dipolo de transmisión y de las líneas de levantamiento, se debe considerar el tamaño y la posible orientación del objetivo, si tiene alguna característica estructural, si es un cuerpo resistivo o conductor. En general, las líneas de levantamiento se deben orientar en forma perpendicular al eje mayor de la tendencia del objetivo.

La longitud del dipolo de transmisión puede ser de 1 a 4 Km, debe localizarse en una zona con acceso y estar colocado a una distancia de por lo menos tres veces la profundidad de penetración del área de levantamiento. Figura 5.



El receptor emplea un dipolo que puede tener una longitud de 10 a 200 m, dependiendo del tamaño del objetivo. Este dipolo se utiliza para efectuar las medidas de la componente horizontal ( $E_x$ ) del campo eléctrico, se debe colocar de forma paralela al dipolo emisor y a una distancia de éste, mayor o igual a tres veces la profundidad de penetración, para estar dentro de la zona de campo lejano.

La antena empleada para medir la componente horizontal ( $H_y$ ) del campo magnético, se coloca aproximadamente a 9 m del dipolo de recepción y de forma perpendicular a éste.

Para este trabajo realizado en Talpa de Allende, Jal., durante los meses de noviembre y diciembre de 1984, se emplearon dos dipolos de transmisión A y B. El dipolo A ubicado al noroeste de Talpa, cerca de la ranchería de Los Otates, con orientación de  $N56^\circ W$  y una longitud de 1 670 m; con este dipolo se realizaron 187 puntos de lectura sobre un área localizada entre 8 y 16 Km del dipolo. Al dipolo B ubicado al NW de Talpa, en las proximidades de la ranchería de Los Zapotes, se le dió una longitud 1 990 m y una orientación de  $N69^\circ W$ ; con el dipolo B se realizaron 190 puntos de lectura en una zona localizada entre 8 y 13 Km de separación del dipolo.

Los dipolos de transmisión se aterrizaron en sus extremos, empleando para ello 50 electrodos (con una longitud de 90 cm cada uno) para reducir al minimo la resistencia de contacto. La longitud del dipolo de recepción fue de 50 m.

Se obtuvieron un total de 377 puntos de lectura, abarcando un área de 122 Km<sup>2</sup>.

## RESULTADOS

Partiendo de la información obtenida en el levantamiento de campo, se realizó la corrección de primer orden a toda la información, en las Láminas 1 y 2 se da ejemplo de la corrección. Con los datos se construyeron dos pseudosecciones de resistividad aparente, una con los datos corregidos y la otra con los datos sin corregir; estas dos pseudosecciones se correlacionaron con perfiles geológicos (Láminas 3 y 4). Se elaboraron planos de configuración de isorresistividad aparente para las once frecuencias empleadas, así como de configuración de isofase para las mismas frecuencias. En las Láminas 5 y 6 se muestra la configuración de resistividad aparente para la frecuencia de 32 Hz sin corregir y corregida, respectivamente.

Como se mencionó con anterioridad, cuando se emplea la fórmula de Cagniard para calcular los valores de resistividad aparente para puntos que se encuentran dentro del campo cercano, resulta una sobreestimación del valor de la resistividad. En las Láminas 1, 2, 3, 4, 5 y 6 se pueden apreciar los resultados de aplicar la corrección de primer orden, por la cual se elimina el efecto del campo cercano, y la información muestra un decremento de resistividad para las bajas frecuencias.

Los valores de resistividad aparente esperados en las zonas con presencia de cuerpos minerales de sulfuros masivos, son bajos por tratarse de cuerpos conductores. En los planos de configuración de isorresistividad aparente (Láminas 6 y 7) se observan varias regiones con resistividades menores a 100 ohms-m; pero las zonas que presentan características geológicas favorables para la existencia de cuerpos minerales son:

El mínimo localizado en ambos lados de la ranchería de Aranjuez y el mínimo en la parte SW y S de la mina La Descubridora.

Los mínimos resistivos de interés se asocian con anomalías positivas de fase con valores mayores que 0.5 radianes, como se puede observar en las Láminas 8 y 9.

## CONCLUSIONES

Con los resultados obtenidos con el levantamiento empleando el método electromagnético CSAMT, se puede concluir lo siguiente:

- Es importante realizar la corrección de primer orden a la información que se obtiene en la zona de campo cercano; para eliminar su efecto y obtener una mejor aproximación de las capas definidas por las bajas frecuencias.
- Se presentan varias regiones con resistividades menores a 100 ohms-m, de las cuales las que presentan características geológicas favorables para la existencia de cuerpos minerales son: El mínimo localizado en ambos lados de la rancharía de Aranjuez y el mínimo ubicado al SW, S de la mina La Descubridora.
- Las anomalías de fase corresponden con la zona de mínimos de interés.

## RECOMENDACIONES

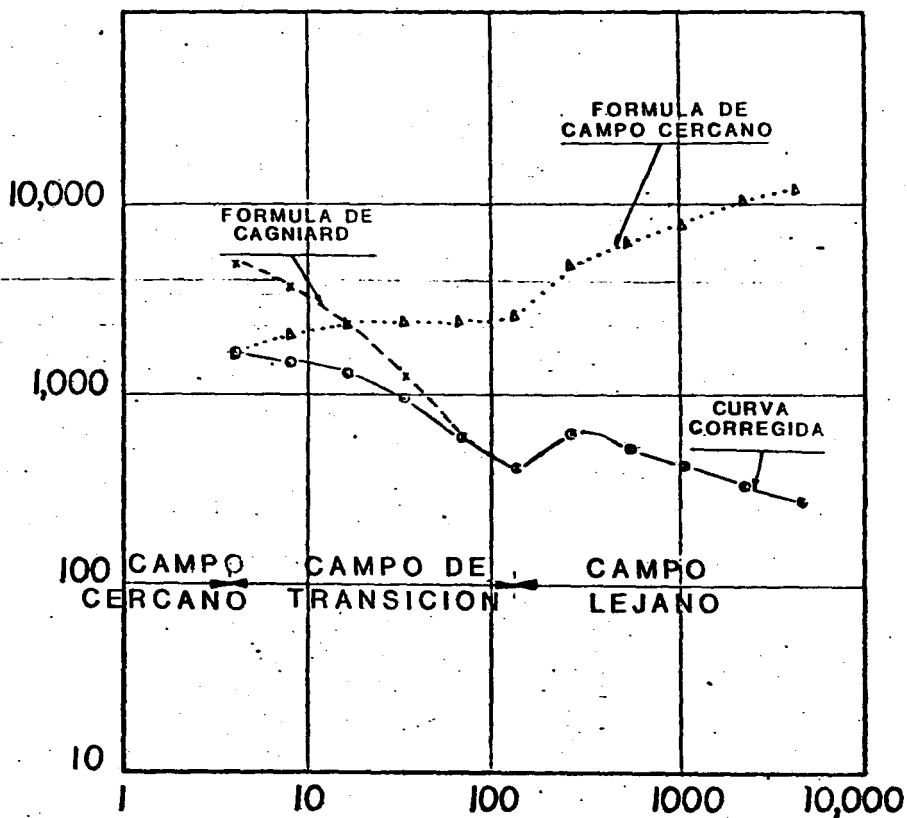
En base a los resultados obtenidos, se recomienda realizar trabajos de detalle con el método de Polarización Inducida en el dominio de las frecuencias, en los mínimos de resistividad aparente para delimitar y determinar la causa que los produce. También por el tipo de yacimientos sería adecuado emplear el sistema electromagnético Turam.

## BIBLIOGRAFIA

- CAGNIARD, L., 1953.- Principle of the magnetotelluric method a new method of geophysics prospecting: Ann. de Geophysics., 9:95-125.
- GOLDSTEIN, M.A., 1971.- Magnetotelluric experiments employing an artificial dipole source: Ph. D. Tesis Universidad de Toronto.
- GOLDSTEIN, M.A. AND STRANGWAY, D.W., 1975.- Audiofrequency magnetotelluric with a grounded electric dipole source: Geophysics, V. 40, p. 669-683.
- TICHONOV, A., 1950.- About the computation of the electrical characteristic of the layers of the earth: Dokl. Akad, Nauk SSR, 73; 295-297.
- YAMASHITA, M., 1984.- Controlled source audiomagnetotelluric: Phoenix Geophysics Limited.

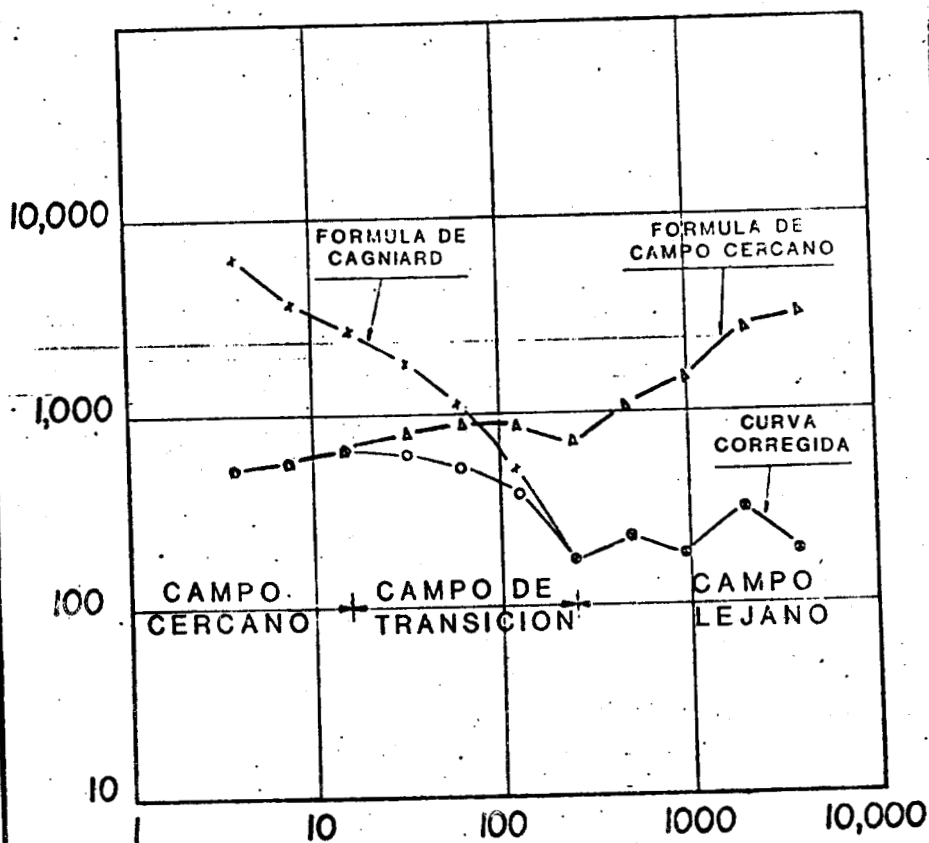
# CURVA DE RESISTIVIDAD APARENTE

T A L P A J A L.  
(estacion—I)



# CURVA DE RESISTIVIDAD APARENTE

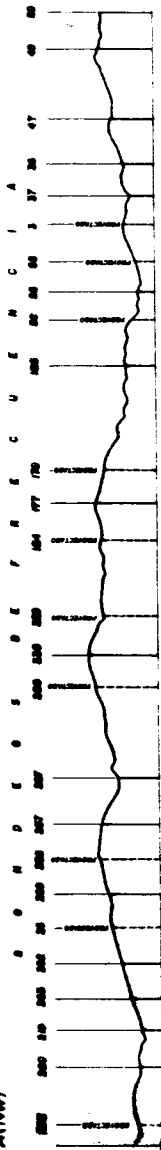
TALPA JAL.  
(estacion - 6)



PERFIL TOPOGRAFICO

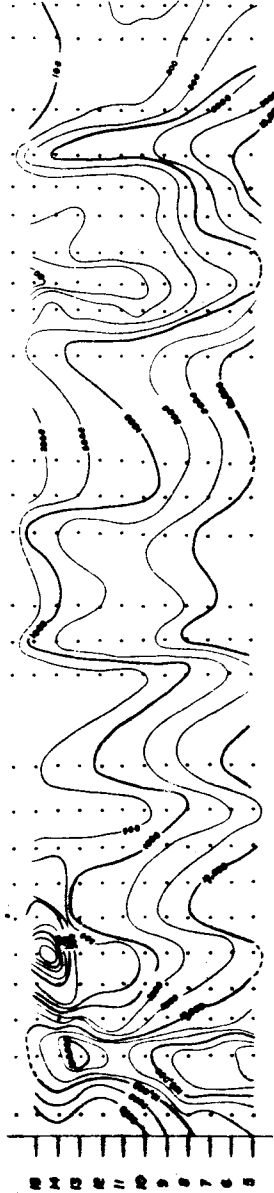
A(NW)

B(SE)

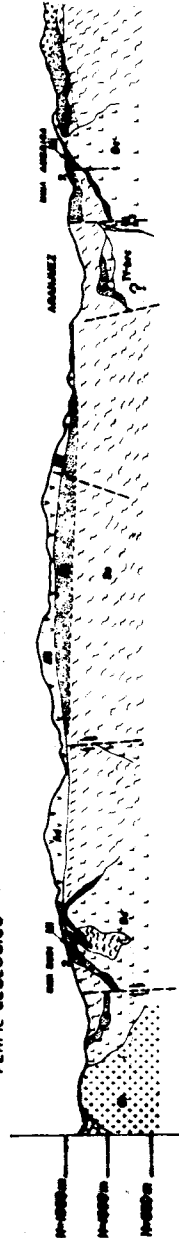


EXPLICACION

ALUVION	7/1
AMIGSTA	4/4
DACITA	8/2
PROGLACIADOS	11/10
MINERALIZACION	8/1
PIZARRAS INTERCALADAS CON ARENISCAS	8/3
CALIZAS	5/2
GRANITO	8/7
BORDO DE FRESCERIA (Paso de Luchero 1987)	2/2
CURVA DE ISOBASTIMETROS	
PALLA	



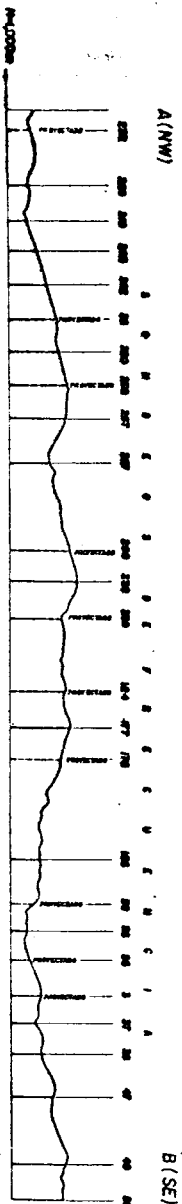
PERFIL GEOLOGICO



CONSEJO DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS  
COMISION DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS  
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS  
INOCY CONA MEXICO-JAPON  
SECCION DE RESECCION APARANTE  
EN COMPLEJO CONECCIONADO CON UN  
MEXICO, 1987-1988  
AREA TEPIC ALAMOLAN

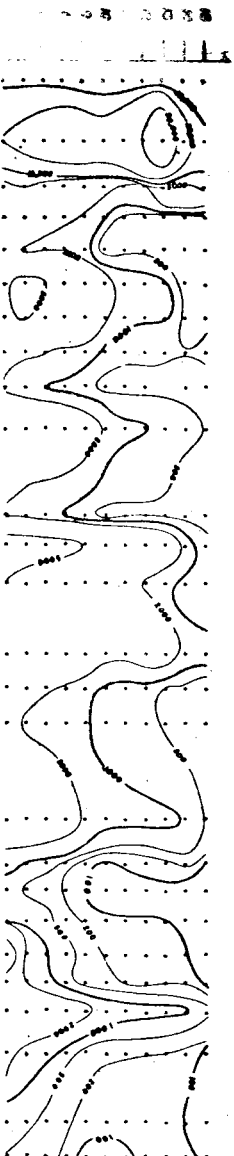


PERFIL TOPOGRAFICO



EXPLICACION

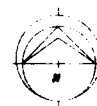
ALUVA	61
LODE	62
LODE	63
LODE	64
LODE	65
LODE	66
LODE	67
LODE	68
LODE	69
LODE	70
LODE	71
LODE	72
LODE	73
LODE	74
LODE	75
LODE	76
LODE	77
LODE	78
LODE	79
LODE	80
LODE	81
LODE	82
LODE	83
LODE	84
LODE	85
LODE	86
LODE	87
LODE	88
LODE	89
LODE	90
LODE	91
LODE	92
LODE	93
LODE	94
LODE	95
LODE	96
LODE	97
LODE	98
LODE	99
LODE	100



PERFIL GEOLOGICO



CONSEJO DE RECURSOS MINERALES  
 DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERALES  
 PROY. CONY. MEXICO-JAPON  
 SECCION DE RECURSOS MINERALES  
 SECCION DE RECURSOS MINERALES  
 COMISIONA CONFEDERACION CON UN  
 PERFIL GEOLOGICO



# EXPLICACION

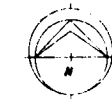
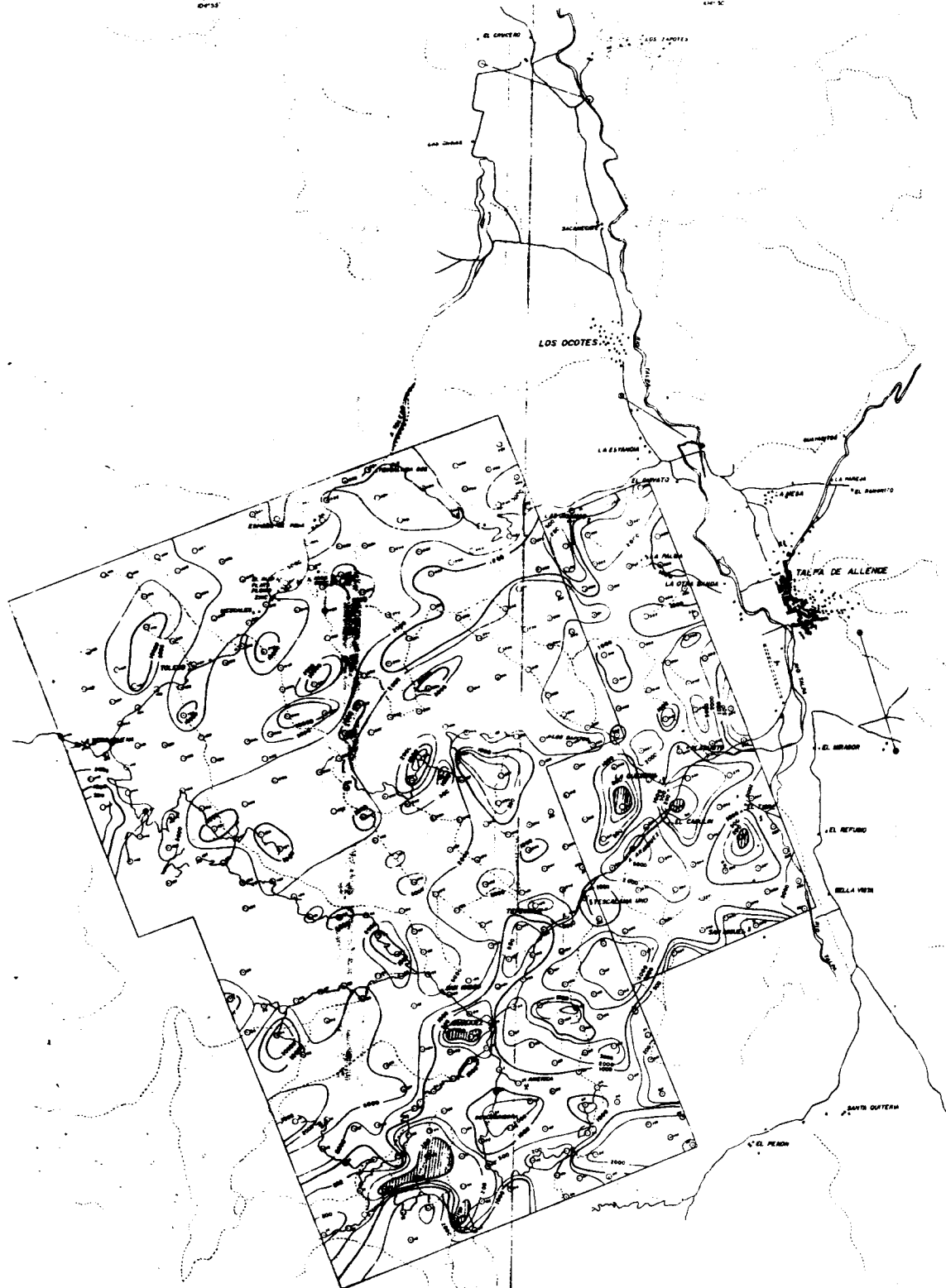
POBLADO .....  
 BARRIO .....  
 VEREDA .....  
 ANIA .....  
 ARROYO .....  
 CURVA DE ISORRESISTIVIDAD  
 VALORES MENORES A  
 100 OHMS/M  
 PUNTO DE LECTURA COMET

## AREA TALPA DE ALLENDE

40° 00' 00" N 82° 00' 00" W  
 1976: 10 100 100 100

1:100,000

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES
GERENCIA DE EXPLORACION GEOLOGICA
CONVENIO MEXICO-JAPON
PLANO DE CONFIGURACION DE
RESISTIVIDAD APARENTE SIN
CORRECCION (32 M)
1976: 10 100 100 100



# EXPLICACION

- POBLADO
- ERREDA
- VEREDA
- ARROYO
- CURVA DE ISOBESTIVIDAD
- VALORES MENORES A 100
- OROGRAFIA
- PUNTO DE LECTURA

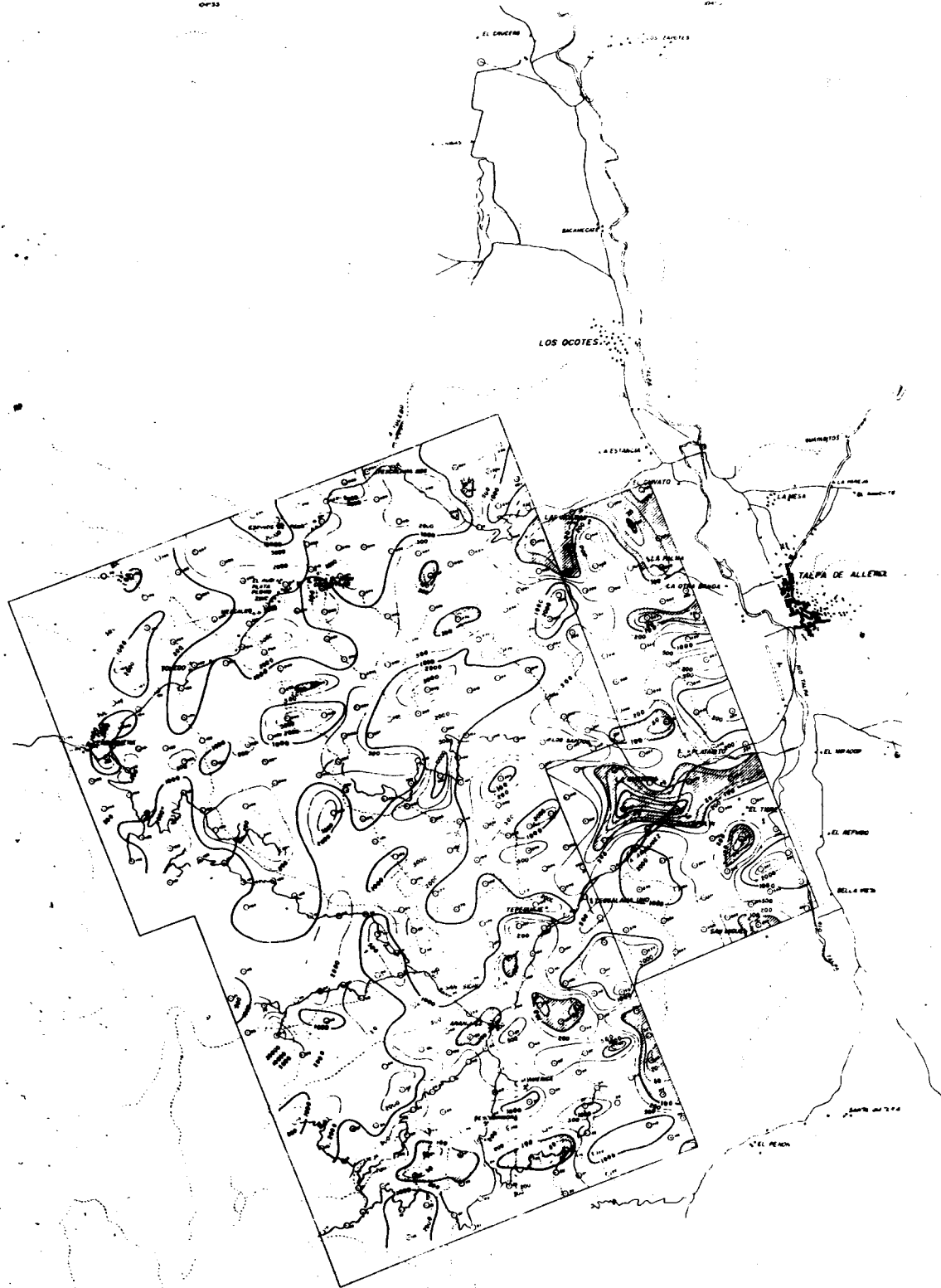
AREA TALPA DE ALLENDE  
 AREA: 14.122 km<sup>2</sup> 27.122 km<sup>2</sup>  
 TOTAL DE PUNTOS 377

ESTADO DE GUATEMALA	
CONSEJO DE RECURSOS MINERALES	
DIRECCION DE EXPLORACION RECURSOS	
CARTOGRAFIA	
PLANO DE RESISTIVIDAD APARENTE	
CHUREGUA (32 H2)	
FECHA	1960
ELABORADO POR	DR. J. G. GONZALEZ
REVISADO POR	DR. J. G. GONZALEZ
APROBADO POR	DR. J. G. GONZALEZ



EXPLICACION

- PUNTO A:   
 BRECHA:   
 VEREDA:   
 MINA:   
 ARROYO:   
 CURVA DE ISORRESISTIVIDAD:   
 VALORES MENORES A 100 OHMS/M:   
 PUNTO DE LECTURA CSMT:










HOJA TALPA DE ALLENDE

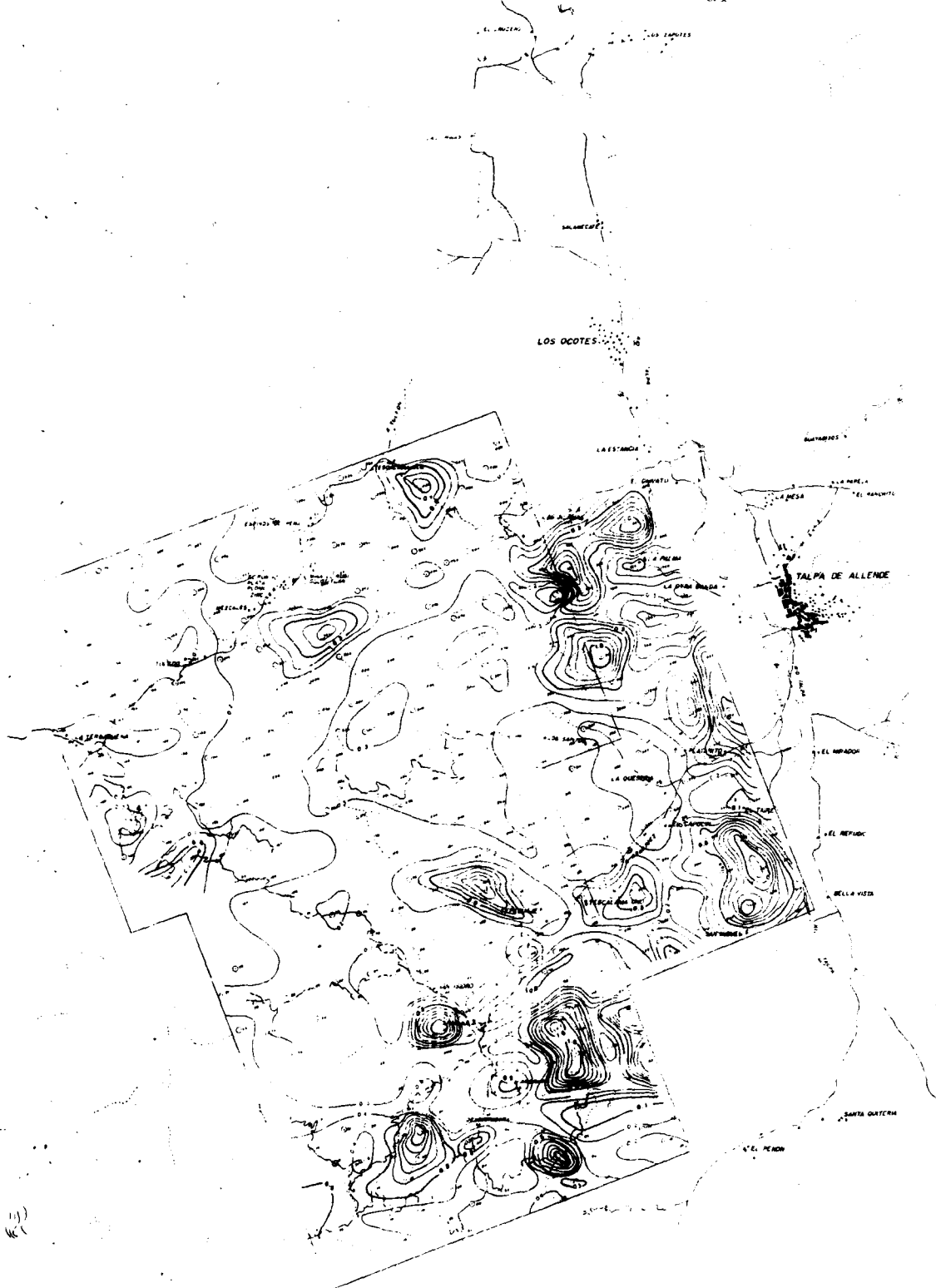
UTM 18-12-20-18  
 1:50,000

0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES			
COMISIÓN DE RECURSOS MINERALES			
COMITÉ DE RECURSOS MINERALES			
PLANO DE CONFIGURACION DE			
RESISTIVIDAD APARENTE SIN			
CORREGIR (512 MZ)			
FECHA	ELABORADO	APROBADO	OTRO
1970	1970	1970	1970

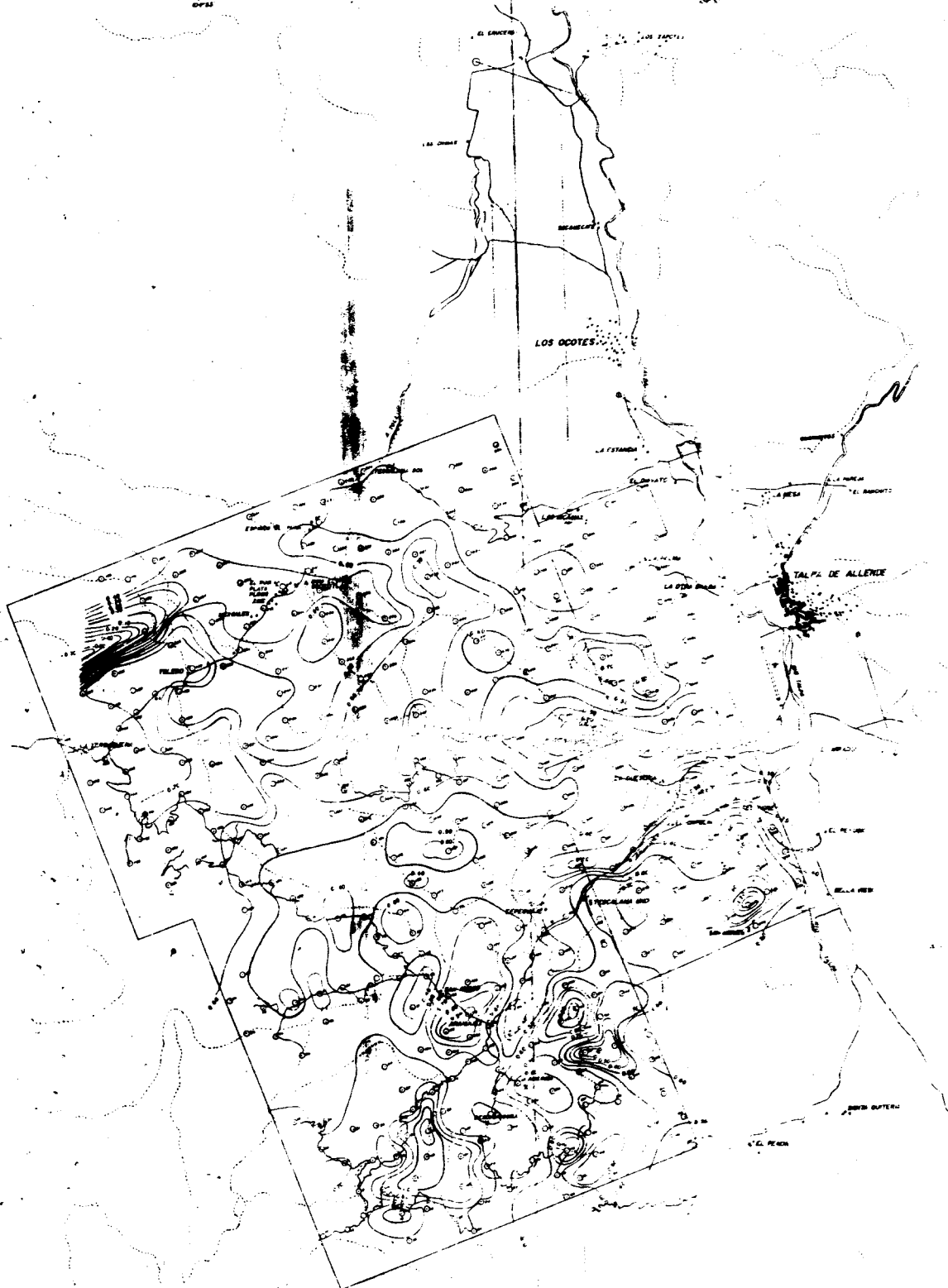
## EXPLICACION

POBLADO   
 BARRIO   
 VEREDA   
 RIA   
 ARROYO   
 CURVA DE ISOFASE   
 PUNTO DE LECTURA 



4. 0000 42-2744 41-1244  
 TOTAL DE PUNTOS 377

FIG. 4.4  
 CONSEJO DE RECURSOS MINERALES  
 GERENCIA DE EXPLORACION GEOLOGICA  
 CONVENIO MEXICO-AMERICA  
 CONFIGURACION DE ISOFASE  
 (30' M.S.)



# EXPLICACION

POBLADO \_\_\_\_\_ Q  
 DUREZA \_\_\_\_\_  
 VEREDA \_\_\_\_\_  
 RIA \_\_\_\_\_ X  
 ARROYO \_\_\_\_\_  
 CURVA DE ISOFAS \_\_\_\_\_  
 PUNTO DE LECTURA \_\_\_\_\_

ANCHOA 2 METROS 41-2222  
 TOTAL DE PUNTOS 171

CONSEJO DE RECURSOS MINERALES	
GENERAL DE EXPLORACION GEOGRAFICA	
CONVENCION MEXICO JAPON	
CONFIGURACION DE ISOFASE	
1512 M2	