

**LEVANTAMIENTO MAGNETOTELURICO EN EL AREA
DE CULIACAN, SINALOA**

M. MARTINEZ*
H. FABRIOL*
J. M. ROMO*
A. GONZALEZ*
R. VEGA*

RESUMEN

Se reporta un levantamiento magnetotelúrico usando referencia remota, realizado en el área de La Presita, en las cercanías de Culiacán, Sinaloa. Se efectuaron quince sondeos arreglados en dos líneas transversales y una paralela al rumbo geológico regional de la zona.

Debido a la excesiva actividad industrial y agrícola y a las altas conductividades eléctricas encontradas en la planicie costera, las señales en general fueron de baja amplitud y contaminadas por ruido. Gracias al uso de la referencia remota y al procesamiento especial que se les dio a los datos, escogiendo para cada ventana en frecuencia segmentos de altas coherencias, ha sido posible obtener información con buena estadística.

Para llevar a cabo la interpretación de los datos se procedió primero a identificar para cada sondeo los modos de polarización de cada una de las curvas de resistividad aparente y fase, usando diagramas polares de impedancia y operador de inclinación, así como flechas de inducción.

Finalmente la interpretación se llevó a cabo usando modelado en una y dos dimensiones e integrando el conocimiento geológico-geofísico del área. Un estudio de sensibilidad de la respuesta bidimensional con respecto a variaciones del modelo permite contestar negativamente a la posibilidad de potencial geotérmico en la zona.

* *Departamento de Geofísica de Exploración, División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., MEXICO.*

ABSTRACT

We report a remote reference magnetotelluric survey performed in La Presita area, in the neighborhood of Culiacán, Sinaloa (México). Fifteen soundings were carried out along three lines, two transversal and one parallel to the geological strike of the region.

Due to excessive industrial and agricultural activity and the high electrical conductivities found in the coastal plain, signals are generally low in amplitude and contaminated with noise. On account of the use of the remote reference station, and a special processing of the data, consisting of an adequate selection of segments with high coherencies for each frequency window, it has been possible to obtain information with good statistical properties.

In order to perform the interpretation of the data, we first identify the polarization mode of each apparent resistivity and phase curves by using impedance and tipper polar diagrams, and induction arrows.

Finally, a two-dimensional modelling is included in the interpretation, taking into account all the geological and geophysical knowledge of the area. We have modified, by numerical experiments, our final model within realistic bounds: there are no evidences of the existence of geothermal resources in this area.

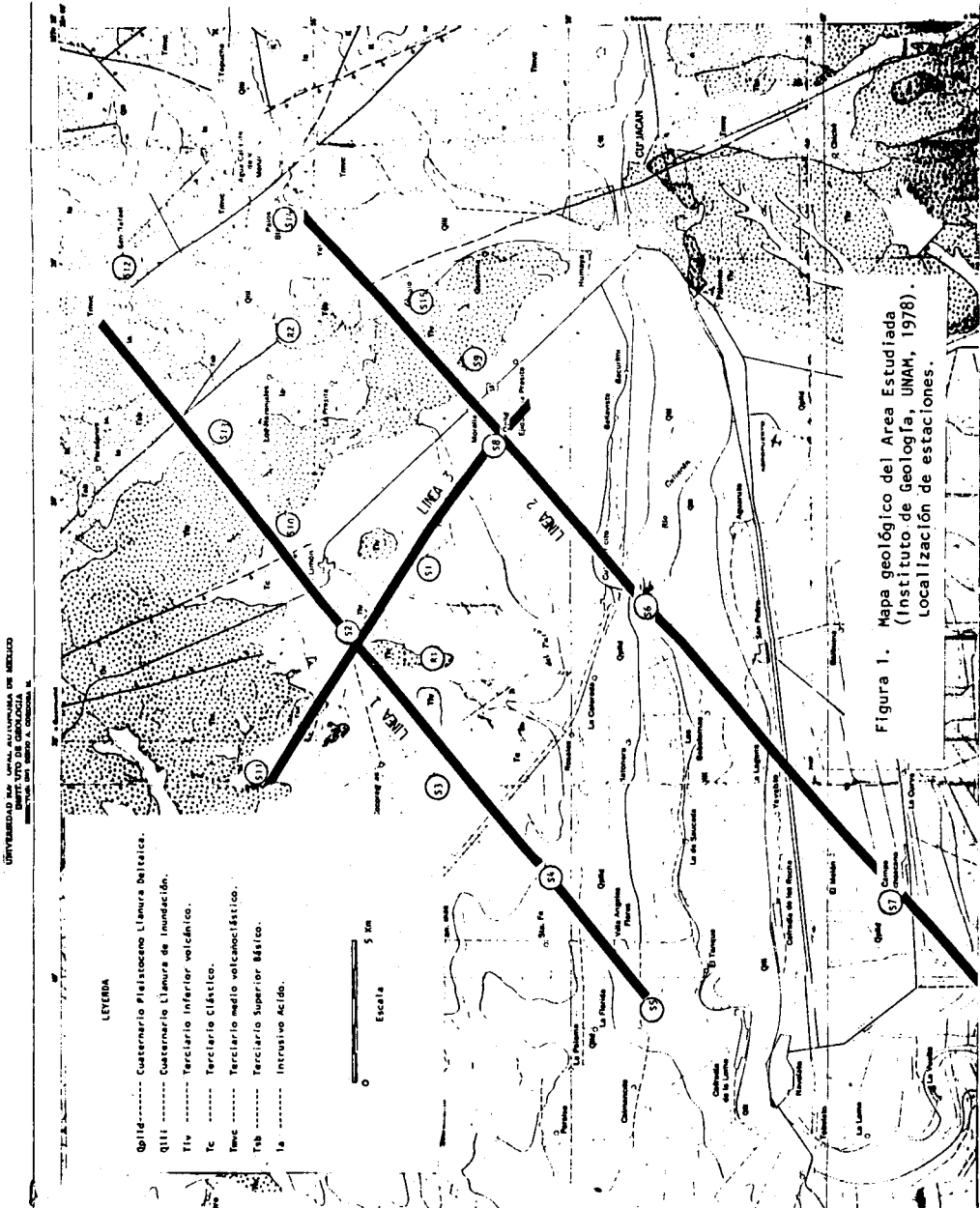
INTRODUCCION

El método magnetotelúrico (MT) tensorial, como herramienta de exploración, ha interesado a varias generaciones de geofísicos por su posible aplicación en zonas de potencial petrolífero y geotérmico (Vozoff K., 1972; Wannamaker *et al.*, 1980). En el CICESE se ha construido y probado un sistema de adquisición y procesamiento de datos MT (Romo, 1982; Fabriol *et al.*, 1981). En este trabajo se reporta el estudio magnetotelúrico realizado con este equipo en el área de Culiacán, Sin., seleccionada por su interés geotérmico.

Geología del área de estudio

En el área existe un estudio geológico regional realizado por el Instituto de Geología de la UNAM (1978), recopilado con otros trabajos en el libro de E. López Ramos (1981). Además, la Comisión Federal de Electricidad realizó un estudio geológico (Agosto, 1980), para determinar rasgos superficiales que indicaran presencia de potencial geotérmico asociado a las manifestaciones hidrotermales, localizadas en La Presita (emplazamiento de la estación 8) y Agua Caliente de los Monzones (estación 14).

El mapa geológico del área (Fig. 1), indica en forma global, el cambio de Oeste a Este de los terrenos cuaternarios de la planicie costera, a las unidades terciarias y los cuerpos intrusivos de la Sierra Madre Occidental. El Mesozoico está representado por algunos afloramientos de calizas cretácicas al NE de Culiacán.



Desde el punto de vista estructural existen varias fallas normales paralelas NW-SE que afectan al terciario inferior volcánico y al batolito, quedando inferidas bajo los sedimentos clásticos y aluviales, y los basaltos pliocénicos. Estas fallas forman un sistema de fosas y pilares visibles al Norte de El Limón y en la cuenca del río Humaya, entre Agua Caliente de los Monzones y Culiacán. El río Humaya fluye en una fosa de hundimiento donde se acumularon grandes espesores de sedimentos terciarios y cuaternarios, de alta conductividad. La estación 14 se encuentra en esta zona, y constituye una excepción con respecto a las estaciones situadas al Este de El Limón, todas sobre terrenos resistivos.

Información geofísica adicional

Junto con el levantamiento MT, el CICESE realizó un levantamiento gravimétrico de detalle alrededor de La Presita (García *et al.*, 1982). Como resultado general del estudio se detecta la presencia de un bloque elevado, alargado en la dirección NW-SE. El borde este de este pilar corresponde a la falla normal NW-SE que forma el flanco oeste de la fosa en la cual circula el río Humaya, y se puede inferir un espesor de sedimentos superior a 1000 m. Hacia el Sur el basamento desciende suavemente de 200 m a 400 m, paralelamente al río Culiacán. La parte elevada del bloque se prolonga hacia el Norte, fuera de la zona cubierta por el levantamiento gravimétrico. Existe una fuerte caída de basamento del Este hacia el Oeste, que no presenta evidencia geológica en la superficie pero que entra en el marco general de las estructuras regionales (fallas NW-SE), y deja suponer espesores de sedimentos, o de formaciones de baja densidad, superiores a 500 m., hacia el Oeste.

Aunque no se cuenta con estudios geofísicos regionales en la zona, se tiene alguna información del área del Golfo de California. Thatcher y Brune (1973) en un estudio sismológico en el Golfo estiman un espesor entre 24 y 26 km para la corteza en la costa de Sonora, a partir del análisis de dispersión de ondas superficiales. Phillips (1964) utilizando datos de sismología de refracción en el Golfo de California obtiene, frente a las costas de Culiacán un modelo con 7.1 km de sedimentos y un espesor de corteza de 17 km.

TRABAJO DE CAMPO

El trabajo de campo consistió en la medición de 15 sondeos, con espaciamientos entre 3 y 14 kilómetros, alineados en 3 perfiles, dos con

orientación NE-SW, perpendiculares a la estructura, y uno con orientación NW-SE, paralelo a ella. La mayoría de los sondeos quedaron ubicados en el valle y sólo unos cuantos se situaron en las estribaciones de la Sierra Madre Occidental (Fig. 1).

Se usaron dos estaciones remotas (R1, R2), una para las estaciones en el valle y otra para las ubicadas al pie de la sierra (Fig. 1). Los sensores magnéticos tanto en la estación base como en la estación remota fueron orientados en general hacia el N (eje "x" positivo) y el W (eje "y" positivo).

Los datos en el valle presentan un nivel de señal a ruido muy bajo. Esto se debe por una parte a que en esta zona existe una cubierta de sedimentos muy conductora que no permite que los campos eléctricos sean muy grandes y por otra a la gran actividad cultural presente en el Valle de Culiacán. Los datos hacia la sierra presentan una mejor relación señal-ruido, por estar en un terreno más resistivo y alejado del área cultivada.

La calidad de los datos se controló en el campo, analizando relaciones señal-ruido y coherencias entre campos medidos y calculados.

REDUCCION DE DATOS

La segunda parte del procesamiento se realizó en el Centro de Cálculo del CICESE.

Con la gran cantidad de datos obtenidos fue posible probar diferentes métodos de procesamiento.

Primeramente se procesaron los datos de la manera convencional (Romo *et al.*, 1982), en segmentos de 1024 datos por canal y se seleccionaron archivos con coherencias entre campos predichos y medidos mayores que 0.7.

Otro método empleado fue el de calcular las medianas de entre todos los valores obtenidos para cada parámetro a cada frecuencia. Aunque con este criterio se obtuvieron buenas estadísticas, debe usarse sin promedios previos y con un número grande de datos. En nuestro caso sólo teníamos valores promediados de autopotencias y potencias cruzadas de las señales.

Como las relaciones tensoriales entre campos eléctricos y magnéticos medidos en la superficie se cumplen para una frecuencia dada y existe una independencia lineal de frecuencia a frecuencia, se decidió implementar un programa que permitiera aprovechar solamente las frecuencias con datos de buena calidad. El criterio fue tomar sólo aquellas frecuencias que tuvieran coherencias mayores de 0.7 y fases de la impedancia en cuadrantes opuestos.

Se considera que de las tres técnicas de procesamiento experimentadas, la selección frecuencia a frecuencia fue la mejor.

En algunos sondeos y como herramienta auxiliar se procesaron los datos usando un ángulo de rotación fijo. Esto se llevó a cabo sobre todo en los casos en que las curvas de resistividad de ambos modos se cruzan o están muy cerca una de la otra, para poder definir el comportamiento de cada una de ellas.

ANALISIS DE DATOS

Primeramente se examinó el comportamiento de los sondeos en planos de diagramas polares de impedancia y operador de inclinación (Reddy *et al.*, 1977; Ting *et al.*, 1981) y de flechas de inducción (Lam *et al.*, 1982). Posteriormente para cada línea se analizó cada sondeo, tomando en cuenta la calidad de los datos, así como las características de los parámetros magnetoteléuricos, a saber: curvas de resistividad aparente, operador de inclinación, fases, asimetría, ángulos de rotación del tensor de impedancia y del operador de inclinación, coherencias, etcétera (Vozoff, 1972).

Los diagramas polares de los elementos antidiagonales del tensor de impedancia ($|Z'_{xy}|$, $Z'_{yx}|$) a una frecuencia fija, dan idea de la variación de la resistividad aparente en función de la dirección.

En geometrías unidimensionales, el diagrama polar de $|Z'_{xy}|$ es un círculo, mientras que en problemas bidimensionales tiene la forma de una elipse deformada con el eje mayor paralelo o perpendicular al rumbo de la estructura, dependiendo de si el sondeo se encuentra sobre terreno conductor o resistivo, respectivamente. Para estructuras tridimensionales, cerca de las esquinas, el eje mayor del diagrama se alinea paralelo a un promedio del rumbo real indistintamente de la resistividad del material sobre el que se encuentre.

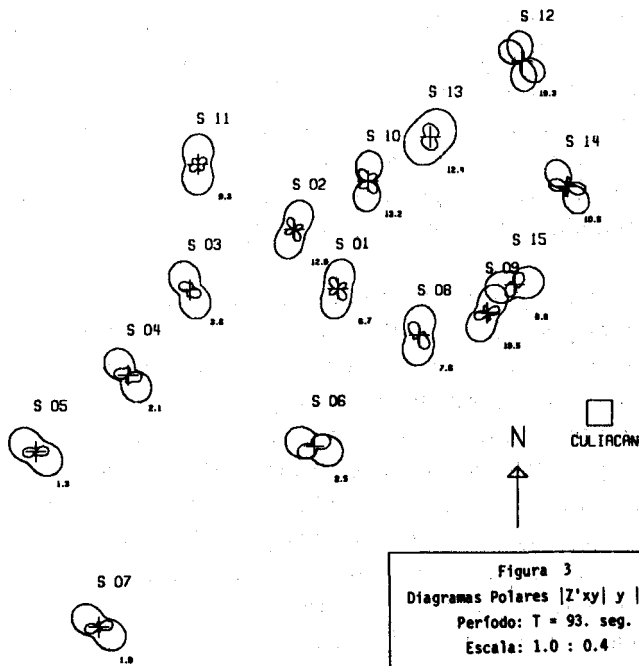
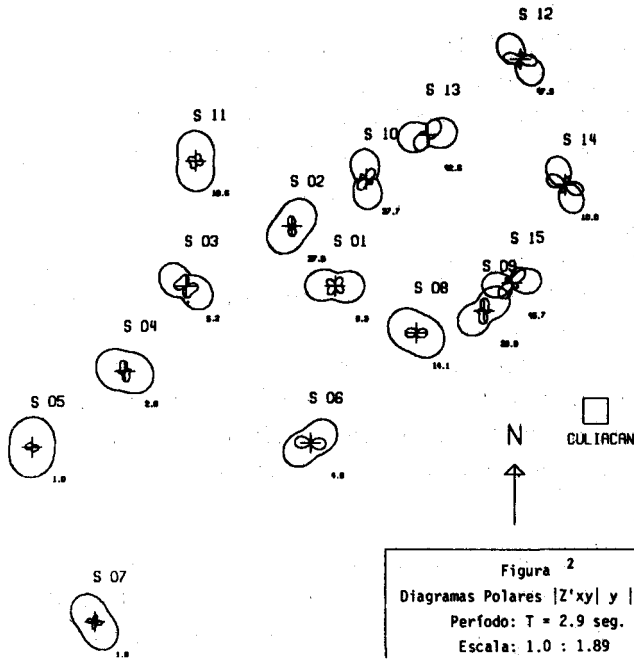
El diagrama polar de $|Z'_{xx}|$ es nulo para una dimensión y tiene forma de trébol de cuatro hojas de amplitud muy pequeña en geometrías bidimensionales. En problemas tridimensionales el trébol se deforma considerablemente y tiene amplitudes comparables a las de $|Z'_{xy}|$.

Los diagramas de $|Z'_{yx}|$ y $|Z'_{yy}|$ son idénticos a los de $|Z_{xy}|$ y $|Z_{xx}'|$, al girar éstos 90° , por lo que no hay necesidad de analizarlos. Los diagramas polares del operador de inclinación $|T'_{x}|$ son indicativos de interfases laterales y dimensionalidad. Para estructuras unidimensionales $|T'_{x}|$ es nulo, mientras que en terrenos bidimensionales presenta la figura de un ocho con el eje mayor perpendicular al rumbo de la estructura. En problemas de tres dimensiones cerca de esquinas, el diagrama polar de $|T'_{x}|$ se alinea en direcciones inciertas.

Las flechas de inducción se emplean en sondeos geomagnéticos profundos y se definen como el negativo de las componentes real o "en fase" e imaginaria o "en cuadratura" del operador de inclinación.

En una dimensión estas flechas son nulas, mientras que en dos dimensiones ambas componentes tienen la misma dirección, apuntando la componente en fase hacia terrenos más conductores. En tres dimensiones, las componentes no tienen la misma dirección. Es difícil en este momento precisar el significado físico de la componente en cuadratura. Un estudio reciente (Lam *et al.*, 1982) hace notar que ésta puede ser indicadora de conductores profundos. Sin embargo, esto no está suficientemente fundado para usarlo en interpretación.

En las figuras 2 y 3 se presentan planos de diagramas polares de $|Z'_{xy}|$ y $|Z'_{xx}|$, para períodos de 2.9 y 93. seg., respectivamente. En cada plano se presentan ambos elementos del tensor de impedancia. Para un mismo sondeo los diagramas de $|Z'_{xy}|$ y $|Z'_{xx}|$ están en la misma escala. Entre diferentes sondeos existe un factor de escala, que aparece como un número pequeño en la parte inferior derecha de cada diagrama, y que permite graficar todos los diagramas de tamaño similar. Este factor está normalizado con respecto al más pequeño y su escala real aparece en la leyenda de cada plano. En la misma forma y para los mismos períodos se presentan planos de diagramas polares de $|T'_{x}|$, Figs. 4 y 5, y de las flechas de inducción, Figs. 6 y 7.



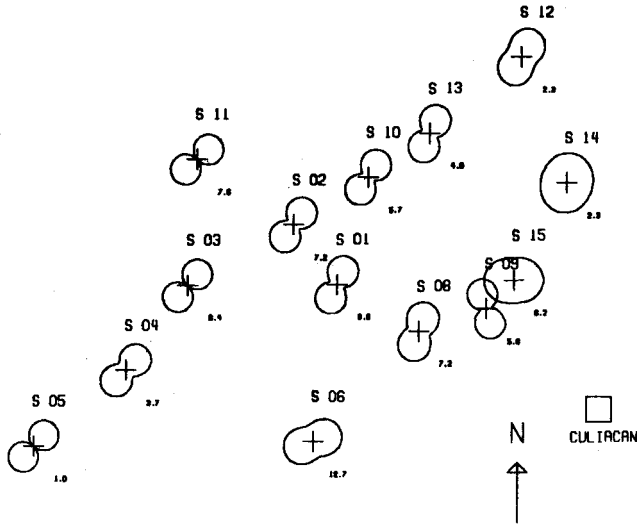


Figura 4
 Diagrama Polar $|T'x|$
 Periodo: $T = 2.9$ seg.
 Escala: 1.0 : 0.074

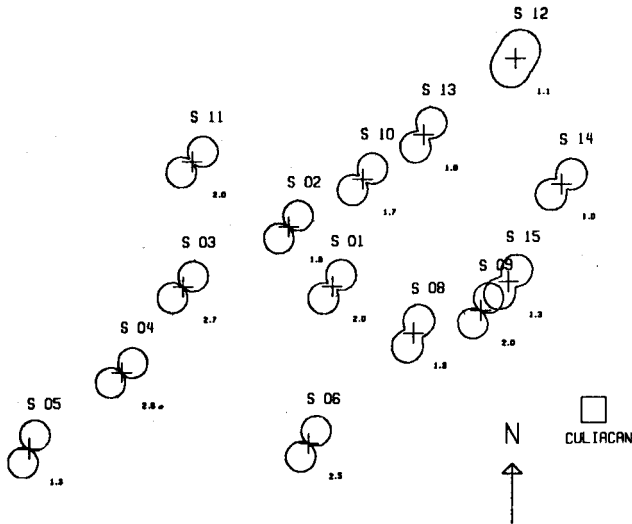
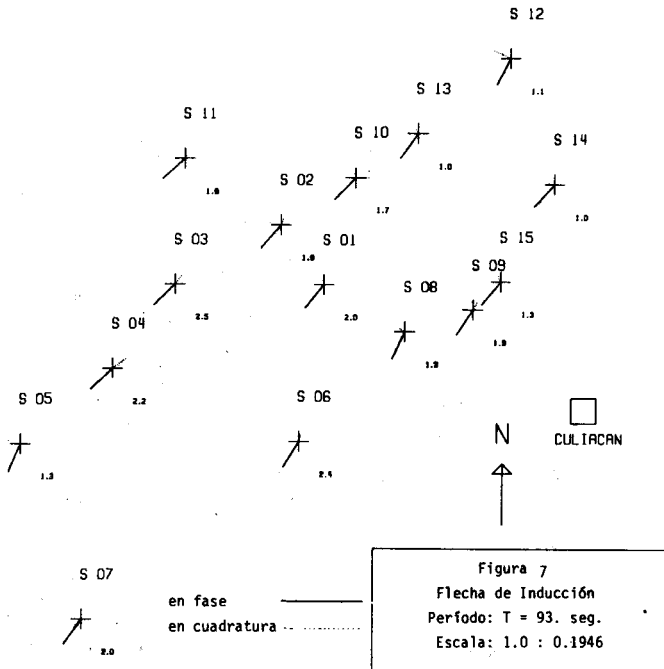
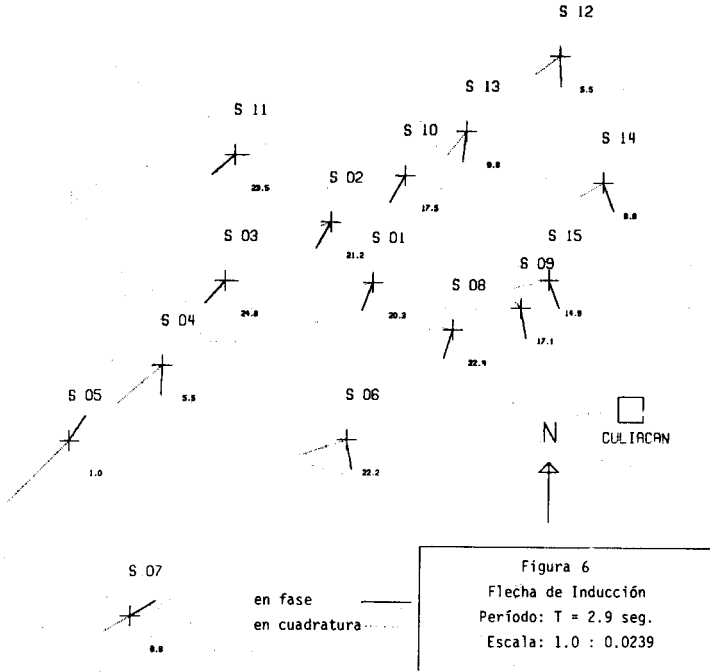


Figura 5
 Diagrama Polar $|T'x|$
 Periodo: $T = 93$ seg.
 Escala: 1.0 : 0.197



Examinando las figuras mencionadas se nota la presencia de terrenos conductores y el Océano Pacífico al SW, y terrenos resistivos al NE, separados por una interfase situada entre los sondeos 2 y 3 de la línea #1 y los sondeos 6 y 8 de la línea #2, con un rumbo aproximado N40°W. Además se observa la presencia de un conductor a profundidades intermedias en el SE, manifiesto en el comportamiento de los diagramas polares de los sondeos 6, 8, 9, 12, 14 y 15. Esto, junto con la información gravimétrica apoyan la idea de que el problema estructural no es bidimensional y que en esa zona existe una fosa conductora.

Observando los diagramas polares para $|Z'_{xy}|$ se puede determinar en qué sondeos y a qué frecuencias el modo TE es mayor que el TM y por ende definir ambos modos de polarización en las curvas de resistividad aparente de cada sondeo. En la figura 3 se observa que TE es mayor que TM en los sondeos 3, 4, 5, 6, 7, 12 y 14, mientras que TM es mayor que TE en los sondeos 1, 2, 8, 9, 10, 11, 13 y 15.

Análisis individual de los sondeos

Como ejemplos se analizarán aquí solamente dos sondeos: uno en la zona conductora y otro sobre el resistivo.

SONDEO 4. (Figuras 8 a 12)

Situado sobre la línea 1 en la parte SW de la región. (Fig. 1).

El sondeo es regular con coherencias arriba de 0.7. El operador de inclinación presenta coherencias arriba de 0.5 para períodos mayores de 3 seg. Las curvas de resistividad y fase están medianamente definidas. El operador de inclinación es mayor de 0.3 a períodos mayores de 3 seg. El ángulo de rotación del tensor se encuentra alrededor de 45°. El ángulo de rotación del operador de inclinación es inestable a períodos cortos, pero a períodos largos se estabiliza alrededor de 50°. La asimetría es menor de 0.3. La anisotropía entre TE y TM a bajas frecuencias es fuerte, indicando, como lo hace el operador de inclinación, cercanía a la interfase resistiva.

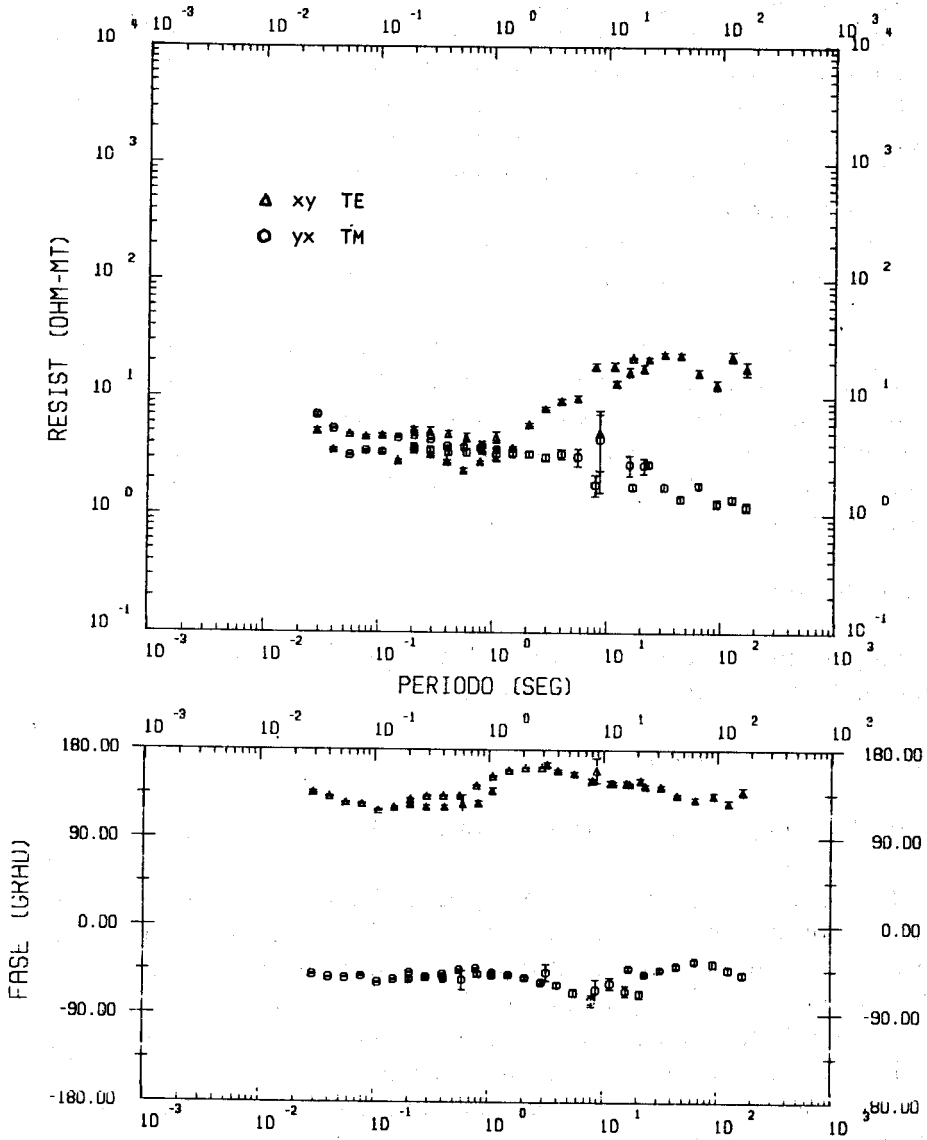


Fig. 8. Sondeo 4. Resistividades aparentes y fases.

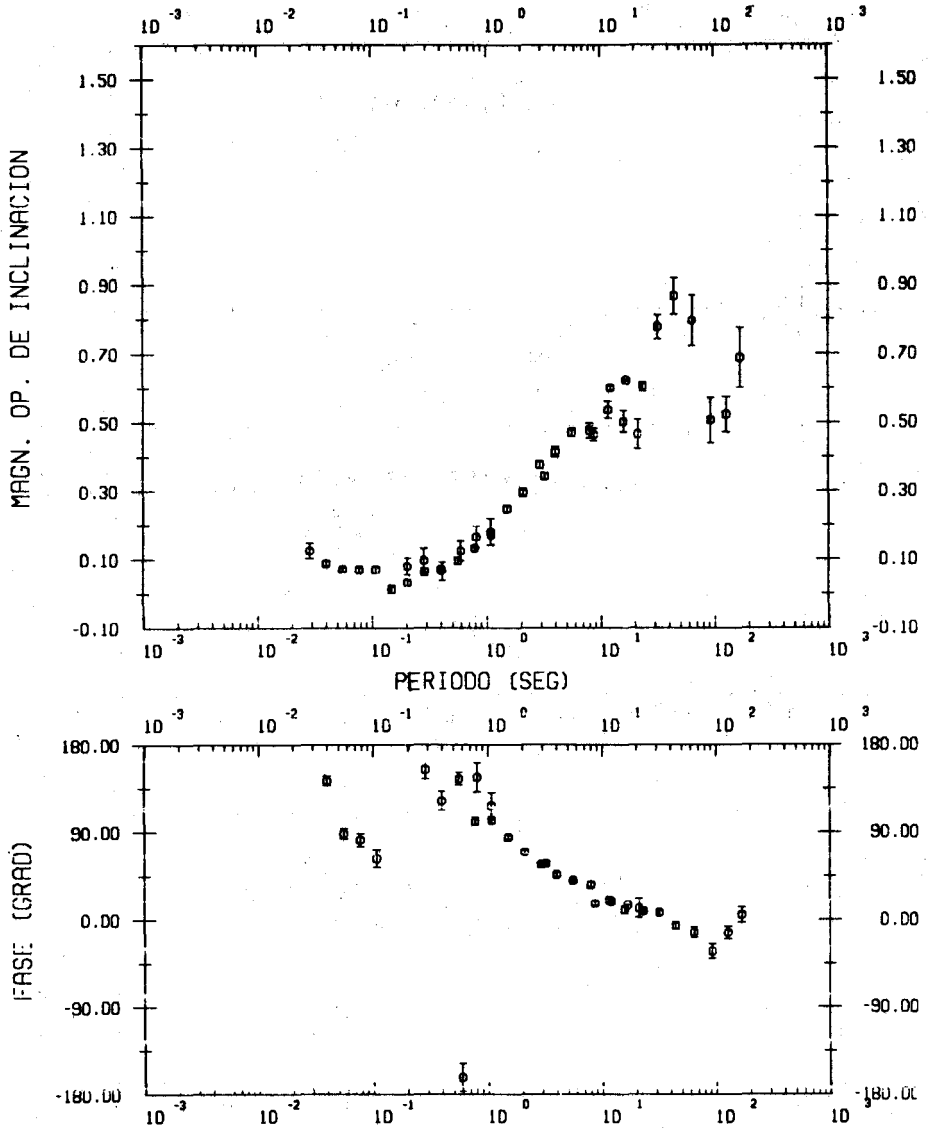


Fig. 9. Sondeo 4. Operador de inclinación, amplitud y fase.

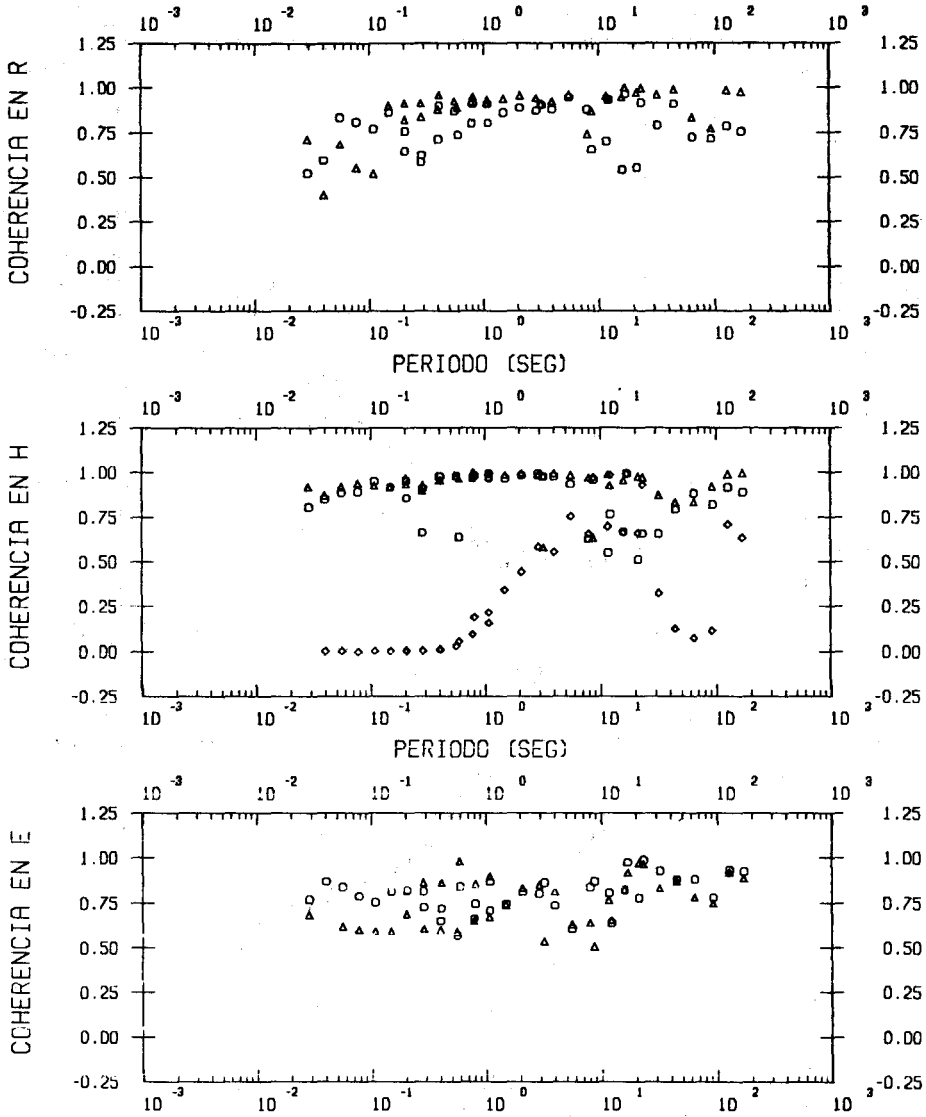


Fig. 10. Sondeo 4. Coherencias en campos de referencia (R), campos magnéticos (H) y campos eléctricos (E).

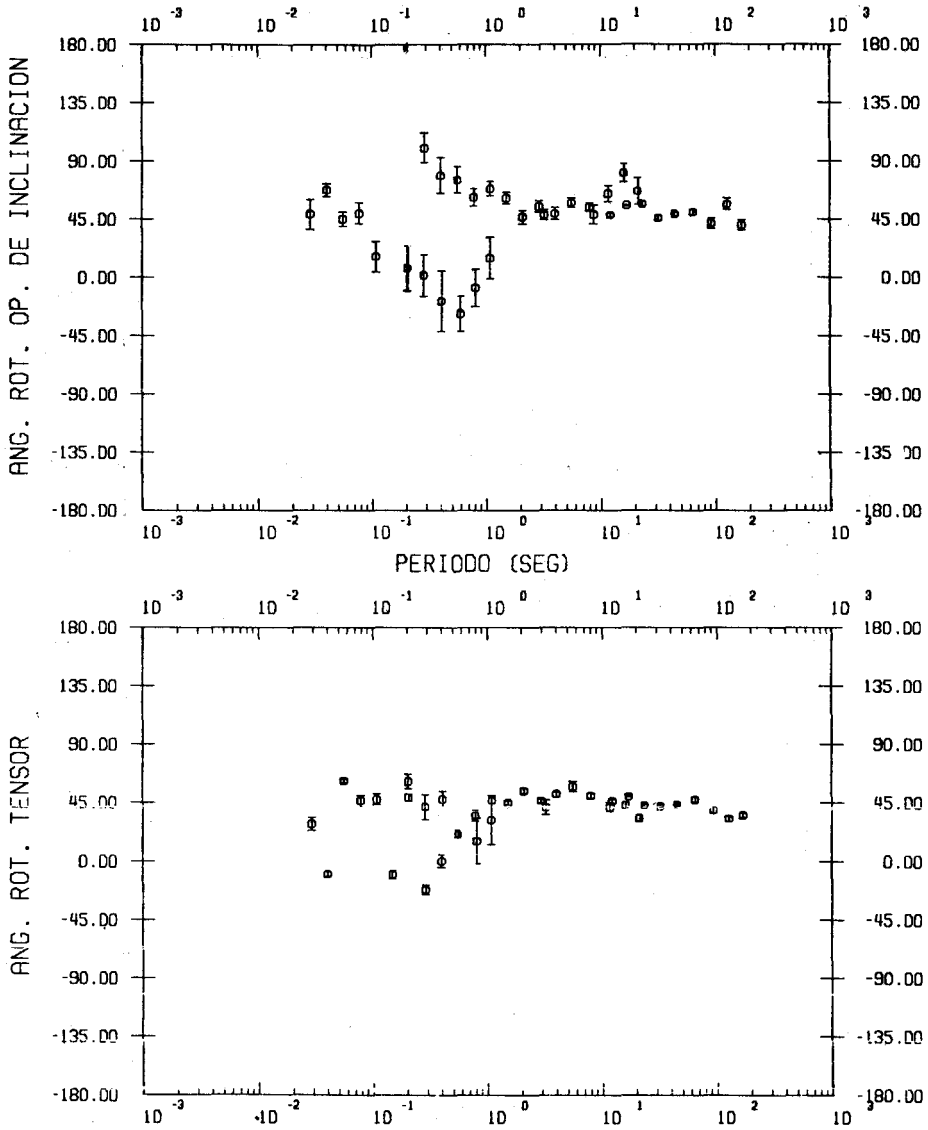


Fig. 11. Sondeo 4. Angulos de rotación del tensor y del operador de inclinación.

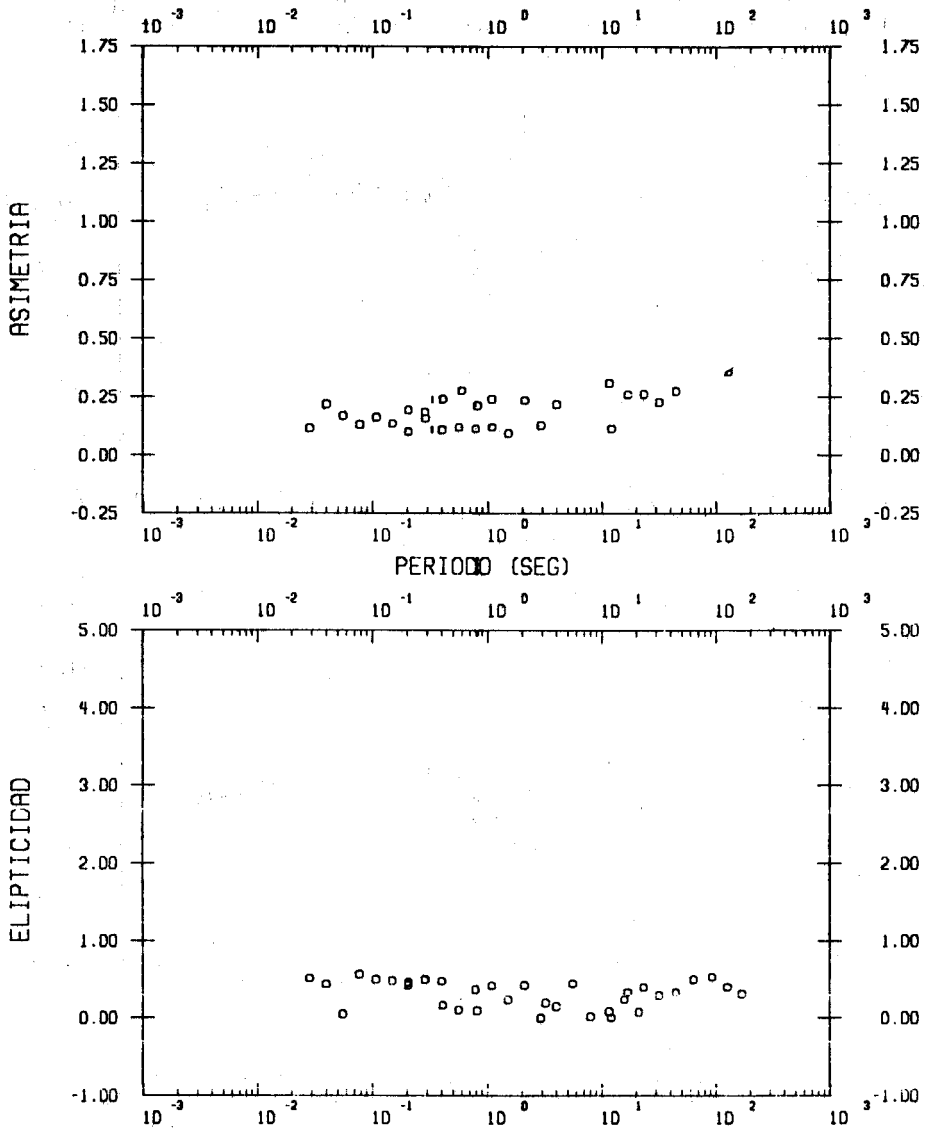


Fig. 12. Sondeo 4. Elipticidad y asimetría.

SONDEO 10. (Figuras 13 a 17)

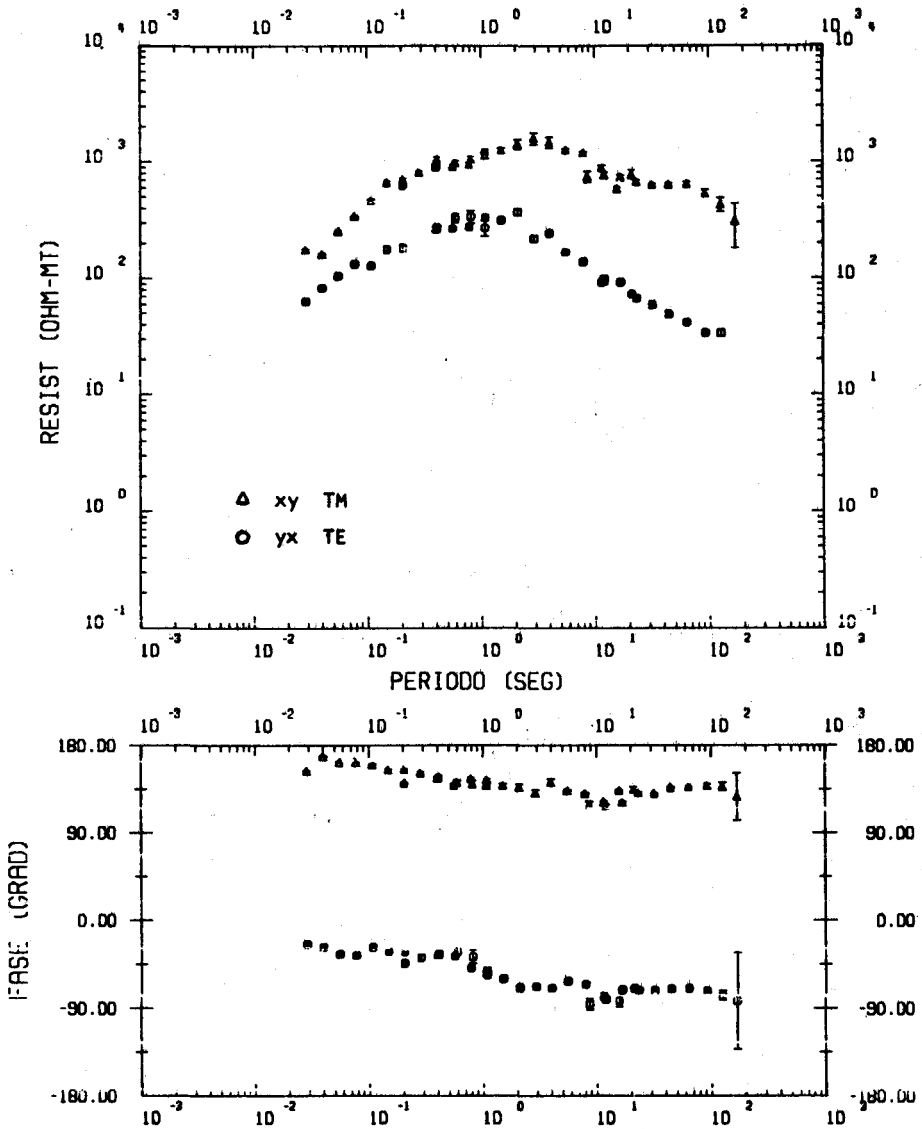


Fig. 13. Sondeo 10. Resistividades aparentes y fases.

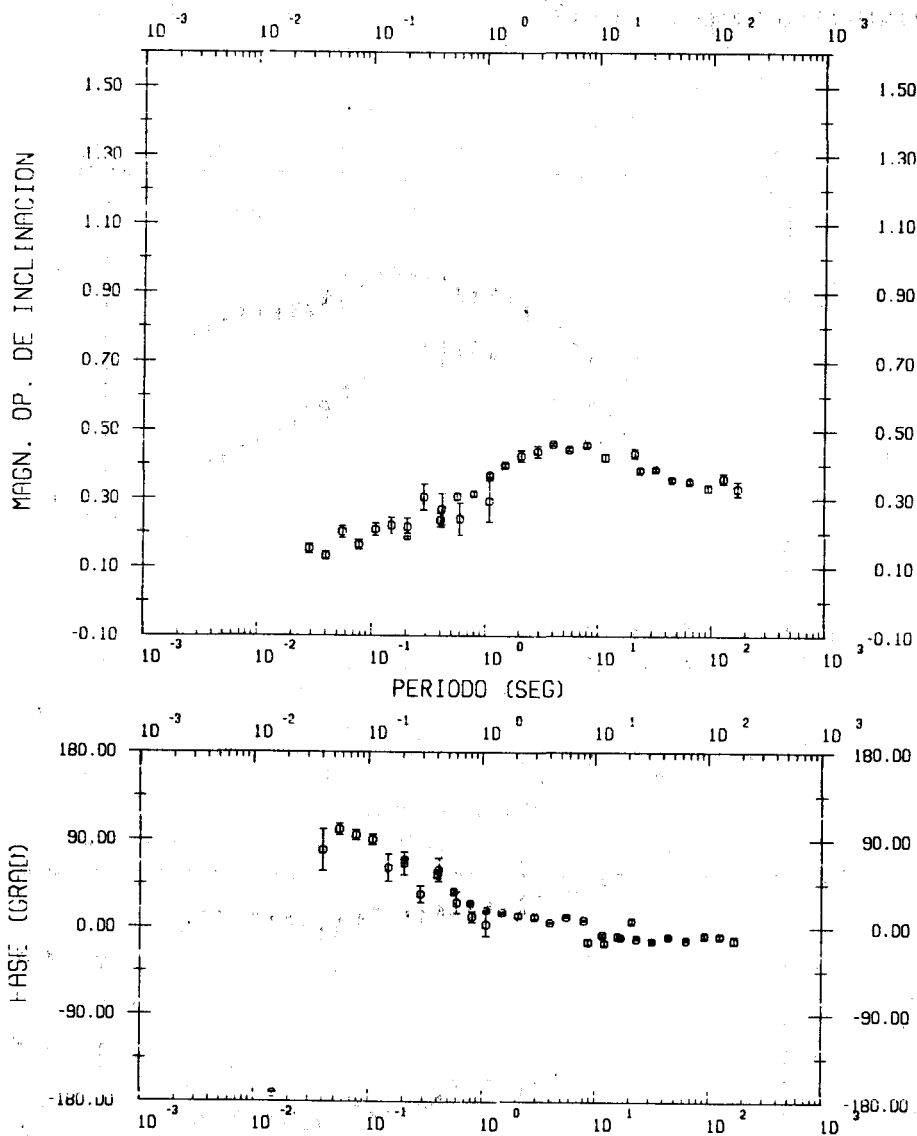


Fig. 14. Sondeo 10. Operador de inclinación, amplitud y fase.

El sondeo es bueno, con coherencias arriba de 0.7. El operador de inclinación es bueno a períodos mayores de 2 seg. Las curvas de resistividad y fase están bien definidas. Las curvas del operador de inclinación están también bien definidas y su magnitud presenta un máximo alrededor de 4 seg. El ángulo de rotación del tensor oscila alrededor de -5° y el del operador de inclinación alrededor de 45° en las bajas frecuencias. La diferencia entre ellos es mayor de 45° . Considerando que el sondeo

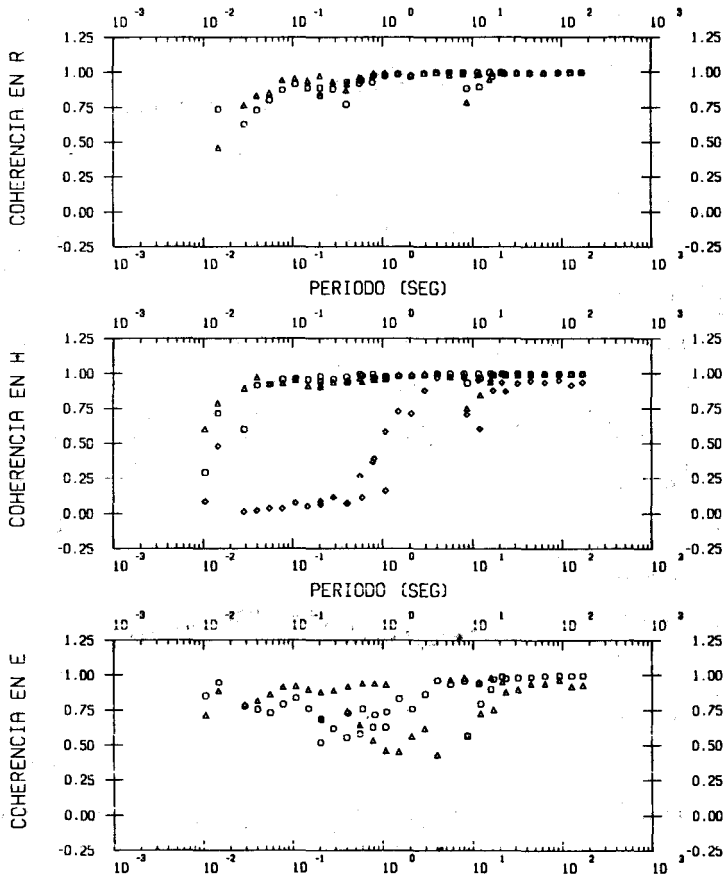


Fig. 15. Sondeo 10. Coherencia en campos de referencia (R), campos magnéticos (H) y campos eléctricos (E).

se encuentra sobre terreno resistivo y de acuerdo con los diagramas polares, se asignó xy al modo TM y yx al modo TE. La asimetría es en general menor de 0.3, excepto en los períodos largos, donde ésta se incrementa.

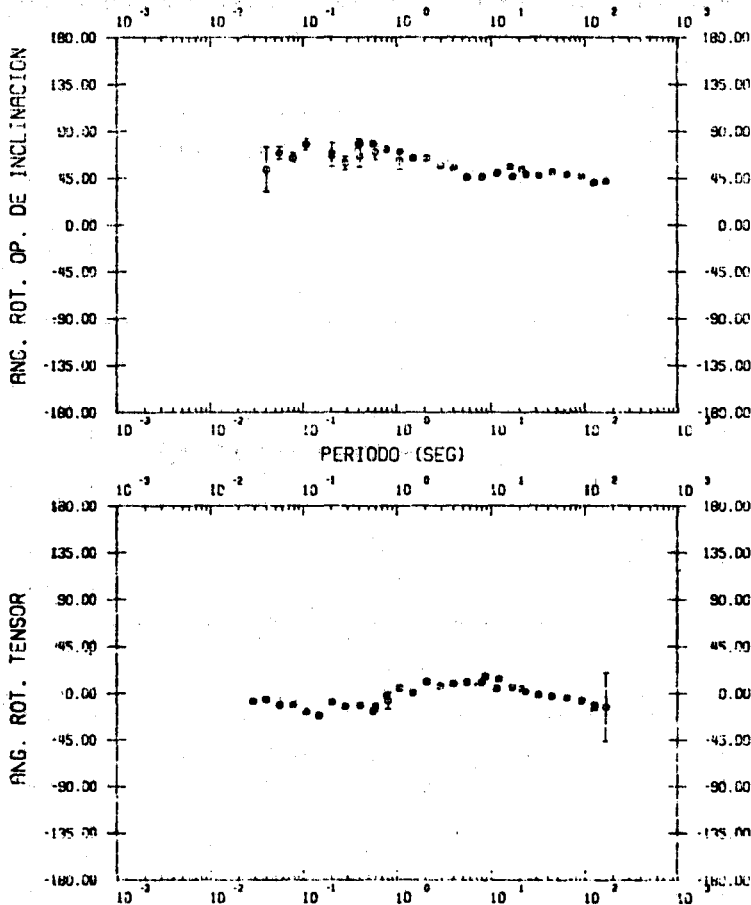


Fig. 16. Sondeo 10. Angulos de rotación del tensor y del operador de inclinación.

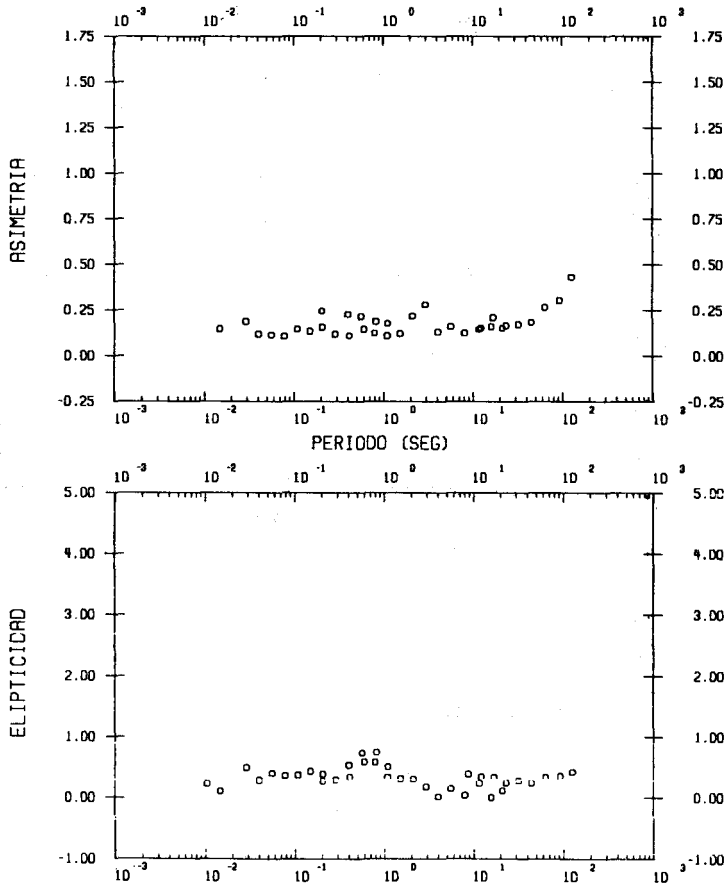


Fig. 17. Sondeo 10. Elipticidad y asimetría.

Calicatas

Como una ayuda más, tanto para facilitar la interpretación como para mostrar los rasgos más importantes de la estructura, se presentan, para las líneas 1 y 2 perfiles de resistividad aparente TE y TM, para varios períodos fijos (Figs. 18 y 19).

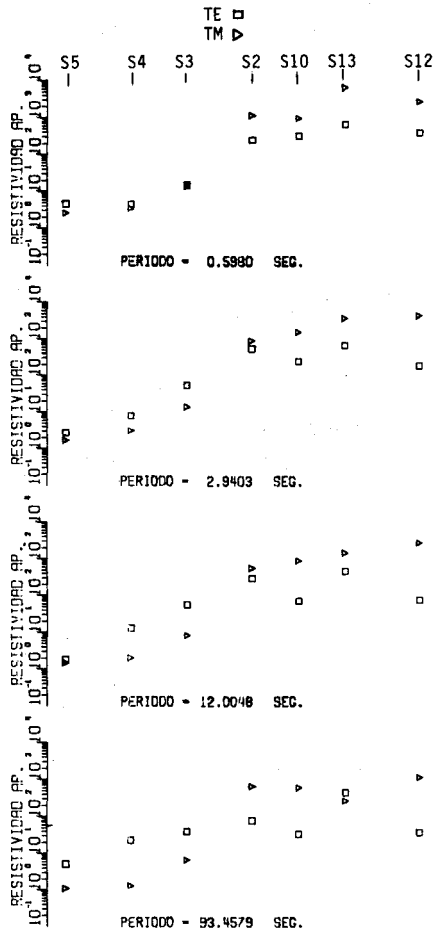


Fig. 18. Perfiles de resistividad aparente para diferentes periodos. Línea 1.

Al observar el perfil de la línea 1 (Fig. 18) el rasgo más importante a todos los periodos es que, mientras el modo TE se ajusta suavemente a los cambios, el modo TM presenta un salto brusco entre el sondeo 3 y el sondeo 2.

El perfil de la línea 2 (Fig. 19), es más complicado, ya que el sondeo 14 se encuentra sobre conductor. Entonces se presenta un doble salto en el modo TM 'definiendo' dos interfaces: aproximadamente entre el

sondeo 8 y 9, y entre el 15 y el 14. Queda aún duda sobre el sondeo 14 ya que aunque TM salta considerablemente hacia bajas resistividades, TE no parece afectarse. Habrá que recordar que cuando la anomalía es verdaderamente tridimensional, el modo TE, el cual es el más afectado, no se comporta como usualmente lo hace en geometrías bidimensionales (Wannamaker *et al.*, 1980).

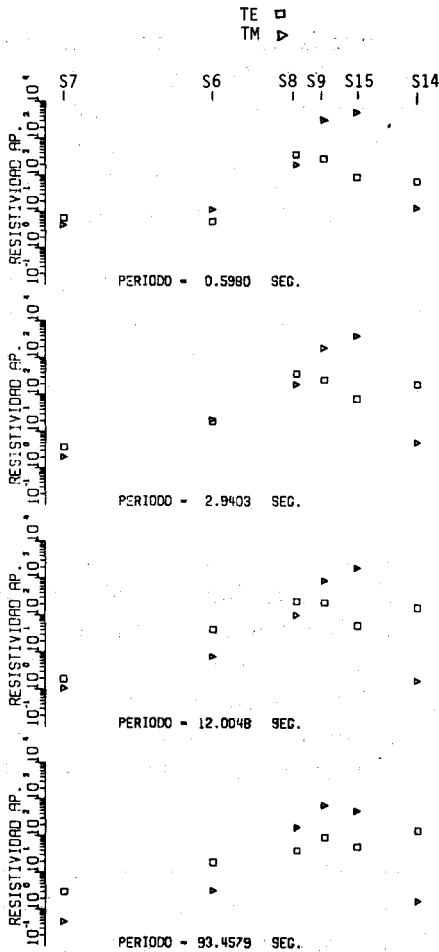


Fig. 19. Perfiles de resistividad aparente para diferentes períodos. Línea 2.

INTERPRETACION

Interpretación preliminar

Una vez determinados los modos de polarización para cada sondeo se procedió a hacer una interpretación preliminar, modelando en una dimensión cada modo de cada sondeo.

Se sabe que si la distribución de resistividades en un área no es unidimensional, la curva de un sondeo individual estará fuertemente influenciada por cambios de resistividad que pueden no estar directamente debajo del punto del sondeo. Sin embargo, la inversión en una dimensión de cada sondeo puede constituir, usada adecuadamente y con cautela, un punto de partida para interpretaciones más elaboradas.

La inversión unidimensional se llevó a cabo usando un programa elaborado por Jupp y Vozoff (1975). Este es un programa de inversión iterativa. El ajuste obtenido al modelar cada sondeo fue mejor para las resistividades aparentes que para las fases, debido a que estas últimas son más sensibles al ruido.

Interpretación final

Los rasgos geológicos del área, junto con la información geofísica adicional y la obtenida a partir de modelos unidimensionales, nos permiten tratar el área como una situación bidimensional. Los sondeos 12, 13, 9, 15 y 14 se apartan de este marco a frecuencias altas e intermedias. Sin embargo, dado que el modelaje en tres dimensiones se encuentra en etapa de desarrollo y no existen algoritmos en condiciones de ser usados en la práctica, la interpretación bidimensional es hasta el momento la más completa posible.

El programa utilizado para invertir en dos dimensiones fue escrito también por Jupp y Vozoff (1977). El pasar de modelaje en una dimensión a modelaje en dos dimensiones implica un considerable cambio de escala, con respecto tanto a la interpretación resultante, como al esfuerzo computacional requerido.

Es importante notar que en este programa de inversión bidimensional la geometría de los bloques del modelo inicial no cambia, de aquí que

este algoritmo sirva más para "refinar" un modelo dado con información geológico-geofísica incluida en él, que para obtener un modelo de primera intención.

En nuestro caso, los modelos iniciales incluían la información geofísica que teníamos de antemano: espesor máximo de sedimentos del orden de 5 km, espesor mínimo de la corteza en Culiacán de 20 km, y la información obtenida a través del estudio gravimétrico.

La selección del modelo final se hizo con base en la comparación entre las seudosecciones de resistividad aparente, de fase y de operador de inclinación, construídas a partir de los datos experimentales, y aquellas obtenidas como resultado de la inversión. Aunado a esto se analizaron los parámetros de sensibilidad dados por el programa y se tomaron en cuenta las limitaciones geológicas expuestas anteriormente.

A continuación se describirán los resultados de la inversión para cada línea, discutiendo la calidad del modelo final y sus restricciones. También se presentará una interpretación geológica de cada modelo.

Línea #1

En la parte oeste de la línea, entre los sondeos 5 y 2, la similitud entre datos experimentales y respuesta del modelo es buena, para las seudosecciones de resistividad aparente en ambos modos (Figs. 20 y 21). Hacia el Este, entre las estaciones 2 y 12, existen diferencias importantes, en particular S13 y S12, que se explican por la tridimensionalidad de esa zona, la cual afecta con mayor severidad al modo TE.

El modelo geoelectrico final, así como el geológico interpretado se presentan en la Fig. 23.

En la seudosección de operador de inclinación el modelo final (Fig. 22) produce un fuerte aumento de amplitud debajo de la estación 2, tal como lo indican los datos experimentales, y que se relaciona con el paso de terreno conductor a terreno resistivo.

La parte oeste de la línea indica la presencia de terrenos conductores hasta 2 km de profundidad, correspondientes a la gruesa capa de sedimentos acumulados en esta zona desde el Terciario Medio hasta la fecha, consecuencia de la erosión de la Sierra Madre Occidental. Entre 2 y 20 km aparece una capa más resistiva, de $262 \Omega \cdot m$, que puede interpretarse razonablemente como basamento, pero sin aportar más informa-

ción sobre su composición. Debajo de éste se introdujeron en el modelo inicial las capas conductoras correspondientes al manto superior ($12\Omega\text{-m}$) y al manto ($9\Omega\text{-m}$).

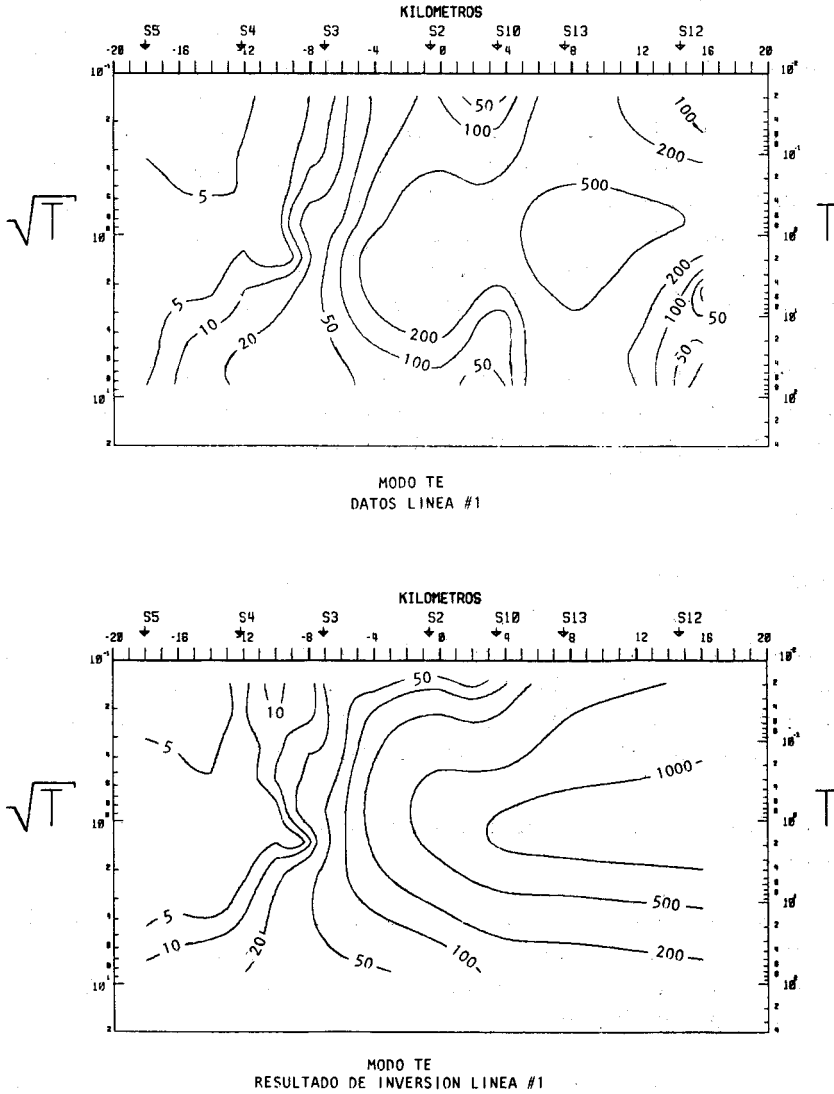
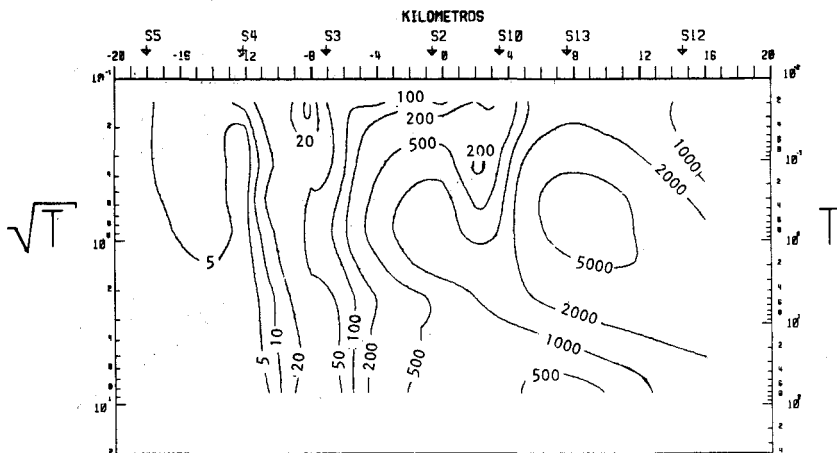
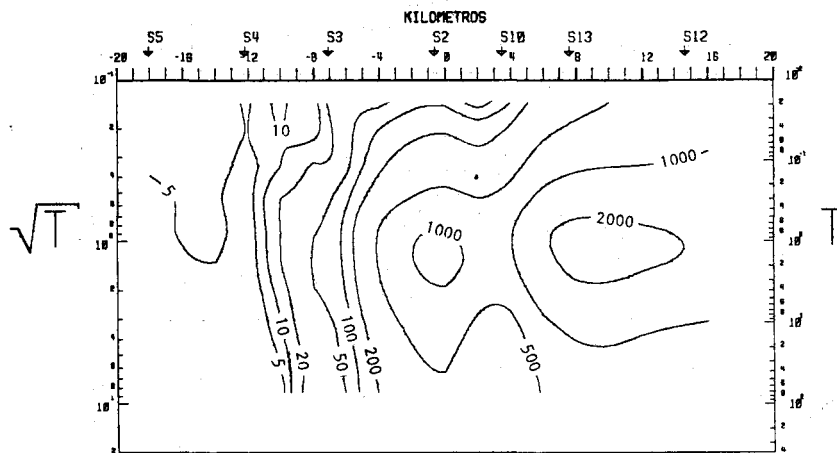


Fig. 20. Perfiles de isoresistividad aparente. Línea 1 (Modo TE).

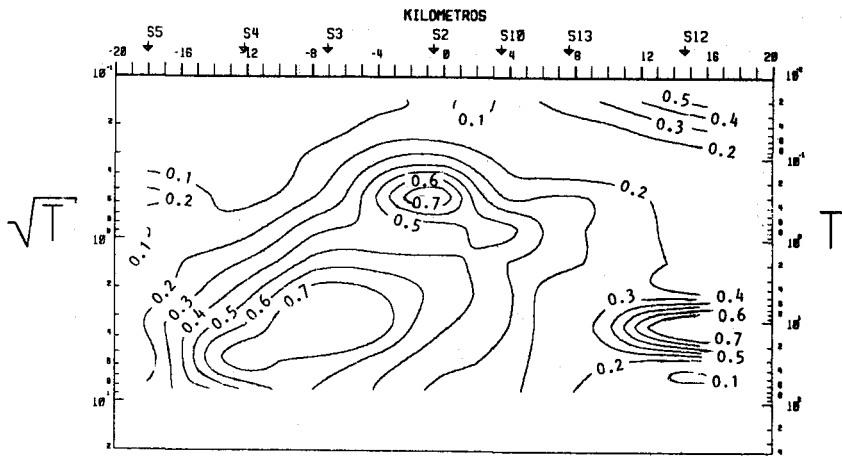


MODO TE
DATOS LINEA #1

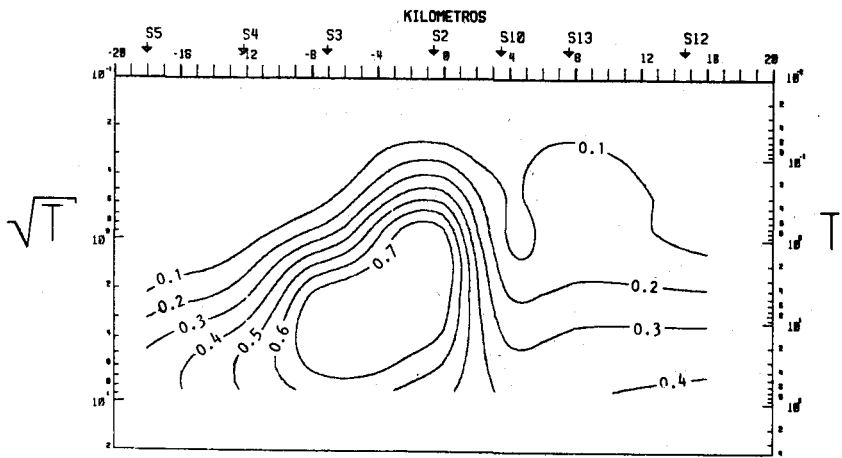


MODO TM
RESULTADO INVERSION LINEA #1

Fig. 21. Perfiles de iso-resistividad aparente. Línea 1 (Modo TM).



DATOS LINEA #1



RESULTADO INVERSION LINEA # 1.

Fig. 22. Perfiles de iso-operador de inclinación. Línea 1.

En la parte este de la línea, el bloque de $110\Omega\text{-m}$ puede relacionarse con las rocas del Terciario Clástico (rocas sedimentarias detríticas continentales más o menos compactadas), bajo los sondeos 2 y 10, y con el Terciario Inferior que cubre al intrusivo ácido, bajo las estaciones 13 y 12. Todo este bloque se identifica en la figura 23 como Unidad Volcánica de resistividad media. Su profundidad está de acuerdo con el mapa

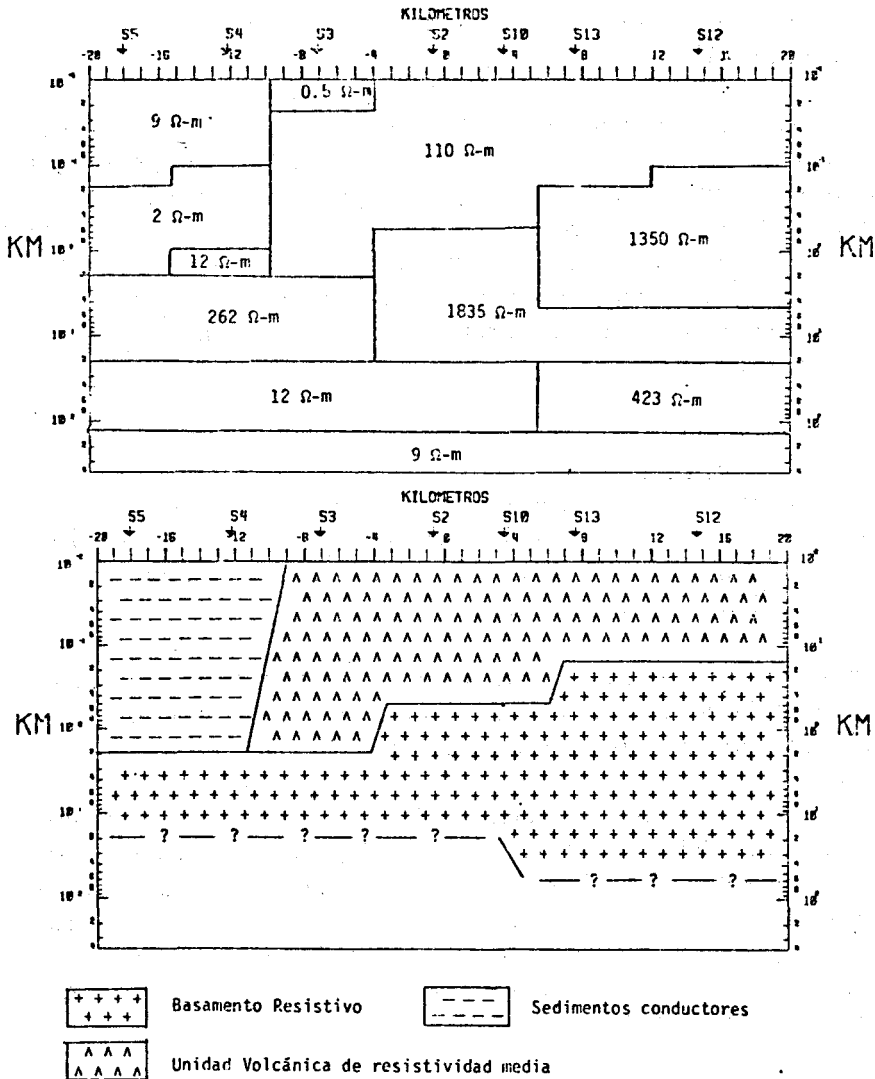


Fig. 23. Modelo final de resistividad. Línea 1 y su interpretación geológica.

de relieve del basamento dado por gravimetría. Los bloques de 1350, 1835, 262 y $423\Omega\text{-m}$ se relacionan con el basamento resistivo. El contraste entre el bloque de $262\Omega\text{-m}$ y el de $1835\Omega\text{-m}$ no se puede atribuir directamente a cambios de litología en las capas profundas de la corteza, sino más bien a dificultades del método para investigar correctamente resistividades situadas debajo de capas superficiales muy conductoras que atenúan en gran parte la energía de la onda electromagnética. Este es el caso de la estación 3, por ejemplo, con una lente muy delgada superficial de $0.5\Omega\text{-m}$.

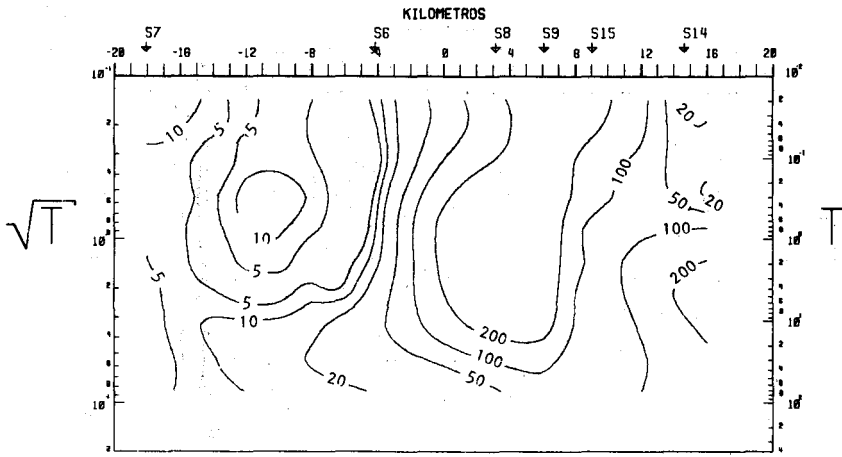
El espesor de la corteza se limitó a 20 km; debajo de ella se encuentran bloques de 12 y $9\Omega\text{-m}$ correspondientes al manto superior y al manto, respectivamente. Ya se mencionó que la interpretación en 2 dimensiones tiene una limitada validez para esta región (S13 y S12), por lo cual estos resultados deben juzgarse con la debida cautela. La distinción entre manto superior y manto podrá parecer superflua pero es necesaria en el modelaje para considerar la última capa como un semiespacio infinito hacia abajo.

Línea #2

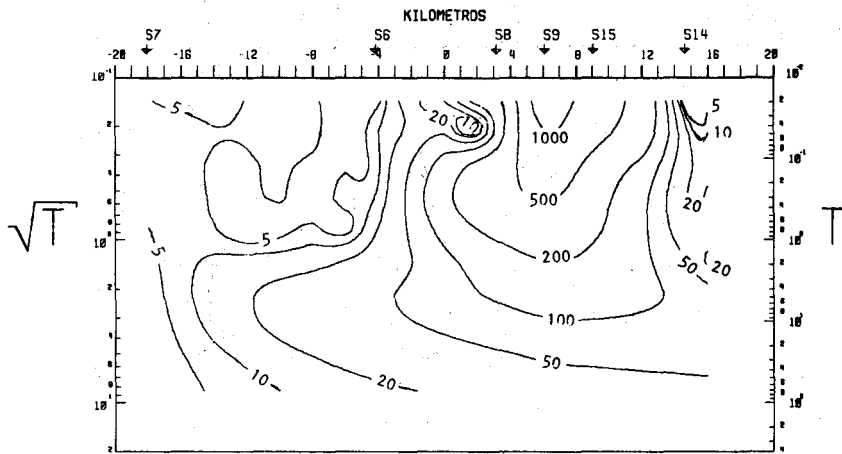
La comparación entre la respuesta del modelo final y los datos experimentales no es tan buena para la línea #2 como para la línea #1. Existen discrepancias para las estaciones consideradas como tridimensionales (S15 y S14), como era de esperarse.

Sin embargo, la similitud entre las seudosecciones de resistividad aparente (Figs. 24 y 25) es aceptable, para el modo TM sobre toda la línea, y para el modo TE sobre las estaciones 7, 6 y 8.

En las seudosecciones de operador de inclinación (Fig. 26) observamos que el modelo arroja valores elevados a altas frecuencias cerca de las estaciones 9 y 15, correspondiendo esto a fuertes contrastes superficiales de resistividad. Existe otro alto que aparece en ambas seudosecciones, y que puede ser atribuido, como en la línea #1, al paso de los terrenos conductores de la planicie costera, a los terrenos resistivos de la Sierra Madre Occidental.



MODO TE
DATOS LINEA # 2.



MODO TE
RESULTADO INVERSION LINEA #2.

Fig. 24. Perfiles de iso-resistividad aparente. Línea 2 (Modo TE).

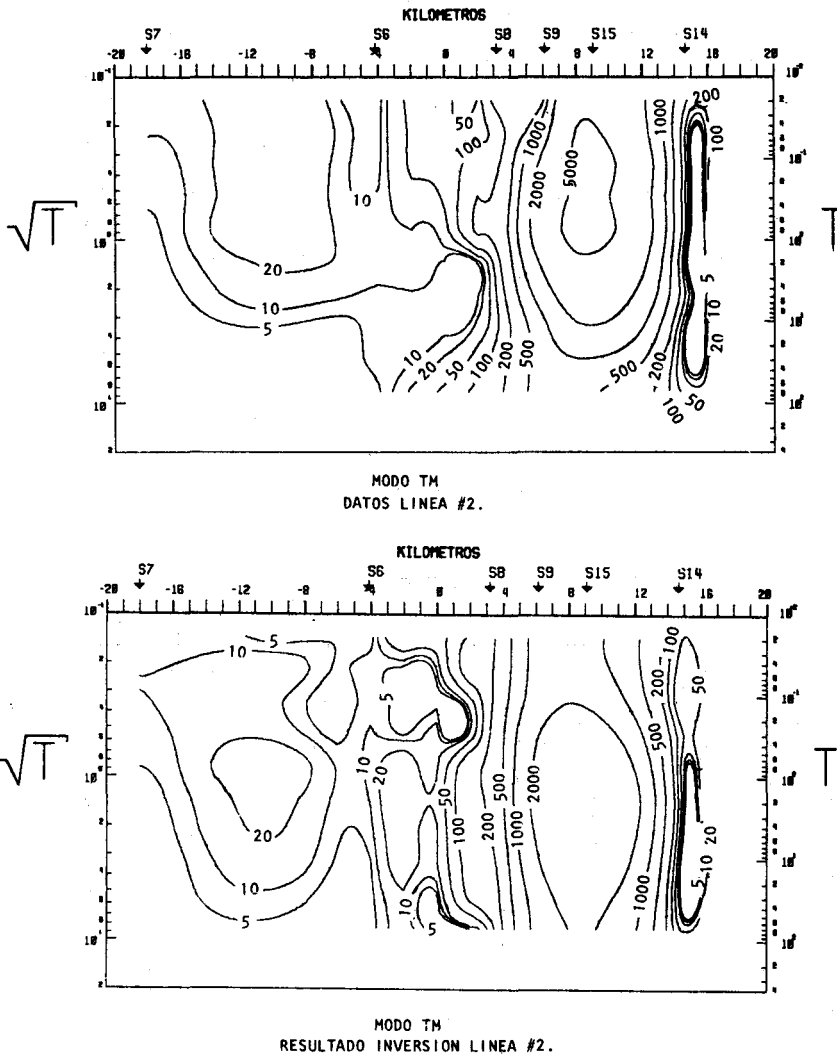


Fig. 25. Perfiles de isoresistividad aparente. Línea 2 (Modo TM).

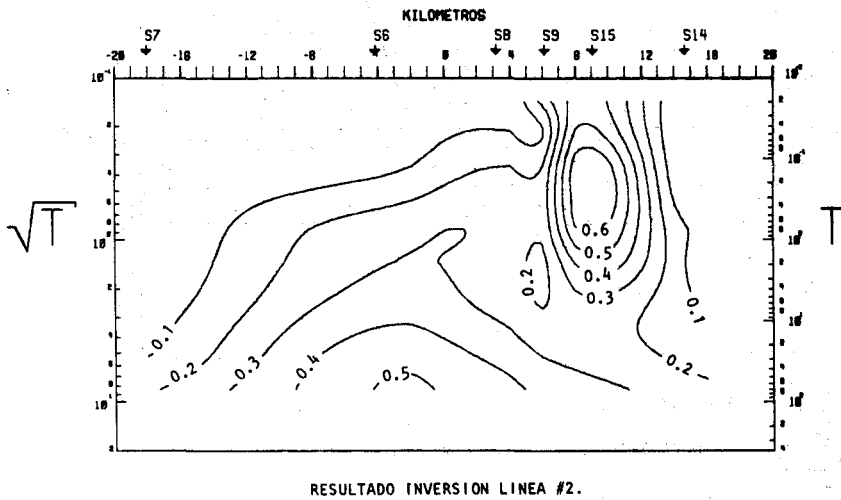
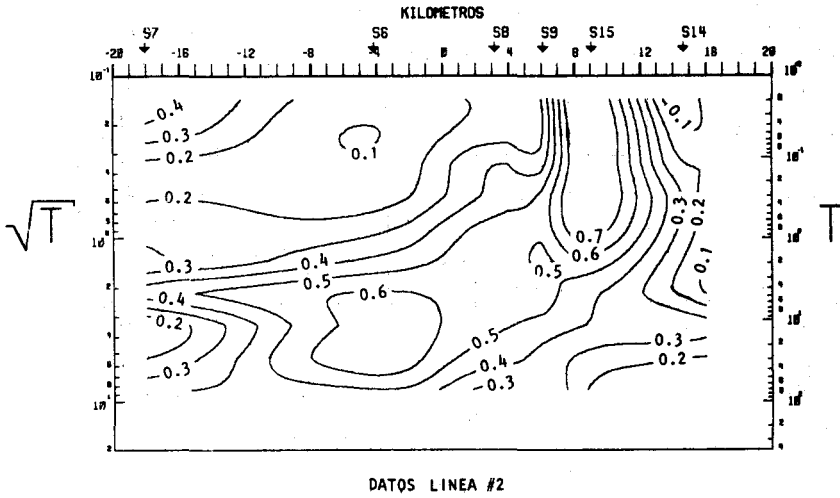


Fig. 26. Perfiles de iso-operador de inclinación. Línea 2.

El modelo final para esta línea y su interpretación geológica se presentan en la Fig. 27.

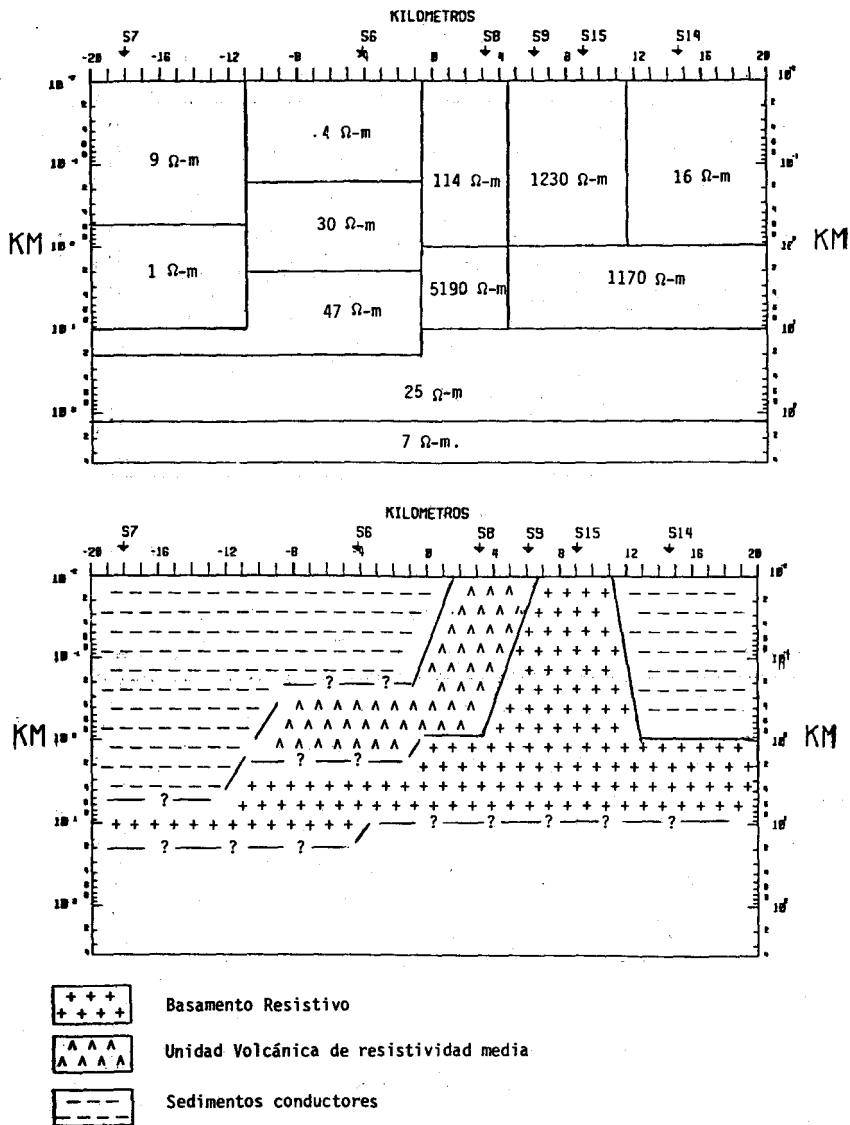


Fig. 27. Modelo final de resistividad. Línea 2 y su interpretación geológica.

Al oeste de la estación 8 aparece un potente cuerpo de rocas sedimentarias, con un espesor mayor que el que deja suponer la información gravimétrica. Los bloques de 1, 9 y $4\Omega\text{-m}$ se identifican con este cuerpo. En esta región, el basamento no aparece claramente en el modelo, ya que el programa de inversión sólo logró ajustar una resistividad de $47\Omega\text{-m}$ para la capa subyacente a los terrenos conductores.

La primera capa de la estación 8 tiene resistividad similar a la de las estaciones 2 a 12 en la línea 1, pero su espesor es mayor (1 km) en desacuerdo con la información gravimétrica. El bloque resistivo de $5190\Omega\text{-m}$ no pudo ser resuelto adecuadamente por el programa, pero corresponde obviamente al basamento. También la profundidad de la corteza (10 km) es anómala, pero se debe considerar como un efecto del modelaje más que como una información geológica.

Debajo de las estaciones 9 y 15 situadas en los bordes de un cuerpo montañoso de rocas volcánicas del Terciario Inferior Volcánico, existen altas resistividades: un bloque de 1 km con $1230\Omega\text{-m}$, correspondiente al Terciario Inferior, subyaciendo a éste una capa de 9 km con $1170\Omega\text{-m}$ que se identifica con el basamento. Por las mismas razones que en la estación 8, el espesor de éste es anormalmente bajo, influyendo además el carácter tridimensional de la estación 15. En la estación 14 es muy clara la presencia de un cuerpo conductor de $16\Omega\text{-m}$ y de 1 km de espesor, correspondiente a la fosa del río Humaya, tal como lo detecta la gravimetría. La información a mayor profundidad se limita a indicar la presencia de un cuerpo resistivo que es la continuación del basamento detectado debajo de las estaciones 9 y 15. Las capas conductoras del manto superior y del manto son meramente formales, ya que el sondeo 14 no tiene datos para períodos mayores de 10 seg. Al igual que para la línea #1, se supuso una resistividad de $7\Omega\text{-m}$ más allá de 130 km de profundidad, para el manto.

Ya que la estación 8 está localizada en el emplazamiento supuesto de la zona geotérmica, se procesó un modelo similar al modelo final de la línea 2, pero incluyendo un cuerpo conductor debajo de S8. Se introdujo un bloque conductor de $25\Omega\text{-m}$ entre 4.5 km y 10 km debajo de esta estación (Modelo Línea #2B). En las figuras 28 y 29 se muestra las seudosecciones de resistividad de los dos modos para este modelo. En el modo TE de la línea #2B se nota una modificación en el trazado de la curva de iso-resistividad de $100\Omega\text{-m}$. Esta se desplaza hacia altas

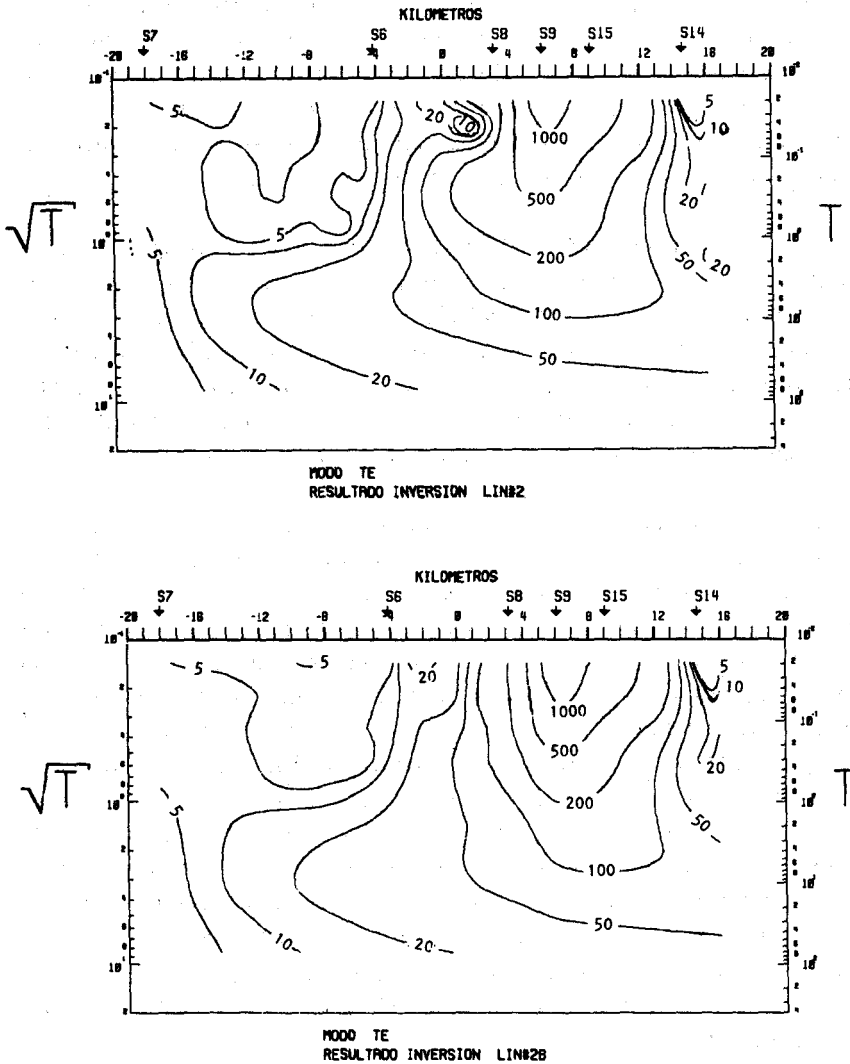


Fig. 28. Comparación entre perfiles de isoresistividad (Modo TE) obtenidos con el modelo final, línea 2 y el modelo final modificado, línea 2b.

frecuencias, apareciendo a partir de 1 seg debajo de S8 mientras que en las curvas del modelo final (Línea #2, Fig. 12a y 12b), aparece a 4 seg debajo de S8. La modificación es menos evidente para el modo TM, pero también se nota un desplazamiento en la curva de 100Ω-m. Si se

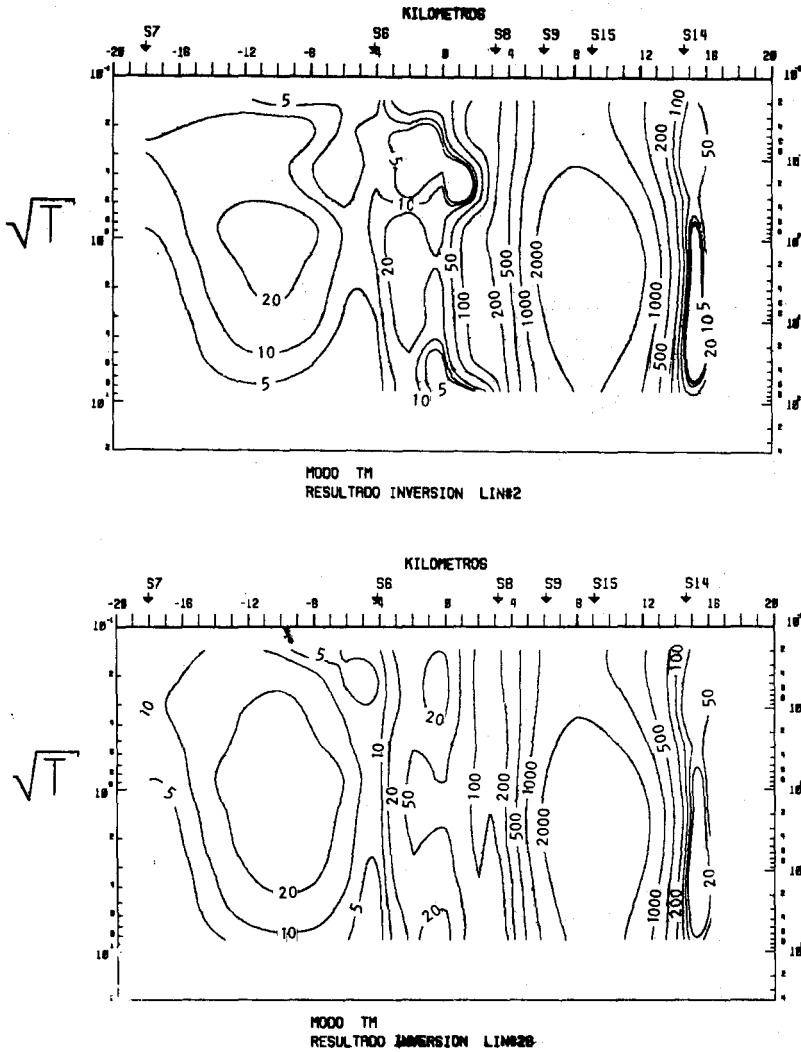


Fig. 29. Comparación entre perfiles de isoresistividad (Modo TM) obtenidos con el modelo final, línea 2 y el modelo final modificado, línea 2B.

comparan estos resultados con los datos experimentales se observa que para ambos modos el modelo conductor debajo de S8 se ajusta menos a los datos de la realidad que el modelo sin conductor. Estas razones argumentan a favor del modelo sin conductor, y por ende no indican un

origen profundo para las manifestaciones geotérmicas en la zona de La Presita.

Línea #3

Las figuras 30 y 31 muestran la comparación entre datos y respuesta del modelo para el modo TE y TM respectivamente. Los rasgos genera-

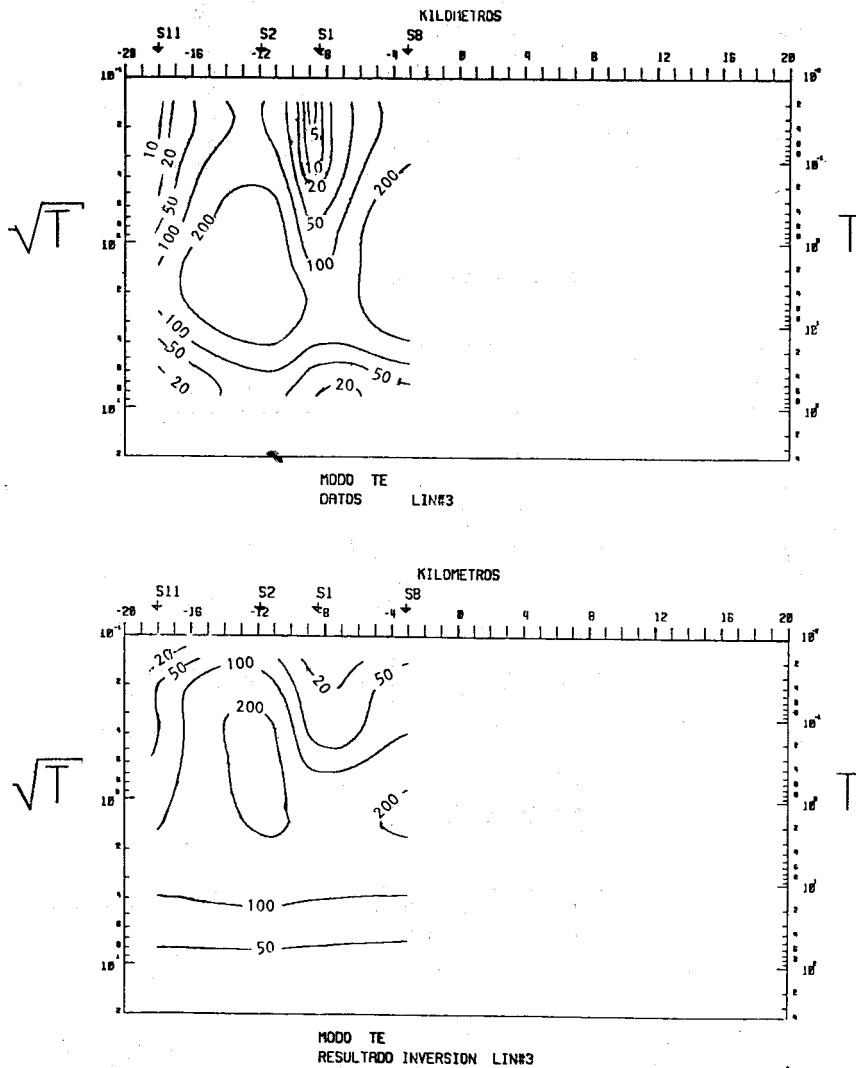


Fig. 30. Perfiles de isoresistividad aparente, línea 3. (Modo TE).

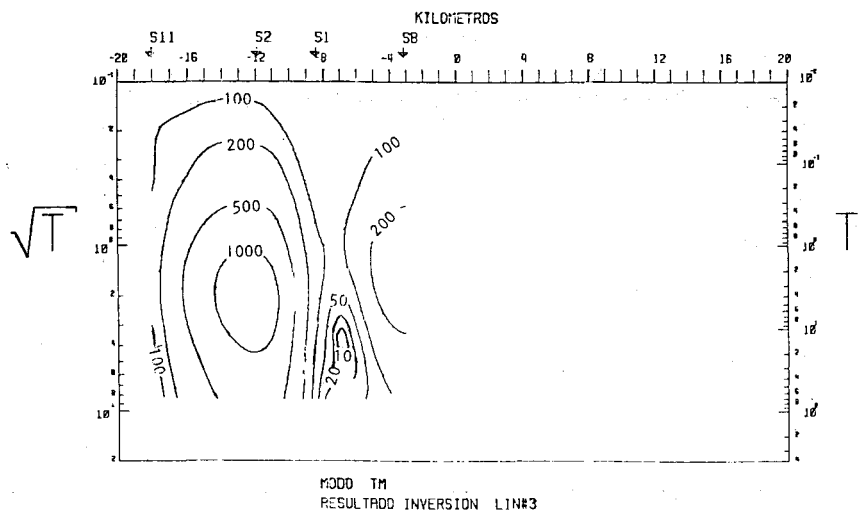
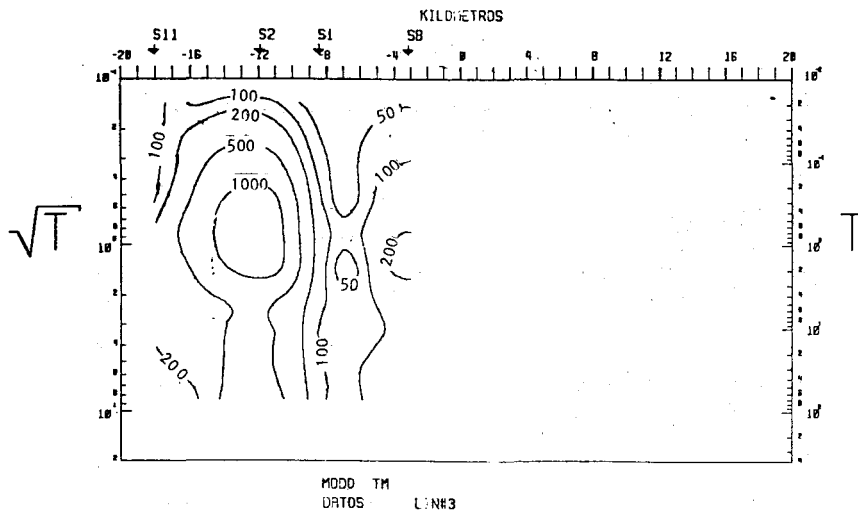
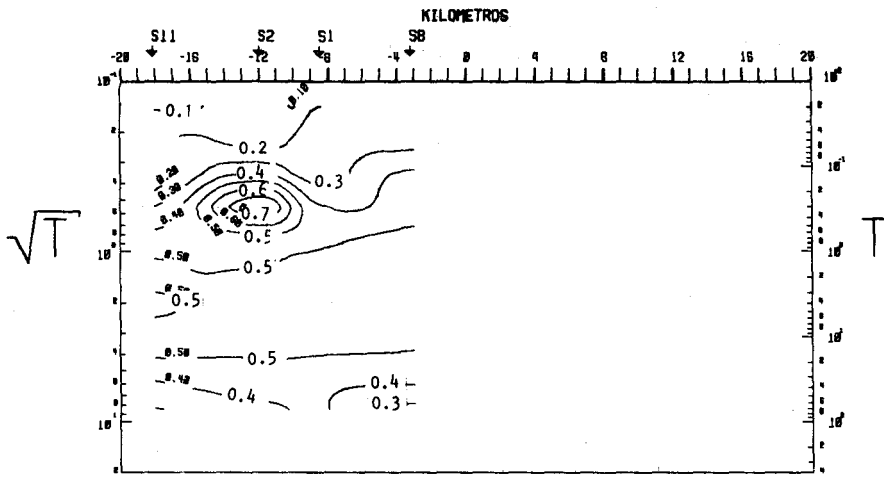
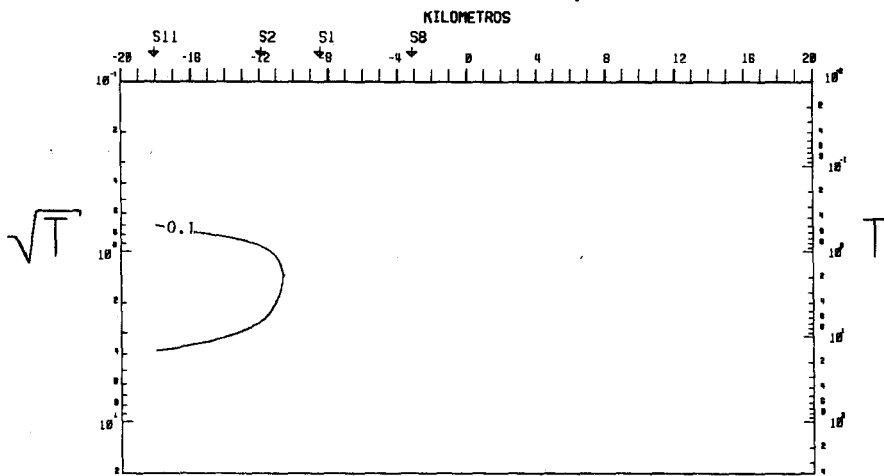


Fig. 31. Perfiles de isoresistividad aparente, línea 3. (Modo TM).

les de las seudosecciones de datos están bastante bien reflejados en las respuestas de los modelos. La figura 32 muestra los datos y la respuesta del modelo para el operador de inclinación. En esta figura la seudosección de datos muestra un alto bajo en el sondeo 2, al cual el modelo no es sensible.



DATOS LIN#3



RESULTADO INVERSION LIN#3

Fig. 32. Perfiles de iso-operador de inclinación, línea 3.

La figura 33 presenta el modelo final y su interpretación geológica, mostrando una sección virtualmente unidimensional. Puesto que esta línea es paralela al rumbo geológico de la zona, los anteriores resultados apoyan el carácter bidimensional del contacto entre los terrenos conductores de la planicie costera y los terrenos resistentes de la sierra, a lo largo de una línea NW-SE situada al oeste de S3 y al este de S6.

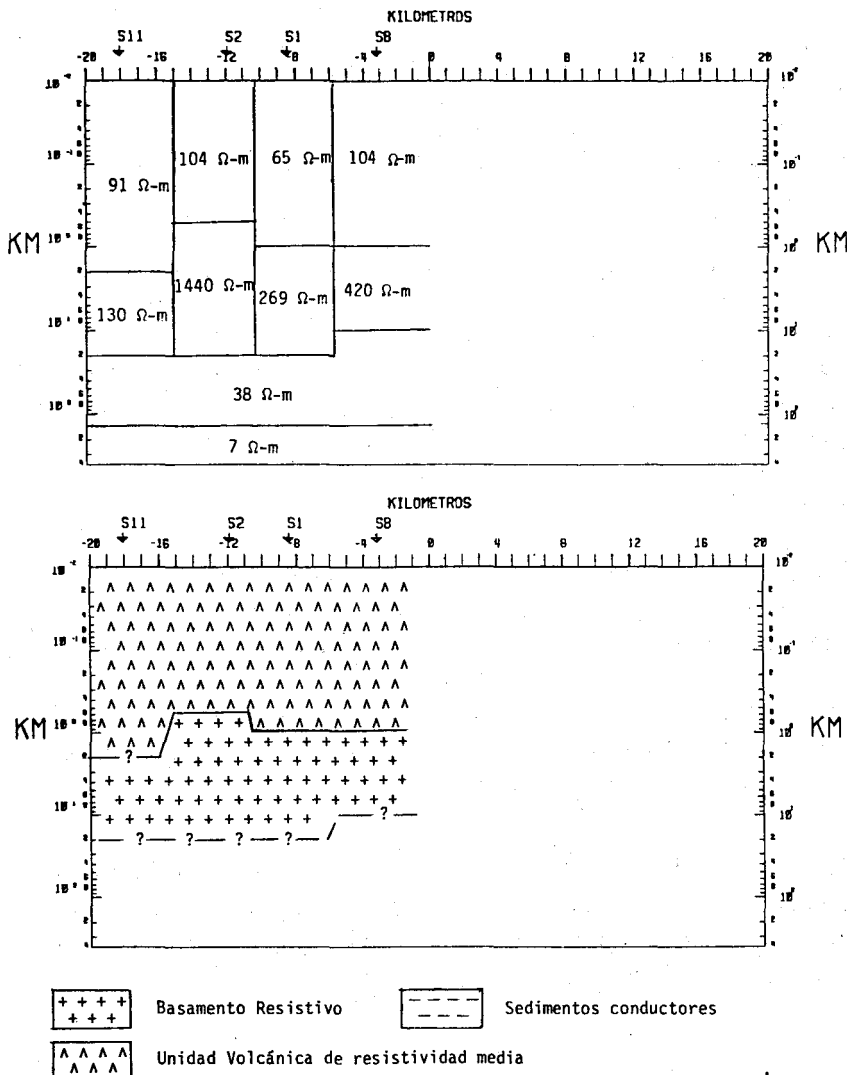


Fig. 33. Modelo final de resistividad, línea 3 y su interpretación geológica.

CONCLUSIONES

Por su cercanía a la ciudad de Culiacán y por su intensa actividad agrícola, el área ofrece dificultades serias para el MT, debido al alto nivel de ruido. A pesar de esto se ha logrado obtener una imagen bastante congruente de la estructura geoelectrica del lugar, por supuesto con las limitaciones impuestas por la calidad de los datos.

Se realizaron quince sondeos distribuidos a lo largo de dos líneas perpendiculares y una paralela al rumbo regional. La información magnetotélúrica es congruente con la gravimetría en cuanto a la presencia de un cuerpo tridimensional rodeado de fosas conductoras y cruzado diagonalmente por la línea 2.

Desde el punto de vista geológico los modelos finales obtenidos reflejan los grandes rasgos estructurales de la región, asociados a grandes contrastes de resistividad, cumpliendo con el objetivo fundamental de la interpretación. Ambas líneas, la #1 y la #2 reflejan la misma geología. Paquetes sedimentarios y volcánico-clásticos conductores al suroeste, y granito y volcánicos resistivos al noreste. La línea #2, como ya se discutió, cruza un cuerpo resistivo diagonalmente y vuelve a terrenos conductores en su extremo nororiental.

El interés de aplicar el MT en la exploración geotérmica, radica en su capacidad para detectar cuerpos conductores en ambientes resistivos. Para descartar la presencia de un conductor somero como el origen de la anomalía térmica en el Ejido de La Presita, se diseñó y corrió un modelo con estas características para la línea #2. Los resultados obtenidos comparados con el modelo final de esta línea y los datos de campo medidos, no apoyan la existencia de tal conductor.

Para la región de Agua Caliente de los Monzones, tanto la baja calidad de los datos del sondeo 14 y su comportamiento tridimensional, como su emplazamiento sobre un paquete sedimentario conductor, impiden cualquier conclusión acerca de un posible potencial geotérmico en la zona.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo económico recibido del Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE), de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), y del Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). Igualmente queremos agradecer la asesoría que recibimos de parte de H. F. Morrison, E. Mozley y K. Vozoff.

Agradecemos muy especialmente la participación e ideas aportadas por Rogelio Vázquez, Ricardo Fernández y Víctor Izquierdo, del grupo de Geofísica de Exploración del CICESE.

BIBLIOGRAFIA

- COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, 1980. Estudio Geológico del proyecto geotérmico de La Presita, Estado de Sinaloa. Informe 17-80.
- FABRIOL, H. y A. GONZALEZ, 1981. Calibración del sistema de adquisición y procesamiento de datos magnetotélúricos. Informe Técnico GEO81-01. CICESE.
- GARCIA, J., 1982. Levantamiento Gravimétrico e Interpretación de datos en la zona geotérmica de La Presita, Sin. Tesis de Maestría. CICESE.
- GARCIA, J., R. FERNANDEZ y R. VAZQUEZ, 1982. Estudio Gravimétrico en la zona geotérmica de La Presita, Culiacán, México. *Geof. Int.*, 22, 4, 345-388.
- GONZALEZ, A., 1982. Levantamiento Magnetotélúrico en la zona geotérmica de La Presita, Sin. Tesis de Maestría. CICESE.
- INSTITUTO DE GEOLOGIA (UNAM), 1978. Atlas Geológico del Estado de Sinaloa, Rafael Rodríguez Torres y Diego A. Córdoba. EDITORES.
- JUPP, D. L. B. and VOZOFF, K., 1975. Stable Iterative Methods for the inversion of Geophysical data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 42, 957-976.
- JUPP, D. L. B. and VOZOFF, K., 1977. Two-Dimensional magnetotelluric inversion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* Vol. 50, 333-352.
- LAM, H. L., F.W. JONES and R. D. HIBBS, 1982. The response of perturbation and induction arrows to a three-dimensional buried anomaly. *Geophysics*, Vol. 47, 51-59.

- LOPEZ RAMOS, E., 1981. Geología de México. Edición Escolar.
- MORRISON, H. F., K. H. LEE, G. OPPLIEGER and A. DEY, 1979. Magnetotelluric Studies in Grass Valley, Nevada. Reporte Interno LBL-8646. Berkeley, CA.
- PHILLIPS, R. P., 1964. Seismic Refraction Studies in the Gulf of California, in Marine Geology of the Gulf of California. A Symposium, *Am. Ass. of Petrol. Geol. Memoir 3*, 90-121.
- REDDY, I. K., D. RANKIN and R. J. PHILLIPS, 1977. Three-Dimensional Modelling in Magnetotelluric and Magnetic Variational Sounding. *Geophys. J. R. Astr. Soc. 51*, 313-326.
- ROMO, J. M., M. MARTINEZ, H. FABRIOL, R. VEGA, R. VAZQUEZ y R. FERNANDEZ, 1982. Captura y Procesado de Datos Magnetotelúricos. *Geofís. Intern.*, 21, 4, 377-402.
- ROMO, J. M., 1981. Desarrollo e implementación de programas para la captura y procesamiento de datos magnetotelúricos. Tesis de Maestría. CICESE.
- THATCHER, W. and J. N. BRUNE, 1973. Surface waves and crustal structures in the Gulf of California Region. *Seism. Soc. of Am. Bull.* 63, 5, 1689-1698.
- VOZOFF, K., 1972. The Magnetotelluric Method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*, 37, 1, 98-141.
- WANNAMAKER, P. E., S. H. WARD, G. W. HOHMANN and W. R. SILL, 1980. Magnetotelluric models of the Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah, Topical report DE-AC07-79ET27002, Dept. de Geología y Geofísica, Universidad de Utah, Salt Lake City, Utah, USA.