

MAGNETOTELLURIC STUDIES AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

W. M. Goubau and N. E. Goldstein

Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

and

J. Clarke

Department of Physics
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

INTRODUCTION

During three years of magnetotelluric surveying, we have acquired data at 26 sites distributed over 190 km² around the production area (Figure 1). The MT studies were undertaken to provide subsurface resistivity data to supplement the dipole-dipole and Schlumberger dc resistivity surveys conducted by LBL and CFE, respectively. In particular, we were hopeful that the MT technique would give us better information on basement depth and configuration than the other methods. As we shall see below, our results far exceeded this modest aspiration.

THE METHOD

The magnetotelluric method involves the determination of the surface impedance tensor $\underline{Z}(\omega)$ of the earth over a wide range of frequencies, typically 10⁻³ to 10² Hz. The signal is provided by naturally occurring electrical currents in the ionosphere and magnetosphere that create plane-wave electromagnetic radiation. The time-varying magnetic fields $\vec{H}(t)$ induce currents in the earth that give rise to horizontal electric fields $\vec{E}(t)$ whose components are related to the magnetic field through the impedance tensor $\underline{Z}(\omega)$ where,

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega), \quad (1)$$

and

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega). \quad (2)$$

$\vec{E}(\omega)$ and $\vec{H}(\omega)$ are the Fourier components of $\vec{E}(t)$ and $\vec{H}(t)$. To determine $\underline{Z}(\omega)$ experimentally, we use the remote reference technique (Gamble et al., 1979a, 1979b, 1980) In remote reference MT, one makes simultaneous magnetic measurements at a base and a reference station located several kilometers apart and cross-correlates $E(\omega)$ and $H(\omega)$ at the base station with the reference magnetic fields $R(\omega)$. Ignoring the dependence on ω for the sake of brevity, the impedance

tensor is determined by solving the two pairs of equations

$$\overline{E_x R_x^*} = Z_{xx} \overline{H_x R_x^*} + Z_{xy} \overline{H_y R_x^*}, \quad (3)$$

$$\overline{E_x R_y^*} = Z_{xx} \overline{H_x R_y^*} + Z_{xy} \overline{H_y R_y^*}, \quad (4)$$

and

$$\overline{E_y R_x^*} = Z_{yx} \overline{H_x R_x^*} + Z_{yy} \overline{H_y R_x^*}, \quad (5)$$

$$\overline{E_y R_y^*} = Z_{yx} \overline{H_x R_y^*} + Z_{yy} \overline{H_y R_y^*}, \quad (6)$$

where * denotes complex conjugate, and the bar denotes an average over data records and/or a narrow band of frequencies.

When the conductivity of the earth varies laterally, the incident electromagnetic fields also induce a vertical component of magnetic field $H_z(\omega)$ that is related to $\vec{H}(\omega)$ through the tipper $\vec{T}(\omega)$:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y. \quad (7)$$

The tipper is an extremely useful function for locating lateral discontinuities caused by faulting. In practice, we determine $\vec{T}$ with the remote reference method by solving the equations

$$\overline{H_z R_x^*} = T_x \overline{H_x R_x^*} + T_y \overline{H_y R_x^*}, \quad (8)$$

and

$$\overline{H_z R_y^*} = T_x \overline{H_x R_y^*} + T_y \overline{H_y R_y^*}. \quad (9)$$

EXPERIMENTAL PROCEDURE

To detect the magnetic fields, we use very sensitive ($\approx 10^{-5}$ nT/ $\sqrt{\text{Hz}}$) 3-component SQUID

magnetometers (Clarke et al., 1976). The horizontal components of the electric field are found by measuring the voltage between pairs of buried Cu-CuSO₄ electrodes, usually separated by 200 m. Signals from the remote reference magnetometers are telemetered via FM radio to the recording vehicle at the base station. All seven channels of signals (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z , R_x , R_y) are recorded digitally on a Gould 6000 data logger sampling at 1 Hz, thus preserving the longer period data for later analysis. Simultaneously, the shorter-period signals are band-pass filtered and analyzed directly in the field by means of an LSI-11 mini-computer. The computer permits us to carry out real-time processing of data in the 10⁻² to 40 Hz range. The in-field analysis provides estimates of the apparent resistivities

$$\rho_{ij} = 0.2 |Z_{ij}|^2 / f, i, j = x, y$$

tipper components T_x and T_y , as well as the variances of these estimates (ρ_{ij} in ohm-m and $f = \omega/2\pi$). This is a cost-efficient procedure because it substantially reduces post-field analysis costs while also giving an immediate indication of data quality.

In the LBL MT system, some post-field data processing is required. First, we process the Gould 6000 data for all sites. Then, we combine data for all frequencies and station locations to find a regional strike, defined as the direction in which the conductivity of the region spanned by the survey has the greatest invariance (Gamble et al., 1981). The regional strike may be determined in two ways: either from the tipper data, or from the impedance data. The tipper-derived regional strike, sometimes called the tipper strike, is the direction along which the quantity

$$A(\theta) = \sum_i W_i |T_x(\theta)|^2 \quad (10)$$

is a minimum. Here, the summation is over all frequencies and station locations, θ is the angle between the measurement coordinates and the strike, and W_i is a rotationally invariant weight given by

$$W_i = g(T) \sigma_i^{-2}(T). \quad (11)$$

In Equation 11, T is the period and σ_i is the variance in the estimate of $|T_x|$. The function $g(T)$ turns out to be a relatively unimportant factor that we introduced to weigh the value of T_x by the electromagnetic wave penetration depth in the earth at period T . We have found essentially no difference in the strike determination using the three different factors $g(T) = 1$, $T^{1/2}$, and $T^{3/2}$. The tipper strike angle θ_T is given by

$$\theta_T = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{2 \sum_i \text{Real}(T_{xi} T_{yi}^*) W_i}{\sum_i (|T_{xi}|^2 - |T_{yi}|^2) W_i} \quad (12)$$

To find the impedance strike angle θ_Z , we minimize

$$B(\theta_Z) = \sum_i W_i (|Z_{xxi}|^2 + |Z_{yyi}|^2), \quad (13)$$

$$W_i = g(T) [\sigma_i^2(Z_{xx}) + \sigma_i^2(Z_{yy})]^{-1}. \quad (14)$$

The impedance strike angle θ_Z is given by

$$\theta_Z = \frac{1}{4} \tan^{-1} \frac{2 \sum_i \text{Real}(Z_{xyi} + Z_{yx i})(Z_{yyi}^* - Z_{xx i}^*) W_i}{\sum_i (|Z_{xyi} + Z_{yx i}|^2 - |Z_{yyi} - Z_{xx i}|^2) W_i} \quad (15)$$

Equation (15) yields the minimum for $B(\theta_Z)$ in the range $-\pi/2$ to $\pi/2$. To obtain a unique strike, we choose the angle that lies within 45° of θ_T . If the conductivity of the earth has significant three dimensional structures, θ_T and θ_Z will, in general, be different. However, of the two angles, θ_Z tends to agree better with the geologic regional strike defined by mountain ranges and dominant faults. Therefore, in presenting our MT data, we usually choose a coordinate system with one axis defined by the impedance strike. All our results are presented in a right-handed coordinate system with +z down and +x along the strike.

RESULTS

At Cerro Prieto, we were able to establish a relatively well-defined strike of N27W $\pm$ 1.5° (magnetic). Not surprisingly, this direction is very close to the geologic grain defined by traces of the major strike-slip faults (Cerro Prieto and Imperial) and by the range-bounding Cucapá fault. Because the earth around the geothermal field is not strictly two-dimensional, the tipper relationship (Equation 7) becomes a useful means for mapping important, local 3-D effects.

As noted elsewhere (Gamble et al., 1979c, Gamble et al., 1980) the data along Line D-D' were strongly two-dimensional in character. After several forward modeling iterations to fit the MT data, supported by the dc dipole-dipole interpretation (Wilt et al., 1980), we developed the subsurface resistivity model shown in Figure 2. From the left side of the figure, the first three vertical boundaries correspond respectively to traces of the Cucapá, Cerro Prieto, and Michoacán faults. The fourth vertical boundary is a somewhat artificial boundary that we had to introduce to fit the data. We now believe it to represent a hydrological effect, possibly the influx of cooler, less saline Colorado River water from the east. It is doubtful that this feature extends as deeply as shown in our model.

Between the Cucapá Mountains and the Cerro Prieto volcano, we see a deep basin confirmed by gravity and seismic reflection and interpreted

to contain marine and pro-delta sediments overlying possible volcanic rocks at a depth of 2 km. Beneath the Cerro Prieto volcano, we observe a zone of relatively resistive rocks (3 ohm-m) at shallow depth which correlates with a local gravity maximum. We believe that both the enhanced resistivity and density are caused by a combination of hydrothermally altered sediments (Elders et al., 1979a and 1979b) and relatively shallow basement rocks, the latter intersected by well M-96 near Station 4 (Prián, 1979). Drill hole and seismic data near this line show generally lower temperature rocks (150°C at 2700m) and a basement high (<2500 depth to basement).

A detailed, numerical, two-dimensional interpretation did not seem to be warranted for Line E-E' which passes over the main production area. Tipper results at stations along this line indicated major inhomogeneities lying outside the vertical plane defined by the line of stations. Unable to perform a rigorous 3-D numerical interpretation of the data, Gamble et al. (1980) inductively derived a resistivity model consistent with general features of the data. Viewed along Line E-E' (Figure 3), the model bears a close resemblance to the two dimensional model of Line D-D'. However, parallel to regional strike, along Line F-F', they envisioned a narrow resistive zone (10 ohm-m), striking north-south, with its apex several hundred meters beneath the power plant, plunging southward at a shallow angle (Figure 4). Although their interpretation was considered at first to be speculative, the model was substantiated by drill hole geology and resistivity logs (S. Halfman, 1981, personal communication). For example, the dashed curve in Figure 5 is the resistive body obtained by Gamble replotted and shown in relation to the A/B contact. This contact, somewhat gradational in nature, is accepted as the boundary between unconsolidated deltaic sediments (Unit A) and consolidated ones (Unit B); the latter boundary is now recognized to be the top of the zone of hydrothermal metamorphism (Elders et al., 1979a and 1979b). The resistive zone is also aligned roughly with the axis of a large self-potential anomaly (Corwin et al., 1980) that may be caused by a combination of thermal and fluid flow effects.

Having thus established an interest for tracing this plunging zone to the south, we added a number of new stations in 1980, including the stations along Line G-G' (Figure 1). Figure 6 is an apparent resistivity pseudosection along G-G' where the data are rotated to represent the condition of the electric field parallel to regional strike, approximately perpendicular to the figure. The pseudosection in Figure 7 is for the same data with the electric field perpendicular to the regional strike. In many respects, these two pseudosections share qualitative similarities to data taken on the other NE-SW lines. The apparent differences in the two pseudosections is typical of areas with complex resistivity structures.

On Line G-G' we see clearly the effect of the surface conductor in the area of the thermal manifestations, near the Laguna Volcano (Stations

18 and 20). We also observe a pronounced vertical boundary near Station 23, 2 km SE of Nuevo León. In their Schlumberger resistivity survey, Razo et al. (1980) observed the same discontinuity and ascribed it to a NW-SE striking fault. Although we have no other evidence for a fault in this direction, Line G-G' does cross the trace of the NE-SW Delta fault in this area. However, it may not be necessary to invoke a fault boundary to explain the discontinuity. Perhaps these data may indicate a hydrologic boundary characterized by a wedge of cooler Colorado River delta water encroaching from the east-north-east. The shape of the ρ_{yx} contours at long period at Stations 23 and 25 suggest that a hotter, more conductive zone may occur at depth, either within the relatively cool delta waters or below them.

To complement the apparent resistivity pseudosections, Figures 8 and 9 show the tipper amplitudes T_y and T_x . T_y is proportional to the inclination of the total magnetic field vector perpendicular to geologic strike; T_x is the corresponding function parallel to geologic strike. The large values of T_y at Station 21 (Figure 8) are caused by the contrast between the resistive Cucapá Mountains and the conductive sediments. This effect has been observed on all lines. The anomalously large tipper at 1 Hz beneath Stations 18 and 22 (Figure 9) may be caused by the plunging resistive zone postulated by Gamble et al. (1979c), and confirmed by later drilling results. If the region around Line G-G' were nearly two-dimensional, the tipper component T_x (Figure 9) should be nearly zero at all frequencies. In fact, it is not, thereby indicating a northeast-southwest trending inhomogeneity near the line. We note that high tipper values run across the entire line of stations. This suggests a fairly continuous structure, possible shallow basement (as found in Well S-262) or more resistive sediments extending from Line G-G' southward.

In Figures 10 and 11, the tippers T_x and T_y are presented in plan view for $f = 1$ Hz. We observe immediately the regional geological/hydrological complexity at a depth of 500 to 1000 m, the approximate depth of penetration of 1 Hz electromagnetic waves. T_y (Figure 10) is sensitive to resistivity features parallel to regional strike: the Cucapá range (A); a thick, conductive basin (B); the resistive zone enclosing the reservoir (C); and a complex effect reflecting the encroachment of colder Colorado River waters in a very thick sedimentary pile (D). The cause of the large value of T_y at Station 23 is not yet known.

T_x (Figure 11) brings out the three-dimensional complexities. The maximum in the center is caused by the hydrothermal alteration zone coming close to the surface. The high values running along Line G-G' could represent a boundary, either shallower basement or waters of different composition and temperature. Whether this represents a boundary for the reservoir is a particularly important matter that deserves further consideration.

Finally, Figure 12 shows a preliminary

interpretation of the data spanning the 12 km interval between Stations 18 and 25 (Line G-G'). Here, we have fitted the ρ_{xy} (E vector parallel-to-strike component) reasonably well around the contact (probably a gradational effect) near Station 23. The simple model shown in the insert suggests a lateral discontinuity in the vicinity of Nuevo León. This model compares very well to the observed data shown in Figure 6. However, the model does not fit well to the ρ_{yx} data set (Figure 7), indicating that the actual subsurface resistivity picture is more complex than shown.

CONCLUSIONS

The MT method has provided us with a great deal of information, some of which is supported by other geophysical techniques and drill hole results. Some of the MT data which bear on possible boundaries of the geothermal resource are more speculative at this time. However, these results are an adequate first approximation to reservoir dimensions where exploratory wells have yet to be drilled.

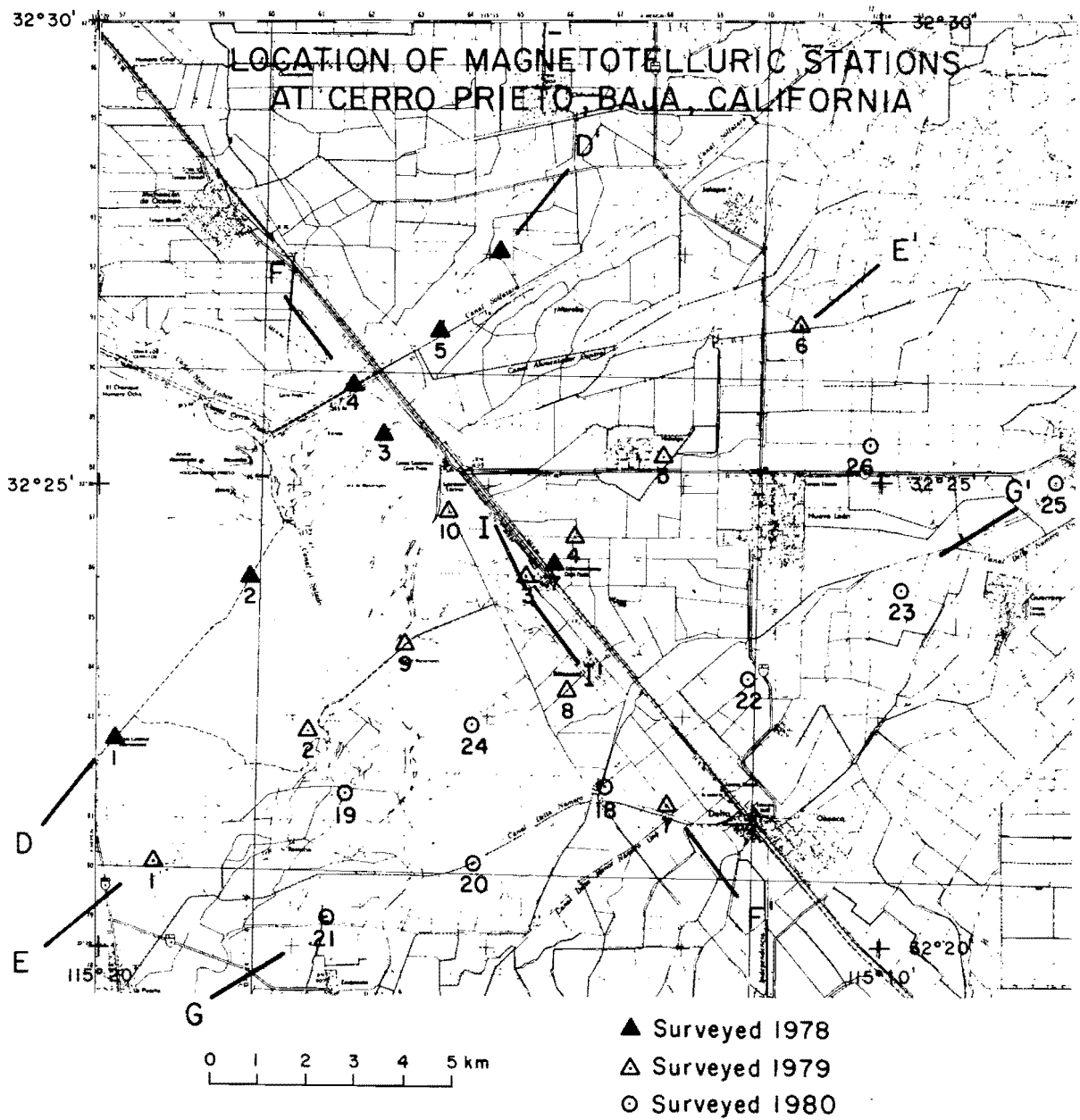
ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Geothermal and Hydropower Technologies Division of the U.S. Department of Energy under Contract Number DE-AC03-76SF00098.

The authors would like to thank Michael Wilt for his help in modeling the MT data for Line G-G', Robert Miracky for his assistance in data acquisition and processing; and the scientific staff of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto for their assistance and support of the field survey.

REFERENCES

- Clarke, J., Goubau, W.M., and Ketchen, M.B., 1976, "Tunnel Junction dc SQUID: Fabrication, Operation and Performance", *J. Low Temp. Phys.*, V.25, pp.99-144.
- Corwin, R.F., Morrison, H.F., Diaz C., S., and Rodríguez B., J., 1980, "Self-potential Studies at the Cerro Prieto Geothermal Field", *Geothermics*, V.9, pp.39-47.
- Elders, W.A., Hoagland, J.R., McDowell, S.D., and Cabo R., J.M., 1979a, "Hydrothermal Mineral Zones in the Geothermal Reservoir of Cerro Prieto", *Geothermics*, V.8, pp.201-210.
- Elders, W.A., Hoagland, J.R., and Williams, A.E., 1979b, "Distribution of Hydrothermal Mineral Zones in the Cerro Prieto Geothermal Field of Baja California, Mexico", in *Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México, (Mexicali)* pp.57-69.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., and Clarke, J., 1979a, "Magnetotellurics with a Remote Magnetic Reference", *Geophysics*, V.44, pp.53-68.
- _____, 1979b, "Error Analysis for Remote Reference Magnetotellurics", *Geophysics*, V.44, pp.959-968.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Goldstein, N.E., Miracky, R., Stark, M., and Clarke, J., 1979c, "Magnetotelluric Studies at Cerro Prieto", in *Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México, (Mexicali)* pp.405-413.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Goldstein, N.E., and Clarke, J., 1980, "Reference Magnetotellurics at Cerro Prieto", *Geothermics*, V.9, pp.49-63.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Miracky, R., and Clarke, J., 1981, "Magnetotelluric Regional Strike", Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory Report No. LBL-10846. Submitted to *Geophysics*.
- Lyons, D.J. and van de Kamp, P.C., 1979, "Subsurface Geological and Geophysical Study of the Cerro Prieto Geothermal Field", in *Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Comisión Federal de Electricidad, Mexicali*, pp. 173-198.
- Prián C., R., 1979, Development Possibilities at the Cerro Prieto Geothermal Area, Baja California Norte", in *Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Comisión Federal de Electricidad, Mexicali*, pp.146-161.
- Puente, C., I., and A. de la Peña L., 1979 "Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field," *Geothermics*, V. 8, No. 3/4, pp. 155-176.
- Razo M., A., Arellano G., F., and Fonseca L., H., 1980, "CFE Resistivity Studies at Cerro Prieto", *Geothermics*, V.9, pp.7-11.
- Wilt, M.J., Goldstein, N.E., and Razo M., A., 1980, "LBL Resistivity Studies at Cerro Prieto", *Geothermics*, v.9, pp. 15-26.



XBL 819-7260

Figure 1. Location of Magnetotelluric Stations at Cerro Prieto, Baja California.

Figura 1. Ubicación de las estaciones magnetotelúricas en Cerro Prieto.

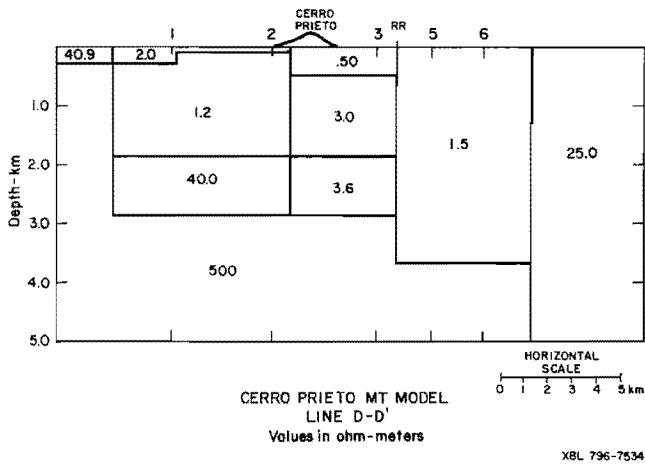


Figure 2. Two-dimensional resistivity model along line D-D' derived from magnetotelluric data. Values in ohm-meters.

Figura 2: Modelo de resistividad tridimensional a lo largo de la Línea D-D' derivado de los datos magnetotélúricos. Valores dados en ohm-m.

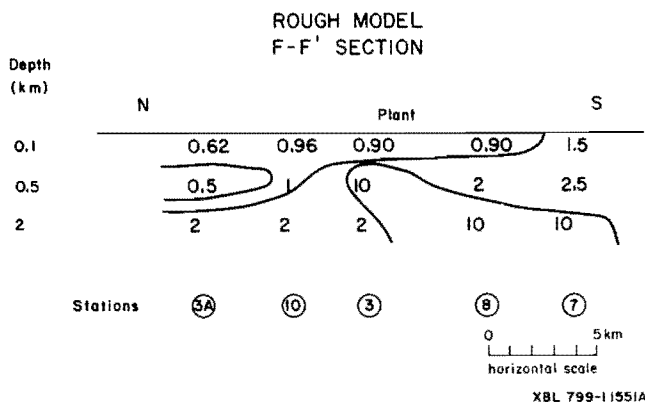


Figure 4. Approximate subsurface model inferred from magnetotelluric data along line F-F'. Values in ohm-meters.

Figura 4: Modelo aproximado del subsuelo inferido de datos magnetotélúricos a lo largo de la Línea F-F'. Valores dados en ohm-m.

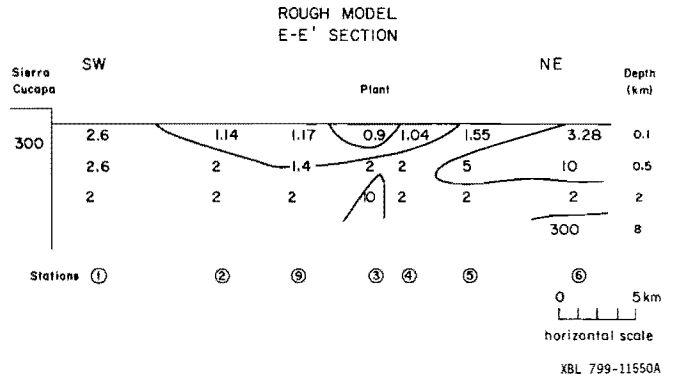


Figure 3. Approximate subsurface model inferred from magnetotelluric data along line E-E'. Values in ohm-meters.

Figura 3: Modelo aproximado del subsuelo inferido de datos magnetotélúricos a lo largo de la Línea E-E'. Valores dados en ohm-m.

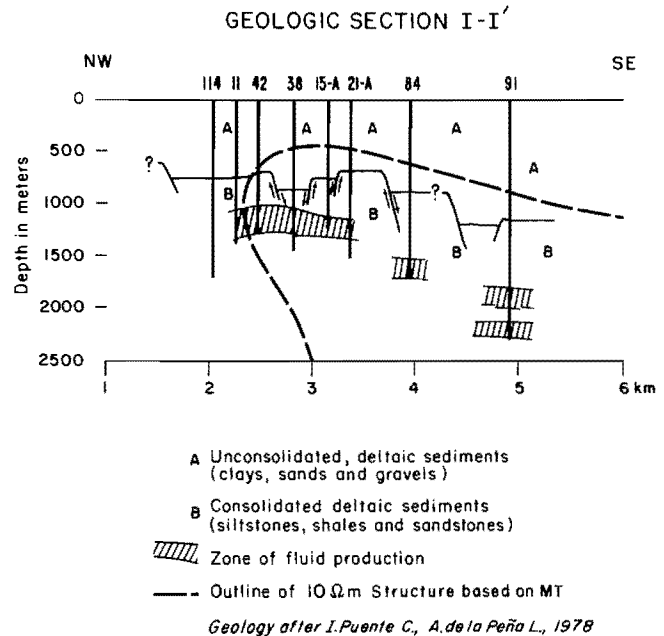
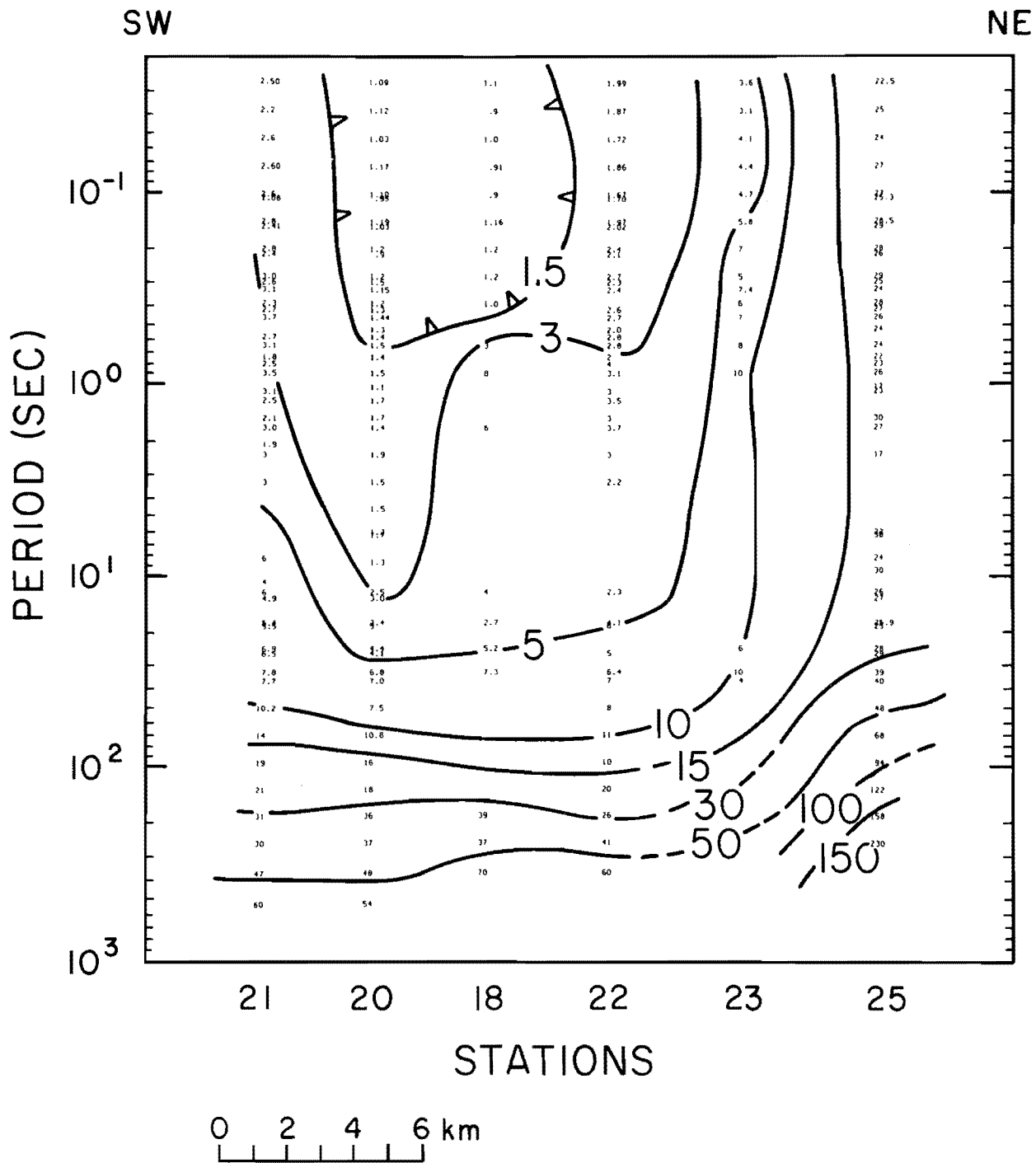


Figure 5. Outline of the 10 ohm-m structure of Figure 4 plotted in relation to the A/B contact. The geologic section I-I' is from Puente C., I., and de la Peña L., A., 1978.

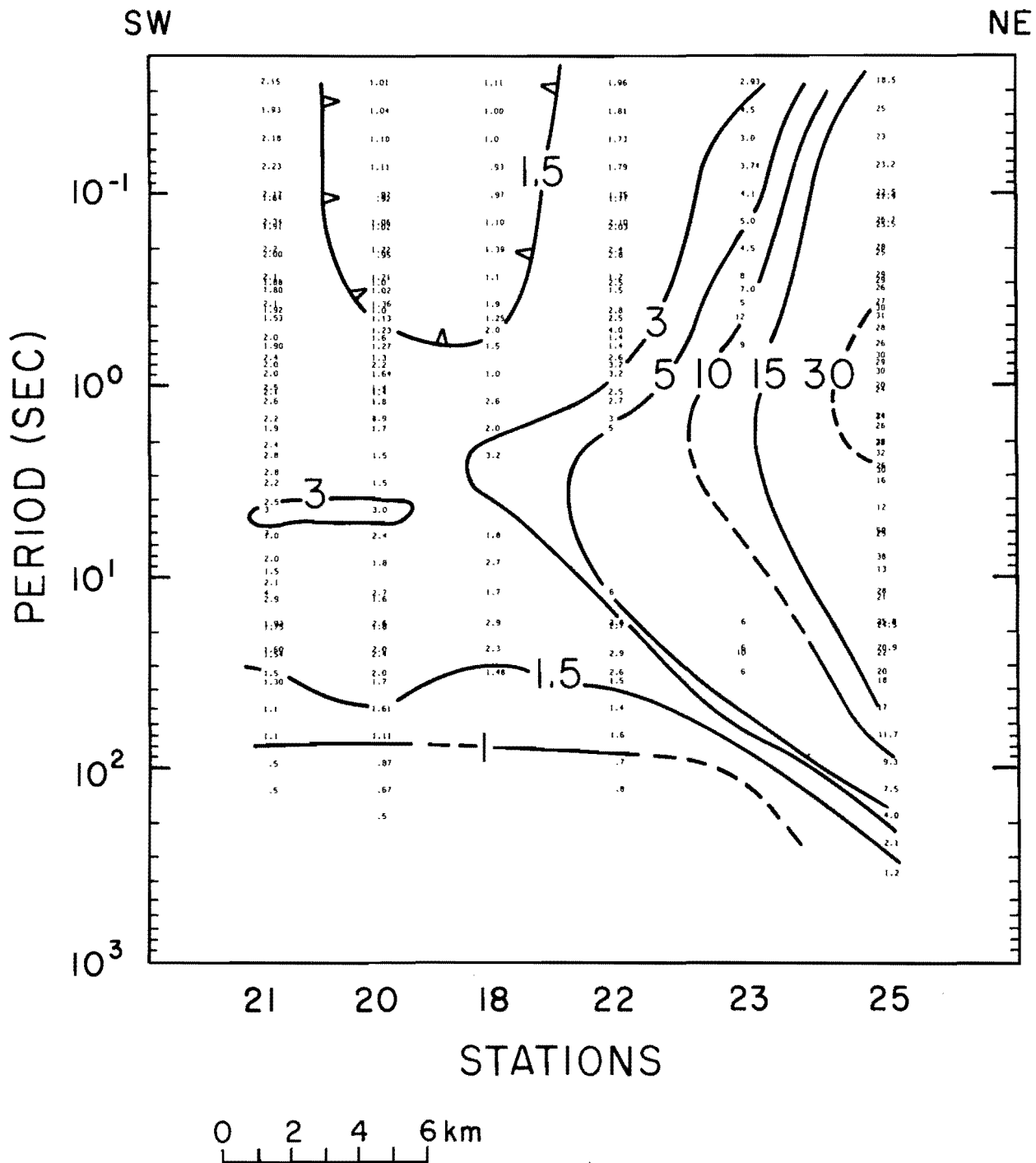
Figura 5: Contorno de la estructura de 10 ohm-m de la Figura 4 trazada en relación al contacto A/B. La sección geológica I-I' es de Puente, y de la Peña, 1978.



XBL 8011-2996

Figure 6. Apparent resistivity pseudosection along line G-G'. Electric field parallel to regional strike, which is approximately perpendicular to the figure. Values in ohm-m.

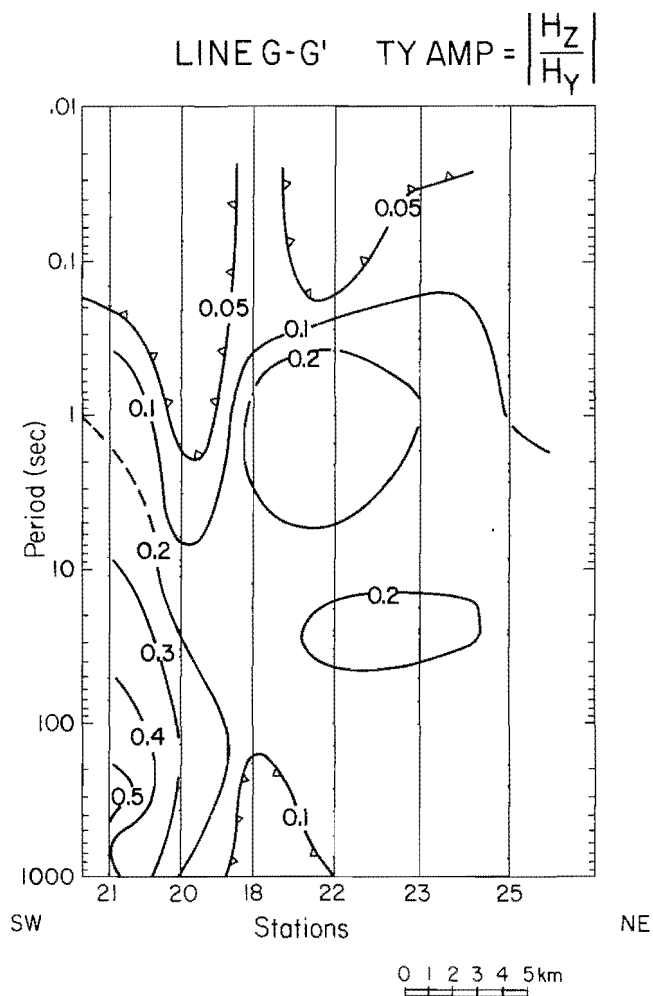
Figura 6. Seudosección de resistividad aparente a lo largo de la Línea G-G'. El campo eléctrico es paralelo al rumbo regional, que es aproximadamente perpendicular a la figura. Valores en ohm-m.



XBL 8011-2995

Figure 7. Apparent resistivity pseudosection along line G-G'. Electric field perpendicular to regional strike, or approximately in the plane of the section. Values in ohm-m.

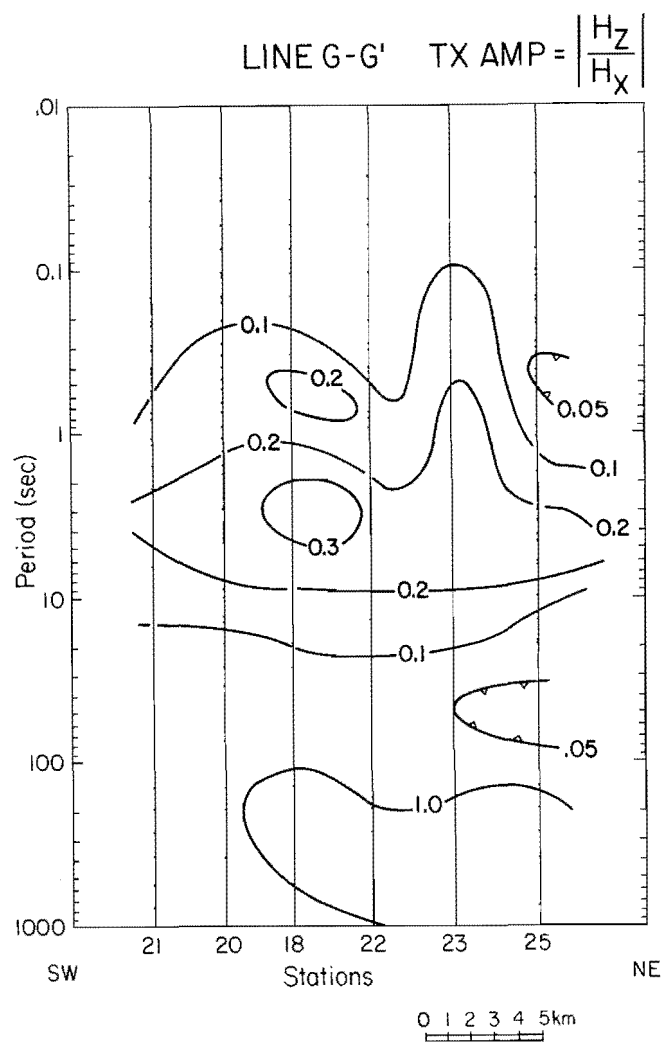
Figura 7. Seudosección de resistividad aparente a lo largo de la Línea G-G'. El campo eléctrico es perpendicular al rumbo regional o aproximadamente en el plano de la sección. Valores dados en ohm-m.



XBL 813-2737

Figure 8. Tipper amplitude, T_y , along line G-G'. Horizontal magnetic field, H_y , is approximately parallel to line G-G' and H_z is the vertical component.

Figura 8: Amplitud de tipper, T_y , a lo largo de la Línea G-G'. El campo magnético horizontal, H_y , es aproximadamente paralelo a la Línea G-G', y H_z es la componente vertical.



XBL 813-2738

Figure 9. Tipper amplitude, T_x , along line G-G'. Horizontal magnetic field, H_x , is approximately perpendicular to the section and H_z is the vertical component.

Figura 9. Amplitud de tipper, T_x , a lo largo de la Línea G-G'. El campo magnético horizontal, H_x , es aproximadamente perpendicular a la sección, y H_z es la componente vertical.

32°10' +

+ 32°10'

Tipper Magnitude (T_y) at 1 Hz Magnetic Vector Aligned Perpendicular to Geologic Grain

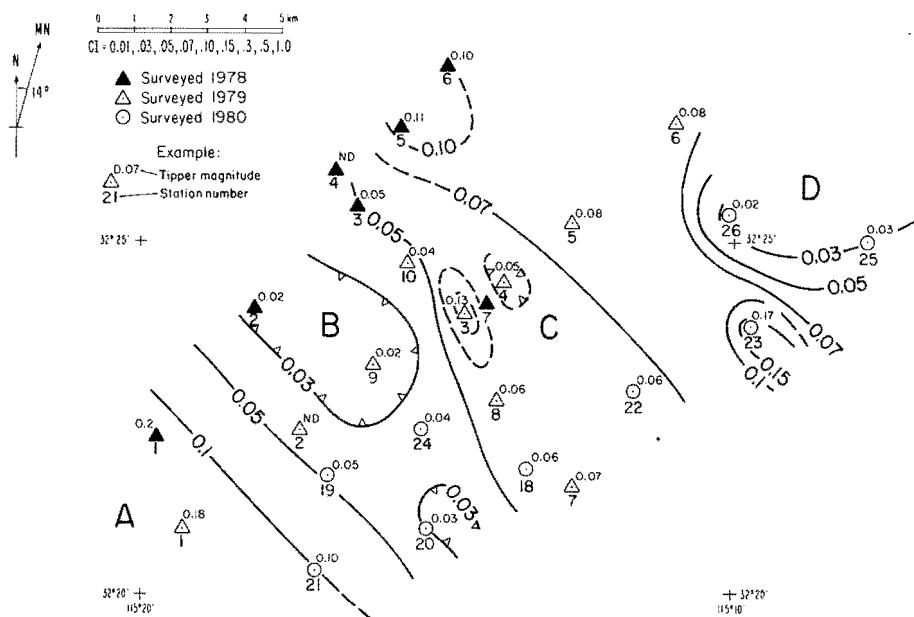
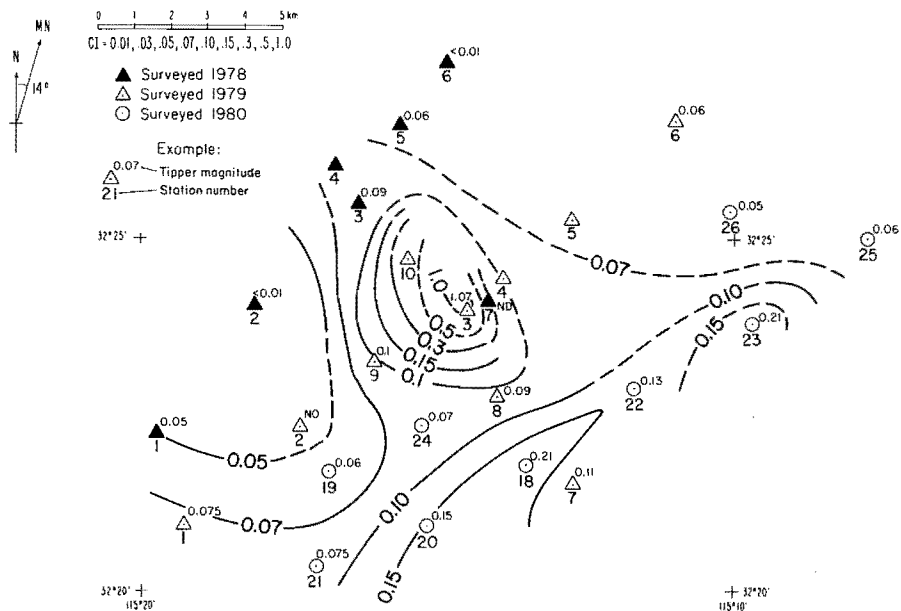


Figure 10. Map of the tipper amplitude, T_y , at 1 Hz over the area of the geothermal field. The magnetic vector is aligned perpendicular to geologic grain, or in a northeast-southwest direction. T_y is sensitive to the resistive rocks of the Cucupá Range (A), an elongate, deep sedimentary basin (B), the resistive dome of the reservoir apex (C) and the encroachment of colder, less saline water from the Colorado River (D).

Figura 10. Mapa de la amplitud de tipper, T_y , a 1 Hz en el área del campo geotérmico. El vector magnético está alineado perpendicularmente al grano geológico, o en una dirección noreste-sudoeste. Cucupá (A), una cuenca sedimentaria elongada y profunda (B), el domo resistivo del ápice del yacimiento (C), y la invasión de las aguas del Río Colorado, más fría y menos salinas (D).

Tipper Magnitude (TX) at 1 Hz Magnetic Vector Aligned Parallel to Geologic Grain



XBL 819-7263

Figure 11. Map of the tipper amplitude, T_x , at 1 Hz over the area of the geothermal field. The magnetic vector is aligned parallel to geologic grain, or in a northwest-southeast direction.

Figura 11. Mapa de la amplitud de tipper, T_x , a 1 Hz en el área del campo geotérmico. El vector magnético está alineado paralelo al grano geológico o en una dirección noroeste-sudeste.

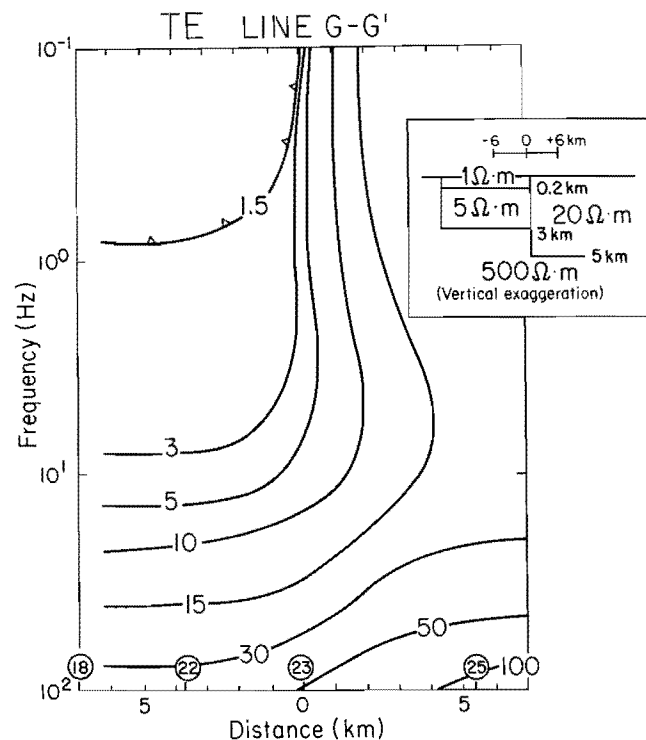


Figure 12. Preliminary interpretation of data along line G-G' based on the electric field parallel to strike component. The modeled results shown here may be compared to the observed data shown in Figure 6. Values in ohm-meters.

Figura 12: Interpretación preliminar de los datos a lo largo de la Línea G-G' basada en el campo eléctrico paralelo a la componente de rumbo. Los resultados modelados mostrados aquí pueden compararse con los datos observados que se muestran en la Figura 6. Valores dados en ohm-m.

XBL 819-7261

ESTUDIOS MAGNETOTELURICOS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

INTRODUCCION

Durante tres años de levantamiento magnetotélurico (MT), hemos registrado datos en 26 estaciones distribuidas sobre 190 km² alrededor de la zona de producción (Figura 1). Los estudios MT se efectuaron para obtener datos de resistividad del subsuelo con el objeto de suplementar los levantamientos de resistividad dipolo-dipolo y Schlumberger (cc) efectuados por LBL y CFE respectivamente. En particular, esperábamos que la técnica MT nos daría mejor información que los otros métodos acerca de la profundidad y configuración del basamento. Como veremos más abajo, nuestros resultados excedieron considerablemente esta modesta aspiración.

METODOLOGIA

El método magnetotélurico involucra la determinación del tensor de impedancia de la superficie de la tierra $\underline{Z}(\omega)$ sobre un ancho intervalo de frecuencias, típicamente 10^{-3} a 10^2 Hz. La señal es causada por corrientes eléctricas naturales en la ionosfera y magnetosfera, que crean radiación electromagnética en forma de ondas planas. Las variaciones del campo magnético con el tiempo $\vec{H}(t)$ inducen corrientes en la tierra que dan origen a campos eléctricos horizontales $\vec{E}(t)$ cuyos componentes están relacionados con el campo magnético a través del tensor de impedancia $\underline{Z}(\omega)$, donde

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega), \quad (1)$$

y

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega). \quad (2)$$

$\vec{E}(\omega)$ y $\vec{H}(\omega)$ son los componentes Fourier de $\vec{E}(t)$ y $\vec{H}(t)$. Para determinar $\underline{Z}(\omega)$ experimentalmente, utilizamos la técnica de referencia remota (Gamble et al., 1979a, 1979b, 1980). En MT de referencia remota se hacen mediciones magnéticas simultáneas en la base y en una estación de referencia ubicada a varios kilómetros de distancia y se correlacionan $E(\omega)$ y $H(\omega)$ de la estación base con los campos magnéticos de referencia $R(\omega)$. Ignorando la dependencia de ω para ser breve, el tensor de impedancia se determina resolviendo los dos pares de ecuaciones

$$\overline{E_x R^*} = Z_{xx} \overline{H_x R^*} + Z_{xy} \overline{H_y R^*}, \quad (3)$$

$$\overline{E_y R^*} = Z_{yx} \overline{H_x R^*} + Z_{yy} \overline{H_y R^*}, \quad (4)$$

y

$$\overline{E_x R^*} = Z_{yx} \overline{H_x R^*} + Z_{yy} \overline{H_y R^*}, \quad (5)$$

$$\overline{E_y R^*} = Z_{yx} \overline{H_x R^*} + Z_{yy} \overline{H_y R^*}, \quad (6)$$

donde * denota complejo conjugado y la barra denota un promedio sobre registros de datos y/o una banda angosta de frecuencias.

Cuando la conductividad de la tierra varía lateralmente, los campos electromagnéticos incidentes también inducen una componente vertical de campo magnético $H_z(\omega)$ que se relaciona con $\vec{H}(\omega)$ a través del tipper $\vec{T}(\omega)$:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (7)$$

El tipper es una función extremadamente útil para localizar discontinuidades laterales ocasionadas por fallas. En la práctica, determinamos $\vec{T}$ con el método de referencia remota resolviendo las ecuaciones

$$\overline{H_x R^*} = T_x \overline{H_x R^*} + T_y \overline{H_y R^*} \quad (8)$$

y

$$\overline{H_y R^*} = T_x \overline{H_x R^*} + T_y \overline{H_y R^*} \quad (9)$$

Procedimiento Experimental

Para detectar los campos magnéticos, utilizamos magnetómetros SQUID de 3 componentes muy sensibles ($\approx 10^{-5}$ nT/ $\sqrt{\text{Hz}}$) (Clarke et al., 1976). Las componentes horizontales del campo eléctrico se obtienen midiendo el voltaje entre pares de electrodos de Cu - CuSO₄ enterrados, generalmente con una separación de 200 m. Las señales de los magnetómetros de referencia remota se transmiten vía radio FM al vehículo registrador de la estación base. Los siete canales de señales (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z , R_x , R_y) se grabaron digitalmente en un registrador de datos Gould 6000 muestreando a 1 Hz, preservando de este modo los datos con períodos más largos para análisis posteriores. Simultáneamente, las señales de período corto se filtran con pasabandas y se analizan directamente en el campo por medio de un mini-computador LSI-11. El computador nos permite llevar a cabo procesamiento de datos en tiempo real en el intervalo de frecuencias de 10^{-2} a 40 Hz. El análisis en el campo provee estimaciones de las resistividades aparentes

$$\rho_{ij} = 0.2 |Z_{ij}|^2 / f, \quad i, j = x, y$$

de las componentes del tipper T_x y T_y , así como las varianzas de estas estimaciones (ρ_{ij} en ohm-m y $f = \omega/2\pi$). Este es un procedimiento eficiente en cuanto a costo porque reduce sustancialmente los costos de análisis posteriores mientras que proporciona también una indicación inmediata de la calidad de los datos.

En el sistema de LBL se requiere algún procesamiento posterior de datos. Primero, procesamos los datos registrados con el Gould 6000 para todos las estaciones. Luego, combinamos datos pa-

ra todas las frecuencias y localizaciones de estación para encontrar un rumbo regional, definido como la dirección en la cual la conductividad de la región cubierta por el relevamiento tiene la mayor invariancia (Gamble et al., 1981). El rumbo regional puede determinarse de dos maneras: o de los datos del tipper o de los datos de impedancia. El rumbo regional derivado del tipper, llamado algunas veces el rumbo de tipper, es la dirección a lo largo de la cual la cantidad

$$A(\theta) = \sum_i W_i |T_x(\theta)|^2 \quad (10)$$

es un mínimo. Aquí, la sumatoria es sobre todas las funciones y localizaciones de estación, θ es el ángulo entre las coordenadas de medición y el rumbo, y W_i es un peso rotacionalmente invariante dado por

$$W_i = g(T) \sigma_i^{-2}(T) \quad (11)$$

En la ecuación 11, T es el período y σ_i es la varianza en la estimación de $|T_x|$. La función $g(T)$ resulta ser un factor de relativamente poca importancia que introdujimos para pesar el valor de T_x por la profundidad de penetración de onda electromagnética en la tierra a períodos T . Esencialmente no hemos encontrado diferencia en la determinación del rumbo utilizando tres factores diferentes: $g(T) = 1$, $T^{1/2}$ y $T^{3/2}$. El ángulo del rumbo de tipper θ_T está dado por

$$\theta_T = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{\sum_i \text{Real}(T_{xi} T_{yi}^*) W_i}{\sum_i (|T_{xi}|^2 - |T_{yi}|^2) W_i} \quad (12)$$

Para encontrar el ángulo del rumbo de impedancia θ_Z , minimizamos

$$B(\theta_Z) = \sum_i W_i (|Z_{xxi}|^2 + |Z_{yyi}|^2), \quad (13)$$

$$W_i = g(T) [\sigma_i^2(Z_{xx}) + \sigma_i^2(Z_{yy})]^{-1} \quad (14)$$

El ángulo de rumbo de la impedancia θ_Z está dado por

$$\theta_Z = \frac{1}{4} \tan^{-1} \frac{\sum_i \text{Real}(Z_{xyi} + Z_{yx i})(Z_{yyi}^* - Z_{xxi}^*) W_i}{\sum_i |Z_{xyi} + Z_{yx i}|^2 - |Z_{yyi} - Z_{xxi}|^2 W_i} \quad (15)$$

La ecuación (15) da el mínimo para $B(\theta_Z)$ en el intervalo $-\pi/2$ a $\pi/2$. Para obtener un rumbo único, elegimos el ángulo que difiere en menos de 45° de θ_T . Si la conductividad de la tierra tiene estructuras tridimensionales significativas, θ_T y

θ_Z serán, en general, diferentes. Sin embargo, de los dos ángulos, θ_Z tiende a concordar mejor con el rumbo geológico regional definido por cadenas de montañas y fallas dominantes. Por consiguiente, al presentar nuestros datos de MT, generalmente elegimos un sistema de coordenadas con un eje definido por el rumbo de la impedancia. Todos nuestros resultados se presentan en un sistema coordinado de mano derecha con $+z$ hacia abajo y $+x$ a lo largo del rumbo.

Resultados

En Cerro Prieto pudimos establecer un rumbo relativamente bien definido de $N27W \pm 1.5^\circ$ (magnético). No sorprende que esta dirección sea muy cercana al grano geológico definido por trazas de las mayores fallas de desplazamiento de rumbo (Cerro Prieto e Imperial) y por la falla de Cucapá que limita la sierra. Esta coincidencia sugiere que estas fallas (de cierta forma) ayudan a establecer tanto la estructura del basamento como el régimen hidrogeológico. Dado que el subsuelo alrededor del campo geotérmico no es estrictamente bidimensional, la relación del tipper (Ecuación 7) se transforma en una herramienta útil para indicar importantes efectos tridimensionales locales.

Como se indicó en otras publicaciones (Gamble et al., 1979c, Gamble et al., 1980), los datos a lo largo de la Línea D-D' tuvieron un carácter fuertemente bidimensional. Luego de varias iteraciones de modelado para ajustar los datos MT, apoyados por la interpretación dipolo-dipolo de cc (Wilt et al., 1980), desarrollamos el modelo de resistividad del subsuelo que se muestra en la Figura 2. Sobre el lado izquierdo de la figura, los primeros tres límites verticales corresponden, respectivamente, a las trazas de las fallas de Cucapá, Cerro Prieto y Michoacán. El cuarto límite vertical es uno más o menos artificial que tuvimos que introducir para ajustar los datos. Ahora creemos que éste representa un efecto hidrológico, posiblemente la entrada desde el este de aguas más frías y menor salinas del Río Colorado. Se duda que este razgo se extienda hasta la profundidad indicada en nuestro modelo.

Entre la Sierra de Cucapá y el volcán de Cerro Prieto vemos una cuenca profunda, confirmada por gravedad y reflexión sísmica, e interpretada como conteniendo sedimentos marinos y pro-delta que yacen sobre posibles rocas volcánicas a una profundidad de 2 km. Debajo del volcán de Cerro Prieto, observamos una zona de rocas relativamente resistentes (3 ohm-m) a profundidades someras que correlaciona con un máximo de gravedad local. Creemos que la resistividad y la densidad realizadas están causadas por una combinación de sedimentos hidrotermalmente alterados (Elders et al., 1979 a y 1979b) y un basamento relativamente somero, el que fue intersectado por el pozo M-96 localizado cerca de la estación 4 (Prian, 1979). Datos de pozo y datos sísmicos cercanos a esta línea muestran generalmente rocas de temperatura más baja (150°C a 2.700 m) y un alto en el basamento ($<2500\text{ m}$ de profundidad al basamento).

Una interpretación numérica, bidimensional, detallada de la Línea E-E', que pasa sobre la zona principal de producción, no parece ser necesaria.

Resultados de tipper en las estaciones a lo largo de esta línea indicaron inhomogeneidades mayores que yacen fuera del plano vertical definido por la línea de estaciones. Al no poder efectuar una interpretación numérica tridimensional rigurosa de los datos, Gamble et al., (1980) derivaron inductivamente un modelo de resistividad compatible con las características generales de los datos. Observado a lo largo de la Línea E-E' (Figura 3), el modelo es bastante similar al modelo bidimensional de la Línea D-D'. Sin embargo, paralelamente al rumbo regional, a lo largo de la Línea F-F', ellos concibieron una angosta zona resistiva (10 ohm-m) de rumbo norte-sur, con su ápice a varios cientos de metros debajo de la planta generadora, buzando hacia el sur con un ángulo pequeño (Figura 4). Aunque en un principio esta interpretación se consideró especulativa, el modelo fue posteriormente verificado por registros geológicos de pozos y por registros de resistividad (S. Halfman, 1981, comunicación personal). Por ejemplo, en la Figura 5, la línea curva cortada es el cuerpo resistivo que obtuvo Gamble, redibujado y mostrado en relación al contacto A/B. Dicho contacto, de naturaleza más o menos gradacional, se acepta como límite entre los sedimentos deltaicos no consolidados (Unidad A) y los consolidados (Unidad B); este último límite es aceptado hoy como la parte superior de la zona de metaformismo hidrotermal (Elders et al., 1979 a y 1979b). La zona resistiva está también alineada aproximadamente con el eje de una gran anomalía de autopotencial (Corwin et al., 1980) que puede estar provocada por una combinación de efectos termales y de flujo de fluido.

Dado nuestro interés en seguir explorando esta zona que buza hacia el sur, agregamos en 1980 un número de estaciones nuevas, incluyendo las estaciones a lo largo de la Línea G-G' (Figura 1). La Figura 6 es una pseudosección de resistividad aparente a lo largo de la Línea G-G', donde los datos han sido rotados para representar la condición del campo eléctrico paralelo al rumbo regional, aproximadamente perpendicular a la figura. La pseudosección en la Figura 7 es para los mismos datos, con el campo eléctrico perpendicular al rumbo regional. En muchos aspectos, estas dos pseudosecciones comparten similitudes cualitativas con los datos tomados sobre las otras líneas de orientación NE-SO. Las diferencias entre las dos pseudosecciones son típicas de zonas con estructuras complejas de resistividad.

Sobre la Línea G-G' vemos claramente el efecto de la capa conductora superficial en la zona de las manifestaciones termales, cerca de la Laguna Volcano (Estaciones 18 y 20). También observamos un marcado límite vertical cerca de la estación 23, 2 km al SE de Nuevo León. En su relevamiento de resistividad Schlumberger, Razo et al., (1980) observaron la misma discontinuidad y la atribuyeron a una falla de rumbo NO-SE. Aunque no tenemos otra evidencia de la existencia de una falla en esta dirección, la Línea G-G' cruza la traza de la falla Delta, de rumbo NE-SO, en esta zona. Sin embargo, puede no ser necesario invocar una falla para explicar la discontinuidad. Quizás estos datos puedan indicar una barrera hidrológica caracterizada por una cuña de agua más fría del delta del Río Colorado que penetra desde el este-noreste. La forma de los contornos de ρ_{yx} a períodos largos en

las Estaciones 23 y 25 sugiere que una zona más conductiva y más caliente puede existir a mayor profundidad, ya sea en medio de las aguas relativamente frías del delta o por debajo de las mismas.

Complementando las pseudosecciones de resistividad aparente, las Figuras 8 and 9 muestran las amplitudes de tipper T_y y T_x . T_y es proporcional a la inclinación del vector magnético total del campo perpendicular al rumbo geológico. El contraste entre la resistiva Sierra Cucapá y los sedimentos conductivos causa los grandes valores de T_y en la Estación 21 (Figura 8). Este efecto fue observado en todas las líneas. El anormalmente alto valor del tipper a 1 Hz por debajo de las estaciones 18 y 22 (Figura 9) puede estar ocasionado por la zona resistiva postulada por Gamble et al., (1979c) y confirmada por posteriores resultados de perforación. Si la región alrededor de la Línea G-G' fuera aproximadamente bidimensional, la componente T_x del tipper (Figura 9) debería ser cercana a cero para todas las frecuencias. En realidad no lo es, indicando con eso una inhomogeneidad de tendencia noreste-sudoeste cerca de la línea. Notamos que altos valores de tipper se obtienen a lo largo de toda la línea de estaciones. Esto sugiere una estructura bastante continua, posiblemente un basamento somero (como el encontrado en el pozo S-262), o sedimentos más resistivos que se extienden desde la Línea G-G' hacia el sur.

En las Figuras 10 y 11 los tipper T_x y T_y se presentan en planta para $f = 1$ Hz. Observamos inmediatamente la complejidad regional geológica/hidrológica a una profundidad de 500 a 1000 m, la profundidad aproximada de penetración de ondas electromagnéticas de 1 Hz. T_y (Figura 10) es sensible a las características de resistividad paralelas al rumbo regional: la Sierra Cucapá (A); una cuenca conductiva de gran espesor (B); la zona resistiva que rodea al yacimiento (C); y un efecto complejo que refleja la invasión de las aguas más frías del Río Colorado en una columna sedimentaria muy gruesa (D). No se conoce la causa del alto valor de T_y en la Estación 23.

En la Figura 11, T_x pone de manifiesto las complejidades tridimensionales. La zona de alteración hidrotermal que llega cerca de la superficie causa el máximo presente en el centro de la figura. Los altos valores que se observan a lo largo de la Línea G-G' podrían representar un límite, sea un basamento menos profundo o aguas de composición y temperatura diferente. Si esto representa un límite para el yacimiento es un asunto particularmente importante que merece más consideración.

Finalmente, la Figura 12 muestra una interpretación preliminar de los datos que se extienden a lo largo del intervalo de 12 km entre las Estaciones 18 y 25 (Línea G-G'). Aquí, hemos ajustado el valor de ρ_{xy} (vector E paralelo a la componente del rumbo) razonablemente bien alrededor del contacto (probablemente un efecto gradacional) cerca de la Estación 23. El modelo simple que se observa en la inserción sugiere una discontinuidad lateral en la vecindad de Nuevo León. Dicho modelo se compara muy bien con los datos observados que se muestran en la Figura 6. Sin embargo, el modelo no cuadra bien con el conjunto de datos de ρ_{yx} (Figura 7) indicando que la estructura de resistividad del sub

suelo es más compleja que lo que sugiere nuestro modelo.

Conclusiones

El método MT nos ha provisto de una gran cantidad de información, parte de ella apoyada por otras técnicas geofísicas y resultados de pozos perforados. Algunos de los datos MT que están relacionados con los posibles límites del recurso geotérmico son por el momento algo más especulativos. Sin embargo, estos resultados constituyen una adecuada primera aproximación a las dimensiones del yacimiento en lugares donde aún no se han perforado pozos exploratorios.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Geothermal and Hydropower Technologies, Division of the U.S. Department of Energy bajo contrato No.DE-AC03-76SF00098.

Los autores quisieran agradecer a Michael Wilt por su ayuda en modelar los datos MT para la Línea G-G', a Robert Miracky por su ayuda en la obtención y procesamiento de datos; y al personal científico de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto por su asistencia y apoyo en el trabajo de campo.