

LBL RESISTIVITY STUDIES AT CERRO PRIETO

M. J. Wilt and N. E. Goldstein
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California, Berkeley, California, USA

A. Razo M.
Comisión Federal de Electricidad
México, D.F., México

INTRODUCTION

As a part of a cooperative research venture between the U.S. Department of Energy (DOE) and the Comisión Federal de Electricidad (CFE), a series of dc resistivity investigations were performed at the Cerro Prieto geothermal field. The work has included Schlumberger and dipole-dipole field surveys, geoelectric computer modeling, and geological interpretation of results. The goals of this project are (a) to determine whether the reservoir region or controlling geological structure can be delineated by careful dc resistivity measurements; (b) to explore with geoelectric modeling the possibility of using the dipole-dipole resistivity technique for monitoring temporal changes in resistivity caused by changes in the reservoir; and (c) to perform the first set of replicate dipole-dipole measurements.

The dipole-dipole technique was chosen for temporal monitoring because of its inherent sensitivity to lateral resistivity variations and the ease in establishing the relatively few permanent stations needed for remeasurement.

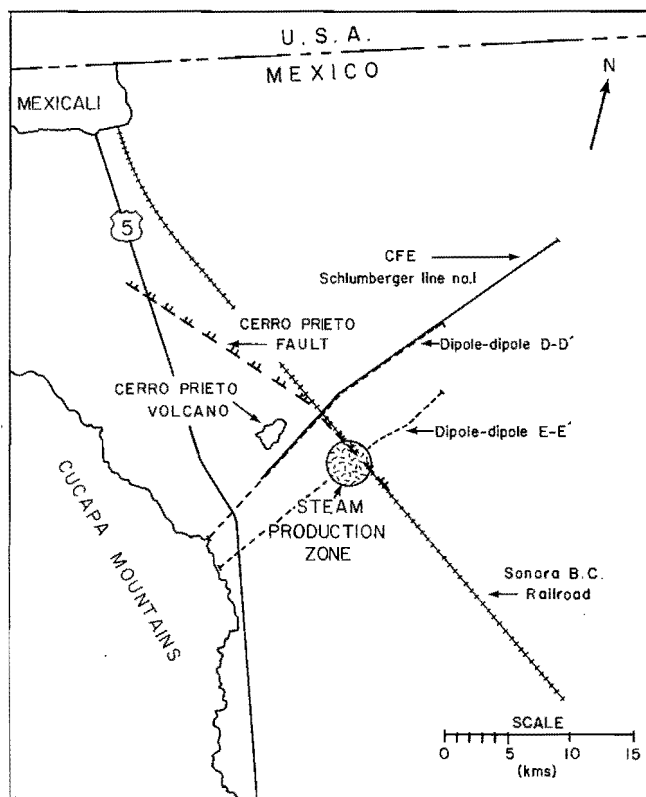
Previous Work

CFE began using dc resistivity for exploration at Cerro Prieto in 1963 and initial Schlumberger and dipole-dipole surveys revealed an elongate, low-resistivity area encompassing the region of steam production (García, 1975; Noble et al., 1977). Based on this preliminary success, the scope of resistivity studies at Cerro Prieto has greatly expanded. Recently CFE has performed a comprehensive series of deep Schlumberger depth soundings over the Cerro Prieto reservoir area and outlying regions. In this program, data are taken along parallel northeast-trending lines spaced approximately 2 km apart. Depth soundings are made 1 km apart along these lines, with maximum current electrode expansion to 10 km. To date, 11 of these lines have been completed and more are planned for other prospective areas in the Mexicali Valley regions (Razo M., and Arellano G., 1978).

Data from the first of these lines (CFE resistivity Line 1) are modeled and interpreted as part of this project.

DIPOLE-DIPOLE SURVEY

During 1978, two long dipole-dipole lines were surveyed at Cerro Prieto by LBL resistivity



XBL 788-1632

Figure 1. Project location map, LBL resistivity project.

crews; each line was surveyed with dipole lengths of 1 and 2 km, $N = 1$ to $N = 6$ (Figure 1). The northern line, D-D', is 18 km long and extends northeastward from the Cucapa Mountains into the Mexicali Valley, passing just south of the Cerro Prieto volcano. This line is roughly coincident with CFE Schlumberger resistivity Line 1; the two lines overlap for approximately 10 km. Beginning 3 km south of D-D', line E-E' is approximately 16 km long and trends subparallel to D-D'. This line also begins at the Cucapa Mountains and extends eastward to the Mexicali Valley, passing through the central portion of the production zone.

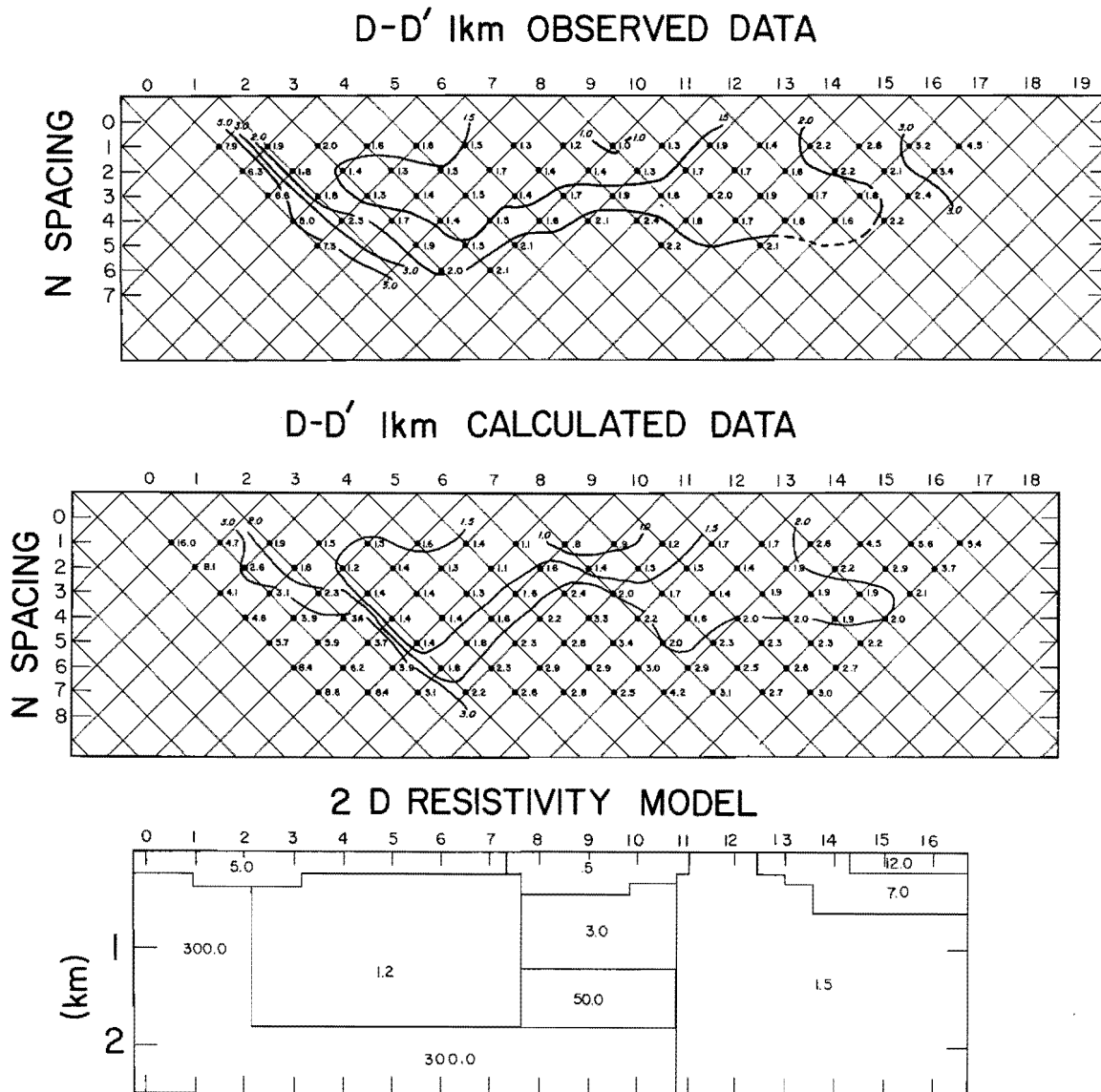
Data were collected in April and May 1978 with the LBL 25-kW motor-generator transmitter and custom-made signal-averaging receivers. Square-wave pulses of 100-sec period were transmitted after it was found that shorter periods resulted in severe distortion of the signal due to inductive (EM) coupling between the long wires and highly conductive ground. Due to the combination of high earth conductivity, a power limit of 25 kW, a current pulse length of 100 sec, and low signal-to-noise ratios, data acquisition was often a long and laborious process. Dipole lengths of 1 and 2 km were used on both lines; the longer dipole lengths were used in an attempt to resolve basement depth. Accurate measurements were possible for dipole separations up to $N = 5$ and $N = 6$; beyond that, signal-to-noise ratios were too low to provide statistically reliable results.

Calculated apparent resistivities were corrected, as necessary, for nonlinearity of survey

lines, and error analyses of measurements were done. In most cases corrections for deviations from collinear electrodes were 5% or less. Error evaluations were done by computing standard deviations of edited data sets. In all cases considered data values fall within 25% of each other and in most cases they are within 5%. No correction was made for terrain effects since the land surface is essentially flat.

SCHLUMBERGER SURVEY

Schlumberger data for CFE Line 1 were obtained by a CFE resistivity crew in 1977 and 1978, and consist of more than 30 deep Schlumberger soundings with current electrodes separated out to 10 km. Electrodes were expanded in a direction approximately parallel to the line or about $N 50 E$. The earth was energized with a Scintrex 15-kW motor-generator and a portable voltmeter served as a receiver. Since



XBL 788-1639

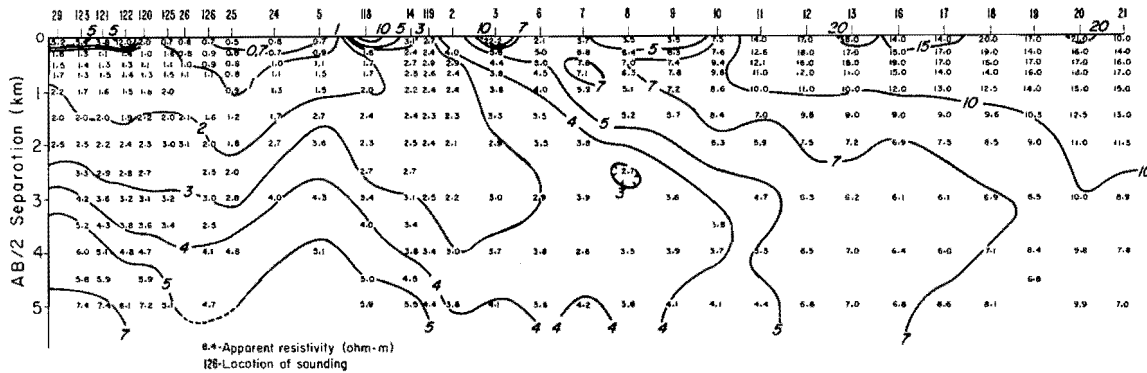
Figure 2. Dipole-dipole apparent resistivity pseudosection for 1-km dipoles along line D-D'; field data, model-generated data, and two-dimensional resistivity model.

signal levels are 100 times greater for the Schlumberger array than for the dipole-dipole array with equivalent separations and current, the Schlumberger survey was effectively conducted with the simpler instrumentation.

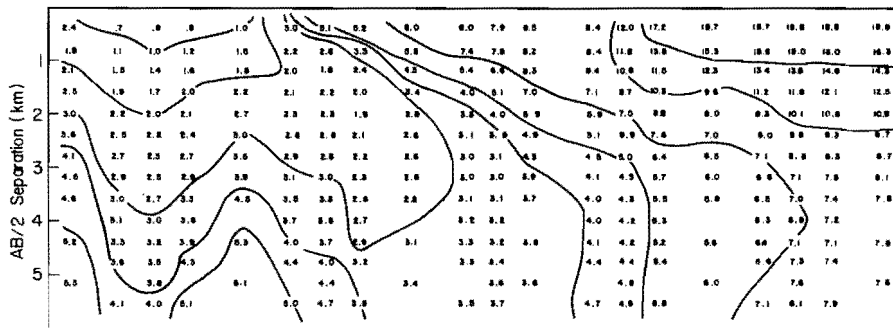
MODELING PROGRAM

A finite-difference computer program capable of modeling resistivity variations in two dimensions was used for interpretation of Schlumberger

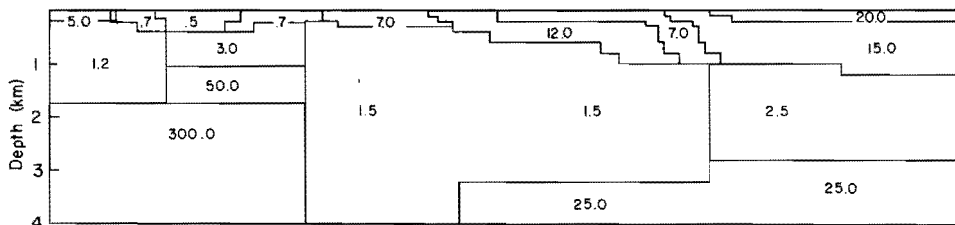
OBSERVED RESISTIVITIES - SCHLUMBERGER EXPANDERS



CALCULATED RESISTIVITIES



2 D RESISTIVITY MODEL



0 1 2 3
KILOMETERS
Scale: Horizontal

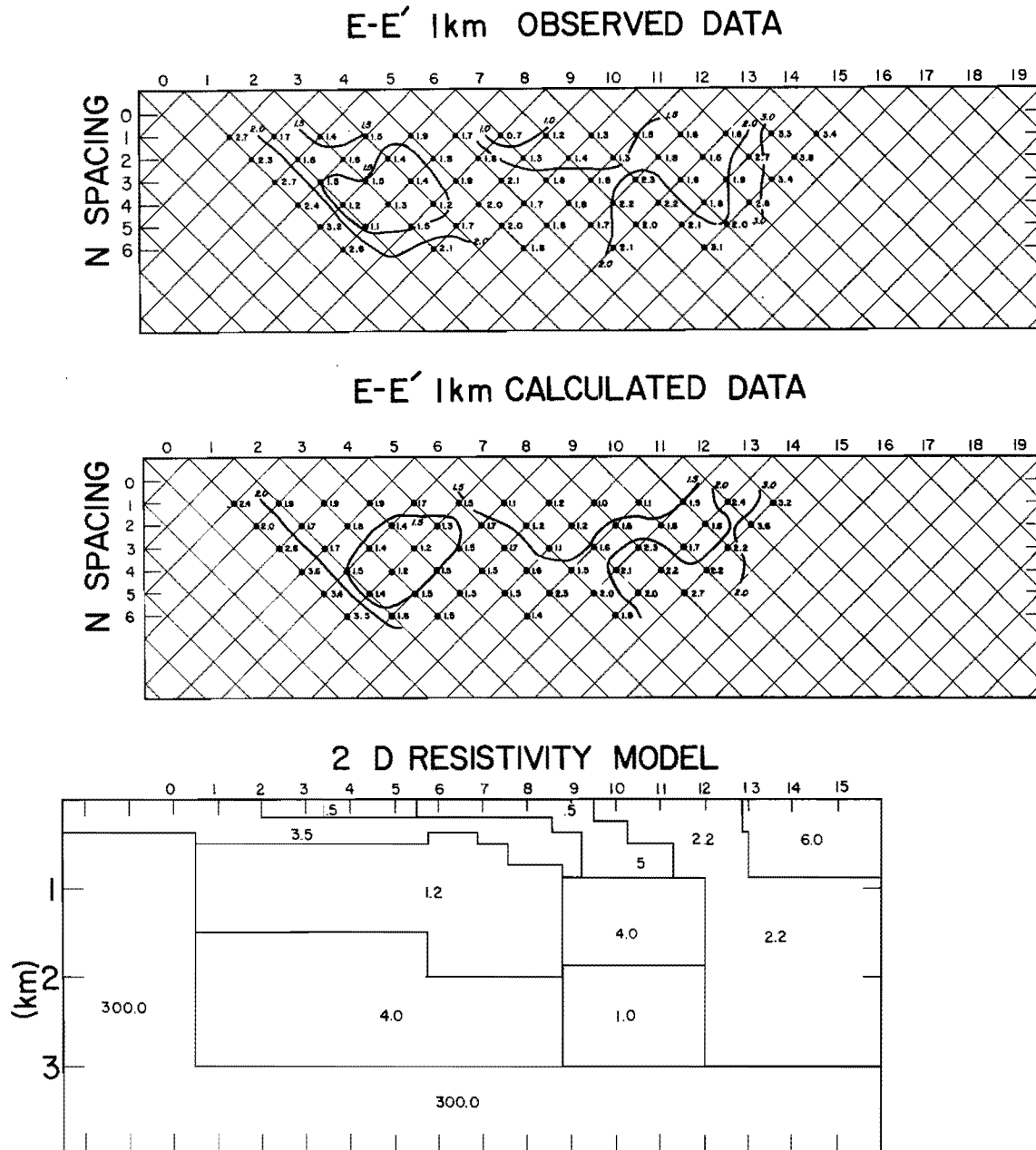
XBL 788-1633

Figure 3. Schlumberger apparent resistivity pseudosection for data taken along line D-D'; field data, model-generated data, and two-dimensional resistivity model.

and dipole-dipole data (Dey and Morrison, 1976; Dey, 1976). The program computes potentials at all nodal points within and on the surface of an arbitrary two-dimensional earth model. It is capable of calculating apparent resistivity for the Schlumberger, dipole-dipole, roving dipole and several downhole arrays. A limitation to this program is the size of the network mesh. The 58 x 16 nodal sizes do not allow for detailed models of both shallow and deep structures simultaneously. For example, if a model of earth structure to 3 km is desired, then the minimum size body that may be incorporated with one mesh is 100 x 100 m. This could exclude small surficial inhomogeneities in models, even though such features are evident in data sets.

RESULTS

Field results of Schlumberger and dipole-dipole surveys are shown in the top portions of Figures 2 through 5. All plotted values are apparent resistivity in ohm-m. Schlumberger apparent resistivities (Figure 3) are plotted, by convention, below the center of the array as a function of $AB/2$ (half the separation between the current electrodes). Dipole-dipole apparent resistivities (Figures 2, 4 and 5) are plotted as a function of distance between current and potential electrode pairs in integer multiples of the electrode separation, or N spacing. The values appear at the intersection of 45-degree lines from the centers of the current and potential dipoles.



XBL 788-1635

Figure 4. Dipole-dipole apparent resistivity pseudosection for 1-km dipoles along line E-E'; field data, model-generated data, and two-dimensional resistivity model.

Two-dimensional models were calculated for Schlumberger and dipole-dipole data sets with the modeling algorithm described above. Dipole-dipole models were first calculated for 1-km dipole sections to obtain the near-surface features, then for 2-km dipoles to help resolve deeper boundaries. The model was considered acceptable only if it satisfied both data sets. Schlumberger data were modeled only for AB/2 spacing greater than 100 m because the grid network is insufficiently large to account for near-surface detail; near-surface units are therefore averaged.

Many iterations of the modeling routine were necessary to match calculated and observed data, and at the same time, derive a model consistent with other geological and geophysical data. This procedure does not guarantee an absolutely correct solution because of the nonuniqueness problem in-

herent to the method. For example, in cases of monotonically increasing or decreasing resistivity sections, the range of acceptable models may be quite large because of the electrical equivalence of so many models. With electrically equivalent models the product or quotient of the resistivity and thickness of units ($h_1\rho_1$ or h_1/ρ_1) may be well resolved but the individual parameters themselves are not. In addition, the two-dimensional earth assumption may also lead to significant errors (Dey, 1976). To lessen the range of acceptable models, we considered formation resistivities from well logs, evidence from gravity and seismic refraction surveys and geological data. Even with the constraints provided by complementary data, the resistivity sections presented here serve only as rough guides to subsurface geology. The locations of lateral and vertical boundaries should not be considered exact.

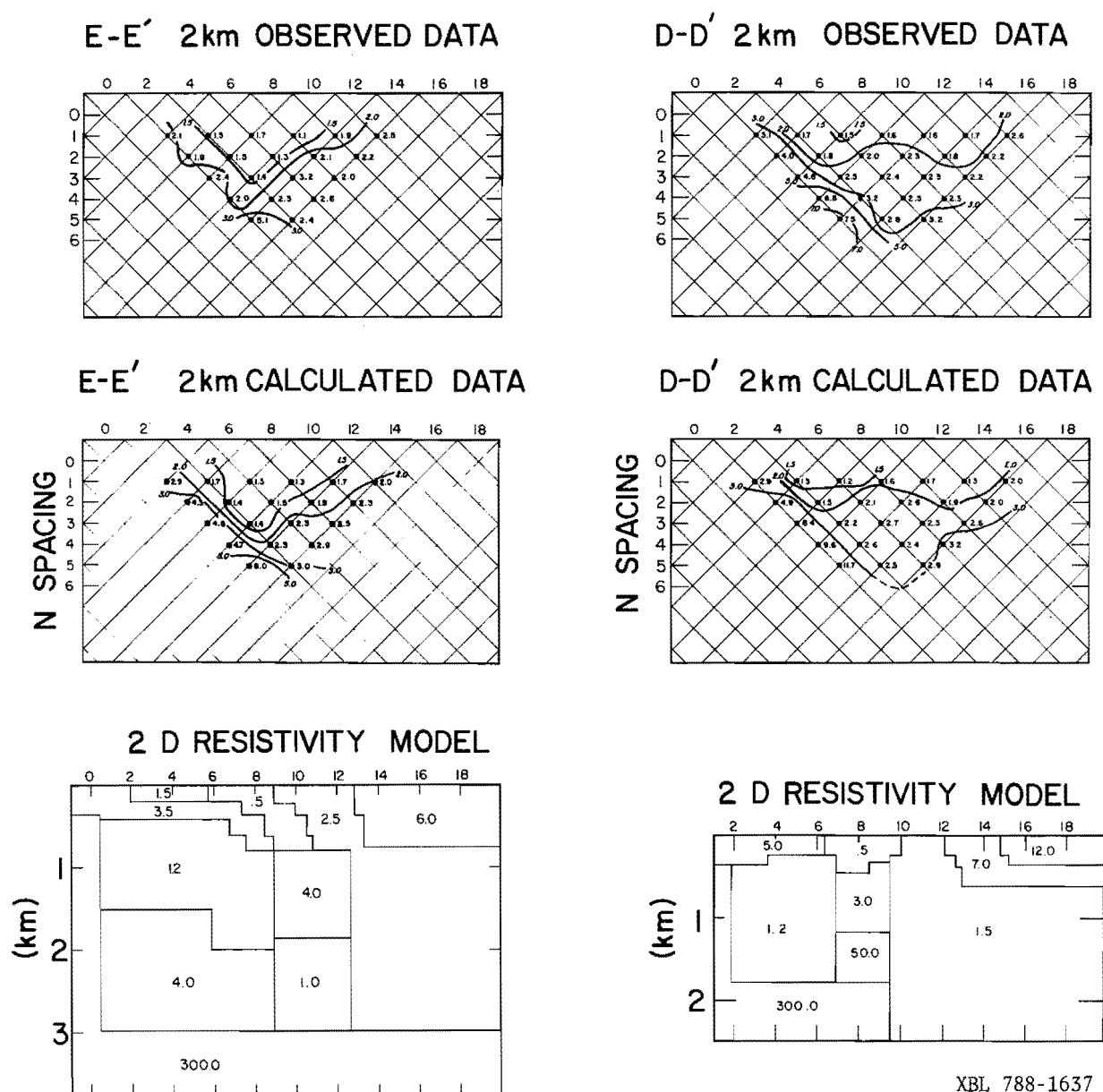


Figure 5. Dipole-dipole apparent resistivity pseudosection for 2-km dipoles along D-D' and E-E'; field data, model-generated data, and two-dimensional resistivity model.

DISCUSSION

In this section, the principal resistivity units for the north and south sections (D-D' and E-E') are described and interpreted in terms of probable geologic units. In addition, some key aspects of structure are discussed. In general, the sequence of layers in the resistivity models shown below agree well with the known stratigraphy of the Mexicali Valley (Barnard, 1968; Noble et al., 1977). Sediments filling the valley represent a continuous deposition of alluvium, fanglomerates, lacustrine and deltaic deposits since Miocene time. Most sediments are derived from the bordering granitic rock and metasediments and the Colorado River drainage basin. Cerro Prieto wells that have penetrated the sediments have encountered Cucapa granitic rocks (Noble et al., 1977). In many cases lateral variations in resistivity are interpreted here as regional separation of groundwaters due to geological structure and hydrothermal processes.

The northern cross-section (D-D'; Figures 2 and 3) was based on 18 km of dipole-dipole and 25 km of Schlumberger data. The data sets overlap for approximately 10 km. The middle sections of Figures 2 and 3 show the calculated apparent resistivities for the model shown at the bottom of each figure. A comparison of calculated and observed pseudosections indicates a good to excellent agreement over all parts of this cross-section. An encouraging aspect of the interpretation is that the computed models are nearly identical for the 10 km of overlapping dipole-dipole and Schlumberger data. This does not automatically mean the models are correct, but it does suggest that the data quality is consistently good, and that differences between the actual and modeled earth structure are largely differences of electrical equivalence.

The surficial formation adjacent to the Cucapas is a thick wedge of alluvial fan material. The resistivity model shows this as a 5 ohm-m unit varying in thickness from 500 m near the Cucapas to 200 m near kilometer 6. Closely spaced Schlumberger measurements taken by CFE indicate that near-surface resistivity may exceed 100 ohm-m; considerable merging of near-surface layers has therefore gone into our model. Underlying the surface layer is a thick unit of low resistivity, approximately 1.2 ohm-m. This likely represents a water-saturated sequence of sands and shale, and the low resistivity suggests that the pore water is brackish. On the west, this unit is abruptly terminated by the near-vertical Cucapa fault; however, the lower contact of this unit is more difficult to discern. The model shows a "basement" of 300 ohm-m, 1.8 km in depth, beneath the conductive unit. If an intervening layer with intermediate resistivity were present, the basement depth would be considerably greater. Unfortunately, where the resistivity is increasing monotonically with depth, it is impossible to distinguish between these alternatives.

Near kilometer 7, alluvial fan deposits abruptly terminate and for the next 5 km the surface is covered by mud flats and there are numerous hydrothermal manifestations. The surface unit

is between 200 and 500 m thick and the resistivity is very low, 0.5 ohm-m. Hydrothermal alteration and a great thickness of water-saturated lacustrine deposits are probably both significant in accounting for the extremely low values. The unit is thickest near kilometer 8, and the local thickening there may be associated with faulting and fluid movement. Our model indicates that this faulting near kilometer 8 affects the entire section and that beneath the surficial conductive rocks the region east of the fault is, in general, more resistive than the region west of the fault. This fault has previously been identified by several workers (Merriam, 1965; Mañon et al., 1977) and may represent a hydrologic barrier. East of the fault, beneath the 0.5 ohm-m surface layer, the model shows two layers with resistivities of 3 and 50 ohm-m overlying a 1.8-km-deep basement. The depths to these units are not well resolved for reasons given earlier. The upper 3 ohm-m layer is interpreted as undersaturated or altered sands and shales, and the 50 ohm-m layer is interpreted as severely under-saturated or altered sediments. The electric log from recently completed well M-96, located near kilometer 11, should help in setting the boundaries in this section.

Further east, near kilometer 11, another discontinuity appears in the section. The surficial conductor and resistive underlying formations terminate and a change in basement depth is also indicated; this discontinuity correlates with the Cerro Prieto fault zone (Noble, et al., 1977). To the east of the discontinuity we find no evidence of a basement layer in resistivity measurements, implying that basement depth exceeds 3.5 km. The region between the kilometer-7 fault and the Cerro Prieto fault can therefore be characterized as an isolated, relatively resistive block. This anomalous region is likely under-saturated and possibly associated with a former hydrothermal system.

For the region to the east of the Cerro Prieto fault, our model is largely based on analysis of Schlumberger data. Observed and computed pseudosections for the two-dimensional model are shown in Figure 3. East of the Cerro Prieto fault the section is characterized by a fairly resistive surface underlain by a thick conductive unit of 1.5 ohm-m resistivity. In this region there is evidence of a layer of intermediate resistivity (25 ohm-m) at a depth of 3 km; this may represent Tertiary sediments. Near kilometer 20 another change is evident as the surficial deposits become more resistive and the underlying unit resistivity increases from 1.5 to 2.5 ohm-m. This discontinuity is associated with the trace of the Imperial fault (Reyes, 1977), and again, the fault zone is discernible because of a significant resistivity contrast within the section. The contrast detected here and near the Cerro Prieto fault suggests, that these faults act as hydrologic barriers. East of the Imperial fault, the resistivity units are flat-lying and slightly more resistive than west of the fault.

Beginning 3 km to the south of D-D', line E-E' crosses the central portion of the production zone. Figures 4 and 5 show field results and two-dimensional resistivity sections for the 1-km and 2-km spacings, respectively. The fit is fairly good

between observed and calculated values but less good at the larger separations where we know our data to be less accurate. Resistivity logs made in deep production wells and gravity information were both important in providing constraints to resistivity models.

Adjacent to the Cucapa Mountains the models for lines E-E' and D-D' are similar. The differences in E-E' are that the basement is dropped to 3 km and a resistive layer of 4 ohm-m overlies the basement. The justification for greater basement depth comes from gravity data discussed below. The 4 ohm-m layer is interpreted as older, consolidated sediments.

Near kilometer 6, a near-surface, low-resistivity layer (0.5 ohm-m) is evident. It extends for about 6 km and is associated with mud flats and surficial hydrothermal manifestations. It is similar to the surficial layer noted on line D-D' (Figure 2). Near kilometer 8, a vertical discontinuity is evident throughout the section; this is interpreted as a fault. This structure has been previously recognized from well-log correlations, and geologists believe it forms the western boundary of geothermal production (Noble et al., 1977). It may also be connected with a fault noted earlier at kilometer 7 of D-D'. East of this fault, for at least the next 6 km, lies the geothermal production zone. This area is characterized by low-to-moderate resistivities to a depth of 800 m, below which lies a resistive formation. The resistive body is approximately 1 km thick and perhaps 4 to 5 km wide. Our measurements did not extend far enough eastward to fix the eastern boundary accurately. Present geothermal production is derived from this unit, and we surmise that the relatively high resistivity is the result of a zone of lower porosity caused by mineral deposition. Other evidence for mineral deposition has been seen in resistivity and density logs from wells within the field (Noble et al., 1977).

Beneath the resistive unit the model shows a 1 ohm-m layer overlying basement. This low-resistivity unit is ill-defined as it is at the outer limit of our data coverage. The 3-km basement surface is based largely on gravity evidence.

East of kilometer 12, the section may resemble that of D-D', resistive surficial formations with underlying conductors. Data coverage in this area is insufficient to define boundaries of the resistive blocks accurately.

GRAVITY

Gravity data taken by CFE crews in 1963 were used to provide constraints on the resistivity model. The gravity profile shown in Figure 6 corresponds to data from stations occupied along line E-E'. Structure was modeled by means of a conventional two-dimensional gravity modeling program (Talwani et al., 1959).

Assuming a density contrast of 0.5 g/cm^3 between basement rocks and valley sediment, we obtained a good fit for the position and throw of the Cucapa fault (Figure 6). The position corresponds remarkably well to that shown on the resis-

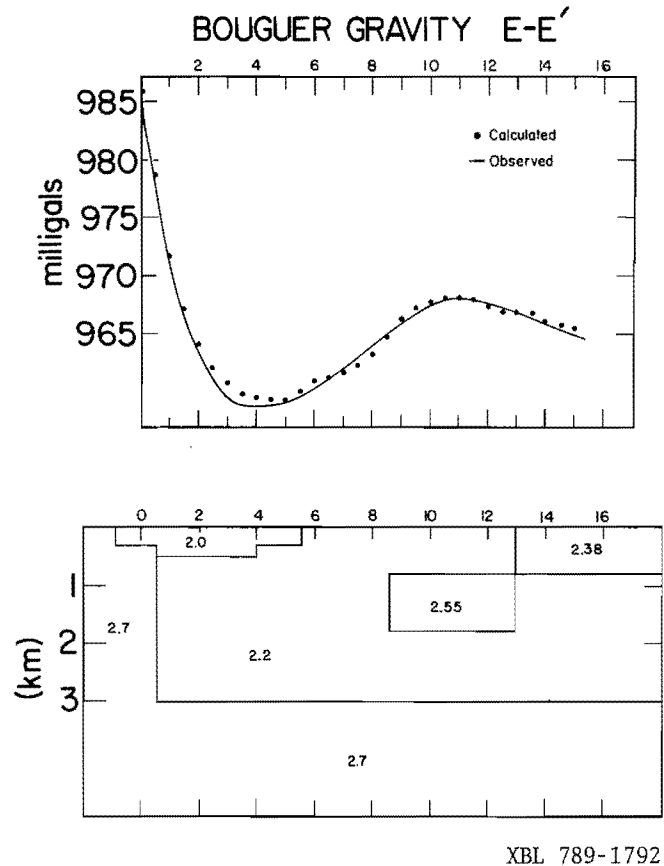


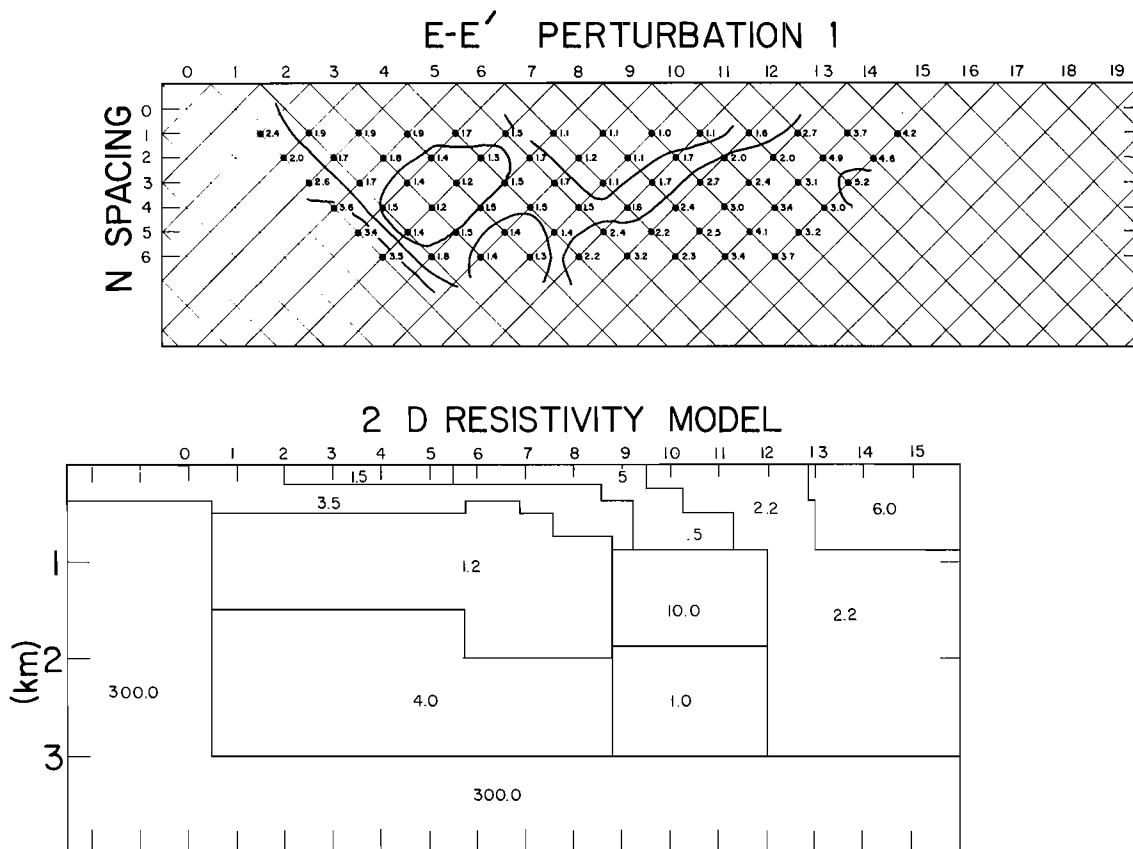
Figure 6. Bouguer gravity profile from stations spaced 1 km apart along line E-E'; field data, model-generated data and two-dimensional gravity model. All densities in g/cm^3 ; kilometer 0 corresponds with kilometer 0 on dipole-dipole resistivity line E-E'.

tivity model, with a vertical displacement of approximately 3 km. A lesser contrast would result in a deeper basement.

The alluvial fan deposits adjacent to the Cucapa Mountains are modeled with a density contrast of -0.2 g/cm^3 relative to the other sediments. This unit correlates well with the 4 ohm-m layer in Figure 4, implying that the lower density and higher resistivity may both be the result of water undersaturation. The resistive body in the reservoir region (Figure 4) corresponds to a block of positive density contrast 0.35 g/cm^3 relative to the sediments. Agreement in dimensions with the resistive formation observed in Figure 4 is good, suggesting that mineral deposition is responsible for both effects. East of kilometer 12 a positive 0.15 g/cm^3 density contrast is assigned to the sediments. This correlates with higher resistivity sediments in Figure 4.

MODEL PERTURBATION STUDIES

As a part of the modeling project a study was undertaken to determine how possible future changes in the resistivity of the reservoir would



XBL 789-1794

Figure 7. Perturbation 1 to dipole-dipole resistivity model E-E'; 10 ohm-m block in model changed from 4 ohm-m (compare with Figure 4).

affect dipole-dipole apparent resistivity measurements.

In Figure 7 the resistivity of reservoir region of the model is increased from 4 to 10 ohm-m. An increase of this magnitude might occur for any one or more of the following reasons:

1. Decreased porosity due to secondary mineral deposition
2. Decreased pore pressure within the reservoir causing a steam zone to form
3. Decreased porosity due to compaction of the reservoir rocks

A comparison of before and after data sets (Figures 4 and 7) shows that apparent resistivities for some points change by 30% or more. This implies that to observe such a change, field data should be accurate to within 5%, an accuracy achievable with slight modification of present instrumentation.

In Figure 8 the region directly above the reservoir formation is changed in resistivity from 0.5 to 3.5 ohm-m. This may represent either a thickening of the mineralized zone or perhaps a fresh-water incursion. A comparison of before and

after pseudosections (Figures 4 and 8) shows dramatic differences.

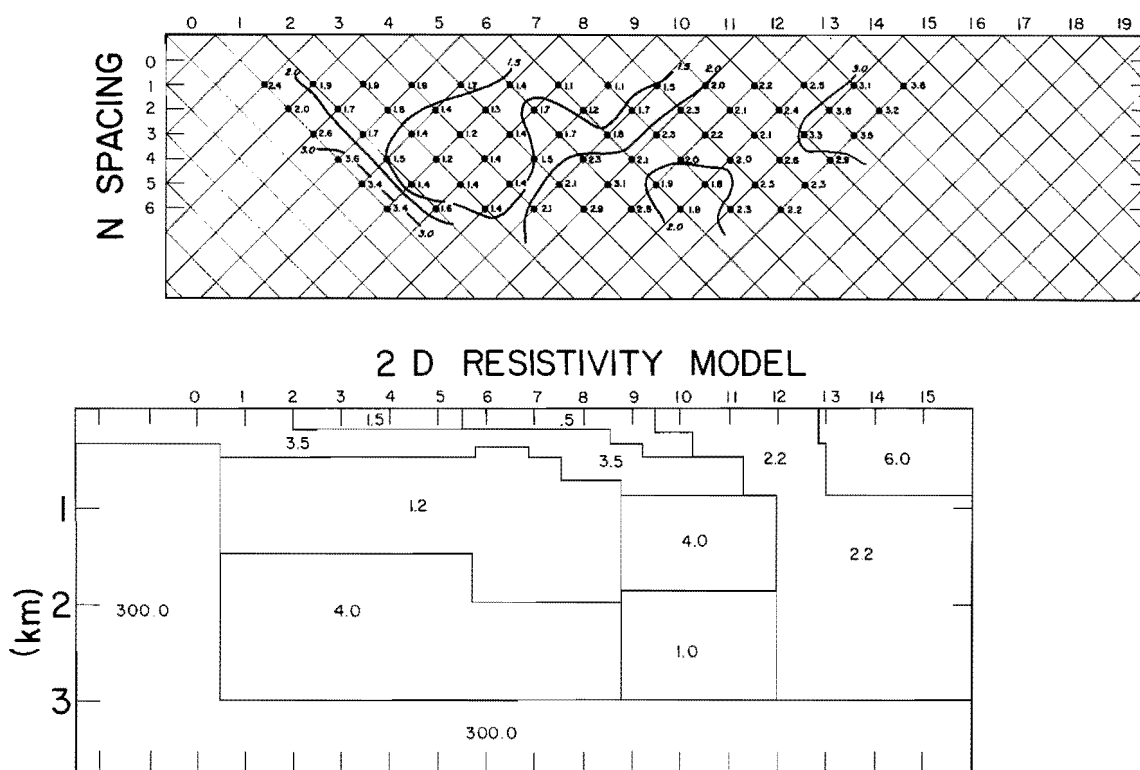
If this second model perturbation is compared with the D-D' resistivity model (Figures 2 and 8) a remarkable resemblance is observed between the western portions of the profiles. This provides further evidence that the isolated resistive zone on line D-D' near the Cerro Prieto volcano could have once been like the present production region, but with time has become less permeable and thus unproductive.

CONCLUSIONS

The following is a brief summary of our findings:

1. The production region at Cerro Prieto is characterized by high resistivity (4 ohm-m) relative to the surrounding region (1 to 2 ohm-m).
2. Modeling studies suggest that significant increases with time of resistivity or thickness of the production zone are detectable with precision dipole-dipole measurements.

E-E' PERTURBATION 2



XBL 789-1793

Figure 8. Perturbation 2 to dipole-dipole resistivity model E-E'; 10 ohm-m block in model changed from 4 ohm-m (compare with Figure 4).

3. Several faults that may act as hydrologic barriers and are related to the production zone have been detected with dipole-dipole measurements.
4. Perturbation studies in the resistivity model over the reservoir region suggest that the northern nonproductive region adjacent to the volcano was in the past more permeable and more closely resembled the present production zone.
5. Modeling studies have shown that at Cerro Prieto, dc resistivity is not an effective tool for mapping basement surface or other deeply buried resistive horizons.

REFERENCES

- Barnard, F., 1968. Structural geology of the Sierra Cucapas, northeastern Baja California. Ph.D dissertation, Department of Geology, University of Colorado, 155 p.
- Dey, A., 1976. Resistivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional structures, Part II: user's guide to the FORTRAN algorithm RESIS2D. Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-5283.
- Dey, A., and Morrison, H.F., 1976. Resistivity modeling for arbitrary two-dimensional structures, Part I: theoretical formulation. Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-5233.
- García D., S., 1975. Estudio geoelectrico de la zona geotérmica de Cerro Prieto, Baja California, México, in Proceedings, second U.N. symposium on the development and use of geothermal resources, v. 2, pp. 1003-1011.
- Mañón M., A., Mazor, E., Jiménez, J., Sánchez, A., Fausto, J., and Zenizo, C., 1977. Extensive geochemical studies in the geothermal field of Cerro Prieto, Mexico. Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7019.
- Merriam, R., 1965. San Jacinto fault in northwestern Sonora, Mexico. Geol. Soc. America Bull., v. 76, pp. 1051-1063.
- Noble, J.E., Mañón M., A., Lippmann, M.J., and Witherspoon, P.A., 1977. A study of the structural control of fluid flow within the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. Preprint, 52nd Annual Meeting of the Society of Petroleum Engineers, ATME.
- Razo, M., A., and Arellano G., F., 1978. Prospección eléctrica de la porción norte del Valle de Mexicali y campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California. Informe por Comisión Federal de Electricidad.
- Reyes Z., C.A., 1977. Primer informe preliminar del estudio de microsismicidad del sistema

de fallas transformadas Imperial-Cerro Prieto. Departamento de Geofísica, CICESE, Ensenada, Baja California.

Talwani, M., Worzel, J.L., and Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-

dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zones. Jour. Geophys. Res., v. 64, pp. 49-59.

ESTUDIOS DE RESISTIVIDAD REALIZADOS POR LBL EN CERRO PRIETO

INTRODUCCION

Como parte de un proyecto cooperativo de investigación entre el Departamento de Energía (DOE) de los Estados Unidos y la Comisión Federal de Electricidad (CFE) de México se llevaron a cabo una serie de estudios de resistividad de corriente continua en el campo geotérmico de Cerro Prieto. El trabajo incluyó levantamientos Schlumberger y dipolo-dipolo, computos de modelos geoeléctricos e interpretación geológica de los resultados. Las metas de este proyecto son (a) determinar si puede delinearse la región del yacimiento o la estructura geológica que lo controla mediante medidas cuidadosas de resistividad de corriente continua, (b) explorar usando modelos geoeléctricos la posibilidad de utilizar la técnica de resistividad dipolo-dipolo para determinar los cambios con el tiempo de resistividad causados por cambios en el yacimiento y (c) tomar el primer conjunto de medidas dipolo-dipolo.

La técnica dipolo-dipolo fue elegida para el monitoreo con el tiempo debido a su inherente sensibilidad a variaciones de resistividad lateral, y a la facilidad de establecer las relativamente pocas estaciones permanentes necesarias para realizar nuevas mediciones.

Trabajo Previo

En 1963 CFE comenzó a utilizar métodos de resistividad de corriente directa para explorar a Cerro Prieto. Los levantamientos iniciales Schlumberger y dipolo-dipolo revelaron un área alargada, de baja resistividad que abarca la región de producción de vapor (García, 1975; Noble et al. 1977). Basándose en este éxito preliminar, se amplió considerablemente el alcance de los estudios de resistividad en Cerro Prieto. Recientemente en el área del yacimiento de Cerro Prieto y en las regiones circundantes CFE realizó una amplia serie de sondeos Schlumberger profundos. En este programa se toman los datos a lo largo de líneas paralelas de rumbo noreste, espaciadas aproximadamente a 2 km entre sí. Los sondeos profundos se hacen a lo largo de dichas líneas a intervalos de 1 km, con una expansión máxima entre electrodos de corriente de 10 km. Hasta la fecha se completaron 11 líneas, y se planea extender los sondeos a otras áreas prospectivas en la región del Valle de Mexicali (Razo y Arellano, 1978).

Como parte de este proyecto se usan los datos de la primera de estas líneas (línea 1 de resisti-

vidad de CFE) para desarrollar modelos, y se los interpreta.

LEVANTAMIENTO DIPOLO-DIPOLO

Durante 1978 las cuadrillas de resistividad de LBL realizaron en Cerro Prieto el levantamiento de dos largas líneas dipolo-dipolo; el levantamiento de cada línea se llevó a cabo con longitudes de dipolo de 1 y 2 km, N=1 a N=6 (Figura 1). La línea norte, D-D', tiene 18 km de longitud y se extiende hacia el noreste desde la Sierra de Cucapa hacia el Valle de Mexicali, pasando justo al sur del Volcán Cerro Prieto. Esta línea coincide aproximadamente con la línea 1 de resistividad Schlumberger de CFE; las dos líneas se superponen a lo largo de aproximadamente 10 km. Comenzando 3 km al sur de D-D', la línea E-E' tiene aproximadamente 16 km de longitud y lleva un rumbo casi paralelo a D-D'. Esta línea también se inicia en la Sierra de Cucapa y se extiende al este hacia el valle de Mexicali, pasando a través de la parte central del campo de producción.

En abril y mayo de 1978 se recopilieron los datos usando el transmisor motogenerador de 25 kW y receptores promediadores de señales hechos especialmente, pertenecientes a LBL. Se transmitieron pulsos de onda cuadrada, de períodos de 100 segundos después de encontrar que los períodos mas cortos resultaban en una severa distorsión de la señal debido a un acoplamiento inductivo (EM) entre los largos cables y el suelo altamente conductivo. Debido a la combinación entre la alta conductividad del suelo, la potencia límite de 25 kW, de un pulso de corriente de 100 segundos de longitud, y bajas relaciones señal-ruido, la adquisición de los datos fue, frecuentemente, un proceso largo y laborioso. Se utilizaron longitudes de dipolo de 1 y 2 km en ambas líneas; las mayores longitudes se utilizaron intentando determinar la profundidad del basamento. Fue posible obtener medidas precisas para separaciones de dipolo de hasta N=5 y N=6 más allá de este límite; las relaciones señal-ruido eran demasiado bajas como para proporcionar resultados estadísticamente confiables.

En los casos en que ello fue necesario se corrigieron las resistividades aparentes calculadas por no linealidad de las líneas de levantamiento y se hicieron los análisis de errores de las mediciones. En la mayoría de los casos, las correcciones por desviación respecto de electrodos colineales fueron de 5% o menos. Se evaluaron los errores computando las desviaciones estándar a

partir de conjuntos de datos editados. En todos los casos los valores de los datos considerados están dentro del 25% uno del otro, y en la mayoría de los casos, dentro del 5%. No se hicieron correcciones por efectos del terreno, ya que la superficie del terreno es esencialmente plana.

LEVANTAMIENTO SCHLUMBERGER

Los datos Schlumberger para la línea 1 de CFE fueron obtenidos en 1977 y 1978, por una cuadrilla de resistividad de CFE y consisten en más de 30 sondeos Schlumberger profundos con electrodos de corriente separados hasta por 10 km. Los electrodos se expandieron en una dirección aproximadamente paralela a la línea, es decir aproximadamente N 50 E. El terreno se energizó con un motogenerador Scintrex de 15 kW, usándose como receptor un voltímetro portátil. Ya que con separaciones y corrientes equivalentes los niveles de señal son 100 veces más grandes para la disposición Schlumberger que para disposición dipolo-dipolo, el levantamiento Schlumberger se condujo eficazmente con instrumental más sencillo.

MODELADO NUMERICO

Para interpretar los datos dipolo-dipolo y Schlumberger se utilizó un programa de computadora de diferencias finitas capaz de modelar variaciones de resistividad en dos dimensiones (Dey y Morrison, 1976; Dey, 1976). El programa computa los potenciales en todos los puntos nodales dentro de y sobre la superficie de un modelo terrestre bidimensional arbitrario. Dicho código puede calcular la resistividad aparente para disposiciones Schlumberger, dipolo-dipolo, dipolo circulante y para varias otras disposiciones dentro de pozos. Una limitación de este programa es el tamaño de la malla de la red. El tamaño nodal 58 x 16 no permite la confección de modelos detallados de estructuras superficiales y profundas simultáneamente. Por ejemplo, si se desea un modelo de estructura terrestre hasta 3 km de profundidad, el tamaño mínimo de un cuerpo que puede incorporarse en la malla es de 100 x 100 metros. Esto podría excluir de los modelos pequeñas inhomogeneidades superficiales aún cuando dichas características sean evidentes en los grupos de datos obtenidos.

RESULTADOS

En las partes superiores de las Figuras 2 a 5 aparecen los resultados de campo de levantamientos Schlumberger y dipolo-dipolo. Todos los valores graficados representan resistividades aparentes en ohm-m. Las resistividades aparentes Schlumberger (Figura 3) se grafican, por convención, debajo del centro de la disposición en función de $AB/2$ (la mitad de la separación entre los electrodos de corriente). Las resistividades aparentes dipolo-dipolo (Figuras 2, 4 y 5) se grafican en función de la distancia entre pares de electrodos de corriente y de potencial, en múltiplos enteros de la separación entre electrodos, o espaciamiento N . Los valores aparecen en la intersección de líneas de 45 grados trazadas desde los centros de los dipolos de potencial y de corriente.

Se computaron modelos bidimensionales a partir de conjuntos de datos dipolo-dipolo y Schlum-

berger mediante el algoritmo descrito anteriormente para secciones de dipolo de 1 km con el objeto de obtener las características de superficie, y después para dipolos de 2 km a fin de resolver los confines más profundos. El modelo se consideró aceptable solamente si se satisfacían ambos conjuntos de datos. Los modelos para los datos Schlumberger se computaron solamente para espaciamientos $AB/2$ mayores de 100 m porque la grilla no es lo suficientemente grande como para describir detalles cercanos a la superficie; por lo tanto, se promedian las unidades cercanas a la superficie.

Fueron necesarias muchas iteraciones de la rutina para compatibilizar los datos calculados y los observados y, al mismo tiempo, desarrollar un modelo consistente con otros datos geológicos y geofísicos. Este procedimiento no garantiza soluciones absolutamente correctas debido a la falta de unicidad inherente al método. Por ejemplo, en que las secciones de resistividad aumentan o disminuyen monotonamente, el rango de modelos aceptables puede ser bastante grande debido a la equivalencia eléctrica de muchos modelos. Con modelos eléctricamente equivalentes se puede resolver bien el producto o el cociente de la resistividad y el espesor de las unidades ($h_i \rho_i$ o h_i / ρ_i) pero no los parámetros individuales. Además, la hipótesis de bidimensionalidad también puede conducir a errores significativos (Dey, 1976). Para reducir el rango de modelos aceptables se consideraron resistividades de formación obtenidas de registros eléctricos de pozos, evidencias provistas por estudios de refracción sísmica y de gravedad, y datos geológicos. Aún con las condiciones de vínculo impuestas por los datos complementarios, las secciones de resistividad presentadas aquí sólo describen aproximadamente la geología subterránea. Las localizaciones de los límites laterales y verticales no deben considerarse como exactas.

DISCUSION

En esta sección se describen e interpretan las principales unidades de resistividad para las secciones norte y sur (D-D' y E-E') en términos de unidades geológicas probables. Se discuten además algunos aspectos clave de la estructura. En general, en los modelos de resistividad presentados más abajo la secuencia de capas concuerda bien con la estratigrafía conocida del valle de Mexicali (Barnard, 1968, Noble et al., 1977). Los sedimentos que llenan el valle representan una acumulación continua desde el Mioceno de aluvio, fanglomerados y depósitos deltaicos y lacustres. La mayor parte de los sedimentos deriva de rocas graníticas y metasedimentos vecinos, y de la cuenca de drenaje del Río Colorado. Los pozos de Cerro Prieto que atravesaron los sedimentos encontraron rocas graníticas Cucapa (Noble, et al., 1977). En muchos casos las variaciones laterales de resistividad se interpretan aquí como separación regional de aguas subterráneas debida a la estructura geológica y a procesos hidrotérmicos.

El corte transversal del norte (D-D'-Figuras 2 y 3) se basa en 18 y 25 km de datos dipolo-dipolo y Schlumberger, respectivamente. Los conjuntos de datos se superpone a lo largo de aproximadamente 10 km. Las secciones centrales de las Figuras 2 y 3 muestran las resistividades aparentes

calculadas para el modelo que aparece en la parte inferior de cada figura. La comparación entre las pseudosecciones calculadas y observadas indica un acuerdo de bueno a excelente entre todas las partes de este corte transversal. Un aspecto alentador de la interpretación es que los modelos computados son casi idénticos para los 10 km en que se traslapan los datos dipolo-dipolo y de Schlumberger. Eso no significa automáticamente que los modelos sean correctos, pero sí sugiere que la calidad de los datos es consistentemente buena, y que las diferencias entre la estructura real y la del modelo son debidas principalmente a diferencias de equivalencia eléctrica.

La formación superficial adyacente a la Sierra de Cucapa es una gruesa cuña de material de abanicos aluviales. El modelo de resistividad muestra esto como una unidad de 5 ohm-m que varía en espesor de 500 m, cerca de la Sierra de Cucapa, a 200 m cerca del km 6. Las mediciones Schlumberger de corto espaciado tomadas por la CFE indican que la resistividad puede exceder de 100 ohm-m cerca de la superficie. Por lo tanto, en nuestro modelo se combinaron considerablemente las capas cercanas a la superficie. Subyacente a la capa superficial se encuentra una unidad gruesa de baja resistividad, aproximadamente 1.2 ohm-m. Esto representa probablemente una secuencia de arenas y lutitas saturadas de agua, y la baja resistividad sugiere que el agua en los poros es salobre. Hacia el oeste, la falla de Cucapa, casi vertical, corta abruptamente a esta unidad; sin embargo, el contacto inferior de esta unidad es más difícil de discernir. El modelo muestra un "basamento" de 300 ohm-m, a 1.8 km de profundidad, debajo de la unidad conductiva. Si existiera una capa interpuesta de resistividad intermedia la profundidad del basamento sería bastante mayor. Desafortunadamente, cuando la resistividad aumenta notablemente con la profundidad, es imposible distinguir entre dichas alternativas.

Cerca del km 7, los depósitos de abanicos aluviales terminan abruptamente, y en los cinco kilómetros siguientes se observan llanos fangosos y numerosas manifestaciones hidrotermales. La unidad superficial tiene entre 200 y 500 metros de espesor y la resistividad es muy baja, 0.5 ohm-m. Tanto la alteración hidrotermal como un gran espesor de depósitos lacustres saturados con agua probablemente explican los valores extremadamente bajos de resistividad. La unidad es más espesa cerca del km 8, y el engrosamiento local en ese lugar puede estar asociado con fallas y movimiento de fluidos. Nuestro modelo indica que el fallamiento cercano al km 8 afecta toda la sección y que la región al este de la falla, debajo de las rocas conductoras superficiales, en general es más resistiva que la región al oeste de la falla. Esta falla fue identificada previamente por varios investigadores (Merriam, 1965; Mañon et al., 1977) y puede representar una barrera hidrográfica. Al este de la falla debajo de la capa superficial de 0.5 ohm-m, el modelo muestra dos estratos con resistividades de 3 y 50 ohm-m sobre un basamento a 1.8 km de profundidad. Las profundidades correspondientes a estas unidades no están bien determinadas por las razones dadas anteriormente. La capa superior de 3 ohm-m se interpreta como arenas y lutitas subsaturadas o alteradas, y

la capa de 50 ohm-m como sedimentos severamente subsaturados o alterados. El registro eléctrico del recientemente completado pozo M-96, ubicado cerca del km 11, deberá ser útil para fijar los límites en esta sección.

Más al este, cerca del km 11, aparece en esta sección otra discontinuidad. Terminan el conductor superficial y las formaciones resistivas subyacentes y se observa también un cambio en la profundidad del basamento; esta discontinuidad se correlaciona con la zona de falla de Cerro Prieto (Noble, et al., 1977). Al este de la discontinuidad no encontramos en las mediciones de resistividad evidencia de basamento, lo que implica que la profundidad del basamento excede los 3.5 km. Por lo tanto la región entre la falla del km 7 y la falla de Cerro Prieto puede caracterizarse como un bloque aislado, relativamente resistivo. Esta región anómala está probablemente subsaturada y es posible que esté asociada con un sistema hidrotermal previo.

Para la región situada al este de la falla de Cerro Prieto nuestro modelo se basa en gran parte en el análisis de datos Schlumberger. En la Figura 3 aparecen las pseudosecciones observadas y computadas para el modelo bidimensional. Al este de la falla de Cerro Prieto la sección se caracteriza por una superficie relativamente resistiva bajo la que se encuentra una gruesa unidad conductiva caracterizada por una resistividad de 1.5 ohm-m. En esta región hay evidencia de una capa de resistividad intermedia (25 ohm-m) a una profundidad de 3 km; esto puede representar sedimentos Terciarios. Cerca del km 20 se hace evidente otro cambio conforme los depósitos superficiales se hacen más resistivos y la resistividad de la unidad subyacente aumenta de 1.5 a 2.5 ohm-m. Esta discontinuidad se asocia con la traza de la falla Imperial (Reyes, 1977), y la zona de falla es discernible debido a un significativo contraste en resistividades dentro de la sección. El contraste detectado aquí, y cerca de la falla de Cerro Prieto, sugiere que dichas fallas actúan como barreras hidrográficas. Al este de la falla Imperial, las unidades de resistividad son horizontales y ligeramente más resistivas que al oeste de la falla.

Comenzando 3 km al sur de D-D', la línea E-E' cruza la parte central del área de producción. Las Figuras 4 y 5 muestran resultados de campo y secciones de resistividad bidimensionales para espaciados de 1 km y 2 km, respectivamente. El ajuste entre los valores observados y los calculados es bastante bueno, pero es menos bueno para los espaciados mayores donde sabemos que nuestros datos son menos precisos. Tanto los registros de resistividad obtenidos en pozos de producción profundos como los datos gravimétricos son importantes para fijar límites para los modelos de resistividad.

En las adyacencias de la Sierra de Cucapa los modelos para las líneas E-E' y D-D' son similares. Las diferencias en E-E' son que el basamento descende a 3 km y sobre el mismo hay una capa resistiva de 4.0 ohm-m. La inferencia de una mayor profundidad del basamento se justifica a partir de los datos de gravedad que se discuten más abajo.

La capa de 4 ohm-m se interpreta como sedimentos consolidados más antiguos.

Cerca del km 6 se hace evidente una capa de baja resistividad (0.5 ohm-m) cercana a la superficie, que se extiende aproximadamente 6 km. Dicha capa está asociada con llanos fangosos y manifestaciones hidrotermales superficiales, y es similar a la capa superficial observada en la línea D-D' (Figura 2). Cerca del km 8 se detecta en la sección una discontinuidad vertical, que se interpreta como una falla. Esta estructura fue determinada previamente mediante correlaciones de registros geofísicos de pozos, y los geólogos opinan que constituye el límite occidental del área de producción geotérmica (Noble, et al, 1977). También podría estar relacionada con la falla detectada anteriormente en km 7 de la línea D-D'. Al este de esta falla, por lo menos a lo largo de los próximos 6 km, se encuentra la zona de producción geotérmica. Esta área está caracterizada por resistividades bajas a moderadas hasta una profundidad de 800 m, donde comienza una formación resistiva. El cuerpo resistivo tiene aproximadamente 1 km de espesor y probablemente cuatro a cinco kilómetros de ancho. Nuestras mediciones no se extendieron lo suficiente hacia el este como para determinar con precisión el límite oriental. La producción geotérmica actual proviene de esta unidad, y suponemos que la resistividad relativamente alta es el resultado de una zona de menor porosidad causada por la deposición de minerales. Se han observado otras evidencias de deposición mineral en registros de densidad y resistividad obtenidos en pozos perforados en el campo (Noble, et al, 1977).

Debajo de la unidad resistiva el modelo muestra una capa de 1 ohm-m superpuesta al basamento. Esta unidad de baja resistividad no está bien definida ya que se encuentra en los confines de la zona comprendidas por nuestros datos. La superficie del basamento a 3 km de profundidad se basa principalmente en evidencias gravimétricas.

Al este del km 12 la sección podría asemejarse a la correspondiente a la línea D-D'; una sección con formaciones superficiales resistivas con capas conductoras subyacentes. La cobertura de datos en esta área es insuficiente como para definir con precisión los límites.

GRAVIMETRIA

Se utilizaron datos gravimétricos, tomados en 1963 por cuadrillas de CFE, para proveer vínculos para el modelo de resistividad. El perfil de gravedad que aparece en la Figura 6 corresponde a datos de estaciones ocupadas a lo largo de la línea E-E'. Se modeló la estructura de gravedad por medio de un programa bidimensional convencional (Talwani, et al, 1959).

Suponiendo un contraste de densidad de 0.5 gm/cm³ entre las rocas del basamento y los sedimentos del valle, obtuvimos un buen ajuste para la posición y el desplazamiento vertical de la falla de Cucapa (Figura 6). La posición corresponde en forma notable a la indicada por el modelo de resistividad, con un desplazamiento vertical de

aproximadamente 3 km. Un contraste menor resultaría en un basamento más profundo.

Los depósitos de abanico aluvial adyacentes a la Sierra de Cucapa están modelados con un contraste de densidad de -0.2 gm/cm³ en relación con los otros sedimentos. Esta unidad se correlaciona bien con la capa de 4 ohm-m de la Figura 4, lo que implica que tanto la menor densidad como la mayor resistividad pueden ser el resultado de una sub-saturación de agua. El cuerpo resistivo en la región del yacimiento (Figura 4) corresponde a un bloque de contraste de densidad positiva de .35 gm/cm³ en relación con los sedimentos. Existe buen acuerdo con las dimensiones de la formación resistiva, según se observa en la Figura 4, lo que sugiere que la desposición de minerales es responsable de ambos efectos. Al este del km 12 se asigna un contraste de densidad positivo de 0.15 gm/cm³ a los sedimentos. Esto se correlaciona en la Figura 4 con sedimentos de mayor resistividad.

SENSIBILIDAD DE LOS MODELOS A DISTINTOS PARAMETROS

Como parte del proyecto de modelado se realizó un estudio para determinar como los posibles cambios futuros de resistividad del yacimiento afectarían a las medidas de resistividad aparente dipolo-dipolo.

En la Figura 7 se aumenta en el modelo, la resistividad de la región del yacimiento, de 4 a 10 ohm-m. Un aumento de dicha magnitud podría deberse a una o más de las siguientes razones:

- (1) disminución de porosidad debida a la deposición secundaria de minerales,
- (2) reducción de presión de poro dentro del yacimiento, y concurrente formación de una zona de vapor, y
- (3) disminución de porosidad debida a la compactación de las rocas del yacimiento.

Una comparación entre los conjuntos de datos de antes y después de las modificaciones (Figuras 4 y 7) muestra que para algunos puntos las resistividades aparentes cambian en 30% o más. Esto implica que para observar dichos cambios los datos de campo deben obtenerse con una precisión de 5% lo que puede lograrse con una ligera modificación de la instrumentación actualmente utilizada.

En la Figura 8 la resistividad de la región localizada directamente por encima de la formación del yacimiento se cambia de 0.5 a 3.5 ohm-m. Esto puede representar ya sea un engrosamiento de la zona mineralizada o probablemente una incursión de agua dulce. Una comparación de pseudosecciones de antes y después de las modificaciones (Figuras 4 y 8) muestra diferencias dramáticas.

Si se compara esta segunda perturbación del modelo con el modelo de resistividad D-D' (Figuras 2 y 8) se observa una similitud notable entre las partes occidentales de los perfiles. Esto provee mayor evidencia de que la zona resistiva aislada de la línea D-D', cerca del volcán Cerro Prieto,

pudo haber sido una vez similar a la región actual de producción, pero con el tiempo se ha hecho menos permeable y por lo tanto improductiva.

CONCLUSIONES

A continuación un breve resumen de nuestros hallazgos:

1. La zona productora en Cerro Prieto está caracterizada por una alta resistividad (4 ohm-m) en relación con la región circundante (1 a 2 ohm-m).

2. Los estudios de modelado sugieren que aumentos significativos con el tiempo de resistividad o del espesor de la zona de producción son detectables con mediciones dipolo-dipolo de precisión.

3. Por medio de mediciones dipolo-dipolo se detectaron varias fallas que pueden actuar como barreras hidrológicas y que están relacionadas con la zona de producción.

4. Los estudios de perturbación del modelo de resistividad correspondientes a la región del yacimiento sugieren que la región no productiva situada al norte, adyacente al volcán, fue en el pasado más permeable y más parecida a la actual zona de producción.

5. Los estudios de modelado han demostrado que en Cerro Prieto la resistividad de corriente continua no es muy adecuada para la elaboración de mapas de la superficie del basamento o de otros horizontes resistivos profundos.

TITULOS DE LAS FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización, estudio de resistividad realizado por LBL.

Figura 2. Pseudosección de resistividad aparente dipolo-dipolo a lo largo de la línea D-D' para dipolos de 1 km; datos de campo, datos generados por el modelo, y modelo de resistividad bidimensional.

Figura 3. Pseudosección de resistividad aparente Schlumberger para datos tomados a lo largo de la línea D-D'; datos de campo, datos generados por el modelo, y modelo de resistividad bidimensional.

Figura 4. Pseudosección de resistividad aparente dipolo-dipolo a lo largo de la línea E-E'; datos de campo, datos generados por el modelo, y modelo de resistividad bidimensional.

Figura 5. Pseudosección de resistividad aparente dipolo-dipolo a lo largo de las líneas D-D' y de E-E' para dipolos de 2 km; datos de campo, datos generados por el modelo, y modelo de resistividad bidimensional.

Figura 6. Perfil de gravedad Bouguer de estaciones espaciadas a 1 km a lo largo de la línea E-E'; datos de campo, datos generados por el modelo y modelo de gravedad bidimensional. Todas las densidades en gm/cm^3 el kilómetro 0 corresponde al kilómetro 0 de la línea E-E' de resistividad dipolo-dipolo.

Figura 7. Perturbación 1 del modelo de la línea E-E' de resistividad dipolo-dipolo. El bloque de 10 ohm-m reemplaza en el modelo al de 4 ohm-m (comparar con la Figura 4).

Figura 8. Perturbación 2 del modelo de la línea E-E' de resistividad dipolo-dipolo. El bloque de 10 ohm-m reemplaza en el modelo al de 4 ohm-m (comparar con la Figura 4).