

**MEDICIONES GRAVIMETRICAS Y TELURICAS EN EL VALLE  
DE MANEADERO, ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**

H. FABRIOL\*.  
M. MARTINEZ\*  
R. VAZQUEZ G.\*

*(Recibido: 23 de nov. de 1981)*

*(Aceptado: 12 de abril de 1982)*

**RESUMEN**

El Valle de Maneadero, Baja California, forma parte de las zonas afectadas por la extremidad noroeste de la falla de Agua Blanca. El CICESE ha realizado un estudio geofísico integrado usando varios métodos, a fin de precisar las estructuras geológicas profundas del valle. El mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer, y el mapa de la superficie del basamento muestran una gran cuenca sedimentaria, delimitada al suroeste por la falla normal de Agua Blanca. Tres perfiles de razón de campo telúrico colineal, muestran, además de la falla de Agua Blanca, ondulaciones del basamento, que concuerdan con los datos gravimétricos ahí obtenidos.

**ABSTRACT**

The Maneadero Valley in Ensenada, B. C., is part of the zones affected by the NW extremity of the Agua-Blanca Fault. At CICESE we have performed an integrated geophysical study using different methods, in order to determine deep geological structures of the valley. The gravimetric map of Bouguer Anomaly and the basement surface map show a large sedimentary basin, limited to the South West by the Agua Blanca normal fault. Three profiles of collinear telluric fields ratio show, besides the Agua Blanca fault, some undulations in the basement, which agree with the gravimetric data obtained.

\* *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., MEXICO.*

## 1. INTRODUCCION

El Valle de Maneadero está localizado en la parte noroeste de la Península de Baja California, 12 km al sur de Ensenada (figura 1). Es una cuenca sedimentaria de aproximadamente 15 km de ancho por 20 km de largo, bordeada al Sur por las montañas de Punta Banda y delimitada al Oeste por el Océano Pacífico. Los primeros trabajos de geofísica realizados en esta zona fueron los de Pohle, 1977; Dowdy, 1977; Sandstra, 1972; Petrick, 1972; Hummel, 1972.

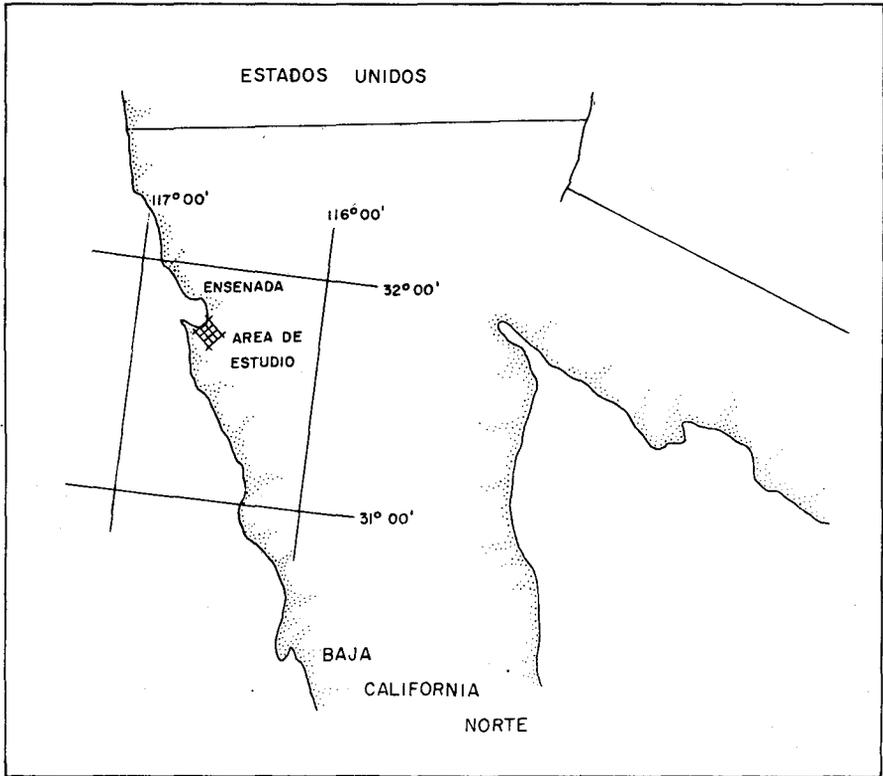
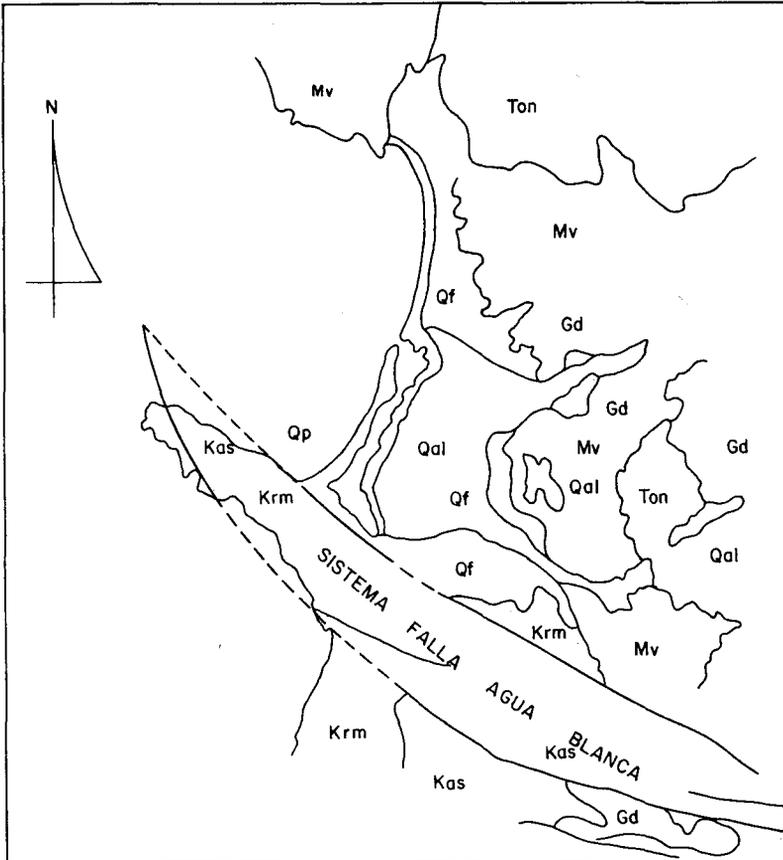


Fig.1 Mapa de localización del área de estudio

En estos trabajos se destaca la falla de Agua Blanca a lo largo de la franja sur del Valle de Maneadero, y se postula la existencia de varios kilómetros de sedimentos, subyaciendo el basamento en este mismo valle apoyándose en mediciones de gravimetría, resistividad y auto-potencial. Además, se confirma una notable actividad geotérmica usando el método de auto-potencial y el análisis geoquímico de manifestaciones hidrotermales.

El CICESE ha realizado en esta área un estudio geofísico integrado, utilizando resistividad con corriente directa, auto-potencial, razón de campo telúrico colineal y gravimetría (Vázquez, 1980). Los objetivos principales fueron estudiar los grandes rasgos geológicos del valle y su configuración geohidrológica. En este trabajo sólo presentamos los resultados de las mediciones gravimétricas y de razón de campo telúrico colineal, los cuales nos permitieron estudiar la estructura geológica del valle y su relación con la falla de Agua Blanca.

La geología de la zona (Allen *et al.*, 1960; Gastil *et al.*, 1975) comprende tres unidades, a saber: (figura 2)



Mv	Pre-Batholítico (Meta-Volcánico)
Ton Gd	Batolítico (Tonalita, Granodiorita)
Krm Kas	Post-Batholítico (Form. Rosario, Form. Alisitos)
Qal Qf Qp Qm	Cuaternario (Aluvial, Fluvial, Playa, Marinos)

Fig. 2 Rasgos Geológicos (Allen *et al.*, 1960)

- 1) Las rocas graníticas del batolito mesozoico, que afloran en la parte oriental del valle y que posiblemente se encuentren cubiertas por sedimentos en la mayor parte de la zona de estudio.
- 2) Las rocas volcánicas (pre y post-batolíticas) que constituyen la Península de Punta Banda, y parte del basamento sobre el cual reposan los sedimentos del valle.
- 3) Las rocas sedimentarias del cuaternario divididas en aluviales, fluviales y de playa.

El valle está afectado tectónicamente al suroeste por la Falla de Agua Blanca, la cual tiene como terminación NW la península de Punta Banda. La formación del valle queda parcialmente explicada por el desplazamiento lateral derecho de la falla, combinado con un movimiento normal, particular de esta zona.

## II. ESTUDIO GRAVIMETRICO

Se tomaron mediciones con un gravímetro de tipo Worden en 100 estaciones distribuidas en el valle de acuerdo con la figura 3. Como estación base principal se usó la establecida por Phillips en 1975 (Univ. Estatal de San Diego), en la ciudad de Ensenada y una estación base secundaria cercana al pueblo de Maneadero. Al inicio y al final de cada día de mediciones del levantamiento gravimétrico, se realizaron lecturas en Ensenada y en la zona de estudio con el fin de corregir por deriva de instrumento. Los datos se redujeron tomando en cuenta el valor absoluto de la gravedad en la estación base de Ensenada. Las correcciones por elevación se hicieron utilizando los mapas topográficos a escala 1/50,000 proporcionados por DETENAL y la altura sobre el nivel del mar de los pozos controlados por la SARH en esta zona. Ya que el valle tiene relieves topográficos someros, estimamos que el error en las elevaciones es de  $\pm 2$  m y que el error en las correcciones no sobrepasa 0.5 mgal en casi todas las estaciones.

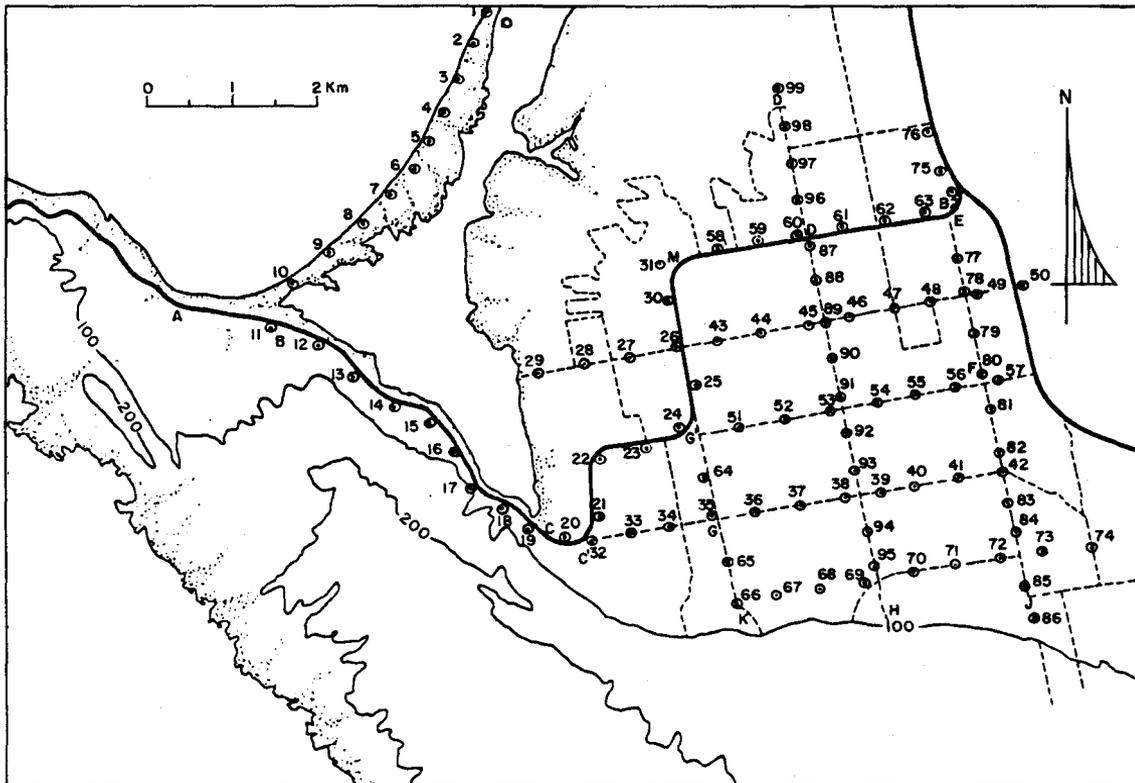


Fig. 3 Localización de estaciones gravimétricas.

## III. INTERPRETACION

El mapa de anomalía de Bouguer se muestra en la figura 4. Podemos definir la presencia de una falla en la parte SW del Valle de Maneadero, en lo que corresponde al borde Sur de la Península de Punta Banda. Al pie de ésta se extiende hacia el Norte una cuenca sedimentaria marcada por un bajo gravimétrico relativo de  $-15$  mgal. Estimaciones puntuales realizadas sobre el perfil KM de anomalía de Bouguer y con un contraste de densidades de  $0.7 \text{ gr/cm}^3$ , según se explica más adelante, dan un espesor de sedimentos superior a  $600$  m. La profundidad del basamento va disminuyendo hacia el Este, aflorando más allá de la carretera transpeninsular.

Esta interpretación se ve limitada por la necesaria interpolación entre los valores de las estaciones 1 a 20 y el resto del levantamiento, ya que la presencia de la laguna impide medidas intermedias.

El patrón de falla mostrado en el plano de anomalía de Bouguer está truncado en la parte sureste del área por un bajo gravimétrico. Cuatro estaciones delimitan este comportamiento anómalo. Estas cuatro estaciones se encuentran en la parte alta del valle, donde el error de la estimación de la altura pudiera ser hasta de  $\pm 10$  metros, lo que equivale a un error de  $2$  mgals. En esta área la evidencia geológica es confusa, ya que es ahí donde la falla de Agua Blanca cambia de ser falla de rumbo (hacia la parte este) a falla normal (hacia la costa).

Se cuenta en el CICESE con un programa de computadora que proporciona una estimación de la profundidad del basamento, a partir de los valores de la anomalía de Bouguer, utilizando como parámetros adicionales una profundidad promedio para la interfase sedimentos-basamento, y el contraste de densidad entre las dos formaciones. El programa calcula en cada punto de una rejilla rectangular la suma de los efectos gravimétricos debidos a prismas, cada uno de los cuales está situado bajo un punto específico de la rejilla. El tope del prisma es plano y su extensión horizontal depende de la situación del punto considerado con respecto a los márgenes de la rejilla. El espesor de los sedimentos está dado por la fórmula del efecto gravimétrico producido por una capa horizontal (o estrato equivalente):

$$\Delta g = 2\pi\rho Gh$$

$\rho$  = Densidad

$h$  = Espesor de la capa.

El tope o la base del prisma está situado a la profundidad promedio, según sea el valor de la anomalía de Bouguer con respecto al valor promedio de ésta. Se realizan varias iteraciones, aproximando el espesor del prisma hasta que la diferencia entre el valor medido de la anomalía de Bouguer y el valor calculado sea inferior a  $0.05$  mgal.

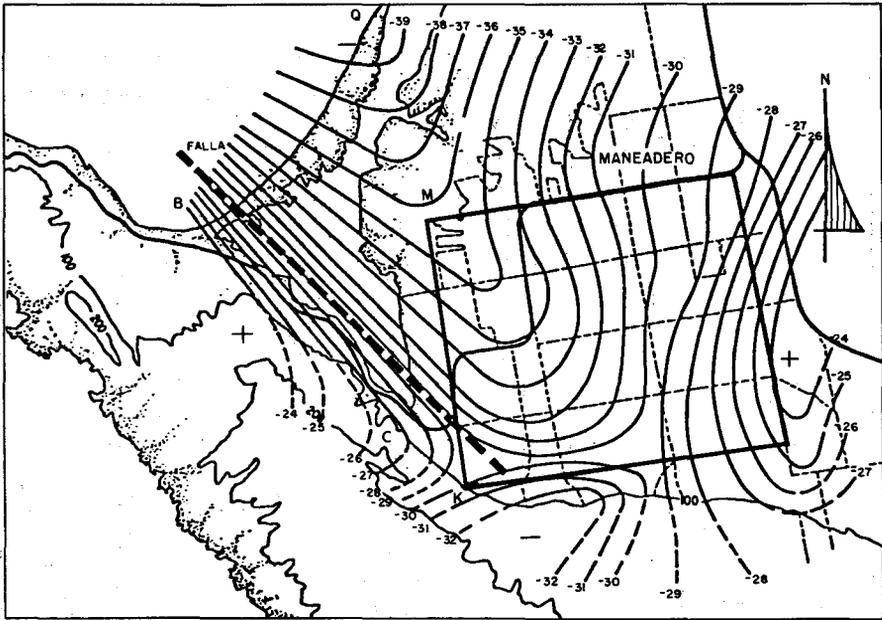


FIG.4 PLANO DE ANOMALIA DE BOUGER

El cuadro delimita la zona en la cual se han calculado profundidades del basamento.

La zona escogida por el procesado está delimitada por el cuadro resaltado en el mapa de anomalía de Bouguer (figura 4), y corresponde a la zona donde se tiene la mayor densidad de puntos. Aunque existe un gran número de perforaciones en el valle, en general no se tienen registros de éstas, y los pocos que existen sólo dan información somera y dudosa, sin indicación sobre la profundidad del basamento. Por no contarse con información se ha escogido una profundidad promedio de basamento de 400 m, ya que ésta permite que, como resultado del modelado, el basamento aflore al este de la carretera transpeninsular, coincidiendo con lo observado. Además esta profundidad promedio coincide con la obtenida al interpretar sondeos eléctricos en la misma zona (Martínez *et al.*, 1982). Asignando una densidad de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  al granito del basamento y de  $1.97 \text{ gr/cm}^3$  a los sedimentos sobre éste (Dobrin, 1976) se obtiene para los cálculos un contraste de densidad de  $0.7 \text{ gr/cm}^3$ .

En el mapa de profundidades del basamento (figura 5), se observa cómo el espesor de sedimentos crece de Este a Oeste, con un valor máximo de 580 m, en la esquina NW del mapa. La presencia de la falla de Agua Blanca no se aprecia en el cuadro interpretado. La anomalía presente en la esquina SW pudiera estar relacionada con el cambio de tipo de afallamiento, pero por las causas presentadas anteriormente, esta zona necesita mayor cantidad de información, para poder precisar su estructura. En la parte este del mapa, el basamento sube hasta 200 m de la superficie, presentando una ligera ondulación positiva de 2 km al sur de Maneadero.

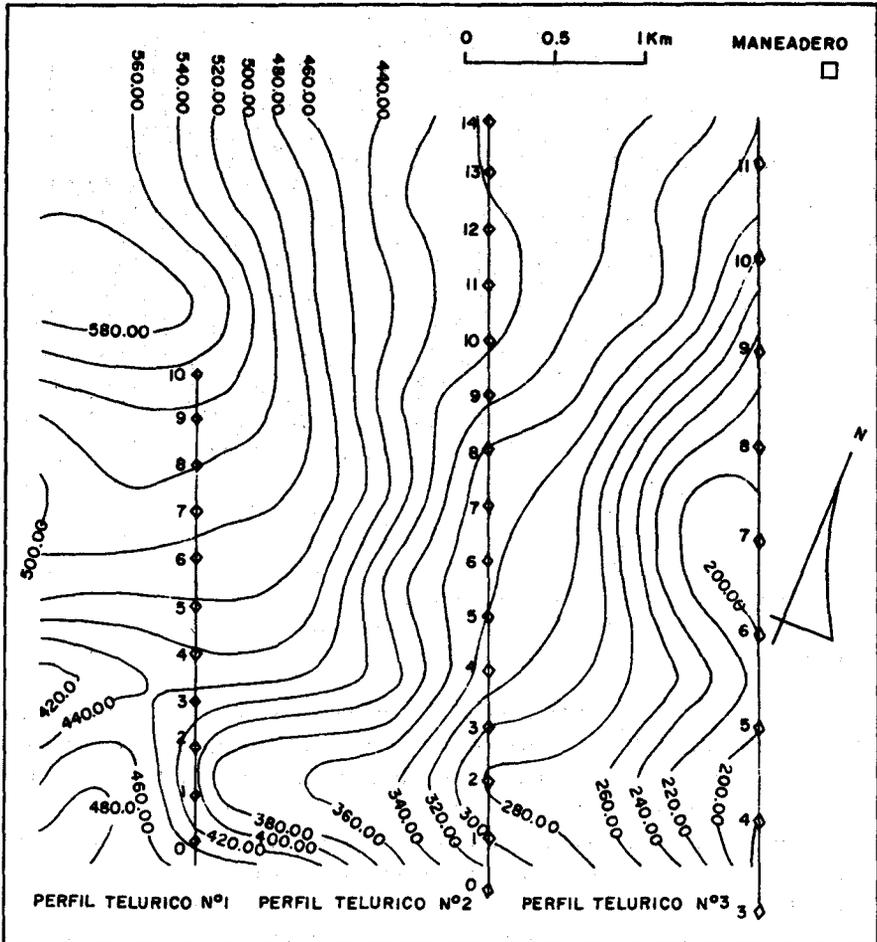


Fig. 5. Mapa de profundidades del basamento (equidistancia entre las curvas de nivel : 20 mts )

El mapa de anomalía de Bouguer obtenido por Pohle (1977) en esta zona del valle es similar al de la Figura 4. Su interpretación, más bien cualitativa, asigna un espesor de sedimentos superior a 1830 m (6000') en el punto B y de 610 m (2000') en el punto C (figura 4). Como se ha dicho anteriormente, se ha preferido utilizar con precaución los datos de las estaciones 1 a 20, ya que se necesita interpolar sobre distancias mayores de 3 km para relacionarlo con el resto del estudio, por lo cual los datos de la interpretación cualitativa de este trabajo dan profundidades menores, pero más confiables.

#### IV. ESTUDIO TELURICO

Los métodos telúricos vectoriales comparan la variación en los campos eléctricos naturales (o campos telúricos) medidos en diversos puntos, con el campo telúrico medido en una estación base (Yungul, 1977). Para este estudio se ha utilizado un método más simple, el método de razón de campo telúrico colinear (Beyer, 1977). Este consiste en medir la razón  $R$  de las diferencias de potencial (en mV/km), que existen entre dos dipolos alineados al perfil de medición. Cada dipolo consta de 2 electrodos, uno de los cuales es común a ambos dipolos. En la figura 6 se esquema-

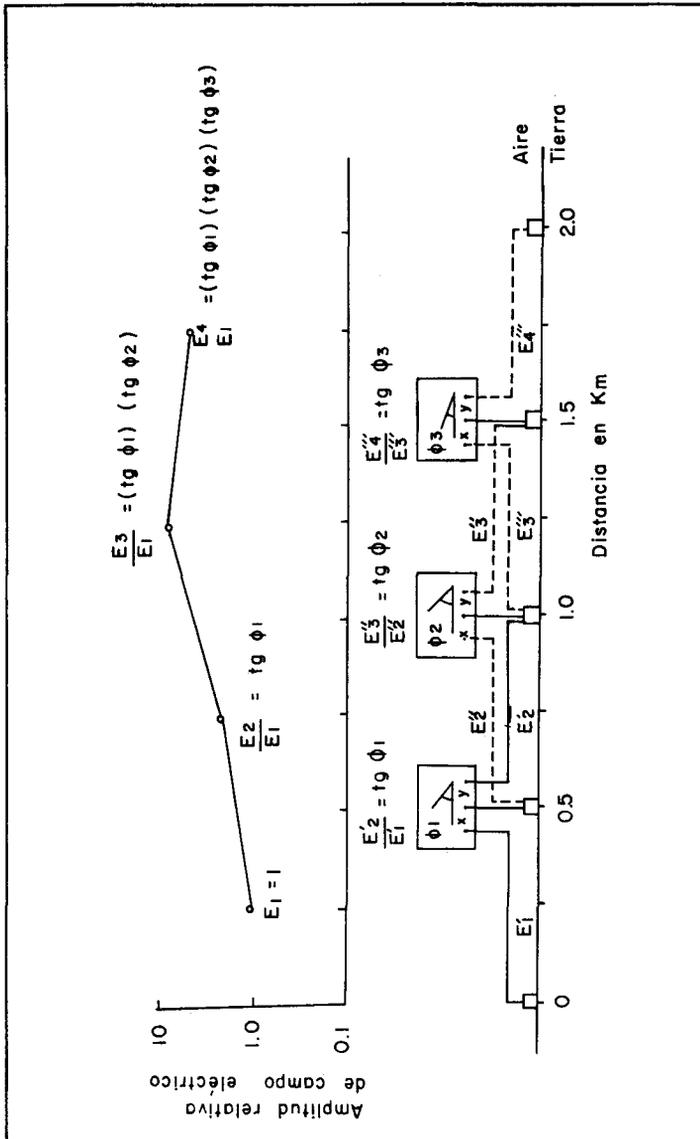


Fig. 6. Arreglo de estaciones receptoras para la medición de la razón de campo eléctrico telúrico y manera de graficar los resultados.

tiza el principio del método: la graficadora XY permite obtener directamente la razón de las amplitudes de los campos E1 y E2. Suponiendo idéntica la longitud de los dipolos, esta amplitud es igual a  $\text{tg}\phi_1$ , en donde  $\phi_1$  es el ángulo entre el eje mayor de la elipse de polarización de E1 y E2, y el eje X. Generalmente la elipticidad es muy pequeña y lo que se obtiene es una línea recta. Al avanzar sobre la línea de medición en el campo, el dipolo de atrás se desplaza y se coloca adelante, lo que permite medir E3 relativo a E1 al multiplicar  $\text{tg}\phi_2$  por  $\text{tg}\phi_1$  y así sucesivamente. El campo medido por el primer dipolo se normaliza arbitrariamente a 1.

Para aprovechar la sencillez del método, se efectúa una interpretación cualitativa rápida considerando modelos con cambios laterales de resistividad (caso bidimensional): si se realizan mediciones de razón de campo eléctrico colineal perpendicular a la interfase, se encontrará que, al comparar la componente de campo eléctrico inmediatamente a la derecha de la interfase con la correspondiente a la izquierda, el cambio detectado es proporcional al cambio de las resistividades.

$$\frac{E_{\text{der}}}{E_{\text{IzQ}}} = \frac{\rho_{\text{der}}}{\rho_{\text{IzQ}}}$$

De esta manera se tiene un método muy sencillo para detectar cambios laterales de resistividad en el subsuelo, debidos a estructuras geológicas: cambio lateral de facies, contactos anormales causados por fallas, grabens, pliegues, etcétera. Como ayuda a la interpretación cualitativa se puede hacer uso del catálogo de respuestas para modelos bidimensionales que existe publicado en la literatura (Beyer, 1977).

Se acostumbra realizar las mediciones a dos frecuencias: 8 Hz y 0.04 Hz. Tomando en cuenta la propiedad de efecto de piel de las ondas electromagnéticas, las altas frecuencias penetran menos que las bajas frecuencias, y cuanto más alta la resistividad de los terrenos mayor es la penetración. Los perfiles de 8 Hz caracterizan las estructuras de poca profundidad, mientras que los perfiles de 0.04 Hz detectan estructuras más profundas. El uso combinado de ambas frecuencias facilita grandemente la interpretación.

En la figura 7 se muestra la localización de los 3 perfiles realizados en el área. La longitud de los dipolos fue respectivamente: Perfil 1:250 m, Perfil 2:300 m, Perfil 3:500 m.

En la misma figura se muestra la posición de la falla de Agua Blanca, inferida por observación directa en la superficie y por la anomalía de Bouguer. El perfil 1 es el único que la cruza. En mediciones preliminares se encontró que el vector de campo eléctrico estaba polarizado en la misma dirección que la falla.

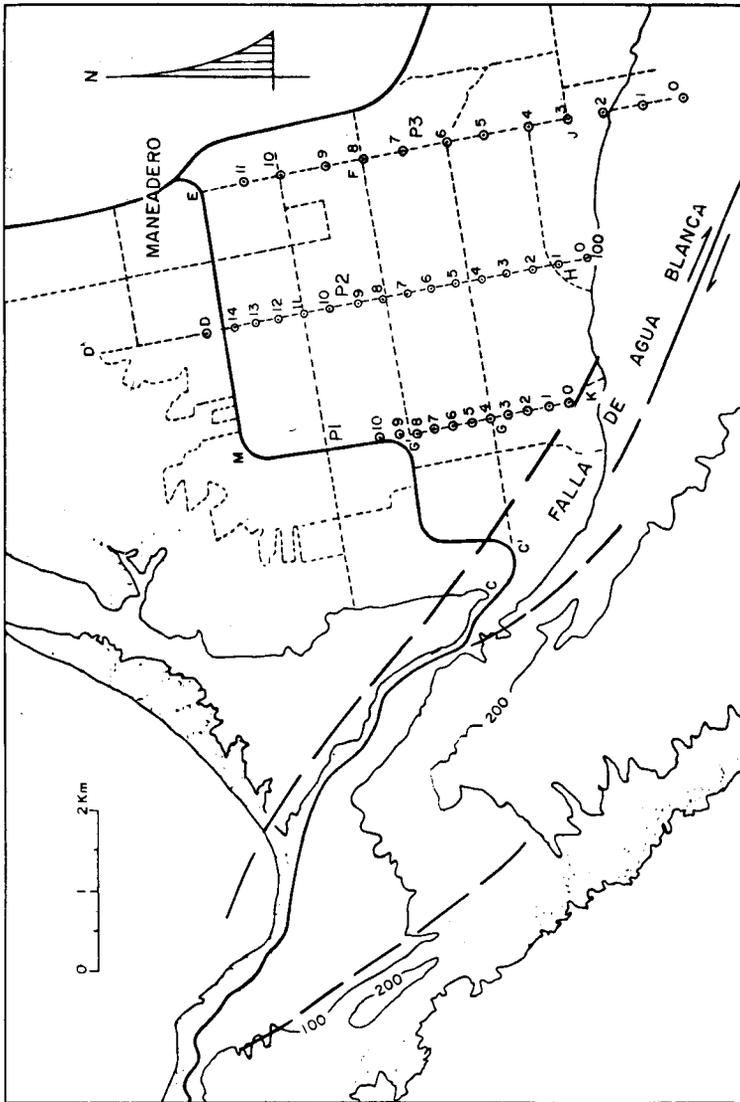


Fig. 7 Localización de perfiles de medición de campo telúrico.

La figura 8 muestra los 3 perfiles resultantes de la medición de la razón de campo telúrico, superpuestos de tal manera que la posición respectiva de las abcisas corresponde a la localización de las estaciones en el mapa de profundidades del basamento (figura 5), la escala horizontal siendo la misma. En cada perfil se ha reportado en la parte superior derecha las profundidades del basamento obtenidas en la figura 5. Los intervalos de confianza de la estimación de las razones de campo te-

lúrico han sido determinados a partir de las varianzas. Esta estadística es posible gracias a que en una misma estación se miden de 5 a 10 veces las razones  $E_i/E_n$ . Haciendo la suposición de que la distribución de los errores es normal, se presentan los resultados con barras de error en un intervalo de confianza de 68%.

En el perfil 1 (figura 8) se observa el cambio de los terrenos resistivos de Punta

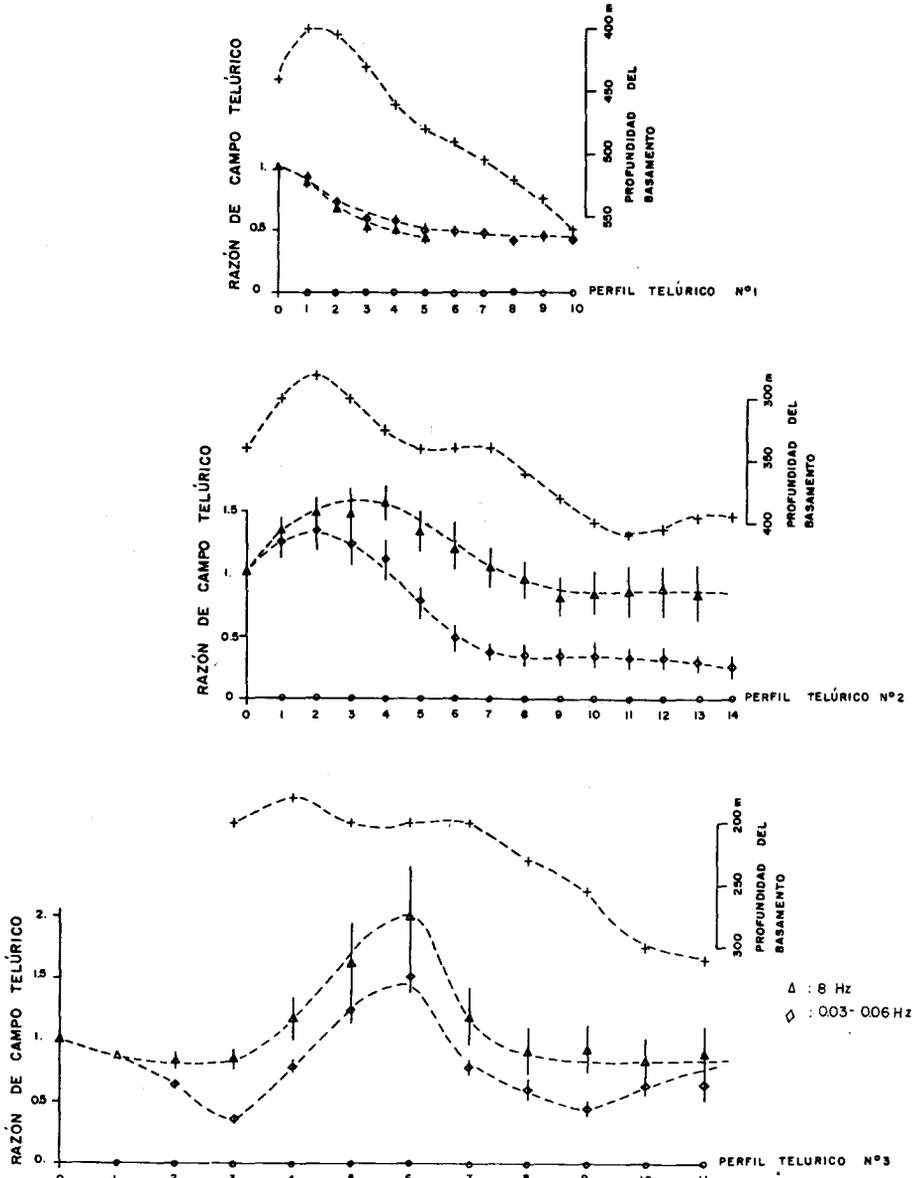


Fig. 8 Perfiles de razón de campo telúrico colineal en el Valle de Maneadero.

Banda a los terrenos conductores del Valle. La respuesta obtenida es la típica para el borde de una estructura tipo graben rellena con sedimentos conductores. Aun cuando para la curva de 8 Hz sólo se tiene información hasta la estación 6, se nota con claridad que, en la parte norte, ambas curvas bordean el perfil del basamento. Este perfil, por encontrarse más cerca del mar, cruza terrenos con mayor cantidad de agua salada y presenta resistividades menores de  $10 \Omega\text{-m}$ . A pesar de esto, y por cálculos de efecto de piel, se ve que fácilmente ambas frecuencias penetran el basamento. Las estaciones de este perfil, situadas al sur, detectan la disminución progresiva de la profundidad del basamento que también se observa con gravimetría en esta zona del valle.

En el perfil 2 (figura 8) se ve una caída suave del basamento de Sur a Norte, que se verifica en el comportamiento de los campos telúricos en las 2 bandas de frecuencia. El hecho de que la disminución de la razón de campo para 8 Hz sea menor que para 0.04 Hz se puede atribuir a la presencia de una lente delgada superficial de material resistivo, situada sobre un material más conductor (Beyer, 1977). Esta situación puede presentar indicios de la existencia de acuíferos de agua dulce, superpuestos sobre un medio en general más salino. En la parte sur de este perfil, se observa una buena concordancia entre una ondulación positiva del basamento y las variaciones de la razón de los campos telúricos.

El perfil 3 (figura 8) está caracterizado en las dos bandas de frecuencia por una anomalía positiva, simétrica, y centrada entre las estaciones 5 y 6. Las barras de error son mayores que en los otros perfiles, lo que debe limitar la interpretación. Si comparamos con el perfil de profundidades del basamento, sólo encontramos concordancia con las estaciones situadas más al Norte donde se nota una caída progresiva del basamento. En la parte sur del perfil carecemos de información gravimétrica para indicar profundidades del basamento. Es preferible entonces considerar el perfil en su conjunto y observar que este tipo de anomalía se puede atribuir a una subida muy local del basamento o de un cuerpo resistivo impermeable, como lutitas con bajo porcentaje de minerales arcillosos, entre las estaciones 5 y 6. Si se compara este perfil con el obtenido en el estudio de resistividad del valle (Martínez *et al.*, 1982) se observa que se está bordeando una interfase con contraste de resistividad de más de 1 a 10 que alcanza una profundidad aproximada de 180 m entre las estaciones 5 y 6, y se profundiza a más de 300 m a ambos lados. La respuesta telúrica de tal estructura es compatible con los datos experimentales aquí presentados y la respuesta teórica descrita en la literatura (Beyer, 1977).

## V. CONCLUSION

El valle de Mancadero y la extremidad NW de la falla de Agua Blanca son estructuras complejas en la medida que no se han estudiado con detalle su configuración

profunda y las estructuras secundarias asociadas. Dentro de las limitaciones con las que se realizaron las mediciones de gravimetría y de razón de campo telúrico, se encuentra que la interpretación es consistente entre uno y otro métodos. Se ha modelado la anomalía de Bouguer y estimando un contraste de densidad de  $0.7 \text{ gr/cm}^3$  se obtuvo una profundidad y una estructura del basamento. En algunos lugares, especialmente donde el contacto entre basamentos y sedimentos es superficial, la razón de campo telúrico tiende a bordear dicho contacto. Sin embargo, en el centro del valle, donde existen inhomogeneidades y sobre todo factores que afectan en mayor proporción las resistividades presentes (cambio de salinidad, sobre todo), la razón de campo telúrico se ve afectada muy fuertemente, enmascarando la información que pudiera provenir de regiones más profundas. Sin embargo, creemos que los resultados sí reflejan la presencia de estas interfases de grandes contrastes de resistividad.

**BIBLIOGRAFIA**

- ALLEN, C. R., L. T. SILVER y F. G. STEHLI, 1960. Agua Blanca Fault - A major transverse structure of Northern Baja California, México. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 457-482.
- BEYER, J. H., 1977. Telluric and D. C. Resistivity Techniques Applied to the Geophysical Investigation of Basin and Range Geothermal Systems, Part I: The E-Field Ratio Telluric method. Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-6325 1/3, 135 pp.
- DOBRIN, M. B., 1976. Introduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill, New York, N. Y., 435 pp.
- DOWDY, P. R., 1977. A gravity survey of Valle de Maneadero, Baja California. Senior Report: San Diego State University, San Diego, California, 52 pp.
- GASTIL, R. G., R. P. PHILLIPS y E. C. ALLISON, 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Am.*, Mem. 140, Boulder, Colorado. 170 pp.
- HUMMEL, P., 1972. Geothermal Investigation along the Agua Blanca Fault. Senior Report, Vol. 21, San Diego State University, San Diego, California, 37 pp.
- MARTINEZ GARCIA, M., R. VAZQUEZ y H. FABRIOL, 1982. Estudio de Resistividad del Valle de Maneadero. (En prensa.)
- PETRICK, R., 1972. Agua Blanca Geothermal Investigation, Resistivity Survey. Senior Report, Vol. 20, San Diego State University, San Diego, California. 20 pp.
- POHLE, C. R., 1977. A gravity Survey along the north side of the Agua Blanca Fault, B. C., Research Report, Vol. 30, San Diego State University, San Diego, California. 51 pp.
- SANDSTRA, R., 1972. Self-Potential Survey of part of the Agua Blanca Geothermal zone. Senior Report, Vol. 20, San Diego State University, San Diego, California. 27 pp.
- VAZQUEZ, R., 1980. Estudio de Métodos Potenciales con aplicación a Geohidrología del Valle de Maneadero, B. C. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C. M. 108 pp.
- YUNGUL, S. H., 1977. The Telluric Methods in the Study of Sedimentary structures. A survey. *Geoexploration*, 15, 207-238.