

SEISMOLOGICAL STUDIES AT CERRO PRIETO

E. L. Majer,¹ T. V. McEvilly,^{1,2} A. Albores L.,³ and S. Díaz C.⁴

¹Lawrence Berkeley Laboratory, University of California, Berkeley, California, USA

²Seismographic Station, Department of Geology and Geophysics,
University of California, Berkeley, California, USA

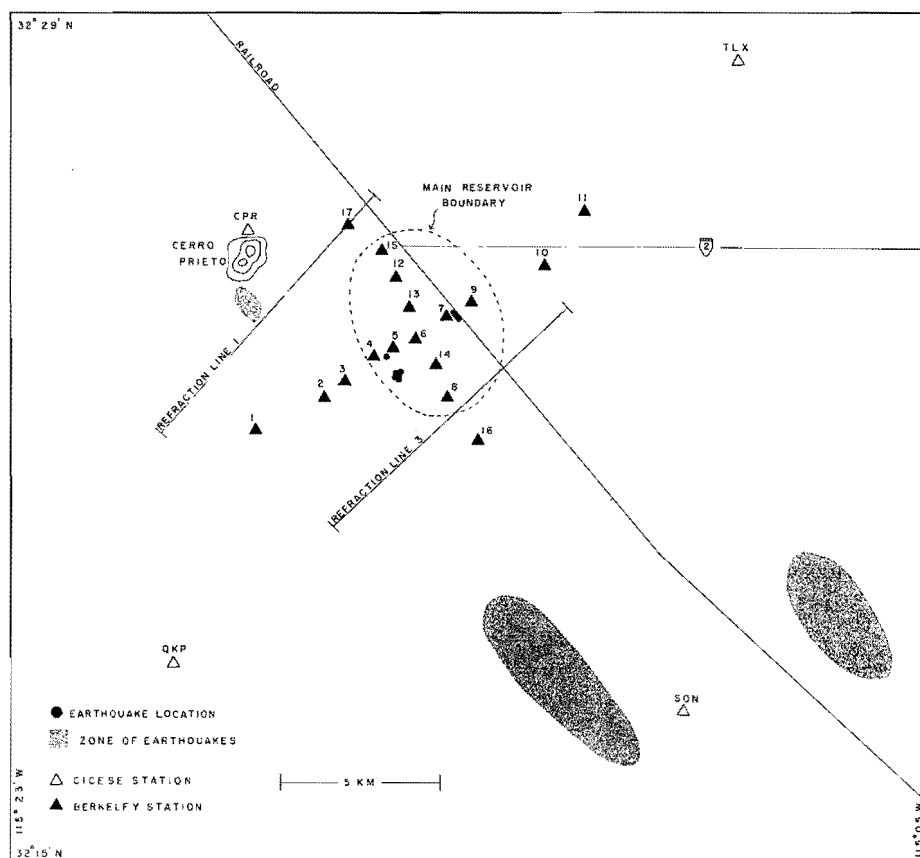
³Centro de Investigación Científica y Educación Superior
de Ensenada (CICESE), Ensenada, Baja California, México

⁴Comisión Federal de Electricidad (CFE), Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto,
Mexicali, Baja California, México

I. Introduction

In a preliminary investigation of the seismicity and wave propagation characteristics of the Cerro Prieto, Mexico geothermal field, 17 stations were occupied with vertical and horizontal seismographs from February 14 to March 11, 1978 (Figure 1). The objectives of this field experiment were to determine the level and nature of microearthquake activity in the field area and the velocity and attenuation of P- and S-waves in the produc-

tion zone relative to regional values. Similar studies of the type described here were conducted at Leach Hot Springs, Grass Valley, Nevada (Majer, 1978) and at The Geysers geothermal field in northern California (Majer and McEvilly, 1979). The previous studies indicated significant velocity and attenuation anomalies associated with both The Geysers (vapor-dominated) and Leach Hot Springs (liquid-dominated) systems. The Geysers study also revealed high microearthquake



XBL 789-10723

Figure 1. Regional map showing station locations (triangles), refraction lines, and locations of earthquakes within the field (solid circles) and outside of the field (shaded regions) during February 14 - March 11, 1978.

activity (25-30 events/day) associated with the production regions.

Continued and possibly increased fluid withdrawal at Cerro Prieto may effect changes in pore pressures, temperature gradients, volume, and stress patterns, all of which have been shown to be related to seismicity. Changes in the present level or nature of seismicity may be an indication of expansion or alteration of the production zone properties and boundaries. By using detailed microearthquake locations it may also be possible to map the location and nature of faults striking NE-SW which have been hypothesized to exist in the production zone.

The stations for this study were spaced approximately one kilometer apart across the production region and extending outside the field for adequate reference values. Because the data were collected on a twelve-channel system and 17 stations were occupied, the study was conducted in several different phases at sites shown in Figure 1. Stations 1, 6, 8, 10, 11, and 12 served as reference stations for the entire period with vertical, then horizontal, components (unfortunately vandalism forced abandonment of station 11 on the fifth day). The remaining stations were occupied with vertical, then horizontal, components for periods of 4 to 8 days. At each station the signal from a 4.5 Hz geophone was radio-telemetered to a central point and recorded with time- and tape-speed compensation data at 0.24, then 0.12, ips on 14 channel FM tape recorders with 0-80 Hz and 0-40 Hz bandwidth, respectively. Additional arrival times and first motions were provided by CICESE short-period, smoked-paper recorders at stations CPR, TLX, QKP, and SON (see Figure 1).

In addition to the data provided by this study, refraction data obtained for CFE in 1962 by Geologos Consultores Asociados (GEOCA) (line 1 and line 3, Figure 1) were analyzed and interpreted along with the available gravity data. The combined interpretation was used to determine velocity structure and basement depths.

II. Microearthquake Data

During three and one-half weeks of recording, 74 events with S-P times of less than 5 seconds were observed in the monitored signals from stations 1, 2 and 6. Because similar instrument response and dynamic range were desired for spectral ratio studies, the maximum gain for any station was set only 6 db above the gain at the noisiest station. This corresponded to a relatively low effective magnification with a threshold of detection and location near $M_L = 1$ within the array area.

Of the events recorded on 5 or more stations only six events were located near or within the production zone. These events occurred over a two-day period (February 18-19) and were part of a swarm of 20 events (14 of which occurred within 1 hour) with nearly identical S-P times. The events were located at depths between 2-3 km near stations 4 and 5 (Figure 1). The model used to locate the events was two layers over a half space with P- and S-wave velocities of (2.0, 0.8),

(3.5, 2.0) and (5.5, 3.2) km/sec, and layer thickness of 1 and 2 kilometers, respectively. The other events detected occurred outside the array, allowing only approximate locations (shaded regions, Figure 1). Forty-eight events occurred southeast of the array in the region of a magnitude 4.7 shock which occurred one day after the completion of this study. Four events occurred just south of Cerro Prieto and 15 events originated to the northwest in the Laguna Salada region. Although accurate focal depths are not easily obtained for events outside of an array, the depths seemed to be in the 5-15 kilometer range as contrasted to 2-3 kilometer range for events inside the production region.

Adequate azimuthal coverage for first motion studies was obtained for only the events occurring within the array, providing one fault-plane solution, consistent with right-lateral strike-slip motion, on a NW-trending fault, similar to San Andreas fault movement. The fault plane could not be resolved unambiguously, however, between this motion or left-lateral slip on NE-trending faulting. Some workers (Reed, 1976; Reyes et al., 1977) have suggested vertical displacement associated with normal faulting for this region. Others (Kovach, et al., 1962; Biehler, et al., 1964; Rusnak, et al., 1964) conclude that the region is dominated by the San Andreas system with an echelon faulting connected by orthogonal tensional faults. If the latter is the case, the strike-slip motion would suggest a preferred interpretation of fault planes in the NW-SE direction.

Considering the general tectonic nature of the Salton Trough and the complex faulting and structure within the production zone, it seems unusual that microearthquake activity should be so low. McEvilly and Schechter (1978) also report low microearthquake activity at the East Mesa geothermal field. Although low instrument magnifications were used in both surveys, it is doubtful that this can account for the apparent lack of activity. Similar sensitivities in The Geysers field detected 25-30 events/day. The mode of stress relief in Salton Trough geothermal fields may be closely related to the elevated temperatures, with a mechanism such as stable-gliding, as opposed to stick-slip (Brace and Byerlee, 1966), characterizing the dynamic behavior of the production region.

The seismic character of the field may change with continued production and fluid withdrawal from the region. Self-sealing at the edges of the reservoir (Elders, et al., 1978) due to precipitation of secondary minerals may lower permeability and reduce reservoir recharge. At points of high temperature and rapid withdrawal of fluid, insufficient recharge values may cause local steam zones to develop. This expanding process would continue until either the heat source is depleted or the recharge equals the discharge. If microearthquakes in geothermal reservoirs under production are occurring at high pressure gradients in low permeability zones between steam or partial steam zones and water saturated zones, microearthquake activity would be expected to increase with production. A similar situation has been noted at The Geysers steam field in northern California where microearthquake activity has increased

around the edges of the steam zones as production increased throughout the years. Alternative causes of the microearthquakes may be volumetric changes, differential expansion, or weakening of materials due to hydrothermal alteration. Whatever the cause of the geothermal seismicity, continued studies of microearthquakes and their correlation to production data are necessary to fully understand the mechanisms involved.

P- to S-wave velocity ratios (V_p/V_s) may be estimated by using the Wadati diagram, where S-P time is plotted versus the P-wave arrival time at different stations for a single event, assuming the same V_p/V_s along all propagation paths. The slope of the line through the points is $k-1$, ($k=V_p/V_s$). Poisson's Ratio, σ , may then be calculated by the expression

$$\sigma = (k^2 - 2) / 2(k^2 - 1)$$

The swarm of events near stations 4 and 5 provided adequate data to construct a Wadati diagram resulting in a Poisson's Ratio of 0.4 (Figure 2). This is an average Poisson's Ratio throughout the production zone for the upper 2-3 kilometers. Studies at The Geysers (Majer and McEvilly, 1979) and Coso Hot Springs (Combs and Rostein, 1976) indicated Poisson's Ratios between 0.15 and 0.20 for regions within the vapor-dominated zones. McEvilly and Schechter (1978) found Poisson's

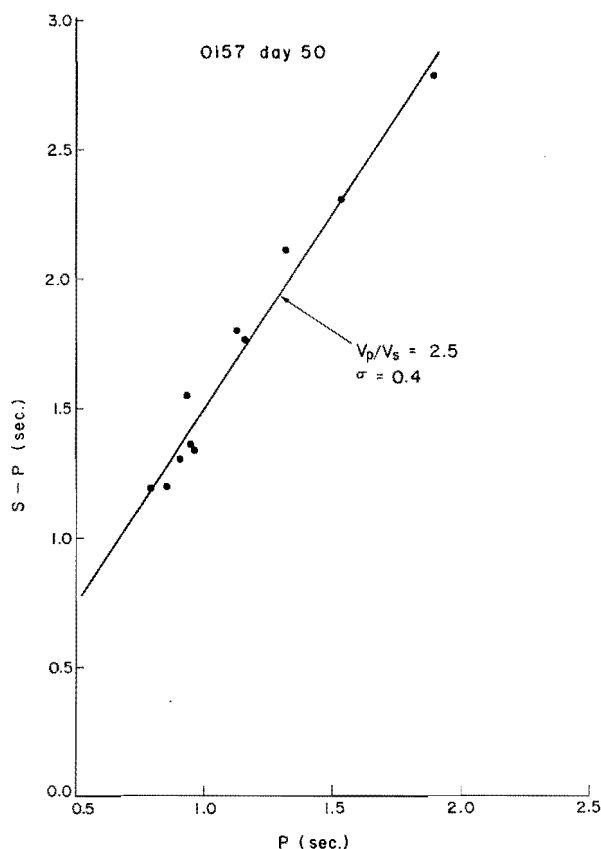


Figure 2. Wadati diagram of an event located between stations 4 and 5.

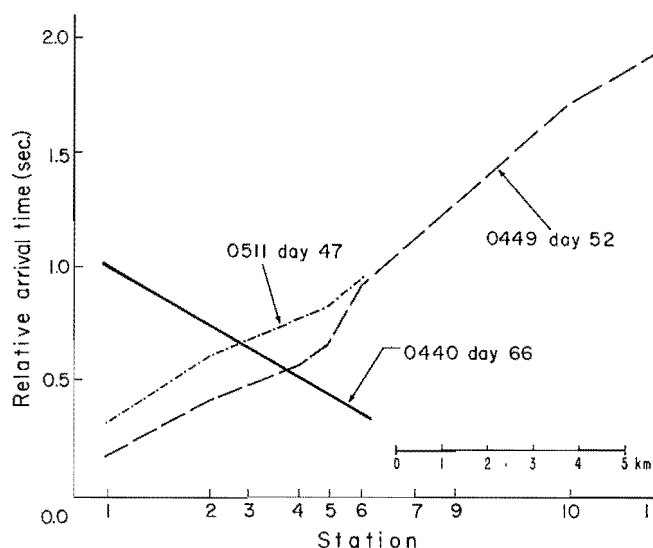
Ratios of 0.4 for the upper kilometer of sediments at the East Mesa geothermal field.

Because P-wave velocities are affected more by fluid content than S-wave velocity, (Toksoz, et al., 1976) the high Poisson's Ratio indicates domination in the upper 2-3 kilometers of liquid in the production zone. Somerton (these proc.) in an experimental investigation of the physical properties of Cerro Prieto cores measured Poisson's Ratios near 0.1 for dry sandstone and 0.3 for water-saturated sandstone. If significant steam zones do develop with increased production, the V_p/V_s ratios would be expected to drop.

III. P-wave Velocity and Attenuation Data

The same factors that limited the microearthquake study, i.e., high noise and small amounts of data, also plagued the velocity and attenuation analyses. Previous studies at The Geysers, California, and Grass Valley, Nevada, had the advantage of explosive sources at known distances and azimuths. Sources for this study were regional earthquakes at relatively unknown locations. Although there were adequate data for stations 1 through 5, high noise levels virtually precluded useable data from stations in the center of the field.

Figure 3 shows relative P-wave arrival times for three different events from two different directions. Events 0511 and 0449 are from the northwest and event 0440 is from the southeast. Assuming stations 1 and 11 are outside the geothermal region, event 0449 indicates a P-wave advance between stations 2 and 5, with a localized delay around station 6. Event 0511 shows only a slight advance between stations 3 and 6. P-waves propagating from the southeast, event 0440, show almost no anomalous behavior through the production region. Due to the lack of accurate loca-



XBL 788-2026

Figure 3. Relative arrival time for three different events from two different azimuths. Events 0511 and 0449 are from the northwest. Event 0440 is from the southeast.

tions for the events, a regional travel time curve could not be constructed and absolute delays or advances could not be calculated. Although stations 1 and 11 are probably outside the geothermal region, unknown and differing sediment thickness in the regions introduce further uncertainties. From these data it is difficult to conclude that a velocity anomaly is associated with the subsurface production zone. The advances and delays may be due to faulting, varying sediment composition and thickness, or hydrothermal alteration.

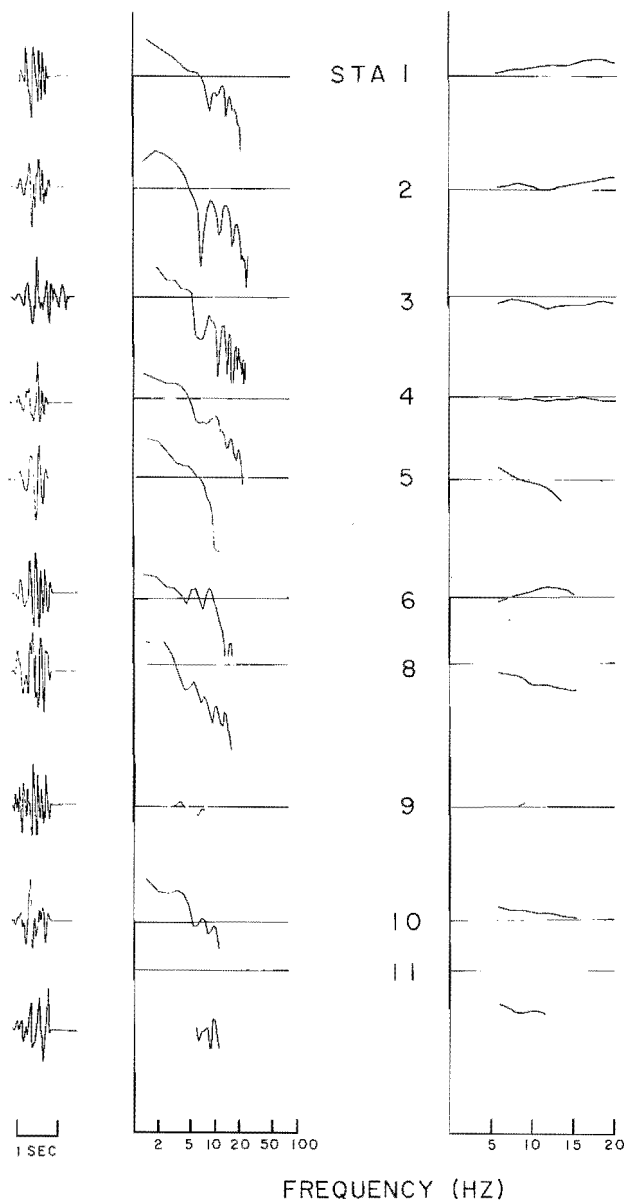
To determine whether the production zone affects the amplitude and frequency of transmitted seismic waves, spectral studies were carried out using the P-wave of a regional event. The approach taken was used at The Geysers, California (Majer and McEvilly, 1979) and Leach Hot Springs, Nevada (Majer, 1978). The method is an adaption of a technique developed by Teng (1968) for analysis of teleseismic data. The ratio of the spectrum of the P-wave at each station to an arbitrary reference station is used to obtain the differential attenuation. It is assumed that Q is frequency-independent over the band used and that the paths to both stations are common except for the last fraction of the total path.

The normalized P-waveforms for event 0511 along with individual displacement spectra are shown in the first two columns of Figure 4. The spectra and reduced ratios are plotted only where the signal-to-noise ratio exceeds a factor of two. The spectra are not corrected for geometrical spreading. The third column in Figure 4 shows the reduced ratios with respect to an average spectrum using all the stations. These reduced ratios resemble straight lines. A positive slope implies a higher Q . Stations 1, 2, 3 and 4 which are west of the production zone, exhibit slightly lower or near-normal attenuations over the 5-20 Hz range. Stations 10 and 11, which are east of the production zone, show slightly higher attenuation. Stations in the production zone exhibit significant attenuation (stations 5 and 8), however, station 6, the station closest to the center of production shows attenuation lower than normal. Due to high noise levels there is insufficient data at station 9 and only marginal data at station 11.

The higher attenuation noted at stations 5 and 8 may be associated with faulting, evidenced by the microearthquake activity in this region. The lack of attenuation closer to the center of the production zone (station 6) may be due to alteration by mineral precipitation in this region. The increasing attenuation east of the field (stations 10 and 11) may only be due to increasing sediment thickness.

IV. Refraction Data

In addition to the data obtained from the the February 14 - March 11 study, two lines of refraction data were analyzed to determine velocity structure and depth to basement. Each line was 10 kilometers long with shot points at each end and in the center. The distance between



XBL 789-10724

Figure 4. Normalized P-waves (column 1), displacement spectra (column 2), and reduced spectral ratios (column 3) for event 0511. The ratios are with respect to an average spectrum using all the stations. The ratios and spectra are only plotted where signal-to-noise ratio is greater than 2.

geophones was approximately 150 feet. The data were from a refraction study of the Mexicali Valley conducted for CFE by Geologos Consultores Asociados (GEOCA) in 1962. Unfortunately, none of the refraction lines crossed the present production zone; however, lines 1 and 3 (Figure 1) crossed near the edges of the field as presently defined by drilling.

Figures 5 and 6 show the data from lines 1 and 3, respectively. The striking differences between the lines are the complexity of the travel time data and the high basement velocities (6km/sec) along line 1 compared to those for line 3.

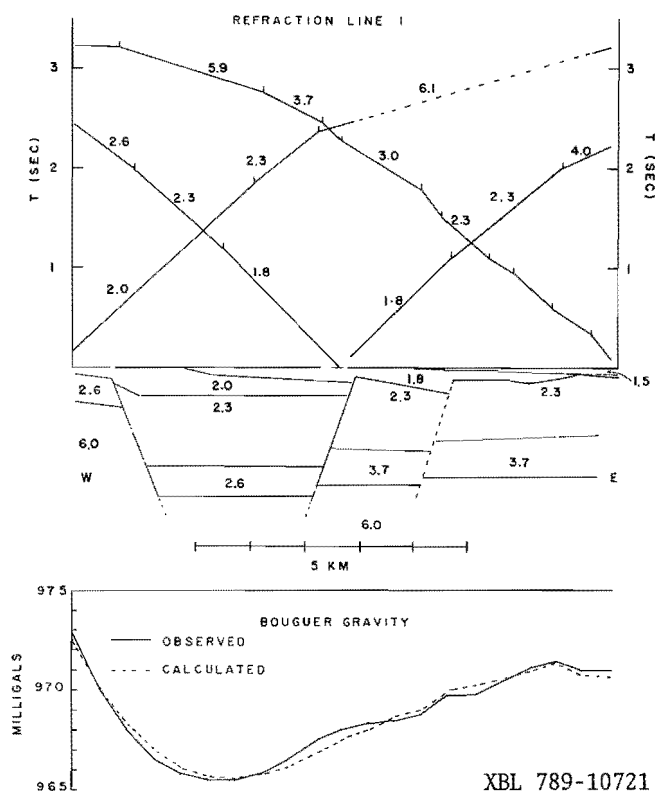


Figure 5. Interpretation of gravity and refraction data along line 1. Note the depth to basement and complexity of structure compared with line 3, (Figure 6).

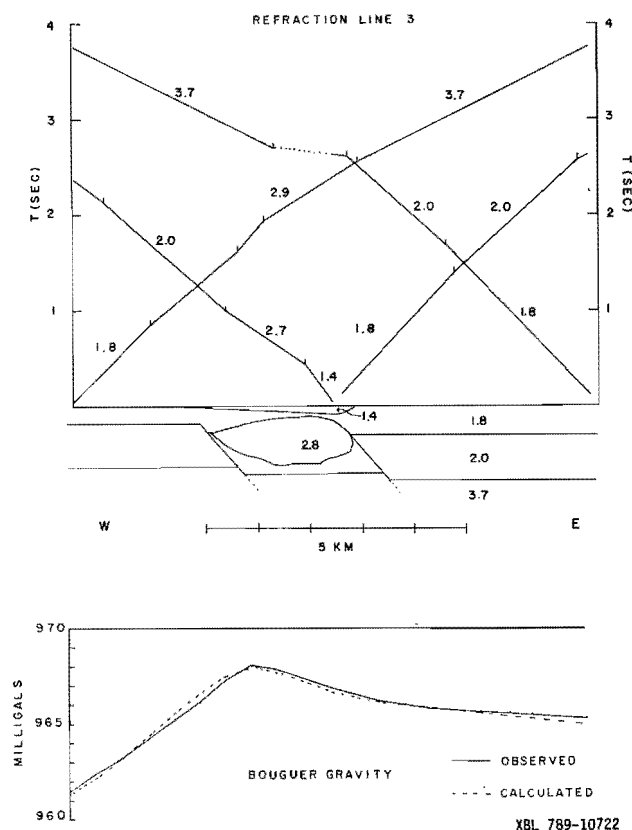


Figure 6. Interpretation of gravity and refraction data along line 3. Compare with line 1 (Figure 5).

The velocities obtained compare well with velocities for sediments in other parts of the Colorado Delta region (Kovach, et al., 1962). Also shown in Figures 5 and 6 are interpretations of the refraction data. Layer thicknesses for deeper layers are only approximate. The structure along the southern line appears much simpler than that of the northern line. The dips of faults are only approximate but there is evidence for a horst and graben structure along line 1. On line 3 there seems only to be down-faulting to the east. Broken lines on the travel-time curves indicate poor data. These are regions of high apparent velocities, possibly due to faulting, altered material, or a combination of high velocity material and upthrown fault blocks. Although the two refraction lines were only six kilometers apart, it is obvious that the structure cannot be correlated from one line to the other.

To gain additional information we obtained two-dimensional model fits to gravity data along each line (Talwani, et al., 1959). In Figures 5 and 6 the observed data are shown by the solid line and the calculated data from the final model by the dashed line. The gravity data were obtained from a CFE gravity map by Velasco and Martínez (1970). Care was taken to use only data points rather than the contoured gravity values. The starting gravity models were based on the refraction results. A density contrast of 0.3 g/cm^3 was assumed between bedrock and shallow sediments. Although a close fit could be obtained by using a fairly localized density contrast along line 1 (Figure 7), it was necessary to distribute the density contrasts throughout the section on line 3 (Figure 8). Other workers in the Salton Trough have cautioned against assuming that gravity strictly reflects depth to basement, rather it may also be affected by differing sediment densities.

On the eastern edge of line 1, the northern line (Figure 7), the depth to basement was fixed at 2.5 kilometers on the basis of drill cores obtained in Well M-96, 1 kilometer north of the line. The 0.2 layer is meant to correspond to the 3.7 km/sec layer which is evident over the eastern half of the line.

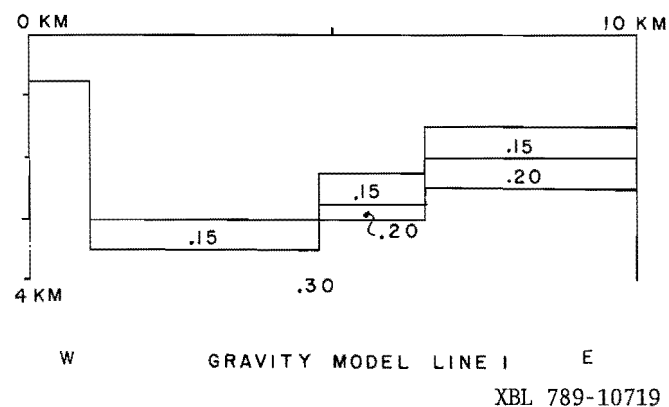


Figure 7. Gravity model used for line 1. Values are density contrasts meant to coincide with layering inferred from refraction data.

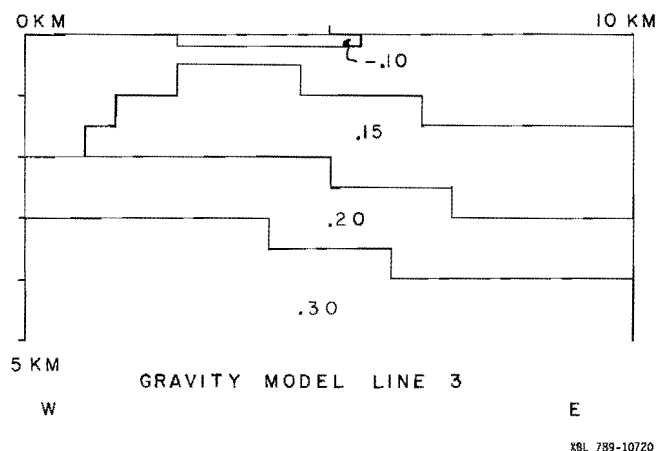


Figure 8. Gravity model used for line 3. Values are density contrasts meant to coincide with layering inferred from refraction data.

Figure 8 is an interpretation of the gravity data along line 3. The high in the gravity profile in the center of the line and the smoother gradient on the eastern limb of the high can be accounted for by an intermediate density layer coming close to the surface in the center of the line and continuing to the east at a greater depth. The refraction data shows an indication of higher velocity material near the surface in the center of the line, however, there is little evidence for extension to the east. Comparing the two lines reveals greater depth to basement to the south in line 3.

V. Conclusion

Seismological data indicates structural complexity associated with the Cerro Prieto geothermal field. Refraction data and micro-earthquakes suggest several major NW striking faults, possibly controlling the field boundaries. The refraction data also suggest high velocity sediments and shallow basement in the production zones. Compared to seismicity in surrounding areas, microearthquake activity is low in the production area. First motion studies indicate right-lateral strike-slip motion for events within the field on NW-SE trending faults. Further microearthquake data are necessary to reduce the ambiguity in earthquake source and occurrence properties for comparison to regional values.

High levels of man-made ground noise in the center of the production zone limit the amount of velocity and attenuation data that can be collected. The few data collected suggest P-wave velocity and attenuation anomalies associated with the production region. V_p/V_s values are high; further monitoring may reveal a future change from water domination to vapor domination in the field. Microearthquake data may indicate steam zones if the events are related to large pressure or temperature gradients or to volume changes associated with fluid removal. There is sufficient seismic activity in the production zone to warrant continuous monitoring.

Bibliography

- Biehler, S., R.L. Kovach and C.R. Allen, 1964. "Geophysical Framework of the Northern End of the Gulf of California Structural Province," in: *Marine Geol. of Gulf of California*, T. Van Andel and G. Shor, Eds., Am. Assoc. of Petroleum Geologists Mem. 3, pp. 126-296.
- Brace, W.F., and J.P. Byerlee, 1966. "Stick-slip as a Mechanism for Earthquakes," *Science*, v. 153, p. 990.
- Combs, J. and Y. Rostein 1976. "Microearthquake Studies at the Coso Geothermal Area, China Lake, California," 2nd U.N. Symp. on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, p. 909.
- Elders, W.A., J.R. Hoagland, and E.R. Olson, 1978. "Hydrothermal Mineralogy and Isotopic Geochemistry in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico," III Practical Applications, Geothermal Resources Council Transaction, Vol. 2, p. 177.
- Kovach, R.L., C.R. Allen, and F. Press, 1962. "Geophysical Investigations in the Colorado Delta Region," *Journal of Geophysical Research*, V. 67, p. 2845.
- Majer, E.L., 1978. "Seismological Investigations in Geothermal Regions," Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley.
- Majer, E.L. and T.V. McEvilly, 1979. "Seismological Investigations at The Geysers Geothermal Field," *Geophysics* v. 44, p. 246.
- McEvilly, T.V. and B. Schechter, 1978. "East Mesa Seismic Study," Report No. 3, UCID 4030, Lawrence Berkeley Laboratory.
- Reed, M.J., 1976. "Geology and Hydrothermal Metamorphism in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico," 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, p. 539.
- Reyes, A.Z., H.G. Mendoza, F.V. Suárez and J. Valerdi, 1977. "Segundo Informe de Avance del Estudio de Microsismicidad del Sistema de Fallas Transformadas Imperial - Cerro Prieto," Instituto de Investigaciones Eléctricas, México, División Fuentes de Energía, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, B.C., México.
- Rusnak, G.A., R.L. Fisher and F.P. Shepard, 1964. "Bathymetry and Faults of Gulf of California," in T.H. van Andel and G.G. Shor, Jr., eds., *Marine Geology of the Gulf of California Structural Province*: Am. Association of Petroleum Geologists, Memoir 3, p. 59.
- Talwani, M., J.L. Worzel and M. Landisman, 1959. "Rapid Computations for Two-dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone," *Journal of Geophysical Research*, V. 64, p. 49.

Teng, T., 1968. "Attenuation of Body Waves and the Q Structure of the Mantle," *Journal of Geophysical Research*, V. 73, p. 2195.

Toksoz, M.N., C.H. Cheng and A. Timur, 1976. "Velocities of Seismic Waves in Porous Rocks," *Geophysics*, V. 41, P. 621.

Velasco, H., and Martínez B., 1970. "Levantamiento Gravimétrico de la Zona Geotérmica de Mexicali, Baja California," *Consejo de Recursos Naturales No Renovables*, Bol. 74, p. 20.

ESTUDIOS SISMOLOGICOS EN CERRO PRIETO

Introducción

En una investigación preliminar de la sismicidad y de las características de propagación de ondas en el campo geotérmico de Cerro Prieto, México, se ocuparon con sismógrafos verticales y horizontales 17 estaciones, desde el 14 de febrero hasta el 11 de marzo de 1978 (Figura 1). Los objetivos de este experimento de campo fueron determinar, en relación a los valores regionales, el nivel y la naturaleza de la actividad microsísmica en el área, y la velocidad y atenuación de las ondas P y S en la zona de producción. Estudios similares al descrito se han realizado en Leach Hot Springs, Grass Valley, Nevada (Majer, 1978) y en el campo geotérmico The Geysers en el norte de California (Majer y McEvilly, 1979). Estudios previos indicaron anomalías significativas de velocidad y atenuación asociadas con los sistemas The Geysers (predominado por vapor) y Leach Hot Springs (predominado por líquido). El estudio de The Geysers también reveló alta actividad microsísmica (25-30 eventos/día) asociada con las zonas de producción.

La extracción continua, que posiblemente se incrementa, de fluido en Cerro Prieto puede producir cambios en la presión de poro, gradientes de temperatura, volumen y distribución de esfuerzos los que, como se ha demostrado, están relacionados con la sismicidad. Los cambios en el nivel o en la naturaleza actual de la sismicidad pueden ser un índice de la expansión de la zona de producción o de la alteración de sus propiedades o límites. Sería también posible determinar la localización y naturaleza de las fallas de rumbo NE-SW que hipotéticamente existen en la zona, mediante la localización detallada de los microsismos.

Las estaciones para este estudio se ubicaron, espaciadas a intervalos de aproximadamente 1 km, a través de la zona de producción, extendiéndose fuera del campo para obtener valores de referencia adecuados. Debido a que los datos fueron recolectados en un sistema de doce canales, y a que se ocuparon 17 estaciones, el estudio fue realizado en varias fases diferentes en los sitios indicados en la Figura 1. Las estaciones 1, 6, 8, 10, 11 y 12 fueron usadas como estaciones de referencia para todo el período, primero con componentes verticales y luego con componentes horizontales (desafortunadamente, fue forzoso evacuar la estación 11 al quinto día por daños al equipo). Las estaciones restantes fueron ocupadas primero con

componentes verticales y luego con componentes horizontales por períodos de 4 a 8 días. Desde cada estación se transmitieron por radiotelegrafía las señales provenientes de un geófono de 4.5 Hz a un punto central donde fueron registradas, con compensación de tiempo y de velocidad de cinta, primero a 0.24 y luego a 0.12 pps (pulgadas por segundo) en registradores de cinta FM de 14 canales con anchos de banda de 0-80 Hz y de 0-40 Hz, respectivamente. Otros tiempos de arriba y primeros movimientos fueron provistos por sismómetros de corto período y con registros de papel ahumado pertenecientes a CICESE, ubicados en las estaciones CPR, TLX, QKP y SON (ver Figura 1).

Además de los datos provistos por este estudio, se analizaron e interpretaron datos obtenidos por Geólogos Consultores Asociados (GEOCA) en 1962 para la CFE (líneas 1 y 3, Figura 1), conjuntamente con los datos de gravedad disponibles. Se utilizó la interpretación combinada para determinar la estructura de velocidad y la profundidad del basamento.

Datos Microsísmicos

Durante las tres semanas y media de registro de datos se observaron 74 eventos con tiempos S-P menores de 5 segundos en las señales monitoreadas provenientes de las estaciones 1, 2 y 6. Debido a que se deseaban respuestas instrumentales y rangos dinámicos similares para realizar estudios de razones espectrales, las ganancias máximas de todas las estaciones fueron fijadas en sólo 6 db por encima de la ganancia correspondiente a la estación más ruidosa. Esto correspondió a una magnificación efectiva relativamente baja con un umbral de detección y localización cercano a $M_L \geq 1$ en el área de la red.

De los eventos registrados en 5 o más estaciones sólo 6 estuvieron localizados cerca o dentro de la zona de producción. Dichos eventos ocurrieron a lo largo de dos días (18 y 19 de febrero) y formaban parte de un enjambre de 20 eventos (14 de los cuales ocurrieron en una hora) con tiempos S-P casi iguales. Los eventos estuvieron localizados a profundidades de entre 2 y 3 km, cerca de las estaciones 4 y 5 (Figura 1). El modelo usado para localizar los eventos consistió de dos capas superpuestas a un semiespacio, con velocidades de ondas P y S de (2.0, 0.8), (3.5, 2.0) y (5.5, 3.2) km/seg, y espesores de 1 y 2 km, respectivamente.

Los restantes eventos detectados tuvieron lugar fuera de la red permitiendo sólo localizaciones aproximadas (regiones sombreadas, Figura 1). Al sureste de la red en la zona de un sismo de magnitud 4.7 ocurrido un día después de completarse este estudio, se registraron 48 eventos. Cuatro eventos tuvieron lugar justo al sur de Cerro Prieto y 15 eventos tuvieron su origen hacia el noroeste, en la región de la Laguna Salada. Aunque no es fácil obtener profundidades focales de eventos ocurridos fuera de una red, las profundidades parecen haber estado en el rango de los 5-15 km, en contraste con el rango de 2-3 km correspondiente a los eventos registrados en la zona de producción.

Se obtuvo cobertura acimutal adecuada para estudios de primer arribo sólo para los eventos ocurridos dentro de la red, suministrando una solución de plano de falla, consistente con un movimiento lateral derecho de desplazamiento de rumbo, en una falla de dirección NW, similar al movimiento de la falla de San Andrés. Sin embargo, el plano de la falla no pudo ser resuelto sin ambigüedad entre dicho movimiento y un deslizamiento lateral izquierdo a lo largo de una falla de rumbo NE. Algunos investigadores (Reed, 1976; y Reyes, et al., 1977) sugirieron para esta región desplazamientos verticales asociados con fallamiento normal. Otros (Kovach, et al., 1962; Biehler, et al., 1964; Rusnak, et al., 1964) concluyeron que la región está dominada por el sistema de San Andrés con fallas en echelon conectadas por fallas tensionales ortogonales. Si éste fuera el caso, el movimiento de desplazamiento de rumbo sugeriría una interpretación preferida de planos de falla en la dirección NW-SE.

Considerando la naturaleza tectónica general de la Depresión de Salton y la complejidad de las fallas y estructura correspondientes a la zona de producción, parece poco usual que la actividad microsísmica sea tan pequeña. McEvilly y Schechter (1978) también encontraron baja actividad microsísmica en el campo geotérmico de East Mesa. Aunque en ambos levantamientos se usaron bajas ganancias instrumentales parece dudoso que ésta sea la causa de la aparente falta de actividad. En el campo geotérmico The Geysers se detectaron 25-30 eventos/día usando sensibilidades similares. El modo de aliviar esfuerzos en los campos geotérmicos de la Depresión de Salton puede estar estrechamente relacionado con las elevadas temperaturas con un mecanismo como deslizamiento-estable (stable-gliding), en contraposición a pegado-deslizamiento (stick-slip) (Brace y Byerlee, 1966), caracterizando el comportamiento dinámico de la región de producción.

El carácter sísmico del campo puede variar con la continua producción y extracción de fluidos de la región. El autosellado de los bordes del yacimiento (Elders, et al, 1978) debido a la precipitación de minerales secundarios puede disminuir la permeabilidad y reducir la recarga. Insuficiente recarga puede ocasionar el desarrollo de zonas locales de vapor en puntos de alta temperatura y rápida extracción de fluidos. Este proceso continuará expandiéndose hasta que se agote la fuente de calor, o hasta que la recarga iguale la descarga. Si los microsismos que ocurren en yacimientos geotérmicos en producción lo hacen en zo-

nas de baja permeabilidad y grandes gradientes de presión situadas entre regiones total o parcialmente saturadas con agua, se esperaría que la actividad microsísmica aumente con la producción. Se ha observado una situación similar en el campo de vapor The Geysers, en el norte de California, donde la actividad microsísmica se incrementó alrededor de los bordes de las zonas de vapor a medida que aumentó la producción con el correr de los años. Los microsismos pueden ser causados alternativamente por cambios volumétricos, expansión diferencial o debilitamiento de materiales por alteración hidrotermal. Cualquiera que sea la causa de la sismicidad geotérmica, para entender por completo los mecanismos involucrados es necesario continuar los estudios de microsismos y su correlación con los datos de producción.

Se pueden estimar las razones entre las velocidades de las ondas P y de las ondas S (V_p/V_s) mediante el diagrama de Wadati, en el que se grafica para un evento simple, el tiempo S-P versus el tiempo de arribo de las ondas P a diferentes estaciones suponiendo que V_p/V_s es la misma a lo largo de todas las trayectorias de propagación. La pendiente de la curva definida por los puntos es $k-1$, ($k=V_p/V_s$). Se puede entonces calcular la relación de Poisson, σ , mediante la expresión

$$\sigma = (k^2 - 2)/(k^2 - 1)$$

El enjambre de eventos registrado en las inmediaciones de las estaciones 4 y 5 suministró datos adecuados para construir un diagrama de Wadati, que dió como resultado una relación de Poisson de 0.4 (Figura 2). Esta es una relación de Poisson para los 2-3 km superiores, promediada sobre la zona de producción. Estudios llevados a cabo en The Geysers (Majer y McEvilly, 1979) y en Coso Hot Springs (Combs y Rostein, 1976) indicaron relaciones de Poisson entre 0.15 y 0.20 para regiones ubicadas dentro de zonas predominadas por vapor. Para el kilómetro superior de sedimentos del campo geotérmico de East Mesa, McEvilly y Schechter (1978) encontraron relaciones de Poisson de 0.4.

Dado que las ondas P se ven más afectadas que las ondas S por el contenido de fluido (Toksoz, et al, 1976), las altas relaciones de Poisson indican predominio de líquido en los 2-3 km superiores de la zona de producción. En una investigación experimental de las propiedades físicas de núcleos de Cerro Prieto, Somerton (estas actas) midió relaciones de Poisson cercanas a 0.1 para areniscas secas, y de 0.3 para areniscas saturadas con agua. Si en verdad se desarrollan significativas zonas de vapor al incrementarse la producción, debiera esperarse que las razones V_p/V_s disminuyan.

Datos de Velocidad y Atenuación de Ondas P

Los mismos factores que limitaron el estudio microsísmico, alto nivel de ruido y pequeñas cantidades de datos, afectaron los análisis de velocidad y atenuación. Los estudios previos en The Geysers, California y Grass Valley, Nevada, contaron con la ventaja de fuentes explosivas a distancias y acimuts conocidos. Las fuentes utilizadas en este estudio fueron sismos regionales con localizaciones relativamente desconocidas. Aunque

se obtuvieron datos adecuados para las estaciones 1 a 5, los altos niveles de ruido impidieron virtualmente la obtención de datos utilizables por las estaciones situadas en el centro del campo.

En la Figura 3 se presentan tiempos de arribo para ondas P para tres eventos diferentes, desde dos direcciones. Los eventos 0511 y 0449 provienen del noroeste y el evento 0440, del sureste. Suponiendo que las estaciones 1 y 11 se encuentran fuera de la región geotérmica, el evento 0449 indica un adelanto de onda P entre las estaciones 2 y 5, con un retraso localizado alrededor de la estación 6. El evento 5011 sólo muestra un pequeño adelanto entre las estaciones 3 y 6. Las ondas P que se propagan desde el sureste, evento 0440, prácticamente no muestran comportamiento anómalo en la región bajo producción. Debido a la falta de localización precisa de los eventos, no fue posible construir una curva regional de tiempos de propagación, ni calcular atrasos o adelantos. Aunque es probable que las estaciones 1 y 11 se encuentren fuera de la región geotérmica, los espesores sedimentarios, desconocidos y distintos, introducen nuevas incertidumbres. Es difícil concluir, a partir de estos datos, que exista en profundidad una anomalía de velocidad asociada con la zona productora. Las atrasos y adelantos pueden ser debidos a fallas, composición y espesor variable de los sedimentos, o alteración hidrotermal.

Para determinar si la zona productora afecta la amplitud y frecuencia de las ondas sísmicas transmitidas, se llevaron a cabo estudios espectrales usando la onda P de un evento regional. El método adoptado fue usado en The Geysers, California (Majer y McEvilly, 1979), y en Leach Hot Springs, Nevada (Majer, 1978). El método consiste en una adaptación de la técnica desarrollada por Teng (1968) para el análisis de datos telesísmicos. Para obtener la atenuación diferencial se utiliza la razón del espectro de la onda P en cada estación al correspondiente a una estación arbitraria de referencia. Se supone que Q es independiente de la frecuencia en la banda utilizada, y que las trayectorias a ambas estaciones son comunes, con la excepción de la última fracción de la trayectoria.

En las dos primeras columnas de la Figura 4 se presentan los perfiles normalizados de la onda P y los espectros individuales de desplazamiento, correspondientes al evento 0511. Los espectros y las razones reducidas están graficadas donde la razón señal-ruido es mayor que dos. Los espectros no están corregidos por dispersión geométrica. En la tercera columna de la Figura 4 se presentan las razones reducidas con respecto a un espectro promedio que incluye todas las estaciones. Estas razones reducidas semejan líneas rectas. Una pendiente positiva indica un Q más alto. Las estaciones 1, 2, 3 y 4, situadas al oeste de la zona de producción, exhiben atenuaciones algo menores o casi normales en el rango 5-20 Hz. Las estaciones 10 y 11, ubicadas hacia el este de la zona de producción, presentan atenuaciones ligeramente mayores. Las estaciones situadas en la zona de producción exhiben atenuación significativa (estaciones 5 y 8), aunque la estación 6, que es la más próxima al centro de producción, presenta una atenuación menor que la normal. Debido a los altos

niveles de ruido, no existen datos suficientes en la estación 9, y sólo marginales en la estación 11.

La mayor atenuación encontrada en las estaciones 5 y 8 puede estar asociada con fallas, evidenciadas por la actividad microsísmica en esta región. La falta de atenuación más cerca del centro de la zona bajo producción (estación 6) puede deberse a alteración por precipitación de minerales en dicha región. La creciente atenuación encontrada hacia el este del campo (estaciones 10 y 11) puede deberse únicamente a un aumento del espesor sedimentario.

Datos de Refracción

Además de los datos obtenidos en el estudio realizado entre el 14 de febrero y el 11 de marzo, se analizaron los datos correspondientes a dos líneas de refracción para determinar la estructura de velocidad y la profundidad del basamento. Cada línea mide 10 km de longitud, con puntos de disparo en ambos extremos y en el centro. La distancia entre geófonos fue aproximadamente 150 pies. Los datos provienen de un estudio de refracción del Valle de Mexicali llevado a cabo por Geólogos Consultores Asociados (GEOCA) en 1962 para la CFE. Desafortunadamente, ninguna de las líneas de refracción intercepta la zona de producción actual, sin embargo, las líneas 1 y 3 pasan cerca de los bordes del campo, tal como los definen las perforaciones actuales.

En las Figuras 5 y 6 se presentan los datos correspondientes a las líneas 1 y 3, respectivamente. Las diferencias más notables entre ambas líneas son la complejidad de los datos de tiempo de propagación y las altas velocidades del basamento (6 km/seg) a lo largo de la línea 1 con respecto a los de la línea 3. Las velocidades obtenidas se comparan bien con las velocidades para sedimentos en otras partes de la región del Delta del Colorado (Kovach, et al, 1962). En las Figuras 5 y 6 se muestran también interpretaciones de los datos de refracción. Los espesores de las capas más profundas son sólo aproximados. La estructura que aparece a lo largo de la línea meridional aparece mucho más simple que la correspondiente a la línea septentrional. Las inclinaciones de las fallas son sólo aproximadas, pero existe evidencia de una estructura de pilares y fosas tectónicas (horst y graben) a lo largo de la línea 1. Sobre la línea 3 parece existir fallamiento hacia abajo sólo hacia el este. Las líneas discontinuas en las curvas de tiempos de propagación indican datos pobres. Estas son regiones de altas velocidades aparentes, debidas posiblemente a fallas, material alterado, o a una combinación de material de alta velocidad y bloques de fallas levantados. Aunque la separación entre ambas líneas de refracción es de sólo 6 km, es evidente que no se puede correlacionar la estructura entre una línea y otra.

Para conseguir información adicional se realizaron ajustes de modelos bidimensionales a datos de gravedad obtenidos a lo largo de ambas líneas (Talwani, et al, 1959). En las Figuras 5 y 6 los datos observados fueron representados por líneas llenas y los datos calculados a partir del modelo final por líneas discontinuas. Los datos de gravedad fueron extraídos de un mapa de gravedad de la

CFE por Velazco y Martínez (1970). Se tuvo la precaución de utilizar únicamente los puntos dato, y no los contornos de gravedad. Los modelos iniciales de gravedad se basaron en los resultados de refracción. Se asumió un contraste de densidad entre roca basal y sedimentos poco profundos de 0.3 g/cm^3 . Aunque a lo largo de la línea 1 se pudo obtener un buen ajuste usando un contraste de densidad bastante localizado (Figura 7), en la línea 3 fue necesario distribuir los contrastes de densidad a través de la sección (Figura 8). Otros investigadores de la Depresión de Salton advirtieron que la gravedad no refleja estrictamente la profundidad del basamento y que puede también estar afectada por diferencias en las densidades de los sedimentos.

Sobre el borde oriental de la línea 1, la línea septentrional (Figura 7), se fijó la profundidad del basamento en 2.5 km sobre la base de núcleos obtenidos en el pozo M-96, situado 1 km al norte de la línea. La capa de 0.2 intenta corresponder con la capa de 3.7 km/seg que se hace evidente en la mitad oriental de la línea.

La Figura 8 es una interpretación de los datos de gravedad correspondientes a la línea 3. El máximo del perfil de gravedad en el centro de la línea y el menor gradiente del flanco oriental del máximo, pueden ser explicados por una capa de densidad intermedia que llega cerca de la superficie en el centro de la línea y que continúa hacia el este a mayor profundidad. Los datos de refracción indican material de mayor velocidad cercano a la superficie en el centro de la línea, sin embargo, existe poca evidencia de su prolongación hacia el este. La comparación entre ambas líneas revela una mayor profundidad del basamento hacia el sur de la línea 3.

Conclusión

Los datos sismológicos indican complejidad estructural asociada con el campo geotérmico de Cerro Prieto. Los datos de refracción y microsismos sugieren la existencia de varias fallas importantes de rumbo NW, que controlan, posiblemente, los límites del campo. Los datos de refracción también sugieren la existencia de sedimentos de alta velocidad y de basamento a poca profundidad en la zona de producción. En comparación con la sismicidad de las áreas circundantes la actividad sísmica es baja en la zona bajo producción. Los estudios de primer movimiento indican movimientos laterales derechos de desplazamiento de rumbo para eventos ocurridos en el campo sobre fallas de rumbo NW-SE. Se necesitan nuevos datos microsísmicos para reducir las ambigüedades en la ocurrencia y en las propiedades de la fuente sísmica para comparar con valores regionales.

Los altos niveles de ruido generados por el hombre en el centro de la zona de producción limitan la cantidad de datos de velocidad y atenuación obtenibles. Los pocos datos reunidos sugieren anomalías de velocidad y de atenuación de ondas P asociadas con la zona de producción. Los valores de V_p/V_s son altos; nuevas observaciones podrían re-

velar un futuro cambio en el campo, de predominio por agua a predominio por vapor. Los datos microsísmicos pueden indicar zonas de vapor si los eventos están relacionados con importantes gradientes de presión o temperatura, o con cambios de volumen asociados con la extracción de fluidos. Existe suficiente actividad sísmica en la zona de producción como para justificar un monitoreo continuo.

Títulos de Figuras

Figura 1. Mapa regional mostrando localizaciones de las estaciones (triángulos), líneas de refracción, y sismos dentro del campo (círculos llenos) y fuera del campo (regiones sombreadas) desde el 14 de febrero al 11 de marzo de 1978.

Figura 2. Diagrama de Wadati de un evento localizado entre las estaciones 4 y 5.

Figura 3. Tiempo de arribo relativo de tres eventos provenientes de dos acimuts diferentes. Los eventos 0511 y 0449 provienen del noroeste. El evento 0440 del sudeste.

Figura 4. Ondas P normalizadas (columna 1), espectros de desplazamiento (columna 2) y razones espectrales reducidas (columna 3) del evento 0511. Las razones son con respecto a un espectro promedio obtenido usando todas las estaciones. Sólo se graficaron las razones y espectros donde la relación señal-ruido es mayor que 2.

Figura 5. Interpretación de datos de gravedad y refracción a lo largo de la línea 1. Obsérvese la profundidad del basamento y la complejidad de la estructura en comparación con las de la línea 3 (Figura 6).

Figura 6. Interpretación de datos de gravedad y refracción a lo largo de la línea 3. Compárese con la línea 1 (Figura 5).

Figura 7. Modelo de gravedad usado para la línea 1. Los números indican contraste de densidad, e intentan coincidir con la estratificación inferida a partir de los datos de refracción.

Figura 8. Modelo de gravedad usado para la línea 3. Los números indican contraste de densidad, e intentan coincidir con la estratificación inferida a partir de los datos de refracción.