

27
8-23-82
CONF-810399-25

LBL-11967
CONF-810399



① I-4966
**THIRD SYMPOSIUM
ON THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD,
BAJA CALIFORNIA, MEXICO**



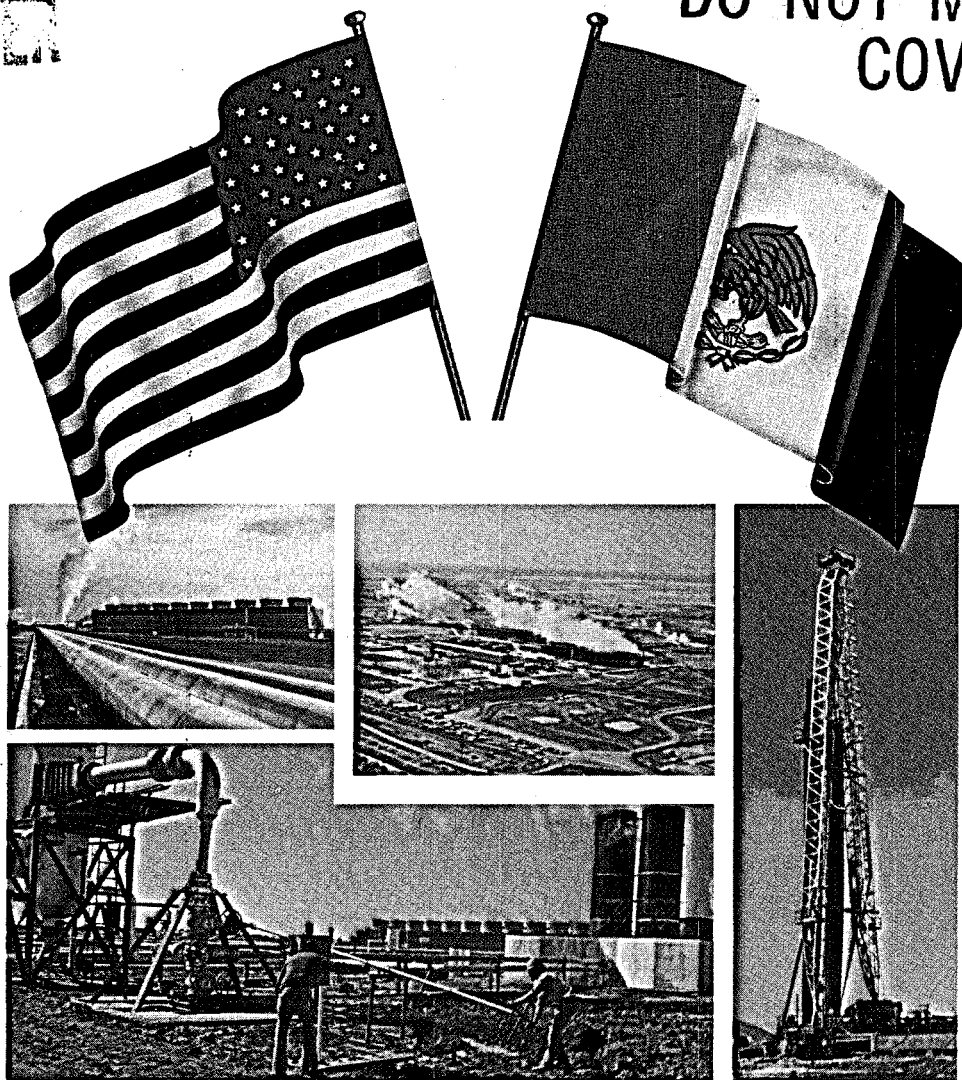
Sponsored by

United States Department of Energy, Office of Renewable Technology
Geothermal and Hydropower Technology Division

in Cooperation with
Comisión Federal de Electricidad de México

MASTER

DO NOT MICROFILM
COVER



PROCEEDINGS/ACTAS

March 24 - 26, 1981
San Francisco, California



Earth Sciences Division
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California 94720



Coordinadora Ejecutiva
de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California,
México

Prepared for the U.S. Department of Energy under Contract DE-AC03-76SF00098

DISTRIBUTION OF THIS DOCUMENT IS UNLIMITED

DETAILED MICROEARTHQUAKE STUDIES AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

E. L. Majer
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

and

T. V. McEvilly
Seismographic Station
Department of Geology and Geophysics
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

INTRODUCTION

Since 1973, the Department of Energy (previously the Energy Research and Development Administration), through the University of California's Lawrence Berkeley Laboratory and Berkeley Seismographic Station, has been investigating the utility of detailed microearthquake surveys for delineating geothermal reservoirs and as an aid in determining reservoir properties (Majer, 1978; Majer and McEvilly, 1979).

As part of this program, two detailed microearthquake surveys have been carried out at the Cerro Prieto Geothermal Field in northern Mexico. The first survey was conducted in February of 1978 (Majer et al., 1978), and the second in December of 1980. Each survey had similar array dimensions and overall sensitivity, with a lower magnitude threshold near $M_L=1.0$. The 1978 survey lasted for 4 weeks, as compared to 17 days for the 1980 study. Both experiments used the same sensors and FM telemetry equipment, with the exception that no horizontal geophones were used in 1980.

As can be seen from Figures 1 and 2, the dimensions of the arrays were quite small when compared to the more conventional seismic monitoring being carried out by the Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Although two additional stations have been added to the CICESE array, their station spacing is still such that our entire array can fit between any two of the CICESE stations. We have found from our previous geothermal studies that to attain sufficient location accuracy relative to detailed tectonic features and production-related activities, it is necessary to have station spacings on the order of 0.5 to 1.0 km. This station density also provides sufficient sensitivity to define seismicity patterns with a survey of reasonable time duration.

Data from the first survey were recorded on an FM analog 14-channel magnetic tape recorder with frequency response from D.C. to 80 Hz. The 1980 data were digitized at 100 samples per sec with 12 bit resolution and analyzed on-line in the field using the Automated Seismic Processor, or ASP system, developed at LBL (McEvilly et al., 1980). This ASP system was developed to maximize

the efficiency of microearthquake surveys, allowing flexibility in experimental procedures with a minimum of the traditional labor intensive post processing.

Briefly, ASP is a parallel processing system designed around the RCA 1802 CMOS microprocessor. It is a low powered system (1 W per channel) that can be operated from 12 V batteries for extended periods of time. The system has 15 data channels, each of which automatically detects events, measures arrival times and amplitudes, and computes and fits Fast Fourier Transforms (FFT) for long period level, corner frequency, and high frequency slope for both P- and S-waves. As each channel microcomputer, or WORKER (see Figure 3), detects an event, it transmits this information to a central microcomputer, or BOSS, which then determines the nature of the detection from validity criteria specified by the user. After the BOSS has determined an event to be an earthquake of interest, it uses the collected data from the WORKERS to calculate the hypocenter location, running b-values (for both P and S amplitudes), event count and categorization, P-wave first motion data, and source properties (moment, stress drop, source radius, fault displacement, high frequency spectral slope) using the spectral model of Brune (1970, 1971). Any or all of the above processing results, including the body of WORKER data, may be printed out. Although all processing is automated and done on line in the field, ASP has proven to yield results equal in detection capabilities and quality to the more traditional laboratory network data processing.

1978 WORK AT CERRO PRIETO

Shown in Figure 1 is the station distribution and results of the 1978 survey. The shaded regions are areas of detected earthquake activity outside of the network where location accuracy was poor. It is notable that the shaded region southeast of the production zone along the railroad track, was the location of the February 1978 $M_L=4.7$ event which occurred one day after the completion of the 1978 study. During 4 weeks of monitoring, 74 events were recorded with S-P times of less than 5 seconds. Six of these events were

DISCLAIMER

This report was prepared as an account of work sponsored by an agency of the United States Government. Neither the United States Government nor any agency Thereof, nor any of their employees, makes any warranty, express or implied, or assumes any legal liability or responsibility for the accuracy, completeness, or usefulness of any information, apparatus, product, or process disclosed, or represents that its use would not infringe privately owned rights. Reference herein to any specific commercial product, process, or service by trade name, trademark, manufacturer, or otherwise does not necessarily constitute or imply its endorsement, recommendation, or favoring by the United States Government or any agency thereof. The views and opinions of authors expressed herein do not necessarily state or reflect those of the United States Government or any agency thereof.

DISCLAIMER

Portions of this document may be illegible in electronic image products. Images are produced from the best available original document.

located reliably within the production zone. The six events were part of a swarm of 20 events having almost identical S-P times which occurred over a two-day period. The earthquakes were located at depths between 2 and 3 km near stations 4 and 5. The subsurface model consisted of two layers over a half space. P and S velocities were (2.0, 0.8), (3.5, 2.0) and (5.5, 2.3) km/sec respectively, with layer thicknesses of 1 and 2 km for the top and second layer, respectively (sandstones, shales in the alluvial section, granitic basement). Adequate azimuthal coverage for first motion studies was obtained for only a few events occurring within the array, providing fault plane solutions consistent with strike-slip motion. However, the fault plane solution ambiguity could not be resolved between right lateral movement on a vertical northwest trending fault and a left lateral slip on a vertical northeast trending fault.

Considering the general tectonic nature of the Salton Trough, the complex faulting and structure within the Cerro Prieto production zone, and conventional wisdom at that time regarding geothermal seismicity, it was somewhat surprising that microearthquake activity should be so low. However, the East Mesa geothermal region located about 50 km northeast of Cerro Prieto also exhibits a lack of seismicity within the geothermal zone (McEvilly and Schechter, 1978). On the other hand, The Geysers geothermal field in Northern California is seismically active. It was clearly important to know if the seismic character of the field was changing over time, and, if so, whether these changes could be correlated to the on-going heat and mass extraction. A possible mechanism for such behavior calls for rapid fluid withdrawal in zones of high temperature where insufficient recharge may cause localized zones of partial water depletion, resulting in a change from a single phase (liquid) reservoir to a two phase system. Volumetric changes, thermal stress and weakening of material may also all occur and lead to triggering of microearthquake activity within the production zones.

1980 WORK AT CERRO PRIETO

Shown in Figure 2 are the station distribution and results for the November-December 1980 microearthquake survey. During 17 days of recording, 119 events were detected by 4 or more stations. Forty of these events were located within the production region. Twenty-nine of the 40 were judged to be good quality locations with epicenter errors less than ± 0.5 km. The estimated error in depth is ± 1.0 km. As can be seen in Figure 2, the events seem to lie along the Hidalgo fault zone with a slight tendency to cluster near the center of the main production zone. The depths of earthquakes in this region varied from 2 to 5 km.

Compared to the 1978 results, there seems to be an increase in activity within the production zone. Although an $M_L=6.7$ event took place 25-30 km southeast of the field in June of 1980, we have no reason to relate the apparent increase in activity to this event. The activity within

the production zone is not on the same fault zone (Victoria) that produced the magnitude 6.7 event. Since the completion of the December 1980 study, one monitoring station has been kept operational near well M-6. Two months of recording have shown that the microearthquake activity within a 5-6 km radius (S-P times less than 1 second) around well M-6 has been constant and on the order of 2-3 events per day. There has been occasional swarm activity some 10-15 km from M-6 (S-P times greater than 2 seconds). This activity may be part of the aftershock sequence of the June 1980 shock, however, the activity within the field area does not exhibit the characteristic decay rate of aftershock sequences. Although aftershock sequences often tend to migrate towards the ends of the main fault, it is unusual to have aftershock activity on a completely different fault system. On the other hand, the events observed to occur within the field may have been induced or triggered by the June 1980 event in the sense that the increased stress at the ends of the Victoria fault that produced the June 1980 event, may be a cause of the activity within the geothermal field where the materials may be more susceptible to failure. Monitoring by CICESE has indicated little or no activity at the other end of the Victoria fault.

POSSIBLE EFFECTS DUE TO PRODUCTION

Shown in Figure 4, are the bottom hole pressure values as a function of time for wells within the main production zone and in the region of microearthquake activity (Goyal et al., 1981). These values were calculated from wellhead pressures with corrections for scaling and variable well diameters. Two significant features should be noted. The first is that the general reservoir pressure declines with time. The second is that the pressure difference at 1200 m depth between the wells is decreasing. Similar trends can also be seen in the calculated temperature values for the same wells at the 1200 m level (Figure 5). Even though these calculated temperature values are subject to inaccuracies, they support a trend toward a general decrease and equalization of pressure and temperature within the main production zone. The temperature values obtained from geochemical analysis of waters from these wells also indicate a temperature decrease and equalization of the same magnitude (Goyal et al., 1981).

Given that there has been an increase in seismic activity within the production zone, what, if anything, does this indicate about reservoir parameters? As previously stated, the areas of pressure and temperature decrease coincide with areas of increased seismic activity. The Geysers steam field in northern California has also exhibited an increase in microearthquake activity with increased production (Marks et al., 1981). The Geysers activity is undoubtedly related to the dynamics of the subhydrostatic system that is constantly undergoing change from increased production activities. Evidence of the onset of a similar localized subhydrostatic pressure condition at the Cerro Prieto field is seen in the trend toward an equalization of pressures and temperatures in the older parts of the production zone. Another indication of subhydrostatic condition is

the ease with which water is accepted back into the reservoir region at injection well M-9 (M-9 is the only injection well at the present time). Additional geophysical evidence pointing to changing reservoir conditions comes from the dipole-dipole resistivity monitoring experiments that have been carried out during the last two years over the production region (Wilt and Goldstein, 1981). These measurements have shown a significant increase in the high resistivity zone at reservoir depths in the center of the production zone. This expanding area of high resistivity may be due to an expanding steam region due to net fluid withdrawal.

The net mass loss by fluid withdrawal may also lead to a net volume change which has been shown to be related to earthquake activity (McGarr, 1976). Failure would be in a direction consistent with the maximum principal stress, which for this region is horizontal. First-order leveling studies have shown a slight subsidence (approximately 10-20 mm) in the field area since 1977, indicating that volume change is occurring within the production area (de la Peña, 1981). While our 1978 study indicated strike-slip motion, the 1980 study also indicated normal faulting within the production region. In addition, the 1978 events occurred at the edge of the production region, possibly associated with the Cerro Prieto fault system rather than the Hidalgo fault, which at present seems to be controlling the seismicity within the immediate production zone.

Yearly repetitive precision gravity measurements ($\pm 15 \mu\text{gal}$) have not indicated a change within the reservoir area (Grannell et al., 1981). Therefore, any change in gravity due to net mass loss from fluid withdrawal may be partially offset by a mass increase (although there would still be a volume decrease) due to precipitation of minerals in the reservoir region. Elevation changes of only several centimeters or more can be detected by the gravity measurements. However, the gravity studies did detect the same 30 cm of subsidence and surface slumping in the field apparently caused by the June 1980 magnitude 6.7 quake. The b-values for microearthquakes inside the production zone as compared to events outside, are another indication that the stress distribution within the production zone is anomalous. For the two months following the June 1980 earthquake, the events within the production zone have a 1.25b value, versus 0.8 for events outside the reservoir region. Microearthquakes at the Geysers also exhibit a slightly higher b-value for events inside the production zone versus outside (Majer and McEvilly, 1979; Marks et al., 1981).

In addition to mass, heat is also being withdrawn from this region [approximately 10^{17} calories since 1973 (Goyal et al., 1981)]. This cooling effect may be resulting in the buildup of thermal stresses. It has been proposed that microearthquakes in geothermal regions may occur in response to thermal contraction which increases the effective normal stress (Denlinger and Moench, 1979). If this mechanism is operating, microearthquakes may be indicating regions of maximum cooling (thermal contraction). In a north-south cross-section, the earthquake cluster lies beneath

the production wells (Figure 6). Although the accuracy of the hypocenter locations is only a kilometer, the location of the cluster relative to the known reservoir extent and production activities area is intriguing.

The microearthquakes may also be indicating the structure that is controlling fluid flow. Shown in Figure 7 is a three-dimensional contour of the hypocenter locations in the main production zone. The contoured surface was constrained at the surface to be the trace of the Hidalgo fault. Figure 7 is a view from the southeast looking along the railroad tracks towards Cerro Prieto. This contoured zone does not necessarily correspond to an exact fault surface, but rather it may represent a zone of weakness where fracture permeability may dominate and control the recharge-discharge for the reservoir region. This earthquake surface coincides almost exactly with a vertical source distribution used by Corwin et al. (1978) to explain a self-potential (sp) anomaly centered on the field. Assuming that the SP anomaly is indicative of fluid flow (i.e. streaming potential effect) then this may also be another indication that this microearthquake-self potential plane is related to a feature which is controlling fluid movement within the production zone.

Studies of well logs for density variation within the production zone (Howard et al., 1981) show that there is a general decrease in porosity with depth. However, there are local zones within the producing horizons that show secondary porosity or density reductions. These areas of net mass deficiency, possibly due to material dissolution, occur to the east of the microearthquake self potential plane, terminating at its boundary. This suggests that the fluid flow is from the east to the center of the production zone. Before production, fluid flow was probably controlled exclusively by natural discharge, i.e., mud volcanoes, hot springs, etc. These natural areas of discharge would allow mineral precipitation possibly forming the densified zones observed in the center of the main production region. Many of these discharge features appear in the same region as the surface expression of the self-potential anomaly. Furthermore, the repetitive dipole-dipole resistivity studies indicate that the predominant fluid flow is from east to west towards the center of the production zone. This is reflected by the differential resistivity between 1978 and 1980. These studies support strongly an encroachment of fluid at depth towards the base of the microearthquake self potential plane. The dipole-dipole and microearthquake studies indicate that the dissolution-precipitation process is still an on-going phenomenon within this area, that is, active faulting implies that conduits may still exist that caused the development of this geothermal region.

CONCLUSION

There appears to be an increase in seismic activity within the Cerro Prieto production zone since early 1978. The microearthquake activity is now more or less constant at a rate of 2-3 events per day. The b-values within the field are

significantly higher inside the production zone than are those for events on faults outside of the production region. The earthquakes seem to be controlled by the Hidalgo fault, although slight clustering was observed in the center of the main production region. The earthquakes within the production zone may reflect the reservoir dynamics associated with heat and mass withdrawal. Mechanisms such as volume change, thermal stresses and weakening of materials associated with boiling (i.e., phase changes, dissolution) may all be responsible for the increased seismic activity. Although a small reinjection program has started, the pressure drawdown conditions existing within the field would imply that increased pore pressure resulting from the injection activities is not responsible for the increased seismic activity.

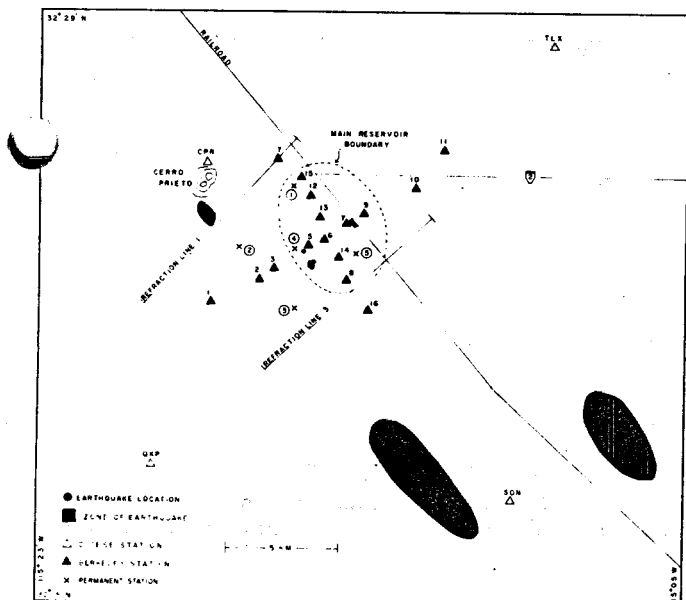
ACKNOWLEDGMENT

This work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies, of the U.S. Department of Energy under Contract No. DE-AC03-76SF00098.

The assistance of CFE personnel during our field experiment is gratefully acknowledged.

REFERENCES

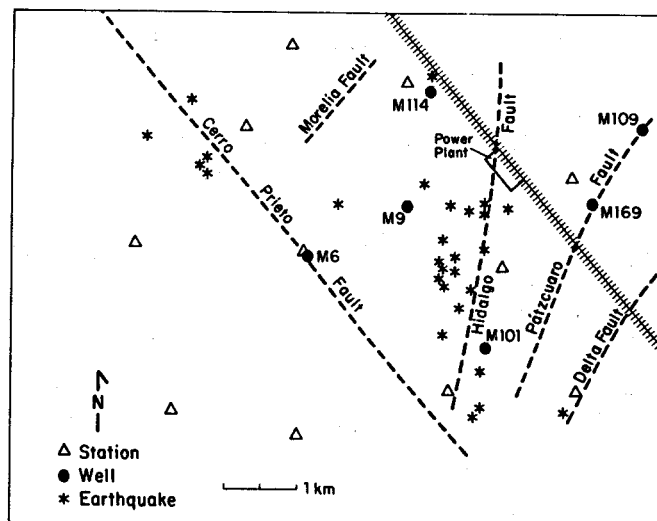
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, v. 75, pp. 5697-5009.
- _____, 1971. Correction (to Brune 1970), *J. Geophys. Res.*, v. 76, p. 5002.
- Corwin, R.F., H. F. Morrison, S. Díaz C., and A. Albores L., 1978. Self potential studies at the Cerro Prieto geothermal field, in *Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*. Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, California, LBL-7098, pp. 204-215.
- de la Peña L., A., 1981. Results from the first order levelling surveys carried out in the Mexicali Valley and at the Cerro Prieto field, in *Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).
- Denlinger, R. P. and A. Moench, 1979. Stress changes due to fluid depletion at The Geysers steam field in northern California (abstract), *Am. Geophys. Union Fall Meeting*. San Francisco, California.
- Goyal, K. P., C. W. Miller, M. J. Lippmann and S. Vonder Haar, 1981. Analysis of Cerro Prieto production data, in *Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).
- Grannell, R. B., R. C. Kroll, R. M. Wyman, and P. S. Aronstam, 1981. Precision gravity studies at Cerro Prieto -- A progress report, in *Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).
- Howard, J. H., S. P. Vonder Haar, and S. E. Halfman, 1981. Computer assisted well log analysis at Cerro Prieto, in *Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).
- Majer, E. L., 1978. Seismological investigations in geothermal regions, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, California, LBL-7054, 225 pp.
- Majer, E. L., T. V. McEvilly, A. Albores L. and S. Díaz C., 1978. Seismological studies at the Cerro Prieto geothermal field, in *Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*. Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, California, LBL-7098, pp. 239-245.
- Majer, E. L. and T. V. McEvilly, 1979. Seismological investigation of The Geysers geothermal field, *Geophysics*, v. 44, No. 2, pp 246-269.
- Marks, S. M., R. S. Ludwin, R. B. Louie, and C. G. Bufe, 1980. Seismic monitoring at The Geysers geothermal field, California, USGS Open File Report 78-798.
- McEvilly, T. V. and B. Schecter, 1978. East Mesa seismic study No. 3, UCID 4030, 34 pp.
- McEvilly, T. V., E. L. Majer, J. Bartschi, J. Heinsen, and R. O'Connell, 1980. Automated Seismic Processor, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11236, pp. 7-11.
- McGarr, A., 1976. Seismic moments and volume change, *J. Geophys. Res.*, v. 81, pp. 1437-1494.
- Wilt, M. J. and N. E. Goldstein, 1981. Results from two years of resistivity monitoring at Cerro Prieto, in *Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico*, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).



XBL 789-10723

Figure 1: Station distribution and results from 1978 survey. Note the dense station spacing relative to the CICESE array dimensions, and the lack of seismicity within the production zone.

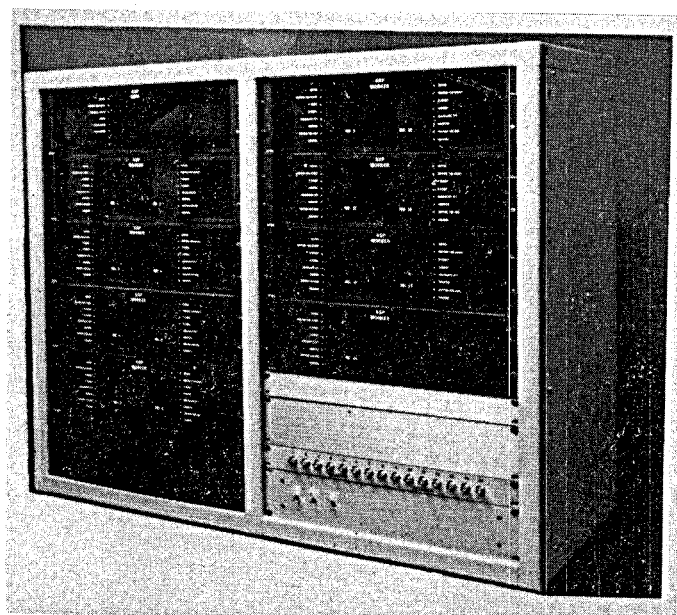
Figura 1. Distribución de estaciones y resultados del levantamiento de 1978. Nótese el denso espaciado de estaciones relativo a las dimensiones de la red de CICESE y la falta de sismicidad dentro de la zona de producción.



XBL 821-1773

Figure 2: Station distribution and results from 1980 survey.

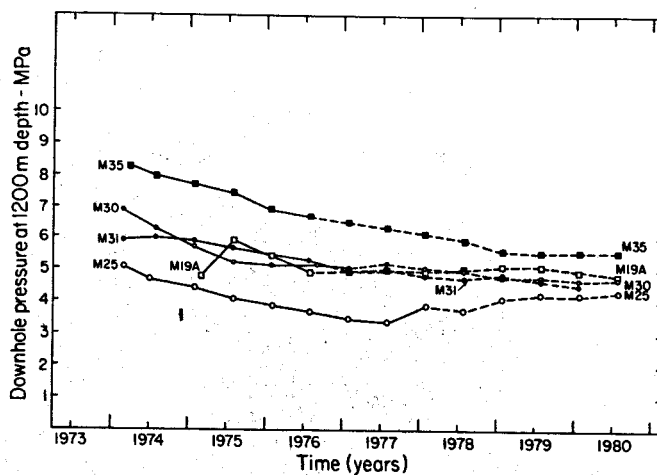
Figura 2. Distribución de estaciones y resultados del levantamiento de 1980.



CBB 803-3236

Figure 3: The Automated Seismic Processor (ASP) in field-ready state. See text for explanation.

Figura 3. El Procesador Sísmico Automático (ASP) listo para ser usado en el campo. Ver el texto para la explicación.



XBL 813-2755

Figure 4: Computed downhole pressures at 1200 m depth in production wells M-19A, M-25, M-30, M-31, and M-35 under flowing conditions (from Goyal et al., 1981).

Figura 4. Presiones de fondo de pozo computadas a 1200 m de profundidad en los pozos productores M19-A, M-25, M-30, M-31, y M-35 bajo condiciones de flujo (de Goyal et al., 1981).

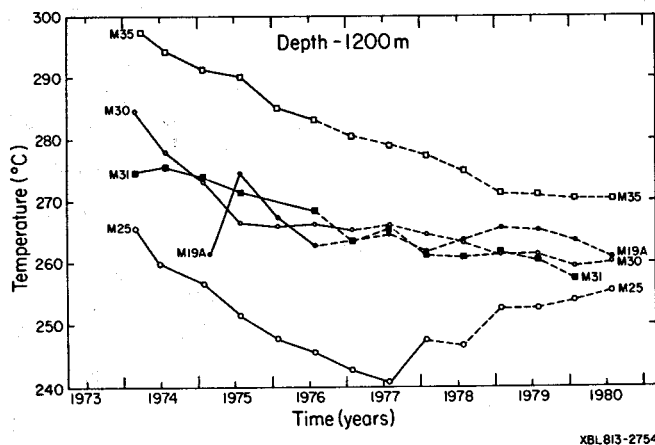


Figure 5: Computed downhole temperatures at 1200 m depth in production wells M-19A, M-25, M-30, M-21, and M-35 under flowing conditions (from Goyal et al., 1981).

Figura 5. Temperaturas de fondo de pozo computadas a 1200 m de profundidad en los pozos productores M-19A, M-25, M-30, M-31, y M-35 bajo condiciones de flujo (de Goyal et al., 1981).

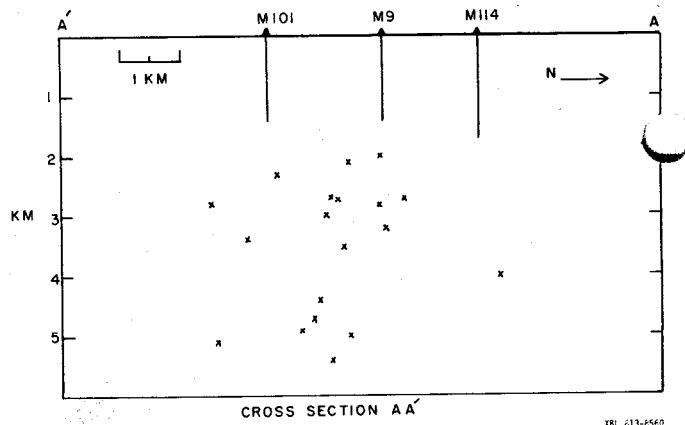


Figure 6: North-south cross section of microearthquake distribution in the Cerro Prieto production zone.

Figura 6. Corte transversal norte-sur de la distribución de microsismos en la zona de producción de Cerro Prieto.

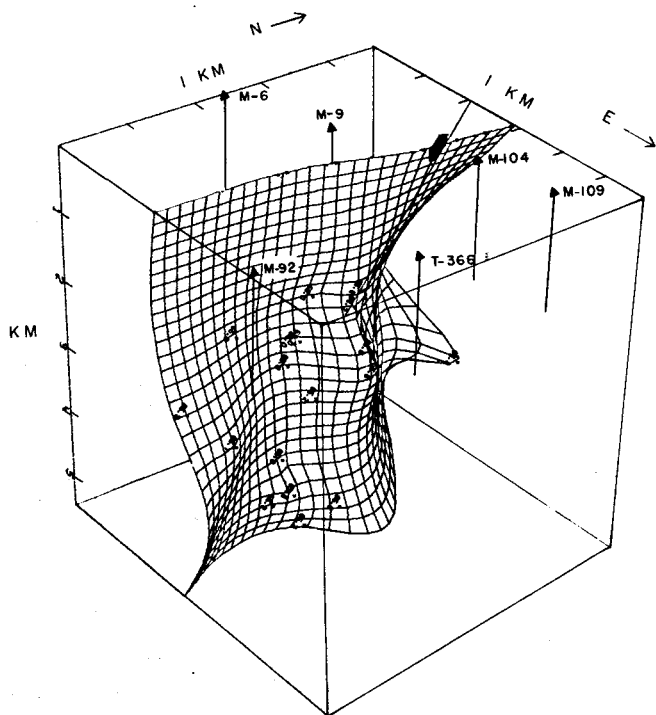


Figure 7: A 3-dimensional contouring of the microearthquake distribution in the Cerro Prieto production zone. The contoured surface was constrained at ground level by the trace of the Hidalgo fault.

Figura 7. Distribución tridimensional de microsismos en la zona de producción de Cerro Prieto. La superficie sísmica fue constreñida a coincidir con la traza de la falla Hidalgo en la superficie.

ESTUDIOS MICROSISMICOS DETALLADOS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

INTRODUCCION

Desde 1973, el Departamento de Energía (previamente Energy Research and Development Administration) a través del Lawrence Berkeley Laboratory (LBL) de la Universidad de California, y la Estación Sismográfica de Berkeley han estado investigando la utilidad de levantamientos microsísmicos detallados para delinear yacimientos geotérmicos y como ayuda en la determinación de propiedades del yacimiento (Majer, 1978; Majer y McEvilly, 1979).

Como parte de este programa, se han llevado a cabo dos levantamientos detallados en el campo geotérmico de Cerro Prieto en el norte de México. El primer levantamiento se efectuó en febrero de 1978 (Majer et al, 1978), y el segundo en diciembre de 1980. En ambos levantamientos la red tuvo dimensiones y sensibilidades totales similares, con un umbral mínimo de magnitud cercano a $M_L=1.0$. El levantamiento de 1978 duró 4 semanas en tanto que el de 1980 tomó 17 días. Ambos experimentos utilizaron los mismos sensores y equipo de telemetría FM, con la excepción de que en 1980 no se usaron geófonos horizontales.

Como puede observarse en las Figuras 1 y 2, las dimensiones de las redes fueron bastante pequeñas si se las compara con el monitoreo sísmico más convencional efectuado por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Aunque se han agregado dos estaciones adicionales a la red de CICESE, el espaciamiento entre estaciones es tal que toda nuestra red puede ubicarse entre dos de las estaciones de CICESE. De nuestros estudios geotérmicos previos encontramos que para lograr suficiente precisión de localización respecto a las características tectónicas detalladas y las relacionadas a actividades de producción, es necesario tener espaciamientos entre estaciones del orden de 0.5 a 1 km. Esta densidad de estaciones provee también suficiente sensibilidad para definir patrones de sismicidad con un estudio de razonable duración.

Los datos del primer levantamiento se registraron en un grabador magnético FM analógico de 14 canales con una respuesta de frecuencia que se extiende entre CD y 80 Hz. Los datos de 1980 se digitalizaron a 100 muestras por segundo, con una resolución de 12 bits, y se analizaron en línea en el campo con el Procesador Sísmico Automático, o sistema ASP, desarrollado en LBL (McEvilly, 1980). Dicho sistema ASP se desarrolló para maximizar la eficiencia de los estudios sísmicos, permitiendo flexibilidad en los procedimientos experimentales con un mínimo del procesamiento intensivo posterior usado comúnmente.

Brevemente, ASP es un sistema de procesamiento paralelo diseñado alrededor del microprocesador RCA 1802 CMOS. Es un sistema de bajo consumo de energía (1W por canal) que puede operar por largos períodos con baterías de 12 V.

El sistema tiene 15 canales de datos, cada uno de los cuales detecta eventos automáticamente, mide los tiempos de llegada y amplitudes, y computa y ajusta Transformadas Rápidas de Fourier (FFT) para nivel de largo período, frecuencia de rincón, y pendiente de alta frecuencia para ondas P y S. A medida que cada canal microcomputador, o WORKER (ver Figura 3), detecta un evento, transmite la información a un microcomputador central, o BOSS, el que determina luego la naturaleza de la detección de acuerdo a criterios de validez especificados por el usuario. Luego que el BOSS determinó que un evento es un sismo de interés, utiliza los datos registrados por los WORKERS para calcular la ubicación del hipocentro, valores aproximados de b (para amplitudes P y S), categorización y conteo del evento, datos de primer movimiento de onda P, y propiedades de la fuente (momento, disminución de esfuerzo, radio de la fuente, desplazamiento de la falla, pendiente espectral de alta frecuencia) utilizando el modelo espectral de Brune (1970, 1971). Cada uno o todos los resultados procesados arriba descritos pueden imprimirse, incluyendo el conjunto de los datos del WORKER. Aunque todo el procesamiento es automático y efectuado en línea en el campo, ASP ha demostrado rendir resultados iguales en capacidad de detección y en calidad al más tradicional procesamiento de datos en el laboratorio.

TRABAJO EN CERRO PRIETO EN 1978

En la Figura 1 se observa la distribución de estaciones y los resultados del estudio de 1978. Las zonas sombreadas son áreas de actividad sísmica detectada fuera de la red, donde la exactitud de localización fue pobre. Resulta notable que la zona sombreada al sudeste de la zona de producción, a lo largo de la ruta del ferrocarril, fue la localización del evento de $M_L=4.7$ de febrero de 1978 que tuvo lugar al día siguiente de la finalización del estudio de 1978. Durante las 4 semanas de monitoreo se grabaron 74 eventos con tiempos S-P de menos de 5 segundos. Seis de dichos eventos se localizaron fidedignamente dentro de la zona de producción. Los seis fueron parte de un enjambre de 20 eventos que ocurrieron en un período de dos días con tiempos S-P casi idénticos. Los sismos se localizaron a profundidades entre 2 y 3 km cerca de las estaciones 4 y 5. El modelo del subsuelo consistió de dos estratos sobre un semiespacio. Las velocidades P y S fueron (2.0, 0.8), (3.5, 2.0) y (5.5, 2.3) km/sec, respectivamente, con espesores de estrato de 1 y 2 km para el estrato superior y el segundo, respectivamente (areniscas y lutitas en la sección aluvial, basamento granítico). Sólo para unos pocos eventos ocurridos dentro de la red se obtuvo una cobertura azimutal adecuada para estudios de primer movimiento, proveyendo soluciones de plano de falla consistentes con desplazamiento de rumbo. Sin embargo, la ambigüedad en la solución de plano de falla no pudo resolverse entre lateral derecho sobre una falla vertical con rumbo noroeste y un

deslizamiento lateral izquierdo sobre una falla vertical con rumbo noreste.

Considerando la naturaleza tectónica general de la Depresión de Salton, el complejo fallamiento y estructura dentro de la zona de producción de Cerro Prieto, y lo que se sabía entonces sobre la sismicidad geotérmica, fue de algún modo sorprendente que la actividad microsísmica fuera tan baja. Sin embargo, la región geotérmica de East Mesa, ubicada a unos 50 km al noreste de Cerro Prieto, también exhibe una falta de sismicidad dentro de la zona geotérmica (McEvelly y Schechter, 1978). Por otra parte, el campo geotérmico The Geysers en el norte de California es sísmicamente activo. Es importante saber si el carácter sísmico del campo varía con el tiempo, y de ser así, si estos cambios podrán relacionarse con la extracción de masa y calor que tiene lugar en el campo. Un mecanismo posible para tal comportamiento sería una extracción rápida de fluido en zonas de alta temperatura, donde insuficiente recarga podría crear localmente zonas de agotamiento parcial de agua, dando como resultado un cambio de yacimiento de una sola fase (líquida) a un sistema de dos fases. También pueden ocurrir cambios volumétricos, esfuerzos térmicos, y debilitamiento de material que provoquen actividad microsísmica dentro de las zonas de producción.

TRABAJO EN CERRO PRIETO EN 1980

La Figura 2 muestra la distribución de estaciones y los resultados del estudio microsísmico de noviembre-diciembre de 1980. Durante 17 días de registro se detectaron 119 eventos en más de 4 estaciones. Cuarenta de dichos eventos se localizaron dentro de la zona de producción. Veintinueve de los 40 fueron juzgados como localizaciones de buena calidad, con errores de epicentro menores de ± 0.5 km. El error estimado en profundidad es de ± 1.0 km. Como se observa en la Figura 2, los eventos parecen ubicarse a lo largo de la zona de la falla de Hidalgo, con una pequeña tendencia a agruparse cerca del centro de la zona principal de producción. La profundidad de los sismos en esta región varió entre 2 y 5 km.

Comparando con los resultados de 1978, parece que existiera un incremento en la actividad dentro de la zona de producción. Aunque en junio de 1980 tuvo lugar un evento de $M_L=6.7$, 25-30 km al sudeste del campo, no hay razón para relacionar el aparente incremento en la actividad con este evento. La actividad sísmica de la zona de producción no se halla sobre la misma zona de fallas (Victoria) que produjo el evento de magnitud 6.7. Desde la finalización del estudio de diciembre de 1980, se ha mantenido en operación una estación de monitoreo cerca del pozo M-6. Dos meses de registro mostraron que la actividad microsísmica ha permanecido constante dentro de un radio de 5-6 km (tiempos S-P menores de 1 segundo) alrededor del pozo M-6, con 2-3 eventos por día. Ocasionalmente, ha habido actividad de enjambre a unos 10-15 km de M-6 (tiempos S-P mayores de 2 segundos). Dicha actividad puede ser parte de la secuencia de réplicas del movimiento del junio de 1980; sin embargo, la actividad dentro del área

del campo no muestra el índice de decaimiento característico de las secuencias de réplicas. Aunque dichas secuencias de réplicas tienden, a menudo, a migrar hacia los extremos de la falla principal, es inusual tener actividad de réplica en un sistema de fallas completamente diferente. Por otra parte, los eventos que ocurrieron dentro del campo pueden haber sido inducidos o provocados por el evento de junio de 1980 en el sentido que el aumento de los esfuerzos en los extremos de la falla Victoria que produjo dicho evento puede ser una causa de la actividad dentro del campo geotérmico, donde los materiales pueden ser mas susceptibles a la ruptura. El monitoreo de CICESE indicó poca o ninguna actividad en el otro extremo de la falla Victoria.

EFFECTOS POSIBLES DEBIDOS A LA PRODUCCION

En la Figura 4 se observan los valores de presión de fondo de pozo en función del tiempo para pozos dentro de la zona principal de producción y en la región de actividad microsísmica (Goyal et al., 1981). Dichos valores fueron calculados a partir de presiones de cabezal de pozo, con correcciones por incrustaciones y diámetros variables de las tuberías. Pueden destacarse dos características importantes. La primera es que la presión general del yacimiento disminuye con el tiempo. La segunda es que está decreciendo la diferencia de presión entre los pozos a 1200 m de profundidad. Tendencias similares pueden verse también en los valores de temperatura calculados para los mismos pozos para el nivel de 1200 m (Figura 5). Aun cuando estos valores de temperatura calculados pueden tener errores, respaldan la existencia de una tendencia hacia una disminución e igualación de presión y temperatura dentro de la zona principal de producción. Los valores de temperatura obtenidos del análisis geoquímico de las aguas de estos pozos indican también una disminución e igualación de temperaturas de la misma magnitud (Goyal et al., 1981).

Dado que ha habido un incremento en la actividad sísmica dentro de la zona de producción, que efectos tuvo, si indica esto algo, respecto a los parámetros del yacimiento? Como se expuso previamente, las áreas de disminución de presión y temperatura coinciden con las áreas donde ha aumentado la actividad sísmica. El campo de vapor The Geysers en el norte de California también mostró un aumento en la actividad microsísmica al incrementar la producción (Marks et al., 1981). Indudablemente, la actividad en The Geysers está relacionada con la dinámica del sistema subhidrostático que constantemente experimenta cambios debidos a crecientes actividades de producción. Se observa evidencia del inicio de una condición similar de presión subhidrostática localizada en el campo de Cerro Prieto en la tendencia a una igualación de presiones y temperaturas en las zonas más antiguas del área de producción. Otra indicación de condición subhidrostática es la facilidad con que el pozo M-9 acepta el agua reinyectada a la región del yacimiento (M-9 es el único pozo inyector en la actualidad). Evidencia geofísica adicional referente al cambio en las condiciones del yacimiento proviene del monitoreo de la

resistividad dipolo-dipolo que se ha efectuado en la zona de producción durante los últimos dos años (Wilt y Goldstein, 1981). Estas mediciones mostraron un incremento significativo de resistividad en la zona de alta resistividad a profundidades del yacimiento en el centro de la zona de producción. Dicha área de alta resistividad en proceso de expansión puede deberse a la expansión de una región de vapor debido a la extracción neta de fluido.

La pérdida de masa neta por extracción de fluido puede conducir también a un cambio de volumen neto que, como fuera demostrado, se relaciona con la actividad microsísmica (McGarr, 1976). La ruptura estaría en una dirección compatible con el esfuerzo principal máximo, que es horizontal en esta región. Estudios de nivelación de primer orden mostraron un pequeño asentamiento del terreno (aproximadamente 10-20 mm) en el área del campo desde 1977, indicando que está teniendo lugar un cambio en el volumen dentro del área de producción (de la Peña, 1981). Mientras que nuestro estudio de 1978 indicó movimiento de desplazamiento de rumbo, el de 1980 también indicó fallamiento normal dentro de la zona de producción. Además, los eventos de 1978 ocurrieron en el límite de la zona de producción, asociados posiblemente con el sistema de fallas de Cerro Prieto más que con la falla Hidalgo, la que en la actualidad parece estar controlando la sismicidad dentro del área de producción.

Mediciones de precisión de gravedad repetidas anualmente ($\pm 15 \mu\text{gals}$) no indicaron un cambio dentro del área del yacimiento (Crannell et al., 1981). Por consiguiente, cualquier cambio de gravedad debido a pérdida de masa neta por la extracción de fluido puede ser compensado parcialmente por un aumento de masa debido a precipitación de minerales en la región del yacimiento (aunque habría una disminución del volumen). Mediante mediciones de gravedad pueden detectarse cambios de elevación, de sólo algunos centímetros o más. Sin embargo, los estudios de gravedad detectaron los mismos 30 cm de asentamiento y hundimiento de la superficie en el campo, ocasionado aparentemente por el sismo de magnitud 7.7 de junio de 1989. Los valores de b para microsismos dentro de la zona de producción comparados con los eventos fuera de la misma son otra indicación de que la distribución de esfuerzos es anómala dentro de la zona de producción. Durante los dos meses posteriores al sismo de junio de 1980, los eventos dentro de la zona de producción tuvieron un valor de b de 1.25, contra 0.8 para eventos fuera de dicha zona. Los microsismos en The Geysers exhiben también un valor b un poco más alto para eventos dentro de la zona de producción que para los de afuera (Majer y McEvilly, 1979; Marks et al., 1981).

Aparte de la masa, también se extrae calor de esta zona (aproximadamente 1017 calorías desde 1973 [Coyal et al., 1981]). Este efecto de enfriamiento puede ocasionar una acumulación de esfuerzos térmicos. Se propuso que los microsismos en regiones geotérmicas pueden ser una respuesta a la contracción térmica que aumenta el esfuerzo normal efectivo (Denlinger y Moench, 1979). Si este mecanismo está actuando, los

microsismos pueden estar indicando regiones de máximo enfriamiento (contracción térmica). En un corte transversal norte-sur, el enjambre de sismos yace debajo de los pozos en producción (Figura 6). Aunque la precisión de las localizaciones de los hipocentros es de sólo 1 km, la ubicación del grupo relativa a la extensión conocida del yacimiento y las actividades del área de producción es intrigante.

Los microsismos también pueden indicar la estructura que está controlando el flujo de fluido. En la figura 7 se muestra una superficie tridimensional de las localizaciones de hipocentros en la zona principal de producción. Dicha superficie fue constreñida a coincidir con la traza de la falla Hidalgo en la superficie. La Figura 7 es una vista desde el sudeste a lo largo de la vía del ferrocarril hacia Cerro Prieto. La zona de hipocentros no corresponde necesariamente a una superficie exacta de falla, pero puede representar más bien una zona de debilidad donde puede dominar la permeabilidad de fractura y que controla la recarga-descarga de la región del yacimiento. Esta superficie sísmica coincide casi exactamente con una distribución vertical de fuente utilizada por Corwin et al. (1981) para explicar una anomalía de autopotencial (SP) centrada en el campo. Suponiendo que la anomalía de SP indica flujo de fluido (i. e., efecto de potencial electocinético) esto puede entonces ser otro indicio de que este plano de microsismos/autopotencial se relaciona con un rasgo que controla el movimiento del fluido dentro de la zona de producción.

Estudios de variación de densidad dentro de la zona de producción utilizando registros geofísicos de pozo (Howard et al., 1981) muestran que hay una disminución general en la porosidad al aumentar la profundidad. Sin embargo, hay zonas locales dentro de los horizontes de producción que muestran porosidad secundaria o reducciones de densidad. Estas áreas de neta deficiencia de masa, debida posiblemente a disolución de material, se dan al este del plano de microsismos/autopotencial, terminando en este plano. Esto sugiere que fluido fluye desde el este hacia el centro de la zona de producción. Probablemente antes de comenzar la explotación, el flujo de fluido estaba controlado exclusivamente por la descarga natural, i. e., volcanes de lodo, manantiales calientes, etc. Estas áreas naturales de descarga permitirían la precipitación de minerales, formando, posiblemente, las zonas densificadas observadas en el centro de la zona principal de producción. Muchas de estas manifestaciones aparecen en la misma región que la anomalía de autopotencial. Además, los estudios repetitivos de resistividad dipolo-dipolo indican que el flujo de fluido predominante es del este al oeste, pasando por el centro de la zona de producción. Esto se refleja en el cambio de resistividad entre 1978 y 1980. Estos estudios apoyan fuertemente una invasión de fluido a profundidad hacia la base del plano microsísmico/autopotencial. Los estudios microsísmicos y de dipolo-dipolo indican que el proceso de disolución y precipitación es un fenómeno que todavía está ocurriendo dentro del área, o sea, el fallamiento activo implica que aun

pueden existir conductos que crearon esta región geotérmica.

CONCLUSION

Desde principios de 1978 parece existir un incremento en la actividad sísmica dentro de la zona de producción en Cerro Prieto. Ahora, la actividad microsísmica es más o menos constante, con una tasa de 2-3 eventos por día. Los valores de b en el campo son significativamente más altos dentro de la zona de producción que los eventos relacionados con fallas fuera de dicha zona. Los sismos parecen estar controlados por la falla Hidalgo, aunque se observó un ligero agrupamiento en el centro de la zona principal de producción. Los sismos dentro del área de producción podrían reflejar la dinámica del yacimiento asociada con la extracción de calor y masa. Mecanismos tales como cambio de volumen, esfuerzos térmicos y debilitamiento de materiales asociados con

ebullición (i.e., cambios de fase, disolución) pueden ser todos responsables del incremento de la actividad sísmica. Aunque se ha iniciado un pequeño programa de reinyección, las condiciones de abatimiento de presión existentes dentro del campo implicarían que el incremento de la presión de poro que resultó de las actividades de inyección no es responsable del incremento de la actividad sísmica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies del Departamento de Energía de los Estados Unidos bajo contrato No. W-DE-AC03-76SF00098.

Se agradece la ayuda del personal de la CFE durante nuestro experimento de campo.