

AN INTEGRATED MODEL FOR THE NATURAL FLOW REGIME IN THE CERRO PRIETO HYDROTHERMAL SYSTEM BASED UPON PETROLOGICAL AND ISOTOPE GEOCHEMICAL CRITERIA

W. A. Elders, A. E. Williams, and J. R. Hoagland

Institute of Geophysics and Planetary Physics

University of California

Riverside, California, U.S.A.

Abstract

Our studies of cuttings and cores at Cerro Prieto have now been extended to more than 50 boreholes. The aims of this petrological and isotopic work are to determine the shape of the reservoir, its physical properties, and its temperature distribution and flow regime before the steam field was produced.

Mapping the hydrothermal mineral zones is useful in delineating the geometry of the reservoir. A map showing the first occurrence of hydrothermal epidote shows a dome-shaped top to the steam-producing zone. The hottest of the mapped mineral zones - the biotite vermiculite zone - shows a dome displaced to the northeast relative to the epidote zone.

Patterns of mineral zones observed in wells are consistent with patterns of oxygen isotopic ratios in calcite and quartz. Using both criteria we have classified all of the boreholes so far studied as belonging to one of four different regimes. These are: (a) the thermal plume of upward flowing water close to boiling, marked by a regular sequence of prograde mineral zones and large isotopic shifts; (b) the discharge system where fluid leaks to the surface, as indicated by the occurrence of only a few low temperature mineral zones, which extend over large depth intervals with little isotope exchange; (c) the horizontal flow zone, in which boreholes penetrate reversals of both mineral zones and isotope shifts with increasing depth; and (d) the recharge zone where cold water is descending, shown by regions of little alteration for considerable depth and then penetration of many mineral zones and large isotope shifts, over a narrow depth range.

Plotting these four types of boreholes on a map reveals a simple, consistent, pattern. We interpret this to have been produced by a thermal plume dipping at 45° to the northeast. This discharges to the southwest and is recharged from the northeast under the action of regional groundwater flow. The inclination of the plume further suggests the existence of a deep heat source in a northeasterly direction.

It is significant that the only dike rocks, so far encountered in the subsurface, are in boreholes also in the eastern part of the field. This model is also consistent with other lines of evidence based on vitrinite reflectance and electri-

cal resistivity surveys. Given an apparent duration of heating of 10^4 years, and water to rock volume ratios of 3:1, it suggests natural flow rates on the order of 6 m/year.

Introduction

The parameters of interest in studying a geothermal system are measurements of mass and energy transfer and their evolution in space and in time. The tools necessary to study these parameters include, (1) some type of recording thermometer, (2) some device for chemical analysis, (3) some form of timing system, and (4) some mechanism to record the fluid flow. The theme of this paper is that rocks and minerals "remember" the geothermal fluids which have flowed through them. Hydrothermal minerals recovered by drilling in a geothermal field can record temperature, the direction of temperature change, the chemistry of the fluids with which they have reacted, water to rock ratios and the duration of heating.

Among the geothermometers available are fluid inclusions, vitrinite reflectances, temperature dependent authigenic minerals, and isotopic ratios of minerals and geothermal brines. The chemistry of the fluids which have flowed through the reservoir are recorded by hydrothermal minerals, fluid inclusions, and isotopic ratios of minerals. Water to rock ratios can be estimated from isotope ratios. Finally, the duration of heating events can be estimated from fission track annealing.

This paper summarizes and synthesizes work on Cerro Prieto, originated at the University of California at Riverside, which is the subject of five companion papers in this symposium (Valette-Silver *et al.*, 1981; Barker *et al.*, 1981; Seamount and Elders, 1981; Sanford and Elders, 1981; and Williams and Elders, 1981). The aim of the paper is to present a unified, qualitative model of the pattern of natural convective fluid flow, which gave rise to the geothermal field of Cerro Prieto, as it was before production began.

Surface and Subsurface Hydrothermal Alteration

Hydrothermal alteration of surface rocks accompanies the natural surface emissions which occur in an arc northwest, west and southwest of the present production field (Valette-Silver *et al.*, 1981). The chemistry of these surface emis-

sions is made complex by the competing effects of boiling, steam condensation, evaporation, dilution by meteoric water, and oxidation at the surface (Valette and Esquer-Patino, 1979). Among the several types of surface emission observed, the hot springs have a chemistry closest to the brine produced from deep wells which penetrate the geothermal reservoir. Comparison of samples of altered surface sediments within the hot springs with fresh sediments outside the springs documents the mineralogical reactions produced by the reservoir fluid at the surface. Quartz, feldspar and illite are increased and kaolinite, montmorillonite, calcite and dolomite are destroyed (Valette-Silver *et al.*, 1981).

These mineralogical observations in the natural discharge system of the reservoir are consistent with simple solubility considerations. Quartz and feldspar are more soluble in hot water and are therefore likely to be precipitated where water is being cooled. Similarly the carbonates are more soluble in cold water and are likely to be precipitated where fluids are being heated.

Comparison of the minerals associated with the surface discharges with minerals observed in subsurface samples recovered from deep boreholes in the geothermal reservoir, reveals certain similarities and major differences. Figure 1 shows the progressive mineral zones in sandstones at temperatures up to the maximum encountered, based on our study of 45-50 wells, of the 80 which have penetrated the reservoir (Elders *et al.*, 1979). Shallow sediments above the reservoir are highly porous and permeable; there is no sedimentary caprock. At the top of the reservoir detrital or authigenic clay minerals, like montmorillonite and kaolinite, are progressively replaced by pore-filling chlorite, illite, and especially calcite. This self-sealing process causes the sediments to be highly indurated at the top of the reservoir. In the main production zone, above 225°C there is a zone of progressive decarbonation where carbonates are destroyed and calcium aluminum silicates are formed. At the highest temperatures so far measured, hydrothermal biotite and vermiculite form.

Textures in sandstones within the production zone are highly variable, ranging from highly recrystallized hornfels, with low porosity, to local regions of appreciable secondary porosity. However, water/rock reactions have reduced the net porosity compared to that found at comparable depths outside the field. These physical properties of the mudstones and shales are even more susceptible than those of sandstones to induration induced by mineralogical changes with increasing temperature (Seamount and Elders, 1981).

Duration of Heating

Alteration of plant materials in the sediments at Cerro Prieto is also diagnostic of increasing temperatures. Barker and Elders (1979) reported an empirical geothermometer using the measured reflectance of polished samples of the vitrinite component of the plant debris. Temperature estimates based on vitrinite reflectances, together with other geothermometers, including fluid inclusions

and oxygen isotopes, in the central part of the geothermal field of Cerro Prieto give values similar to those measured by downhole temperature logs (Barker and Elders, 1979). This suggests that this part of the system has never been hotter than the temperatures currently measured there.

However, the maturation of organic material in a sedimentary basin depends upon the duration as well as upon the intensity of heating. Variations in values of vitrinite reflectances around the reservoir, in rocks which are now at the same temperature, reflect differences in the relative duration of heating from place to place (Barker *et al.*, 1981). Although these measurements have not yet been extended to wells throughout the field, they do appear to suggest that heating to 250°C began in the northeasterly portion of the system and later spread westerly at shallower depths (Barker *et al.*, 1981).

Sanford and Elders (1981) have attempted to date the heating at Cerro Prieto, using the annealing of ^{238}U fission tracks in detrital apatite. The well T-366, towards the eastern side of the field, has had an apparently simple thermal history. Apatites in this well lose their fission tracks at approximately 170°C, corresponding to a duration of heating of 10^3 to 10^4 years (Sanford and Elders, 1981). In contrast, the well M-94, on the northern extremity of the field, has cooled some 50° to 100°C from the maximum temperatures previously present. Based on fission track annealing, the high temperatures recorded by geothermometers in this well had durations of only 10^0 to 10^1 years. Thus it appears that the main part of the geothermal field has been heating for some 10^4 years, and that, on the periphery, some rocks have a "memory" of very short-lived incursions of hotter water (Sanford and Elders, 1981).

Temperature Distribution

The study of light stable isotope ratios in calcite provides a convenient tool to determine variations in temperature across the field (Williams and Elders, 1981). This geothermometer does not necessarily indicate the ambient temperature of the reservoir at this moment, but the temperature that the calcite "remembers". The fact that the calcite isotope temperatures are usually so similar to those indicated by temperature logs is indicative that the field has not experienced significant cooling episodes, i.e., before production began it was still heating (Williams and Elders, 1981). The patterns of isotherms describes an asymmetric thermal dome, deepening gradually to the northeast (Williams and Elders, 1981).

The shape and size of the reservoir is also indicated by other mineralogically based information (Elders *et al.*, 1980). Figure 2A shows the depth of the first occurrence of hydrothermal epidote in sandstones of the reservoir, which corresponds to a temperature of approximately 225°C. This datum forms an elongate broad thermal dome with a gentle dip to the northeast. Figure 2B shows the depth to the first occurrence of biotite and vermiculite in sandstones which we believe occurs at 325°C. This shows a similar asymmetric

thermal dome, shifted to the east relative to the epidote surface. These observations are consistent with a thermal plume ascending from the northeast towards the southwest, inclined at 45° (Elders *et al.*, 1980).

Patterns of Fluid Flow

As a test of our hypothesis, we can examine the distribution of different hydrothermal mineral zones around the reservoir. Figure 3 shows how the mineral zones in sandstones of Figure 1 correlate with those found in mudstones and shales. Because of differences in permeability, given hydrothermal minerals tend to appear first at lower temperatures in sandstones than in shales. When we examine the spacing of mineral zones penetrated by different boreholes in the field, four different cases are apparent (Figure 3). In a normal prograde sequence (P) mineral zones are fairly evenly spaced with depth. In other boreholes (case R in Fig. 3), lower temperature mineral zones extend to a greater depth, where high temperature zones are penetrated in a narrow depth range.

These two different spacings of mineral zones are also characterized by different isotopic signatures (Fig. 4). The $\delta^{18}\text{O}$ of calcites from sandstones plotted against depth for the well M84 is typical of a well of the prograde type. The data show a narrow range of values and a sharp inflection point at shallow depth, below which temperatures are close to boiling. In contrast, data for well M53 are typical for wells of type R. They show a wider range of values, a deeper inflection point, and negligible isotopic exchange at shallow depth.

A third type of relationship is shown by curve D in Figure 3 and well M92 in Figure 4. In such wells, the highest temperature zones are absent and low to moderate temperature zones persist to the bottom of the well. There is a wide range of isotope values, an absence of a steep inflection point, and temperature at depth considerably below boiling. The fourth type is illustrated by curve H in Figure 3 and the example M3 in Figure 4. It shows reversals in mineral zones and isotopic ratios with depth. Such temperature reversals must be due to a horizontal component of fluid flow of hot or cold water.

When the four types of wells are plotted on a map, a systematic geographic clustering into distinct areas is revealed (Fig. 5). Wells of type P are in the main production field, type R wells all occur to the northeast, whereas types D and H occupy the western and southwestern quadrants, surrounding the area of type P wells.

We suggest that, in the region marked P on the map (Fig. 5), the boreholes penetrate an inclined upwelling thermal plume at only moderate depth. Furthermore in the region marked R, the boreholes traverse a cold water recharge system before entering the hot reservoir at depth. We suggest the area marked D is a discharge zone, where the upper part of the thermal plume discharges upwards into a shallow aquifer. Similarly,

the region designated H represents a region of shallow horizontal flow of hot water and discharge to the surface. All of the natural surface emissions described by Valette and Esquer-Patiño (1979) lie in the areas marked H or D.

Figure 6 shows a cross-section from southwest to northeast, from the general vicinity of borehole M6 to borehole NL-1, to illustrate our hypothesis for natural convective flow before the borefield was developed. We suggest that the heat source for the hydrothermal system lies to the northeast. A thermal plume rises from it, which ascends to the southwest inclined at an angle of approximately 45°. It boils in places and precipitates minerals, causing local self-sealing. This plume discharges upwards and horizontally to the southwest, forming hot springs and fumaroles, and shallow zones of temperature reversals. Drawdown of cold groundwater permits recharge from the northeast in the region marked R in the diagram, which may also be accompanied by self-sealing as the recharge water is heated.

Supporting Evidence

We believe it significant that the only subsurface intrusive dike rocks reported from the Cerro Prieto field occur in the eastern part of the field. Figure 7 shows lithologic column for the well NL-1 (Bruno Weist, personal communication, 1980) showing the occurrence of both silicic and mafic dikes in this region. Such rocks are absent in the central and western parts of the field.

Another line of supporting evidence comes from the study of the downhole logs (Seamount and Elders, 1981). Deep induction resistivity logs show some highly resistive zones in sandstones, with resistivity up to 40 ohm meters. These appear to be zones of fresh water in the sandstones. They occur as deep as 1500 m in well T-366, and are restricted to wells in the area marked R in Figure 5. Their existence requires rapid drawdown of cold, low salinity water, the recharge for the inclined thermal plume (Seamount and Elders, 1981).

Similarly, the vitrinite reflectance study of Barker *et al.* (1981) shows a pattern consistent with the proposed fluid flow model, suggesting that heating was initiated in the northeast and later spread in a southwestern direction at shallower depths. Figure 8 is a cartoon showing, in cross-section, progressive positions of the 250°C isotherm at successive times t_1 , t_2 , t_3 and t_4 . Where the isotherms moved relatively quickly, i.e., heating was rapid, we would expect low vitrinite reflectances and high water to rock ratios. Where the isotherms moved slowly, i.e., heating was protracted, we would expect high vitrinite reflectances and low water to rock ratios. The different values of vitrinite reflectances measured in samples from the 250°C isotherm at Cerro Prieto are consistent with the existence of the inclined thermal plume illustrated in Figure 6 (Barker *et al.*, 1981).

This model of an inclined plume of hot saline water, overlain by colder fresher water, should be compared with the dipole-dipole resistivity surveys

of Wilt and Goldstein (1979). These authors (1979, Figure 3) show an apparent resistivity pseudo-section in which the main part of the reservoir has a resistivity of 4.0 ohm-m; this is overlain to the northeast by an inclined zone of resistivity of 1.5 ohm-m, which in turn is overlain by inclined zones of 5.0 and 8.5 ohm-m, further northeast. The apparent coincidence between these inclined zones of varying resistivity and the features shown in Figure 6 is striking. To a first approximation, the 4.0 ohm-m zone appears to correspond to the hot saline plume where induration has reduced porosity, especially by destruction of clay minerals in the shales. The 1.5 ohm-m layer is a more conductive zone presumably because of higher porosities and higher concentrations of conductive clays. Salinity appears to be less than in the 4.0 ohm-m zone, as recognized on the electric logs (Seamount and Elders, 1981). This 1.5 ohm-m layer is, in turn, overlain by aquifers in the recharge system containing colder, lower salinity water, of resistivities 5.0 to 8.5 ohm-m.

Natural Flow Rates

The proposed model can be quantified in various ways. Williams and Elders (1981) calculated from isotope studies of whole rocks, water to rock volume ratios of 3:1 in that part of the exploited reservoir hotter than 200°C, which has a volume of approximately 12 km³. Assuming that the duration of heating was 10⁴ years (Sanford and Elders, 1981), if the 36 km³ of fluid necessary for isotopic exchange flowed through a cross section of the reservoir approximately 6 km², then the average flow rate must have been about 6 m/year (Sanford, 1981). This flow rate is similar to that which might be expected for the flow of groundwater down the delta of the Colorado River from its apex near Yuma, Arizona to Cerro Prieto. Perhaps the inclination of the thermal plume, suggested by our model, is the resultant of the regional hydrologic gradient and the buoyancy forces in the geothermal system.

Conclusions

We have presented a qualitative model of fluid flow in the Cerro Prieto reservoir as it was before the field was developed, based upon petrological and geochemical evidence. We suggest that a thermal plume fed from a heat source to the northeast is inclined at 45° as it rises to the southwest, discharging in that direction, and being recharged from the northeast. This model is quantifiable and testable by numerous lines of evidence.

Acknowledgements

This work has been in the past principally supported by Department of Energy contract no. 7100410 through Lawrence Berkeley Laboratory. Our work has benefitted greatly from discussions and collaboration with our colleagues in CFE, LBL and USGS and at UCR. This is report no. UCR/IGPP-81/8 of the Institute of Geophysics and Planetary Physics of UCR, typed by L. Lovell, with figures drafted by L. Jankov.

References

- Barker, C. E., and Elders, W. A., 1979, Vitritinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal field: An interim report. Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October 1979, p. 70-90.
- Barker, C. E., Palewicz, M. J., Bostick, N. H., and Elders, W. A., 1981, Evolution of the Cerro Prieto geothermal field as interpreted from vitritinite reflectance under isothermal conditions. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (this volume).
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., and Williams, A. E., 1979, Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico. Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October 1979, p. 57-69.
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., and Williams, A. E., 1980, Hydrothermal alteration as an indicator of temperature and flow regime in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California. Geothermal Resources Council, Transactions, 4, p. 121-124.
- Sanford, S. J., 1981, Dating thermal events by fission track annealing, Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. M.S. thesis, Univ. Calif., Riverside, UCR/IGPP report no. 81/4.
- Sanford, S. J., and Elders, W. A., 1981, Dating thermal events by fission track annealing in wells M-94 and T-366 at Cerro Prieto. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (submitted to this volume).
- Seamount, D. T., Jr., and Elders, W. A., 1981, Well log use at Cerro Prieto in identification of hydrothermally altered zones, correlation with reservoir temperature and interpretation of reservoir porosity. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (this volume).
- Valette, J. N., and Esquer-Patiño, I., 1979, Geochemistry of the surface emissions in the Cerro Prieto geothermal field. Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October 1979, p. 241-254.
- Valette-Silver, J. N., Esquer-Patiño, I., Elders, W. A., Collier, P. C., and Hoagland, J. R., 1981, Hydrothermal alteration of sediments associated with surface emissions from the Cerro Prieto geothermal field. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (this volume).

Williams, A. E., and Elders, W. A., 1981, Oxygen isotope exchange in minerals from the Cerro Prieto geothermal system: Indicators of temperature distribution and fluid flow. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (this volume).

Wilt, M. J., and Goldstein, N. E., 1979, Resistivity monitoring at Cerro Prieto. Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October 1979, p. 419-433.

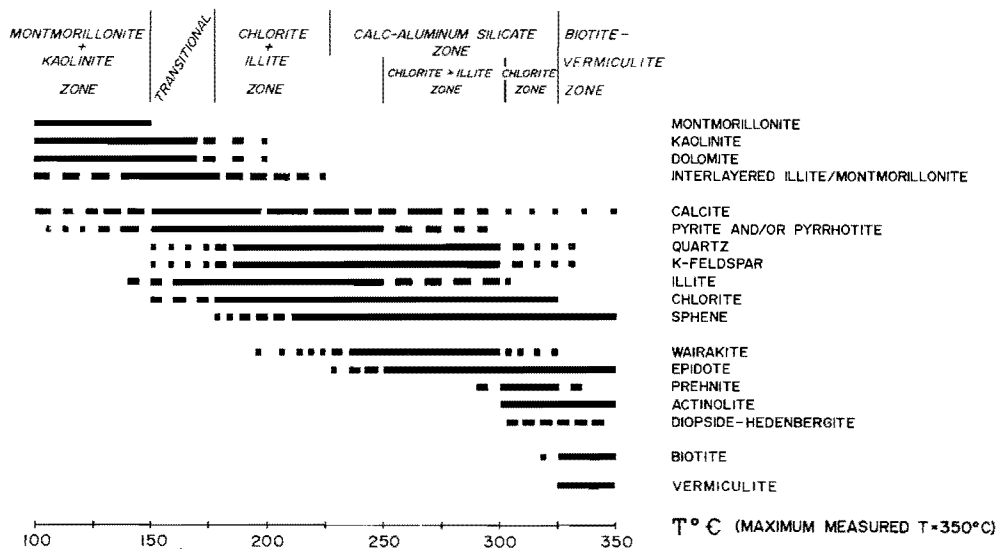
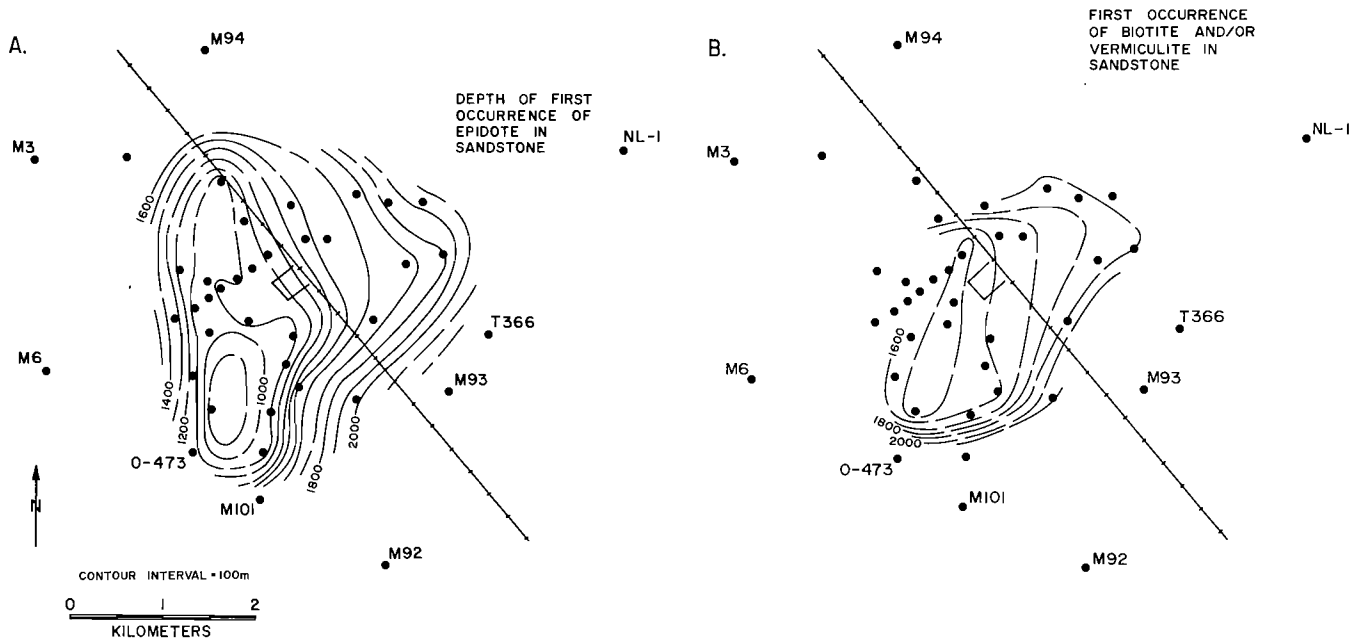


Figure 1. Temperature ranges of mineral zones in sandstones from the subsurface at Cerro Prieto (modified from Elders et al., 1979).

Figura 1. Intervalos de temperaturas correspondientes a zonas mineralógicas en areniscas del subsuelo de Cerro Prieto (modificado de Elders et al., 1979).



XBL 826-703

Figure 2. Depth in meters for the first occurrence of hydrothermal minerals in sandstones at Cerro Prieto. 2A - epidote ($\sim 225^{\circ}\text{C}$); 2B - biotite and vermiculite ($\sim 325^{\circ}\text{C}$). Filled circles are well locations with a selection of well numbers indicated. The straight barbed line is a railroad and the rectangle is the site of the power plant (from Elders et al., 1980).

Figura 2. Profundidad (en metros) a la primera ocurrencia de minerales hidrotermales en areniscas de Cerro Prieto. 2A - epidota ($\sim 225^{\circ}\text{C}$); 2B - biotita y vermiculita ($\sim 325^{\circ}\text{C}$). Los círculos llenos corresponden a las localizaciones de pozos, indicándose el número de algunos de ellos. La línea recta indica el ferrocarril, y el rectángulo, la ubicación de la planta (de Elders et al., 1980).

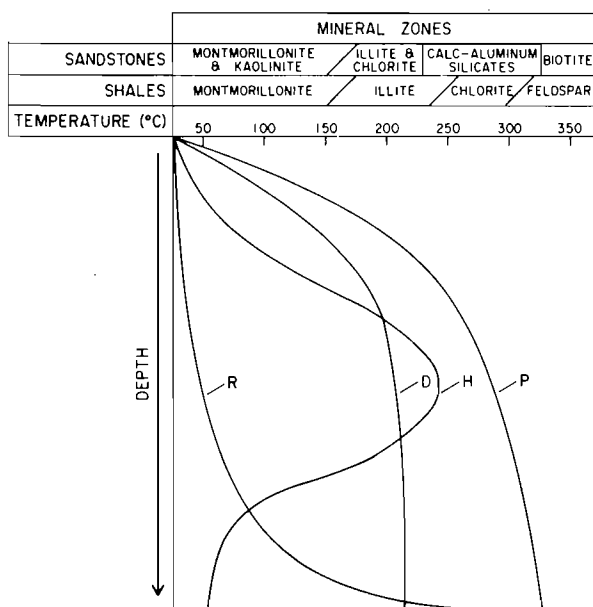


Figure 3. (Top) - Correlation of hydrothermal mineral zones in sandstones and those in shales with temperature in the Cerro Prieto reservoir. (Bottom) - Curves showing four different temperature profiles to explain four characteristic patterns of mineral zones with depth.

Figura 3. (Parte superior) - Correlación de las zonas de minerales hidrotermales en areniscas y en lutitas con la temperatura del yacimiento de Cerro Prieto. (Parte inferior) - Curvas correspondientes a cuatro perfiles diferentes de temperatura ilustrando los cuatro patrones característicos de zonas mineralógicas en función de la profundidad.

XBL 826-704

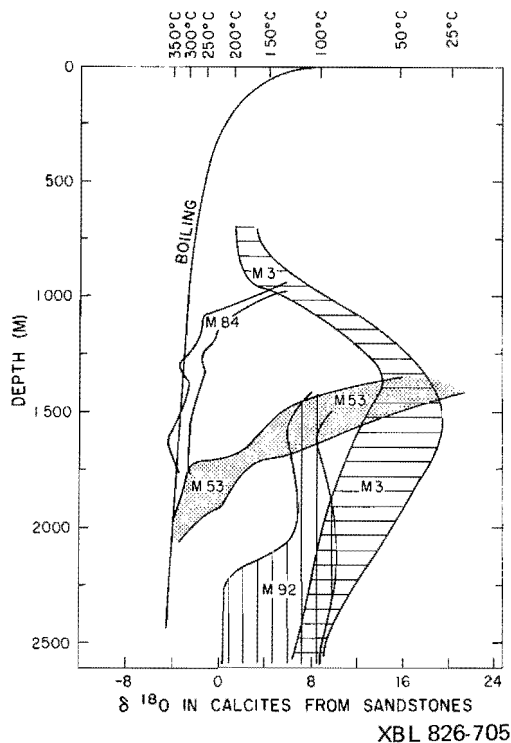


Figure 4. $\delta^{18}\text{O}$ in calcites from sandstone samples recovered from four typical wells at Cerro Prieto. The area between the roughly parallel curves for each well shows the range of values measured at various depths. The curve labelled "boiling" shows the $\delta^{18}\text{O}$ of calcite in equilibrium with boiling water of $\delta^{18}\text{O} = -8.33$.

Figura 4. $\delta^{18}\text{O}$ en calcita de muestras de areniscas obtenidas de cuatro pozos típicos de Cerro Prieto. El área entre las curvas aproximadamente paralelas indica en cada pozo el intervalo de valores medido a varias profundidades. La curva rotulada "boiling" (hirviendo) muestra el $\delta^{18}\text{O}$ para calcita en equilibrio con agua hirviendo con un $\delta^{18}\text{O} = -8.33$.

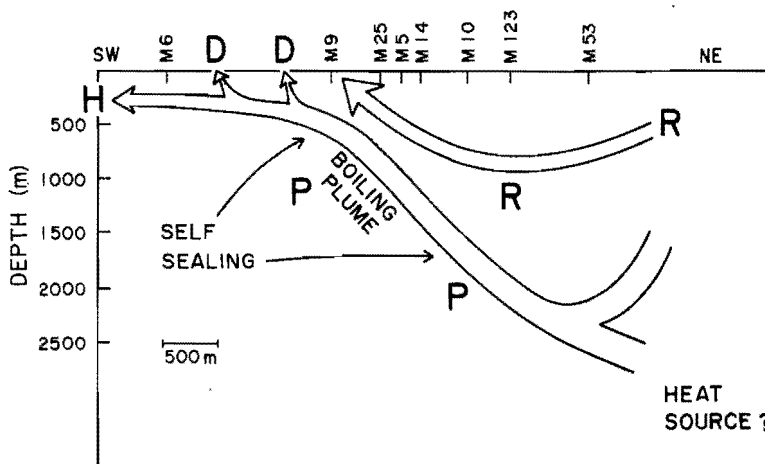
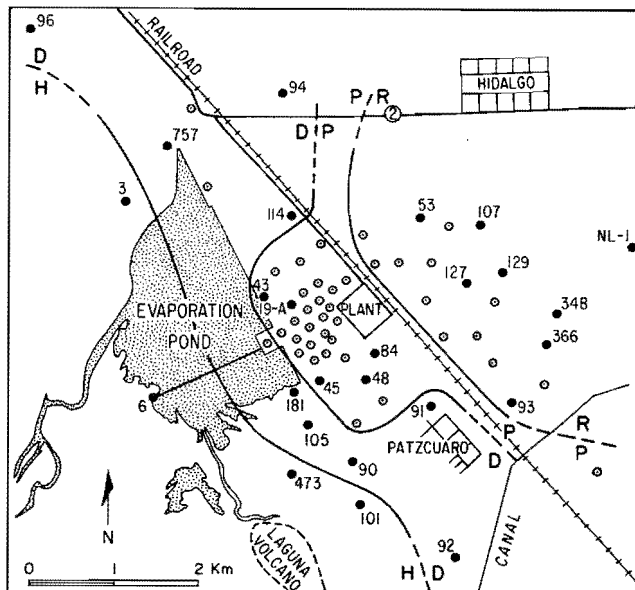


Figure 6. SW-NE cross section showing the proposed flow regime.

Figura 6. Corte transversal SO-NE mostrando el régimen de flujo propuesto.



XBL 826-707

Figure 5. Division of geothermal field into regions characteristic of different flow regimes. R = Recharge Zone, P = Thermal Plume Zone, D = Discharge Zone, and H = Horizontal Flow Zone. Open circles show well locations and filled circles well locations whose numbers are also shown.

Figura 5. División del campo geotérmico en regiones caracterizadas por distintos regímenes de flujo. R = Zona de recarga, P = Zona de penacho térmico, D = Zona de descarga, y H = Zona de recarga horizontal. Los círculos abiertos señalan pozos, los círculos llenos señalan la ubicación de los pozos cuyos números están indicados.

XBL 826-706

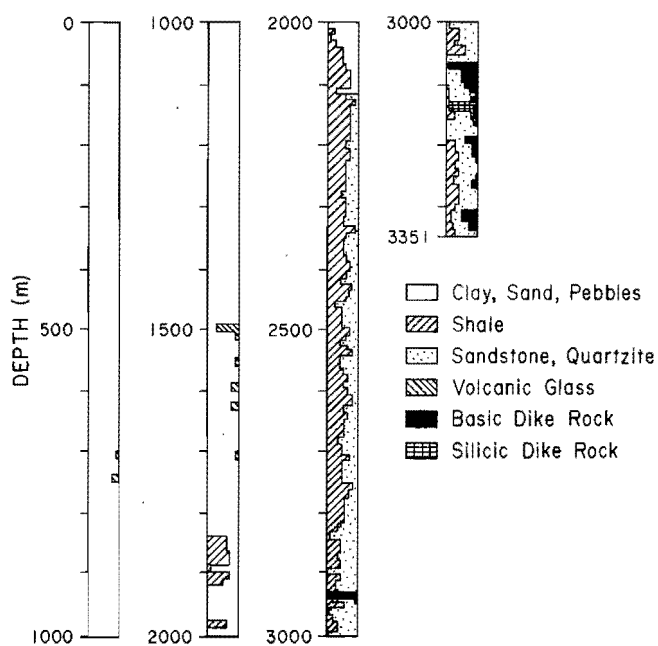
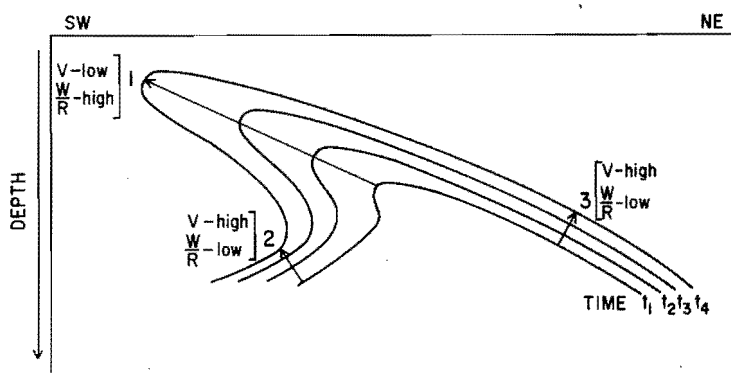


Figure 7. Location of dike rocks in the well NL-1.

Figura 7. Localización de las rocas de dique en el pozo NL-1.

XBL 826-708



XBL 826-709

Figure 8. Hypothetical SW-NE cross-section showing the successive positions of the same isotherm at times t_1 , t_2 , t_3 , and t_4 . V = vitrinite reflectance; W/R = water/rock ratio.

Figura 8. Corte transversal SO-NE hipotético indicando las posiciones sucesivas de una isoterma en tiempos t_1 , t_2 , t_3 , t_4 . V = reflectancia de vitrinita; W/R = razón agua/roca.

UN MODELO INTEGRADO PARA EL REGIMEN NATURAL DE FLUJO EN EL SISTEMA HIDROTHERMAL DE CERRO PRIETO, BASADO EN CRITERIOS PETROLOGICOS Y DE GEOQUIMICA DE ISOTOPOS

RESUMEN

Nuestros estudios de recortes y núcleos en Cerro Prieto se han extendido ahora a más de 50 pozos. Los propósitos de este estudio petrológico e isotópico son la determinación de la forma del yacimiento, sus propiedades físicas y la distribución de sus temperaturas, y el régimen de flujo antes de que el campo entrara en producción.

La elaboración de mapas de las zonas mineralógicas hidrotermales es útil para delinear la geometría del yacimiento. El mapa de la primera ocurrencia de epidota hidrotermal indica que la zona de producción de vapor tiene una cima en forma de domo. El mapa de zona mineralógica de mayor temperatura, la zona de biotita vermiculita, muestra un domo desplazado hacia el noreste con relación a la zona de epidota.

Los patrones de las zonas mineralógicas observadas en los pozos concuerdan con los patrones de las razones isotópicas de oxígeno en calcita y cuarzo. Utilizando ambos criterios hemos clasificado todos los pozos estudiados hasta el momento como pertenecientes a uno de cuatro regímenes diferentes. Estos son: (a) penacho térmico con flujo ascendente de agua cercana al punto de ebullición, caracterizado por una secuencia regular de zonas mineralógicas progradadas y grandes corrimientos isotópicos; (b) sistema de descarga donde el fluido percola hacia la superficie, indicado por la presencia de sólo unas pocas zonas mineralógicas de baja temperatura que se extienden a lo largo de grandes intervalos de profundidad con poco intercambio isotópico; (c) zona de flujo horizontal en la cual los pozos atraviesan inversiones de zonas mineralógicas y de desplazamientos isotópicos; y (d) zona de recarga en la cual el agua fría descende, caracterizada hasta profundidades considerables por regiones de escasa alteración, y bajo la cual, a lo largo de un corto intervalo de profundidades, se encuentran muchas zonas mineralógicas y grandes corrimientos isotópicos.

Indicando estos cuatro tipos de pozos sobre un mapa, se encuentra una configuración simple y coherente. Interpretamos esto como el efecto de un penacho térmico inclinado 45° hacia el noreste. Este descarga hacia el sudoeste y se recarga desde el noreste bajo la acción del flujo subterráneo regional. La inclinación del penacho sugiere además la existencia de una fuente de calor a profundidad hacia el noreste.

Es significativo que las únicas rocas de dique encontradas en el subsuelo hasta el momento también se encuentran en pozos de la parte oriental del campo. Este modelo concuerda con otras evidencias basadas en reflectancia de

vitrinita y levantamientos de resistividad eléctrica. Dada una aparente duración del calentamiento de 10^4 años, y una razón volumétrica agua/roca de 3:1, se propone que la velocidad del flujo natural es del orden de 6 m/año.

INTRODUCCION

Los parámetros de interés en el estudio de un sistema geotérmico son la medición de la transferencia de masa y energía, y su evolución en el espacio y en el tiempo. Las herramientas necesarias para estudiar estos parámetros incluyen, (1) algún termómetro registrador, (2) algún aparato para análisis químicos, (3) algún sistema de cronometraje, y (4) algún mecanismo para registrar el flujo de fluido. El tema de este trabajo es que las rocas y minerales "recuerdan" los fluidos geotérmicos que se han movido a través de ellos. Los minerales hidrotermales obtenidos al perforar pozos en un campo geotérmico pueden registrar la temperatura, la dirección del cambio de temperatura, la composición química de los fluidos con los cuales han reaccionado, las razones agua/roca, y la duración del calentamiento.

Entre los geotermómetros disponibles se encuentran las inclusiones fluidas, la reflectancia de vitrinita, los minerales autigénicos dependientes de la temperatura, y las razones isotópicas de los minerales y de las salmueras geotérmicas. Las características químicas de los fluidos que han circulado a través del yacimiento están registradas por los minerales hidrotermales, las inclusiones fluidas, y las razones isotópicas de los minerales. Las razones agua/roca pueden estimarse usando las razones isotópicas. Finalmente, la duración de los períodos de calentamiento puede ser estimada utilizando el recocido de trazas de fisión.

Este trabajo resume y sintetiza los resultados sobre Cerro Prieto obtenidos en la Universidad de California en Riverside. Estos se describen con mayor detalle en otros cinco trabajos incluidos en estas actas (Valette-Silver et al., 1981; Barker et al., 1981; Seamount y Elders, 1981; Sanford y Elders, 1981; y Williams y Elders, 1981). El propósito de este trabajo es el de presentar un modelo cualitativo unificado del patrón de flujo convectivo natural de los fluidos que dió origen al campo geotérmico de Cerro Prieto antes de que comenzara su explotación.

ALTERACION HIDROTHERMAL EN LA SUPERFICIE Y EN EL SUBSUELO

La alteración hidrotermal de las rocas de la superficie está asociada con las emisiones naturales superficiales que aparecen distribuidas

en forma de arco, al noroeste, oeste y suroeste del campo actualmente bajo producción (Valette-Silver et al., 1981). Las características químicas de estas emisiones superficiales se hicieron más complejas por los efectos competitivos entre la ebullición, la condensación de vapor, la evaporación, la dilución por aguas meteóricas, y la oxidación en la superficie (Valette y Esquer-Patiño, 1979). Entre los distintos tipos de manifestaciones superficiales observadas, los manantiales calientes tienen la composición química más parecida a la salmuera producida por los pozos profundos que penetran el yacimiento geotérmico. La comparación de muestras de sedimentos superficiales alterados dentro de manantiales calientes, con sedimentos frescos fuera de los manantiales, documenta las reacciones mineralógicas producidas por los fluidos del yacimiento en la superficie. El contenido de cuarzo, feldespatos, e illita aumenta, y se destruyen la caolinita, montmorillonita, calcita y dolomita (Valette-Silver, et al., 1981).

Estas observaciones mineralógicas en el sistema natural de descarga del yacimiento concuerdan con simples consideraciones sobre solubilidades. Cuarzo y feldespatos son más solubles en agua caliente, por lo tanto su precipitación es posible cuando se enfría el agua. En forma similar, los carbonatos, que son más solubles en agua fría, tienden a precipitar cuando los fluidos son calentados.

La comparación entre los minerales asociados con las descargas superficiales y los minerales observados en las muestras del subsuelo obtenidas de pozos profundos que penetran el yacimiento geotérmico indica ciertas similitudes y grandes diferencias. En la Figura 1 se muestran las progresivas zonas mineralógicas observadas en areniscas, hasta las temperaturas máximas que se han encontrado. Estos datos se basan en nuestro estudio de 45 a 50 pozos de los 80 que han penetrado el yacimiento (Elders et al., 1979). Los sedimentos someros localizados por encima del yacimiento son muy porosos y permeables; no existe una capa sello. En la parte superior del yacimiento, los minerales arcillosos autigénicos, como la montmorillonita y la caolinita, son reemplazados progresivamente por clorita, illita y especialmente calcita que llenan los poros de las rocas. Este proceso de autosellado hace que en el tope del yacimiento los sedimentos estén muy consolidados. En la zona productora principal, a temperaturas mayores de 255°C, hay una zona de descarbonatización progresiva, en donde se destruyen los carbonatos y se forman aluminosilicatos. A las temperaturas máximas que se han medido hasta ahora se forman biotita y vermiculita hidrotermal.

Dentro de la zona productora, la textura de las areniscas es muy variable, desde cornubianita (hornfels) muy recrystalizada, con baja porosidad, hasta areniscas localizadas con porosidad secundaria apreciable. Sin embargo, las reacciones agua-roca han reducido la porosidad neta en comparación con la que se encuentra a profundidades similares fuera del campo. En las fangolitas y lutitas, estas propiedades físicas son aún

más susceptibles que en las areniscas al encurecimiento ("induration") inducido por los cambios mineralógicos debidos a aumentos de temperaturas (Seamount y Elders, 1981).

DURACION DEL CALENTAMIENTO

La alteración de material vegetal en los sedimentos de Cerro Prieto también indica que las temperaturas han estado aumentando. Barker y Elders (1979) presentaron un geotermómetro empírico basado en la medición de la reflectancia de muestras pulidas de la componente de vitrinita de detritos vegetales. En la parte central del campo geotérmico de Cerro Prieto la estimación de la temperatura basada en la reflectancia de vitrinita, junto con otros geotermómetros, incluyendo inclusiones fluidas e isótopos de oxígeno, dan temperaturas similares a las medidas por los registros de pozos (Barker y Elders, 1979). Esto sugiere que esta parte del sistema nunca ha alcanzado temperaturas mayores que las medidas actualmente.

Sin embargo, la maduración del material orgánico en una cuenca sedimentaria depende tanto de la duración como de la intensidad del calentamiento. Dentro del yacimiento, las variaciones en el valor de la reflectancia de vitrinita, en rocas que actualmente están a iguales temperaturas, refleja diferencias en la duración del calentamiento de un lugar a otro (Barker et al., 1981). Aunque estas mediciones no se han extendido aún a pozos distribuidos por todo el campo, éstas parecen sugerir que el calentamiento hasta los 250°C empezó en la parte noreste del sistema, y que luego se extendió hacia el oeste, a profundidades menores (Barker et al., 1981).

Sanford y Elders (1981) han intentado datar el calentamiento en Cerro Prieto utilizando el recocido de trazas de fisión de ^{238}U en apatita detrítica. El pozo T-366, en la parte oriental del campo, ha tenido una historia térmica aparentemente simple. En este pozo las apatitas pierden sus trazas de fisión alrededor de los 170°C, lo que corresponde a una duración del calentamiento de 10^3 a 10^4 años (Sanford y Elders, 1981). Por contraste, el pozo M-94 en el extremo norte del campo, se ha enfriado unos 50 a 100°C por debajo de la temperatura máxima que existió anteriormente. En base al recocido de trazas de fisión, las altas temperaturas registradas por los geotermómetros en este pozo han tenido una duración de sólo 10^0 a 10^1 años. Por lo tanto, parece que la parte principal del campo geotérmico ha estado calentándose por aproximadamente 10^4 años, y que en la periferia algunas rocas "recuerdan" muy breves incursiones de aguas más calientes (Sanford y Elders, 1981).

DISTRIBUCION DE TEMPERATURAS

El estudio de razones de isótopos livianos estables en calcita proporciona una herramienta práctica para determinar variaciones de temperatura dentro del campo (Williams y Elders, 1981). Este geotermómetro no necesaria-

mente indica la temperatura actual del yacimiento, sino la temperatura que "recuerda" la calcita. El hecho que las temperaturas basadas en los isótopos de la calcita generalmente son tan similares a las obtenidas de los registros de temperatura indica que el campo no ha experimentado episodios de enfriamiento importantes; o sea, antes de comenzar la producción, el campo aún estaba calentándose (Williams y Elders, 1981). La forma de las isotermas corresponde a un domo térmico asimétrico que gradualmente se hace más profundo hacia el noreste (Williams y Elders, 1981).

La forma y tamaño del yacimiento también están indicados por otros datos basados en la mineralogía (Elders et al., 1980). La Figura 2A muestra la profundidad a la primera aparición de epidota hidrotermal en areniscas del yacimiento, lo que corresponde a una temperatura de aproximadamente 225°C. Esta superficie de referencia forma un domo térmico ancho y elongado que buza suavemente hacia el noreste. La Figura 2B indica la profundidad a la primera aparición de biotita y vermiculita en areniscas, la que creemos que ocurre a los 325°C. Esta figura muestra un domo térmico asimétrico similar, desplazado hacia el este con respecto a la superficie de epidota. Estas observaciones concuerdan con la idea de un penacho térmico, inclinado unos 45°, que asciende del noreste hacia el sudoeste (Elders et al., 1980).

MOVIMIENTO DEL FLUIDO

Para someter a prueba nuestra hipótesis, examinamos la distribución de las diferentes zonas mineralógicas hidrotermales alrededor del yacimiento. La Figura 3 muestra cómo las zonas mineralógicas en areniscas, dadas en la Figura 1, corresponden con aquellas encontradas en fangolits y lutitas. Debido a diferencias en permeabilidad, ciertos minerales hidrotermales tienden a aparecer a menor temperatura, primero en areniscas y luego en lutitas. Cuando se examina el espaciamiento entre las zonas mineralógicas atravesadas por varios pozos del campo, cuatro casos diferentes se hacen evidentes (Figura 3). En una secuencia progradada normal (P) las zonas mineralógicas están bastante uniformemente espaciadas con respecto a la profundidad. En otros pozos (caso R en la Figura 3), las zonas mineralógicas de menor temperatura se extienden a mayores profundidades, en donde las zonas de mayor temperatura son atravesadas en un pequeño intervalo de profundidades.

Estos dos espaciamientos diferentes de zonas mineralógicas también están caracterizadas por diferentes características isotópicas (Figura 4). La gráfica de $\delta^{18}O$ para calcitas de areniscas versus profundidad del pozo M-84 es típica de un pozo de tipo progradado. Los datos para profundidades someras muestran un intervalo pequeño de valores y un punto de inflexión masarcado, por debajo del cual las temperaturas están cercanas al punto de ebullición. Por el contrario, los datos del pozo

M-53 son típicos de pozos del tipo R. Estos muestran un intervalo de valores más amplio, un punto de inflexión más profundo, y un intercambio isotópico insignificante a profundidades someras.

La curva D en la Figura 3 y el pozo M-92 en la Figura 4 muestran un tercer tipo de relación. En dichos pozos las zonas de mayor temperatura están ausentes, y las zonas de baja y mediana temperatura continúan hasta el fondo del pozo. Hay un amplio intervalo de valores isotópicos, no existe un punto de inflexión pronunciado y, a profundidad, la temperatura está considerablemente por debajo del punto de ebullición. La curva HG en la Figura 3 y el pozo M-3 en la Figura 4 ilustran un cuarto tipo de relación. Al aumentar la profundidad este tipo muestra inversiones en las zonas mineralógicas y en las razas isotópicas. Estas inversiones de temperatura han de deberse a una componente horizontal del flujo de aguas frías o calientes.

Cuando se localizan los cuatro tipos de pozos en un mapa, se observa que estos se agrupan sistemáticamente en zonas marcadamente diferentes (Figura 5). Los pozos de tipo P están en el campo de producción principal; todos los pozos de tipo R están al noreste, mientras que los del tipo D y H ocupan los cuadrantes occidental y sudoeste, rodeando el área de los pozos de tipo P.

Sugerimos que en la región del mapa marcada con una "P", los pozos penetran un penacho térmico inclinado a profundidades moderadas. Además, en la región indicada con una "R", los pozos atraviesan un sistema de recarga de agua fría antes de penetrar el yacimiento caliente a mayores profundidades. Sugerimos que el área marcada con una "D" es una zona de descarga, donde la parte superior del penacho térmico descarga hacia arriba, en un acuífero somero. En forma similar, la región indicada con una "H" representa una zona de flujo somero horizontal de agua caliente y de descarga hacia la superficie. Todas las manifestaciones superficiales naturales descritas por Valette y Esquer-Patiño (1979) se encuentran en las zonas "H" o "D".

La Figura 6 muestra una sección sudoeste-noreste, desde cerca del pozo M-6 hasta el pozo NL-1, con el objeto de ilustrar nuestra hipótesis acerca del flujo natural convectivo antes que comenzara el desarrollo del campo. Sugerimos que la fuente térmica del sistema hidrotermal se encuentra hacia el noreste. Desde la misma asciende hacia el suroeste un penacho térmico con una inclinación de unos 45°. Este hierve en algunos lugares, produciéndose la precipitación de minerales y, localmente, un autosellado. Este penacho descarga hacia arriba y horizontalmente hacia el suroeste, formando manantiales calientes y fumarolas, y zonas someras con inversiones de temperatura. En la región indicada en el diagrama con una "R", la reducción de la presión del agua subterránea fría permite la recarga desde el noreste, la que también podría estar acompañada por un autosellado, al calentarse el agua de recarga.

EVIDENCIAS QUE APOYAN EL MODELO

Consideramos significativo que las únicas rocas intrusivas de dique encontradas en el subsuelo del campo de Cerro Prieto, aparecen en la parte oriental del campo. La Figura 7 muestra la columna litológica del pozo NL-1 (Bruno Weist, comunicación personal, 1980) indicando la presencia tanto de diques ácidos como máficos en la región. Estas rocas no se encuentran en la parte central y occidental del campo.

Otras evidencias provienen del estudio de los registros de pozos (Seamount y Elders, 1981). Los registros de resistividad de inducción profunda muestran zonas muy resistivas en las areniscas, con resistividades de hasta 40 ohm-m. Estas parecen ser zonas de agua dulce en las areniscas. En el pozo T-366 éstas aparecen a profundidades de hasta 1500 m, y están restringidas a pozos de la región indicada en la Figura 5 con una "R". Su presencia requiere una caída rápida de la presión del agua fría de baja salinidad, y la recarga para el penacho térmico inclinado (Seamount y Elders, 1981).

Del mismo modo, el estudio de la reflectancia del vitrinita realizado por Barker et al. (1981) presenta resultados que están de acuerdo con el modelo de flujo del fluido propuesto que sugiere que el calentamiento se inició en el noreste, extendiéndose luego en dirección sudoeste a menores profundidades. La sección de la Figura 8 muestra en forma esquemática el avance de la isoterma de 250°C, en tiempos sucesivos t_1 , t_2 , t_3 , y t_4 . Donde las isotermas se movieron relativamente rápido, se deberían esperar bajas reflectancias de vitrinita y elevadas razones agua/roca. En donde las isotermas se desplazaron lentamente, es decir donde el calentamiento fue de larga duración, se deberían esperar altas reflectancias de vitrinita y bajas razones agua/roca. Los diferentes valores de reflectancia de vitrinita medidos en Cerro Prieto en muestras correspondientes a la isoterma de 250°C están de acuerdo con la existencia del penacho térmico inclinado ilustrado en la Figura 6 (Barker et al., 1981).

Este modelo de un penacho inclinado de aguas salinas calientes, yaciendo debajo de aguas frías y menos salinas, debe compararse con los estudios de resistividad dipolo-dipolo de Wilt y Goldstein (1979). Estos autores (1979, Figura 3) muestran una pseudo-sección de resistividad aparente en la cual la parte principal del yacimiento tiene una resistividad de 4.0 ohm-m. Hacia el noreste, éste está cubierto por una zona inclinada con una resistividad de 1.5 ohm-m, la que más al noreste está cubierta a su vez por zonas inclinadas con resistividades de 5.0 y 8.5 ohm-m. La aparente coincidencia entre estas zonas inclinadas, de resistividades diferentes, y los detalles del modelo dado en la Figura 6, es notable. En una primera aproximación, la zona de 4.0 ohm-m parece corresponder al penacho salino caliente, donde el endurecimiento ha reducido la porosidad, especialmente por la

destrucción de los minerales de arcilla en las lutitas. La capa de 1.5 ohm-m es una zona más conductiva, probablemente debido a las altas porosidades y elevadas concentraciones de arcillas conductivas. El estudio de registros eléctricos de pozos (Seamount y Elders, 1981) indica que la salinidad parece ser menor en la zona de 4 ohm-m. Esta capa de 1.5 ohm-m está cubierta a su vez por acuíferos conteniendo aguas más frías de menor salinidad, con resistividades de 5.0 a 8.5 ohm-m.

VELOCIDADES DEL FLUJO NATURAL

El modelo propuesto puede ser cuantificado de diversas formas. Basándose en estudios isotópicos de rocas enteras, Williams y Elders (1981) obtuvieron razones agua/roca de 3:1 para la parte del yacimiento bajo producción, cuya temperatura es mayor de 200°C y cuyo volumen es de unos 12 km³. Suponiendo que la duración del calentamiento fue de 10⁴ años (Sanford y Elders, 1981) y que los 36 km³ de fluido necesarios para el intercambio isotópico fluyeron a través de una sección de aproximadamente 6 km², la velocidad promedio del flujo debe haber sido de alrededor de 6 m/año (Sanford, 1981). Esta velocidad es similar a la que podría esperarse del flujo de agua subterránea a través del delta del Río Colorado, desde su ápice cerca de Yuma, Arizona, hasta Cerro Prieto. Quizás la inclinación del penacho térmico sugerida por el modelo es el resultado del gradiente hidrológico regional y de las fuerzas de flotación debidas a diferencias de densidades de los fluidos en el yacimiento geotérmico.

CONCLUSIONES

Basado en evidencias petrológicas y geoquímicas hemos presentado un modelo cualitativo del flujo de fluidos en el yacimiento de Cerro Prieto, previo al desarrollo del campo. Hemos sugerido la existencia de un penacho térmico alimentado por una fuente térmica situada al noreste. Este penacho, recargado desde el noreste, al ascender hacia el suroeste se inclina unos 45°, descargando en dicha dirección. Este modelo puede ser cuantificado y puede ser verificado utilizando diferentes tipos de evidencias.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue auspiciada anteriormente por el Departamento de Energía contrato no. 7100410 a través del Lawrence Berkeley Laboratory. Las discusiones y colaboraciones de nuestros colegas de CFE, LBL, USGS y UCR fueron de gran provecho para nuestro estudio. Este es el informe no. UCR/IGPP-81/8 del Institute de Geophysics y Planetary Physics de UCR, fue mecanografiado por L. Lovell y con dibujos por L. Jankov.