

USE OF WIRELINE LOGS AT CERRO PRIETO IN THE IDENTIFICATION OF THE DISTRIBUTION OF HYDROTHERMALLY ALTERED ZONES AND DIKE LOCATIONS AND THEIR CORRELATION WITH RESERVOIR TEMPERATURES

D. T. Seamount, Jr. and W. A. Elders
Institute of Geophysics and Planetary Physics
University of California
Riverside, California, U.S.A.

Abstract

Previous research has shown that zones of hydrothermal minerals at Cerro Prieto can be used as an indication of temperature distribution and patterns of fluid flow. Progressive hydrothermal alteration also has a marked effect on the physical properties of rocks. Therefore, we have studied downhole electrical and gamma-gamma density logs from nine wells and attempted to correlate these wireline log parameters with petrologic, temperature, and petrophysical data. In this paper wells M-43, T-366, and M-107 are discussed in detail as typical cases.

Log data for shales show good correlation with four zones of hydrothermal alteration previously recognized on the basis of characteristic mineral assemblages and temperatures. These zones are the unaltered montmorillonite zone ($<150^{\circ}\text{C}$), the illite zone (150°C - 230°C to 245°C), the chlorite zone (235°C - 300°C , equivalent to the calc-silicate I zone in sands), and the feldspar zone ($>300^{\circ}\text{C}$, equivalent to the calc-silicate II zone in sands).

Comparison of laboratory measurements with gamma-gamma density logs shows good agreement, suggesting that this tool is fairly accurate in this environment. Logs of seven of the wells studied show that certain sand horizons from the montmorillonite zone have high deep induction resistivity ($R_{sd} > 15 \text{ ohm-m}$) and low or reversed SP deflection, as deep as 1.7 km below sea level. This suggests deep recharge of fresh water into the reservoir. The illite zone is normally indicated by an abrupt rise in gamma-gamma density (σ_B), much greater than that due to normal compaction. The chlorite zone is characterized by increase in the deep induction resistivities of both sands and shales (R_{sd} and R_{sh}), and a gradual increase in density of both (σ_{Bsd} and σ_{Bsh}). The feldspar zone, the main steam-producing zone, corresponds with an increase in shale resistivity (R_{sh}) from approximately 6 ohm-m to $>15 \text{ ohm-m}$. An altered diabase dike was recognized in well NL-1 by its low GR count, negative SP deflection and $\sigma_B > 2.7 \text{ gm/cc}$.

The ratio R_{sd}/R_{sh} , that is the ratio of the deep induction sand resistivity to the deep induction shale resistivity on logs, computed over 50 ft (15 m) intervals, shows a general decrease from 1.0 to 4.0 in the illite zone to <0.3 in

the feldspar zone. Furthermore, a crossplot of σ_B versus R_{sh} or R_{sd} enables easy identification of all four mineral zones from shales and at least two mineral zones from sandstones, from log data.

Introduction

Geothermal well log interpretation is still in a very early stage of development. It is apparent that well log use in petroleum exploration has proved invaluable in resource evaluation (Pirson, 1963). We feel that application of well logging to geothermal exploration can be equally useful when more experience has been gained. Cerro Prieto offers an excellent chance for testing the accuracy and usefulness of well logs because of the vast amount of data (geophysical, geochemical, and mineralogical) collected from the more than 65 wells drilled there. All data are in the public domain and therefore access to them is possible.

Previous well log interpretation performed at Cerro Prieto has dealt mainly with stratigraphic correlations and identification of the reservoir (Puente C. and de la Peña, 1979; Abril and Noble, 1979; Prián, 1979; Noble and Abril, 1979; and Lyons and van de Kamp, 1980). Some interpretation has been carried out on the effects parameters such as high temperatures have on the accuracy of the logs (Davis and Sanyal, 1979; Ershaghi and others, 1979).

Puente and de la Peña (1979) recognize an unconsolidated upper zone and a consolidated lower zone at Cerro Prieto. They believe the contact between the two zones is a conformable sedimentary horizon offset by faulting.

Prián (1979) further subdivided the two zones into nine units, two of which are the producing units. Sergio Díaz C. (personal communication, 1980) reported that the upper producing zone is found at the same approximate depth where there is a rapid increase in shale resistivity.

Noble and Abril (1979) attempted both visual and computer correlations of the parastratigraphy of Cerro Prieto. An equation for stretching the log of a well relative to the log of another well was applied to aid in the correlations. Neutron porosity-gamma gamma density crossplots were generated to aid in estimating percentages of clay in the formations. They stated that lack of good tem-

perature data, redox state of formation, and radioactive and mafic minerals will cause problems in the log analysis of this field. The program "Petros," developed by Petroleum Information Corporation of Denver, was used for their report. This program was developed to analyze and correlate petrologic, petrophysical and well log data.

Ershaghi and others (1979) have applied oil-field formation evaluation techniques in analyzing the electric logs and have developed some empirically derived equations for estimating formation factor and water resistivity. They stated that these techniques can be applied at Cerro Prieto with minor corrections for effects due to high temperatures.

More recently, Ershaghi and others (1980) have commented on the loss of conductivity in clays with increasing alteration due to loss of effective clay types.

Lyons and van de Kamp (1980) included well log analysis in a very complete geological and geophysical study of Cerro Prieto. The main use of the well logs was in a parastratigraphic analysis. By noting the shapes of the electrical curve signatures and the sand and shale thicknesses, they determined that the environment of deposition was conducive to the formation of sandy delta and beach deposits separated, laterally and vertically, by facies changes to deltaic and marine clays. The procedure used in defining the environment of deposition was similar to that used by Garcia (1980) in the Sacramento Valley of California. They also state that the hot zones are indicated by an increase in resistivity and density in the shales due to induration, while the sand density does not increase much, probably due to selective solution of some minerals. These hot zones noted on the logs are correlatable with the sand zones containing large grained epidote of Elders and others (1978). They noted highly resistive sands above the zones of alteration and believe that they are evidence of fresh water sediment deposition. In this report we will present a somewhat different interpretation and emphasis. Also, because of better access to petrologic data, the primary mineral assemblages affecting the well log parameters will be discussed.

In order to develop a geothermal field efficiently, it must be possible to estimate fairly accurately the temperature distribution, the extent of the reservoir and patterns of porosity, permeability, and fluid flow. Our previous research has shown that mineralogical studies can aid greatly in determining these parameters (Elders *et al.*, 1977, 1978, 1979, 1980). However, mineralogical studies are very expensive and time-consuming. Well logs are relatively inexpensive, quickly obtained, and continuously record parameters within the borehole. In this paper, we have correlated the mineralogical data with spontaneous potential (SP), natural gamma ray (GR), deep induction resistivity (R), and gamma-gamma density (σ_B) curves for three wells (M-43, T-366, and M-107).^B These wells represent more or less typical cases of log data from nine wells we have studied so far. Figure 1 shows their location.

Hydrothermal Mineralogy

The sediments at Cerro Prieto have been extensively altered to the greenschist facies of metamorphism (Elders *et al.*, 1980a). Previous studies of both volcanic and sedimentary geothermal systems have shown that certain metamorphic assemblages can be directly related to temperature and patterns of fluid flow (Browne and Ellis, 1971; Muffler and White, 1969; Elders *et al.*, 1980a). Elders *et al.* (1977, 1978, 1979) have determined mineral assemblage-temperature relationships at Cerro Prieto. Figure 2 shows the distribution of alteration minerals in sandstones at Cerro Prieto as a function of temperature. A somewhat similar sequence of minerals occurs in shales, but in each case at higher temperature. Presumably this difference is due to the lower original permeability of the shales (Elders *et al.*, 1979). Since, as will be shown later, shale mineralogy has a great effect on well logs, we have correlated shale alteration mineralogy with sand alteration mineralogy, at given temperatures, based on X-ray diffraction data. Table 1 includes a summary showing the correlation of these hydrothermal mineral zones.

The coldest assemblage (montmorillonite zone) is characterized by the presence of montmorillonite and kaolinite as the dominant clay in both sandstones and claystones. This zone was defined as the montmorillonite + kaolinite zone in sandstones by Elders *et al.* (1980). The sediments within this zone are usually unconsolidated.

Illite and chlorite begin to replace montmorillonite and kaolinite within sandstones at temperatures ranging between 150°C and 180°C. There also is a progressive decrease of interlayered illite-montmorillonite. Pore-filling cements such as quartz and calcite indurate the sands to a fair degree. In shales (within the temperature range of 150°C to 250°C), illite shows the greatest increase (from 10% to 15%) and montmorillonite has totally disappeared. Chlorite increase is usually not as noticeable. This we define as the illite zone in shales.

The calc-aluminum silicate zone in sandstones occurs at temperatures of 230°C-250°C to 350°C (Elders *et al.*, 1980). Within this zone epidote first appears as fine grained pore-filling and then grows in grain size to the same size as sand grains. These authors have divided this zone into three subzones. Above 250°C the chlorite:illite concentration ratio is 3:1. This is defined as the chlorite > illite subzone. Above 300°C illite is rare and, as chlorite is the only abundant clay in sandstones, this was termed the chlorite subzone. Actinolite and abundant coarse grained epidote with diminishing calcite also characterize this subzone. Above 315°C to 325°C biotite and vermiculite first appear in the biotite-vermiculite sandstone zone.

Within shales, the calc-aluminum silicate zone correlated with three hydrothermal mineral zones defined here as the chlorite, feldspar and calc-silicate zones. The chlorite zone occurs between 230°C-245°C to about 300°C and is characterized by a rapid increase in chlorite from approximately

8%-14%. Illite continues increasing to 20% or more through this zone. Dolomite and kaolinite are always absent. Interlayered illite-montmorillonite usually has disappeared by 300°C.

The feldspar zone occurs above 300°C. The most noticeable mineralogic change is a great increase in plagioclase and alkali feldspar at the expense of the layered silicates. This increase is often greater than 20% (e.g., in well M-107 the feldspar content is ~10% in chlorite zone increasing to 45% in feldspar zone). Illite and inter-layered clays normally show a corresponding decrease with chlorite usually showing little decrease in the wells studied.

The hottest zone, above 300°C, is where epidote, amphibole, and biotite first appear. This could be defined here as the "shale calc-aluminum silicate zone." Because so few wells penetrate shales in this zone, little X-ray data is available from it and we are unsure of its exact nature. Because there is not enough log data from this zone it will not be mentioned further.

Accuracy of the Gamma-Gamma Density Log

In this preliminary study fourteen core samples were analyzed for porosity using standard petrophysical methods. The results were then converted to bulk density (σ_{la}) by the equation:

$$\sigma_{la} = \phi \sigma_f + (1 - \phi) \sigma_{gr}$$

where ϕ = the measured porosity
 σ_f = water density = 1
 σ_{gr} = measured grain density of 2.65 where not measured.

These data were compared with data from the gamma-gamma density curve (σ_B) at corresponding depths (Figure 3). All four shale mineral zones are represented. Good comparison was obtained in 13 of the 15 cases. The only bad agreements occurred with montmorillonite zone sands and this may be due to the unconsolidated nature of the samples, bad depth correlations, or tool error.

Log Data - Mineral Zone Correlations

The four mineral zones can be correlated with the log data. Figures 4, 5 and 6 show this correlation of mineral zones with uncorrected log data for wells M-107, T-366 and M-43, respectively. Figure 7 shows correlation of the mineral zones with measured temperature for well T-366. The mineral zones are as defined in Table 1.

In the montmorillonite zone the sediments show no apparent alteration. Gamma-gamma density (σ_B) data indicate very low gradients of density versus depth of $6.5 \times 10^{-5} \text{ gm/cm}^3/\text{m}$ for sands and $13 \times 10^{-5} \text{ gm/cm}^3/\text{m}$ for shales. Most drill cuttings from the montmorillonite zone are unconsolidated and therefore difficult to sample. Shale cuttings of this zone are brown colored, soft, and difficult to distinguish from clumps of drilling mud (Elders *et al.*, 1977). σ_B of shale above 1000 ft (305 m) are often less than that of sand. Rsh is occasionally

greater than sand at these shallow depths. This is probably due to high fresh water content absorbed by the expandable clays. The unconsolidated sediments occur as deep as 7000 ft (2130 m) in well NL-1 below which hydrothermal alteration indurated the sediments to varying degrees.

Certain sand horizons in the montmorillonite zone have very high resistivity (R_{sd}), up to 40 ohm-m with accompanying reduced or reversed SP deflection. Extreme R_{sd} values ($>36 \text{ ohm-m}$) are present between 2500 ft (762 m) and 4500 ft (1372 m) in well NL-1 and above 5000 ft (1524 m) in well T-366. Examination of drill cuttings show these horizons to be medium grained to pebbly, unconsolidated sands, containing little clay. The high resistivity and low SP deflections indicate that the formation fluid is relatively fresh water. The location of these fresh water sands support the idea of fresh water recharge to the system as postulated by Elders *et al.* (1981, these proceedings). Outside these highly resistive zones, the log curves are typical for a rapidly subsiding delta front and beach sequence (Lyons and van de Kamp, 1980).

The illite zone is indicated by great increase in both sandstone and shale densities. This zone has been recognized in all of the nine wells so far studied. In wells where this change occurs at shallow depth, such as well M-43 (Figure 6), shale density may increase as much as 0.3 gm/cm^3 within 600 ft (180 m). The increase is less where alteration occurs deeper, such as in well T-366 (Figures 5 and 8), where compaction effects cause higher densities in the montmorillonite zone above. Hydrothermal alteration increases density to a maximum value independently of depth. Figure 8 shows the increase in density for well T-366 occurring at ~150 ft. X-ray analyses of shale cuttings indicates the illite zone appears at ~6250 ft. Linear regression lines have been run on the montmorillonite zone densities for both sand and claystone and extrapolated into the alteration zones. Note that all sediments within the zones of alteration are much more dense than what would be expected from mere compaction. This indicates that net induration has occurred. While our mineralogical studies have shown some localized solution porosity, we believe that in general, all the zones of alteration show a net reduction in porosity greater than that due to compaction and diagenesis.

Inspection of cuttings samples indicates that induration occurs at the top of the illite zone and corresponds with a change of color of shales from brown to grey. This change appears to correspond to the boundary between consolidated-unconsolidated rocks (the A-B horizon defined by Puente and de la Peña [1979] at Cerro Prieto). Highly resistive sands are uncommon below this interface. Normally R_{sd} decreases to approximately 1.5 ohm-m and then increases to 2.5 ohm-m. Rsh is very constant and low (~1.5 ohm-m). The occurrence of expandable clay minerals containing eight hydroxyl ions in the unit cell and illite with two hydroxyls, which are relatively conductive, probably account for the low resistivity of the shales in this zone.

The chlorite zone is present in all the wells

so far studied. Typically, it can be recognized as a zone of Rild increase in both sandstones and shales. In five of the nine wells studied, the maximum sandstone resistivity correlates very well with maximum concentration of the zeolite wairakite, increase in chlorite at the expense of illite and expandable clays, and reduced porosity (measured from thin sections) resulting from quartz-feldspar overgrowths. Increases of Rildsh and σ_B in shales probably reflect the increase in chlorite and loss of expandable layered clays and hence, induration.

All the wells studied show a very rapid increase both in Rsh (6 ohm-m to 10 ohm-m) and in shale σ_B (2.5 gm/cm³ to ~2.65 gm/cm³) at the top of the feldspar zone (Figures 5, 6 and 7). This is the zone presently producing steam for the power plant (Diaz C., personal communication, 1980). In most of the wells studied, Rsd of this zone drops appreciably from 8 ohm-m to less than 5 ohm-m. Shale color within this zone is dark grey. The increase in values of log data for shales correlates directly with an increase in feldspar content at the expense of layered silicates. In well M-43 (Figure 6), the feldspar content increases from 11% in the chlorite zone to 13% in the feldspar zone. The lower feldspar content of shales of the feldspar zone of well M-43 probably accounts for the lower resistivity (<10 ohm-m) compared to that of wells T-366 and M-107 (>20 ohm-m). Sandstone resistivity (Rsd) normally drops from 8 ohm-m to ~4 ohm-m in this zone, probably due to higher water salinities. The higher salinities result from the conversion of calcite, clays and quartz to epidote and biotite which releases ions into the formation water.

Methods for Rapid Identification of Zones

Rsd/Rsh vs. Depth

As stated above, sandstones and shales each show characteristic authigenic mineral assemblages at specific temperature ranges. Also, as temperature increases and water/rock interaction tends towards establishing mineralogical equilibrium, mineral assemblages vary little from well to well at similar temperatures. Therefore, the mineral assemblages in both sandstones and shales tend to vary systematically with temperature. The log parameters of the two lithologies also vary systematically. This can be shown by plotting the Rsd/Rsh ratio against depth (Figures 4, 5 and 6). This ratio decreases for increasing temperature. Values of this ratio in the montmorillonite zone vary most, ranging from 1.4 to 8.0. In the illite zone values normally range from .75 to 4.0 and in the chlorite zone they range from .35 to 1.25. Within the feldspar zone most values fall below 0.3. Then this zone is easily correlated across the field using the resistivity ratio method.

Resistivity-Density Crossplots

A method which integrates all of the variables from the log data we have discussed is the traditional resistivity-density crossplot. This cross-

plot is used to determine water saturation in petroleum reservoirs (Schlumberger, 1974). At Cerro Prieto it works very well in identifying the four mineral zones using shale data (Figure 9). Similar crossplots of sandstone log data only differentiates between altered and unaltered sediments (Figure 9A). With more study we may find that the points lying at the top of the sandstone crossplot (Figure 9A where $\sigma_B > 2.4$ gm/cm³) correlate well with self-sealed sand directly above the hot zone.

Recognition of Igneous Rocks

Weist (personal communication, 1980) examined cuttings from well NL-1 ranging in depth from 148 ft (45 m) to 10995 ft (3351 m). He identified dark vesicular glass in sandstones at several depths above 5472 ft (1750 m) at proportions up to 60%. Because of the slight amount of abrasion and sorting, these obsidian deposits are thought to have been transported some distance. He also identified both mafic and silic dike material at several depths below 9613 ft (2930 m). This is only one of three wells at Cerro Prieto which penetrate dike rocks (Hoagland, personal communication, 1981). Log data only includes depths shallower than 10041 ft (3060 m). Consequently, the only depth interval containing known identifiable dike material is from 9613 ft (2930 m) to 9676 ft (2940 m). This rock, identified as diabase in cuttings, is medium to light green, medium grained and ophitic, composed of plagioclase, pyroxene, and magnetite as primary minerals. Epidote is abundant as alteration of feldspars and chlorite is present as replacement of pyroxene and in the matrix.

The obsidian deposits cannot be differentiated from sandstones on the log data. This is due to their sedimentary nature and similarity to quartz in composition.

On the other hand, a diabasic dike is probably recorded on log curves at 9630 ft (2935 m) as a unit of apparent thickness of 6 ft (1.8 m). Log data shows this unit to have both sandstone and shale characteristics (Figure 10). R is 5.4 ohm-m and natural gamma ray count is approximately 25 API units, suggesting sandstones. R of sandstones at this depth in the well are near 5 ohm-m and the sand baseline is approximately 50 API units. Shale characteristics are abnormally high σ_B of 2.72 gm/cc and SP deflection is toward the shale baseline.

The high density and low radioactivity are reasonable for a basic dike (Bott, 1971). However, one would expect even higher resistivity for an igneous rock. Nonetheless, the presence of relatively conductive epidote and chlorite alteration minerals and fracture porosity probably account for the low 5.4 ohm-m reading. The cuttings depths indicate a much greater thickness for this dike than does the log data. The probable reason for this is that the dike rock is much more resistant to abrasion than the sedimentary cuttings and therefore, would have a higher representation on the shaker screen than would be expected.

Conclusion

We believe that well logs can be valuable aids in determining reservoir parameters important in development of geothermal energy.

From this preliminary study, we have found that four major mineralogical zones have predictable effects on the log data. These zones correlate well with temperature. Densities of sediments have been increased relative to that expected from normal compaction, indicating that net induration has occurred. Log data show that relatively fresh water sands exist above the zones of alteration and this supports the fresh water recharge hypothesis of Elders *et al.* (these proceedings).

Finally, we also believe that by performing a detailed study of the mineralogy and logs of a few wells from a geothermal field, the accurate estimation of reservoir parameters of other wells in the same field using well logs alone can be achieved.

We plan to test the findings of this preliminary study on additional wells from Cerro Prieto and the Salton Sea geothermal fields in the future.

Acknowledgements

We wish to thank Dr. Shawn Biehler for his patience while helping in writing the plotter programs for the figures. His comments on the scientific aspects of this study were also greatly appreciated.

Also, we appreciate the help of Dr. John Noble and Dr. Stephen von der Haar of Lawrence Berkeley Laboratory and Señor Sergio Díaz Curiel of La Comisión Federal de Electricidad for providing us with logs and helpful comments and suggestions.

We especially thank Ing. Juan Cobo R. and the supporting staff of CFE at Cerro Prieto for providing us with the thousands of ditch samples which we analyzed for this and other studies. Elders' work was supported by Department of Energy contract no. 7100410 through Lawrence Berkeley Laboratory. This is report no. 81/10 of the Institute of Geophysics and Planetary Physics of the University of California, Riverside.

References

- Abril G., A. and Noble, J. E., 1979, Correlación de secciones transversales en base a registros electricos de pozos del campo geotermico de Cerro Prieto, in Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL-7098, 41-48.
- Barker, C. E., 1980, Unpublished data.
- Bott, M. H. P., 1971, The Interior of the Earth; St. Martin's Press, New York, NY, 316 p.
- Browne, P. R. L. and Ellis, A. J., 1971, The Ohaki-Broadlands hydrothermal area of New Zealand: Mineralogy and related geochemistry; Amer. Jour. of Sci., 269, 97-131.
- Davis, D. G. and Sanyal, S. K., 1979, Case history report on East Mesa and Cerro Prieto geothermal fields; Los Alamos Scientific Laboratory, report LA-7889-MS.
- Diaz C., S., 1979, Estudios de potencial natural al noroeste del volcan Cerro Prieto; in Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL-7098, 193-203.
- Elders, W. A., Olson, E., Hoagland, J. R., Barker, C. E., Johnson, P. and Collier, P., 1977, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of wells M48, M84, M90, M91, and Prian no. 1; Final report to the Department of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, Univ. of Calif., Riverside/Inst. of Geoph. and Planet. Phys., report 77/37, 153 p.
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., Olson, E. R., McDowell, S. D. and Collier, P., 1978, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of twenty-three wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico; Final report to the Department of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, Univ. of Calif., Riverside/Inst. of Geoph. and Planet. Phys., report 78/26, 264 p.
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., McDowell, D. and Cobo R., J. M., 1979, Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto, B.C., Mexico; Geothermics, 8, 201-209.
- 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; Trans., Geothermal Resources Council, 4, 121-125.
- Elders, W. A., Williams, A. E., and Hoagland, J. R., 1981, An integrated model for the natural flow regime in the Cerro Prieto geothermal field, B.C., Mexico, based on petrological and isotope geochemical criteria; in Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico (this volume).
- Ershaghi, I., Phillips, L. B., Dougherty, E. L., Handy, L. L. and Mathews, M., 1979, Application of oilfield well log interpretation techniques to the Cerro Prieto geothermal field; in Soc. Prof. Well Log Analysts, 20th Ann. Logging Symp., Trans., PP1-PP11.
- Ershaghi, I., Ghaemian, U., and Mathews, M., 1980, Detection of hydrothermal alteration in a sedimentary type geothermal system using well logs; 55th Ann. Tech. Conf. and Exh. of S.P.E. of A.I.M.E., Dallas, TX.
- Garcia, R., 1980, How depositional systems relate

to Sacramento Valley gas accumulation; Oil and Gas Jour., 78, no..20, 179-184.

Lyons, D. J., and van de Kamp, P. C., 1980, Sub-surface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico; LBL report LBL-10540, 95 p.

Muffler, L. J. P. and White, D. E., 1969, Active metamorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California; GSA Bull., 80, 157-182.

Noble, J. E. and A. Abril G., 1979, Analysis of Cerro Prieto well logs, some results and problems; Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL-7098, 57-67.

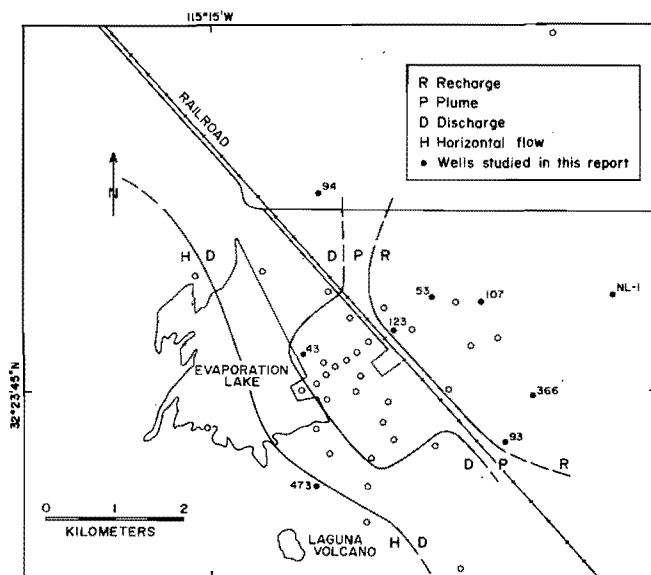
Pirson, S. J., 1963, Handbook of Well Log Analysis for Oil and Gas Formation Evaluation, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ, 326 p.

Prian C., R., 1979, Correlaciones litológicas de los pozos del campo de Cerro Prieto con base en la interpretación de los registros electricos; Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL-7098, 49-56.

Puente C., I., and de la Peña L., A., 1979, Geology of the Cerro Prieto geothermal field; Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL-7098, 17-40.

Sanyal, S. K., Wells, L. E., and Bickham, R. E., 1980, Geothermal well log interpretation state of the art; Final Report, LASL report LA-8211-MS, 321 p.

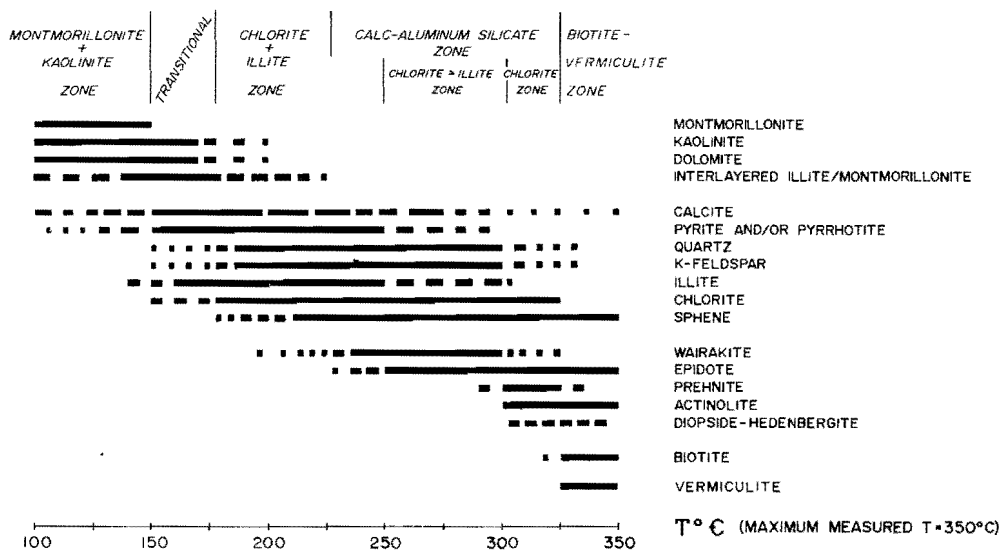
Schlumberger, 1974, Log Interpretation Applications.



XBL 826-723

Figure 1. Cerro Prieto gethermal field.

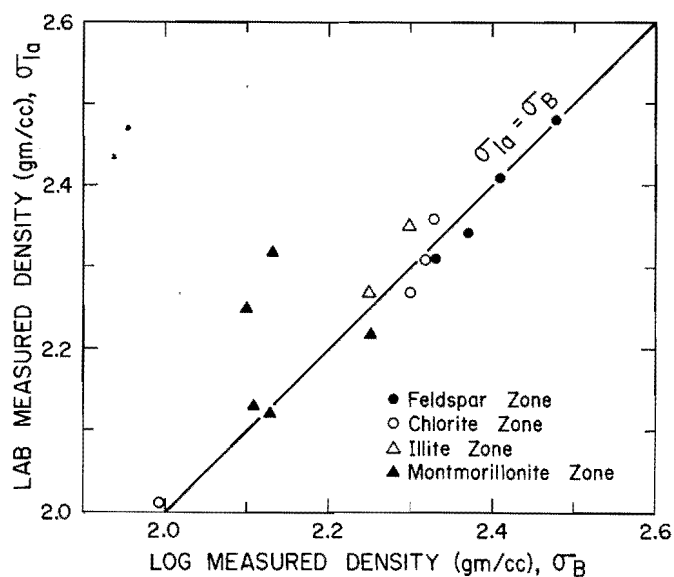
Figura 1. Campo geotérmico de Cerro Prieto.
R: recarga; P: penacho; D: descarga;
H: flujo horizontal; • : pozos estudiados
en este informe.



XBL 826-724

Figure 2. Mineral zonation in hydrothermally altered sandstones at Cerro Prieto as a function of temperature (from Elders et al., 1980).

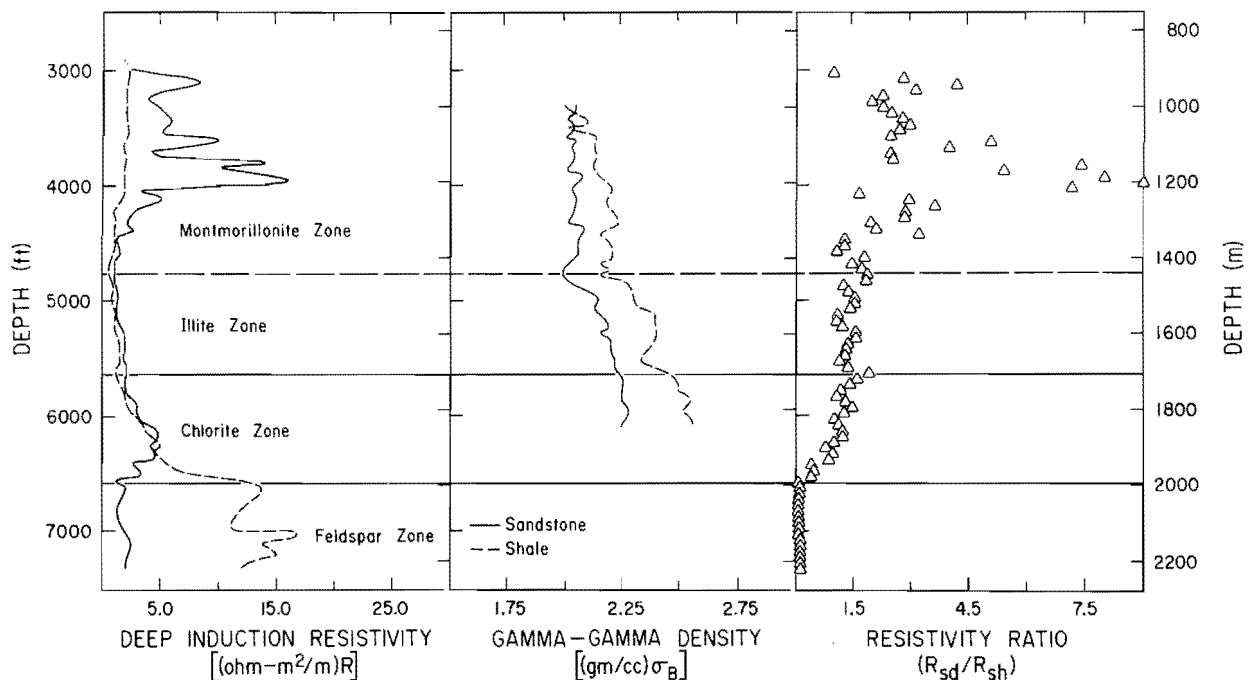
Figura 2. Zonas mineralógicas en areniscas alteradas hidrotermalmente en Cerro Prieto, en función de la temperatura (de Elders et al., 1980).



XBL 826-725

Figure 3. Comparison of lab measured density with log measured density.

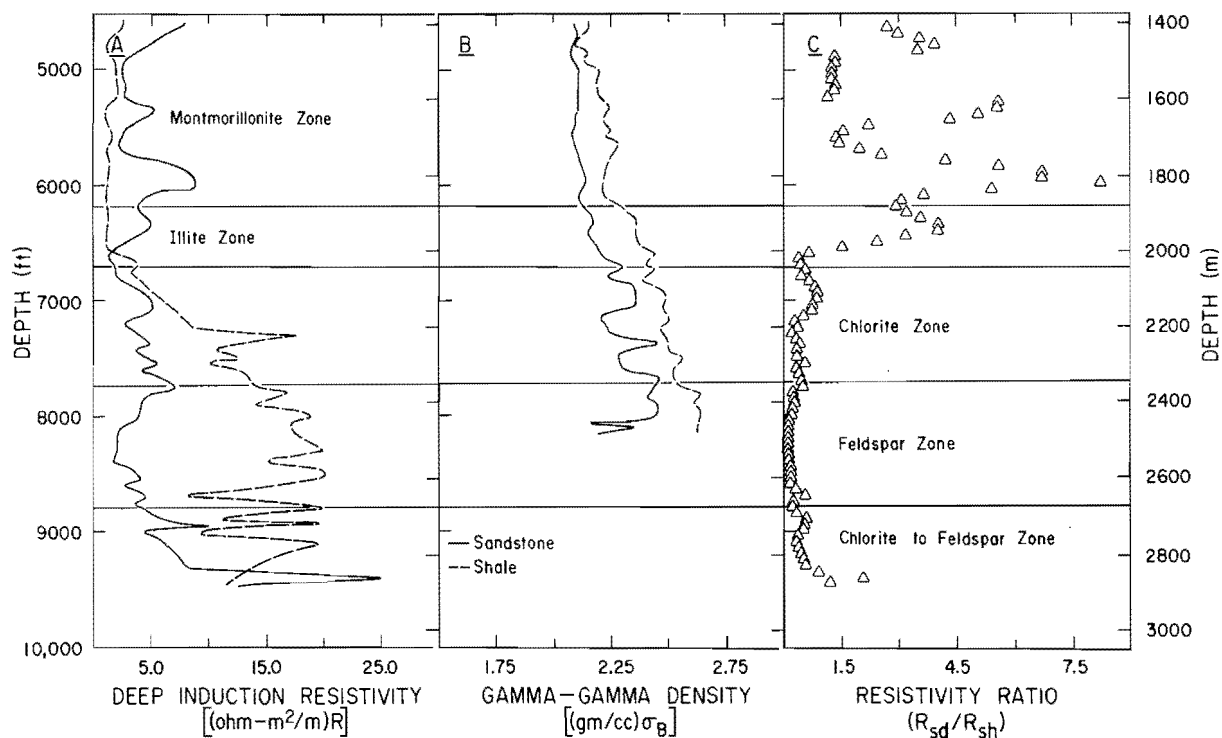
Figura 3. Comparación entre densidades medidas en el laboratorio y densidades obtenidas de los registros eléctricos.



XBL 826-726

Figure 4. Well M-107, well log data vs. depth.

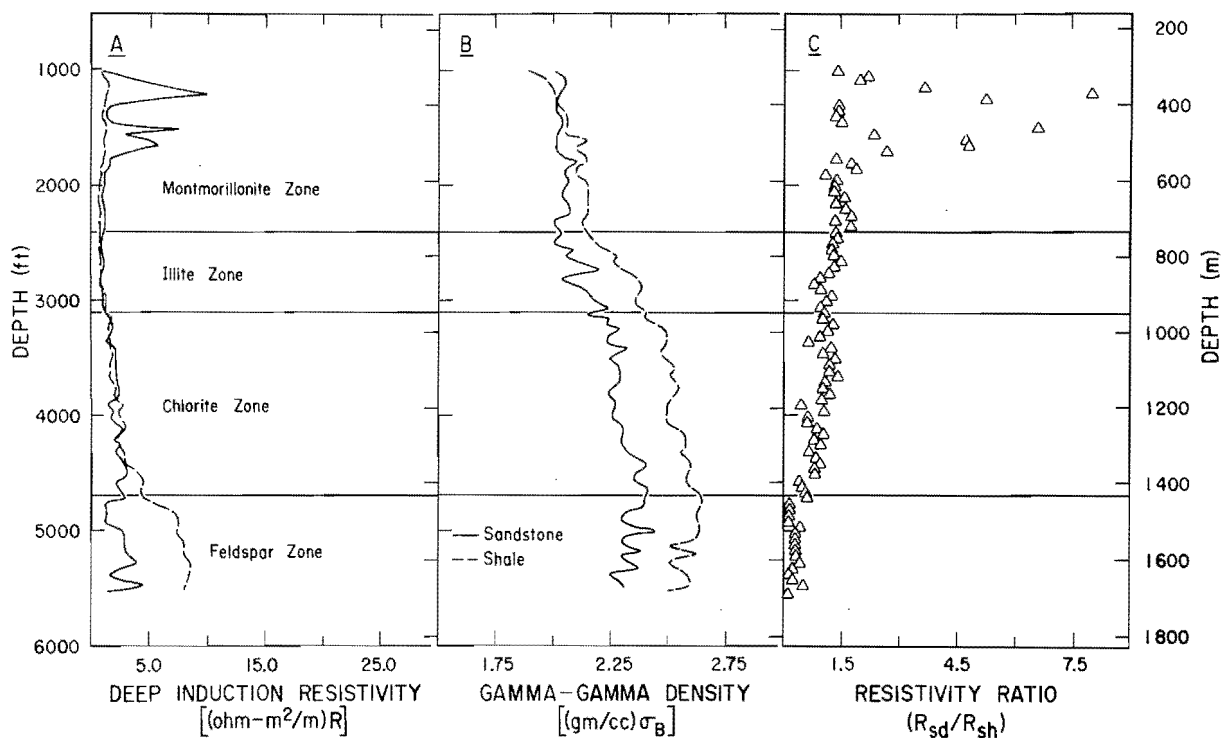
Figura 4. Pozo M-107. Datos de registros eléctricos vs. profundidad.



XBL 826-727

Figure 5. Well T-366, well log data vs. depth.

Figura 5. Pozo T-366. Datos de registros eléctricos vs. profundidad.



XBL 826-728

Figure 6. Well M-43, well log data vs. depth.

Figura 6. Pozo M-43. Datos de registros eléctricos vs. profundidad.

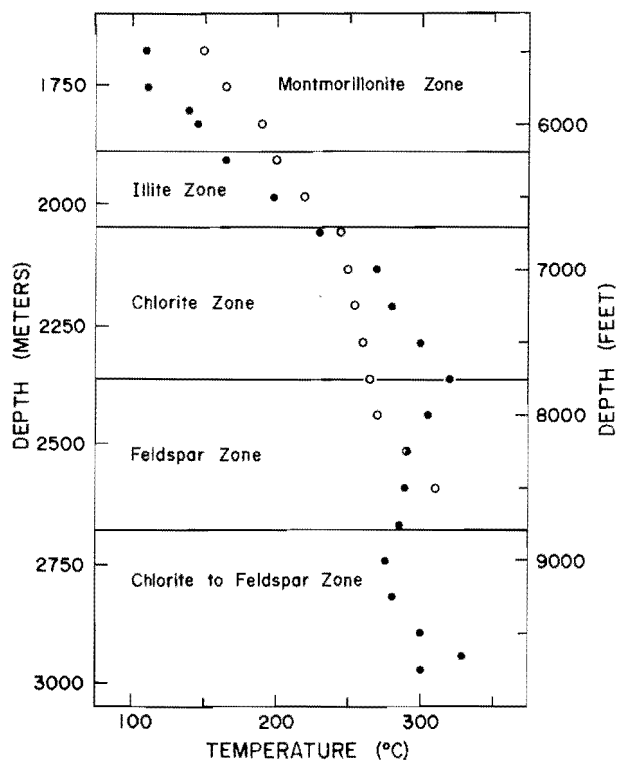


Figure 7. Well T-366, correlation of measured temperature logs with mineral zones.

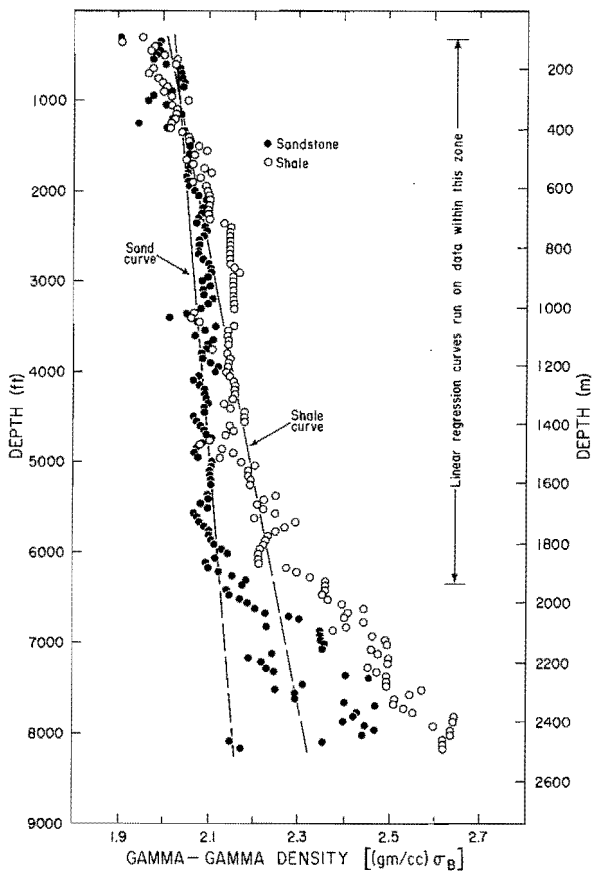
LEGEND

- Temperature log T-22, hole filled with water, shut in.
- Temperature estimated from vitrinite geothermometry (Barker, 1980).

Figura 7. Pozo T-366. Correlación entre registros de temperatura y zonas mineralógicas.

- Registro T-22. Pozo cerrado, lleno de agua.
- Temperatura estimada en base a geotermometría de vitrinita (Barker, 1980).

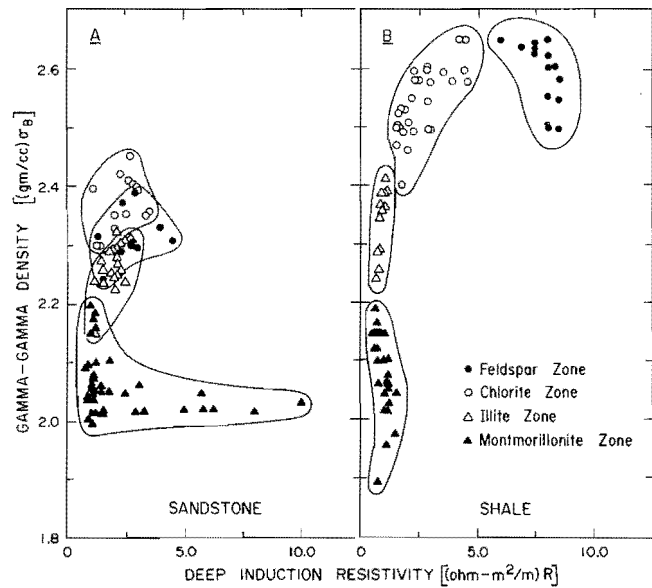
XBL 826-729



XBL 826-730

Figure 8. Density variation with depth for well T-366. Linear regression curve fitted for the data from the unaltered sediments (0 ft to 6000 ft). The regression curves are extrapolated into the alteration zones.

Figura 8. Pozo T-366. Variación de la densidad con la profundidad. Curvas de regresión lineal elaboradas en base a datos de sedimentos no alterados (0 a 6000 pies). En las zonas de alteración las curvas de regresión han sido extrapoladas.

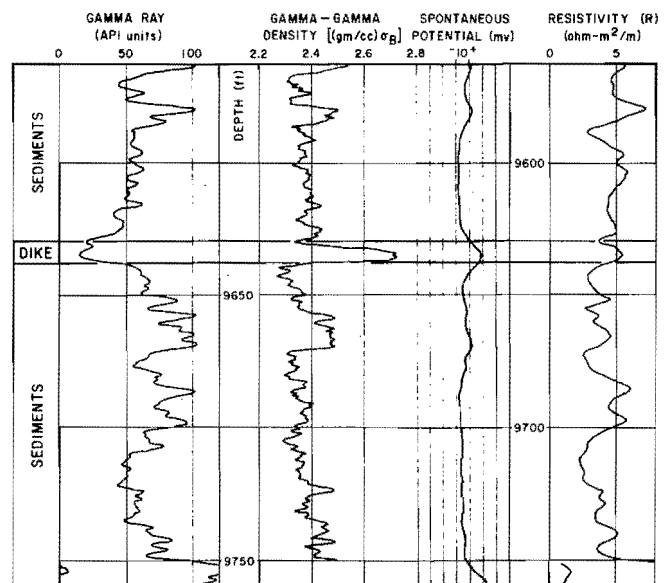


XBL 826-731

Figure 9. Resistivity-density crossplots. A - sandstones. B - shales.

Figura 9. Gráficos de interrelación resistividad-densidad.

A - Areniscas. B - Lutitas.



XBL 826-732

Figure 10. Probable location of diabasic dike in well NL-1.

Figura 10. Probable localización del dique diabásico en el pozo NL-1.

Table 1. Typical log response within mineral zones at Cerro Prieto.

Tabla 1. Respuesta típica de los registros para las zonas mineralógicas de Cerro Prieto.

Zone				Typical Effect on Log Data [†]		Stratigraphic Correlation
	Sandstone*	Shale	Most Apparent Mineralogical Change	Sandstone	Shale	
Montmorillonite 150-180°C	X	X	Montmorillonite and kaolinite are most common layered silicate	σ_{Bsd} - gradual rise from 1.75 gm/cc to 2.15 gm/cc along normal compaction gradient. R_{sd} - varies between 1 ohm-m and 40 ohm-m, usually between 5 ohm-m and 15 ohm-m. SP deflection good in low res. sands suppressed or reversed in high res. sands. GR is fair.	σ_{Bsh} - 1.75 gm/cc to 2.25 gm/cc. Follows normal compaction gradient. R_{sh} - .75 ohm-m to 5 ohm-m.	EASY
	X	X	No alteration apparent			
	X		Medium grained to pebbly unconsolidated sand, contains fresh water			
Illite 230-245°C		X	Illite increases and montmorillonite disappears	σ_{Bsd} - 2.2 gm/cc to 2.3 gm/cc rapid rise. R_{sd} - 1.5 ohm-m to 5 ohm-m generally decreases and then rises slightly. SP - poor deflection GR - good	σ_{Bsh} - 2.25 gm/cc to 2.45 gm/cc. Very rapid rise. R_{sh} - fairly constant 1 ohm-m to 2 ohm-m.	DIFFICULT
	X		Increase in chlorite			
	X		First occurrence of quartz and feldspar overgrowths on sand grains			
	X		First occurrence of sphene			
	X		Disappearance of dolomite			
		X	Decrease of interlayered illite/montmorillonite			
Chlorite ~280°C ~300°C		X	Increase in chlorite	σ_{Bsd} - 2.3 gm/cc to 2.45 gm/cc varies through zone. R_{sd} - 2.5 ohm-m to 8 ohm-m. Rises through zone, highest at lower interface. SP - moderate deflection GR - good	σ_{Bsh} - 2.4 gm/cc to 2.72 gm/cc. Normally rise is steady. R_{sh} - 2 ohm-m to 8 ohm-m. Always increases steadily.	VERY DIFFICULT
	X		First occurrence of epidote (optically determined)			
	X		First occurrence of wairakite			
		X	Disappearance of interlayered illite/montmorillonite with >50% expandable layers			
		X	Disappearance of interlayered illite/montmorillonite			
	X		Change in chlorite/illite abundance ratio from ~1 to ~2			
	X		Illite disappears			
Feldspar 315-325°C	X		Neogenic epidote of grain size equivalent to detrital sand clasts (optically determined)	σ_{Bsd} - 2.25 gm/cc to 2.4 gm/cc. Varies throughout zone. R_{sd} - .5 ohm-m to 6 ohm-m. Normally less than 5 ohm-m in sands greater than 3 m thick. SP - good GR - good	σ_{Bsh} - 2.5 gm/cc to 2.72 gm/cc. Variable. R_{sh} - 5 ohm-m to 50 ohm-m. Normally above 12 ohm-m.	IMPOSSIBLE
		X	Increase of feldspar and often quartz at the expense of the layered silicates			
	X		First occurrence of biotite and vermiculite			

*Mineralogy and temperature estimates taken from Elders and others (1980).

[†]R refers to deep induction resistivity; GR refers to natural gamma ray curve; σ_B refers to gamma-gamma density; SP is spontaneous potential.

USO DE REGISTROS ELECTRICOS EN CERRO PRIETO PARA ESTABLECER LA DISTRIBUCION DE ZONAS DE ALTERACION HIDROTHERMAL Y LA LOCALIZACION DE DIQUES, Y SUS CORRELACIONES CON TEMPERATURAS DEL YACIMIENTO

RESUMEN

Previas investigaciones han demostrado que en Cerro Prieto las zonas de minerales hidrotermales pueden ser utilizadas como indicadores de la distribución de temperaturas y del patrón del flujo de fluidos. La alteración hidrotermal progresiva tiene también un marcado efecto sobre las propiedades físicas de las rocas. Por lo tanto, hemos estudiado registros de pozos eléctricos y de densidad gama-gama en nueve pozos, intentando correlacionar los parámetros de los registros con datos petrológicos, petrofísicos y de temperatura. En este trabajo se discuten detalladamente los pozos M-43, T-366 y M-107, los que consideramos como típicos.

Los datos de los registros correspondientes a las lutitas correlacionan bien con cuatro zonas de alteración hidrotermal previamente identificadas en base a asociaciones mineralógicas características y a temperaturas. Estas son: la zona de montmorillonita sin alterar ($<150^{\circ}\text{C}$), la zona de illita ($150-230^{\circ}\text{C}$ a 245°C), la zona de clorita ($235-300^{\circ}\text{C}$, equivalente a la zona I de silicatos de calcio en arenas), y la zona de feldespatos ($>300^{\circ}\text{C}$, equivalente a la zona II de silicatos de calcio en arenas).

La comparación de datos petrofísicos con datos de densidad gama-gama muestra una buena concordancia, sugiriendo que el registro de densidad gama-gama es una herramienta razonablemente precisa en este ambiente. Los datos de registros de siete de los pozos indican que algunos estratos de arena de la zona de montmorillonita tienen altas resistividades ($<15\text{ ohm-m}$) y desviaciones de autopotencial bajas o inversas a profundidades bien por debajo del nivel del mar (en el pozo T-366, 5500 pies [1.7 km] bajo el nivel del mar). Esto indica recarga profunda de agua dulce en el yacimiento. La zona de illita está normalmente indicada, tanto en las arenas como en las lutitas, por un abrupto aumento en la densidad gama-gama (σ_p) de aproximadamente 0.3 g/cm^3 . Este aumento es mucho más grande que el debido a una compactación normal. La zona de feldespatos, donde se encuentra la zona principal de producción de vapor, corresponde con un aumento de la resistividad de las lutitas (R_{sh}) de aproximadamente 6 ohm-m , a más de 15 ohm-m . En el pozo NL-1 se identifica un dique de diabasa alterada en base al bajo valor de rayos gama natural, a la desviación negativa de potencial espontáneo, y a una densidad gama-gama mayor de 2.7 g/cm^3 .

La razón R_{sd}/R_{sh} , o sea la razón de las resistividades de inducción profunda de las arenas (R_{sd}) y de las lutitas (R_{sh}) en los registros, calculada a intervalos de 50 pies (15 m), muestra una disminución general, de 1.0 a

4.0 en la zona de illita, a menos de 0.3 en la zona de feldespatos.

El gráfico de interrelación de densidad gama-gama (σ_p) versus resistividad de inducción profunda (R) permite identificar fácilmente las cuatro zonas mineralógicas a base de datos de lutitas y, por lo menos dos zonas mineralógicas a partir de datos de areniscas.

INTRODUCCION

La interpretación de registros eléctricos de pozos geotérmicos se encuentra aún en una etapa temprana de desarrollo. En la exploración petrolera es evidente que el uso de registros eléctricos ha sido de valor inestimable en la evaluación de recursos (Pirson, 1967). Creemos que en la exploración geotérmica, una vez que se haya adquirido mayor experiencia, la aplicación de registros de pozos también puede ser de gran utilidad. Cerro Prieto ofrece una excelente oportunidad para comprobar la precisión y utilidad de los registros de pozos debido a la gran cantidad de datos (geofísicos, geoquímicos y mineralógicos) obtenidos de los más de 65 pozos perforados allí. Todos los datos son de dominio público, por lo que es posible obtener acceso a ellos.

Previas interpretaciones de registros de pozos de Cerro Prieto trataron principalmente con correlaciones estratigráficas y la identificación del yacimiento (Puentes C. y de la Peña, 1979; Noble y Abril, 1979; y Lyons y van de Kamp, 1980.) Se han hecho algunas interpretaciones sobre los efectos que tienen ciertos parámetros, como la alta temperatura, sobre la precisión de los registros (Sanyal y Davis, 1979; Ershaghi y otros, 1979).

Puentes y de la Peña (1979) identificaron en Cerro Prieto una zona superior no consolidada y una zona inferior consolidada. Ellos creyeron que el contacto entre las dos zonas es un nivel sedimentario concordante desplazado por fallamiento.

Prian (1979) subdividió estas dos zonas en nueve unidades, dos de las cuales corresponden a las unidades productoras. Sergio Díaz C. (comunicación personal, 1980) indicó que la zona productora superior se encuentra aproximadamente a la misma profundidad en la que ocurre un rápido aumento en la resistividad de las lutitas.

Noble y Abril (1979) realizaron correlaciones de la paraestratigrafía de Cerro Prieto, tanto visualmente como con la ayuda de computadoras. Para hacer estas correlaciones se utilizó una ecuación para estirar el registro

de un pozo con respecto al de otro pozo. Se elaboraron gráficos de interrelación entre la porosidad obtenida de registros neutrónicos y la densidad gama-gama para estimar el porcentaje de arcilla en las formaciones. Ellos indicaron que la falta de buenos datos de temperatura, el estado redox de la formación, y la presencia de minerales radioactivos y máficos causan problemas en el análisis de los registros eléctricos de este campo. En su trabajo utilizaron el programa "PETROS" desarrollados por Petroleum Information Corporation de Denver, Colorado. Este programa fue creado para analizar y correlacionar datos petrológicos, petrofísicos y de registros de pozos.

Ershaghi y otros (1979) emplearon técnicas petroleras de evaluación de formaciones para analizar los registros eléctricos y desarrollaron varias ecuaciones empíricas para estimar el factor de formación y la resistividad del agua. Ellos indicaron que estas técnicas se pueden aplicar en Cerro Prieto haciendo pequeñas correcciones por efectos de alta temperatura.

Más recientemente Ershaghi y otros (1980) han estudiado la pérdida de conductividad de las arcillas con el aumento de su alteración y la pérdida de arcillas efectivas.

En un estudio geológico y geofísico muy completo que Lyons y van de Kamp (1980) realizaron sobre Cerro Prieto, se incluyó el análisis de registros eléctricos. Los registros fueron utilizados principalmente en un análisis paraestratigráfico. Tomando en cuenta las formas características de las curvas de los registros y los espesores de las arenas y lutitas, ellos determinaron que el ambiente de deposición fue conducente a la formación de depósitos arenosos deltaicos y de playa, separados de arcillas deltaicas y marinas lateral y verticalmente por cambios de facies. El método que usaron para definir el ambiente de deposición fue similar al utilizado por García (1980) en el valle de Sacramento, California. Ellos también afirmaron que las zonas calientes están indicadas por un aumento en la resistividad y densidad de las lutitas debido a su endurecimiento ("induration"), mientras que la densidad de las arenas no aumentó mucho debido a la disolución selectiva de algunos minerales. Estas zonas calientes observadas en los registros se pueden correlacionar con las zonas arenosas que contienen gruesos granos de epidota, indicados por Elders y otros (1978). Ellos observaron arenas muy resistivas sobre las zonas de alteración y consideran que éstas indican la deposición de sedimentos de agua dulce. En este trabajo presentaremos una interpretación y una consideración algo diferente. Debido a un mejor acceso a los datos petrológicos, también se discutirán las asociaciones mineralógicas primarias que afectan los parámetros de los registros eléctricos.

Para poder desarrollar eficientemente un campo geotérmico se tendrá que estimar con bastante precisión la distribución de temperaturas, la extensión del yacimiento, y las características y distribución de la porosidad, permeabilidad y flujo de fluidos. En

trabajos anteriores hemos mostrado que los estudios mineralógicos pueden ser de gran utilidad para determinar estos parámetros (Elders et al., 1977, 1978, 1979, 1980). Sin embargo, los estudios mineralógicos pueden ser muy costosos y tomar mucho tiempo. Los registros de pozos eléctricos son relativamente baratos, se obtienen con repidez, y dan un registro continuo de los parámetros dentro de un pozo. En este trabajo hemos correlacionado los datos mineralógicos con las curvas de potencial espontáneo (SP), rayo gama natural (GR), resistividad de inducción profunda (R), y densidad gama-gama (σ_B) en tres pozos (M-43, T-366 y M-107). Estos pozos más o menos representan tipos característicos de registros que hemos observado en los nueve pozos estudiados hasta el momento.

MINERALOGIA HIDROTÉRMAL

En Cerro Prieto los sedimentos han sido extensamente alterados a las facies de metamorfismo de esquistos verdes (Elders et al., 1980a). Estudios anteriores de sistemas geotérmicos en rocas volcánicas y sedimentarias han indicado que ciertas asociaciones mineralógicas pueden relacionarse directamente con la temperatura y con el patrón de flujo de fluidos (Browne y Ellis, 1971; Muffler y White, 1969; Elders et al., 1980a). Elders y otros (1977, 1978, 1979) han establecido relaciones entre asociaciones mineralógicas y temperatura en Cerro Prieto. En la Figura 2 se indica la distribución de minerales de alteración en las areniscas de Cerro Prieto en función de la temperatura. Las lutitas presentan una secuencia de minerales algo similar, pero siempre a temperaturas mayores. Esta diferencia probablemente se deba a la permeabilidad original menor de las lutitas (Elders et al., 1979). Debido a que, como demostraremos más adelante, la mineralogía de las lutitas tiene un gran efecto sobre los registros eléctricos, hicimos una correlación entre la mineralogía de alteración de las lutitas con la mineralogía de alteración de las arenas. Para esto utilizamos datos de difracción de rayos X a temperaturas dadas.

La asociación de menor temperatura (zona de montmorillonita) se caracteriza por la presencia de montmorillonita y caolinita como arcillas predominantes tanto en las areniscas como en las arcilitas. Elders y otros (1980) definieron esta zona en las areniscas como la zona de montmorillonita + caloinita. Los sedimentos de esta zona normalmente no están consolidados.

En las areniscas, la illita y clorita comienzan a reemplazar a la montmorillonita y caolinita a temperaturas entre 150° y 180°C. Hay también una progresiva disminución de illita-montmorillonita intercapa. Los cementos que rellenan los poros, tales como cuarzo y calcita, endurecen hasta un cierto grado las arenas. En las lutitas (entre 150° y 250°C de temperatura) la illita presenta el mayor aumento (de 10 al 15%), y la montmorillonita desaparece totalmente. El aumento de clorita generalmente no

es tan notable. En las lutitas esta zona la definimos como la zona de illita.

En las areniscas, la zona de silicatos de aluminio y calcio aparece a temperaturas entre 230-250° y 350°C (Elders et al., 1980). Dentro de esta zona, la epidota aparece por primera vez como relleno de poros de grano fino. Más abajo, los granos crecen hasta ser del mismo tamaño que los granos de arena. Elders y otros (1980) han dividido esta zona en tres subzonas. Por encima de los 250°C, la razón entre las concentraciones de illita y clorita es 3:1. Esta se define como la subzona clorita > illita. A temperaturas mayores de 300°C la illita es poco frecuente, y debido a que en las areniscas la clorita es la única arcilla abundante, se llamó a esta subzona la de clorita. Esta subzona también se caracteriza por la presencia de actinolita, por la abundancia de epidota de grano grueso, y por la reducción en el contenido de calcita. Arriba de 315-325°C aparecen por primera vez la biotita y vermiculita, en lo que se llamó subzona de biotita-vermiculita en areniscas.

En las lutitas, la zona de silicatos de aluminio y calcio correlaciona con tres de las zonas de minerales hidrotermales que se definen aquí como zonas de clorita, feldespatos y de silicatos de calcio. La zona de clorita aparece entre 230-245° y unos 300°C, y se caracteriza por el rápido aumento en el contenido de clorita, de aproximadamente 8%-14%. En esta zona la illita continúa aumentando hasta alcanzar un 20% o más. La dolomita y la caolinita están siempre ausentes. La illita-montmorillonita intercapa generalmente desaparece al alcanzarse 300°C.

La zona de feldespatos aparece a temperaturas mayores de 300°C. El cambio mineralógico más notable es el gran aumento de plagioclasa y feldespato alcalino a costa de los silicatos de capas. Frecuentemente, este aumento es mayor de 20% (e.g. en el pozo M-107 en la zona de clorita, el contenido de feldespatos es alrededor de 10%; en la zona de feldespato aumenta al 45%). En los pozos estudiados, la illita y las arcillas intercaladas normalmente presentan una correspondiente disminución, mientras que la clorita generalmente muestra poca reducción.

La zona más caliente, por encima de los 300°C, es donde aparecen por primera vez epidota, anfíbol, y biotita. Aquí esta zona podría definirse como la "zona de silicatos de aluminio y calcio en lutitas". Debido a que muy pocos pozos atraviesan lutitas de esta zona, tenemos muy pocos datos de rayos X, y no estamos seguros sobre las características de esta zona. Debido a la falta de suficientes registros eléctricos en esta zona, ésta no volverá a ser discutida en este trabajo.

EXACTITUD DE LOS REGISTROS DENSIDAD GAMA-GAMA

En este estudio preliminar se determinó la porosidad de 14 muestras de núcleos utilizando métodos petrofísicos estándares. Luego,

los resultados fueron convertidos a densidades globales (σ_{la}) utilizando la ecuación:

$$\sigma_{la} = \phi \sigma_f + (1 - \phi) \sigma_{gr}$$

donde ϕ = porosidad medida

σ_f = densidad del agua = 1

σ_{gr} = densidad medida de los granos,
o 2.65 donde no se la ha medido

Estos datos fueron comparados con los de la curva de densidad gama-gama (σ_p) a profundidades correspondientes (Figura 3). Todos las cuatro zonas mineralógicas de las lutitas están representadas. En 13 de los 15 casos estudiados se obtuvieron buenas comparaciones. Los únicos casos en que no hubo buen acuerdo fue en las arenas de la zona de montmorillonita. Esto podría deberse a las características no consolidadas de las muestras, a malas correlaciones de profundidad o a errores de la herramienta.

CORRELACION ENTRE DATOS DE REGISTROS Y ZONAS MINERALOGICAS

Las cuatro zonas mineralógicas pueden ser correlacionadas con los datos de registros. En las Figuras 4, 5 y 6 se muestran estas correlaciones entre las zonas mineralógicas y los datos de registros (sin corregir) de los pozos M-107, T-366, y M-43. En la figura 7 se muestra la correlación entre las zonas mineralógicas y las temperaturas medidas para el pozo T-366. Las zonas mineralógicas se definen en la Tabla 1.

En la zona de montmorillonita los sedimentos no muestran alteración aparente. Los datos de densidad gama-gama (σ_p) indican muy pequeños gradientes de densidad versus profundidad, 6.5×10^{-5} gm/cm³/m para arenas, y 13×10^{-5} gm/cm³/m para lutitas. La mayoría de los recortes de la zona de montmorillonita no están consolidados, por lo que son difíciles de muestrear. En esta zona, los recortes de lutitas son de color pardo, blandos, y difíciles de distinguir de los terrones de lodo de perforación (Elders et al., 1977). Arriba de los 1000 pies (305 m), frecuentemente la σ_p de las lutitas es menor que la de las arenas. Ocasionalmente a estas profundidades someras, la Rsh es mayor que la de las arenas. Esto se debe probablemente al alto contenido de agua fresca absorbida en las arcillas expansibles. En el pozo NL-1, los sedimentos no consolidados ocurren a una profundidad de hasta 7000 pies (2130 m), debajo de la cual la alteración hidrotermal endureció a los sedimentos en diversos grados.

Algunas capas arenosas en la zona de montmorillonita tienen una resistividad (Rsd) muy alta (hasta 40 ohm-m) asociada con una desviación baja o inversa del autopotencial. En el pozo NL-1 entre 2500 pies (762 m) y 4500 pies (1372 m), y en el pozo T-366 arriba de los 5000 pies (1524 m) se observan resistividades Rsd extremas (>36 ohm-m). Un estudio de los recortes muestra que estas capas corresponden a arenas no consolidadas de grano

fino a guijarroso, y con poca arcilla. Esta alta resistividad, y las bajas desviaciones de potencial espontáneo indican que el fluido de la formación es agua relativamente dulce. La ubicación de estas arenas con agua dulce respaldan la idea de la recarga del sistema con agua dulce propuesta por Elders y otros (1981, estas actas). Fuera de estas zonas de alta resistividad, las curvas de los registros son típicas de un frente deltaico de rápido hundimiento, y de una secuencia de playa (Lyons y van de Kamp, 1980).

La zona de illita está indicada por el gran aumento en la densidad de tanto las areniscas como de las lutitas. Esta zona ha sido bien identificada en los nueve pozos estudiados hasta el momento. En pozos donde este cambio ocurre a profundidades someras, como en el pozo M-43 (Figura 6), la densidad de las lutitas puede llegar a aumentar hasta 0.3 gm/cm^3 en un intervalo de 600 pies (180 m). En lugares donde la alteración aparece a profundidades mayores el aumento es menor, como en el caso del pozo T-366 (Figuras 5 y 8), en donde los efectos de compactación producen densidades mayores en la zona suprayacente de montmorillonita. La alteración hidrotermal aumenta la densidad hasta un valor máximo que es independiente de la profundidad. En la Figura 8 se muestra que en el pozo T-366, el aumento de densidad ocurre a alrededor de 6150 pies. Los análisis de rayos X de recortes de lutita indican que la zona de illita aparece a alrededor de 6250 pies. Tanto para las arenas como para las arcillitas se obtuvieron líneas de regresión lineal para las densidades de la zona de montmorillonita, las que se extrapolaron a la zona de alteración. Se observa que todos los sedimentos de las zonas de alteración son mucho más densos de lo que se podría esperar de la compactación solamente. Esto indica que hubo un endurecimiento neto. Aunque nuestros estudios mineralógicos han indicado que localmente existe porosidad de disolución, creemos que en general, todas las zonas de alteración presentan una reducción neta de porosidad mayor que la debida a compactación y diagénesis.

El examen de muestras de recortes indica que el endurecimiento ocurre en la parte superior de la zona de illita, y que corresponde con un cambio de color de las lutitas, de pardo a gris. Este cambio parece corresponder al límite entre las rocas consolidadas y no consolidadas (el horizonte A-B definido por Puente y de la Peña, 1979, en Cerro Prieto). Arenas de alta resistividad no son muy frecuentes debajo de esta superficie de contacto. Normalmente la Rsd disminuye a alrededor de 1.5 ohm-m , y luego aumenta a 2.5 ohm-m . La Rsh es muy constante y baja ($\sim 1.5 \text{ ohm-m}$). La presencia de minerales de arcilla expansible, conteniendo ocho iones de hidróxilo en la celda unitaria, y de illita con dos hidróxilos, los que son relativamente conductores, probablemente explica la baja resistividad de las lutitas de esta zona.

La zona de clorita se encuentra en todos los pozos estudiados hasta ahora. Típicamente se la puede reconocer como la zona con un aumento de Rild, tanto en las areniscas como en las lutitas. En cinco de los nueve pozos estudiados, la resis-

tividad máxima de las areniscas está muy bien correlacionada con la concentración máxima de la zeolita wairakita, con un incremento de clorita a costa de la illita y de las arcillas expansibles, y con una reducción de porosidad (medida en secciones delgadas) debido a sobrecrecimientos de cuarzo y feldespatos. Probablemente el aumento de Rildsh y σ_p en las lutitas se debe al incremento de clorita y a la pérdida de arcillas intercapa expansibles, y por lo tanto del endurecimiento.

Todos los pozos estudiados muestran un aumento muy rápido de la Rsh (de 6 ohm-m a 10 ohm-m), y de la σ_p (de 2.5 gm/cm^3 a $\sim 2.65 \text{ gm/cm}^3$) para las lutitas (Figuras 5, 6 y 7) en la parte superior de la zona de feldespatos. Esta es la zona de la que actualmente se produce vapor para la planta geotermoeléctrica (S. Díaz C., comunicación personal, 1980). En la mayoría de los pozos estudiados, la Rsd de esta zona disminuye apreciablemente, de 8 ohm-m a menos de 5 ohm-m . En esta zona las lutitas son de color gris oscuro. En las lutitas, el aumento de los valores dados por los registros correlaciona directamente con un aumento en el contenido de feldespatos a costa de los silicatos de capas. En el pozo M-43 (Figura 6) el contenido de feldespatos aumenta de 11% en la zona de clorita, a 13% en la zona de feldespatos. El menor contenido de feldespatos en las lutitas de la zona de feldespatos del pozo M-43 probablemente explica la baja resistividad ($< 10 \text{ ohm-m}$) con respecto a la de los pozos T-366 y M-107 ($> 20 \text{ ohm-m}$). Normalmente en esta zona, la resistividad de las areniscas (Rsd) disminuye de 8 ohm-m a $\sim 4 \text{ ohm-m}$, debido probablemente a la mayor salinidad del agua. Las altas salinidades se deben a la conversión de calcita, arcillas y cuarzo, a epidota y biotita, lo que libera iones al agua de la formación.

MÉTODOS PARA LA IDENTIFICACION RAPIDA DE LAS ZONAS

Rsh/Rsh vs. Profundidad.

Como se indicó más arriba, tanto las areniscas como las lutitas presentan asociaciones de minerales autigénicos características para intervalos específicos de temperatura. Además, a medida que aumenta la temperatura y la interacción agua/roca, tiende a establecerse un equilibrio mineralógico; a temperaturas similares, las asociaciones mineralógicas, tanto en las areniscas como en las lutitas, tienden a variar sistemáticamente con la temperatura. Los parámetros de los registros correspondientes a estas dos litologías también varían sistemáticamente. Esto puede verse al graficar la razón Rsd/Rsh vs. profundidad (Figuras 4, 5 y 6). Esta razón disminuye al aumentar la temperatura. En la zona de montmorillonita es donde más varía el valor de esta razón, variando entre 1.4 y 8.0. En la zona de illita los valores normalmente varían entre 0.75 y 4.0, y en la zona de clorita entre 0.35 y 1.25. En la zona de feldespatos, la mayoría de los valores son menores de 0.3. Por lo tanto, esta zona puede correlacionarse fácilmente de un punto a otro del campo cuando se usa el método de la razón de las resistividades.

Gráficos de Interrelación entre Resistividad-Densidad.

El tradicional gráfico de interrelación entre resistividad y densidad integra todas las variables de los registros eléctricos que hemos discutido. Este gráfico se utiliza para determinar la saturación de agua en yacimientos de petróleo (Schlumberger, 1974). En Cerro Prieto es muy útil para identificar las cuatro zonas mineralógicas cuando se utilizan datos de las lutitas (Figura 9). Para las areniscas, gráficos similares de interrelación sólo permiten identificar entre sedimentos alterados y no alterados (Figura 9A). Estudios adicionales podrían indicar que los puntos situados en la parte superior del gráfico de interrelación para las areniscas (Figura 9A, donde $\sigma_p > 2.4 \text{ gm/cm}^3$) muestran una buena correlación con la arena autosellada que se encuentra directamente por encima de la zona caliente.

RECONOCIMIENTO DE ROCAS IGNEAS

Weist (comunicación personal, 1980) examinó 216 muestras de recortes del pozo NL-1, entre 148 pies (45 m) y 10,995 pies (3351 m) de profundidad. a varias profundidades por arriba de los 5472 pies (1750 m) identificó en las areniscas un vidrio vesicular oscuro en proporciones de hasta 60%. Debido a su leve abrasión y selección se cree que estos depósitos de obsidiana han sufrido cierto transporte. También identificó material de diques máficos y silíceos a profundidades mayores de 9613 pies (2930 m). Este es sólo uno de los tres pozos de Cerro Prieto que atravesaron rocas de dique (Hoagland, comunicación personal, 1981). Los registros sólo incluyen profundidades menores de 10,041 pies (3060 m). Por lo tanto, el único intervalo de profundidad que incluye material identificable de dique es de 9613 pies (2930 m) a 9676 pies (2940 m). Esta roca, identificada por los recortes como una diabasa, es de grano mediano, ofítica, de color verde a verde claro, siendo sus minerales primarios plagioclasa, piroxeno y magnetita. La epidota es abundante como mineral de alteración de feldespato, y la clorita se encuentra en la matriz y reemplazando al piroxeno.

En los registros no se pueden diferenciar los depósitos de obsidiana de las areniscas. Esto se debe a su carácter sedimentario y su similitud en composición con el cuarzo.

Por otro lado, los diques diabásicos están probablemente indicados en los registros a 9630 pies (2935 m) como una unidad de 6 pies (1.8 m) de espesor aparente. Los datos de los registros muestran que esta unidad tiene características tanto de arenisca como de lutita (Figura 10). Su R es 5.4 ohm-m, y la medición de rayos naturales gama es de aproximadamente 25 unidades API, lo que sugiere una arenisca. En este pozo y a esta profundidad, la R de las areniscas es aproximadamente 5 ohm-m, y la línea de base para las arenas es de unas 50 unidades API. Las características de lutita son su anormal σ_p (2.72 gm/cm^3), y la desviación

del potencial espontáneo es hacia la línea base de las lutitas.

La alta densidad y baja resistividad son razonables para un dique básico (Bott, 1971). Si embargo, para una roca ígnea uno esperaría una resistividad aún mayor. La presencia de epidota relativamente conductora, de minerales de alteración de clorita, y de porosidad debida a fracturas, probablemente explique el bajo valor de 5.4 ohm-m. Las profundidades de los recortes señalan, para este dique, un espesor mucho mayor que el indicado por los registros. Esto probablemente se deba a que la roca de dique es mucho más resistente a la abrasión que los recortes de sedimentos, y por lo tanto su abundancia en la criba vibratoria sería mayor de lo esperado.

CONCLUSION

Creemos que los registros eléctricos de pozos pueden ser de gran utilidad para determinar parámetros del yacimiento importantes para el desarrollo de energía geotérmica.

En base a este estudio preliminar hemos encontrado que cuatro importantes zonas mineralógicas tienen efectos previsible sobre los registros. Estas zonas correlacionan bien con la temperatura. Las densidades de los sedimentos han aumentado con respecto a lo que se podría esperar de una compactación normal, indicando que hubo un endurecimiento neto. Los registros indican que arriba de las zonas de alteración existen arenas con agua relativamente dulce, apoyando la hipótesis de Elders y otros (estas actas) de una recarga de agua dulce.

Por último, también creemos que realizando un estudio detallado de la mineralogía y de los registros de unos pocos pozos de un campo geotérmico, se podrá obtener una estimación precisa de los parámetros de los otros pozos del campo utilizando solamente registros eléctricos.

En el futuro pensamos poner a prueba los resultados de este estudio preliminar en otros pozos de Cerro Prieto y del campo geotérmico de Salton Sea.

AGRADECIMIENTOS

Quisieramos agradecer al Dr. Shawn Biehler por su paciencia y ayuda en desarrollar el programa para el trazador que se utilizó para las figuras. También estimamos mucho sus comentarios sobre los aspectos científicos de este estudio.

Agradecemos también la ayuda del Dr. John Noble y del Dr. Stephen Vonder Haar del Lawrence Berkeley Laboratory, y del Ingeniero Sergio Díaz Curiel de la Comisión Federal de Electricidad por proporcionarnos los registros y por sus útiles comentarios y sugerencias.

Agradecemos especialmente al Ingeniero Juan Cobo y su grupo de CFE en Cerro Prieto por suministrarnos las miles de muestras de canal que se utilizaron en este y otros estudios.

El trabajo de Elders fue realizado bajo el contrato de DOE No. 7100410 a través del Lawrence Berkeley Laboratory. Este es el informe UCR/IGPP No. 81/10 del IGPP de UCR.