

VITRINITE REFLECTANCE GEOTHERMOMETRY IN THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD: AN INTERIM REPORT

C. E. Barker, U.S. Geological Survey,
Denver, Colorado, 80225, U.S.A. and

W. A. Elders, Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California,
Riverside, California 92521, U.S.A.

SUMMARY

Vitrinite reflectance measured in immersion oil (R_o) on phytoclasts extracted from hydrothermally altered mudstones in borehole M-84 at the Cerro Prieto geothermal field exhibit an increase in mean reflectance ($\bar{R}_o$) from 0.12% at 0.24 km depth to 4.1% at 1.7 km depth. Downhole temperatures measured over this interval increase from about 60° to 340°C. The mean values of R_o plotted against temperature fall along an exponential curve with a coefficient of determination of about 0.8. Other boreholes sampled in the field show similar relationships. A regression curve calculated for temperature and $\bar{R}_o$ in borehole M-105 correctly predicts temperatures in other boreholes within the central portion of the geothermal system. The correlation between the reflectance values and logged temperature, together with consistent temperature estimates from fluid inclusion and oxygen isotope geothermometry, all indicate that changes in R_o are an accurate and sensitive recorder of the maximum temperature attained. Therefore, vitrinite reflectance can be used in this geothermal system to predict the undisturbed temperature in a geothermal borehole during drilling before it regains thermal equilibrium. Although existing theoretical functions which relate R_o values to temperature and duration of heating are inaccurate, empirical temperature- $\bar{R}_o$ curves are still useful for geothermometry.

A comparison of temperature- $\bar{R}_o$ regression curves derived from nine boreholes within the Cerro Prieto system suggests that heating across the field occurred penecontemporaneously, except for the margins of the field. Boreholes M-93 and M-94 appear to have cooled from their maximum temperatures, whereas M-3 and Prian-1 have only recently been heated.

Comparison of the temperature- $\bar{R}_o$ data from the Salton Sea, California, geothermal system indicates that the duration of heating has been longer there than at the Cerro Prieto field.

INTRODUCTION

Phytoclasts are particulate organic matter common to

most sedimentary rocks (Bostick, 1979). Reflected-light microscopy allows the differentiation of various phytoclast types by their internal structure, external morphology, and brightness (reflectivity). Vitrinite is derived from woody plant tissues and is probably the most abundant component of phytoclasts. Under the microscope, vitrinite has a homogeneous to cellular or banded internal structure, splintery to blocky external form, and a moderate reflectivity when compared to the other phytoclasts.

In response to increasing temperature and heating time, phytoclasts undergo devolatilization, which alters the maceral's physical properties. In this study, the degree of the physical or chemical change (rank) in phytoclasts due to thermal alteration is measured as vitrinite reflectance. Reflectance (R) is here used as the ratio of the intensity of vertically reflected light to incident light. This is conventionally measured with a microscope, using oil immersion on a highly polished surface of the phytoclast. The vitrinite component of phytoclasts was chosen for comparison, as it is abundant in kerogen concentrates from nearly all areas, is easily identified, and shows rapid changes in $\bar{R}_o$ (mean reflectance under oil immersion) over a wide rank range.

The relationship between temperature and vitrinite reflectance can be modeled in several ways: one method assumes a first-order homogeneous reaction dependent only on temperature, as described by the Arrhenius equation; another uses an empirical equation derived from temperature-rank studies in one borehole and applied later to other boreholes. As will be shown later, both methods have their disadvantages, but the empirical method seems most reasonable in open geochemical systems where no adequate theoretical model has been developed.

Only rank data from boreholes M-84, M-93, M-94 and M-105 have been available long enough for detailed analysis. Data and interpretations are presented in detail for these four boreholes. Preliminary results are now available for samples from boreholes M-3, M-19A, M-39,

T-366 and Prian-1, and these are herein compared with the earlier data. Samples from boreholes M-10 and M-51 are in preparation, and those from boreholes M-5, M-6, M-7, M-9, M-53, M-91, M-92, M-101, M-150, M-130 should follow. Borehole samples from the Heber, Brawley, Salton Sea, and Mesa geothermal fields, Salton Trough, California have been measured or are in preparation. Therefore, the interpretation of the existing data is only preliminary and may be changed as more data are collected.

METHODS

The preparation of phytoclasts for study (maceration) is a standard procedure using simple laboratory equipment and chemicals. The methods for sampling, maceration, sample mounting, constituent selection, and reflectance measurement used in this study are described in Barker (1979). Bostick and Alpern (1977), Baskin (1979), and Gray (1965) also review or describe techniques of phytoclast study.

Phytoclasts have a relatively low density and other sedimentological qualities which cause them to be preferentially deposited in fine-grained sediments. Therefore, while only 20-40 g of mudstone is adequate for separating a sufficient quantity of phytoclasts for analysis, as much as 200 g of sandstone may be required. The sediment sample is crushed and digested in HCl to remove carbonate, and HF is then added to the washed sample to dissolve silicate. The phytoclasts are separated by density in zinc bromide dissolved in an aqueous solution of 10% HCl to form a liquid of 2.1 specific gravity. The phytoclasts concentrated in the supernatant are then washed, freeze dried, and mixed into epoxide resin on a frosted glass microscope slide. The cured epoxide-phytoclast mix is ground and polished to a high quality, scratch-free surface. Reflectance was measured on a Zeiss photo-microscope fitted with a microphotometric system (model MPM 01).¹

Vitrinite was selected by the operator at the microscope and the measured reflectance value was automatically stored in a Hewlett-Packard HP-9825A computer interfaced with the photometer system. The criteria used in this study for selecting vitrinite for reflectance measurement are listed in Barker (1979). Bostick and Alpern (1977) and Tissot and Welte (1978) also discuss phytoclast selection.

Computer programs were used to compute and print out reflectance distribution statistics, a histogram of

reflectance values, and other sample information. Hevia and Virgos (1977) found mean random reflectance in oil ($\bar{R}_o$) the best indicator of rank, and this measure was used in this study.

VITRINITE REFLECTANCE GEOTHERMOMETRY

The basis for vitrinite reflectance geothermometry lies in the change of optical properties that results from changes in chemical composition involving devolatilization and condensation of the maceral in response to temperature and duration of heating (Bostick, 1979; Dow, 1977; Stach et al., 1975). Pressure is now thought by most workers to have a minimal influence on the increase in rank (Bostick, 1979; Tissot and Welte, 1978; Dow, 1977; Stach et al., 1975). Time is considered important only above a threshold temperature high enough to permit reaction to occur, normally above about 50°C. The time of heating is therefore taken to be the time interval that the phytoclasts are above 50°C, and as is done in most studies of time-temperature-rank functions (Bostick, 1973). Temperature can be estimated with vitrinite reflectance (or other rank parameter) using theoretical time-temperature-rank functions only if the heating time is known or geologically delimited. However, in an active geothermal system, this restriction can be overcome at a given locality by deriving an empirical relationship between temperature and vitrinite reflectance, using samples from boreholes where the temperature gradient has been measured. This empirical temperature-rank function can be used in two ways: (1) to estimate temperature in other boreholes in this system, and (2) to estimate the heating time by comparison with theoretical time-temperature-rank functions. The effects of time and temperature on components are irreversible, as volatile components are lost and are then not available for retrograde reactions. These physical and chemical changes in phytoclasts record the maximum temperature at which reaction occurred. Heating time estimates from time-temperature-rank functions can be spurious if temperatures have declined from the maximum in the thermal history of the reservoir, since these functions assume that the observed rank is proportional to the maximum temperature.

To calibrate vitrinite reflectance as a geothermometer, it is necessary to compare $\bar{R}_o$ data with the maximum temperature the sample has experienced. This was done at Cerro Prieto by compiling various temperature estimates from temperature logs, fluid inclusion homogenization temperature and oxygen isotope geothermometry. These estimates were used to establish an indication of the true borehole temperature and to determine whether temperatures are now at a maximum in the system. Ideally, these data should be gathered in a system where the duration of heating is known, samples are available in sufficient quantity and

1. Use of brand names in this report is for descriptive purposes only and does not constitute endorsement by the U. S. Geological Survey or the University of California.

quality throughout the borehole, and temperatures are measured under similar conditions. In addition, the conditions under which reflectance is measured should be tested to evaluate the precision of this measure as a function of temperature.

This ideal situation is difficult to approach in the Cerro Prieto system for several reasons: (1) core samples are few and most rank measurements were made on drill chip samples, which can be contaminated by mixing of material from different depths; (2) samples of sufficient volume and proper lithology are not available in all boreholes; (3) no standards exist for determining the operator's proficiency of defining a consistent vitrinite population nor for polishing the phytoclast mounts; (4) multiple temperature logs are available, but these were often taken under conditions where the borehole was not in thermal equilibrium with the reservoir; and (5) the geologic constraints on the heating time in this system only indicate an upper limit.

These difficulties can be partially overcome by selecting a borehole in which chip samples are available throughout its range. The effects of contamination of these samples from uphole sloughing may be minimized by picking chips of a single rock type at a given depth and by appropriate choice of the vitrinite population analyzed. In chip samples, uphole sloughing of rock chips may introduce phytoclasts of lower rank (R_o) into samples derived from the deeper, hotter portions of the borehole. Therefore, measuring the "low gray" or minimum R_o population, as is conventionally done (Bostick, 1979), could lead to bias in the determination of the R_o for the sample derived from the hole bottom. Conversely, measuring the "high gray" vitrinite or maximum R_o vitrinite might include recycled phytoclasts that were previously altered and thus are not indicative of the indigenous vitrinite population. These sample characteristics made it necessary to measure the modal (most abundant) value of R_o in the cuttings. The rank value derived from the modal population is most likely to be consistently representative of the indigenous phytoclasts altered in situ.

The operator's ability to pick a consistent vitrinite population was checked by replication of sample analyses without repolishing. Likewise, to check the effects of polish, some samples were repolished and reanalyzed. These data suggest that most R_o values are reproducible to $\pm 0.2\%$; however, this error is generally less at low R_o values and greater with increasing R_o .

TEMPERATURE DATA

At Cerro Prieto, temperature data are obtained by the Comisión Federal de Electricidad using a Kuster gauge, a recording bimetallic mechanical thermometer, lowered

down the borehole by a cable and allowed to equilibrate (duration unknown) at a specified depth. Temperature measurements are normally taken every 100 m but in certain zones may be taken at 50 or 25 m increments. These logs may be taken during drilling or after drilling, with or without significant fluid production, and under various well-head pressures. Domínguez and Bermejo (1976) indicate that the first temperature log (annotated as T-1) is taken during casing of the borehole to help determine where the slotted liner will be set.

One requirement for temperature logging common to all boreholes is to allow sufficient time to permit the undisturbed temperature profile of the reservoir to be reestablished. The temperature data used in this study are normally measured with varying equilibration times and under varying conditions in the borehole.

When temperatures in the borehole have been lowered by drilling fluids, the shallow portions of a borehole show greater thermal change because they have been exposed to more drilling fluid. Conversely, when fluid is produced, the shallow zones are heated most.

Several temperature logs are available for each of the boreholes studied, but some are replicates run under similar conditions. The temperature logs presented here were chosen as being typical of those available and/or expressing what we believe to be approximate equilibrium borehole temperatures. Temperature logs taken with the borehole flowing were included only because they appear to indicate maximum temperatures in the deeper portions of the boreholes. These maximum temperatures appear to be consistent with those shown by other methods (see log T-30, Fig. 3).

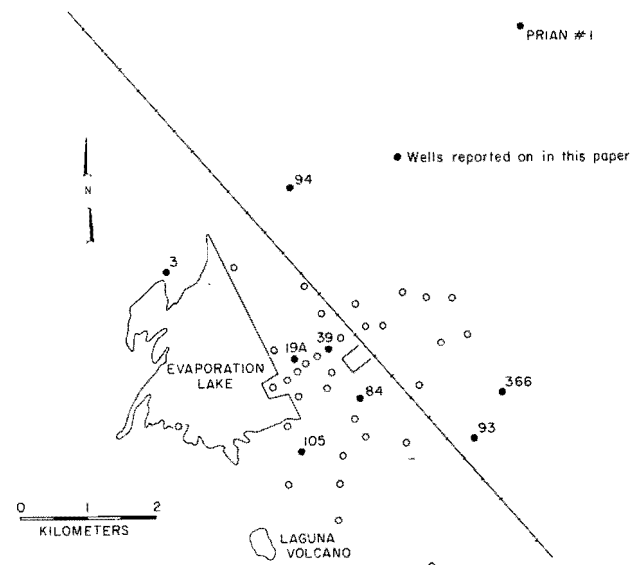


Figure 1. Borehole locations, Cerro Prieto geothermal field.

SELECTION OF BOREHOLES FOR STUDY

At the time when boreholes M-84, M-93, M-94, and M-105 (Fig. 1) were chosen for vitrinite reflectance study, few temperature logs were available to us. These boreholes were chosen primarily because they were drilled in different portions of the reservoir and so could have experienced different thermal histories, and because each had an adequate volume of chip samples. Unfortunately only a few additional temperature logs were subsequently supplied to us. The lack of better temperature data in these boreholes and uncertainty about the duration of heating in this system necessitated adjustments that limit our confidence in the empirical vitrinite reflectance geothermometer, so far as determined on the basis of the four original boreholes. Boreholes picked after these first four were chosen specifically for the quantity and/or quality of the known temperature data. Similarly, until an accurate estimate of heating duration is available, time-temperature-rank functions cannot be used immediately.

To derive a relationship between temperature and rank, it is desirable to have $\bar{R}_o$ data that span the entire range of measured temperatures in the system. M-84 and M-105 fit these criteria best, except for the paucity of samples above 900 m in M-84. Regression analysis of temperature and $\bar{R}_o$ data from M-84 and M-105 gave a coefficient of determination greater than 0.8. The regression curve from M-105 was chosen as an empirical vitrinite reflectance geothermometer because it has more rank data available throughout the borehole. This empirical curve was used with $\bar{R}_o$ data from the other boreholes to compute temperature estimates which then can be compared to other temperature information to check the validity of the empirical geothermometer.

RESULTS

A series of $\bar{R}_o$ data down a borehole constitutes a rank profile. At Cerro Prieto, rank profiles were modeled for the four primary boreholes by polynomial regression of $\bar{R}_o$ versus depth (Fig. 2). The slope of the rank profile can be interpreted as proportional to the temperature gradient in a borehole (Ammosov, 1968). Comparison of these rank profiles with the general form of the measured temperature logs (Fig. 3, 4, 5, 6) indicates that Ammosov's assertion is applicable to this geothermal system. In addition, the changes in the rank and temperature gradients can be interpreted in terms of the mode of heat transfer (see Fig. 3 of White, 1973). Relatively high gradients occurring in a portion of a borehole would indicate conductive heat transfer, and low gradients, convective heat transfer.

The form of rank profiles of Figure 2 in this study suggests that different thermal regimes may exist

TABLE 1. POLYNOMIAL LEAST-SQUARES CURVE
FIT OF SAMPLE DEPTH AND RANK,
CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

[See Figure 2 for explanation of symbols]

Borehole	A_0	A_1	A_2	A_3	r^2
M-84	143.08	1048.60	-423.09	64.87	0.88
M-93	1357.33	579.97	-115.79	8.84	0.87
M-94	685.88	528.35	-3.12	-0.57	0.73
M-105	24.36	752.80	-351.28	77.66	0.90

in different sections of the geothermal field. All four boreholes have moderate temperature gradients and low to moderate rank gradients at shallow depth in relatively unmetamorphosed mudrock (diagenetic zone characterized by kaolinite-montmorillonite). These characteristics correspond to conductive heat transfer in the relatively impermeable cap-rock. The moderate temperature gradient at shallow depths tends to increase rapidly at a distinct depth in each borehole (seen in the actual data, not the regression curve): 550 m in M-105, 950 m in M-84, 1290 m in M-94, and 1600 m in M-93, as shown by the $\bar{R}_o$ data discontinuity. This inflection point correlates in boreholes M-84, M-94, and M-105 with a zone of authigenic illite and chlorite (Hoagland and Elders, 1978), which is taken to mark the onset of hydrothermal alteration in the Cerro Prieto field. The onset of hydrothermal alteration also correlates with the appearance of significant sandstone bodies in these boreholes. The illite-chlorite zone in borehole M-93 occurs at 2000 m, about 400 m below the inflection point in the $\bar{R}_o$ data (Fig. 2). This discrepancy appears to be caused by the relatively low permeability of the rocks around M-93 (no significant sandstone bodies), compared to the other boreholes where mineralogic change is promoted in open, fluid-rich environments, and hence both changes occur at approximately the same temperature (or depth).

Boreholes M-84, M-94, and M-105 also show a similar decrease in rank and temperature gradients at 1050 m, 1300 m, and 650 m, respectively. This second inflection point correlates with the intersection of these boreholes with the geothermal reservoir, as indicated by temperatures of 200°C, low temperature gradients (Figs. 3, 5, 6) and common sandstone (permeable) zones (Elders et al., 1977).

In contrast, M-93 shows a sublinear $\bar{R}_o$ -depth curve from the rapid increase of rank gradient at 1600 m to the borehole bottom at 2400 m. This borehole apparently has only moderate permeability, as indicated

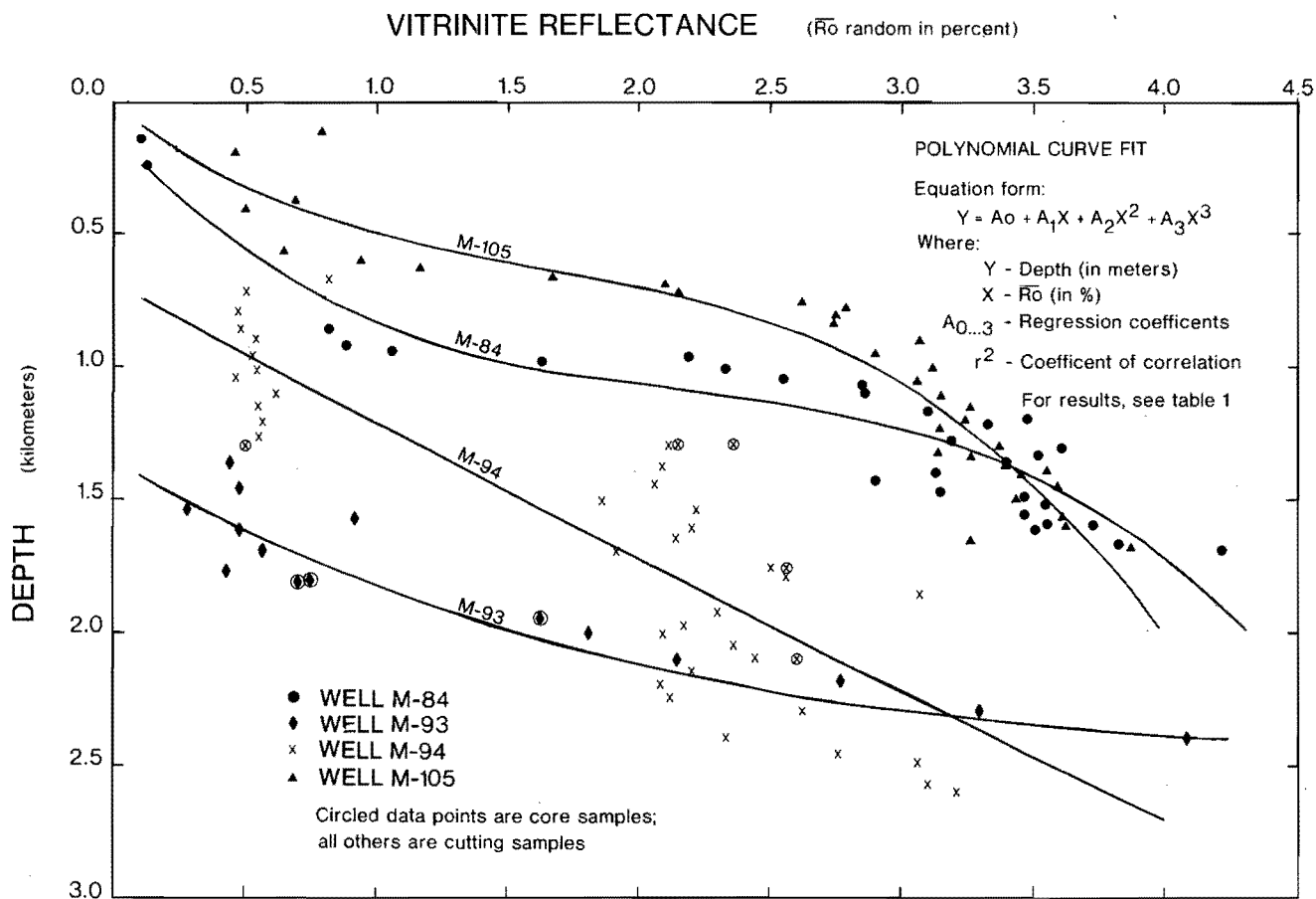


Figure 2. Average vitrinite reflectance as a function of sample depth in boreholes M-84, M-93, M-94, and M-105. Third order polynomial regression curves plotted for three of the boreholes (M-84, M-93, and M-105) indicate the rank profile. M-94 was not modeled successfully by this method because of the discontinuous rank data.

by the almost linear temperature increase and the lack of sandstone bodies at depth (Elders et al., 1977).

BOREHOLE M-105

Five temperature profiles were available to us for this borehole (Fig. 3), but only four are presented. Log T-1a is not presented as it essentially replicates log T-1. Log T-21 clearly shows two temperature reversals at about 100 m and 900 m. The shallow reversal is not well substantiated by any other log in this suite. Log T-25 was taken after deepening the borehole from 1300 to 1700 m. Twenty-four hours prior to logging, the borehole was cleaned of mud by washing with water and then shut in with no flow. Both logs T-21 and T-25 show a large temperature reversal from about 280°C at 900 m to 200°C at 1250 m. This temperature reversal is not substantiated by log T-36 or the oxygen isotope geothermometer, both of which suggest that higher temperatures exist in this portion of the reservoir. In addition, $\bar{R}_o$ data (Fig. 2) from this borehole do not show a reversal. This reversal may result from water cooling of the reservoir during borehole cleaning

operations. Alternately, if this reversal is real, it occurs within a thick mudrock section, which may have been less heated by hydrothermal solutions. Existing data do not allow resolution of this ambiguity, and therefore Log T-25 was arbitrarily used for regression analysis.

A regression analysis of temperature (Log T-25, Fig. 3) and $\bar{R}_o$ (Fig. 2) data from borehole M-105 gave the following result:

$$\bar{R}_o \text{ (in \%)} = 0.356 \exp 0.00753t \text{ (in } ^\circ\text{C)}$$

The coefficient of determination (r^2) for this regression was 0.81. This empirical equation used as a "standard" allows temperature predictions in other boreholes based on the measured $\bar{R}_o$ value without knowing the heating time in this system.

BOREHOLE M-84

The estimated equilibrium temperature profile in borehole M-84 (Fig. 4) is based on four logs which were picked as most representative. Fluid inclusion homo-

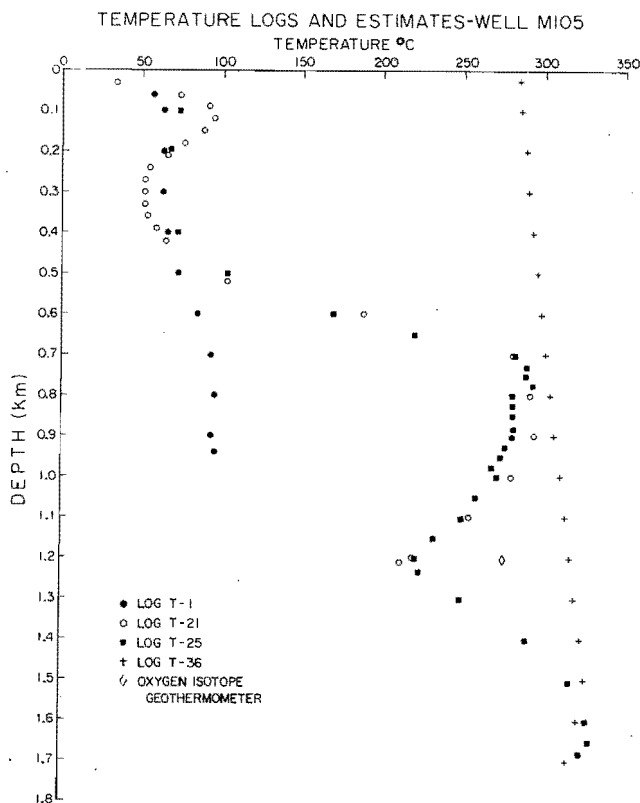


Figure 3. Temperature logs and estimates for borehole M-105. Oxygen isotope data from Elders et al. (1978). Log T-1 was taken September 18, 1977. Log T-21 was taken January 13, 1978, with borehole bleeding through a 65 mm diameter orifice under well-head pressure of zero. Log T-25 was taken on June 6, 1978, under a well-head pressure of 4.43 kg/cm², after the borehole was deepened from 1,300 m to about 1,700 m, the mud was exchanged for water, and the borehole was shut in for 24 hours.

genization temperatures were measured on five samples taken from the deeper portion of the borehole. Logs T-8, T-9, and T-12 were apparently taken under similar conditions and show the same form as a function of depth. Log T-9, however, is shifted to the left (lower temperature) relative to Logs T-8 and T-12. These latter logs correspond better with the higher temperatures indicated by fluid inclusion data and the production Log T-30. Therefore, Log T-12 was chosen as the best estimate of deep borehole temperatures, but as no shallow measurements were made on this run, Log T-8 was used for regression analysis at depths less than 600 m.

Reservoir temperatures were estimated with the $\bar{R}_o$ data from this borehole, and temperature estimates were made using the M-105 "standard" regression curve. These estimates were plotted and compared with the other temperature data (Fig. 4). This comparison shows a close correlation of the temperatures derived

from $\bar{R}_o$ data to actual temperature data from the borehole and validates the M-105 regression curve as an empirical vitrinite reflectance geothermometer.

BOREHOLE M-93

Only four temperature logs were available to us for borehole M-93, and two representative types are presented (Fig. 5). Temperature Log T-3 indicates nearly isothermal temperature gradients above 1200 m in this borehole. This log was measured only one day after completion of drilling, and it appears to represent an unstable, quenched condition in the borehole. Log T-9, taken nearly two months after Log T-3, shows little increase in borehole temperatures, but Log T-10 suggests that temperatures greater than 250°C do exist deep in this borehole.

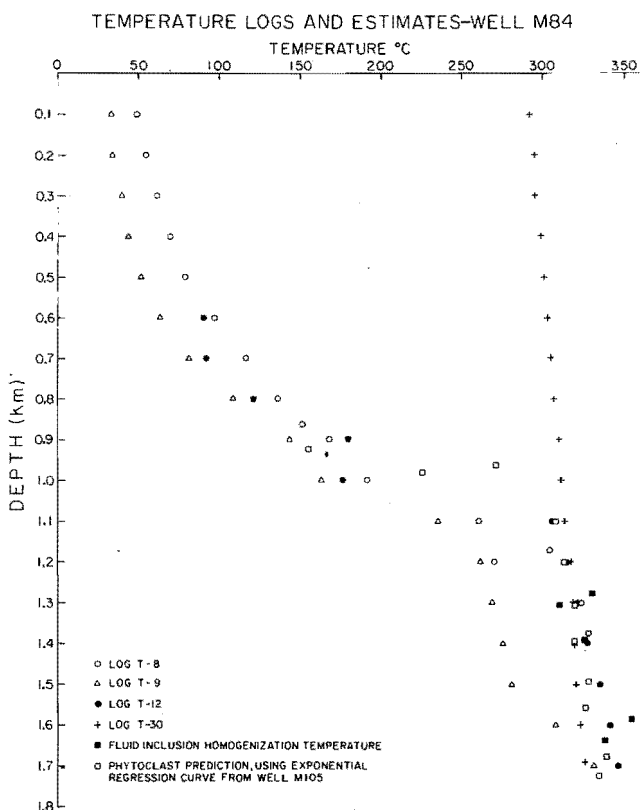


Figure 4. Temperature logs and estimates for borehole M-84. Fluid inclusion data from Elders et al. (1978). Log T-8 was taken October 3, 1977, under zero well-head pressure after allowing the borehole to stabilize for 5.5 hours. Log T-9 was taken November 18, 1977, with borehole bleeding through a 65 mm diameter orifice and well-head pressure = 3.66 kg/cm². Log T-12 taken January 15, 1978, under conditions similar to Log T-9. Log T-30 taken September 6, 1978, with borehole discharging 116.3 tons of steam per hour through 50 mm diameter orifice.

Temperature predictions in this borehole from $\bar{R}_o$ data (Fig. 5) show a large scatter above 1900 m (due to the $\bar{R}_o$ data scatter). Below 1900 m, the temperature estimates calculated from $\bar{R}_o$ data are consistently higher than but subparallel to temperature Logs T-3 and T-9 below 1800 m. This characteristic would seem to indicate that the temperature logs were not taken under equilibrium conditions, since extrapolation of Log T-10 shows that under production conditions higher temperatures exist in the borehole. The temperature estimate from $\bar{R}_o$ data successfully predicts the existence of the 300°C fluids indicated by Log T-10, as shown by the convergence of these two curves near the borehole bottom (Fig. 5).

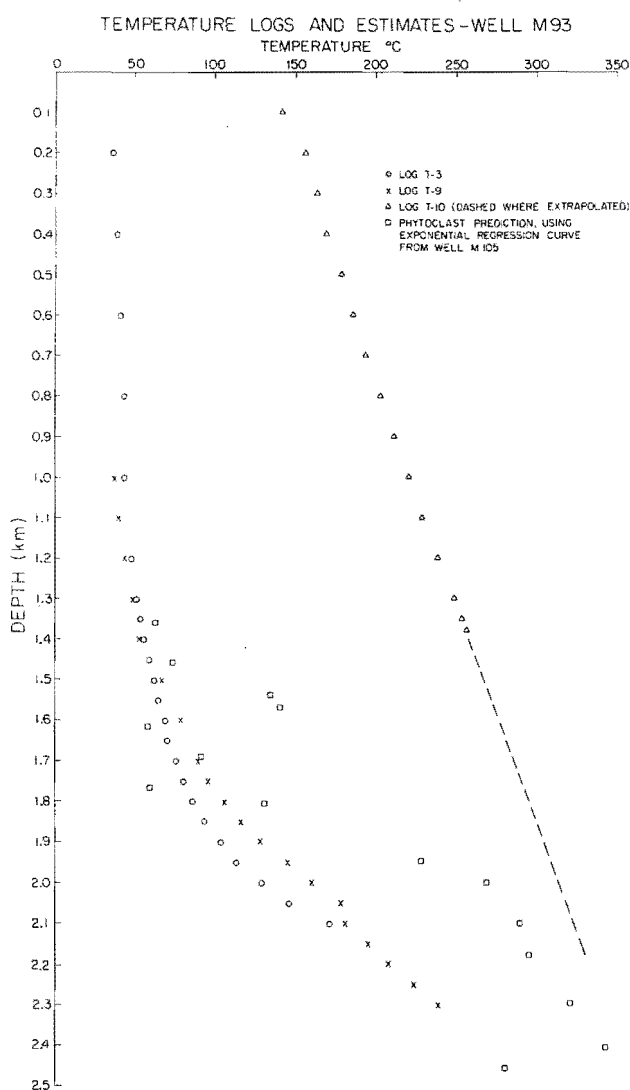


Figure 5. Temperature logs and estimates for borehole M-93. Log T-3 was taken September 14, 1978; borehole shut in for one day after drilling completion. Log T-9 taken November 20, 1978; borehole shut in for 32 hours before measurements. Log T-10 was taken February 27, 1979, with borehole discharging through a 50 mm diameter orifice.

BOREHOLE M-94

Temperature data available to us for borehole M-94 consist of four logs, one fluid inclusion homogenization temperature, and one temperature estimate from oxygen isotope data (Fig. 6). Log T-1a essentially duplicates Log T-1 and is not included in Figure 6.

This borehole is distinct from the others studied, because the temperature estimates from fluid inclusions, oxygen isotopes, and vitrinite reflectance (in the deep portion of the borehole) are distinctly higher than the temperatures measured in the drill hole.

Temperature estimates and $\bar{R}_o$ data in M-94 show a sharp discontinuity at 1300 m (Figs. 2 and 6). The discontinuous jump in reflectance by 1.4% at 1290 m would suggest a temperature increase of about 200°C, based on the M-105 regression curve. This indicated temperature change is not substantiated by temperature logs (Fig. 6). A complication is that a core run was completed over this same interval. In M-84, a similar rapid $\bar{R}_o$ change at the illite-chlorite zone boundary occurs over a 50 m interval, which could be easily missed in sampling the drill cuttings if the borehole were washed out prior to coring. The discontinuity in $\bar{R}_o$ data probably results from a sampling discontinuity rather than an extremely rapid rank increase over a 10 m interval.

TIME-TEMPERATURE-RANK FUNCTIONS

In principle, if rank profile and borehole temperature gradients are compared to a time-temperature-rank (TTR) function, we can estimate the duration of thermal activity in the Cerro Prieto reservoir. TTR functions however, are derived by making numerous assumptions about the environment in which the phytoclasts were altered. Therefore, these functions may be limited in their application to different geologic systems. A heating time estimate based on rank-temperature data should be corroborated by other means to confirm the validity of the function used. An accurate TTR function is essential for using vitrinite reflectance geothermometry in systems where only a heating time estimate and rank are known. Bostick (1973) has shown that the main difference between thermal alteration of phytoclasts in experimental and natural systems is the greater amount of time available for reaction in natural systems. Therefore, differences in empirical temperature- $\bar{R}_o$ curves should reflect a difference in the relative duration of heating of different boreholes or hydrothermal systems.

The effect of heating duration on rank in the Cerro Prieto system is difficult to assess, as data on the effective heating time are lacking. Reed (1976)

made a tentative lithostratigraphic correlation of the Cerro Prieto reservoir rocks with the Pleistocene Brawley Formation in the Salton Trough (Dibblee, 1954). This correlation was largely based on environmental and age information from freshwater ostracodes extracted from borehole M-3 in the Cerro Prieto field (Alonso and Mooser, 1964). Vertebrate fossils found in the Brawley Formation in the Imperial Valley suggest an age of less than 0.6 m.y. B.P. for the reservoir rocks (M. O. Woodburne, pers. comm.). If true, this would place a maximum age of about 0.6 m.y. on the geothermal system. A carbon-14 age measured at the University of California, Riverside, on large (1 cm), com-

pact fusinite chips recovered from a depth of 24 m in the Prian-1 borehole indicated an age of about $3,500 \pm 400$ yr B. P. These data suggest rapid accumulation of sediments in this environment and attest to the youth of the geological system that contains the Cerro Prieto thermal anomaly. The actual age of the geothermal system must be somewhat less than the age of the reservoir rocks. Confinement and convection of large volumes of hot fluids and widespread heating of the reservoir rock could not occur until a local heat source developed and an adequate seal of impermeable material formed above the permeable reservoir (White, 1973). If the heat source was the magma intrusion associated with the Cerro Prieto volcano, it has a maximum age of 110,000 yr B. P. (de Boer, 1979). The hypothesis that a single thermal event, less than 0.6 m.y. old, induced convection in fluids contained within permeable and fractured reservoir rock overlain by an impermeable mudstone seal is consistent with the known characteristics of the field.

In the Cerro Prieto field, the time required for rank increase is approximately equal to the age of thermal activity, since the temperature must rise above 50°C for organic maturation to commence (Bostick, 1973; Lopatin, 1971). Earlier low-temperature effects would be overwhelmed by the development of the geothermal system with a temperature in excess of 300°C . Geologic evidence presented above indicates a maximum heating time of 10^4 to 10^6 yr B.P. for this system. We will use this heating time to evaluate the validity of theoretical time-temperature-rank functions as predictors of temperature in geothermal systems.

Huck and Karweil (1955) proposed a time-temperature-rank function for describing the approximate rate of catagenesis (thermal alteration of organic matter). They assumed that the devolatilization is a first order homogeneous reaction, dependent only on temperature and the amount of reactant present, and can be described by the Arrhenius equation. Bostick (1973) corrected and correlated the volatile matter scale of Huck and Karweil (1955) with a scale of vitrinite reflectance. Figure 7 depicts this relationship as a family of curves describing vitrinite reflectance as a function of temperature with various heating times. Comparison of the data from the Cerro Prieto field (Borehole M-105) to the Huck and Karweil function predicts a heating duration of about 5 m.y. However, as we have seen, the geological evidence indicates it cannot be older than about 10^5 yr B. P. The curve for the Salton Sea geothermal field (Bostick, 1971) plots over the Huck and Karweil curves for 10 and 20 m.y., but Bostick considered this field to be no older than 1.5 m.y. The relative age of the heating events, however, appears to be correctly predicted by this function as it shows the

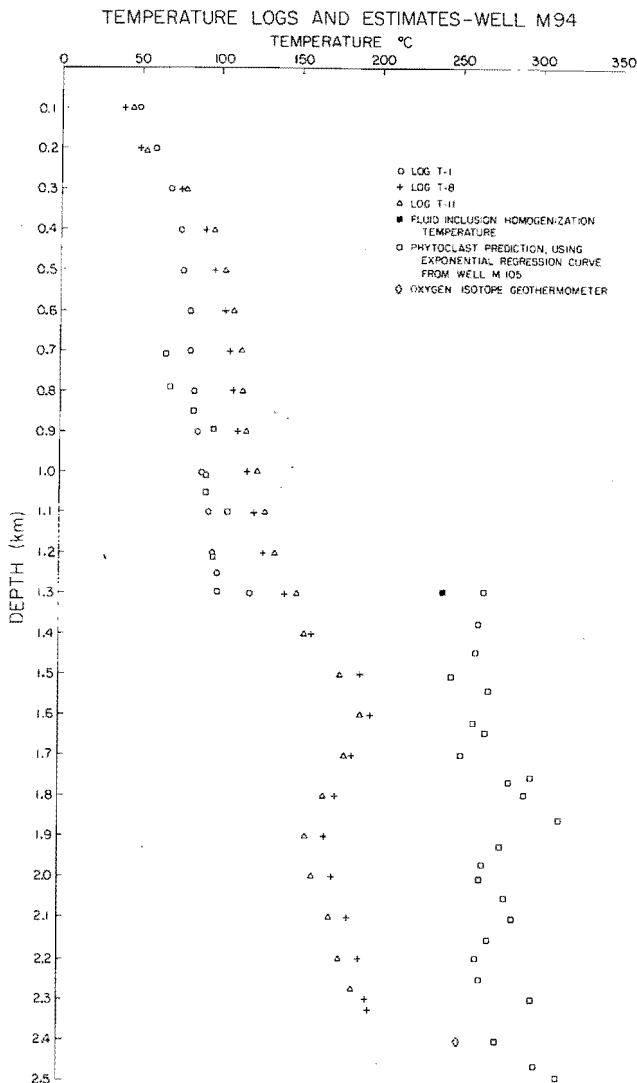


Figure 6. Temperature logs and estimates for borehole M-94. Fluid inclusion and oxygen isotope data from Elders et al. (1978). Log T-1 was taken November 27, 1977. Log T-8 was taken March 27, 1978; and Log T-11 was taken July 17, 1978. All logs taken under zero well-head pressure.

Salton Sea field to be older than that at Cerro Prieto. This relative chronology is substantiated by isotopic differences (Crosby et al., 1972). The fact that textural changes seen in the Salton Sea reservoir rock are greater than those observed in the Cerro Prieto system also suggest to us that the former is older. The Huck and Karweil function also overestimates the time of heating for one month duration hydrothermal bomb experiments (Fig. 7) and the heating time of thermally altered phytoclasts adjacent to dikes (Bostick 1974). It appears that for very short geologic times this function consistently overestimates the heating age but predicts the form of the rank-temperature curve closely. This behavior suggests that the theoretical basis for the function is valid but the proposed reaction rate is too slow for phytoclast alteration in geothermal systems. Bostick (1973) also concluded that the reaction rate for this function was too slow for phytoclast rank above 0.6% Ro. The common element of the experimental and natural systems described above is that their rates of heating are much more rapid than those in the system Huck and Karweil assumed for their function and in the natural systems they used to test it. The reaction rate in catagenesis increases with temperature, and the rate of increase is proportionately greater for reactions with larger activation energies (Lopatin, 1971). Huck and Karweil (1955) used an activation energy of 8.4 kcal/mole in their function, but recent studies have shown that the initial activation is about 11 to 14 kcal/mole (Hood et al., 1975). Tissot and Welte (1978) observe that the overall activation energy must increase with rank, as the easily ruptured bonds are broken first. Therefore, it appears that Huck and Karweil assumed too low an initial activation energy and did not allow it to vary with increasing rank. This would lead to overestimating the amount of time necessary for the observed rank increases in briefly heated systems.

Philippi (1965), Lopatin (1971), Lopatin and Bostick (1974), Tissot and Welte (1978), and many others consider that a more reliable determination of the effect of heating time requires consideration of the complete thermal history, or temperature, as a function of time and burial. This method generally uses numerical integration to sum the effects of each determinable time-temperature increment during catagenesis to estimate the final rank of the phytoclasts. As will be shown later the thermal history at Cerro Prieto appears to be simple, consisting of a single heat pulse, which apparently commenced penecontemporaneously in all four primary boreholes and has persisted to the present. Test of other time-temperature-rank functions using the data from Cerro Prieto were less successful in predicting heating time than the Huck and Karweil functions. Indeed, most other functions are based on the reaction equations uti-

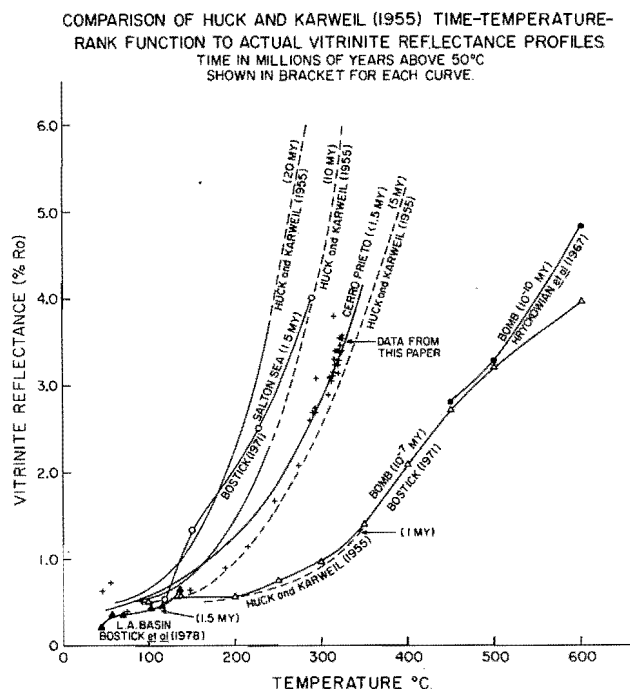


Figure 7. Comparison of the Huck and Karweil (1955) time-temperature-rank function to actual vitrinite reflectance profiles, including the data and regression curve from borehole M-105. Diagram modified from Bostick (1973). Reflectance data from borehole M-105 at Cerro Prieto are shown by crosses, from the Salton Sea by open circles, from the Tertiary Los Angeles basin by closed triangles, and from experimental runs by open triangles and closed circles. Huck and Karweil (1955) curves are dashed where they were extrapolated from the original publication.

lized by Huck and Karweil (Bostick, 1979). In conclusion, this function is adequate to determine equilibrium temperature in a geothermal system from Ro data, only if the proper time line is used. However, this time line bears little relationship to the true heating time in the system. In the case of the Salton Trough, the 5 or 10 m.y. curve should be used, depending on the relative age of the system of interest.

We conclude that none of the TTR functions yet developed can accurately predict heating time for geothermal systems. Therefore, equilibrium temperatures in geothermal systems cannot be predicted from rank data and a heating time estimate. Bostick (1979) estimates that the precision of temperature so determined, is about $\pm 20^{\circ}\text{C}$ and that heating duration and rank estimates would be similarly imprecise. The M-105 empirical temperature Ro curve also appears to be able to estimate temperatures from vitrinite reflectance to about this same precision as indicated by the scatter of M-105 Ro data relative to the temperature axis in Figure 7.

Although current TTR functions cannot quantitatively measure heating duration, we have attempted to determine relative heating times across the field by comparing temperature-Ro curves for as many boreholes as possible. This was accomplished by calculating a least-squares exponential curve for the four primary boreholes and five additional boreholes (Fig. 8). For greater conformity and separation between curves, these data were arbitrarily extrapolated to 6.0% Ro, although no borehole data exceeds 4.5% Ro.

The fitted exponential curves appear to form three groups. Firstly, M-93 and M-94 appear to have a significantly longer apparent heating time than other boreholes in this system. Curves from M-105, M-84, M-39, T-366, and M-19A form a tight group with intermediate apparent heating times. Finally, the apparent heating times for M-3 and Prian-1 are distinctly less than for other boreholes in this system.

The mineral geothermometers in M-94 (Fig. 6) and the indicated borehole bottom temperature in M-93 (log T-10, Fig. 5) do not coincide with other borehole temperature logs. The phytoclast prediction from the M-105 standard curve, however, estimates temperatures in accordance with temperatures derived from mineral geothermometers in M-94 and close to the bottom-hole temperature indicated for M-93. This correspon-

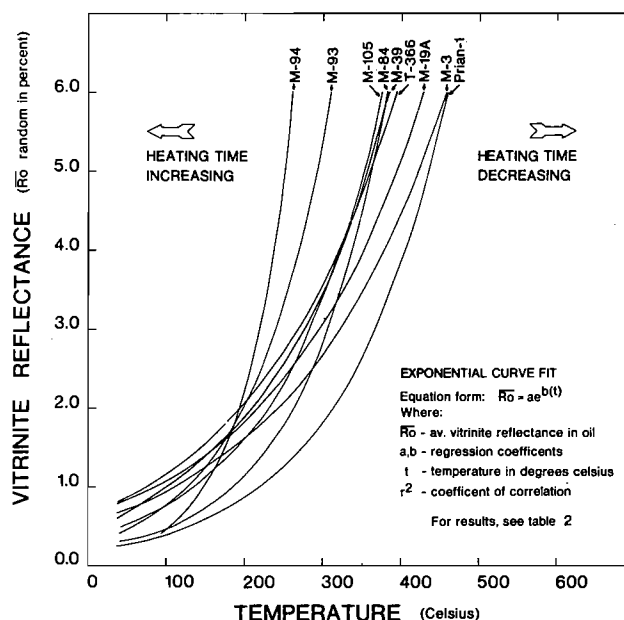


Figure 8. Comparison of exponential regression curves from all temperature-Ro data available in the Cerro Prieto system. The spread in these curves is proportional to heating time differences in these boreholes if temperatures have not retrograded. The temperature-Ro data for boreholes M-3, M-19A, M-39, T-366 and Prian-1 are not presented here but are very similar to those found in the four primary boreholes.

TABLE 2. EXPONENTIAL LEAST-SQUARES CURVE FIT OF TEMPERATURE AND RANK DATA, CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

[See Figure 8 for explanation of symbols]

Borehole	n	a	b	r ²	Temperature logs utilized
M-3*	14	0.573	5.13×10^{-3}	0.29	T-1 (to 1000 m)
M-19A	32	0.635	5.23×10^{-3}	0.96	T-2 (to 500 m) & T-12 (500–1500 m)
M-39	26	0.519	6.39×10^{-3}	0.92	T-10
M-84	29	0.177	9.28×10^{-3}	0.86	T-8 (to 250 m) & T-12 (250–1701 m)
M-93	16	0.282	9.87×10^{-3}	0.85	T-9
M-94	41	0.090	1.61×10^{-2}	0.78	T-11
M-105	34	0.356	7.53×10^{-3}	0.82	T-25
Prian-1	11	0.189	7.54×10^{-3}	0.38	T-11
T-366	48	0.677	5.53×10^{-3}	0.88	T-16

*M-3 temperature logs were available to a depth of 914 m while Ro data was measured to 1684 m; this may partially account for the relatively low coefficient of determination (r²).

dence suggests that the temperatures measured in these boreholes have declined from the maximum temperatures indicated by the phytoclast rank and other borehole temperature information. The temperature logs used in the regression analysis (table 2) for these boreholes were measured two months (M-93) and six months (M-94) after borehole completion, and they appear to be equilibrium profiles. Therefore, the actual relative heating times in M-93 and M-94 must be within the central group of regression curves (Fig. 8), and the greater apparent heating times shown result from declining temperatures.

M-3 and Prian-1, in contrast to M-93 and M-94, show significantly less apparent heating time than the central group of curves. Prian-1 is located about 6 km northeast of the current production field; M-3 is about 3 km west. All of the boreholes whose regression curves fall in the central group of curves, except for T-366, lie within the current production field. This pattern suggests that M-3 and Prian-1, which are apparently on the margins of the geothermal anomaly, as indicated by the relatively low temperatures found in these boreholes ($<260^{\circ}\text{C}$ in M-3 and $<150^{\circ}\text{C}$ in Prian-1) and by their location relative to the current production field, started heating considerably later than the central portion of system.

Figure 8 shows that considerable error can result from defining a regression curve based on data from a spurious borehole (for example M-94) as a "standard" for predicting temperatures in other boreholes using $\bar{R}_o$ data. However, for most of the reservoir, vitrinite reflectance can be used to predict accurate temperatures based on an empirical curve. The error in temperature prediction appears to increase towards the margin of the reservoir, where the boreholes have either cooled or are just beginning to heat.

CONCLUSIONS

While vitrinite reflectance geothermometry is not firmly based on chemical kinetic theory, it is in most cases an accurate empirical estimator of reservoir temperature. Vitrinite reflectance can be used in the majority of boreholes at Cerro Prieto to predict maximum reservoir temperatures accurately, using an empirical temperature- $\bar{R}_o$ curve. Care must be taken in applying the empirical geothermometer in boreholes near the margin of the thermal anomaly, as heating time differences may induce significant errors in temperature prediction.

The effects of heating time shown by temperature- $\bar{R}_o$ data derived from each borehole indicate that the Cerro Prieto geothermal anomaly has cooled in its norther-

ly portion at M-94 and southeast portion at M-93 and that relatively recent heating has occurred in the western portion of the system at M-3. This pattern suggests a shift in the thermal anomaly towards M-3 and away from M-93 and M-94, as indicated by its heating effects to west. The central portion of the thermal anomaly, which approximately coincides with the current production field, has experienced a relatively uniform penecontemporaneous heating.

Geological evidence indicates that the Cerro Prieto geothermal system is younger than 0.6 m.y. Comparing temperature- $\bar{R}_o$ data indicates that the Cerro Prieto geothermal system is younger than the Salton Sea system.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was supported by an NSF energy-related traineeship, Geological Society of America grant No. 2417-79, and American Association of Petroleum Geologists grant-in-aid (1978). Dr. N. H. Bostick arranged for the use of facilities at the Organic Petrography Laboratory, Branch of Oil and Gas Resources, U. S. Geological Survey, Denver, Colorado. The initial report of this work, as a Masters thesis at the University of California-Riverside, was supported by Dr. W. A. Elders through DOE/LBL contract No. 7100410. This manuscript benefited from reviews by N. H. Bostick and M. J. Pawlewicz. M. J. Pawlewicz, A. Love, and C. S. Huestis assisted in kerogen preparation and rank measurements.

REFERENCES

- Alonso E. H., and Mooser, F., 1964, El pozo M-3 del Cerro Prieto, B. C., Mexico: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petro., 16: 163-178.
- Ammosov, I. I., 1968, Coal organic matter as a parameter of the degree of sedimentary rock lithification: 23rd Internat. Geol. Congr., Prague, Proc., Sect II, p. 23-30.
- Barker, C. E., 1979, Vitrinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico: University of California, Riverside; Inst. of Geophysics and planetary Physics, UCR/IGPP report 79/10, 127 p.
- Baskin, D. K., 1979, A method of preparing phytoclasts for vitrinite reflectance analysis: J. Sed. Pet., 49: 633-635.
- Bostick, N. H., 1971, Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks: Geoscience and Man, 3: 83-92.
- Bostick, N. H., 1973, Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles): Cong. Int. Strat. Geol. Carbonif., 7th, Krefeld, Compte Rendu, 2: 183-193.
- Bostick, N. H., 1974, Phytoclasts as indicators of thermal metamorphism, Franciscan assemblage and Great Valley sequence (Upper Mesozoic), California: Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 153: 1-17.
- Bostick, N. H., 1979, Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures - a review: Soc. Econ. Paleo. and Min., Spec. Pub., 26: 17-43.

- Bostick, N. H. and Alpern, B., 1977, Principles of sampling, preparation and constituent selection for microphotometry in measurement of maturation of sedimentary organic matter: *Jour. of Microscopy*, **109**: 41-47.
- Bostick, N. H.; Cashman, S. M.; McCulloh, T. H. and Waddell, C. T., 1978 Gradients of vitrinite reflectance and present temperature in the Los Angeles and Ventura basins, California: In Oltz, D. F. (ed.), Low temperature metamorphism of kerogen and clay minerals: Pacific Section, Soc. Econ. Paleon. Min., p. 65-96.
- Crosby, J. W., Chatters, R. M., Anderson, J. V. and Fenton, R. L., 1972, Hydrogeologic evaluation of the Cerro Prieto geothermal system utilizing isotopic techniques: Wash. St. Univ., College of Eng., Research Division, Proj. no. 130-3811-1040, 30 p.
- de Boer, J., 1979, Paleomagnetic dating of the Cerro Prieto volcano: Program and Abstracts, 2nd Symp. on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, p. 20-21.
- Dibblee, T. W. Jr., 1954, Geology of the Imperial Valley region, California: In Jahns, R. H. (ed.), Geology of Southern California: Calif. Div. Mines Bull. 170: 21-28.
- Domínguez A., B., and Bermejo, F. J., 1976, Present methods of opening and starting production in wells at Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Second United Nations symp. on the development and use of geothermal resources, San Francisco, Proc., **3**: 1629-1632.
- Dow, W. G., 1977, Kerogen studies and geological interpretations: *Jour. of Geochemical Exploration*, **7**: 79-87.
- 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 23 wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: UCR/IGPP report 78/26, Univ. of California, Riverside, 274 p.
- Elders, W. A., Olson, E. R., Hoagland, J. R., Barker, C. E., Johnson, P. D., and Collier, P., 1977, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of Wells M48, M84, M90, M92, and Prian No. 1, in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: UCR/IGPP report 77/37, Univ. of Calif., Riverside, 274 p.
- Gray, J., 1965, Extraction techniques: In Kummel, B. and Raup, D. (eds.), Handbook of paleontological techniques: Freeman, San Francisco, p. 530-586.
- Hevia, V. and Virgos, J. M., 1977, The rank and anisotropy of anthracites: the indicating surface of reflectivity in uniaxial and biaxial substances: *Jour. of Microscopy*, **109**: 23-28.
- Hoagland, J. R. and Elders, W. A., 1978, Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico: I. Hydrothermal Mineral zonation: Geothermal Resources Council, Trans., **2**: 283-286.
- Hood, A., Gutjahr, C. C. M. and Heacock, R. L., 1975, Organic metamorphism and the generation of petroleum: *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **59**: 986-996.
- Huck, G. and Karweil, J., 1955, Physikalische Probleme der Inkohlung: *Brennstoff-Chemie* **36**: 1-11.
- Hyrckowian, E.; Dutcher, R. R. and Dachille, F., 1967, Experimental studies of anthracite coals at high pressures and temperatures: *Econ. Geol.*, **64**: 517-539.
- Lopatin, N. V., 1971, Temperature and geologic time as factors in coalification: *Akad. Nauk SSSR, Izvestiya, Ser. Geol.*, **3**: 95-106.
- Lopatin, N. V. and Bostick, N. H., 1974, The geologic factors in coal catagenesis: Illinois Geol. Survey, reprint series, 1974-Q, 16 p.
- Philippi, G. F., 1965, On the depth, time and mechanism of petroleum generation: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**: 1021-1049.
- Reed, M., 1976, Geology and hydrothermal metamorphism in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico: Second United Nations symp. on the development and use of geothermal resources, San Francisco, Proc., **1**: 539-541.
- Stach, E., Mackowsky, M.-Th., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, D. and Teichmüller, R., 1975, Stach's textbook of coal petrology, 2nd ed.: Gebrüder Borntraeger, Berlin, 428 p.
- Tissot, B. P. and Welte, D. H., 1978, Petroleum formation and occurrence: Springer-Verlag, New York, 538 p.
- White, D. E., 1973, Characteristics of geothermal resources: In Kruger, P. and Otte, C. (eds.), Geothermal energy, Stanford Univ. Press, Stanford, Calif., p. 69-94.

REFLECTANCIA DE LA VITRINITA Y GEOTERMOMETRIA EN LOS POZOS M-84, M-93, M-94 y M-105 DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

RESUMEN

La reflectancia de la vitrinita se midió en aceite de inmersión (R_o) en fitoclastos extraídos de fangolitas alteradas hidrotérmicamente, pertenecientes al pozo M-84 del cam-

po geotérmico de Cerro Prieto. La reflectancia media (R_o) aumentó desde 0.12% a 0.24 km de profundidad, hasta 4.1% a 1.7 km de profundidad. Las temperaturas de fon-

do de pozo medidas sobre este intervalo aumentaron aproximadamente de 60° a 340°C. Los valores medios de R_o , graficados en función de la temperatura, caen sobre una curva exponencial, con un coeficiente de determinación de aproximadamente 0.8. Los otros pozos que se examinaron en el campo muestran relaciones similares. Una curva de regresión de $\bar{R}_o$ sobre la temperatura para el pozo M-105 predice correctamente las temperaturas en otros pozos dentro de la porción central del sistema geotérmico. La correlación entre los valores de reflectancia y las temperaturas de registros de pozos, junto con estimaciones de temperaturas obtenidas de inclusiones de fluidos y geotermometría de isótopos de oxígeno, indican que los cambios en R_o son indicadores precisos y razonables de la temperatura máxima alcanzada. Por lo tanto, en este sistema geotérmico se puede usar la reflectancia de la vitrinita para predecir la temperatura no perturbada de pozos geotérmicos durante su perforación, antes del retorno al equilibrio térmico. Aunque las funciones teóricas en existencia, que relacionan los valores de R_o con la temperatura y con la duración del calentamiento, son imprecisas, las curvas de la temperatura empírica *versus* $\bar{R}_o$ son útiles para la geotermometría.

Una comparación entre las curvas de regresión temperatura- $\bar{R}_o$, derivadas de nueve pozos dentro del sistema de Cerro Prieto, sugiere que el calentamiento tuvo lugar al mismo tiempo en todo el campo, excepto en las márgenes del mismo. Los pozos M-93 y M-94 parecen haberse enfriado respecto a sus temperaturas máximas, mientras que M-3 y Prian-1 han sido calentados sólo recientemente.

La comparación con los datos de temperatura- $\bar{R}_o$ del sistema geotérmico del Mar del Salton, California, indica que allí la duración del calentamiento ha sido más larga que en el campo de Cerro Prieto.

INTRODUCCION

Los fitoclastos son partículas de material orgánico comunes a la mayoría de las rocas sedimentarias (Bostick, 1979). La microscopia óptica de reflexión permite la diferenciación de varios tipos de fitoclastos de acuerdo con su estructura interna, morfología externa y brillo (reflectividad). La vitrinita deriva de tejidos de plantas leñosas y es probablemente el componente más abundante en los fitoclastos. Bajo el microscopio, la vitrinita tiene una estructura interna que puede ser desde homogénea a celular o en bandas, una forma externa que varía desde astillas hasta bloques, y una reflectividad moderada cuando se la compara con otros fitoclastos.

En respuesta a aumentos de temperatura y tiempo de calentamiento, los fitoclastos se devolatilizan, alterando de esta manera las propiedades físicas de los macerados. En este estudio, el grado de cambio físico o químico

(rango) en fitoclastos debido a la alteración térmica se mide como reflectancia de la vitrinita. La reflectancia (R) se usa aquí como la razón de la intensidad de luz reflejada verticalmente a la de la luz incidente. Por convención, se mide con un microscopio usando aceite de inmersión sobre una superficie muy pulida del fitoclasto. Se eligió el componente de vitrinita de los fitoclastos porque abunda en concentrados de kerógeno provenientes de prácticamente todas las áreas, se puede identificar fácilmente y muestra cambios rápidos en $\bar{R}_o$ (reflectancia media bajo inmersión en aceite) sobre un amplio intervalo de rango.

La relación entre temperatura y reflectancia de la vitrinita se puede modelar de varias formas: un método supone una reacción homogénea de primer orden que depende sólo de la temperatura, como describe la ecuación de Arrhenius; otro método usa una ecuación empírica derivada de estudios de rangos de temperaturas en un pozo y aplicada después a otros pozos. Como se demuestra más adelante, ambos métodos tienen sus desventajas, pero el método empírico parece más razonable en sistemas geoquímicos abiertos donde no se ha desarrollado aún un modelo teórico adecuado.

Solamente se analizaron en detalle los datos de rango de los pozos M-84, M-93, M-94 y M-105, debido a que fueron los únicos disponibles por un periodo suficientemente largo. Se presentan en detalle los datos e interpretaciones para estos cuatro pozos. Ahora se dispone de los resultados preliminares de las muestras de pozos M-3, M19A, M-39, T-366 y Prian-1, los cuales son comparados aquí con los datos obtenidos anteriormente. Las muestras de los pozos M-10 y M-51 están en preparación, y las de los pozos M-5, M-6, M-7, M-9, M-53, M-91, M-92, M-101, M-150, M-130 les seguirán. Las muestras de pozos pertenecientes a los campos geotérmicos de Heber, Brawley, Mar del Salton y Mesa, en la Depresión del Salton, California, se han medido o están en preparación. Por lo tanto, la interpretación de los datos en existencia es sólo preliminar y puede cambiar a medida que se recolecten más datos.

METODOS

La preparación de fitoclastos para estudio (maceración) es un procedimiento estándar en el cual se usan productos químicos y equipos de laboratorio simples. Los métodos de muestreo, maceración, montaje de muestras, selección de los constituyentes y medición de la reflectancia que se usan en este estudio se describen en Barker (1979). Bostick y Alpern (1977), Baskin (1979) y Gray (1965) también revén o describen técnicas de estudio de fitoclastos.

Los fitoclastos tienen una densidad relativamente baja y otras cualidades sedimentológicas que hacen que se encuentren depositados preferentemente en sedimentos de granulado fino. Por lo tanto, aunque 20-40 g de

fangolita resultan adecuados para separar una cantidad suficiente de fitoclastos para analizar, tratándose de areniscas se puede necesitar hasta 200 g. La muestra de sedimento se muele y digiere en HCl para remover carbonatos y después se agrega HF a la muestra lavada para disolver silicatos. Se separan los fitoclastos por densidad en bromuro de zinc disuelto en una solución acuosa de 10% de HCl para formar un líquido con una gravedad específica de 2.1. Los fitoclastos concentrados en suspensión son después lavados, liofilizados y mezclados con resina epoxy sobre un vidrio de microscopio traslúcido. La mezcla curada de fitoclasto-epoxy se muele y se pule hasta obtener una superficie de alta calidad, libre de marcas. La reflectancia se midió con un fotomicroscopio Zeiss, provisto de un sistema microfotométrico (modelo MPM 01).

La vitrinita fue seleccionada por el operador del microscopio y los valores de reflectancia medidos se almacenaron automáticamente en una computadora Hewlett-Packard HP-9825A conectada con el sistema fotométrico. Los criterios usados en la selección de vitrinita para medir la reflectancia se listan en Barker (1979). Bostick y Alpern (1977) y Tissot y Welte (1978) analizan también la selección de fitoclastos.

Se usaron programas de computadoras para calcular e imprimir estadísticas de distribución de reflectancia, un histograma de valores de reflectancia y otra información de las muestras. Hevia y Virgos (1977) encontraron que el mejor indicador de rango es la reflectancia estocástica media en aceite ($\overline{R_o}$), y esta medida es la que se usa en el presente estudio.

GEOTERMOMETRIA DE REFLECTANCIA DE LA VITRINITA

El principio de la geotermometría de reflectancia de la vitrinita reside en el cambio de propiedades ópticas que resulta de modificaciones en la composición química relacionadas con la devolatilización y condensación del macerado en respuesta a la temperatura y duración del calentamiento (Bostick, 1979; Dow, 1977; Stach *et al.*, 1975). La mayoría de los investigadores considera actualmente que la influencia de la presión en el incremento de rango es mínima (Bostick, 1979; Tissot y Welte, 1978; Dow, 1977; Stach *et al.*, 1975). El tiempo se considera importante sólo arriba de un umbral de temperatura lo suficientemente alto como para permitir que ocurra la reacción, por lo común arriba de 50°C. El tiempo de calentamiento se toma, por lo tanto, como el intervalo de tiempo en el cual los fitoclastos están sobre 50°C, como se hace en la mayoría de los estudios de funciones de tiempo-temperatura-rango (Bostick, 1973). La temperatura se puede estimar con reflectancia de la vitrinita (u otro parámetro de rango) usando funciones teóricas de tiempo-temperatura-rango sólo si se conoce el tiempo de calentamiento o si éste está

geológicamente delimitado. Sin embargo, en un sistema geotérmico activo, esta restricción se puede superar en una localidad dada derivando una relación empírica entre la temperatura y la reflectancia de la vitrinita, mediante muestras de pozos donde el gradiente de temperatura haya sido medido. Esta función empírica de temperatura-rango se puede usar en dos formas: 1) para estimar la temperatura en otros pozos de este sistema, y 2) para estimar el tiempo de calentamiento mediante la comparación con funciones teóricas de tiempo-temperatura-rango. Los efectos de tiempo y temperatura en fitoclastos son irreversibles debido a que los componentes volátiles se pierden y por lo tanto no están disponibles para reacciones retrógradas. Estos cambios físicos y químicos en fitoclastos registran la temperatura máxima a la cual ocurrió la reacción. Las estimaciones de tiempo de calentamiento obtenidas de funciones de tiempo-temperatura-rango pueden ser falsas si las temperaturas han decaído de la máxima en la historia térmica del yacimiento, debido a que estas funciones asumen que el rango observado es proporcional a la temperatura máxima.

Para calibrar la reflectancia de la vitrinita como geotermómetro es necesario comparar los datos de $\overline{R_o}$ con la temperatura máxima que ha experimentado la muestra. Esto se hizo en Cerro Prieto por medio de la compilación de varias estimaciones de temperaturas obtenidas de registros de temperaturas, temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas y geotermometría de isótopos de oxígeno. Estas estimaciones se usaron para establecer una indicación de la temperatura verdadera del pozo y para determinar si las temperaturas del sistema están ahora en un máximo. Sería ideal que estos datos se recolectaran en un sistema donde se conoce la duración de calentamiento, donde se dispone de muestras en cantidad y calidad suficiente en todo el pozo, y donde las temperaturas se miden bajo condiciones similares. Además, se deberán probar las condiciones bajo las cuales se mide la reflectancia para evaluar la precisión de esta medida como función de la temperatura.

Es difícil aproximar la situación ideal en el sistema de Cerro Prieto por varias razones: 1) las muestras de núcleos son pocas y la mayoría de las mediciones de rango se hicieron en muestras de recortes que pueden estar contaminadas por mezclado de materiales pertenecientes a diferentes profundidades; 2) no se dispone de muestras de volumen suficiente y litología apropiada en todos los pozos; 3) no existen reglas fijas para pulir montajes de fitoclastos ni para determinar la pericia del operador en definir una población de vitrinita uniforme; 4) se dispone de múltiples registros de temperatura, pero a menudo se tomaron bajo condiciones en las cuales el pozo no se encontraba en equilibrio térmico con el yacimiento, y 5) los vínculos geológicos del tiempo de calentamiento en este sistema sólo indican un límite superior.

Estas dificultades se pueden superar parcialmente mediante la selección de un pozo en el cual se dispone de muestras de recortes en todo su rango. Los efectos de contaminación de estas muestras debido a desprendimientos a menores profundidades se puede minimizar mediante la selección de recortes de un solo tipo de roca a una profundidad dada y mediante la elección apropiada de la población de vitrinita a analizarse. En las muestras de recortes, los desprendimientos de trozos de roca a profundidades más someras pueden introducir fitoclastos de rango más bajo (Ro) en las muestras derivadas de las porciones más profundas y calientes del pozo. Por lo tanto, medir la población de Ro mínimo, como se hace convencionalmente (Bostick, 1979), podría conducir a errores en la determinación de Ro para la muestra derivada del fondo del pozo. A la inversa, medir la vitrinita de Ro máximo podría incluir fitoclastos reciclados que fueron alterados antes y que por lo tanto no son indicativos de la población natural de vitrinita. Debido a las características de estas muestras fue necesario medir el valor modal (más abundante) de Ro en los recortes. Probablemente, el valor del rango derivado de la población modal es representativo de los fitoclastos autóctonos alterados *in situ*.

Se verificó la capacidad del operador para elegir una población de vitrinita uniforme mediante la réplica de análisis de muestras sin repulir. De la misma manera, para verificar los efectos del pulido se repulieron y reanalizaron algunas muestras. Estos datos sugieren que la mayoría de los valores de Ro son reproducibles dentro de $\pm 0.2\%$; sin embargo, este error es generalmente menor para valores bajos de Ro y mayor a medida que Ro aumenta.

DATOS DE TEMPERATURA

En Cerro Prieto, la Comisión Federal de Electricidad obtiene los datos de temperatura usando un instrumento Kuster —termómetro mecánico bimetálico que se baja por el pozo con un cable, equilibrándose (duración desconocida) a una profundidad especificada—. Las mediciones de temperatura se toman normalmente cada 100 m, pero en algunas zonas se pueden tomar a intervalos de 50 o 25 m. Estos registros se pueden tomar durante la perforación o después, con o sin producción significativa de fluido y bajo diferentes presiones de cabezal del pozo. Domínguez y Bermejo (1976) indican que el primer registro de temperatura (anotado como T-1) se toma durante el revoque del pozo para ayudar a determinar dónde se colocará el liner ranurado.

Un requerimiento para el registro de temperaturas, común a todos los pozos, es que se debe dejar pasar un tiempo suficiente como para que se restablezca el perfil no perturbado de temperaturas del yacimiento. Por lo común, los datos de temperatura usados en este estudio se miden con diferentes tiempos de equilibrio y bajo diferentes condiciones en el pozo.

Cuando las temperaturas del pozo han sido disminuidas por los fluidos de perforación, las porciones más someras del mismo muestran un cambio térmico mayor porque han sido expuestas a mayor cantidad de fluido de perforación. A la inversa, cuando se produce fluido, las zonas más someras se calientan más.

Existen varios registros de temperaturas para cada uno de los pozos estudiados, pero algunos son réplicas hechas bajo condiciones similares. Los registros de temperatura que se presentan aquí se eligieron por ser típicos dentro de los que se disponía y/o por expresar lo que se cree son temperaturas aproximadas de equilibrio en el pozo. Los registros de temperaturas tomados con el pozo fluyendo se incluyeron sólo porque parecen indicar temperaturas máximas en las porciones más profundas de los pozos. Estas temperaturas máximas parecen ser compatibles con las obtenidas con otros métodos (véase registro T-30, Fig. 3).

SELECCION DE POZOS PARA ESTUDIO

Cuando se eligieron los pozos M-84, M-93, M-94 y M-105 (Fig. 1) para estudiar la reflectancia de la vitrinita, se disponía de sólo unos pocos registros de temperaturas. Se eligieron estos pozos principalmente porque estaban perforados en diferentes porciones del yacimiento y por lo tanto podrían haber experimentado diferentes historias térmicas, y porque existía para cada uno un volumen adecuado de muestras de recortes. Lamentablemente, con posterioridad sólo se obtuvieron unos pocos registros adicionales de temperatura. La falta de mejores datos de temperatura en estos pozos y la incertidumbre acerca de la duración del calentamiento en este sistema, hicieron necesarios ajustes que limitan la confianza en el geotermómetro empírico de reflectancia de la vitrinita, en lo que se refiere a determinaciones basadas en los cuatro pozos originales. Los pozos seleccionados después de estos cuatro primeros se eligieron específicamente por la cantidad y/o calidad de los datos conocidos de temperatura. De la misma manera, las funciones de tiempo-temperatura-rango no se pueden usar inmediatamente hasta que no se disponga de una estimación precisa de la duración del calentamiento.

Para derivar una relación entre la temperatura y el rango, es conveniente tener datos de Ro que abarquen el rango completo de temperaturas medidas en este sistema. Los pozos M-84 y M-105 encajan mejor en estos criterios, excepto por la escasez de muestras arriba de los 900 m en M-84. El análisis de regresión de la temperatura y de los datos de Ro pertenecientes a M-84 y M-105 dio un coeficiente de determinación mayor que 0.8. La curva de regresión de M-105 se eligió como un geotermómetro empírico de reflectancia de la vitrinita porque dispone de más datos de rango a través del pozo. Esta curva empírica se

usó, junto con datos de $\bar{R}_o$ obtenidos en otros pozos, para computar estimaciones de temperatura que se compararon después con otra información de temperaturas para verificar la validez del geotermómetro empírico.

RESULTADOS

Una serie de datos de $\bar{R}_o$ en función de la profundidad del pozo constituye un perfil del rango. En Cerro Prieto, los perfiles de rango para los cuatro pozos principales se modelaron por regresión de polinomios de $\bar{R}_o$ versus profundidad (Fig. 2). La pendiente del perfil de rangos se puede interpretar como proporcional al gradiente de temperatura en el pozo (Ammosov, 1968). La comparación de estos perfiles de rangos con la forma general de registros de temperatura medidos (Figs. 3, 4, 5 y 6) indica que la afirmación de Ammosov se puede aplicar a este sistema geotérmico. Además, los cambios en el rango y en los gradientes de temperatura se pueden interpretar en términos del modo de transferencia de calor (véase Fig. 3 de White, 1973). Los gradientes relativamente altos que ocurren en una porción del pozo indicarían transferencia conductiva de calor y los gradientes bajos, transferencia convectiva de calor.

La forma de los perfiles de rango de la figura 2 en este estudio sugiere que pueden existir diferentes regímenes térmicos en distintas secciones del campo geotérmico. Los cuatro pozos tienen gradientes moderados de temperatura y gradientes de rango —que van de bajos a moderados— a profundidades someras en fangolitas relativamente no metamorfoseadas (zona diagenética caracterizada por caolinita-montmorillonita). Estas características corresponden a la transferencia conductiva de calor en la relativamente impermeable roca de cubierta. El gradiente moderado de temperatura a profundidades someras tiende a aumentar muy rápido a una profundidad precisa en cada pozo (visto en los datos reales, no en la curva de regresión): 550 m en M-105, 950 m en M-84, 1290 m en M-94 y 1600 m en M-93, como muestra la discontinuidad de datos de $\bar{R}_o$. Este punto de inflexión se correlaciona en los pozos M-84, M-94 y M-105 con una zona de illita y clorita antigénicas (Hoagland y Elders, 1978), que se considera marca la iniciación de la alteración hidrotérmica en el campo de Cerro Prieto. La iniciación de la alteración hidrotérmica se correlaciona también con la aparición de cuerpos significativos de areniscas en estos pozos. La zona de illita-clorita en el pozo M-93 tiene lugar a 2000 m, aproximadamente 400 m debajo del punto de inflexión en los datos de $\bar{R}_o$ (Fig. 2). Esta discrepancia parece ser causada por la permeabilidad relativamente baja de las rocas alrededor de M-93 (no existen cuerpos significativos de areniscas), comparado con los otros pozos donde el cambio mineralógico se desarrolla en ambientes abiertos, ricos en fluidos. Por lo tanto, ambos cambios ocurren aproximadamente a la misma temperatura (o profundidad).

Los pozos M-84, M-94 y M-105 muestran también

una disminución similar en gradientes de temperatura y rango a 1050 m, 1300 m y 650 m, respectivamente. Este segundo punto de inflexión se correlaciona con la intersección de estos pozos con el yacimiento geotérmico, como indican las temperaturas de 200°C, gradientes bajos de temperatura (Fig. 3, 5 y 6) y zonas de areniscas comunes (permeables) (Elders *et al.*, 1977).

En contraste, M-93 muestra una curva sublineal $\bar{R}_o$ -profundidad desde el rápido crecimiento del gradiente de rango a 1600 m hasta el fondo del pozo a 2400 m. Apparentemente, este pozo tiene sólo permeabilidad moderada, como indican el crecimiento casi lineal de temperatura y la ausencia de cuerpos de areniscas a profundidad (Elders *et al.*, 1977).

POZO M-105

En este trabajo se presentan sólo cuatro de los cinco perfiles de temperatura disponibles para este pozo (Fig. 3). El registro T-1a no se presenta porque en esencia es una réplica del registro T-1. El registro T-21 muestra con claridad dos inversiones de temperatura a aproximadamente 100 m y 900 m. No hay ningún otro registro en esta serie que confirme la inversión somera. El registro T-25 se tomó después de profundizar el pozo de 1300 m a 1700 m. Veinticuatro horas antes de comenzar los registros se limpió de lodo el pozo lavándolo con agua, y se lo cerró luego. Los registros T-21 y T-25 muestran una gran inversión de temperatura desde aproximadamente 280°C a 900 m hasta 200°C a 1250 m. Esta inversión de temperatura no es confirmada por el registro T-36 ni por el geotermómetro de isótopos de oxígeno, los que sugieren que en esta porción del yacimiento existen temperaturas más altas. Además, los datos $\bar{R}_o$ (Fig. 2) de este pozo no muestran una inversión. Esta inversión puede resultar del enfriamiento de aguas del yacimiento durante las operaciones de limpieza del pozo. Alternativamente, si esta inversión es real, ocurre dentro de una sección de fangolita gruesa que puede haber sido menos calentada por las soluciones hidrotérmicas. Los datos en existencia no permiten resolver esta ambigüedad, por lo tanto, se usó arbitrariamente el registro T-25 para análisis de regresión.

Un análisis de regresión de datos de temperatura (registro T-25, Fig. 3) y $\bar{R}_o$ (Fig. 2) pertenecientes al pozo M-105, dio el siguiente resultado:

$$\bar{R}_o (\text{en } \%) = 0.356 \exp 0.00753t (\text{en } ^\circ\text{C})$$

El coeficiente de determinación (r^2) para esta regresión fue 0.81. Esta ecuación empírica usada como "estándar" permite predicciones de temperaturas en otros pozos basadas en los valores medidos de $\bar{R}_o$ sin saber el tiempo de calentamiento en este sistema.

POZO M-84

El perfil estudiado de temperatura de equilibrio en el pozo M-84 (Fig. 4) se basa en cuatro registros que se eligieron como los más representativos. Se midieron las temperaturas de homogenización de inclusiones de fluidos en cinco muestras tomadas de las porciones más profundas del pozo. Los registros T-8, T-9 y T-12 se tomaron aparentemente bajo condiciones similares y muestran la misma forma como función de la profundidad. El registro T-9, sin embargo, está corrido hacia la izquierda (temperatura más baja) respecto a los registros T-8 y T-12. Estos dos últimos registros están más de acuerdo con las temperaturas más altas indicadas por los datos de inclusión de fluido y el registro de producción T-30. Por lo tanto, se eligió el registro T-12 como la mejor estimación de temperaturas profundas del pozo, pero como en esta serie no se hicieron mediciones someras, se usó el registro T-8 para análisis de regresión a profundidades inferiores a 600 m.

Las temperaturas del yacimiento se estimaron con los datos $\bar{R}_o$ de este pozo, y las estimaciones de temperatura se hicieron mediante la curva de regresión "estándar" de M-105. Se graficaron y compararon estas estimaciones con los otros datos de temperatura (Fig. 4). Esta comparación muestra una correlación muy estrecha entre las temperaturas derivadas de datos de $\bar{R}_o$ y datos de temperaturas reales obtenidas del pozo y da validez a la curva de regresión de M-105 como geotermómetro empírico de reflectancia de la vitrinita.

POZO M-93

Se dispuso sólo de cuatro registros de temperatura de M-93, y de ellos se presentan dos tipos representativos (Fig. 5). En este pozo, el registro de temperatura T-3 indica gradientes de temperatura casi isotérmicas arriba de los 1200 m. Este registro se tomó sólo un día después de completarse la perforación y parece representar una condición inestable y "enfriada" del pozo. El registro T-9, tomado casi dos meses después del registro T-3, muestra un pequeño aumento de temperatura en el pozo, pero el registro T-10 sugiere que en las porciones profundas existen temperaturas superiores a los 250°C.

Las predicciones de temperatura para este pozo estimadas de datos $\bar{R}_o$ (Fig. 5) muestran una gran dispersión arriba de los 1900 m (debido a la dispersión de datos $\bar{R}_o$). Debajo de los 1900 m, las estimaciones de temperaturas calculadas de datos $\bar{R}_o$ son más altas pero subparalelas a los registros de temperaturas T-3 y T-9 debajo de los 1800 m. Parecería que esta característica indica que los registros de temperatura no se tomaron bajo condiciones de equilibrio, ya que la extrapolación del registro T-10 muestra que bajo condiciones de producción existen temperaturas más altas en el pozo. La estimación de temperatura obtenida de datos de $\bar{R}_o$ predice con éxito la existen-

cia de fluidos a 300°C indicada por el registro T-10, como muestra la convergencia de estas dos curvas cerca del fondo del pozo (Fig. 5).

POZO M-94

Los datos de temperatura para el pozo M-94 constan de cuatro registros, una temperatura de homogenización de inclusión de fluido y una estimación de temperatura obtenida de datos de isótopos de oxígeno (Fig. 6). El registro T-1a duplica esencialmente el registro T-1 y no se incluye en la figura 6.

Este pozo es distinto a los otros estudiados porque las estimaciones de temperatura calculadas de inclusiones de fluido, isótopos de oxígeno y reflectancia de la vitrinita (en la porción profunda del pozo) son claramente más altas que las temperaturas medidas en el pozo.

Las estimaciones de temperatura y los datos de $\bar{R}_o$ en M-94 muestran una discontinuidad brusca a 1300 m (Fig. 2 y 6). Este salto discontinuo de 1.4% en reflectancia a 1290 m, sugeriría un aumento de temperatura de aproximadamente 200°C, basado en la curva de regresión de M-105. Los registros de temperaturas no corroboran este cambio en temperatura (Fig. 6). Una complicación sería que una corrida de núcleo fue completada sobre este mismo intervalo. En el pozo M-84 ocurre un cambio rápido de $\bar{R}_o$ similar en el límite de la zona de illita-clorita en un intervalo de 50 m, que fácilmente puede pasarse por alto al muestrear los recortes en el caso de que se lave el pozo antes de la extracción del núcleo. Es probable que la discontinuidad en los datos de $\bar{R}_o$ se deba más a una discontinuidad en el muestreo que a un aumento extremadamente rápido de rango en un intervalo de 10 m.

FUNCIONES DE TIEMPO-TEMPERATURA-RANGO

En principio, si se comparan los gradientes de rango y los perfiles de temperaturas del pozo con una función de tiempo-temperatura-rango (TTR), se puede estimar la duración de la actividad térmica en el yacimiento de Cerro Prieto. Sin embargo, las funciones TTR se derivan haciendo numerosas suposiciones sobre el ambiente en el cual se alteraron los fitoclastos. Por lo tanto, la aplicación de estas funciones puede limitarse a diferentes sistemas geológicos. Una estimación de tiempo de calentamiento basada en datos de rango-temperatura se debería corroborar por otros medios para confirmar la validez de la función usada. Para usar geotermometría de reflectancia de la vitrinita en sistemas donde sólo se conocen el rango y una estimación del tiempo de calentamiento, es esencial una función TTR precisa. Bostick (1973) ha demostrado que la diferencia principal entre la alteración térmica de fitoclastos en sistemas naturales y experimentales es la mayor cantidad de tiempo disponible para reacción en sistemas naturales. Por lo tanto, las diferencias en las

curvas de temperatura empírica-Ro debería reflejar diferencias en la duración relativa de calentamiento de diferentes pozos o sistemas hidrotérmicos.

El efecto de la duración del calentamiento sobre el rango en el sistema de Cerro Prieto es muy difícil de calcular porque faltan datos sobre el tiempo de calentamiento efectivo. Reed (1976) hizo una correlación litoestratigráfica tentativa de las rocas en el yacimiento de Cerro Prieto con la Formación Brawley del Pleistoceno en la Depresión del Salton (Dibblee, 1954). Esta correlación está basada fundamentalmente en información sobre el ambiente y la edad obtenida de ostracodos de agua dulce extraídos del pozo M-3 en el campo de Cerro Prieto (Alonso y Mooser, 1964). Los fósiles de vertebrados que se encontraron en la Formación Brawley de Imperial Valley sugieren una edad menor que 0.6 millones de años B. P. para las rocas del yacimiento (M. O. Woodburne, comunicación personal). Si esto es cierto, la edad máxima del sistema geotérmico sería 0.6 millones de años. Una edad ^{14}C , medida en la Universidad de California en Riverside en trozos grandes (1 cm) de fusinita compacta, obtenidos a una profundidad de 24 m en el pozo Priar-1, indicó una edad de 3500 ± 400 años B.P. Estos datos sugieren la acumulación rápida de sedimentos en este ambiente y confirman la juventud del sistema geológico que contiene la anomalía térmica de Cerro Prieto. La edad real del sistema geotérmico debe ser algo menor que la edad de las rocas del yacimiento. La clausura y convección de grandes volúmenes de fluidos calientes y el calentamiento extensivo de las rocas del yacimiento no pudieron ocurrir hasta que se desarrolló una fuente local de calor y hasta que se formó un sello adecuado del material impermeable sobre el yacimiento permeable (White, 1973). Si la fuente de calor fue la intrusión de magma asociada con el volcán Cerro Prieto, tiene una edad máxima de 110000 años B. P. (de Boer, 1979). La hipótesis de que un suceso térmico único, inferior a 0.6 millones de años, indujo convección en fluidos contenidos dentro de rocas permeables y fracturadas del yacimiento cubiertas por una capa impermeable de fangolita, es compatible con las características conocidas del campo.

En el campo de Cerro Prieto el tiempo que se necesita para aumentar el rango es aproximadamente igual a la edad de actividad térmica ya que la temperatura debe subir arriba de 50°C para que comience la maduración orgánica (Bostick, 1973; Lopatin, 1971). Los efectos tempranos de baja temperatura serían enmascarados por el desarrollo del sistema geotérmico con una temperatura que excede de 300°C . La evidencia geológica presentada antes indica un tiempo máximo de calentamiento de 10^4 a 10^6 años B. P. para este sistema. Este tiempo de calentamiento se usará para evaluar la validez de las funciones de tiempo-temperatura-rango para pronosticar la temperatura en sistemas geotérmicos.

Huck y Karweil (1955) propusieron una función de tiempo-temperatura-rango para describir la velocidad aproximada de catagénesis (alteración térmica de materia orgánica). Estos autores supusieron que la devolatilización es una reacción homogénea de primer orden que depende únicamente de la temperatura y de la cantidad de reactante presente, y que puede describirse por medio de la ecuación de Arrhenius. Bostick (1973) corrigió y correlacionó la escala de materia volátil de Huck y Karweil (1955) con una escala de reflectancia de la vitrinita. La figura 7 representa esta relación como una familia de curvas que describen la reflectancia de la vitrinita como una función de la temperatura con varios tiempos de calentamiento. La comparación entre los datos obtenidos en el campo de Cerro Prieto (pozo M-105) y la función de Huck y Karweil predice una duración de calentamiento de aproximadamente 5 millones de años. Sin embargo, como se ha visto, la evidencia geológica indica que no puede ser mayor que 10^5 años B. P. La curva para el campo geotérmico del Mar del Salton (Bostick, 1971) cae sobre las curvas de Huck y Karweil para 10 y 20 millones de años, pero Bostick consideró que este campo no era mayor que 1.5 millones de años. Sin embargo, esta función parece pronosticar correctamente la edad relativa de los sucesos de calentamiento porque demuestra que el campo del Mar del Salton es más viejo que el de Cerro Prieto. Esta cronología relativa está corroborada por diferencias isotópicas (Crosby *et al.*, 1972). El hecho de que los cambios en la textura de las rocas del yacimiento del Mar del Salton son mayores que los observados en el sistema de Cerro Prieto también sugiere que el primero es más viejo. Asimismo, la función de Huck y Karweil da un valor excesivo para el tiempo de calentamiento de experimentos de bombas hidrotérmicas de un mes de duración (Fig. 7) y para el tiempo de calentamiento de los fitoclastos térmicamente alterados, adyacentes a diques (Bostick, 1974). Parece que para tiempos geológicos muy cortos esta función da, en forma uniforme, valores excesivos para el tiempo de calentamiento pero pronostica aproximadamente la forma de la curva rango-temperatura. Este comportamiento sugiere que la base teórica de esta función es válida pero que la velocidad de reacción propuesta es muy baja para la alteración de fitoclastos en sistemas geotérmicos. Bostick (1973) concluyó también que la velocidad de reacción para esta función era muy baja para el rango de fitoclastos sobre 0.6% Ro. El elemento en común de los sistemas experimentales y naturales que se describieron antes, es que sus velocidades de calentamiento son mucho mayores que la del sistema que Huck y Karweil supusieron para su función y que la del sistema natural que usaron para comprobarla. La velocidad de reacción en catagénesis aumenta con la temperatura, y la velocidad del aumento es proporcionalmente mayor para reacciones con energías de activación más grandes (Lopatin, 1971). Huck y Karweil (1955) usaron en su función una energía de activación de 8.4 kcal/

mole (Hood *et al.*, 1975). Tissot y Walte (1978) observaron que la energía de activación total debe aumentar con el rango ya que las ligaduras más frágiles se romper primero. Por lo tanto, parece que Huck y Karweil supusieron una energía inicial de activación muy baja y que no permitieron que ella variara con el aumento de rango. Esto conduciría a sobrestimar la cantidad de tiempo necesaria para los aumentos de rango observados en sistemas calentados brevemente.

Philippi (1965), Lopatin (1971), Lopatin y Bostick (1974), Tissot y Welte (1978), y muchos otros, consideran que una determinación más compatible del efecto del tiempo de calentamiento requiere considerar la historia térmica completa, o la temperatura como función del tiempo y del soterramiento. En general, este método usa integración numérica para sumar los efectos de cada aumento en tiempo-temperatura, que se puede determinar durante catagénesis, para estimar el rango final de los fitoclastos. Como se mostrará más adelante, la historia térmica de Cerro Prieto parece ser simple. Consiste en un único pulso de calor que, en apariencia, comenzó al mismo tiempo en los cuatro pozos primarios y que ha persistido hasta el presente. Se probaron otras funciones de tiempo-temperatura-rango que usan datos obtenidos en Cerro Prieto, pero las funciones de Huck y Karweil pronostican mejor el tiempo de calentamiento. En realidad, la mayoría de las otras funciones está basada en las ecuaciones de reacción utilizadas por Huck y Karweil (Bostick, 1979). En conclusión, esta función es adecuada para determinar la temperatura de equilibrio en un sistema geotérmico a partir de datos de $\bar{R}_o$, sólo si se usa la línea de tiempo apropiada. Sin embargo, esta línea de tiempo tiene poca relación con el tiempo real de calentamiento del sistema. En el caso de la Depresión del Salton, se debe usar la curva de 5 a 10 millones de años, dependiendo de la edad relativa del sistema que se considere.

Se concluye que ninguna de las funciones TTR desarrolladas hasta ahora puede predecir con precisión el tiempo de calentamiento para sistemas geotérmicos. Por lo tanto, las temperaturas de equilibrio en sistemas geotérmicos no se pueden predecir a partir de datos de rango y estimaciones de tiempo de calentamiento. Bostick (1979) estimó que la precisión de la temperatura determinada de esa manera es aproximadamente $\pm 20^\circ\text{C}$, y que las estimaciones de rango y duración de calentamiento serían asimismo imprecisas. La curva empírica de temperatura- $\bar{R}_o$ perteneciente al pozo M-105 también parece poder estimar temperaturas, con aproximadamente la misma precisión, partiendo de la reflectancia de la vitrinita, como lo indica la dispersión de datos de $\bar{R}_o$ del pozo M-105, relativa al eje de temperatura en la figura 7.

Aunque las funciones TTR más en uso no pueden medir cuantitativamente la duración del calentamiento, se

intentó determinar tiempos relativos de calentamiento a través del campo comparando curvas de temperatura- $\bar{R}_o$ para tantos pozos como fuera posible. Esto se logró al calcular una curva exponencial de cuadrados mínimos para los cuatro pozos principales y cinco pozos adicionales (Fig. 8). Para mayor conformidad y separación entre las curvas, se extrapolaron arbitrariamente estos datos al 6.0% $\bar{R}_o$, aunque ningún dato de pozos excede el 4.5% $\bar{R}_o$.

Las curvas exponenciales ajustadas parecen formar tres grupos. En primer lugar, los pozos M-93 y M-94 parecen tener tiempos aparentes de calentamiento significativamente más largos que otros pozos en este sistema. Las curvas de los pozos M-105, M-84, M-39, T-366 y M-19A forman un grupo compacto con tiempos aparentes de calentamiento de valor intermedio. Por último, los tiempos aparentes de calentamiento para los pozos M-3 y Prian-1 son notoriamente menores que para otros pozos en este sistema.

Los geotermómetros minerales en el pozo M-94 (Fig. 6) y la temperatura indicada para el fondo del pozo M-93 (registro T-10, Fig. 5) no coinciden con registros de temperaturas en otros pozos. Sin embargo, la predicción de fitoclastos hecha a partir de la curva estándar del pozo M-105, estima temperaturas que están de acuerdo con aquéllas derivadas de geotermómetros minerales en M-94 y muy cercanas a las temperaturas de fondo de pozo indicadas para M-93. Esta correspondencia sugiere que las temperaturas medidas en estos pozos son menores que las temperaturas máximas indicadas por el rango de fitoclastos y otras informaciones de temperaturas en los pozos. Los registros de temperaturas que se usan en el análisis de regresión de estos pozos (Tabla 2) se midieron dos meses (M-93) y seis meses (M-94) después de completar el pozo, y parecen ser perfiles de equilibrio. Por lo tanto, los tiempos relativos reales de calentamiento en los pozos M-93 y M-94 deben estar dentro del grupo central de curvas de regresión, y los tiempos aparentes mayores de calentamiento que se muestran resultan de temperaturas que disminuyen.

Los pozos M-3 y Prian-1, en contraste con M-93 y M-94, muestran tiempos aparentes de calentamiento bastante menores que el grupo central de curvas. El pozo Prian-1 está ubicado aproximadamente 6 km al noreste del campo actualmente en producción; el pozo M-3 está aproximadamente 3 km hacia el oeste. Todos los pozos cuyas curvas de regresión caen dentro del grupo central de curvas, excepto T-366, se encuentran dentro del campo comúnmente en producción. Este patrón sugiere que los pozos M-3 y Prian-1, que en apariencia están en las márgenes de la anomalía geotérmica, como lo indican las temperaturas relativamente bajas medidas en estos pozos ($< 260^\circ\text{C}$ en M-3 y $< 150^\circ\text{C}$ en Prian-1) y también la ubicación relativa al campo comúnmente en pro-

ducción, comenzaron a calentarse bastante más tarde que la porción central del sistema.

Como muestra la figura 8, se puede incurrir en considerable error si se define una curva de regresión, basada en datos de un pozo espurio (por ejemplo M-94), como "estándar" para predecir temperaturas en otros pozos usando datos de R_o . Sin embargo, en la mayor parte del yacimiento se puede usar reflectancia de la vitrinita para predecir temperaturas precisas basadas en una curva empírica. El error en la predicción de las temperaturas parece aumentar hacia la margen del yacimiento, donde los pozos se han enfriado o recién han comenzado a calentarse.

CONCLUSIONES

Aunque la geotermometría de reflectancia de la vitrinita no está firmemente basada en la teoría cinética química, se puede usar en la mayoría de los casos para estimar empíricamente las temperaturas del yacimiento en forma precisa. La reflectancia de la vitrinita se puede usar en la mayor parte de los pozos de Cerro Prieto para predecir con precisión temperaturas máximas del yacimiento mediante una curva empírica temperatura- R_o . Se debe tener cuidado cuando se aplica el geotermómetro empírico en pozos cercanos a la margen de la anomalía térmica, ya que las diferencias en el tiempo de calentamiento pueden inducir errores significativos en la predicción de la temperatura.

Los efectos del tiempo de calentamiento que muestran los datos de temperatura- R_o derivados de cada pozo, indican que la anomalía geotérmica de Cerro Prieto se ha enfriado en M-94 en la porción N y en M-93 en la porción SE, y que un calentamiento relativamente reciente ha tenido lugar en M-3 en la porción oeste del sistema. Este patrón sugiere un cambio en la anomalía térmica que se acerca a M-3 y se aleja de M-93 y M-94, como lo indican los efectos de calentamiento al oeste. La porción central de la anomalía térmica, que coincide en general con el campo comúnmente en producción, ha experimentado al mismo tiempo un calentamiento relativamente uniforme.

La evidencia geológica indica que el sistema geotérmico de Cerro Prieto es de edad inferior a 0.6 millones de años. La comparación de los datos de temperatura R_o indica que el sistema geotérmico de Cerro Prieto es más joven que el sistema del Mar del Salton.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible por una beca de adiestramiento relacionado a energía del NSF, bajo contrato N°2417-79 de la Geological Society of America y un contrato (1978) de la American Association of Petroleum Geologists. El doctor N.H. Bostick hizo los arreglos necesarios para usar el Organic Petrography Laboratory,

Branch of Oil and Gas Resources, U.S. Geological Survey, Denver, Colorado. El informe inicial de este trabajo, presentado como una tesis de maestría en la Universidad de California-Riverside, fue subvencionado por el doctor W.A. Elders, a través del contrato N°7100410 del DOE/LBL. N.H. Bostick y M.J. Pawlewicz revisaron este manuscrito y M.J. Pawlewicz, A. Love y C.S. Huestis ayudaron en la preparación de kerógeno y en las mediciones de rango.

TITULOS DE FIGURAS Y TABLAS

- Figura 1. Ubicación de pozos, campo geotérmico de Cerro Prieto.
 Figura 2. Reflectancia promedio de vitrinita como una función de la profundidad de muestreo en los pozos M-84, M-93, M-94 y M-105. Las curvas de regresión de polinomios de tercer orden, graficadas para tres de los pozos (M-84, M-93 y M-105) indican el perfil del rango. El pozo M-94 no se pudo modelar con este método debido a discontinuidades en los datos de rango.
- Figura 3. Estimaciones y registros de temperatura para el pozo M-105. Datos de isótopos de oxígeno obtenidos de Elders *et al.* (1978). El registro T-1 fue hecho el 13 de enero de 1978, con el pozo manando a través de un orificio de 65 mm de diámetro y con presión cero en el cabezal del pozo. El registro T-25 fue hecho el 6 de junio de 1978, bajo una presión de 4.43 kg/cm² en el cabezal del pozo, después de profundizar el pozo de 1300 m a aproximadamente 1700 m, cambiar el lodo por agua y cerrarlo por 24 horas.
- Figura 4. Estimaciones y registros de temperatura para el pozo M-84. Los datos de inclusiones de fluido se obtuvieron de Elders *et al.* (1978). El registro T-8 se hizo el 3 de octubre de 1977 bajo presión cero en el cabezal del pozo después de dejarlo estabilizar por 5.5 horas. El registro T-9 se hizo el 18 de noviembre de 1977, con el pozo manando a través de un orificio de 65 mm de diámetro y con una presión de 3.66 kg/cm² en el cabezal del pozo. El registro T-12 se hizo el 15 de enero de 1978 bajo condiciones similares al registro T-9. El registro T-30 se hizo el 6 de septiembre de 1978, con el pozo descargando 116.3 toneladas de vapor por hora a través de un orificio de 50 mm de diámetro.
- Figura 5. Estimaciones y registros de temperatura para el pozo M-93. El registro T-3 se hizo el 14 de septiembre de 1978; el pozo se cerró por un día después de completar la perforación. El registro T-9 se hizo el 20 de noviembre de 1978; el pozo se cerró por 32 horas antes de las mediciones. El registro T-10 se hizo el 27 de febrero de 1979, con el pozo descargando a través de un orificio de 50 mm de diámetro.
- Figura 6. Estimaciones y registros de temperaturas para el pozo M-94. Los datos de inclusiones de fluidos y de isótopos de oxígeno se obtuvieron de Elders *et al.* (1978). El registro T-1 se hizo el 27 de noviembre de 1977. El registro T-8 se realizó el 27 de marzo de 1978; y el registro T-11, el 17 de julio de 1978. Todos los registros se hicieron bajo presión cero en el cabezal del pozo.
- Figura 7. Comparación de la función de tiempo-temperatura-rango de Huck y Karweil (1955) a los perfiles reales de reflectancia de la vitrinita, incluyendo los datos y curvas de regresión del pozo M-105. Diagrama modificado por Bostick (1973). Los datos de reflectancia del pozo M-105 en Cerro Prieto se indican por medio de cruces, los del Mar del Salton por círculos abiertos, los de la cuenca Terciaria de Los Angeles por triángulos cerrados y los obtenidos de corridas experimentales por triángulos abiertos y círculos cerrados. Las líneas cortadas indican la extrapolación de las curvas originales de Huck y Karweil (1955).

Figura 8. Comparación de las curvas exponenciales de regresión de todos los datos de temperatura- $\bar{R}_0$ disponibles en el sistema de Cerro Prieto. La dispersión en estas curvas es proporcional a las diferencias en la duración de calentamiento en los pozos si las temperaturas no han disminuido. Los datos de temperatura- $\bar{R}_0$ para los pozos M-3, M-19A, M-39, T-366 y Prian -1 no se presentan aquí, pero son muy similares a los datos de los cuatro pozos primarios.

Tabla 1. Ajuste por cuadrados mínimos de la curva polinómica de la profundidad y el rango de las muestras, campo geotérmico de Cerro Prieto.
(Ver Fig. 2 para explicación de los símbolos)

Tabla 2. Ajuste por cuadrados mínimos de una curva exponencial a los datos de temperatura y rango, campo geotérmico de Cerro Prieto.
(Ver Fig. 8 para explicación de los símbolos)