27/8-23-82

(1) I-4966

CONF-810399-11

LBL-11967
CONF-810399

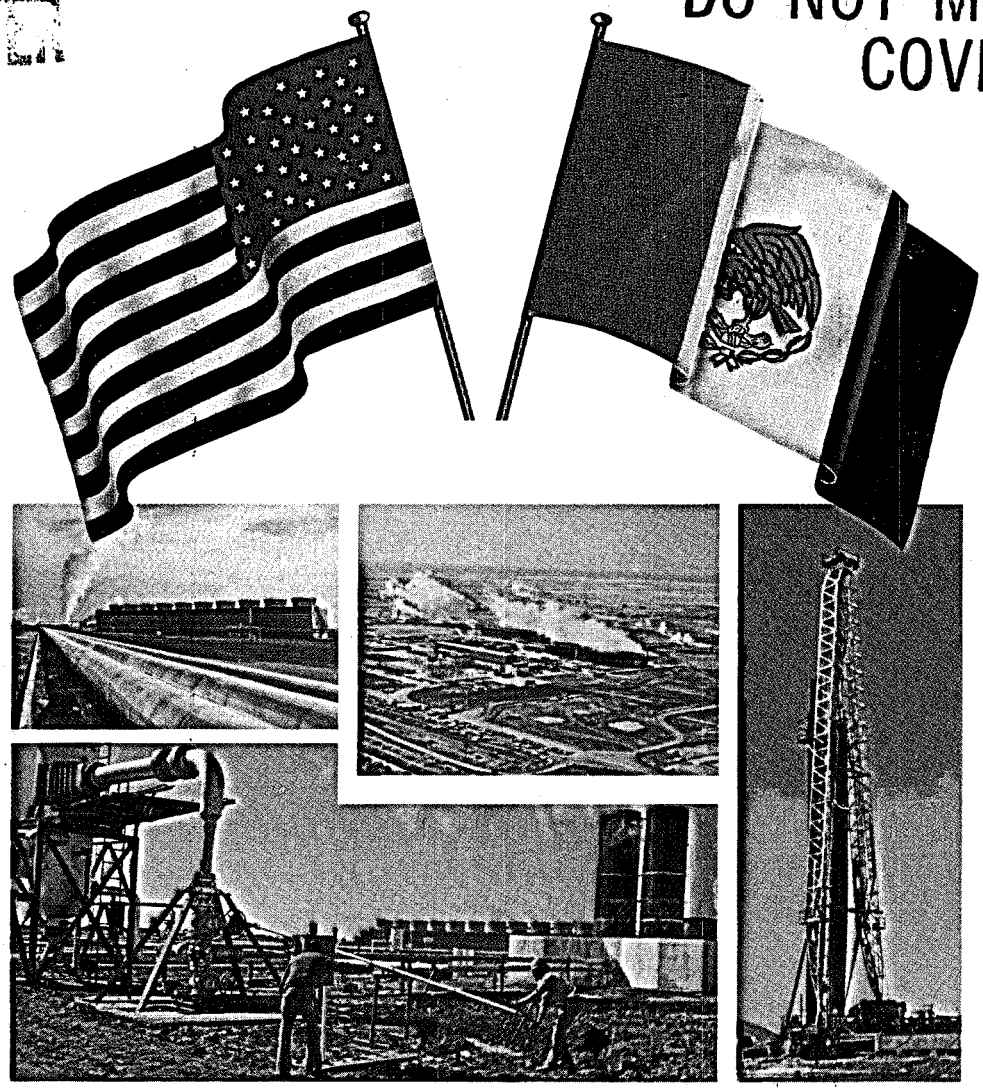
THIRD SYMPOSIUM ON THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD, BAJA CALIFORNIA, MEXICO

Sponsored by

United States Department of Energy, Office of Renewable Technology
Geothermal and Hydropower Technology Division
in Cooperation with
Comisión Federal de Electricidad de México

MASTER

DO NOT MICROFILM COVER



PROCEEDINGS/ACTAS

March 24 - 26, 1981
San Francisco, California

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

Coordinadora Ejecutiva
de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California,
México

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

DISTRIBUTION OF THIS DOCUMENT IS UNLIMITED

OXYGEN ISOTOPE EXCHANGE IN ROCKS AND MINERALS FROM THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL SYSTEM: INDICATORS OF TEMPERATURE DISTRIBUTION AND FLUID FLOW

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

Abstract

Oxygen isotopic compositions have been measured in drill cuttings and core samples from more than 40 wells ranging in depth to more than 3.5 km in the Cerro Prieto geothermal field. Profiles of isotopic ratios versus sampling depths provide information on the three-dimensional distribution of temperature and fluid flow. These parameters also indicate variations in the history of hydrothermal processes in different areas of the geothermal field.

Oxygen isotopic profiles of pore-filling calcites in sandstones appear to be a reliable measure of the recent equilibrium temperature distribution in the field before production began. From these data, a detailed, three-dimensional map has been developed, showing the equilibrium temperatures in the geothermal field. The distribution of thermal gradients can be used to generate a qualitative model of directions of hot water flow in this convective system before exploitation. In particular, the top of the geothermal reservoir over much of the field is marked by extremely sharp thermal gradients, implying that vertical heat transfer is inefficient in those regions. In the absence of an impermeable barrier to flow, this sharp gradient may indicate a strong horizontal component of flow in the hot reservoir fluid beneath a shallower, cold groundwater layer. Wells near the boundaries of the geothermal field commonly show reversals of temperature with depth, also indicating strong horizontal components of fluid flow on the periphery of the circulation system.

A mass balance calculation has been performed using measured ^{18}O depletion in subsurface whole-rock samples from Cerro Prieto wells and the inferred ^{18}O enrichment of the geothermal brine. This calculation implies an overall water:rock volume ratio of approximately 3:1 during the history of the Cerro Prieto system.

Paleotemperatures different from the present thermal regime have been studied by examining coexisting mineral systems which exchanged their oxygen with the geothermal brines at different rates. Very short term events are indicated by vein minerals which were in equilibrium with the fluid from which they were precipitated. Longer term temperature changes are recorded by systems which exchange oxygen relatively slowly, such as silicate minerals or calcites in relatively impermeable shales. Retrograde thermal histories are observed in some areas near the boundaries of the field. In these boundary areas, strong horizontal flow can produce such short-lived heating and cooling effects by slight shifts in the rates or directions of hydrothermal fluid flow.

Introduction

Investigations of the exchange and partitioning of oxygen and carbon isotopes between minerals and geothermal fluids can give a great deal of insight into water-rock interactions within a geothermal field. The resulting isotopic ratios ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) in minerals reflect both the degree of reaction and the temperature at which the reaction occurred (Clayton et al., 1968).

Subsurface cuttings samples from more than 40 wells at Cerro Prieto have been analyzed to determine the systematics of oxygen and carbon isotopes in calcite and silicate phases within the geothermal system. We have used these data to study water-rock interaction within the field. In particular, we are able to use our isotopic data to determine:

(1) The temperature distribution in the reservoir prior to production, and the size and shape of the reservoir so far drilled;

(2) The local fluid flow direction (recharge and discharge);

(3) The average water/rock ratio of the field;

(4) The history of local temperature changes in the field.

Isotopic Temperature Indicators

The oxygen isotopic composition of geothermal brines in the Cerro Prieto system appears to be very consistent, showing $\delta^{18}O$ values of approximately -8.3 ‰ (SMOW) throughout the field (Elders et al., 1977, 1978; Olson, 1979; Truesdell et al., 1979; Truesdell et al., 1981). Because of this consistency in fluid isotopic composition, $\delta^{18}O$ values of hydrothermal minerals can be related directly to a theoretical temperature of isotopic equilibration. A correlation of calcite $\delta^{18}O$ and temperature has been made using

DISCLAIMER

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

DISCLAIMER

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

the equation for the equilibrium partitioning of isotopes between calcite and water (Friedman and O'Neil, 1977) using the value of -8.3 ‰ for the hydrothermal fluid (Olson, 1979).

Figures 1A and 1B illustrate depth profiles of oxygen isotopic ratios in calcites from sandstones in wells M-84 and M-92, respectively. Scatter can be introduced into such a diagram from many sources. Perhaps the two most important factors are local, or short term variations in fluid isotopic composition, and the lack of attainment of equilibrium between the mineral and the fluid.

Mineral-fluid equilibrium will be attained most rapidly in rocks which have an ample supply of fluid (high permeability) and in minerals which can easily exchange their oxygen with the fluid. These two criteria are nearly always met by calcite in the pores of permeable sandstones. Previous studies (Elders et al., 1977, 1978; Olson, 1979) have shown that the $\delta^{18}O$ of calcites from sandstones gives the best indication of the equilibrium temperature profile in each well. Other minerals, and less permeable rock types, are often out of isotopic equilibrium with the hydrothermal fluid.

It should be noted that oxygen isotopic exchange in minerals is too slow to respond to the effects of drilling. However, mixing of fluids in the well bore during drilling or production causes variability in measured downhole temperature logs. Such mixing effects can mask or alter the fine structure of temperature profiles involving thermal reversals within the reservoir.

The isotopic profile of well M-84 (Figure 1A) is typical of wells from the central production area of the geothermal field. Wells in this area have values of $\delta^{18}O$ in calcites from sandstones which imply a narrow zone of high thermal gradient. This zone marks the upper boundary of the geothermal reservoir and usually correlates well with the onset of consolidation of the sediments (A-B horizon of de la Peña et al., 1981). Within the reservoir, temperatures in this type of well appear to be generally limited by the boiling point of the fluid, as seen in Figure 1A.

In contrast, a well on the boundary of the geothermal reservoir (M-92, Figure 1B) shows no abrupt temperature increase, but has a more uniform temperature gradient with temperatures higher than those of normal continental geothermal gradients. The temperature profile in this well is nowhere determined by the boiling relationship, instead it suggests evidence of horizontal flow into and out of the reservoir. This is implied by the thermal reversal seen between 1500 and 1750 m depth. It should be noted that calcites in shale samples from this well are far out of isotopic equilibrium with the sandstone calcites and presumably the reservoir fluid. This is an effect of the low local water:rock ratio, the sluggish reaction between the hydrothermal brine and the relatively impermeable shale, and a short duration of heating (Elders et al., 1977, 1978; Olson, 1979).

Temperature Distribution

Similar profiles of calcite isotopic temperatures from sandstones provide a three-dimensional picture of the stable temperature distribution throughout the reservoir prior to production. Isotopic temperature contours are plotted on cross sections across the geothermal field in Figures 2, 3A, 3B and 3C, while Figures 4A and 4B show the same data as depth contour maps of the 200°C and 300°C isothermal surfaces, respectively.

The temperature distribution appears rather symmetrical in cross sections trending roughly N-S (Figures 3A and 3B). It changes from a wide, symmetrical thermal dome (Figure 3A) to a "mushroom" shaped pattern in the more westerly cross section (Figure 3B). The reason for this change in shape can easily be seen in the distinct E-W assymmetry shown in both Figures 3C and 4A.

The shallow, southwesterly-trending thermal plume seen in Figures 3C and 4A correlates quite well with the temperature structure reported by Mercado (1976).

The three-dimensional shape of the Cerro Prieto thermal anomaly can best be described as an assymmetric dome (roughly wedge-shaped) with sharp boundaries to the northwest, west and southeast (Figure 4B). The anomaly deepens more gradually toward the northeast. A plume of warm water (<250°C) appears to be discharged in a shallow, roughly horizontal aquifer and flows outward toward the southwest (Figures 3C and 4A). This plume is underlain by a zone of cold water which interfingers with the hot discharge on a fine scale (Figures 3B and 3C).

Direction of Fluid Flow

In many locations within the hydrothermal circulation system it is possible to infer fluid flow direction directly from the shape of the isotherms. Hot water plumes can be inferred to be discharged from the reservoir (Figure 3C), while fine scale interfingering of warm and cold fluids (Figure 3B) can only be achieved by horizontal flow (in a direction roughly perpendicular to that cross section). In the absence of an impermeable caprock, steep thermal gradients such as are found at the upper boundary of the reservoir (Figure 1A), may be explained by a strong horizontal component of laminar flow of the reservoir fluid beneath a shallow cold water layer.

In addition to oxygen isotopic data, information on isotopic ratios of carbon and on the calcite content of sandstones can be utilized as clues to fluid flow directions. Figure 5 illustrates the typical behavior of these parameters using data from well M-43. Within the reservoir (below 1000 m depth in well M-43), the oxygen and carbon isotopic data in sandstones show similar trends: both $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ decrease with increasing temperature. The concentration of calcite in sandstone samples, determined by CO_2 yield upon acid treatment, also tends to be less at higher temperatures. This observed trend implies cal-

cite precipitation in low temperature zones and/or decarbonation or calcite dissolution in areas of higher temperature. In the case of well M-43, the inferred mechanism is calcite precipitation due to the decrease in $CaCO_3$ solubility as cool recharge water is heated upon entering the hot reservoir rock. At shallow depth in M-43 (900 m) a great increase in calcite content of sandstone appears to correlate with a zone of low $\delta^{13}C$. This feature is observed in many wells and appears to occur at the interface of the shallow, cold, organic carbon-rich groundwater layer with the top of the heated geothermal brine.

Information on fluid flow directions produced using these criteria fit well with inferences developed from observing distributions of hydrothermal mineral zones (Elders et al., 1980a, 1980b) and contribute to the modelling of natural fluid flow in the Cerro Prieto system (Elders et al., 1981).

Fluid-Rock Ratio

Oxygen isotopic analyses have been performed on more than 150 whole-rock samples from within the Cerro Prieto geothermal reservoir (Figure 6). These provide information on the total amount of oxygen which the rocks have exchanged with the hydrothermal fluid. During this exchange of oxygen, the rocks become progressively depleted in ^{18}O, while the fluids are enriched proportionally in that isotope. We can think of this process in terms of a simple mass balance since all oxygen atoms lost from the rock must be accepted by the fluid and vice versa.

The ^{18}oxygen depletion trends shown in Figure 6 indicate that when whole-rocks are considered, shale is far more susceptible to isotopic exchange than is sandstone. This is easily explained by the very fine grain size and reactive nature of the phyllosilicates which are predominant in the shales. Sandstones require at least 100°C higher temperatures to permit the same degree of oxygen exchange as that observed in the shales. For this reason, the ^{18}O depletion of rock within the reservoir is strongly dependent on rock type as well as on the temperature distribution. In order to calculate an average ^{18}O depletion for the whole reservoir from whole-rock data (Figure 6), assumptions must be made as to the average sand:shale ratio and the average temperature. For the present calculation, we have assumed that the silicate whole-rock sampling is representative of the average reservoir at depth. The average $\delta^{18}O$ value of all whole-rock samples with calcite isotopic temperatures greater than 200°C (Figure 6) is +5 °/₀₀ (SMOW) while the original sedimentary $\delta^{18}O$ values average +13 °/₀₀ (inferred from the data on low temperature, unaltered samples [Figure 6]).

This value of 8 °/₀₀ for oxygen isotopic depletion represents an approximate value valid for the explored reservoir only; the inclusion of rock from below the present exploration level would probably increase the calculated water:rock ratio by increasing the relative volume of rocks at higher temperatures. The calculated water:rock ratio would also increase if the presently assumed sand:shale ratio were lowered significantly.

The $\delta^{18}O$ shift of the geothermal fluid in response to the ^{18}O depletion of the reservoir rock is another critical parameter in the water: rock calculation. The value chosen for our calculation, 3 °/₀₀ enrichment in ^{18}O, was inferred from isotopic analyses of surface water and reservoir water presented in Truesdell et al., 1979.

$$\frac{\text{Water}}{\text{Rock}} = \frac{\delta^{18}O \text{ shift of rock}}{\delta^{18}O \text{ shift of fluid}} \times \frac{\text{wt.\% oxygen in rock}}{\text{wt.\% oxygen in fluid}}$$

$$= \frac{8 \times 45\%}{3 \times 90\%}$$

$$= 1.3:1 \text{ mass ratio}$$

$$\cong 3:1 \text{ volume ratio (assuming a bulk rock density of 2.3 gm/cc and cold water density of 1 gm/cc).}$$

In a more recent evaluation (Truesdell et al., 1981) it is argued that the fluid $\delta^{18}O$ shift may be as great as 4.7 °/₀₀. The use of this value would lower the calculated water:rock volume ratio to 2:1.

If it is assumed for simplicity that all of the observed isotopic exchange (both fluid and rock) occurs within the known reservoir volume, a value for the total fluid throughput of the geothermal system can be calculated. Since the volume of the reservoir so far explored by drilling is approximately 12 km^3 (calculated from Figures 3A, 3C and 4), the 3:1 volume ratio requires that a minimum of 36 km^3 of cold fluid has been heated and circulated through the explored part of the Cerro Prieto geothermal system. This calculated volume of fluid would be increased markedly if brines also exchange their oxygen with a large heating volume of rock prior to entering the known reservoir.

Hydrothermal History

In addition to delineating the reservoir conditions prior to production, stable isotopic analyses may also be used to infer the presence of heating and cooling trends in the reservoir. This is possible because the exchange of oxygen between different phases (minerals) and hydrothermal fluids occur at different rates. Rapidly exchanging minerals will come to equilibrium with the fluid in a relatively short time while more slowly reacting phases will retain a "memory" of previous conditions. These exchange reactions are also temperature dependent, and so isotopic analyses of phases with different "memory" spans can give us a qualitative look at the thermal history.

Figure 7 serves as an example of the effect of grain size in samples from a well showing a long term warming trend. Different mineral size fractions have been analyzed for their isotopic composition. It is believed that the oxygen

exchange reactions of these minerals with the fluid occur at the grain boundaries. Therefore finer grained material will reach equilibrium more rapidly because of its greater surface area:volume ratio.

In the samples from well M-84 (Figure 7) the expected relationship is observed; the finest grained silicate material (<.5μ) suffers the greatest degree of isotopic exchange with the fluid. These fine grained silicates have oxygen isotopic compositions very similar to coexisting, coarser grained calcite, which is extremely reactive. The coarser silicate fractions (.5-2μ and 2-20μ) show progressively less exchange with increasing grain size. Such prograde relationships are typical for the reservoir rocks.

The oxygen isotope data from calcite in well M-114 (Figure 8) however, show anomalous behavior due to a complex history involving a recent cooling episode. Calcites in shales generally exchange their oxygen less readily than those in sandstones (Figure 1B) (Elders et al., 1977, 1979; Olson, 1979) due to their low permeabilities. However, in well M-114 there is an inversion of the shale data (open circles) and the sandstone data (filled circles) at depths from 950 m to 1250 m. We infer that this portion of the well has undergone recent cooling from a previous higher temperature recorded in the more slowly equilibrating shales. As actual isotope exchange rates for these phases are poorly constrained, as yet, no quantitative time scale can be calculated from these isotopic variations.

Conclusions

Light stable isotope analyses of reservoir fluids and rock samples from geothermal wells are very useful tools for determining the size, shape, temperature distribution and flow patterns within a geothermal circulation system. In addition, such analyses provide information on the fluid throughput and thermal history of the system. These constraints are necessary input to any coherent model for heat and mass transfer through such a geothermal system in its pre-production state.

Acknowledgements

The research discussed in this paper was supported by DOE/LBL contract no. 7100410. Much of the work would have been impossible without the help of colleagues from CFE, LBL and here at UCR. In particular I would like to acknowledge L. Armstrong, C. Mount and C. Randall for performing many of the isotopic analyses; L. Jankov for the drafting and L. Lovell for the typing. All members of the geothermal research group at UCR are due credit for their helpful discussions.

This is report no. 81/9 of the Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Riverside.

References

Clayton, R. N., L. J. P. Muffler and D. E. White, 1968, Oxygen isotope study of calcite and silicates of the River Ranch No. 1 well, Salton Sea geothermal field, California: Amer. Jour. Sci., 266, p. 968-979.

de la Peña L., A., I. Puente C. and S. Diaz C., 1981, Geologic model of the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 29-56.

Elders, W. A., E. Olson, J. R. Hoagland, C. Barker, P. Johnson and P. Collier, 1977, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of wells M48, M84, M90, M91 and Prian No. 1: Final report to the Dept. of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, 153 p.

Elders, W. A., J. R. Hoagland, E. R. Olson, S. D. McDowell and P. Collier, 1978, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of twenty-three wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Final report to the Dept. of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, 264 p.

Elders, W. A., J. R. Hoagland and A. E. Williams, 1980, Hydrothermal alteration as an indicator of temperature and flow regime in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California: Transactions, Geothermal Resources Council, 4, p. 121-125.

Elders, W. A., J. R. Hoagland and A. E. Williams, 1980, The distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico: Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, p. 57-69.

Elders, W. A., A. E. Williams and J. R. Hoagland, 1981, An integrated model for the natural flow regime in the Cerro Prieto hydrothermal system, B.C., Mexico, based upon petrological and isotope geochemical criteria: Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field (this volume).

Friedman, I., and J. R. O'Neil, 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, chapt. KK: in Data of Geochemistry, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK.

Haas, J. H., Jr., 1971, The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure: Econ. Geol., 66, p. 940-946.

Mercado G., S., 1976, Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1, p. 492-494.

Olson, E. R., 1979, Oxygen and carbon isotope studies of calcite from the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Geothermics, 8, 7 p. 245-251.

Truesdell, A. H., R. O. Rye, F. J. Pearson, Jr., E. R. Olson, N. L. Nehring, M. A. Huebner and T. B. Coplen, 1979, Preliminary isotopic studies of fluids from the Cerro Prieto geothermal field: in Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 95-99.

Truesdell, A. H., J. M. Thompson, T. B. Coplen, N. L. Nehring, and C. J. Janik, 1981, The origin of the Cerro Prieto geothermal brine: in Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 224-234.

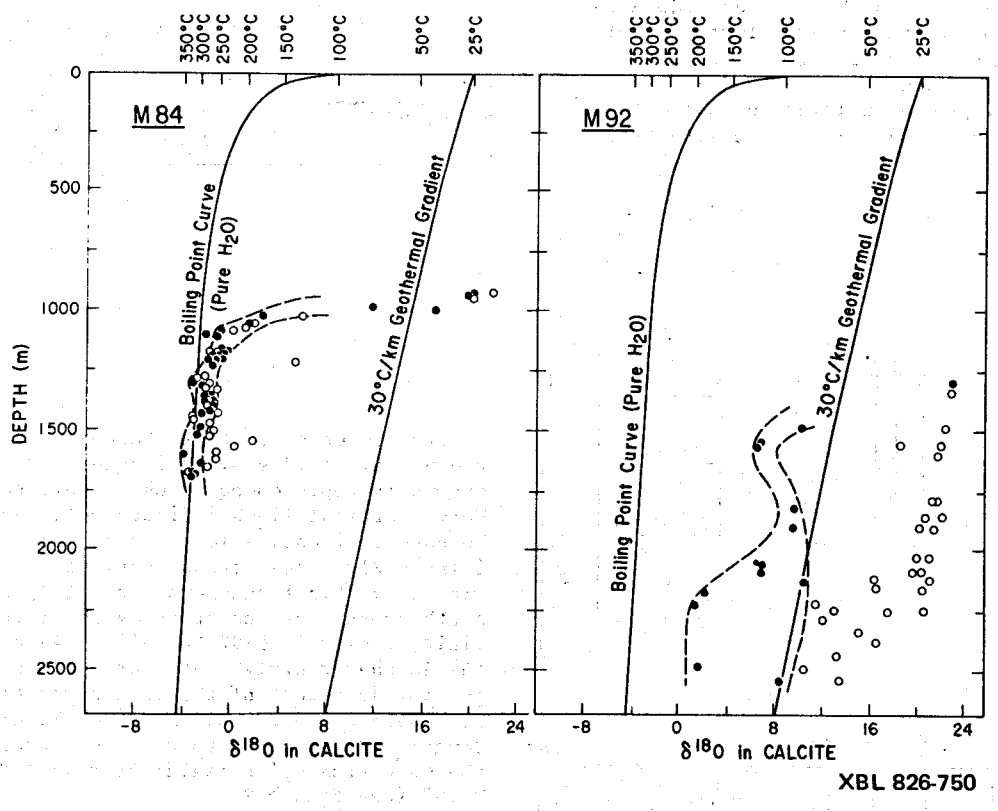
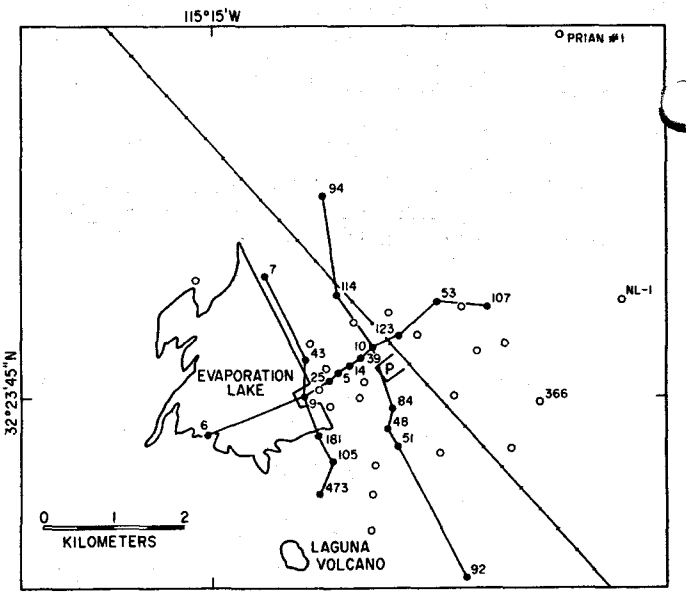


Figure 1. $\delta^{18}O$ vs. depth plots for wells M-84 (1A) and M-92 (1B). Data shown are for calcites in sandstones (solid symbols) and calcites in shales (open symbols) and are given as $\delta^{18}O$ relative to SMOW. Temperatures (upper scale) have been calculated using the equation for equilibrium oxygen isotope partitioning between calcite and water (Friedman and O'Neil, 1977) assuming a value for $\delta^{18}O$ of water to be -8.3 °/oo (Olson, 1979). An approximate depth-temperature relation for the boiling of pure water (Haas, 1971) and a 30°C/km geothermal gradient have been included for reference.

Figura 1. Gráficos de $\delta^{18}O$ vs. profundidad para los pozos M-84 (1A) y M-92 (1B). Los datos corresponden a calcitas en areniscas (puntos llenos) y a calcitas en lutitas (puntos abiertos), y están dados en $\delta^{18}O$ relativos a SMOW. Las temperaturas (escala superior) se calcularon utilizando la ecuación para la particion de equilibrio de isótopos de oxígeno entre calcita y agua (Friedman y O'Neil, 1977), suponiendo que el valor de $\delta^{18}O$ para el agua es -8.3°/oo (Olson, 1979). Como referencia se incluye una relación aproximada entre profundidad y temperatura para la ebullición del agua (Haas, 1971) y un gradiente geotérmico de 30°C/km.

Figure 2. Location map of the Cerro Prieto geothermal field showing locations of some of the wells from which stable isotopic data have been acquired (open and filled circles). The rectangle labeled "P" represents the location of the power plant and the hashed line represents the railroad. Numbered, filled circles connected by solid lines indicate wells which will be seen on cross sections (Figures 3A, 3B, and 3C of this paper).

Figura 2. Mapa del campo geotérmico de Cerro Prieto indicando la localización de algunos de los pozos de los que se obtuvieron datos de isótopos estables (círculos abiertos y llenos). El rectángulo indicado con una "P" corresponde a la localización de la planta geotermoeléctrica y la línea recta indica el ferrocarril. Los círculos llenos y numerados, unidos por medio de líneas, indican los pozos que se incluyen en los cortes transversales (Figuras 3A, 3B y 3C de este trabajo).



XBL 826-743

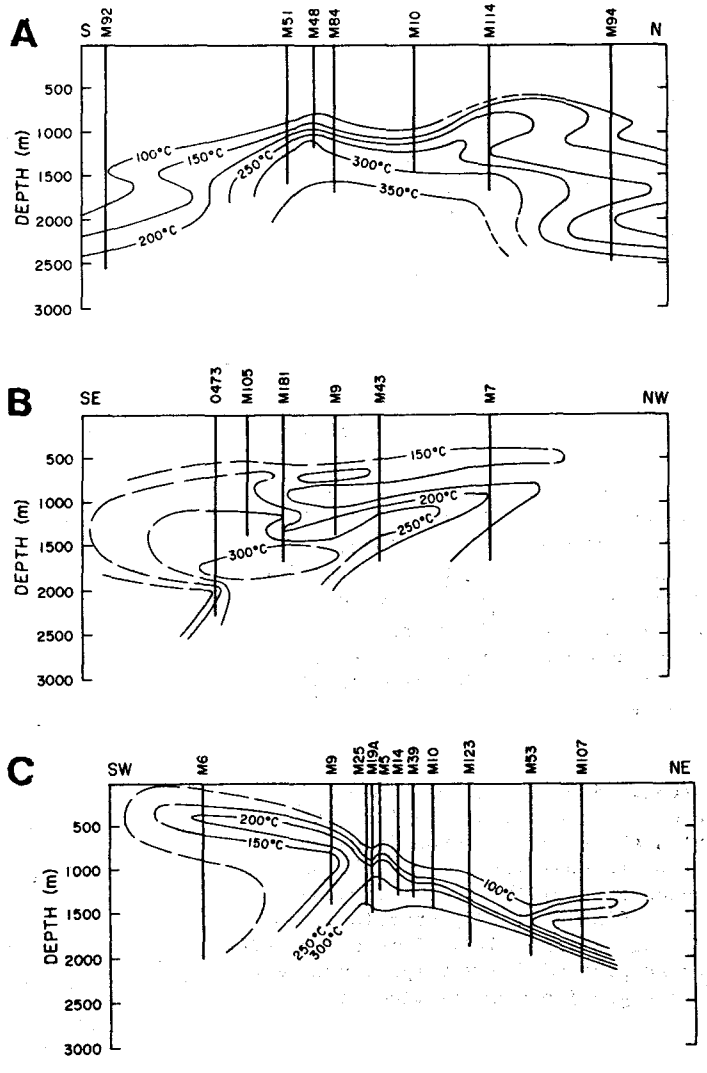


Figure 3. Cross sections through the Cerro Prieto geothermal field showing isotherms inferred from oxygen isotopic compositons of calcite in sandstones. Heavy vertical lines indicate wells and numbers can be used to identify location on the index map (Figure 2). These cross sections have been drawn without vertical exaggeration. (A) Roughly south-north cross sections crossing the main production field; from well M-92 to well M-94 on Figure 2. (B) Another roughly south-north cross section passing just west of the main production field; from well 0-473 to well M-7 (see Figure 2). (C) A roughly southwest-northeast cross section crossing the main production field; from well M-6 to well M-107 (see Figure 2).

Figura 3. Cortes transversales del campo geotérmico de Cerro Prieto mostrando las isotermas inferidas a partir de las composiciones isotópicas de las calcitas en areniscas. Las líneas verticales indican pozos, y los números pueden utilizarse para identificar su localización en la mapa índice (Figura 2). Estos cortes han sido dibujados sin exageración vertical. (A) Corte aproximadamente norte-sur cruzando el campo principal de producción; del pozo M-92 al M-94 en la Figura 2. (B) Otro corte aproximadamente norte-sur pasando apenas al oeste del campo principal de producción, del pozo 0-473 al M-7 (ver Figura 2). (C) Corte aproximadamente suroeste-noreste cruzando el campo principal de producción, del pozo M-6 al M-107 (ver Figura 2).

XBL 826-744

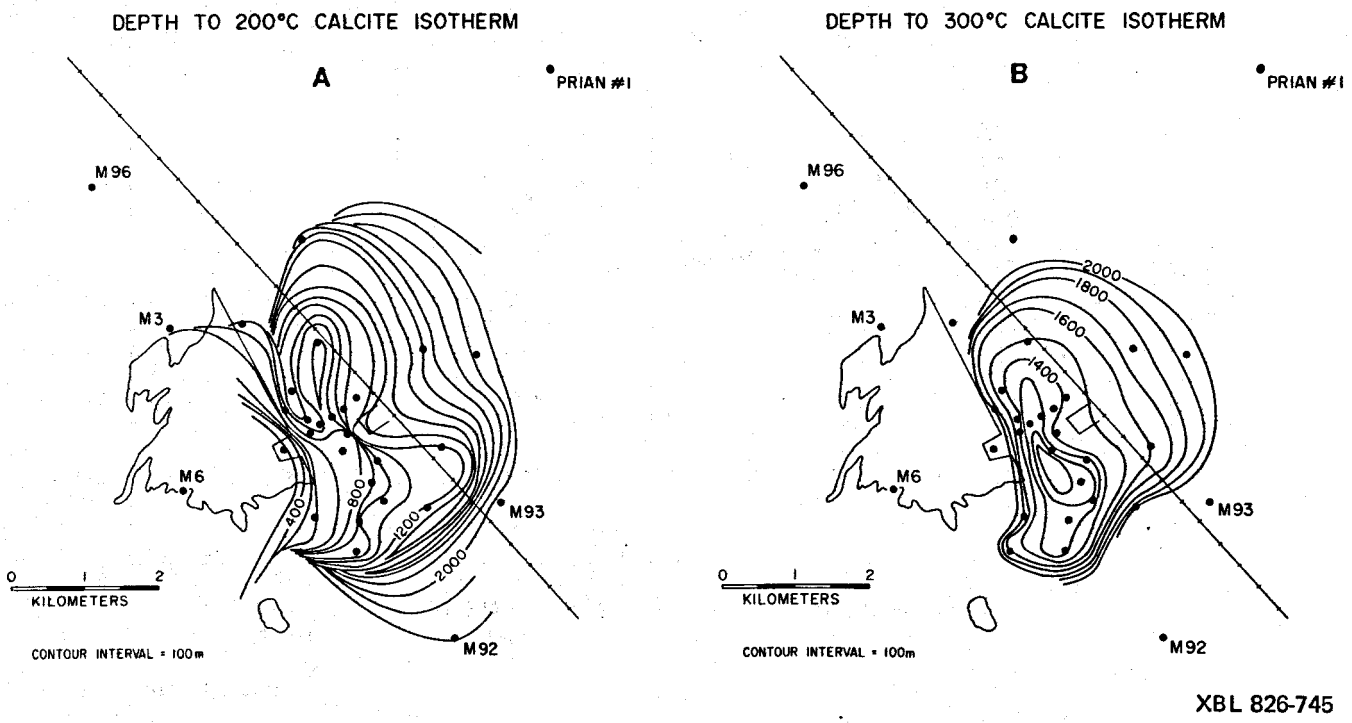
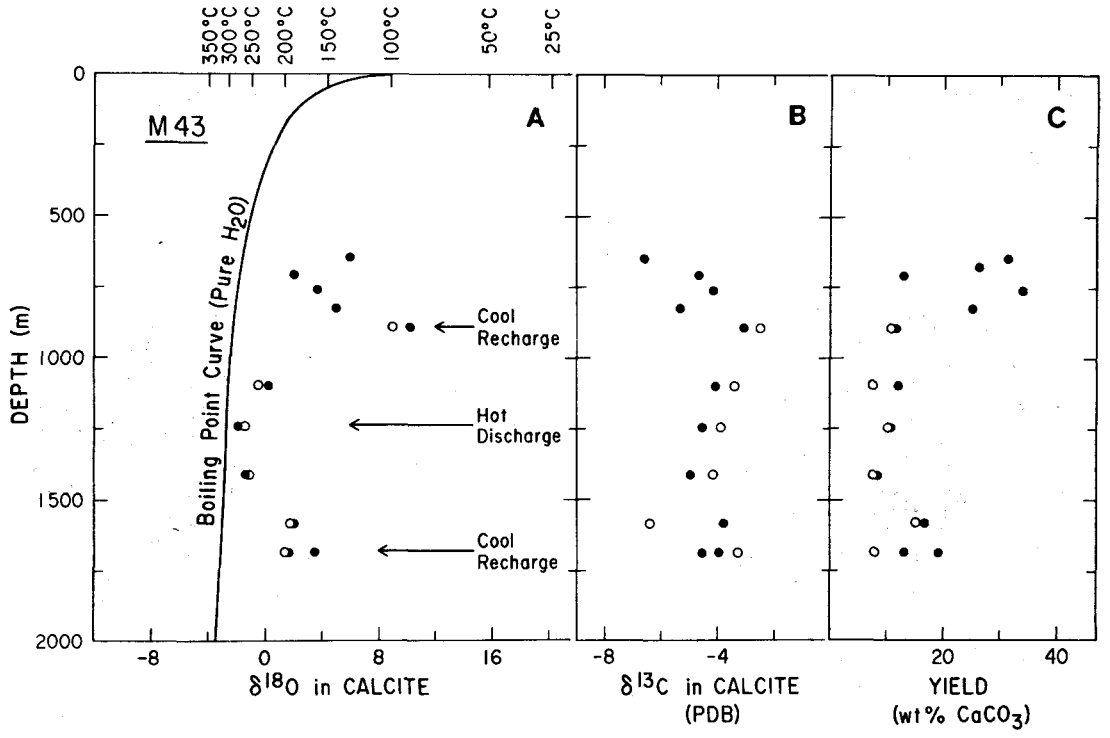


Figure 4. Contour maps indicating the depth (meters) to the 200°C (A) and 300°C (B) isotherms inferred from oxygen isotopic compositions of calcite in sandstones. Filled circles represent wells from which data were used in generating these maps. Several well numbers have been included for reference. In some areas isothermal contours converge or cross due to temperature inversions.

Figura 4. Mapas de contornos indicando la profundidad de las isotermas de 200° C (A), y 300° C (B) inferidas a partir de las composiciones isotópicas del oxígeno de calcitas en areniscas. Círculos llenos representan pozos de los cuales se utilizaron datos para elaborar estos mapas. En algunas areas las isotermas convergen o se cruzan, indicando inversiones de temperatura.



XBL 826-746

Figure 5. Stable isotopic and calcite yield data for samples from well M-43 plotted against their sampling depths. (A) $\delta^{18}O$ of calcite in sandstone (filled circles) and calcite in shale (open circles). Temperature correlation and boiling curve are as described in Figure 1. (B) $\delta^{13}C$ relative to PDB for samples shown in Figure 5A. (C) Calcite content (wt %) of sandstone (filled circles) and shale (open circles) samples shown in Figures 5A and 5B. Calcite yield is calculated from the amount of CO_2 released during reaction with orthophosphoric acid.

Figura 5. Datos sobre isótopos estables y contenido de calcita de muestras del pozo M-43 graficados contra la profundidad del muestreo. (A) $\delta^{18}O$ para calcitas en areniscas (círculos llenos) y calcitas en lutitas (círculos abiertos). Las temperaturas de correlación y la curva de ebullición son iguales a las descritas en la Figura 1. (B) $\delta^{13}C$ relativo al PDB para las muestras indicadas en la Figura 5A. (C) Contenido de calcita (% en peso) en areniscas (círculos llenos) y lutitas (círculos abiertos) para las muestras indicadas en las Figuras 5A y 5B. El contenido de calcita se calculó a partir del CO_2 producido al reaccionar con ácido ortofosfórico.

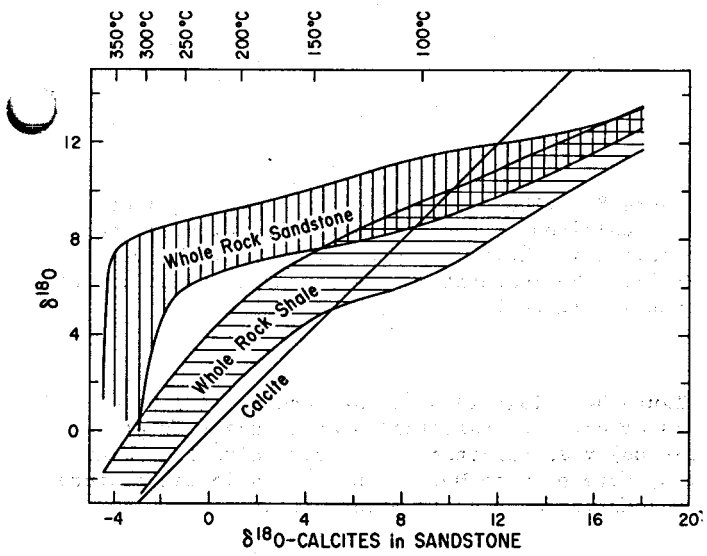


Figure 6. $\delta^{18}O$ of whole-rock vs. $\delta^{18}O$ of calcites in coexisting sandstone for 154 shale and sandstone cuttings samples collected from locations distributed throughout the Cerro Prieto area. The correlation of $\delta^{18}O$ of calcite in sandstone to temperature is the same as that shown in Figure 1.

Both whole-rock sandstones and shales show depletion in ^{18}O at high temperatures. This is due to interaction of isotopic exchange between the rock and the low $\delta^{18}O$ hydrothermal fluid. Unaltered rock samples, presumable indicating original sedimentary whole-rock $\delta^{18}O$ values, are found at low temperatures (high calcite $\delta^{18}O$).

Figura 6. $\delta^{18}O$ para roca entera vs. $\delta^{18}O$ para calcitas en areniscas coexistentes para 154 muestras de recortes de lutitas y areniscas obtenidas en localidades distribuidas por todo el área de Cerro Prieto. La corrrelación de $\delta^{18}O$ para calcitas en areniscas con la temperatura es igual a la dada en la Figura 1. Tanto las areniscas como las lutitas de rocas enteras muestran una reducción en ^{18}O a altas temperaturas. Esto se debe al intercambio isotópico entre la roca y el fluido hidrotermal de bajo $\delta^{18}O$. Muestras de rocas sin alterar, probablemente indicando los valores originales de $\delta^{18}O$ para las rocas sedimentarias enteras, se encuentran a bajas temperatura (calcitas con alto $\delta^{18}O$).

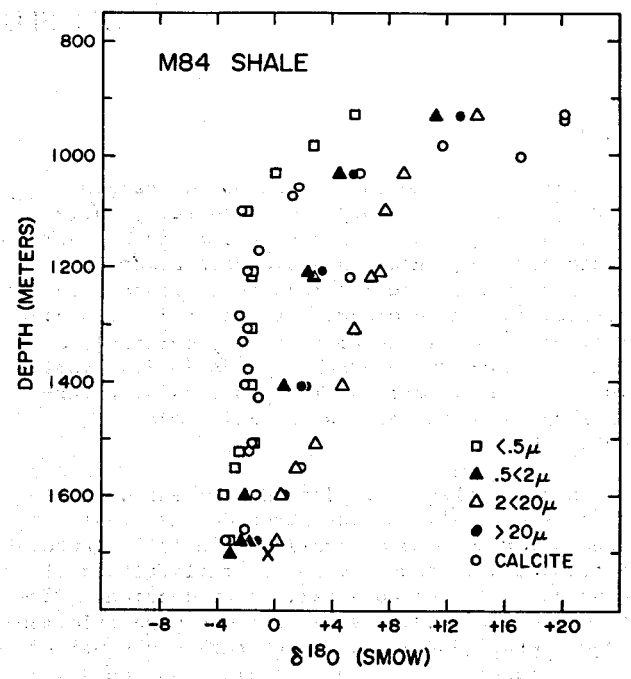


Figure 7. Oxygen isotopic compositions of various components separated from shale samples from well M-84. $\delta^{18}O$ values of calcites as well as four size fractions of silicate material are shown with respect to their depth of sampling in the well. The >20μ silicate size fraction (filled circles) generally gives a good approximation of the whole rock $\delta^{18}O$ of the sample. A single whole-rock analysis (X) has been included in this diagram.

Figura 7. Composiciones isotópicas del oxígeno de varios componentes separados de muestras de lutitas del pozo M-84. Los valores $\delta^{18}O$ para las calcitas y para cuatro granulometrías de materiales silicáticos se indican en función de la profundidad de la muestra en el pozo. La fracción de silicatos de tamaño >20μ (círculos llenos) generalmente da una buena aproximación del $\delta^{18}O$ correspondiente a la roca entera de la muestra. En este diagrama se incluye un solo análisis de roca entera (X).

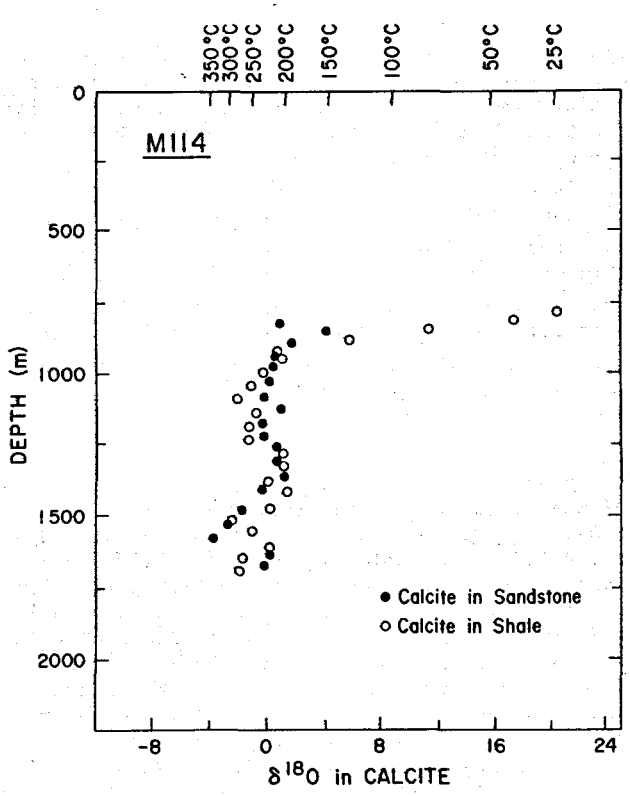


Figure 8. $\delta^{18}O$ vs. depth diagram showing data from calcites in sandstones (filled circles) and calcites in shales (open circles) from the well M-114. The temperature scale used is identical to that in Figure 1.

Figura 8. Diagrama $\delta^{18}O$ vs. profundidad mostrando datos de calcitas en areniscas (círculos llenos) y de calcytas en lutitas (círculos abiertos) para el pozo M-114. La escala de temperatura es idéntica a la de la Figura 1.

INTERCAMBIO DE ISOTOPOS DE OXIGENO EN ROCAS Y MINERALES DEL SISTEMA GEOTERMICO DE CERRO PRIETO: INDICADORES DE LA DISTRIBUCION DE TEMPERATURA Y DEL FLUJO DE FLUIDO

RESUMEN

Las composiciones de isótopos de oxígeno fueron medidas en muestras de recortes y núcleos de más de 40 pozos del campo geotérmico de Cerro Prieto cuyas profundidades alcanzan a más de 3.5 km. Los perfiles de las razones isotópicas versus profundidad dan información sobre la distribución tridimensional de la temperatura y del flujo de fluidos. Estos parámetros también indican variaciones en la historia de los procesos hidrotermales en las diferentes áreas del campo geotérmico.

Los perfiles isotópicos de oxígeno de las calcitas que rellenan los poros de las areniscas parecen dar una medida confiable de la reciente distribución de temperatura de equilibrio en el campo antes de que comenzara la producción. Partiendo de estos datos se elaboró un mapa tridimensional detallado de las temperaturas de equilibrio para el campo geotérmico. La distribución de los gradientes térmicos puede utilizarse para desarrollar un modelo cualitativo de las direcciones de flujo de agua caliente en este sistema convectivo antes de su explotación. En particular, en gran parte del campo, la parte superior del yacimiento geotérmico está indicada por gradientes térmicos extremadamente altos que implican que en aquellas regiones la transferencia vertical de calor es ineficiente. Si no existe una barrera impermeable al flujo, este gradiente alto puedo indicar una componente muy fuerte de flujo horizontal en el yaciemento caliente, debajo de una capa más somera de agua subterránea fría. Los pozos cercanos a los límites del campo geotérmico frecuentemente presentan inversiones de temperatura con la profundidad, indicando también fuertes componentes horizontales de flujo de fluidos en la periferia del sistema de circulación.

Se calculó un balance de masa utilizando la disminución de ^{18}O medida en muestras de rocas enteras ("whole-rock samples") obtenidas de pozos de Cerro Prieto, y el enriquecimiento de ^{18}O inferido de las salmueras geotérmicas. Este cálculo implica una razón volumétrica total agua:roca de alrededor de 3:1 durante la historia del sistema de Cerro Prieto.

Paleotemperaturas que difieren del régimen térmico actual se estudiaron mediante el examen de

sistemas de minerales coexistentes que han intercambiado sus oxígenos con las salmueras geotérmicas a diferentes velocidades. Eventos de muy corta duración están registrados por sistemas que intercambian sus oxígenos más lentamente, tales como silicatos y calcitas en lutitas relativamente impermeables. En algunas áreas cercanas a los límites del campo se observan historias térmicas retrogradas. En estas zonas limítrofes, el fuerte flujo horizontal puede producir efectos de calentamiento o enfriamiento de corta duración al cambiar levemente la velocidad o dirección de flujo del fluido hidrotermal.

INTRODUCCION

Los estudios de intercambio y partición de isótopos de oxígeno y carbono entre minerales y fluidos geotérmicos pueden dar una idea sobre las interacciones agua-roca dentro de un campo geotérmico. En los minerales, las razones isotópicas resultantes ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) indican tanto el grado de reacción como la temperatura a la cual ocurrió la reacción (Clayton et al., 1968).

Muestras de recortes del subsuelo de más de 40 pozos de Cerro Prieto fueron analizadas para determinar la sistemática de los isótopos de oxígeno y carbono en calcita y silicatos del sistema geotérmico. Hemos utilizado estos datos para estudiar la interacción agua-roca dentro del campo. En particular, utilizamos estos datos isotópicos para determinar:

(1) La distribución de temperatura en el yacimiento antes de su explotación, y el tamaño y la forma del yacimiento perforado hasta el momento;
(2) La dirección local del flujo de fluidos (recarga y descarga);
(3) El promedio de la razón agua/roca en el campo;
(4) La historia de los cambios locales de temperatura en el campo.

INDICADORES ISOTOPICOS DE TEMPERATURA

La composición isotópica del oxígeno de las salmueras geotérmicas del sistema de Cerro Prieto presenta pocas variaciones, con valores de $\delta^{18}O$ de aproximadamente $-8.3^{o}/oo$ (SMOW) en todo el campo (Elders et al., 1977, 1978; Olson, 1979; Truesdell et al., 1979, 1981). Debido a esta uniformidad en la composición isotópica de los fluidos, los valores $\delta^{18}O$ de los minerales hidrotermales se pueden relacionar directamente con las temperaturas teóricas de equilibrio isotópico. Se hizo una correlación entre el $\delta^{18}O$ de la calcita y la temperatura empleando la ecuación para la partición isotópica de equilibrio entre calcita y agua (Friedman y O'Neil, 1977), usando $-8.3^{o}/oo$ para el fluido hidrotermal (Olson, 1979).

En las Figuras 1A y 1B se muestran las variaciones con la profundidad de las razones isotópicas del oxígeno en calcitas de areniscas en los pozos M-84 y M-92 respectivamente. La dispersión en este tipo de diagrama puede tener varios orígenes. Quizás los dos factores más importantes son las variaciones locales o de corto plazo en la composición isotópica del fluido, y la falta de equilibrio entre el mineral y el fluido.

El equilibrio mineral-fluido se alcanzará más rapidamente en rocas que tienen una abundante cantidad de fluido (alta permeabilidad), y minerales que facilmente pueden intercambiar sus oxígenos con el fluido. La calcita en poros de areniscas permeables casi siempre reune estos dos criterios. Estudio anteriores (Elders et al., 1977, 1978; Olson, 1979) han demostrado que el $\delta^{18}O$ de calcitas en areniscas da la mejor indicación sobre el perfil de temperaturas de equilibrio en cada pozo. Otros minerales y tipos de rocas menos permeables no se encuentran frecuentemente en equilibrio con el fluido hidrotermal.

Hay que hacer notar que el intercambio de isótopos de oxígeno es demasiado lento para ser afectado por las operaciones de perforación. La mezcla de fluidos en el pozo durante la perforación y producción causa, sin embargo, variaciones en los perfiles de temperaturas medidos en los pozos. Estos efectos de mezcla pueden enmascarar o alterar los finos detalles de los perfiles de temperatura cuando hay inversiones de temperatura dentro del yacimiento.

El perfil isotópico del pozo M-84 (Figura 1A) es típico de pozos de la parte central del área de producción del campo geotérmico. En pozos de esta área, las calcitas de areniscas tienen valores de $\delta^{18}O$ que implican una zona angosta con un gradiente térmico alto. Esta zona señala el límite superior del yacimiento geotérmico, y generalmente correlaciona bien con el comienzo de la consolidación de los sedimentos (horizonte A-B de de la Peña et al., 1981). En este tipo de pozo las temperaturas dentro del yacimiento generalmente parecen estar limitadas por el punto de ebullición del fluido, tal como se observa en el Figura 1A.

Por otro lado, un pozo en el límite del yacimiento geotérmico (M-92, Figura 1B) no presenta aumentos abruptos de temperatura, pero tiene un gradiente térmico más uniforme, con temperaturas mayores que las correspondientes al gradiente geotérmico continental normal. En este pozo, el perfil de temperatura en ninguna parte está determinado por la relación de ebullición; en cambio parece indicar un flujo horizontal hacia adentro y hacia afuera del yacimiento. Esto está sugerido por las inversiones de temperatura observadas entre 1500 y 1750 m de profundidad. Debe señalarse que en este mismo pozo, las calcitas de muestras de lutitas están muy fuera de equilibrio con las calcitas de las areniscas, y posiblemente también con el fluido del yacimiento. Este es un efecto de la razón aqua:roca, localmente baja, de la lenta reacción entre la salmuera hidrotermal, y la lutita relativamente impermeable, y del corto período de calentamiento (Elders et al., 1977, 1978; Olson, 1979).

DISTRIBUCION DE TEMPERATURAS

Similares perfiles de temperaturas basados en isótopos de calcita en areniscas ilustran la distribución tridimensional de las temperaturas estables en el yacimiento antes de que comenzara

su explotación. Las isotermas basadas en isótopos se muestran en las Figuras 3A, 3B y 3C para las secciones transversales del campo indicadas en la Figura 2. En las Figuras 4A y 4B los mismos datos se presentan en planta como curvas de igual profundidad correspondientes, respectivamente, a las superficies isotérmicas de 200° y 300° C.

En las secciones de rumbo aproximadamente norte-sur, la distribución de temperaturas parece bastante simétrica. Varía de un domo térmico amplio y simétrico (Figura 3A), a una forma semejante a un hongo en la sección más occidental (Figura 3B). La razón de este cambio de forma se puede ver facilmente en la evidente asimetría este-oeste indicada en las Figuras 3C y 4A.

El penacho térmico somero de rumbo sudoeste, indicado en las Figuras 3C y 4A, correlaciona bien con la estructura térmica dada por Mercado (1976).

La forma tridimensional de la anomalía térmica de Cerro Prieto puede describirse mejor como un domo asimétrico (aproximadamente con una forma de cuña) con límites empinados hacia el noroeste, oeste y sudeste (Figura 4B). La anomalía se hace gradualmente más profunda hacia el noreste. Un penacho de ague caliente (<250°C) parece descargar en un accuífero somero approximadamente horizontal, y fluye hacia afuera en dirección sudoeste (Figuras 3C y 4A). Este penacho yace sobre una zona de agua fría, la que, en pequeña escala, se intercala con la descarga caliente (Figura 3B y 3C).

DIRECCION DEL FLUJO DE FLUIDO

En muchos puntos del sistema de circulación hidrotermal es posible inferir la dirección del flujo de fluido directamente de la forma de las isotermas. Se puede inferir que los penachos de agua caliente salen del yacimiento (Figura 3C), mientras que la intercalación en pequeña escala de fluidos fríos y calientes (Figura 3B) sólo puede lograrse mediante un flujo horizontal (en una dirección aproximadamente perpendicular al corte transversal). Si no existe una capa sello impermeable, los altos gradientes de temperatura, tal como los que se encuentran en el límite superior del yacimiento (Figura 1A), pueden explicarse con una fuerte componente horizontal de flujo laminar de fluidos del yacimiento, debajo de una capa somera de ague fría.

Además de los datos de isótopos de oxígeno, las razones isotópicas del carbono y el contenido de calcita en las areniscas se pueden utilizar como indicios de la dirección del flujo de fluidos. En la Figura 5 se ilustra el comportamiento típico de estos parámetros utilizando datos del pozo M-43. Dentro del yacimiento (en el pozo M-43 debajo de 1000 m de porfundidad) los datos isotópicos de oxígeno y carbono presentan tendencias similares: tanto el $\delta^{18}O$ como el $\delta^{13}C$ disminuyen al aumentar la temperatura. La concentración de calcita en muestras de areniscas, determinada a partir del CO_2 producido al tratarlas con ácido, tambien tiende a ser menor al aumentar la temperatura. Esta tendencia implica la precipitación de calcita en zonas de baja temperatura y/o descarbonatación o disolución de calcita en áreas de alta temperatura. En el caso del pozo M-43, el mecanismo inferido es la precipitación de calcita debido a la disminución de la solubilidad de $CaCO_3$ al calentarse el agua fría de recarga, cuando penetra en la roca caliente del yacimiento. En el M-43, a profundidades someras (900 m), un gran aumento en el contenido de calcita parece estar correlacionado con una zona de bajo $\delta^{13}C$. Esta característica se observa en muchos pozos y parece ocurrir en la superficie de contacto entre la capa somera de agua subterránea fría, rica en carbono, y el tope de la salmuera geotérmica caliente.

La información sobre la dirección del flujo de fluido obtenida usando estos criterios concuerda bien con la distribución observada de zonas de minerales hidrotermales (Elders et al., 1980a, 1980b), y contribuye al modelado del flujo natural de fluidos en el sistema de Cerro Prieto (Elders et al., 1981).

RAZON FLUIDO-ROCA

Se realizaron análisis isotópicos de oxígeno en más de 150 muestras de rocas enteras del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto (Figura 6). Estos suministraron información sobre la cantidad total de oxígeno que las rocas han intercambiado con el fluido hidrotermal. Durante este intercambio de oxígeno las rocas perdieron progresivamente ^{18}O mientras que los fluidos se enriquecieron proporcionalmente en este isótopo. Se puede pensar en este proceso en téminos de un simple balance de masa, ya que todos los átomos de oxígeno perdidos por la roca deben ser aceptados por el fluido, y viceversa.

Las tendencias en la pérdida de ^{18}O indicadas en la Figura 6 muestran que cuando se consideran rocas enteras, la lutita es mucho más susceptible a intercambios isotópicos que la arenisca. Esto se explica facilmente por el tamaño de grano muy fino y la naturaleza reactiva de los filosilicatos que predominan en las lutitas. Las areniscas requieren por lo menos 100°C más de temperatura para permitir el mismo grado de intercambio de oxígeno que se observó en las lutitas. Por esta razón, la reducción de ^{18}O en las rocas del yacimiento depende mucho del tipo de roca y de la distribución de temperatura. A fin de calcular la reducción promedio de ^{18}O en un yacimiento usando datos de rocas enteras (Figura 6) es necesario hacer suposiciones sobre la razón promedio arena:lutita, y sobre la temperatura promedio. En los cálculos presentados aquí se supuso que el muestreo de silicatos en rocas enteras es representativo del yacimiento promedio a profundidad. El valor promedio de $\delta^{18}O$ es + 5°/oo (SMOW) para todas las muestras enteras de rocas con temperaturas basadas en isótopos de calcita mayores de 200°C (Figura 6) mientras que el promedio de $\delta^{18}O$ para valores sedimentarios originales es + 13°/oo (inferido de datos de muestras sin alterar de baja temperatura [Figura 6]).

Este valor de la reducción isotópica del oxígeno de 8°/oo es aproximado, válido solamente para el yacimiento explorado; la inclusión de rocas situadas debajo del nivel actual de exploración probablemente aumentaría la razón

agua:roca calculada debido al aumento del volumen relativo de rocas con major temperatura. La razón agua:roca calculada aumentaría también si la razón arena:lutita que se suposo aquí fuera a disminuir significativamente.

El desplazamiento $\delta^{18}O$ en los fluidos geotérmicos debido a la reducción de ^{18}O en la roca del yacimiento es otro parámetro crítico en el cálculo de la razón agua-roca. El enriquecimiento de 3°/oo en ^{18}O seleccionado para nuestros cálculos fue inferido de análisis isotópicos de aguas superficiales y del yacimiento, presentados por Truesdell et al., 1979.

$$\frac{\text{Agua}}{\text{Roca}} = \frac{\text{Despalzamiento } ^{18}O \text{ en la roca}}{\text{Desplazamiento } ^{18}O \text{ en el fluido}} \times \frac{\text{\% en peso de oxígeno en la roca}}{\text{\% en peso de oxígeno en el fluido}} = \frac{8 \times 45\%}{3 \times 90\%}$$

= 1.3:1 razón másica

= 3:1 razón volumétrica (suponiendo una densidad global de la roca de 2.3 g/cm^3 y una densidad del agua fría de 1 g/cm^3)

En una evaluación más reciente (Truesdell et al., 1981) se discurre que el desplazamiento $\delta^{18}O$ en el fluido puedo alcanzar hasta 4.7°/oo. El uso de este valor disminuiría la razón volumétrica agua:roca calculada a 2:1.

Si para simplificar se supone que todos los intercambios isotópicos observados (en fluidos y rocas) ocurren dentro del volumen conocido del yacimiento, se puede calcular el fluido total que circuló a través del sistema geotérmico. Ya que el volumen del yacimiento explorado hasta ahora mediante perforaciones es de unos 12 km^3 (calculado a partir de las Figuras 3A, 3C y 4) la razón volumétrica 3:1 requiere que un mínimo de 36 km^3 de agua fría haya sido calentado y circulado a través de la parte explorada del sistema geotérmico de Cerro Prieto. Este volumen calculado de fluidos aumentaría apreciablemente si las salmueras, antes de entrar al yacimiento conocido, intercambiaran también sus oxígenos con un gran volumen de roca que produzca calor.

HISTORIA HIDROTERMAL

Además de delinear las condiciones del yacimiento antes de comenzar la producción, los análisis de isópos estables pueden también ser usados para inferir si el yacimiento está tendiendo a enfriarse o calentarse. Esto es posible debido a que el intercambio de oxígeno entre diferentes fases (minerales) y fluidos hidrotermales ocurre a diferentes velocidades. Los minerales que intercambian rapidamente se equilibran con el fluido en un período relativamente corto, mientras que las fases que reaccionan lentamente "recuerdan" las condiciones anteriores. Estas reacciones de intercambio también dependen de la temperatura; por lo tanto, los análisis isotópicos de fases con diferentes "períodos de memoria" pueden dar una idea cualitativa de la historia térmica.

La Figura 7 sirve como ejemplo del efecto del tamaño de grano en las muestras de un pozo que presenta un largo período de calentamiento. Las diferentes fracciones de grano de los minerales fueron analizadas a fin de determinar sus composiciones isotópicas. Se cree que las reacciones de intercambio de oxígeno entre estos minerales y el fluido ocurren en la superficie de contacto entre los granos. Por lo tanto un material de grano más fino alcanzará equilibrio mucho más rapidamente debido a su razón superficie:volumen mayor.

En las muestras del pozo M-84 (Figura 7) se observa la relación esperada; los materiales silicáticos de grano más fino (<0.5μ) presentan el mayor grado de intercambio isotópico con el fluido. Estos silicatos de grano fino tienen composiciones isotópicas de oxígeno muy similares a las de calcitas coexistentes de grano mayor, las que son extremadamente reactivas. Las fracciones más gruesas de los silicatos (.5 - 2μ y 2 -20μ) muestran progresivamente menor intercambio al aumentar el tamaño de grano. Estas relaciones progradadas son típicas para las rocas del yacimiento.

Los datos isotópicos del oxígeno para la calcita en el pozo M-114 (Figura 8) muestran, sin embrargo, un comportamiento anómalo debido a una historia térmica compleja relacionada con un reciente episodio de enfriamiento. Las calcitas de las lutitas generalmente intercambian sus oxígenos menos rapidamente que las de las areniscas (Figura 1B) (Elders et al., 1977, 1979; Olson, 1979) debido a sus bajas permeabilidades. Sin embargo, en el pozo M-114 entre 950 y 1250 m de profundidad, hay una inversión en los datos de las lutitas (círculos abiertos) y de las areniscas (círculos llenos). Inferimos que esta parte del pozo ha sufrido un reciente enfriamiento; las lutitas que se equilibran más lentamente registraron una temperatura anterior mayor. Ya que para estas fases las velocidades reales de intercambio esotópico son poco conocidas, aún no se puede calcular cuantitativamente la escala temporal de estas variaciones isotópicas.

CONCLUSIONES

Los análisis de isótopos livianos estables de fluidos del yacimiento y de muestras de rocas de pozos geotérmicos son herramientas muy útiles para determinar el tamaño, la forma, la distribución de temperatura, y el patrón del flujo de un sistema de circulación geotérmico. Estos análisis además dan información sobre la cantidad de fluido que circuló a través de un sistema geotérmico antes de que comenzara su explotación.

AGRADECIMIENTOS

La investigación presentada en este trabajo fue auspiciada por el DOE/LBL bajo contrato No. 7100410. Gran parte de este estudio no hubiera

sido posible sin la ayuda de los colegas de CFE, LBL y UCR. En particular quisieramos agradecer a L. Armstrong, C. Mount y C. Randall por realizar los análisis isotópicos, a L. Janik por la elaboración de los dibujos y a L. Lovell por mecanografiar el trabajo. Se da credito a todos los miembros del grupo geotérmico de UCR por las provechosas discusiones.

Esta es el informe 81/9 del Institute of Geophysics and Planetary Physics de la Universidad de California, Riverside.