

THE ORIGIN OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL BRINE

A. H. Truesdell*, J. M. Thompson*, T. B. Coplen**,
N. L. Nehring*, and C. J. Janik* U. S. Geological Survey,
*Menlo Park, California, **Reston, Virginia

ABSTRACT

The Cerro Prieto geothermal brine is suggested to have originated from mixing of Colorado River water with sea water evaporated to about six times its normal salinity. This mixture circulated deeply and was heated by magmatic processes. During deep circulation Li, K, Ca, B, SiO₂, and rare alkalis were transferred from rock minerals to the water and Mg, SO₄, and a minor quantity of Na were transferred to the rock. Similar alteration of sea water salt chemistry has been observed in coastal geothermal systems and produced in laboratory experiments. After heating and alteration the brine was further diluted to its present compositions. Oxygen isotopes in the fluid are in equilibrium with reservoir calcite and have been affected by exploitation-induced boiling and dilution.

INTRODUCTION

Previous geochemical studies of Cerro Prieto have primarily presented data^{26/36/51/54} or have emphasized geothermometry^{15/30/37}; reservoir mechanisms^{27/29/31/50/52}; or rock metamorphism^{10/12/21/38/41}. Only a few papers have considered the origin of the water^{4/51} or salts⁴² of the Cerro Prieto brine. In this paper we discuss the origin of both water and salt in the brine and the processes that have contributed to its present composition.

In tracing the origins of the water and salts of the Cerro Prieto brine, the conservative substances, deuterium, chloride, and bromide are especially important because their concentrations are not significantly affected by high temperature interactions with ordinary rocks and, unless boiling or mixing occur, are unchanged during deep hydrothermal circulation. If more than two waters mix and particularly if more than one saline water is involved, these tracers may not be sufficient to characterize fluid origins; but as we shall see, the situation at Cerro Prieto is not so complicated. To use deuterium, chloride, and bromide as tracers we must know their concentrations in the aquifer fluid and in each of the possible sources.

COMPOSITION OF THE AQUIFER FLUID

Well characterized samples of aquifer fluid from high temperature, hot water geothermal systems can be collected from water-steam separators during production, or with downhole sampling equipment in shut-in wells. All samples in this study have been collected from production separators because high temperature downhole samplers were not available. The composition of the total discharge from a well can be calculated from analyses and flow measurements of separated steam and water. However, if the discharge contains excess steam, the composition of the total discharge will not represent that of the aquifer fluid. Therefore, we have based our

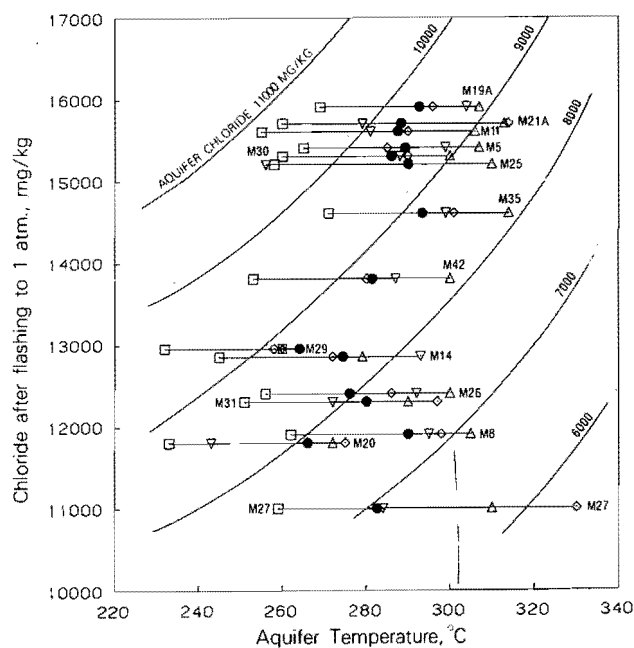


Figure 1. Cerro Prieto aquifer temperatures and chloride concentrations and chloride concentrations of well discharges after flashing to one atmosphere for April-May 1977. Aquifer temperatures indicated are silica geothermometer (□), Na-K-Ca geothermometer (●), Na/K geothermometer (Δ), enthalpy (◊), and downhole measured (▽).

TABLE 1. AQUIFER TEMPERATURE, CHLORIDE, DEUTERIUM AND OXYGEN-18
FOR CERRO PRIETO WELL WATERS IN 1977.

Well	Temperature, °C			Psep, bars abs.	Chloride, mg/l		δD^f		$\delta^{18}O^g$	
	Na-K-Ca	enthalpy ^a	downhole ^b		flashed ^c cooled ^d	aquifer ^e	steam brine	aquifer	steam brine	aquifer
M-5	289	285	299	6.72	15250 12900	9370	-100.5 -93.5	-95.5	-10.36 -7.52	-8.34
M-8	290	298	295 ^h	7.28	11900 10800	7550	-102.0 -94.5	-96.6	-11.35 -8.58	-9.36
M-11	288	290	281	7.21	12950 12800	9480	-99.5 -91.8	-93.9	-10.41 -7.50	-8.30
M-14	274	272	293	7.21	12950 10800	8310	-101.5 -95.5	-96.9	11.39 -8.59	-9.23
M-19A	293	296	304	7.55	16080 13800	9780	-- -92.5	-94.5	-10.38 -7.47	-8.33
M-20	266	275	243	6.90	11800 10100	7890	-102.5 -95.5	-97.0	-11.60 -8.89	-9.48
M-21A	288	314	279	7.90	15700 13300	9680	-101.5 -94.0	-96.1	-10.34 -7.58	-8.36
M-25	290	290	256	7.21	15200 13100	9390	-100.5 -93.0	-95.1	-10.36 -7.52	-8.33
M-26	276	286	292	7.86	12400 10500	7980	-103.3 -97.0	-98.5	-12.01 -9.27	-9.95
M-27	283	330	284	7.72	11000 9950	7160	-102.2 -96.0	-97.6	-11.78 -8.97	-9.70
M-29	264	258	260	7.46	12900 11300	8800	-101.1 -95.0	-96.3	-11.36 -8.45	-9.10
M-30	286	290	288	7.76	15200 13600	9705	-100.0 -93.5	-95.3	-10.74 7.86	-8.65
M-31	280	297	272	7.41	12300 9860	7600	-102.0 -96.5	-97.9	-11.49 -8.61	-9.37
M-35	293	301	299	8.03	14600 12100	8740	-100.5 -93.0	-95.2	-10.75 -8.04	-8.85
M-42	281	280	287	7.62	13800 11000	8470	-100.0 --	-94.8	-10.82 -8.05	-8.78

a. Temperature of steam saturated water at the measured enthalpy.

b. Measured in 1976-1977 except as noted. Data from Eng. F. J. Bermejo M.

c. Water from production separator flashed to one atmosphere. Averaged 1976-1977 analyses by M. E. Jiménez S., A. Sánchez A. and J. J. Fausto L., CFE.

d. Water from production separator cooled without steam loss. April-May 1977 analyses by J. M. Thompson, USGS with supplementary data from CFE.

e. Averages of calculations from cooled and flashed samples using water/steam ratios from Na-K-Ca temperatures.

f. April-May 1977 analyses by T. B. Coplen, and R. O. Rye, USGS, of separated water and steam cooled conductively. In permil (SMOW).

g. Analyses by E. A. Olson, U. C. Riverside, and T. B. Coplen, USGS. In permil (SMOW).

h. 1973 measurement.

calculations on aquifer temperatures determined by application of the Na-K-Ca geothermometer to analyses of separated waters. Although near-well zones at Cerro Prieto are cooled by local boiling, this geothermometer apparently provides true aquifer temperatures because cations in saline waters reequilibrate slowly in response to temperature changes.⁴⁸ Other methods of measuring aquifer temperatures are less useful for our purpose. Silica reequilibrates rapidly and indicates near-well temperatures; downhole measurements may also indicate near-well temperatures and are usually not made frequently enough to represent accurately aquifer conditions at the time of sampling; temperatures calculated from steam and water flows are not accurate if excess steam is present; and Na/K geothermometers calibrated with waters of lower Ca content are not accurate at Cerro Prieto. Mid-1977 temperatures in the Cerro Prieto production aquifer indicated by these different methods are compared in Figure 1.

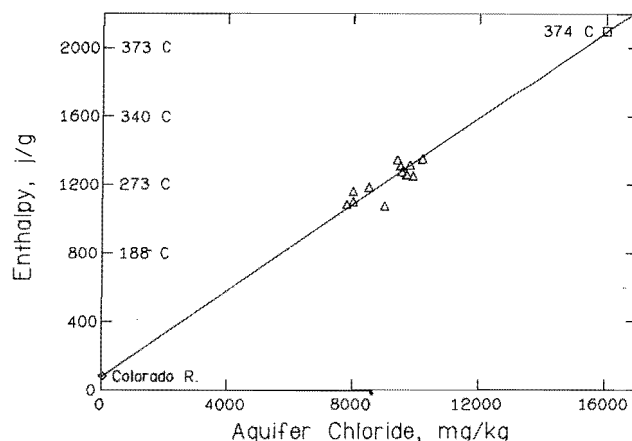


Figure 2. Cerro Prieto aquifer chloride and fluid enthalpy for 1973 at the start of power production. Enthalpy values were calculated from Na-K-Ca temperatures.

TABLE 2. COMPOSITIONS OF SEPARATED STEAM AND WATER AND CALCULATED AQUIFER WATER FROM CERRO PRIETO WELL M-5 COMPARED WITH SEA WATER AND OTHER ALTERED SEA WATERS.

	Cerro Prieto well M-5 (1977)				Seawater	Reykjanes	Shimogamo well 2	
	water	steam	Aquifer water	Calc. to seawater Cl	(average)	well 8	water	Calc. to seawater Cl
Li	17.5	0.01	12.6 ^e	--	0.17	5.1	0.2	0.3
Na	6950	1.5	5004	10090	10500	9629	4324	7390
K	1670 ^a	0.72	1203	2430	380	1409	285	490
Rb	7.3	n.a. ^c	5.3	--	0.12	n.a.	n.a.	--
Cs	1.3	n.a.	0.9	--	0.005	n.a.	n.a.	--
Mg	0.45	0.01	0.33	0.7	1350	1.0	5.6	1.3
Ca	395	0.12	284	573	400	1551	2380	4000
Mn	0.9	n.a.	0.65	--	0.002	n.a.	n.a.	--
Fe	0.3	n.a.	0.22	--	0.01	n.a.	n.a.	--
NH ₃	n.a.	60	-- ^f	--	n.a.	n.a.	n.a.	--
F	1.9	n.a.	1.4	2.8	n.a.	1.3	n.a.	--
Cl	12900	24	9370	18980	18980	18785	10990	18980
Br	43	n.a.	31	62.5	65	63	34	59
HCO ₃	43	197	--	--	140	n.a.	8	15
SO ₄	5	23 ^d	3.6	7.3	2650	21	150	240
B	14.5	0.3	10.5	21	4.6	9	n.a.	--
SiO ₂	790 ^b	1.7	569	--	6	572	n.a.	--
δD, ‰	-93.5	-100.5	-95.5	--	0.0	-22.5	-22.4	--
δ18O, ‰	-7.52	-10.36	-8.32	--	0.0	-0.26	-2.5	--
CO ₂	-20	8500	2400	--	100	1930	n.a.	--
H ₂ S	5	630	180	--	n.a.	45	n.a.	--
Original aquifer temp.	--	--	~300	--	--	283	220	--
Source	Chemistry, J. M. Thompson Gases, N. L. Nehring Isotopes, see table 1				Goldberg ¹⁹	Arnórsson ¹	Mizutani Hamasuna ³²	

a. CFE analysis used due to analytical problems with stored samples.

b. Supplementary analyses by J. W. Ball, U. S. Geological Survey.

c. n. a., not analyzed.

d. From oxidation of H₂S.

e. All concentrations calc. from 289°C aquifer temperatures. See text.

f. Not calculated.

Although power production from Cerro Prieto began in April 1973, the earliest complete chemical and isotopic analyses of separated water and steam are of samples collected in April-May, 1977. From 1973 to 1976 representative samples of the Cerro Prieto aquifer fluid were difficult to obtain because expanding zones of aquifer boiling produced excess steam in well discharges.⁵² Fortunately in 1977 few wells at Cerro Prieto produced excess steam and during that year there was general agreement between Na-K-Ca temperatures and temperatures calculated from measured enthalpy assuming an all liquid feed (Figure 1). The relation between analyzed chloride after flashing, and aquifer temperature and chloride for early 1977 is shown in Figure 1. The figure shows that if Na-K-Ca aquifer temperatures are assumed,

wells M-5, M-11, M-19A, M-21A, M-25, and M-30 appear to have been fed by an aquifer fluid at $290 \pm 5^\circ\text{C}$ with $9,500 \pm 300 \text{ mg/kg Cl}$ and that other wells were fed by fluid of lower temperature and chloride content. Data taken at the start of production in 1973 indicates that originally there was a simple mixing relationship between high chloride, high temperature thermal water, and dilute cold water (Figure 2) although by 1977 this relationship was disturbed by production. Table 1 presents aquifer chloride, deuterium, and oxygen-18 compositions for 1977 calculated from analyses of separated steam and water using water/steam ratios calculated from Na-K-Ca temperatures. Complete analyses of separated water and steam and the calculated aquifer composition of fluid feeding well M-5 are given in Table 2.

TABLE 3. USUAL RANGES^a OF DEUTERIUM, CHLORINITY, AND Cl/Br WEIGHT RATIOS IN CERRO PRIETO BRINES AND OTHER WATERS

Source	δD , o/oo	Cl, mg/kg	Cl/Br, wt.	References
Cerro Prieto drillhole waters	-98 to -94	7200 to 9800	250 to 400 (314 ave)	—
Imperial Valley rain	-30 to -65 (-60 ave)	<50	50 to 100	4,42
Imperial Valley mountain runoff	—	40 to 300	300 to 500	42
Imperial-Mexicali Valley groundwaters	-110 to -60	100 to 2000	800 to 1000	4,7,42
Colorado River below Hoover Dam	-110 to -100	100 to 300	1500 to 1900	4,7,42
Salton Sea	-34	14000 to 16000	1660 to 1760	4,42
Niland geothermal brine	-80	~185000	1250	55
New Zealand drillhole waters	—	1000 to 2000	240 to 500 (380 ave)	13,25
Seawater	~0	~18980	~292	19
Coastal seawater	—	<18980	300 to 500	42
Evaporites in sedimentary rocks	—	—	>1000	42
Persian Gulf continental sabkhas	—	50000 to 150000	5000 to 11000 (8000 ave)	40
Persian Gulf marine sabkhas	—	32000 to 160000	220 to 440 (290 ave)	40
Israel marine solution basins	+10 to +25	22000 to 180000	—	34

a. Usual range is for most quantities within 2 standard deviations of mean.

MODEL FOR ORIGIN OF CERRO PRIETO WATER AND SALTS

Possible sources of recharge water to the Cerro Prieto geothermal system include local rain, local groundwater, Colorado River water, seawater, Salton Sea water (or its paleoequivalent) and volcanic or magmatic water. Salts in the brine may originate from these sources or from continental or marine evaporites that may exist in local sediments. Deuterium and chloride concentrations and Cl/Br weight ratios of these waters and of typical evaporites and hypersaline brines are given in Table 3.

The deuterium concentration of Cerro Prieto aquifer waters ($\delta D = -94$ to -98 , Table 3) is similar to that of some local groundwaters ($\delta D = -60$ to -110) and Colorado River water ($\delta D = -105$ to -110) but distinctly different from that of analyzed local rainwater ($\delta D = -30$ to -65), water from the Salton Sea ($\delta D = -34$) and seawater ($\delta D = 0$). Colorado River water and local groundwater are not distinct because most groundwaters in the Imperial-Mexicali Valleys originate from Colorado River water. Some of these groundwaters are partially evaporated or mixed with evaporated local waters and have isotopic compositions falling along a $\delta D - \delta^{18}O$ trend from the composition of Colorado River water towards that of Salton Sea water.^{4/7} In an earlier publication we suggested that the Cerro Prieto water was derived from these partially evaporated river waters because only these waters had deuterium concentrations similar to those of the thermal waters.⁵¹ This conclusion was based on incomplete deuterium analyses which did not show the trend of deuterium content with aquifer chloride. This trend extrapolates to the composition of Colorado River water rather than to evaporated groundwater (inset of Figure 3). Thus the Cerro Prieto waters appear to be a mixture of Colorado River water and a saline water with deuterium and chloride concentrations similar to, or higher than, that of the most concentrated Cerro Prieto water.

Based on chlorinity and Cl/Br ratio, the best candidate for this saline component is seawater or evaporated seawater (Table 3). Only these fluids have both high chlorinity and Cl/Br ratios similar to the Cerro Prieto fluids. Volcanic geothermal waters have the correct range of Cl/Br ratios but the chlorinity of these waters is not known to exceed about 3,000 mg/kg before flashing.¹⁴ Local mountain runoff waters (type A of Rex⁴²) also have suitable Cl/Br ratios but have even lower chlorinities (below 300 mg/kg). Water from the Salton Sea (or its probable predecessors) evaporated from Colorado River water has high chlorinity but a high Cl/Br ratio similar to that of the river water.

Seawater itself cannot be the high deuterium-high chloride component because the δD -Cl trend of

the Cerro Prieto waters lies to the right of the seawater composition (Figure 3). But seawater concentrated by evaporation to about six times its normal salinity would have the Cl concentration, Cl/Br ratio (unchanged until Cl or Br salts precipitate at much higher salinity), and deuterium concentration required. Formation of the saline component from evaporation of more dilute waters with required Cl/Br ratio (local mountain runoff or volcanic waters) is also possible but less likely.

Isotopic changes during evaporation have been modeled by Craig and Gordon,⁵ and for very saline waters by Gat.^{16/17} These models are in good agreement with field measurements of oxygen-18^{16/23} and deuterium³⁴ in hypersaline evaporated seawater. Measured δD values of seawater evaporating in Israeli solution basins were +20 to +25 for chloride contents of 40,000 mg/kg to 160,000 mg/kg.³⁴ For our Cerro Prieto model the exact behavior of deuterium during evaporation is not important; it is sufficient that evaporation of seawater can produce a brine with reasonable chloride and deute-

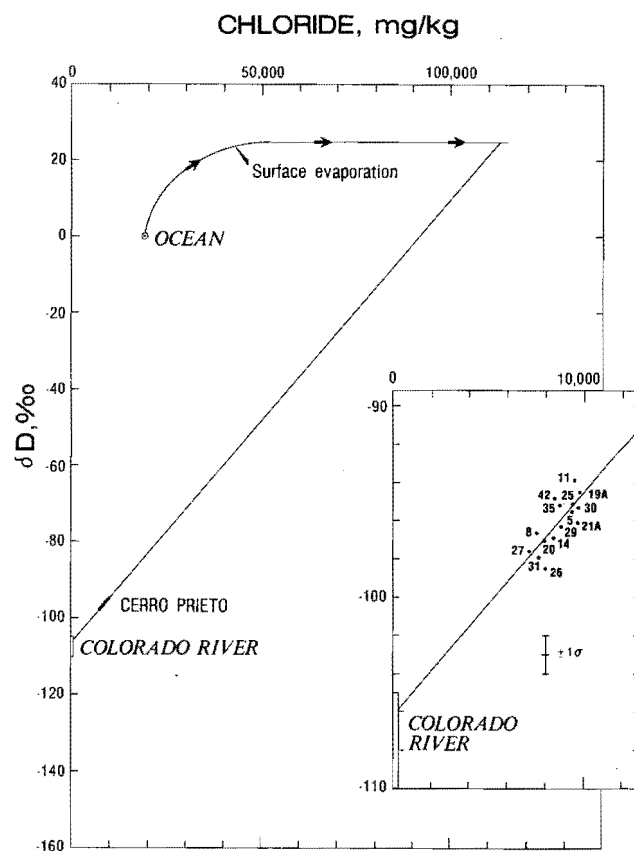


Figure 3. A model for the mixing of Colorado River water with evaporated seawater to produce the Cerro Prieto aquifer chloride and deuterium concentrations. Well numbers are shown in the inset.

rium concentrations ($\text{Cl} = 112,000 \text{ mg/kg}$; and $\delta \text{D} = +25$) and retain its original Cl/Br ratio. It is important to note that the $\delta \text{D-Cl}$ trend and the Cl/Br ratio of the Cerro Prieto aquifer brines require that the salts were supplied in a brine with a defined deuterium concentration rather than from an anhydrous evaporite. The possibility exists that the concentrated brine was formed from a marine evaporite dissolved by partially evaporated Colorado River water. This brine would, however, be unlikely to retain the seawater Cl/Br ratio because of fractionation during precipitation and resolution.

Evaporation of seawater to produce this brine could have occurred in marine lagoons or sabkhas at the edge of the Colorado River delta or in a large marine embayment that may have existed before the delta extended across the entire Salton Trough. Modern sabkhas and lagoons are found in the Colorado delta⁵³ and marine sediments of Miocene to Pleistocene age occur in the Salton Trough.⁹ High salinity of cold pore waters in wells to the west of the field also suggest a marine depositional environment.²⁴ The mechanism of infiltration of the brine into the geothermal system is not known.

This model of mixing isotopically light fresh water with evaporated seawater is similar to that proposed by Gat and coworkers¹⁸ for the origin of the Tiberias, Israel hot spring water. This 60°C water has a salinity similar to that of seawater, but is isotopically lighter. In their model the amount of evaporation of the saline component and of dilution with fresh water were less than we assume for Cerro Prieto waters. A seawater origin for the dissolved salts of the Cerro Prieto brine was suggested by Rex⁴² based on his Cl/Br measurements. The deuterium-chloride trend of the Cerro Prieto waters was not known then and solution of evaporated seawater was suggested (see earlier discussion of problems with an evaporite source of salt).

MIXING AND CHEMICAL ALTERATION OF THE BRINE

The correlation of aquifer chloride with enthalpy before major exploitation (Figure 2) suggests that the temperature and salinity of the Cerro Prieto fluids was controlled by mixture of dilute cold water with saline thermal water. Extrapolation of the observed trend to the chlorinity of the hypersaline brine yields an unreasonably high temperature, and partial mixing of brine and river water must have occurred before the water circulated through the geothermal system and was heated. It is probable that during deep circulation partially diluted brine was heated by convection from magma or hot rock to near the critical temperature (374°C for pure water) where rapid convection and quartz deposition may have limited further heating.⁴⁹ Chlorinity calculated by extrapolation to this temperature is only 16,000

mg/kg and represents about 3/4 river water and 1/4 brine (Figure 2). During upflow further mixing with river water occurred bringing the fluids to their present chloride and deuterium concentrations. The overall mixing ratio of Colorado River water with the hypothesized hypersaline brine was 11:1 for the most concentrated aquifer water and 15:1 for the most dilute, assuming that the river water contained 100 mg/kg Cl . If alteration of the δD values occurred during high temperature rock reaction, the calculated chlorinity of the saline end member and the river water/brine mixing ratios would differ from these values but the model would not be significantly changed. The depth of circulation must have exceeded 3.4 kilometers, the depth of boiling at 374°C (calculated for pure water by Nathenson³⁵); the salt in the brine would reduce this depth by about 150 m as extrapolated from Haas²⁰ and is unlikely to have exceeded 7 kilometers, the approximate depth of the basement in the central Salton Trough.⁹

During deep circulation and heating, the water was in contact with rocks of diverse mineralogy including deltaic sandstones and shales containing reworked rock fragments from the Colorado River drainage, diabase and basalt sills encountered in some deeper wells (W. A. Elders, personal communications, 1980), basement granites and metasediments similar to those found in the adjacent Cucapah Mountains, and volcanic or plutonic rocks similar to the Cerro Prieto rhyodacite.¹¹ Most components of the fluid other than deuterium, chloride, and bromide must have been extensively altered by reaction with these rocks. This alteration appears to have followed a pattern characteristic of seawater in geothermal systems.

EXPERIMENTAL SEAWATER ALTERATION

Alteration of seawater by reaction with rock at high temperatures has been subject to extensive experimental and field study. Although most experimental studies have involved seawater-basalt reactions and the best known seawater geothermal system is in basaltic rocks, similar alteration processes appear to occur in all rock types.

In typical experimental studies^{2/33/43} finely ground diabase, basalt, or basalt glass has been reacted with seawater at 70 to 350°C for several weeks to over a year and with water/rock weight ratios of 1/1 to 50/1. In all experimental studies at 150°C or above, SO_4 and Mg were strongly depleted from seawater and K , Ca and SiO_2 enriched. The effects increased with temperature and above 300°C , Mg and SO_4 were almost completely removed ($<10 \text{ mg/kg}$). The reaction of graywacke with seawater at 200 and 350°C gave results similar to basalt (J. L. Bischoff, written communications, 1980). Grano-diorite at 300°C was less reactive but the changes

were similar.⁸ Examination of the solid alteration products in all these experiments has shown precipitation of anhydrite and partial alteration of the starting material to magnesian smectite or montmorillonite, quartz and, in some experiments above 300°C, albite.

SEAWATER GEOTHERMAL SYSTEMS

Analysis of fluids and examination of drill core and cuttings from coastal geothermal systems gives much the same picture. Fluid chemistry of coastal geothermal systems has been reviewed by Truesdell.⁴⁷ Although all of these systems show similar patterns in fluid chemistry only those with temperatures above 200°C and with Br analyses will be discussed. The best studied system is at Reykjanes in S. W. Iceland where seawater is heated to 270 to 290°C and ascends through basalt and basaltic glass.³ Analyses¹ of drillhole fluids calculated to aquifer conditions at 283°C (Table 2) show that during passage through the geothermal system, Mg concentration has been reduced to 1 mg/kg (1/1,300 seawater); SO₄ to 21 mg/kg (1/130); and Na to 9,630 mg/kg (9/10); while K has increased to 1,400 mg/kg (3.7 X), Ca to 1,550 mg/kg (3.9X), and SiO₂ to about 600 mg/kg (100X). Chloride and bromide have remained unchanged.⁵⁶

Alteration mineralogy of drillhole samples was not greatly different from that of other high temperature Icelandic geothermal systems in basalt.^{22/46} Crystalline and glassy basalt were altered to montmorillonite and zeolite below 200°C, to mixed-layer chlorite-montmorillonite, prehnite and chlorite from 200 to 230°C, and to chlorite, epidote, prehnite and actinolite above 240°C. Quartz and calcite are found at all temperatures. Because its solubility increases with decreasing temperature, anhydrite would not be expected in the upflow zone but it occurs throughout, probably as a result of sporadic invasion of cold seawater. These mineralogical studies are limited to the upflow zone, because the deep zone where most alteration of seawater occurs has not been reached by drillholes.

The coastal Shimogamo, Japan geothermal system is in Neogene andesites on the Izu peninsula.⁴⁴ The geothermal fluid is considered by Mizutani and Hamasuna³² to be a mixture of seawater and meteoric water. This system has been drilled to only 200 m and the subsurface temperature is inferred from geothermometers to be in the range 160 to 220°C. Components other than Mg and HCO₃ originate from high temperature seawater and increase with increasing Cl, while Mg and HCO₃ decrease with increasing Cl and originate from meteoric water. The calculated composition of the seawater end member is given in Table 2. This altered seawater apparently had more Ca and SO₄ and less K and Na than the Reykjanes drillhole water but was otherwise

very similar. These differences are probably due to the lower temperature but may also be related to the andesitic reservoir rock.

ROCK-SEAWATER REACTIONS

Although no rock samples are available from the zone in which seawater is heated and altered, the processes involved can be inferred from experimental studies and the changes in seawater composition in coastal geothermal systems. Calcic feldspars are partially albitized and feldspars and mica are altered to montmorillonite and, at higher temperatures, chlorite. Glasses are rapidly altered to form similar products. These processes remove Mg and (with high rock/water ratios) some Na from the fluid and release K and Ca. Calcium reacts with SO₄ to precipitate anhydrite and with bicarbonate to precipitate calcite. The intensity of these alteration reactions increases with temperature; above 300°C essentially all Mg and SO₄ is removed from solution.

During cooling in the upflow zone, some of these changes are partially reversed. Silica, Ca, and K concentrations in solution decrease as quartz, calc-silicates, and (because of boiling) calcite are precipitated, and K is exchanged for Na in feldspars, mica, and clay minerals. Magnesium concentrations remain low unless introduced with diluting waters, but SO₄ may increase from near surface oxidation of H₂S or by other processes such as solution of anhydrite (as at Reykjanes).

Although experimental data on deuterium changes in seawater during reaction with rock is lacking, formation of hydrous alteration products should produce an increase in δD values⁴⁵ and the observed decrease in δD at Reykjanes (Table 2) is puzzling. The magnitude of the expected change is not large and would not significantly affect our model.

ALTERATION OF CERRO PRIETO AQUIFER FLUID

The Cerro Prieto aquifer fluid is similar to other altered seawaters (Table 2). Compared to seawater typical aquifer fluid from well M-5 (calculated to seawater chlorinity) has lost Mg (1/1,900 seawater of concentration), SO₄ (1/360) and Na (96/100) and gained Li (150X), K (6.4X), Rb (89X), Cs (360X), Mn (650X), Fe (45X) and B (4.6X). Calcium in solution has increased 1.4 times but total Ca (including precipitated anhydrite) has increased 4.2 times. Chloride is affected by dilution but the Cl/Br ratio has remained constant. Compositions of Cerro Prieto, Reykjanes and Shimogamo fluids are compared in Figure 4 with normal seawater. Cerro Prieto fluid has higher Li and somewhat lower Ca than other thermally altered seawaters. This may result from precipitation of gypsum during the initial evaporation of seawater, or from alteration at higher temperatures.

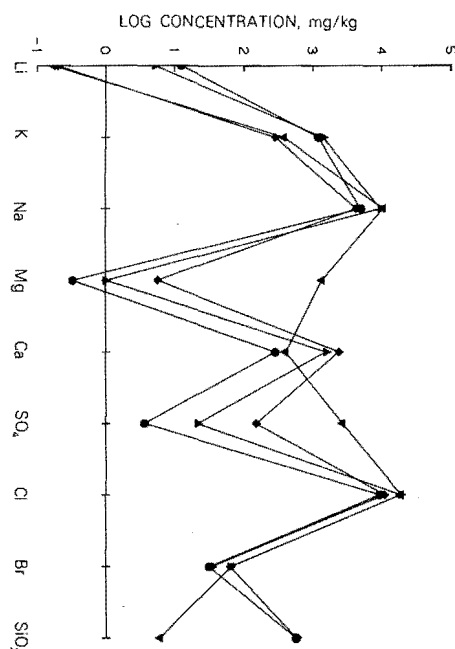


Figure 4. Chemical compositions of aquifer fluid from Cerro Prieto well M-5 (●) compared with those of normal seawater (▽), Reykjanes aquifer water (▲), and Shimogamo water (◆).

Hydrothermal mineral alteration at Cerro Prieto^{12/21} is similar to that described for Reykjanes. At temperatures below 150°C little alteration occurs and detrital or diagenetic kaolinite and montmorillonite persist. At 150°C, montmorillonite, kaolinite, and dolomite are replaced by interlayered illite-montmorillonite and at 180°C, chlorite and illite appear. Higher temperature minerals are predominantly calc-aluminum silicates. Epidote and zeolites appear at 225°C, prehnite, actinolite and diopside at 300°C, and finally biotite replaces chlorite at 325°C. Detrital plagioclase and detrital and hydrothermal K-feldspar, quartz and calcite are found throughout. This mineral sequence is for high temperature wells in the upflow (or discharge) zone. In zones where waters are being heated up calcite and anhydrite are precipitated and quartz and feldspar dissolved.

The reactions producing seawater alteration at Cerro Prieto are probably similar to those inferred for other systems. In the sedimentary Cerro Prieto aquifer, however, some Ca may come from thermal decarbonation of calcite and dolomite in addition to that of feldspar alteration and some Li, K, Rb, and Cs may be from ion exchange or alteration of detrital or diagenic clay minerals.

Comparison of the fluid chemistry and observable alteration mineralogy of Cerro Prieto and other seawater geothermal systems shows that chemical pro-

cesses are similar despite differences in reservoir rock, temperature and fluid salinity. This similarity in the accessible parts suggests that geothermal fluids in each system have undergone similar alteration processes at greater depths.

OXYGEN ISOTOPE SHIFT

Cerro Prieto aquifer fluids have exchanged oxygen isotopes with rock minerals to produce an "oxygen isotope shift" to higher ^{18}O contents.⁶ Like deuterium, ^{18}O in the fluid correlates with chloride, but unlike deuterium the correlation is not caused only by mixing of two fluids (Figure 5). Rather, it results both from temperature-dependent exchange of ^{18}O between fluids and rock and from the correlation of temperature and chloride that resulted from mixing (Figure 2). The relationship between temperature and $\delta^{18}\text{O}$ values of fluids in 1977 is shown in Figure 6 along with expected $\delta^{18}\text{O}$ values for fluids in equilibrium with calcite of $\delta^{18}\text{O} = -3.60$ and -2.35 ‰.

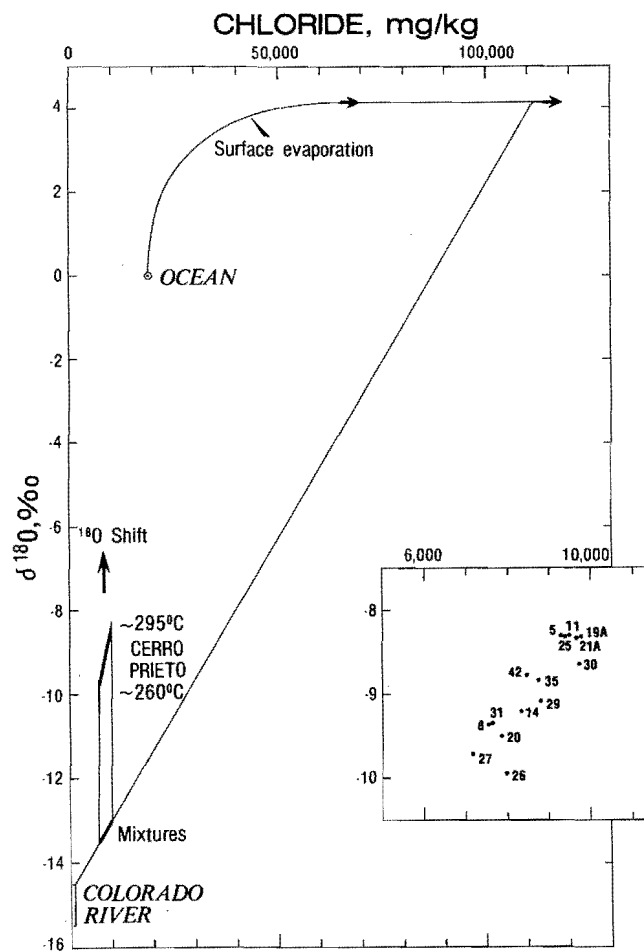


Figure 5. A model for the origin of the ^{18}O composition of the Cerro Prieto aquifer waters from mixing of Colorado River water and evaporated seawater followed by oxygen isotope shift.

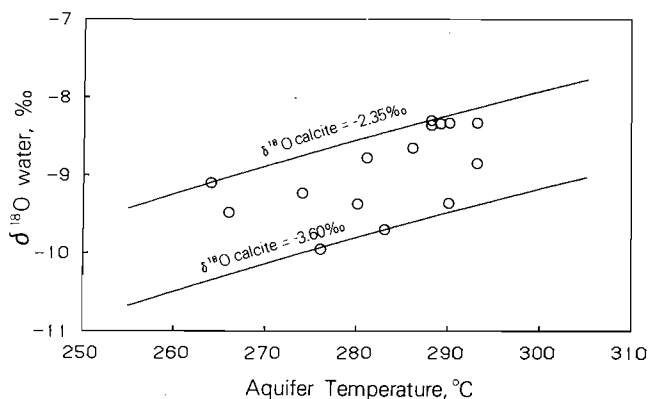


Figure 6. Aquifer temperatures and ^{18}O compositions of Cerro Prieto waters compared with calculated water ^{18}O in equilibrium with calcite of $\delta^{18}\text{O} = -2.35$ and -3.60 .

The $\delta^{18}\text{O}$ values of reservoir calcite in sandstone have been reported by Olson³⁷ to range from -3.0 to -1.5 in reasonable agreement with these calculations. Before exploitation (when temperatures were generally about 15°C higher), $\delta^{18}\text{O}$ values of aquifer fluids in ^{18}O equilibrium with calcite of $\delta^{18}\text{O} = -3.0$ to -1.5 were probably about 0.5 to 1.0 per mil higher than in 1977.

Based on the isotopic difference between calcite in high and low temperature parts of the reservoir and on an assumed oxygen isotope shift of 4 per mil, Olson³⁷ calculated a water-rock volume ratio of about 5:1 for a closed system and about 2:1 for an open system. The enthalpy and chloride of Cerro Prieto waters (Figure 2) indicate that the waters cool dominantly by mixing with cold water, which suggests that the system is open rather than closed. If the original $\delta^{18}\text{O}$ value of the fluid before reaction with rock was -13 as suggested in Figure 5, the shift may be somewhat greater than assumed by Olson (4.7 rather than 4.0 permil) and the water-rock ratio somewhat lower.

CONCLUSIONS

Deuterium and chloride concentrations of Cerro Prieto aquifer fluid have been calculated from analyses of separated steam and water, and Na-K-Ca geothermometer temperatures. These concentrations and Cl/Br ratios indicate that the fluids are a mixture of Colorado River water and a saline brine of seawater origin perhaps formed in evaporation lagoons or sabkhas. This mixture circulated deeply and was heated by conduction from hot rock or magma related to volcanism at Cerro Prieto. During circulation, the fluid was altered chemically, losing Mg, SO_4 and some Na and gaining Li, K, Ca, B and trace elements. There was little or no change in Cl/Br or in deuterium and chloride concentrations except that caused by the dilution. The changes are similar to those

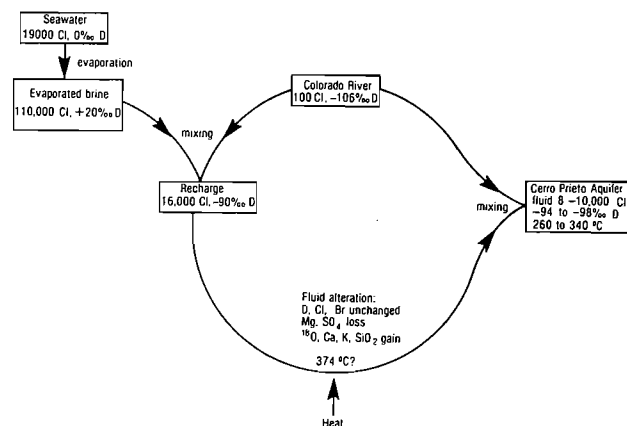


Figure 7. The schematic history of Cerro Prieto aquifer waters.

observed in seawater alteration experiments and in coastal geothermal systems. After heating and alteration further dilution produced the pre-exploitation fluid temperatures and salinities. These processes are shown schematically in Figure 7.

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank our colleagues at the Comisión Federal de Electricidad, the Lawrence Berkeley Laboratory, the University of California at Riverside, and the U. S. Geological Survey for stimulating discussions on Cerro Prieto geochemistry. In particular we would like to thank Alfredo Mañón and his colleagues at CFE for providing help in field collections and access to physical data and chemical analyses; R. O. Rye, USGS, for some deuterium analyses; E. A. Olson, Petro-Canada Inc., for ^{18}O analyses; R. O. Fournier, J. L. Bischoff, J. R. O'Neil, and G. K. Czamanske, USGS; M. J. Lippmann, LBL, and Emanuel Mazor, Weizman Institute, Israel for helpful reviews; and D. R. White, and L. J. P. Muffler, USGS, and Emanuel Mazor for discussions of the origin of saline waters. We also thank P. C. Bennett and F. R. Portillo for help in producing the paper. This work was supported by the U. S. Department of Energy and the U. S. Geological Survey as part of a CFE-DOE cooperative agreement technically coordinated by M. J. Lippmann of LBL.

REFERENCES

1. Arnórsson, Stefan, 1978. Major element chemistry of the geothermal sea-water at Reykjanes and Svartsengi, Iceland: *Mineralogical Magazine*, v. 42, p. 209-220.
2. Bischoff, J. L., and Dickson, F. W., 1975. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: Implications for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 25, p. 385-397.
3. Björsson, S., Arnórsson, S., and Tómasson, J., 1972. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland, Amer-

- ican Association Petroleum Geologists Bulletin, v. 56, p. 2380-2391.
4. Coplen, T. B., 1972. Origin of geothermal waters in the Imperial Valley of southern California, in Rex, R. W., ed., Cooperative Investigation of Geothermal Resources in the Imperial Valley and their Potential Value for Desalting of Water and other Purposes: University of California, Riverside Report IGPP-UCR-72-33, p. E1-E31.
5. Craig, H., and Gordon, L. I., 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*: Consiglio Nazionale delle Ricerche, Pisa, p. 9-130.
6. Craig, H., Boato, G., and White, D. E., 1956. Isotopic geochemistry of thermal waters: National Academy of Sciences, National Research Council Publication No. 400, p. 29-38.
7. Crosby, J. W. III, Chatters, R. M., Anderson, J. V., and Fenton, R. L., 1972. Hydrologic evaluation of the Cerro Prieto geothermal system utilizing isotope techniques: Washington State University, College of Engineering Research Report 72/11-5, 30 p.
8. Dickson, F. W., 1977. The reaction of granite with seawater at 300°C and 1,000 bars: *Transactions, American Geophysical Union*, v. 58, no. 12, p. 1251.
9. Elders, W. A., 1979. The geological background of the geothermal fields of the Salton Trough: Geological Society of America, 92nd Annual Meeting, San Diego, November, 1979, Guidebook Field Trip No. 7, p. 1-19.
10. Elders, W. A., Hoagland, J. R., and Olson, E. R., 1978a. Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. III. Practical applications, in *Geothermal Energy: A Novelty Becomes Resource*: Transactions, Geothermal Resources Council, Annual Meeting Hilo, Hawaii, 1978, v. 2, section 1, p. 177-180.
11. Elders, W. A., Hoagland, J. R., Olson, E. R., McDowell, S. D., and Collier, P., 1978b. 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: University of California Riverside Report UCR/IGPP-78/26, 264 p.
12. Elders, W. A., Hoagland, J. R., McDowell, S. D., and Cobo R. J. J., 1979. Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto: *Proceedings 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field*, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Mexico. LBL report 7098, p. 68-75.
13. Ellis, A. J., and Anderson, D. W., 1961. The geochemistry of bromine and iodine in New Zealand thermal waters: *New Zealand Journal of Science*, v. 4, no. 3, p. 415-430.
14. Ellis, A. J., and Mahon, W. A. J., 1977. *Chemistry and Geothermal Systems*, Academic Press, New York, 392 p.
15. Fournier, R. O., 1979. Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot spring systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 1-16.
16. Gat, J. R., 1979. Isotope hydrology of very saline surface waters, in *Isotopes in Lake Studies*: International Atomic Energy Agency, Vienna, p. 151-162.
17. Gat, J. R., 1980. Isotope hydrology of very saline lakes, in Nissenbaum, A., ed., *Hypersaline Brines and Evaporitic Environments*: Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, p. 1-7.
18. Gat, J. R., Mazor, E., and Tzur, T., 1969. The stable isotope composition of mineral waters in the Jordan Rift Valley, Israel: *Journal of Hydrology*, v. 7, p. 334-352.
19. Goldberg, E. D., 1965. Minor elements in sea water, p. 163-196 in Riley J. P., and Skirrow, G. E., eds., *Chemical Oceanography*: New York, Academic Press, v. 1, 712 p.
20. Haas, J. L., Jr. 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system of hydrostatic pressure and near boiling: *Economic Geology*, v. 66, p. 940-946.
21. Hoagland, J. R., and Elders, W. A., 1978. Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. I. Hydrothermal mineral zonation, in *Geothermal Energy: A Novelty Becomes Resource*: Transactions, Geothermal Resources Council, Annual Meeting Hilo, Hawaii, 1978, v. 2, section 1, p. 283-286.
22. Kristmannsdóttir, H., 1979. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C: *International Clay Conference*, 1978, p. 359-367.
23. Lloyd, R. M., 1966. Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p. 801-814.
24. Lyons, D. J., and Van de Kamp, P. C., 1980. Subsurface geology and geophysics of the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Lawrence Berkeley Laboratory report LBL-10540, in press.
25. Mahon, W. A. J., 1970. Chemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems: *Geothermics Special Issue 2*, v. 2, p. 1310-1322.
26. Mañón, A., Mazor, E., Jiménez, M., Sánchez, A., Fausto, J., and Zenizo, C., 1977. Extensive geochemical studies in the geothermal field of Cerro Prieto, Mexico: Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-7019, 113 p.
27. Mañón, A., Sánchez, A., Fausto, J., Jiménez, M., Jacobo, A., and Esquer, I., 1979. Preliminary geochemical model of the Cerro Prieto geothermal field: *Proceedings 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field*, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Mexico. LBL report 7098, p. 83-94.
28. Mazor, E., and Mañón, A., 1979. Geochemical tracing in producing geothermal fields: A case study at Cerro Prieto: *Proceedings 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field*, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Mexico. LBL report 7098, p. 102-112.
29. Mercado, S., 1969. Chemical changes in geothermal well M-20, Cerro Prieto, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 2623-2630.
30. Mercado, S., 1970. High activity hydrothermal zones detected by Na/K, Cerro Prieto, Mexico, in *Proceedings, U. N. Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources*, Pisa, 1970: *Geothermics, Special Issue 2*, v. 2, part 2, p. 1367-1376.
31. Mercado, S., 1976. Movement of geothermal fluids and temperature in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: *Proceedings, 2nd U. N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, 1975, v. 1, p. 487-492.
32. Mizutani, Y., and Hamasuna, T., 1972. Origin of the Shimogamo geothermal brine, Izu: *Volcanology Society of Japan Bulletin*, v. 17 (2d series), p. 123-134.
33. Mottl, M. J., and Holland, H. D., 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater—I. Experimental results for major and minor components of seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 1103-1115.
34. Nadler, A., and Magaritz, M., 1979. Studies of marine solution basins— isotopic and compositional changes during evaporation, in Nissenbaum, A., ed., *Hypersaline Brines*

- and Evaporitic Environments: Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, p. 115-129.
35. Nathenson, Manuel, 1975. Computer calculation of boiling point to depth (unpublished manuscript).
 36. Nehring, N. L., and Fausto, J., 1979. Gases in steam from Cerro Prieto, Mexico geothermal wells. Proceedings of the 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL report 7098, p. 127-129.
 37. Olson, E. R., 1979. Oxygen and carbon isotope studies of calcite from the Cerro Prieto geothermal field: Proceedings 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Mexico. LBL report 7098, p. 119-128.
 38. Olson, E. R., and Elders, W. A., 1979. Hydrothermal mineralogy and isotopic geochemistry in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico. II. Isotopic geochemistry, in *Geothermal Energy: A Novelty Becomes Resource*: Transactions, Geothermal Resources Council, Annual Meeting Hilo, Hawaii, 1978, v. 2, section 2, p. 513-516.
 39. O'Neil, J. R., Clayton, R. N., and Mayeda, T. K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates: *Journal of Chemical Physics*, v. 51, p. 5547-5558.
 40. Patterson, R. J., and Kinsman, D. J., 1977. Marine and continental groundwater sources in a Persian Gulf coastal sabkha: *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, no. 4, p. 381-397.
 41. Reed, M. J., 1976. Geology and hydrothermal metamorphism in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico: Proceedings, 2nd U. N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975, v. 1, p. 539-548.
 42. Rex, R. W., 1972. Origin of the salt in the Imperial Valley and surrounding watershed areas, in Rex, R. W., ed., *Cooperative Investigation of Geothermal Resources in the Imperial Valley and their Potential Value for Desalting of Water and other Purposes*: University of California, Riverside Report IGPP-UCR-72-33, p. F1-F38.
 43. Seyfried, W. E., Jr., and Bischoff, J. L., 1979. Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70°C and 150°C: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 1937-1947.
 44. Sumi, K., (compiler), 1975. Distribution map of hot springs in Japan, 2d ed.: Geological Survey of Japan, Scale 1: 2,000,000, No. 8.
 45. Taylor, H. P., Jr., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, in Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed.: New York, John Wiley, p. 236-277.
 46. Tómasson, J., and Kristmannsdóttir, H., 1972. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 36, p. 123-134.
 47. Truesdell, A. H., 1976. Summary of section III—geochemical techniques in exploration, in *Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, Calif., 1975. U. S. Government Printing Office, Washington, Vol. 1, pp. liii-lxxix.
 48. Truesdell, A. H., 1980. Aquifer boiling may be normal in exploited high temperature geothermal systems: Proceedings, 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, 1979, SGP-TR-40, p. 299-303.
 49. Truesdell, A. H., and Fournier, R. O., 1976. Conditions in the deeper parts of the hot spring systems of Yellowstone National Park, Wyoming: U. S. Geological Survey Open-File Report 76-428, 22 pp.
 50. Truesdell, A. H., and Mañon, A., 1980. Geochemical indications of boiling in the aquifer of The Cerro Prieto Geothermal field: *Primera Reunión de Intercambio Técnico Sobre Geotermia*, San Felipe, B. C., México, November 1977 (in press).
 51. Truesdell, A. H., Rye, R. O., Pearson, F. J., Olson, E. R., Nehring, N. L., Huebner, M. A., and Coplen, T. B., 1979a. Preliminary isotopic studies of fluids from the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Mexico. LBL report 7098, p. 95-101.
 52. Truesdell, A. H., Mañon, A., Jiménez, M., Sánchez, A., and Fausto, J. 1979b. Geochemical evidence of drawdown in the Cerro Prieto, Mexico geothermal field: Proceedings 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Mexico. LBL report 7098, p. 130-138.
 53. VonderHaar, S., and Gorsline, D. S., 1977. Hypersaline lagoon deposits and processes in Baja California, Mexico: *Geoscience and Man*, v. 28, p. 165-177.
 54. Welhan, J. A., Poreda, R., Lupton, J. E., and Craig, 1978. Gas chemistry and helium isotopes at Cerro Prieto: Proceedings 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Mexico. LBL report 7098, p. 113-118.
 55. White, D. E., 1968. Environments of generation of some base-metal ore deposits: *Economic Geology*, v. 63, p. 301-335.
 56. White, D. E., Hem, J. D., and Waring, G. A., 1963. Chemical composition of subsurface waters, in Fleischer, M., ed., *Data of Geochemistry*: U. S. Geological Survey Professional Paper 440-F, p. F1-F67.

ESTUDIOS GEOQUIMICOS DE LOS FLUIDOS DEL YACIMIENTO DE CERRO PRIETO

RESUMEN

Se sugiere que la salmuera geotérmica de Cerro Prieto se originó cuando las aguas del Río Colorado se mezclaron con agua de mar, la cual, debido a evaporación, presenta una salinidad aproximadamente seis veces mayor a la normal. Esta mezcla circuló profundamente y se calentó por procesos magmáticos. Durante la circulación profunda, se transfirieron Li, K, Ca, B, SiO₂ y álcalis raros de los minerales rocosos al agua, mientras que Mg SO₄ y una cantidad pequeña de Na se transfirieron a la roca. En sistemas geotérmicos costeros se ha observado una alteración similar de la química salina del agua de mar. Dicha alteración ha sido reproducida en experimentos de laboratorio. Después del calentamiento y alteración, la salmuera se diluyó hasta alcanzar la presente composición. Los isótopos de oxígeno en el fluido están en equilibrio con la calcita del yacimiento y han sido afectados por la ebullición y dilución producidas por la explotación.

INTRODUCCION

Los estudios geoquímicos previos de Cerro Prieto han presentado principalmente datos^{26/36/51/54} o han hecho hincapié en la geotermometría,^{15/30/37} en los mecanismos del yacimiento,^{27/29/31/50/52} o en el metamorfismo de las rocas.^{10/12/21/38/41} Sólo unos pocos artículos han considerado el origen del agua^{4/51} o las sales⁴² de la salmuera de Cerro Prieto. En este trabajo se analiza el origen de ambas, el agua y la sal de la salmuera, así como también los procesos que han contribuido para su composición actual.

Cuando se rastrean los orígenes del agua y las sales de la salmuera de Cerro Prieto, las sustancias conservadoras —deuterio, cloruro y bromuro— adquieren importancia porque sus concentraciones no son afectadas por interacciones de alta temperatura con rocas comunes y, a menos que ocurra ebullición o mezcla, no cambian durante la circulación hidrotérmica profunda. Si se mezclan más de dos aguas, y en particular si más de un agua salina está involucrada, estas sustancias pueden no ser suficientes para caracterizar los orígenes del fluido; pero, como se verá, la situación en Cerro Prieto no es tan complicada. Para usar deuterio, cloruro y bromuro en el rastreo geoquímico se deben conocer sus concentraciones en el fluido del acuífero y en cada una de las fuentes posibles.

COMPOSICION DEL FLUIDO DEL ACUIFERO

Se pueden recolectar muestras bien caracterizadas del fluido del acuífero en sistemas geotérmicos de alta temperatura en producción, con los separadores de agua-vapor o con equipos de muestreo de fondo de pozo en pozos cerrados. Todas las muestras en este estudio se recolectaron con los separadores durante producción debido a que no se disponía de equipo de muestreo de fondo de pozo para alta temperatura. La composición de la descarga total de un pozo puede calcularse a partir de análisis y mediciones de flujo de vapor y agua separados. Sin embargo, si la descarga contiene exceso de vapor, la composición de la descarga total no va a representar la del fluido del acuífero. Por lo tanto, los cálculos se basaron en temperaturas del acuífero determinadas, aplicando el geotermómetro Na-K-Ca para el análisis de las aguas separadas. Aunque en Cerro Prieto las zonas cercanas a los pozos se enfrían por la ebullición local, aparentemente este geotermómetro provee temperaturas reales del acuífero porque los cationes de las aguas salinas se reequilibran con lentitud en respuesta a cambios de temperatura.⁴⁸ Otros métodos para medir temperaturas en el acuífero son menos útiles para lo que se requiere aquí. La sílice se reequilibra rápidamente e indica temperaturas cercanas al pozo; mediciones de fondo de pozo pueden indicar también temperaturas cercanas al mismo, y en general no se hacen con la frecuencia suficiente como para representar con precisión las condiciones del acuífero en el momento del muestreo. Las temperaturas calculadas a partir de flujos de agua y vapor no son precisas si existe exceso de vapor y los geotermómetros de Na/K calibrados con agua de bajo contenido de Ca no son precisos en Cerro Prieto. Las temperaturas de mediados de 1977 en el acuífero de producción de Cerro Prieto, obtenidas por los diferentes métodos, se comparan en la figura 1.

Aunque la producción de energía en Cerro Prieto comenzó en abril de 1973, los primeros análisis químicos e isotópicos completos de agua y vapor separados son de muestras recolectadas en abril-mayo de 1977. Desde 1973 hasta 1976 fue muy difícil obtener muestras representativas del fluido del acuífero de Cerro Prieto debido a que zonas de ebullición en expansión del acuífero produjeron exceso de vapor en las descargas de los pozos.⁵² Afortunadamente, pocos pozos de Cerro Prieto produjeron exceso de vapor en 1977 y durante este año hubo

coincidencia entre temperaturas de Na-K-Ca y temperaturas calculadas a partir de entalpías medidas, suponiendo una alimentación completamente líquida (Fig. 1). La figura 1 muestra la relación entre el cloruro analizado con posterioridad a la ebullición y la temperatura y el cloruro del acuífero a principios de 1977. La figura muestra que si se adoptan temperaturas de Na-K-Ca para el acuífero, los pozos M-5, M-11, M-19A, M-21A, M-25 y M-30 parecen haber sido alimentados por un fluido a $290 \pm 5^\circ\text{C}$ con 9500 ± 300 mg/kg de Cl, y que otros pozos fueron alimentados por fluidos con un contenido de cloruro y una temperatura más bajos. Los datos tomados al comienzo de la producción en 1973 indican que originalmente había una relación de mezcla simple entre agua termal de alto contenido de cloruro y alta temperatura y agua fría diluida (Fig. 2), pero para 1977 esta relación había sido perturbada por la producción. La tabla 1 presenta composiciones de cloruro, deuterio y oxígeno-18 del acuífero en 1977, calculadas a partir de análisis de vapor y agua separados mediante el uso de las razones agua/vapor obtenidas de temperaturas Na-K-Ca. En la tabla 2 se presentan los análisis completos de agua y vapor separados y se da la composición calculada del fluido que alimenta el pozo M-5.

MODELO PARA EL ORIGEN DEL AGUA Y LAS SALES DE CERRO PRIETO

Las fuentes posibles de recarga de agua al sistema geotérmico de Cerro Prieto incluyen lluvias locales, agua subterránea local, agua del Río Colorado, agua de mar, agua del Mar del Salton (o su equivalente paleolítico) y aguas volcánicas o magmáticas. Las sales de la salmuera pueden originarse en estas fuentes o en evaporitas continentales o marinas que existen en los sedimentos locales. En la tabla 3 se presentan las concentraciones de deuterio y cloruro y las razones de peso Cl/Br de estas aguas y de evaporitas y salmueras hipersalinas típicas.

La concentración de deuterio en las aguas del acuífero de Cerro Prieto ($\delta D = -94$ a -98 , Tabla 3) es similar a la de algunas aguas subterráneas locales ($\delta D = -60$ a -110) y a la del agua del Río Colorado ($\delta D = -105$ a -110), pero claramente diferente a la concentración en el agua de lluvia local analizada ($\delta D = -30$ a -65), agua del Mar del Salton ($\delta D = -34$) y agua de mar ($\delta D = 0$). El agua del Río Colorado y el agua subterránea local no difieren debido a que la mayoría de las aguas subterráneas en los valles Imperial y de Mexicali se originan en el agua del Río Colorado. Algunas de estas aguas subterráneas están parcialmente evaporadas o mezcladas con aguas locales evaporadas y tienen composiciones isotópicas que caen a lo largo de una línea de tendencia de δD - $\delta^{18}\text{O}$ que se extiende entre la composición del agua del Río Colorado y la del agua del Mar del Salton.^{4/7} En una publicación anterior se sugirió que el agua de Cerro Prieto se derivaba de estas aguas de río parcialmente evaporadas porque sólo

estas aguas tenían concentraciones de deuterio similares a las de las aguas termales.⁵¹ Esta conclusión está basada en análisis incompletos de deuterio que no mostraban la correlación entre el contenido de deuterio y el contenido de cloruro del acuífero. La extrapolación de esta tendencia coincide con la composición del agua del Río Colorado y no con la de las aguas subterráneas evaporadas (recuadro en la Fig. 3). Por lo tanto, las aguas de Cerro Prieto parecen ser una mezcla de agua del Río Colorado y agua salina con concentraciones de cloruro y deuterio similares a (o más altas que) las del agua más concentrada de Cerro Prieto.

De acuerdo con el contenido de cloruro y con la razón Cl/Br, el agua de mar o el agua de mar evaporada son los mejores candidatos para este componente salino. Únicamente estos fluidos tienen un alto contenido de cloruro y razones Cl/Br similares a la de los fluidos de Cerro Prieto. Las aguas geotérmicas volcánicas tienen la gama correcta de razones Cl/Br, pero no se conocen contenidos de cloruro de estas aguas que excedan 3000 mg/kg con anterioridad a la ebullición.¹⁴ Las aguas que bajan de las montañas locales (tipo A de Rex⁴²) también tienen razones Cl/Br adecuadas, pero los contenidos de cloruro son aún más bajos (menos que 300 mg/kg). El agua del Mar del Salton (o los probables predecesores), evaporada del agua del Río Colorado, tiene un alto contenido de cloruro pero una alta razón Cl/Br similar a la de agua de río.

El agua de mar no puede ser el componente de alto deuterio-alto cloruro porque la correlación δD -Cl de las aguas de Cerro Prieto se encuentra a la derecha de la composición del agua de mar (Fig. 3). Pero el agua de mar concentrada por evaporación hasta aproximadamente seis veces su salinidad normal, tendría la concentración de Cl, la razón Cl/Br (sin cambios hasta que las sales de Cl o Br se precipiten a una salinidad mucho más alta) y la concentración de deuterio requeridas. También es posible, aunque menos probable, que el componente salino se forme al evaporarse aguas más diluidas con la razón Cl/Br requerida (aguas volcánicas o aguas que bajan de las montañas locales).

Craig y Gordon⁵ han modelado los cambios isotópicos durante la evaporación, y Gat^{16/17} los correspondientes a aguas más salinas. Estos modelos coinciden con las mediciones de campo de oxígeno-18^{16/23} y deuterio³⁴ en agua de mar hipersalina evaporada. Los valores δD medidos de agua de mar en evaporación en depresiones de solución israelíes, fueron $+20$ a $+25$ para contenidos de cloruro de 40000 mg/kg a 160000 mg/kg.³⁴ Para el modelo de Cerro Prieto no es importante el comportamiento exacto del deuterio durante la evaporación; es suficiente que la evaporación de agua de mar pueda producir una salmuera con concentraciones razonables de deuterio y cloruro (Cl = 112000 mg/kg; y $\delta D = +25$), y que conserve su razón Cl/Br original. Es importante tener

en cuenta que la correlación δD -Cl y la razón Cl/Br de las salmueras del acuífero de Cerro Prieto requieren que las sales hayan sido proporcionadas por una salmuera con una concentración definida de deuterio en vez de por una evaporita anhidra. Existe la posibilidad de que la salmuera concentrada haya sido formada por una evaporita marina disuelta por agua parcialmente evaporada del Río Colorado. Sin embargo, sería improbable que esta salmuera retuviera la razón Cl/Br del agua de mar debido al fraccionamiento que tiene lugar durante precipitación y resolución.

La evaporación de agua de mar para producir esta salmuera podría haber ocurrido en lagunas marinas o sabkhas en el borde del delta del Río Colorado o en una gran ensenada marina que puede haber existido antes de que el delta se extendiera a través de toda la Depresión del Salton. En el delta del Colorado se encuentran lagunas y sabkhas modernas, y en la Depresión del Salton hay sedimentos marinos del Mioceno y Pleistoceno. La alta salinidad de las aguas porosas frías en pozos al oeste del campo, también sugiere un ambiente de deposición marino.²⁴ No se conoce el mecanismo de infiltración de la salmuera en el sistema geotérmico.

Este modelo, que mezcla agua dulce isotópicamente liviana con agua de mar evaporada, es similar al propuesto por Gat *et al.*¹⁸ para el origen del agua del manantial caliente de Tiberias, Israel. Esta agua de 60°C tiene una salinidad similar a la del agua de mar, pero isotópicamente es más liviana. En el modelo de estos autores la cantidad de evaporación del componente salino y de dilución con agua dulce fueron menores que las que se supusieron para las aguas de Cerro Prieto en este trabajo. Rex,⁴² basado en sus mediciones de Cl/Br, sugirió que las sales disueltas de la salmuera de Cerro Prieto se originaban en agua de mar. Entonces no se conocía la correlación deuterio-cloruro de las aguas de Cerro Prieto y se sugirió una solución de evaporitas marinas en vez de una mezcla con agua de mar evaporada (ver el análisis anterior sobre problemas con una fuente de sal de evaporita).

MEZCLADO Y ALTERACION QUIMICA DE LA SALMUERA

La correlación del cloruro del acuífero con la entalpía previa a la explotación (Fig. 2) sugiere que la temperatura y salinidad de los fluidos de Cerro Prieto fueron controladas por la mezcla de agua fría diluida con agua termal salina. La extrapolación de la correlación observada al contenido de cloruro de salmueras hipersalinas da una temperatura extremadamente alta que no es razonable. Antes de que el agua circulara por el sistema geotérmico y se calentara, debe haber ocurrido una mezcla parcial de salmuera y agua de río. Es probable que durante la circulación profunda, la salmuera parcialmente diluida haya sido calentada por convección de magma o roca caliente hasta casi

la temperatura crítica (374°C para agua pura), donde convección rápida y deposición de cuarzo pueden haber limitado el calentamiento posterior.⁴⁹ El contenido de cloruro calculado por extrapolación a esta temperatura es sólo de 16000 mg/kg y representa aproximadamente 3/4 de agua de río y 1/4 de salmuera (Fig. 2). Durante la circulación ascendente los fluidos siguieron mezclándose con agua de río, alcanzando así las concentraciones actuales de cloruro y deuterio. La razón total de la mezcla del agua del Río Colorado con la salmuera hipersalina hipotética fue 11:1 para el agua del acuífero más concentrada y 15:1 para la más diluida, suponiendo que el agua de río contenía 100 mg/kg Cl. Si los valores de δD se alteraron durante la reacción con rocas a alta temperatura, el contenido de cloruro calculado para el miembro salino final y las razones de mezcla salmuera/agua de río serían distintos a estos valores, pero el modelo no cambiaría significativamente. La profundidad de circulación debe haber excedido los 3.4 km, o sea, la profundidad de ebullición a 374°C (calculada por Nathenson³⁵ para agua pura); la sal de la salmuera reduciría esta profundidad unos 150 m aproximadamente, de acuerdo con la extrapolación de Haas,²⁰ y es improbable que haya excedido los 7 km, profundidad aproximada del basamento en la parte central de la Depresión del Salton.

Durante el calentamiento y la circulación profunda el agua estuvo en contacto con rocas de diferente mineralogía, incluyendo areniscas deltaicas y lutitas que contenían fragmentos de roca del desagüe del Río Colorado, filones de diabasa y basalto encontrados en algunos de los pozos más profundos (W. A. Elders, comunicación personal, 1980), metasedimentos y granitos del basamento similares a los encontrados en la Sierra de Cucapás adyacente, y rocas plutónicas o volcánicas similares a la riodacita de Cerro Prieto. La mayoría de los componentes del fluido, excluyendo el deuterio, el cloruro y el bromuro, deben haber sido alterados por reacción con estas rocas. Parece que esta alteración ha seguido un patrón característico del agua de mar en los sistemas geotérmicos.

ALTERACION EXPERIMENTAL DEL AGUA DE MAR

La alteración del agua de mar por reacción con la roca a altas temperaturas ha sido sujeta a extensos estudios experimentales y de campo. Aunque la mayor parte de los estudios experimentales ha tenido en cuenta reacciones agua de mar-basalto, y el sistema geotérmico de agua de mar más conocido está en rocas basálticas, parece que procesos similares de alteración ocurren en todos los tipos de roca.

En los estudios experimentales típicos^{2/33/43} se ha hecho reaccionar diabasa, basalto y vidrio de basalto —finamente molidos— con agua de mar a una temperatura de 70° a 350°C, por periodos de varias semanas hasta más de un año, y con una razón de peso agua/roca de 1/1

a 50/1. En todos los estudios experimentales a 150°C o más, las concentraciones de SO_4 y Mg se redujeron marcadamente en agua de mar y las de K, Ca y SiO_2 aumentaron. Los efectos se incrementaron con la temperatura y, por encima de los 300°C, el Mg y el SO_4 fueron removidos casi por completo ($< 10 \text{ mg/kg}$). La reacción de wacka gris con agua de mar a 200 y 350°C dio resultados similares al basalto (J. L. Bischoff, comunicación personal, 1980). La granodiorita a 300°C fue menos reactiva, pero los cambios fueron similares.⁸ El examen de los productos de alteración de sólidos en todos estos experimentos ha mostrado precipitación de anhidrita y alteración parcial del material inicial a montmorillonita o smectita magnesiánica, cuarzo y, en algunos experimentos realizados a más de 300°C, a albita.

SISTEMAS GEOTERMICOS DE AGUA DE MAR

El análisis de fluidos y el examen de núcleos y recortes de perforaciones pertenecientes a sistemas geotérmicos costeros dan prácticamente el mismo cuadro. Truesdell⁴⁷ ha revisado la química de fluidos de los sistemas geotérmicos costeros. Aunque todos estos sistemas muestran patrones similares en la química de fluidos, se analizarán solamente aquéllos con una temperatura mayor que 200°C y con análisis de Br. El sistema mejor estudiado es el de Reykjanes, en el SO de Islandia, en el cual el agua se calienta entre 270 y 290°C y asciende a través de basalto y vidrio basáltico.³ Los análisis de fluidos de perforaciones calculadas a condiciones de yacimiento a 283°C (Tabla 2) muestran que durante el pasaje a través del sistema geotérmico, la concentración de Mg se ha reducido a 1 mg/kg (1/1300 del agua de mar); SO_4 a 21 mg/kg (1/130) y Na a 9630 mg/kg (9/10); mientras que K ha aumentado a 1400 mg/kg (3.7X), Ca a 1550 mg/kg (3.9X) y SiO_2 a aproximadamente 600 mg/kg (100X). El cloruro y el bromuro no varían.⁵⁶

La alteración en la mineralogía del basalto en las muestras de recortes no fue mayormente diferente a la de otros sistemas geotérmicos de alta temperatura de Islandia. Los basaltos cristalinos y vítricos se alteraron a montmorillonita y ceolita por debajo de los 200°C, a capas mezcladas de clorita-montmorillonita, prehnita y clorita entre 200 y 230°C, y a clorita, epidoto, prehnita y actinolita por encima de los 240°C. Se encontraron cuarzo y calcita a todas las temperaturas. Debido a que su solubilidad aumenta cuando la temperatura disminuye, no se esperaba hallar anhidrita en la zona de flujo ascendente pero, probablemente como consecuencia de la invasión esporádica de agua de mar fría, se encontró en toda esa zona. Estos estudios mineralógicos están limitados a la zona de flujo ascendente porque los pozos no alcanzaron la zona profunda donde tiene lugar la mayor parte de la alteración del agua de mar.

Shimogamo, el sistema geotérmico costero de Japón, se encuentra en las andesitas del Neógeno en la península Izu. Mizutani y Hamasuna³² consideran que el fluido geotérmico es una mezcla de agua de mar y agua meteórica. Este sistema se ha perforado sólo hasta los 200 m y, de acuerdo a los geotermómetros, se calcula que la temperatura subterránea está en la gama 160 a 220°C. Excepto Mg y HCO_3 , los componentes se originan a partir de agua de mar a alta temperatura y aumentan cuando aumenta el Cl, mientras que Mg y HCO_3 disminuyen cuando aumenta el Cl y se originan a partir de aguas meteóricas. En la tabla 2 se da la composición calculada del agua de mar alterada. En apariencia, esta agua de mar alterada tenía más Ca y SO_4 y menos K y Na que el agua de Reykjanes, pero exceptuando eso era muy similar. Estas diferencias se deben probablemente a temperaturas más bajas, pero también pueden estar relacionadas a la roca andesítica del yacimiento.

REACCIONES ROCA-AGUA DE MAR

Aunque no se dispone de muestras de rocas de la zona en la cual el agua de mar se calienta y altera, los procesos implicados se pueden inferir de estudios experimentales y de los cambios en la composición del agua de mar de los sistemas geotérmicos costeros. Los feldespatos cálcicos se albitizan parcialmente; los feldespatos y la mica se alteran a montmorillonita y, a temperaturas más altas, a clorita. Los vidrios se alteran con rapidez para formar productos similares. Estos procesos remueven Mg y algo de Na (con razones roca-agua altas) del fluido y liberan K y Ca. El calcio reacciona con SO_4 para precipitar anhidrita y con bicarbonato para precipitar calcita. La intensidad de estas reacciones de alteración aumenta con la temperatura; por encima de los 300°C se remueven el Mg y el SO_4 de la solución.

Durante el enfriamiento en la zona de flujo ascendente, algunos de estos cambios se invierten parcialmente. Las concentraciones de sílice, Ca y K en solución disminuyen cuando el cuarzo, los silicatos cálcicos y (debido a la ebullición) la calcita se precipitan, y K se intercambia con Na en feldespatos, mica y minerales arcillosos. Las concentraciones de magnesio permanecen bajas a menos que sean introducidas con aguas diluidas, pero SO_4 puede aumentar por oxidación de H_2S cerca de la superficie o por otros procesos tales como la solución de anhidrita (como en Reykjanes).

Aunque no existen datos experimentales de los cambios de deuterio en el agua de mar durante la reacción con la roca, la formación de productos de alteración acuosos debería producir un aumento en valores δD .⁴⁵ Es por eso que resulta llamativa la disminución de δD observada en Reykjanes (Tabla 2). La magnitud del cambio que se espera no es grande y no afectaría significativamente nuestro modelo.

ALTERACION DE LOS FLUIDOS DEL YACIMIENTO DE CERRO PRIETO

El fluido del yacimiento de Cerro Prieto es similar a otras aguas de mar alteradas (Tabla 2). Comparado con agua de mar, el típico fluido del acuífero perteneciente al pozo M-5 (calculado al contenido de cloruro del agua del mar) ha perdido Mg (1/1900 del agua de mar), SO_4 (1/360) y Na (96/100), y ganado Li (150X), K (6.4X), Rb (89X), Cs (360X), Mn (650X), Fe (45X) y B (4.6X). El calcio en solución ha aumentado 1.4 veces, pero el Ca total (incluyendo anhidrita precipitada) ha aumentado 4.2 veces. El cloruro es afectado por la dilución, pero la razón Cl/Br ha permanecido constante. En la figura 4 se comparan las composiciones de los fluidos de Cerro Prieto, Reykjanes y Shimogamo, con agua de mar normal. El fluido de Cerro Prieto tiene Li más alto y Ca un poco más bajo que otras aguas de mar térmicamente alteradas. Esto podría resultar de la precipitación de yeso durante la evaporación inicial del agua de mar o de alteración a temperaturas más altas.

La alteración mineral hidrotérmica en Cerro Prieto^{12/21} es similar a la descrita para Reykjanes. A temperaturas menores que los 150°C ocurre poca alteración y persisten la montmorillonita y la calcinita diagenéticas y detríticas. A 150°C la montmorillonita, caolinita y dolomita son remplazadas por illita-montmorillonita en capas intercaladas, y a 180°C aparecen clorita e illita. Los minerales de temperatura más altas son predominantemente silicatos de calcio-aluminio. A 225°C aparecen epidoto y ceolitas, a 300°C prehnita, actinolita y diópsido, y a 325°C la biotita remplace la clorita. La plagioclase detrítica y el K-feldespato, cuarzo y calcita detríticos e hidrotérmicos se encuentran en todas partes. Esta secuencia mineral es para los pozos de alta temperatura en la zona de flujo ascendente (o descarga). En las zonas donde las aguas son calentadas, la calcita y la anhidrita se precipitan y el cuarzo y el feldespato se disuelven.

Probablemente las reacciones que producen alteración en el agua de mar de Cerro Prieto son similares a las inferidas para otros sistemas. Sin embargo, en el acuífero sedimentario de Cerro Prieto algo de Ca puede provenir de la decarbonización térmica de calcita y dolomita, además del proveniente de alteración del feldespato, y parte de Li, K, Rb y Cs pueden ser de intercambio de iones o alteración de minerales arcillosos detríticos o diagenéticos.

De la comparación entre la química de fluidos y la alteración mineralógica observable en Cerro Prieto y en las aguas de mar de otros sistemas geotérmicos, se deduce que los procesos químicos son similares a pesar de diferencias en la roca del yacimiento, temperatura y salinidad del fluido. Esta similitud en las partes accesibles sugiere que los fluidos térmicos en cada sistema han sufrido procesos de alteración similares a profundidades mayores.

DESPLAZAMIENTO ISOTOPICO DE OXIGENO

Los fluidos del yacimiento de Cerro Prieto han intercambiado isótopos de oxígeno con minerales de la roca, produciendo un "desplazamiento isotópico de oxígeno" hacia contenidos más altos de oxígeno-18. Como el deuterio, el ^{18}O en el fluido se correlaciona con el cloruro, pero a diferencia del deuterio la correlación no está causada sólo por la mezcla de dos fluidos (Fig. 5). Resulta, más bien, del intercambio de ^{18}O dependiente de la temperatura entre fluidos y roca y de la correlación entre la temperatura y el cloruro que resultó de la mezcla (Fig. 2). La figura 6 muestra la relación entre la temperatura y los valores $\delta^{18}\text{O}$ de fluidos en 1977. También se presentan allí los valores $\delta^{18}\text{O}$ esperados para fluidos en equilibrio con calcita de $\delta^{18}\text{O} = -3.60$ y -2.35 .³⁹ Olson³⁷ ha informado valores de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita del yacimiento en areniscas que varían entre -3.0 y -1.5 . Antes de la explotación (cuando en general las temperaturas eran aproximadamente 15°C más altas), los valores $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos del acuífero en equilibrio de ^{18}O , con calcita de $\delta^{18}\text{O} = -3.0$ a -1.5 , probablemente fueron de alrededor de 0.5 a 1.0 por mil más altos que en 1977.

Basado en la diferencia isotópica en calcita proveniente de partes a alta y baja temperatura del yacimiento, y en un desplazamiento isotópico de oxígeno supuesto de 4 por mil, Olson³⁷ calculó una razón de volumen agua-roca de aproximadamente 5:1 para un sistema cerrado y de aproximadamente 2:1 para un sistema abierto. La entalpía y el cloruro de las aguas de Cerro Prieto (Fig. 2) indican que las aguas se enfrían predominantemente por mezclado con agua fría, lo que sugiere que el sistema es abierto. Si el valor de $\delta^{18}\text{O}$ original del fluido antes de la reacción con la roca era -13 , como se sugirió en la figura 5, el desplazamiento debe ser algo mayor que el supuesto por Olson (4.7 en vez de 4.0 por mil) y la razón agua-roca algo más baja.

CONCLUSIONES

Se calcularon concentraciones de deuterio y cloruro del fluido del yacimiento de Cerro Prieto, partiendo del análisis de vapor y agua separados y de temperaturas del geotermómetro Na-K-Ca. Estas concentraciones y las razones Cl/Br indican que los fluidos son una mezcla de agua del Río Colorado y una salmuera salina originada en agua de mar, formada posiblemente en lagunas de evaporación o sabkhas. Esta mezcla circuló a profundidad y se calentó por conducción de roca caliente o magma relacionada con el mecanismo de Cerro Prieto. Durante la circulación, el fluido sufrió alteraciones químicas, perdiendo Mg, SO_4 y algo de Na, e incorporando Li, K, Ca, B y trazas de otros elementos. En Cl/Br y en las concentraciones de cloruro y bromuro hubo poco o nada de cambio, excepto los causados por la dilución. Los cambios son similares a los observados en experimentos de alteración

de agua de mar y en sistemas geotérmicos costeros. Después del calentamiento y alteración, una dilución adicional produjo las salinidades y temperaturas de los fluidos previas a la explotación. Estos procesos se muestran esquemáticamente en la figura 7.

AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer a los colegas de la Comisión Federal de Electricidad, al Lawrence Berkeley Laboratory, a la Universidad de California en Riverside y al U. S. Geological Survey por los importantes análisis sobre la geoquímica de Cerro Prieto. En particular, se agradece a Alfredo Mañón y a sus colegas en la CFE por la ayuda recibida respecto a la recolección de datos de campo y al acceso a los datos físicos y a los análisis químicos; a R. O. Rye, USGS, por algunos de los análisis de deuterio; a E. A. Olson, Petro-Canadá, Inc., por los análisis de ^{18}O ; a R. O. Fournier, J. L. Bischoff, J. R. O'Neil y G. K. Czamanske, USGS, M. J. Lippmann, LBL, y Emanuel Mazor, del Weizman Institute de Israel, por sus provechosas críticas; y a D. E. White y L. J. P. Muffler, USGS, y a Emanuel Mazor por sus aportes sobre el origen de las aguas salinas. Se agradece también a P. C. Bennett y F. R. Portillo por ayudar en la producción de este trabajo, el cual fue subvencionado por el U. S. Department of Energy y el U. S. Geological Survey como parte del acuerdo de cooperación entre CFE y DOE, coordinado técnicamente por M. J. Lippmann del LBL.

TITULOS DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1. Temperaturas del yacimiento de Cerro Prieto y concen-

traciones de cloruro de las descargas de pozo después de la ebullición a 1 atmósfera en abril-mayo de 1977. Las temperaturas del yacimiento que se indican son: geotermómetro de sílice ($\square$), geotermómetro Na-K-Ca ($\bullet$), geotermómetro Na/K ($\triangle$), entalpía ($\diamond$) y medidas de fondo de pozo (∇).

Figura 2. Entalpía del fluido y cloruro del yacimiento de Cerro Prieto en 1973, al comienzo de la producción de energía. Los valores de entalpía se calcularon de temperaturas de Na-K-Ca.

Figura 3. Un modelo para la mezcla del agua del Río Colorado con agua de mar evaporada, que produce las concentraciones de cloruro y deuterio del yacimiento de Cerro Prieto. Los números de los pozos se muestran en el recuadro.

Figura 4. Comparación de las composiciones químicas del fluido del pozo M-5 de Cerro Prieto ($\bullet$) con las del agua de mar normal (∇), agua del yacimiento de Reykjanes ($\triangle$) y agua de Shimogamo ($\diamond$).

Figura 5. Un modelo para el origen de la composición de ^{18}O de las aguas del yacimiento de Cerro Prieto, basado en la mezcla del agua del Río Colorado y agua de mar evaporada, seguido por el desplazamiento isotópico de oxígeno.

Figura 6. Temperaturas del yacimiento y composiciones de ^{18}O de las aguas de Cerro Prieto, comparadas con la composición calculada de ^{18}O de agua en equilibrio con calca de $\delta^{18}\text{O} = -2.35$ y -3.60 .

Figura 7. Historia esquemática de las aguas del yacimiento de Cerro Prieto.

Tabla 1. Temperatura del yacimiento, cloruro, deuterio y oxígeno-18 de las aguas de pozo de Cerro Prieto en 1977.

Tabla 2. Composiciones de agua y vapor separados y agua del yacimiento calculada del pozo M-5 de Cerro Prieto, comparadas con agua de mar y otras aguas de mar alteradas.

Tabla 3. Gammas usuales de deuterio, contenido de cloruro y razones de peso Cl/Br en las salmueras de Cerro Prieto y otras aguas.