27
8-23-82

(1) I-4966

LBL-11967
CONF-810399

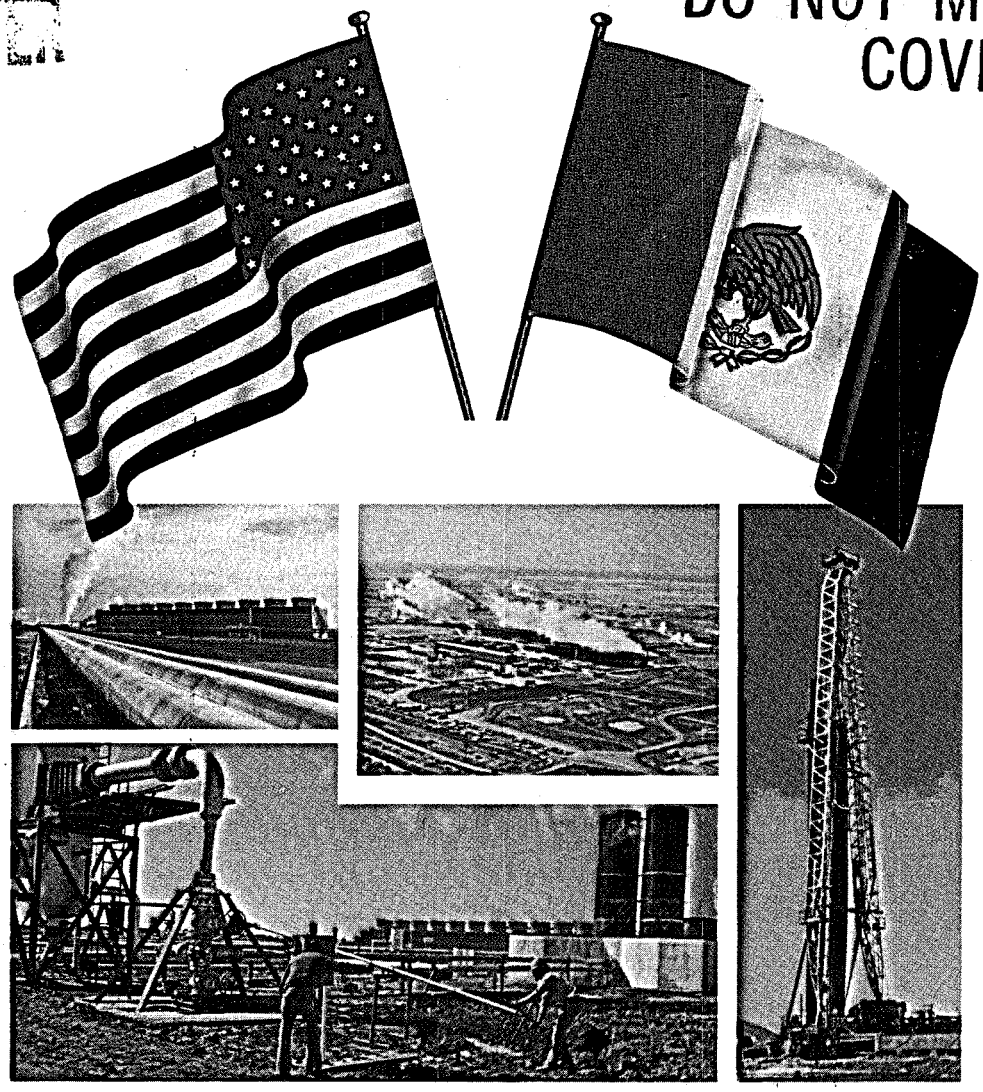
THIRD SYMPOSIUM ON THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD, BAJA CALIFORNIA, MEXICO

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

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.

LEGAL NOTICE

This book 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.

Printed in the United States of America
Available from
National Technical Information Service
U.S. Department of Commerce
5285 Port Royal Road
Springfield, VA 22161
Price Code: A25

Lawrence Berkeley Laboratory is an equal opportunity employer.

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.

LBL-11967
CONF-810399

MASTER

PROCEEDINGS/ACTAS

LBL--11967

DE82 019261

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

March 24-26, 1981
San Francisco, California, U.S.A.

NOTICE

PORTIONS OF THIS REPORT ARE ILLEGIBLE.

It has been reproduced from the best available copy to permit the broadest possible availability.

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

Coordinated by the Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley Laboratory, University of California, Berkeley, California, in cooperation with the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, Baja California, México.

Prepared for the U.S. Department of Energy under Contract No. DE-AC03-76SF00098

DISTRIBUTION OF THIS DOCUMENT IS UNLIMITED

CONTENTS • INDICE

These Proceedings include both English and Spanish versions of each paper presented at the Symposium. The version in the native language of the presentor precedes the translation. Illustrations and tables, which have been placed between the two versions, include captions in both languages.

Estas Actas incluyen las versiones en inglés y en español de las presentaciones dadas durante el Simposio. La versión en el idioma original precede la traducción. Las ilustraciones y tablas, con títulos en ambos idiomas, han sido colocadas entre las dos versiones.

FOREWORD • PROLOGO vii

OPENING SESSION • SESION DE APERTURA

WELCOME 1
Bienvenida 1
John L. Molinari
WELCOME 2
Bienvenida 3
David A. Shirley

OPENING REMARKS 5
Palabras de Apertura 6
Martin G. Domagala

PALABRAS DE APERTURA 7
Opening Remarks 8
Joaquín Carrión Hernández

INTRODUCTORY REMARKS 10
Palabras de Introducción 10
Robert A. Gray

PALABRAS DE INTRODUCCION 12
Introductory Remarks 13
Héctor Alonso Espinosa

GEOLOGY • GEOLOGIA

EXPLORATION AND DEVELOPMENT OF CERRO PRIETO 17
Exploración y Desarrollo de Cerro Prieto 26
M. A. Teilman and U. J. Cordon

CONFIGURACION DE LOS CUERPOS LITOLOGICOS DE LODOLITA, LUTITA CAFE, ... 29
LUTITA GRIS, ZONAS DE SILICE Y EPIDOTA, Y SUS RELACIONES CON LA
TECTONICA DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO
Configuration of the Mudstones, Gray- and Coffee-Colored Shale 43
Lithologic Units, Zones of Silica and Epidote, and Their
Relation to the Tectonics of the Cerro Prieto Geothermal Field
J. M. Cobo R.

PROPUESTA DE UN MODELO GEOLOGICO EN FUNCION DE REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS 46
Proposed Geologic Model Based on Geophysical Well Logs 59
S. Díaz C., I. Puente C., y A. de la Peña L.

EVALUATION OF GEOLOGIC CHARACTERISTICS AT CERRO PRIETO 62
Evaluación de las Características Geológicas en Cerro Prieto 71
J. H. Howard, S. E. Halfman, and S. P. Vonder Haar

VELOCIDAD DE PERFORACION DE LA SECUENCIA ESTRATIGRAFICA 77
DEL AREA DE CERRO PRIETO
Drilling Rate for the Cerro Prieto Stratigraphic Sequence 85
R. Prian C.

EVOLUTION OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL SYSTEM AS INTERPRETED 88
FROM VITRINITE REFLECTANCE UNDER ISOTHERMAL CONDITIONS
Evolución del Sistema Geotérmico de Cerro Prieto en Base a 97
Reflectancia de la Vitrinita Bajo Condiciones Isotérmicas
C. E. Barker, M. J. Pawlewicz, N. H. Bostick, and W. A. Elders

AN INTEGRATED MODEL FOR THE NATURAL FLOW REGIME IN THE CERRO PRIETO HYDROTHERMAL SYSTEM BASED UPON PETROLOGICAL AND ISOTOPE GEOCHEMICAL CRITERIA 102
Un Modelo Integrado Para el Régimen Natural de Flujo en el Sistema Hidrotermal de Cerro Prieto Basado en Criterios Petrológicos y de Geoquímica de Isótopos 110
W. A. Elders, A. E. Williams, and J. R. Hoagland

DATING THERMAL EVENTS AT CERRO PRIETO USING FISSION TRACK ANNEALING 114
Datación de Episodios Termales en Cerro Prieto Usando el Recocido de Trazas de Fisión 119
S. J. Sanford and W. A. Elders

USE OF WIRELINE LOGS AT CERRO PRIETO IN THE IDENTIFICATION OF THE DISTRIBUTION OF HYDROTHERMALLY ALTERED ZONES AND DYKE LOCATIONS, AND THEIR CORRELATION WITH RESERVOIR TEMPERATURES 123
Uso de Registros Eléctricos en Cerro Prieto Para Establecer la Distribución de Zonas de Alteración Hidrotermal y la Localización, de Diques, y sus Correlaciones con Temperaturas del Yacimiento 134
D. T. Seamount, Jr. and W. A. Elders

HYDROTHERMAL ALTERATION OF SEDIMENTS ASSOCIATED WITH SURFACE EMISSIONS FROM THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD 140
Alteración Hidrotermal de Sedimentos Asociados con las Manifestaciones Superficiales del Campo Geotérmico de Cerro Prieto 146
J. N. Valette-Silver, I. Esquer P., W. A. Elders, P. C. Collier, and J. R. Hoagland

GEOCHEMISTRY • GEOQUIMICA

OXYGEN ISOTOPE EXCHANGE IN ROCKS AND MINERALS FROM THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL SYSTEM: INDICATORS OF TEMPERATURE DISTRIBUTION AND FLUID FLOW 149
Intercambio de Isótopos de Oxígeno en Rocas y Minerales del Sistema Geotérmico de Cerro Prieto: Indicadores de la Distribución de Temperatura y del Flujo de Fluido 158
A. E. Williams and W. A. Elders.

DYNAMICS OF A GEOTHERMAL FIELD TRACED BY NOBLE GASES: CERRO PRIETO, MEXICO 163
Dinámica de un Campo Geotérmico Investigada Mediante Gases Nobles: Cerro Prieto, México 174
E. Mazor and A. H. Truesdell

GAS CHEMISTRY AND THERMOMETRY OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD 178
Química de Gases y Termometría del Campo Geotérmico de Cerro Prieto 185
N. L. Nehring and F. D'Amore

ESTADO ACTUAL DE LOS ESTUDIOS SOBRE GEOQUIMICA HIDROTERMAL EN CERRO PRIETO 188
Current State of the Hydrothermal Geochemistry Studies at Cerro Prieto 213
J. J. Fausto L., M. E. Jiménez S., e I. Esquer P.

PRODUCTION INDUCED BOILING AND COLD WATER ENTRY IN THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL RESERVOIR INDICATED BY CHEMICAL AND PHYSICAL MEASUREMENTS 221
Evidencias Químicas y Físicas de Ebullición y Entrada de Agua Fría en el Yacimiento Geotérmico de Cerro Prieto Inducidas por la Explotación 238
M. A. Grant, A. H. Truesdell, and A. Mañón M.

RADON AND AMMONIA TRANSECTS ACROSS THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD 248
Secciones Transversales de Radón y Amoníaco a Través del Campo Geotérmico de Cerro Prieto 257
L. Semprini and P. Kruger

RELATIONSHIP BETWEEN WATER CHEMISTRY AND SEDIMENT MINERALOGY IN THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD: A PRELIMINARY REPORT 263
Relación Entre la Química del Agua y la Mineralogía de los Sedimentos del Campo Geotérmico de Cerro Prieto: un Informe Preliminar 274
J. N. Valette-Silver, J. M. Thompson, and J. W. Ball

SUBSIDENCE • ASENTAMIENTO DEL TERRENO

RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS DE NIVELACION DE PRIMER ORDEN REALIZADOS EN EL VALLE DE MEXICALI Y EN EL CAMPO DE CERRO PRIETO 281
Results of the First Order Leveling Surveys in the Mexicali Valley and at the Cerro Prieto Field 290
A. de la Peña L.

PROPERTIES OF CERRO PRIETO ROCK AT SIMULATED IN SITU CONDITIONS 292
Propiedades de las Rocas de Cerro Prieto Bajo Condiciones In-Situ Simuladas 296
J. F. Schatz

MEASURED GROUND-SURFACE MOVEMENTS, CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD 299
Movimientos de la Superficie del Terreno Medidos en el 306
Campo Geotérmico de Cerro Prieto
B. L. Massey

GEOHYDROLOGY • GEOHIDROLOGIA

GEOHIDROLOGIA DEL ACUIFERO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO 309
Geohydrology of the Cerro Prieto Geothermal Aquifer 324
J. Sánchez R. y A. de la Peña L.

GEOPHYSICS • GEOFISICA

PRECISION GRAVITY STUDIES AT CERRO PRIETO - A PROGRESS REPORT 329
Estudios de Gravedad de Precisión en Cerro Prieto - Informe de Avance 334
R. B. Grannell, R. C. Kroll, R. M. Wyman, and P. S. Aronstam

ATENUACION DE ONDAS DE CORTE EN LA REGION DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO 337
Shear Wave Attenuation in the Region of the Cerro Prieto Geothermal Field 337
C. A. Reyes Z., A. Albores L., J. A. Chang, H. Alonso E., y A. Mañón M.

SEISMICITY AND ARRIVAL-TIME RESIDUALS FROM THE VICTORIA EARTHQUAKE OF JUNE 9, 1980 338
Sismicidad y Residuos de Tiempos de Llegada del 344
Terremoto Victoria del 9 de Junio de 1980
V. Wong and J. Frez

DETAILED MICROEARTHQUAKE STUDIES AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD 347
Estudios Microsísmicos Detallados en el Campo 353
Geotérmico de Cerro Prieto
E. L. Majer and T. V. McEvilly

MAGNETOTELLURIC STUDIES AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD 357
Estudios Magnetotelúricos en el Campo Geotérmicro de Cerro Prieto.....368
W. M. Goubau, N. E. Goldstein, and J. Clarke

RESULTS FROM TWO YEARS OF RESISTIVITY MONITORING AT CERRO PRIETO 372
Resultados de Dos Años de Monitoreo de la Resistividad en Cerro Prieto 380
M. J. Wilt and N. E. Goldstein

EXTENSION DEL CAMPO DE CERRO PRIETO Y FUTURAS ZONAS CON 384
PROBABILIDADES GEOTERMICAS EN EL VALLE DE MEXICALI
Extension of the Cerro Prieto Field, and Zones in the 415
Mexicali Valley With Geothermal Possibilities in the Future
H. L. Fonseca L., A. de la Peña L., I. Puente C., y E. Díaz C.

MODELADO BIDIMENSIONAL DE PSEUDOSECCIONES DE RESISTIVIDAD 422
APARENTE DE LA REGION DE CERRO PRIETO
Two-Dimensional Modeling of Apparent Resistivity Pseudosections 427
in the Cerro Prieto Region
R. Vega y M. Martínez

RESERVOIR ENGINEERING • INGENIERIA DE YACIMIENTOS

COMENTARIOS DE ALGUNOS PROBLEMAS DE PERFORACION Y TERMINACION 431
DE POZOS GEOTERMICOS EN CERRO PRIETO
Comments on Some of the Drilling and Completion Problems in 448
Cerro Prieto Geothermal Wells
B. Domínguez A. y G. Sánchez G.

COMPORTAMIENTO DE ADEMES EN POZOS PRODUCTORES DE CERRO PRIETO 455
Performance of Casings in Cerro Prieto Production Wells 461
B. Domínguez A., F. Vital B., F. J. Bermejo M., y G. Sánchez G.

COMPORTAMIENTO DE LAS PRESIONES Y SUS REPERCUSIONES EN EL CAMPO 464
GEOTERMICO DE CERRO PRIETO
Pressure Changes and Their Effects on the Cerro Prieto Geothermal Field 471
F. J. Bermejo M., F. X. Navarro O., C. A. Esquer P.,
F. Castillo B., y F. C. de la Cruz D.

DISTRIBUCION DE TEMPERATURAS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO 474
Temperature Distribution in the Cerro Prieto Geothermal Field 482
F. Castillo B., F. J. Bermejo M., B. Domínguez A.,
C. A. Esquer P., y F. J. Navarro O.

PERFILES DE PRESION TEORICOS CONTRA VALORES OBSERVADOS EN POZOS GEOTERMICOS 484
Comparison of Theoretical and Observed Pressure Profiles in Geothermal Wells 492
R. Márquez M.

ANALYSIS OF CERRO PRIETO PRODUCTION DATA 496
Análisis de Datos de Producción de Cerro Prieto 500
K. P. Goyal, C. W. Miller, M. J. Lippmann, and S. P. Vonder Haar

RESULTADOS DE LAS ULTIMAS PRUEBAS TRANSITORIAS DE PRESION 504
EN POZOS DE CERRO PRIETO
Results of the Latest Transient Well Pressure Tests at Cerro Prieto 510
A. Abril G. y C. Vargas G.

REINJECTION • REINYECCION

TRATAMIENTO DE LA SALMUERA DE CERRO PRIETO I PARA REINYECCION 513
2. RESULTADOS DE LAS PRUEBAS EN PLANTA PILOTO
Treatment of the Cerro Prieto I Brines for Use in Reinjection 528
2. Results of the Pilot Plant Tests
R. Hurtado J., S. Mercado G., E. Rocha C., H. Gamiño O., y F. Garibaldi P.

PRUEBAS DE REINYECCION SIN TRATAMIENTO EN CERRO PRIETO 534
Reinjection Tests Without Treatment at Cerro Prieto 534
C. Cortéz A.

INTERPRETACION DEL COMPORTAMIENTO DE POZOS REINYECTORES EN CERRO PRIETO 535
Interpretation of the Behavior of Reinjection Wells at Cerro Prieto 535
C. Vargas G. e I. Canchola F.

THE CERRO PRIETO REINJECTION TESTS: STUDIES OF A MULTILAYER SYSTEM 537
Las Pruebas de Reinyección en Cerro Prieto: 548
Estudio de un Sistema de Estratos Múltiples
C. F. Tsang, D. C. Mangold, C. Doughty, and M. J. Lippmann

BANQUET ADDRESS • DISCURSO DEL BANQUETE

THE GEYSERS PROJECT - GEOTHERMAL ENERGY DEVELOPMENT 553
Proyecto The Geysers - Desarrollo de Energía Geotérmica 556
Russell P. Wischow

CLOSING SESSION • SESION DE CLAUSURA

RESUMEN Y CONCLUSIONES 559
Summary and Conclusions 561
Héctor Alonso Espinosa

SUMMARY AND CONCLUSIONS 563
Resumen y Conclusiones 564
Robert A. Gray

PALABRAS DE CLAUSURA 565
Closing Remarks 566
Leonardo Rodríguez Alcaine

CLOSING REMARKS 568
Palabras de Clausura 569
George E. Brown

APPENDICES • APENDICES

LIST OF PARTICIPANTS • LISTA DE PARTICIPANTES 573

AUTHOR INDEX • INDICE POR AUTORES 582

FOREWORD

The Third Symposium on the Cerro Prieto geothermal field, attended by about 250 scientists and engineers, was cochaired by Dr. Paul A. Witherspoon (LBL) and Ing. Héctor Alonso Espinosa (CFE); Werner J. Schwarz (LBL) was the symposium coordinator.

At the time this symposium was held, about three-and-a-half years had passed since the signing of the U.S. Department of Energy and Comisión Federal de Electricidad de México agreement on the Cerro Prieto geothermal field. Since the beginning of the agreement, much has been learned about the subsurface of the field and its response to exploitation. Most of the findings to date are summarized in the papers included in this volume. Earlier results were described in the proceedings of the previous symposia, the first held in San Diego, California, in September 1978, and the second in Mexicali, Baja California, in October 1979.

Until now, the bulk of the studies have dealt with the western part of the field (Cerro Prieto I area), which began supplying steam to the first generating unit of the power plant in early 1973. This area continues to produce most of the fluid required by the five units operating in the field, with a total capacity of 180 MWe.

Since 1978 an intensive drilling program has been carried out in the eastern portions of the field (Cerro Prieto II and III areas). Although a wealth of information on the subsurface geology has been gathered, we do not yet have much data on the long-term production characteristics of most wells in these areas. Those wells will be put on line when the two new 220-MWe power plants begin operating in 1983 and 1984.

The collection of baseline data on the eastern reservoir will not be completed before the DOE/CFE agreement expires in July 1982. It is hoped that cooperation between Mexico and the U.S. on Cerro Prieto will continue after that date because this field is one of the most thoroughly documented in the world, and the experience and information gained from its study is relevant to other geothermal areas.

These proceedings include all the presentations, in both their English and Spanish versions. To expedite publication of these proceedings, many of the papers in this volume have been incorporated with a minimum of editorial changes and corrections. Most of the burden of preparing this volume fell on my colleague Dr. Rubén Zelwer (LBL), who is assisting me with the coordination of the agreement. I would also like to acknowledge the assistance of others who helped prepare these proceedings: Ing. Alfredo Mañón M. (CFE), Michaele C. Ramírez (LBL), George S. Pappas (LBL), Marilee B. Bailey, (LBL), Aylette Villemain (LBL), Josephine A. Camp (LBL), and Natalia Figueroa G. (CFE).

Dr. Marcelo J. Lippmann
U.S. Technical Coordinator
DOE/CFE Cerro Prieto
Cooperative Agreement

PROLOGO

El Tercer Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, en el cual participaron alrededor de 250 personas, fue co-presidido por el Dr. Paul Witherspoon (LBL) y el Ing. Héctor Alonso Espinosa (CFE). El Sr. Werner J. Schwarz (LBL) fue el coordinador del simposio.

Cuando se realizó este simposio en marzo de 1981, habían transcurrido tres años y medio desde la firma del acuerdo entre el Departamento de Energía de los Estados Unidos y la Comisión Federal de Electricidad sobre Cerro Prieto. Desde que comenzó el acuerdo, mucho se ha aprendido sobre el subsuelo del campo y su respuesta a la explotación. Gran parte de los resultados obtenidos recientemente se describen en este volumen. Resultados anteriores se pueden encontrar en las actas de los simposios previos, el primero realizado en San Diego, California, en septiembre de 1978, y el segundo en Mexicali, Baja California, en octubre de 1979.

Hasta ahora, el objetivo de la mayoría de los trabajos de investigación ha sido el estudio de la parte occidental del campo (área de Cerro Prieto I), la cual a comienzos de 1973 empezó a suministrar vapor a la primera unidad de la planta geotermoeléctrica. Esta zona continúa produciendo la mayor parte del fluido requerido por las cinco unidades, con una capacidad total de 180 MWe, que actualmente funcionan en el campo.

Desde 1978 se ha venido desarrollando un intensivo programa de perforación en la parte oriental del campo (áreas de Cerro Prieto II y III). Aunque se ha reunido gran cantidad de información sobre la geología del subsuelo de esa zona, todavía no se tiene muchos datos sobre las características de producción a largo plazo de los pozos de esta parte del campo. Estos pozos se pondrán en línea cuando las dos nuevas plantas de 220 MWe entren en operación en 1983 y 1984.

La obtención de datos sobre las condiciones iniciales correspondientes a la región oriental del yacimiento no se habrá completado antes de la terminación del acuerdo, en julio de 1982. Esperamos que la cooperación entre México y los

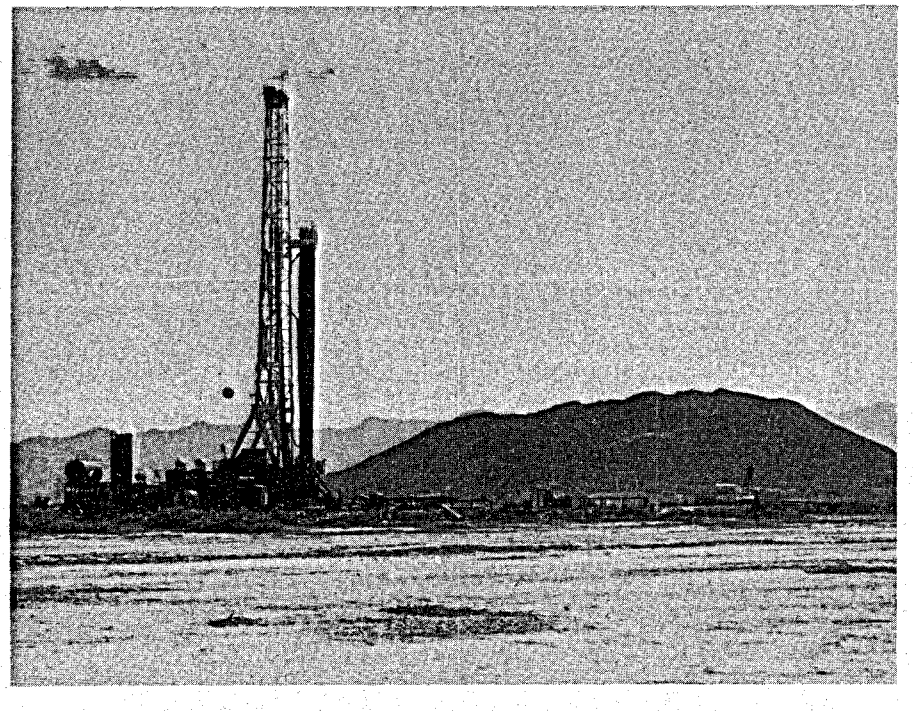
Estados Unidos sobre Cerro Prieto continúe después de esa fecha, ya que este campo es uno de los que más detalladamente se han estudiado en el mundo, y la experiencia e información que allí se han obtenido es pertinente a otras áreas geotérmicas.

Estas actas incluyen todas las presentaciones, tanto en inglés como en español, que se dieron durante el simposio. Para facilitar su publicación, muchos de los trabajos en este tomo han sido incorporados con un mínimo de cambios y correcciones editoriales. La mayor parte del trabajo de preparación le correspondió a mi colega, el Dr. Rubén Zelwer (LBL), quien me está ayudando con la coordinación del acuerdo. También quisiera agradecer la ayuda de las siguientes personas en la preparación de estas actas: Ing. Alfredo Mañón M. (CFE), Michaele C. Ramírez (LBL), George S. Pappas (LBL), Marilee B. Bailey (LBL), Aylette Villemain (LBL), Josephine A. Camp (LBL), y Natalia Figueroa G. (CFE).

Dr. Marcelo J. Lippmann
Coordinador Técnico de EE. UU. del
Acuerdo de Cooperación entre
DOE/CFE sobre Cerro Prieto

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

OPENING SESSION
SESION DE APERTURA



WELCOME

The Honorable John Molinari
President, Board of Supervisors
City and County of San Francisco
San Francisco, California, U.S.A.

Thank you very much, Mr. Chairman, distinguished participants at the dais, ladies and gentlemen. It is indeed my pleasure to be here this morning to welcome such a distinguished group to our city. When Mr. Schwarz asked me to address you, I accepted readily and happily. It is not often that I am able to associate myself with such a high level organization. After all, I am merely a poor politician who, from time to time, gets to welcome groups of visiting acrobats and other things!

Seriously, we are very pleased that you chose to hold your Third Symposium here in San Francisco. We are aware of the close ties between the United States and Mexico, both historically and currently, and we feel a real kinship exists between our people -- particularly here in San Francisco, which many Mexican citizens and their descendants have made their home.

We also recognize and appreciate the work that you are doing. I am quick to tell you that I know nothing of the technical aspects of your work, but I do know that we are all searching for alternative forms of energy. I am sure that your endeavors in this regard will be of significant benefit and value to the future generations of both of our countries.

I hope that during your stay in San Francisco you will enjoy some of the things our city has to offer. I would like to show you our City Hall and other official buildings and to introduce you to some of the political aspects of life in San Francisco. I might even be able to arrange a quick visit with the Mayor if you would like to meet her. If you find an opportunity to do this, I would be most happy to welcome you to City Hall.

We consider this Symposium and the cooperative efforts it represents to be an important aspect of the relations between the United States and Mexico. And we sincerely hope that San Francisco will provide the proper atmosphere and surroundings for your work.

BIENVENIDA

Muchas gracias Sr. Presidente, distinguidos participantes, damas y caballeros. Es por cierto un placer para mí estar aquí esta mañana para darles la bienvenida a nuestra ciudad. Cuando el Sr. Schwarz me pidió que me dirigiera a Uds., acepté inmediata y gustosamente pues no muy frecuentemente puedo reunirme con un grupo de personas de tan alto nivel. Soy simplemente un político que de tiempo en tiempo da la bienvenida a acróbatas visitantes y otros grupos por el estilo.

Ahora seriamente, estamos encantados de que hayan elegido nuestra ciudad como sede del Tercer Simposio. Tenemos conciencia de los estrechos lazos entre Estados Unidos y México tanto historicamente como en la actualidad. Sentimos que existe una verdadera afinidad entre nuestra gente, especialmente aquí en San Francisco donde se han establecido muchos ciudadanos mexicanos y sus descendientes.

Nosotros también reconocemos y apreciamos el trabajo que Uds. están realizando. Me apresuro a decirles que nada sé sobre los aspectos técnicos de vuestro trabajo, pero si sé que todos nosotros estamos buscando formas alternativas de energía. Vuestro tabajo, estoy seguro, será de gran beneficio a las generaciones futuras de nuestros dos países.

Espero que durante vuestra estadía en San Francisco disfrutarán algo de lo que nuestra ciudad tiene para ofrecer. Me gustaría mucho mostrarles nuestro ayuntamiento y otros edificios públicos, asi como algunos de los aspectos políticos de la vida de San Francisco. Incluso podría arreglar una breve visita a la Sra. Alcalde si alguien de Uds. quisiera conocerla. Si tienen la oportunidad de hacerlo, estaría muy feliz de bienvenirlos al ayuntamiento.

Consideramos este simposio y la cooperación que representa como un aspecto muy importante de las relaciones entre Estados Unidos y México. Sinceramente esperamos que San Francisco les brinde el ambiente apropiado a vuestro trabajo.

WELCOME

David A. Shirley
Director, Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

It is a great privilege and a real pleasure to greet you this morning on behalf of the Lawrence Berkeley Laboratory. Our Lab is very proud of its role as the principal institution selected by the Division of Geothermal Energy of the United States Department of Energy to participate in the joint Mexican/ United States technical program being conducted at the Cerro Prieto Geothermal Field. We are delighted to participate as hosts in this three-day Symposium to assess the accomplishments of this joint technical program.

The Lawrence Berkeley Laboratory is a multipurpose institution and the responsibilities for this Geothermal program fall in our Earth Sciences Division, which was founded and is still led by Professor Paul Witherspoon. When Professor Witherspoon was appointed to his position, the Laboratory management neglected to inform him that LBL was a national laboratory and this omission allowed him to convert it rapidly into an international laboratory by inaugurating geothermal contacts and programs in Mexico, New Zealand, Iceland, Italy and elsewhere, as well as other geological programs for other purposes in Sweden. These programs afford us the opportunity to meet colleagues throughout the world to work on projects of common interest. This is one of the great benefits of these international programs. It also helps Paul to stay current in somewhere between ten and twelve languages.

The Lawrence Berkeley Laboratory is looking ahead to a continuation of the collaboration with our Mexican colleagues in Cerro Prieto and, hopefully, to continue our joint ventures with the Comision Federal de Electricidad de Mexico.

It occurs to me that many of you in the Mexican delegation may be curious about the Lawrence Berkeley Laboratory and may wish to know more about it. One way to satisfy this curiosity is to visit us sometime this week at our home base, which is just 20 miles across the Bay. In fact you can see the Lawrence Berkeley Laboratory from many points in San Francisco. Mr. Werner Schwarz can arrange transportation, and I invite you to see him if you'd like to visit the Laboratory.

Or, if at some time in the future you are visiting the San Francisco area, you are always welcome to drop in and see us. Our Laboratory is open to visitors from all countries, and we have a number of organized tours. Of course you are welcome to visit your colleagues, especially in the Earth Sciences Division.

I would like to tell you a little about the Lawrence Berkeley Laboratory. This Laboratory will be celebrating its fiftieth anniversary this year. Our founder was Ernest O. Lawrence, the Nobel Prize physicist who invented the atom smasher called the "Cyclotron." His laboratory became famous for discoveries in nuclear physics, nuclear chemistry, and synthesis of the heavy artificial elements, high-energy physics, and nuclear medicine.

At the present time, LBL is a distinct institution in the University of California system of campuses and laboratories. It is adjacent to the Berkeley Campus of the University of California, but is a distinct entity. It is operated by the University under contract to the United States Department of Energy, as a multi-purpose national laboratory.

In addition to the historical activities in the nuclear sciences, Lawrence Berkeley Laboratory is involved in a number of activities that border on the earth sciences: for example, materials science, surface science, and many others. We also have programs in fusion energy, energy conservation, energy policy analysis, and, of course, many programs in the earth sciences, all within the scope of the activities of the Department of Energy.

About half of our activities can be described as basic scientific research, and the rest is applied research.

The geographical location of Lawrence Berkeley Laboratory on a hillside immediately above the Berkeley campus of the University has resulted in many strong connections between these two institutions. Nearly two hundred members of the Berkeley faculty participate in the activities at Lawrence Berkeley Laboratory, many in positions of managerial responsibility, such as Professor Witherspoon and myself. Over 500 graduate students are doing Ph.D. thesis research at Lawrence Berkeley Lab. The total number of employees is about 3,600, and we have a budget of approximately 135 million dollars.

The Laboratory welcomes participation in its programs by scientists from other countries, and currently it has several hundred participants from 48 countries working in its nine scientific divisions. There are a number of participants from the United States of Mexico, but we would welcome many more. Thus, let me suggest to you that Mexican scientists or professors you know who have the opportunity to consider sabbatical leave or research leave outside of Mexico may wish to consider working at our Laboratory. This work can be in any of the activities that I have listed, in addition to geothermal energy. If you know some Mexican colleague who might be interested in visiting the Laboratory, please advise him, or her, to write directly to me.

The Lawrence Berkeley Laboratory and its many scientists who have worked on the Cerro Prieto collaboration are proud to play host to this Symposium. We salute the technical achievements of this collaboration, and we value the friendships which have resulted from it.

Let me finish, then, by saying once again: welcome, and best wishes for an exciting and productive Symposium.

BIENVENIDA

Es un gran privilegio y un sincero placer saludarlos esta mañana en nombre del Lawrence Berkeley Laboratory. Nuestro laboratorio se siente muy orgulloso de su papel de principal institución elegida por la División de Energía Geotérmica del Departamento de Energía de los Estados Unidos para participar en el programa técnico conjunto Mexico-Americano que se lleva a cabo en el campo de Cerro Prieto. Estamos encantados de ser los anfitriones de este Simposio de tres días destinado a evaluar los logros de este programa de cooperación técnica.

El Lawrence Berkeley Laboratory es una institución con multiples objetivos. Las responsabilidades del programa geotérmico recaen en nuestra División de Ciencias de la Tierra fundada y dirigida aún hoy por el Profesor Paul Witherspoon. Cuando el Profesor Witherspoon fue nombrado en su puesto, la dirección del Laboratorio omitió informarle que el Lawrence Berkeley Laboratory era un laboratorio nacional, y dicha omisión le permitió convertirlo rapidamente en un laboratorio internacional al iniciar contactos y programas geotérmicos con México, Nueva Zelandia, Islandia, Italia y otros países, así como también programas geológicos con otros fines en Suecia. Dichos programas nos brindaron la oportunidad de conocer colegas de todo el mundo al colaborar en proyectos de interés común. Este es uno de los grandes beneficios de estos programas internacionales. También ayuda a Paul a practicar los diez a doce idiomas que el domina.

El Lawrence Berkeley Laboratory espera poder continuar su colaboración con nuestros colegas mexicanos de Cerro Prieto y tiene esperanzas de continuar sus proyectos conjuntos con la Comisión Federal de Electricidad de México.

Se me ocurre que muchos de Uds. en la delegación mexicana pueden tener curiosidad respecto del Lawrence Berkeley Laboratory y quisieran saber más sobre el mismo. Una forma de satisfacer esta curiosidad es visitando esta semana nuestro laboratorio que se encuentra a sólo 20 millas, del otro lado de la Bahía. Por cierto, Uds. pueden ver el Lawrence Berkeley Laboratory desde muchos lugares de San Francisco. El Sr. Werner Schwarz puede organizar el transporte y los invito a que hablen con él si desean visitar el Laboratorio.

Si en alguna otra ocasión visitan la zona de San Francisco, siempre será bienvenida su visita. Nuestro Laboratorio está abierto a visitantes de todos los países y tenemos un número de visitas guiadas y, por supuesto, serán bienvenidos a visitar a vuestros colegas, especialmente los de la División de Ciencias de la Tierra.

Me gustaría decirles algo más sobre el Lawrence Berkeley Laboratory. Este Laboratorio festejará este año su quincuagésimo aniversario. Nuestro fundador fue Ernest O. Lawrence, ganador del premio Nóbel de física, que inventó el ciclotron, un acelerador de partículas. Su laboratorio se hizo famoso por sus descubrimientos en física nuclear, química nuclear, la síntesis de elementos artificiales pesados, física de altas energías, y medicina nuclear.

En la actualidad, esta institución es parte del sistema de universidades y laboratorios de la Universidad de California. Aunque se encuentra adyacente al campus de Berkeley de la Universidad de California, es una entidad separada. Está administrado por la Universidad bajo contrato con el Departamento de Energía de Estados Unidos, como un laboratorio nacional con múltiples objetivos.

Aparte de sus bien conocidas actividades en las ciencias nucleares, el Lawrence Berkeley Laboratory está involucrado en un número de actividades relacionadas con las ciencias de la tierra: por ejemplo, ciencia de materiales, ciencia de superficies y muchas otras. También tenemos programas en energía de fusión, conservación de energía, análisis de la política energética y, por supuesto, muchos programas en las ciencias de la tierra, todos dentro de la esfera de actividades del Departamento de Energía.

Alrededor de la mitad de nuestras actividades pueden describirse como investigación básica y el resto como investigación aplicada.

La localización geográfica del Lawrence Berkeley Laboratory sobre la ladera de una colina junto al campus de Berkeley ha generado lazos muy fuertes entre ambas instituciones. Aproximadamente doscientos profesores de Berkeley participan en actividades del Lawrence Berkeley Laboratory, muchos en puestos de responsabilidad administrativa, como el Profesor Witherspoon y yo. Más de 500 estudiantes graduados realizan sus tesis de investigación para el doctorado en el Lawrence Berkeley Laboratory. El número total de empleados es de alrededor de 3.600, y tenemos un presupuesto de aproximadamente 135 millones de dólares.

Con gusto el Laboratorio recibe en sus programas la participación de científicos de otros países; actualmente tiene varios centenares de participantes de 48 países diferentes trabajando en sus nueve divisiones científicas. Hay un número de cientificos de México, pero nos gustaría recibir aún más. Permítanme sugerirles que científicos o profesores mexicanos que Uds. conozcan y que tengan

la oportunidad de considerar un período sabático o de investigación fuera de México, consideren también trabajar en nuestro Laboratorio. Dicho trabajo puede ser en cualquiera de las actividades que he mencionado, además de la energía geotérmica. Si Uds. conocen algún colega mexicano interesado en visitar el Laboratorio, por favor aconséjenle que me escriba directamente.

El Lawrence Berkeley Laboratory y los científicos que han colaborado con Uds. en el trabajo de Cerro Prieto se sienten orgullosos de ser anfitriones de este Simposio. Apreciamos los logros técnicos de esta colaboración y valoramos las amistades que han resultado de ella.

Permítanme finalizar diciendo nuevamente: bienvenidos y mis mejores deseos para un excitante y productivo Simposio.

OPENING REMARKS

Martin J. Domagala
Deputy Regional Representative, Region IX
U.S. Department of Energy
San Francisco, California, U.S.A.

On behalf of the United States Department of Energy, and Secretary James Edwards, I welcome you to San Francisco and to this Third Symposium of our joint Mexican/United States program on geothermal energy.

As most of you know, this program represents the first joint effort between our two countries to accelerate the development of an additional source of energy in North America.

I have been impressed by the progress made since this Agreement was signed in July of 1977.

The first year focused on gathering information; the second on synthesizing the data; and this past third year has been an exciting one in which the data base has been used to develop realistic modeling of the resource and to contribute to the information foundation necessary for commercial commitments to sell electricity.

Specifically, the geological, geophysical, geochemical studies and well tests under this program have developed a workable knowledge of the geothermal resource in the Cerro Prieto field. This knowledge will aid beneficial exploitation of the field.

As the first major liquid-dominated system producing in North America, the data developed by the Cerro Prieto project will without question be significant for its sister geothermal fields located in California's Imperial Valley.

In fact, since the last symposium, two 10 MWe geothermal systems have been brought on line by U.S. private industry in the Imperial Valley. (In January 1980, the Magma Power Company's plant began operation and achieved continuous operation in August, and in July 1980 the Southern California Edison/Union plant came on line at North Brawley). These are the first U.S.precursors of an anticipated growth of liquid-dominated systems to parallel that now underway in the Cerro Prieto field.

With the Geysers field, which you can visit Friday, almost 1,000 MWe of installed capacity of geothermal energy now exists in Region IX, all located in California--the largest concentration of commercial geothermal energy in the world. At the present time, 8% of Pacific Gas and Electric's -- this nation's largest utility -- installed capacity is geothermal, and 750 MWe additional capacity is now under construction or in the permitting process for the Geysers's field.

At the practical level of getting power on line, we have witnessed the first international sale of geothermal energy as a result of the development activities at Cerro Prieto. An agreement has been reached between the CFE and San Diego Gas and Electric and Southern California Edison for the purchase of 200 MWe from Mexico for 10 years starting about 1984. Subject to further negotiations, these power purchases could be increased as additional capacity is constructed in the Cerro Prieto field.

So, I think it is obvious that this joint effort under the Agreement is contributing to defining the reliability of the resource in Cerro Prieto and hence helping to further the commercial development of geothermal energy in the future.

The real significance of this effort, however, may occur outside the borders of Mexico and the U.S.

As events have unfolded over the last eight hectic years, there are no international boundaries to the world's energy problem.

In this agreement we have seen demonstrated that there are no boundaries to scientific and technical cooperation on one answer to relieve our energy problem.

Significantly, the benefits from the work under the Agreement are not limited to just Mexico and the United States. The intent of the Agreement is clear. The results are to be disseminated widely to the geothermal community to assist worldwide geothermal energy research and development. And it is in this third arena that the U.S./Mexican agreement may prove most propitious.

I wish you well on your continued endeavors under the Agreement, and I look forward to a successful Third Symposium.

PALABRAS DE APERTURA

En nombre del Departamento de Energía de los Estados Unidos y del Secretario James Edwards, les doy la bienvenida a San Francisco y a este Tercer Simposio de nuestro programa conjunto Mexico-Americano sobre energía geotérmica.

Como la mayoría de Uds. saben, este programa representa el primer esfuerzo conjunto entre nuestros dos países para acelerar el desarrollo de una fuente adicional de energía en Norteamérica.

Me impresionó mucho el progreso alcanzado desde la firma de este Acuerdo en julio de 1977.

El primer año se concentró en obtener información; el segundo en sintetizar los datos; el tercer año fue muy excitante dado que los datos reunidos se utilizaron para desarrollar un modelo realista del recurso geotémico y para la creación de una base de datos que permita el establecimiento de compromisos comerciales para la venta de energía eléctrica.

Especificamente, los estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos y las pruebas de pozo realizados bajo este programa, ha permitido desarrollar un modelo de trabajo del recurso geotérmico del campo de Cerro Prieto. Dicho conocimiento ayudará a una explotación provechosa del campo.

Siendo Cerro Prieto el primer sistema importante dominado por líquido desarrollado en Norteamérica, los datos obtenidos de este proyecto serán, sin duda, significativos para los campos geotérmicos localizados en el Valle Imperial de California.

De hecho, desde el último simposio, dos sistemas geotérmicos de 10 MWe fueron puestos en producción por la industria privada de Estados Unidos en el Valle Imperial (En enero de 1980, la planta de Magma Power Company comenzó a operar, logrando operación contínua en agosto último. En julio de 1980 le siguió la planta de Southern California Edison/Union en North Brawley). Estos son los primeros precursores estadounidenses de un crecimiento anticipado de sistemas dominados por líquido, paralelo al que actualmente está teniendo lugar en el campo de Cerro Prieto.

Con el campo The Geysers, que Uds. podrán visitar el viernes, existen actualmente casi 1.000 MWe de capacidad instalada de energía geotérmica en la Región IX del Departamento de Energía, toda localizada en California - la mayor concentración comercial de energía geotérmica en el mundo. En la actualidad, el 8% de la capacidad instalada de Pacific Gas and Electric - la mayor empresa de servicios públicos de esta nación - es geotérmica. En el campo The Geysers más de 750 MWe de capacidad adicional están en construcción o en proceso de obtener los permisos necesarios.

Al nivel práctico de poner energía en línea, hemos sido testigos de la primera venta internacional de energía geotérmica como resultado de las actividades desarrolladas en Cerro Prieto. Se ha firmado un acuerdo entre la CFE y San Diego Gas and Electric y Southern California Edison para la compra de 220 MWe de México por un período de 10 años, comenzando alrededor de 1984. Sujetas a posteriores negociaciones, estas compras de energía podrían incrementarse, a medida que se continuya capacidad adicional en el campo de Cerro Prieto.

Así pienso que es obvio que este esfuerzo conjunto bajo el Acuerdo contribuye a definir la confiabilidad del recurso en Cerro Prieto y por consiguiente ayuda a fomentar el futura desarrollo comercial de la energía geotérmica.

Sin embargo, la importancia real de este esfuerzo puede que se haga sentir fuera de las fronteras de México y Estados Unidos. Como lo demuestran los acontecimientos de los últimos ocho turbulentos años el problema energético mundial no tiene fronteras.

En este acuerdo se ha demostrado que no hay fronteras para la cooperación científica y técnica en tratar de hallar una respuesta que alivie nuestros problemas energéticos.

Significativamente, los beneficios del trabajo realizado bajo el Acuerdo no se limitan a México y Estados Unidos. El propósito del Acuerdo es claro. Los resultados deberán ser difundidos ampliamente por la comunidad geotérmica para contribuir a la investigación y desarrollo de la energía geotérmica en todo el mundo. Y es en este tercer aspecto que el acuerdo entre Estados Unidos y México resulte ser más benéfico

Les deseo todo lo mejor en la continuación de sus empeños bajo el Acuerdo y un exitoso Tercer Simposio.

PALABRAS DE APERTURA

Ing. Joaquín Carrión Hernández
Subdirector de Construcción
Comisión Federal de Electricidad
México, D.F., México

A nombre de la delegación Mexicana, asistente a este Tercer Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, agradecemos cumplidamente las palabras de bienvenida del señor Presidente del Consejo de Supervisores de la Ciudad y Condado de San Francisco. Manifestamos también, nuestro reconocimiento por los conceptos expresados por la representación regional del Departamento de Energía.

Por tercera ocasión, podemos celebrar la realización de este evento de carácter internacional, que nos permite conocer los resultados obtenidos hasta ahora, derivados del convenio suscrito por el Departamento de Energía y la Comisión Federal de Electricidad de México.

Han transcurrido casi cuatro años de ardua labor conjunta con la participación de ingenieros, técnicos, científicos, y trabajadores de las naciones participantes. Todos ellos han ofrecido incondicionalmente su mejor esfuerzo para obtener un conocimiento más preciso de la estructura geológica y de las características hidrotermales de este sistema geotérmico dominado por agua: sistema localizable en el campo de Brawley, en el Valle Imperial del Estado de California, y en Cerro Prieto, México, como únicos ejemplos de este tipo en los que se genera energía eléctrica en el Norte de América.

El apoyo que la geotermia ha recibido en México en los últimos años es una consecuencia directa del incremento en el precio internacional del petróleo, y aunque sabemos que esta fuente de energía sólo contribuirá con el 4% de la generación eléctrica de México en el año 2,000, esta cifra representará un ahorro de más allá de 37,000,000 de barriles de combustibles anuales.

A nivel nacional, la producción de electricidad para fines del siglo deberá ser de cuando menos 450 mil millones de kilowat horas (kWH), considerando la aportación de todas las fuentes de energía disponibles para esa época, lo que significa un incremento mayor al 10 porciento anual, en base a la tasa de incrementos actuales.

Para 1982, las necesidades estimadas de energía serán satisfechas en 1 % por la geotermia, 35 % por la hidroelectricidad, 59 % por hidrocarburos, y 5 % por plantas carboeléctricas.

Esperamos que para el año 2000, la generación eléctrica estará distribuida en la siguiente forma:

hidroelectricidad	80 mil millones de kilowat horas que representarán el 18 %.
carboeléctricas	40 o 50 mil millones de kilowat horas que representarán el 12 %.
geotermoeléctricas	20 mil millones de kilowat horas que representarán el 4 %.

El complemento, o sea, de 200 a 300 mil kilowat horas tendremos que darlos con hidrocarburos o con nuclear.

Para lograr generar los 20 mil millones de kilowat horas en centrales geotermoeléctricas, se requerirá instalar 4 millones de kilowats geotérmicos, lo que significa que se deben construir en los próximos veinte años, 200 mil kilowats anuales y un total de mil pozos aproximadamente. Esto implica cumplir con eficientes programas de exploración, evaluación, construcción, y operación de los campos geotérmicos, lo que demandará una adecuada tecnología en cada una de las etapas de desarrollo.

Además de Cerro Prieto, la Comisión Federal de Electricidad realiza estudios en otras zonas geotérmicas que mencionaremos a continuación en orden de importancia.

La zona geotérmica Los Azufres, localizada en el Estado de Michoacán, a 300 kilómetros al noroeste de la Ciudad de México, en donde se han venido realizando estudios, muy avanzados a la fecha, sobre la potencialidad del yacimiento.

Aquí, yo quisiera hacer un pequeño paréntesis. Sentimos mucho las noticias que hemos recibido del Sr. Witherspoon y del Sr. Lippmann de no poder ampliar éste convenio que tenemos con el Departamento de Energía hacia este campo. Creemos que sería muy importante que se hiciera quizás alguna revisión para que pudiéramos llegar a algo. El gobierno de México, a través de la Comisión Federal de Electricidad, está muy interesado en que pudiéramos llegar a firmar un convenio.

La zona geotérmica de La Primavera en el Estado de Jalisco, ubicada en las inmediaciones de la ciudad de Guadalajara, en donde se realizan estudios que incluyen pozos exploratorios profundos en un área de 7 mil kilómetros cuadrados. Aquí como novedad también quisiera decirles que ya tenemos pozos en producción. En La Primavera estamos ya instalando pequeñas plantas de 5 mil kilowats en los pozos, cinco de ellas, y esperamos tenerlas en operación a principios de 1982.

La zona de Ixtlán de Los Hervores y Los Negritos en el Estado de Michoacán, con un área de estudio de 550 kilómetros cuadrados.

La zona del lago de Cuitzeo con un área aproximada de 5 mil kilómetros cuadrados y la zona de Los Humeros en Puebla también con superficie de 5 mil kilómetros cuadrados en estudio.

Quisiera señalar que en 1976 teníamos solamente dos equipos de perforación. Actualmente tenemos ya 13 equipos y esperamos que en 1982 lleguemos a tener 20 equipos de perforación de pozos profundos.

Los datos señalados reflejan el interés por la investigación en esta materia cuyos resultados permitirán cumplir el programa geotérmico mexicano al que nos referíamos anteriormente.

Para alcanzar tales propósitos se requerirá, como en todos los actos de la vida que tienen trascendencia, el talento humano, talento al que brevemente hizo referencia en la ceremonia de apertura del Segundo Simposio el Sr. Ing. Manuel Moreno Torres, ilustre y querido técnico mexicano ya fallecido, al decir que "la existencia del hombre depende de su propio talento, y de la investigación tecnológica y científica, encaminados a descubrir nuevos aprovechamientos universales de energía".

Para terminar, reitero el agradecimiento ya expresado con el deseo de éxito para esta reunión. Destaco la importancia de que los trabajos que han venido realizándose durante más de tres años y medio entre los Estados Unidos de Norteamérica y México, a través del Departamento de Energía, y de la Comisión Federal de Electricidad, con el ánimo de que la colaboración continúe con renovados empeños, y dejo constancia del esfuerzo de nuestro país para cumplir con su programa geotérmico. Todo ello sobre la base del talento humano que constituye una verdadera nobleza que indica el camino de la dignidad y del triunfo.

Ojalá que estas palabras sirvan de estímulo y aliento en el camino que vamos recorriendo; camino que nos ofrece provechosas compensaciones y muy bellas perspectivas.

OPENING REMARKS

In the name of the Mexican delegation attending this Third Symposium on the Cerro Prieto geothermal field, we duly thank the President of the City and County of San Francisco Board of Superviors for his words of welcome. We also want to acknowledge the views expressed by the regional representative of the Department of Energy.

For the third time, we are able to celebrate a meeting of international character which allows us to hear the results obtained to date from the agreement subscribed to by the Department of Energy (DOE) and the Comisión Federal de Electricidad de México (CFE). Almost four years have transpired, filled with hard, joint labor by engineers, technicians, scientists, and workers of the participating countries. All of them have unconditionally offered their best efforts to obtain a more precise knowledge of the geologic structure and the hydrologic characteristics of this water-dominated geothermal system. This type of reservoir can be found at the Brawley field, in the Imperial Valley of California, and at Cerro Prieto, México. These are the sole examples of this type of reservoir in North America where electrical power is generated.

The support that geothermics has received in México over the last few years is a direct consequence of the increase in the international price of oil, and although we know that geothermal will only contribute about four percent of the electricity generated in Mexico by the year 2000, this figure will represent a savings of more than 37,000,000 barrels of fuel per year.

At the national level, electricity production in México towards the end of the century will be at least 450 billion kilowatt-hours (kW.h). This estimate considers the contribution of all sources of energy available at that time, and means an increase of more than ten percent per year, based on current growth rates.

For 1982, estimated energy needs will be filled as follows: 1 percent by geothermal; 35 percent by hydroelectric, 59 percent by hydrocarbons, and 5 percent by coal-burning power plants.

We expect that by the year 2000, electricity generation will be distributed as follows:

Hydroelectric	80 billion kW.h, representing 18 percent.
Coal-burning plants	40 or 50 billion kW.h, representing 12 percent
Geothermal Plants	20 billion kW.h, representing 4 percent.

The remainder, from 200 to 300 billion kW.h, will have to be supplied by hydrocarbons or nuclear power.

To accomplish the generation of 20 billion kW.h in geothermal power plants will require the installation of 4 million geothermal kW, which means that over the next 20 years, 200,000 kW per year must be added, and a total of approximately 1,000 wells must be built. This implies the need to carry out efficient exploration, evaluation, construction, and operation programs at the geothermal field, all of which will require

technology appropriate to each of the development stages.

In addition to Cerro Prieto, the Comisión Federal de Electricidad is studying other geothermal regions which will be mentioned next, in order of importance.

The Los Azufres geothermal zone, located in the state of Michoacán, 300 km northwest of México City, where to date several studies on the reservoir's potential have been made, some of them in a very advanced stage.

Here, I would like to make a small parenthesis. We regret the news that we received from Mr. Witherspoon and Mr. Lippmann that the agreement we have with the Department of Energy will not be expanded to include this field. We believe it is very important that something be done -- maybe some revision -- so that we could at least arrive at some arrangement. The government of México through the Comisión Federal de Electricidad is very interested in our signing an agreement.

Studies which include deep exploratory wells over an area of 7,000 square kilometers are being made at the La Primavera geothermal zone in the state of Jalisco, near the city of Guadalajara. Here, by way of news, I want to tell you that we already have wells in production. At La Primavera, we are installing small 5,000 kW wellhead generators, five of them in fact, and we expect to have them in operation in early 1982.

The zone of Ixtlán de los Hervores and Los Negritos in the state of Michoacán, with a 550 square kilometer area, is under study.

The zone of Lake Cuitzeo, with an area of approximately 5,000 square kilometers, and the zone of Los Humeros in Puebla, also with an area of 5,000 square kilometers, are under study.

I would like to point out that in 1976 we had only two drilling rigs. Presently we have 13 rigs, and we hope that in 1982 we will have 20 rigs for drilling deep holes.

These facts reflect our interest in research on this subject, the results of which will permit us to carry out the Mexican geothermal program to which we referred above.

To achieve these objectives will require, as in all acts of transcendence in life, human talent, talent to which Enginer Manuel Moreno Torres made brief reference at the opening ceremonies of the Second Symposium. Engineer Moreno Torres, illustrious and dear Mexican professional (recently deceased), said that "The existence of man depends on his own talent and on technological and scientific research aimed at discovering new universal means of utilizing energy."

To conclude, I want to repeat the thanks already expressed with a wish for the success of this meeting. I want to emphasize the importance of the work that has been carried out over more than three-and-one-half years by the United States and Mexico, through the Department of Energy and the Comisión Federal de Electricidad, with the hope that the collaboration continue with renewed determination. I place on record the effort of our country in carrying out its geothermal program, all of this on the foundation of human talent which is evidence of a real nobility and which points to the way of dignity and triumph.

I hope that these words will serve to stimulate and encourage us along the road that we are traveling, a road that offers us rewarding compensations and very beautiful perspectives.

INTRODUCTORY REMARKS

Robert A. Gray
Division of Geothermal Energy
U.S. Department of Energy
Washington, D.C., U.S.A.

Six years ago, here in San Francisco, an idea was born that has played a key role in our understanding of the development and utilization of liquid-dominated hydrothermal systems for electrical power generation. As a matter of fact, it was the germination of that idea that has given cause for our being here at this meeting today. For it was in 1975 at the Second United Nations Symposium on "The Development and Use of Geothermal Resources" that Dr. Paul Witherspoon of the Lawrence Berkeley Laboratory, and Ing. Jorge Guiza and Ing. Bernardo Domínguez of the Comisión Federal de Electricidad de México began an informal discussion of the potential benefits to both the Mexican and US geothermal communities that could result from a cooperative research program at the Cerro Prieto geothermal field. Their idea was further amplified and strengthened in subsequent discussions that were held between representatives of the Mexican and US governments. The result of these discussions was a bilateral agreement between the CFE and the US Department of Energy signed in July of 1977 which outlined the various scientific tasks which would be performed under the cooperative program.

One of the tasks under the Agreement, Task 7, specifies that conferences will be held alternately in the US and in Mexico, "to transfer the knowledge gained at Cerro Prieto to parties involved in geothermal activities at other hydrothermal areas in the United States and Mexico." Over the next several days, you will be hearing presentations on the results of this cooperative endeavor, and I think it is entirely fitting that this third in the series of symposia should be held in the city where the idea for this cooperative program was first proposed by some gentlemen with great foresight and perception. We are indeed indebted to them for their inspiration.

Just as importantly, we are indebted to those persons who took the idea, shaped it into a meaningful and productive program and have guided it through 3-1/2 years of growth and accomplishment. The people who have contributed to the success of the program are far too numerous to mention. But the contributions of several individuals have been so great that they should not go unrecognized. First I would like to single out my colleague Ing. Héctor Alonso, Coordinator extra-ordinaire. Also I would like to mention that he has been ably assisted in formulating and guiding the Mexican portion of the program by Ing. Alfredo Mañón, the alternate Mexican coordinator for the agreement. On the U.S. side I would like to acknowledge the commendable job that has been performed by Dr. Paul Witherspoon, world traveler and master of fractured Spanish, and Dr. Marcelo Lippmann, the real work horse under the effort. Their efforts have made my job as U.S. Coordinator exceedingly easy, and for this I am grateful.

In closing, I would like to say that I think that great progress has been made in understanding the hydrothermal system at Cerro Prieto, and in the development of exploration and reservoir assessment techniques that have applications at other geothermal fields. I think that as you listen to these presentations over the next several days, you will agree with me on this assessment of the status of the program.

PALABRAS DE INTRODUCCION

Hace seis años aquí en San Francisco nació una idea que ha tenido un papel clave en nuestra comprensión del desarrollo y utilización de sistemas hidrotermales dominados por líquido para generar energía eléctrica. En realidad, es la germinación de aquella idea la que ha hecho que nos encontremos hoy aquí. Porque fue en 1975, durante el Segundo Simposio de las Naciones Unidas sobre "El Desarrollo y Utilización de los Recursos Geotérmicos", que el Dr. Paul Witherspoon del Lawrence Berkeley Laboratory y los Ingenieros Jorge Guiza y Bernardo Domínguez de la Comisión Federal de Electricidad de México comenzaron una discusión informal sobre los beneficios potenciales para la geotermia en México y en los Estados Unidos que podrían resultar de un programa de investigación cooperativo en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Estas ideas fueron ampliadas y fortalecidas durante discusiones posteriores entre los representantes de los gobiernos de México y de los Estados Unidos. El resultado de aquellas reuniones fue un acuerdo bilateral firmado en julio de 1977 entre la Comisión Federal de Electricidad y el Departmento de Energía de los Estados Unidos que estableció las diferentes tareas científicas que debían llevarse a cabo bajo dicho programa de cooperación.

Una de las tareas del acuerdo, la número 7, especifica que se deben llevar a cabo reuniones alternativamente en los Estados Unidos y en México, "para transferir los conocimientos obtenidos en Cerro Prieto a grupos involucrados en actividades geotérmicas en otras localidades hidrotermales tanto en los Estados Unidos como en México". Durante los próximos días escucharán Uds. presentaciones sobre los resultados de este esfuerzo conjunto y pienso que es apropiado que este tercero en la serie de los simposios se realice en la ciudad donde ciertos individuos con gran visión y percepción sugirieron por primera vez la idea de este programa. Aún estamos en deuda con ellos por su inspiración.

Igualmente, estamos en deuda con aquellas personas que tomaron la idea, le dieron forma en un programa significativo y productivo, y la condujeron a través de 3 años y medio de crecimiento y realizaciones. Las personas que han contribuido al éxito del programa son demasiado numerosas para mencionar. Pero las contribuciones de varios individuos son tan grandes que no deberían ignorarse. En primer lugar, me gustaría señalar a mi colega, el Ing. Héctor Alonso, que ha sido un coordinador excepcional del programa. También quisiera mencionar que él ha sido habilmente ayudado en la formulación y dirección de la parte mexicana del programa por el Ing. Alfredo Mañón, coordinador mexicano suplente del acuerdo. Del lado americano, quisiera agradecer el trabajo digno de elogio realizado por el Dr. Paul Witherspoon, viajero del mundo y maestro del español quebrado, y al Dr. Marcelo Lippmann, verdadero motor del programa. Sus esfuerzos hicieron extremadamente fácil mi labor como Coordinador por parte de los Estados Unidos, por lo que les estoy muy agradecido.

Para finalizar, quisiera agregar que pienso que se ha progresado mucho en la comprensión del sistema hidrotermal de Cerro Prieto y en el desarrollo de técnicas de exploración y de evaluación de yacimientos, los que pueden aplicarse a otros campos geotérmicos. Pienso que cuando Uds. escuchen las presentaciones de los próximos días, estarán de acuerdo con mi evaluación del estado actual de este programa.

PALABRAS DE APERTURA

Héctor Alonso Espinosa
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Sr. Ing. Carrión, Sr. Domagala, Sr. Senador Rodríguez Alcaine, Sr. Shirley, Paul Witherspoon, Gray, Lippmann, Mañón, señoras, señores. Es importante señalar que el convenio que tenemos celebrado se está llevando a cabo con éxito; sin embargo tenemos todavía algunos problemas que esperamos que en los dieciséis meses que faltan para que finalice, se les pueda encontrar respuesta.

Tenemos inquietudes que consideramos que deberemos definir en el futuro inmediato, en asuntos como:

¿Cuántos horizontes productores existen en el campo de Cerro Prieto? Hemos hablado del horizonte A y del horizonte B y posiblemente de un horizonte C. En la zona de Cerro Prieto I estamos ya explotando el horizonte B con mejores resultados que el horizonte A, pero aún nos falta mucho por definir; confirmar estrictamente si existe o no relación entre estos horizontes.

Debemos señalar también qué temperaturas y presiones tienen cada uno de ellos. ¿Cuál es realmente el más recomendable? Decía que hemos comenzado a explotar el horizonte B; ¿es éste en realidad el mejor horizonte? Esos son de los puntos que deberemos resolver.

¿Cuál es la composición química y el origen de los fluidos en cada uno de estos horizontes? La condición del flujo predominante, ¿cuál es? ¿Es una? ¿Son varias fases? ¿Cuál es su extensión en el yacimiento? Tenemos también que definir si lo que proporciona realmente el calor es una intrusión magmática y de que magnitud es ésta.

¿Cuál es, por ejemplo, el régimen de recarga en el campo de Cerro Prieto? ¿Cuál es la trayectoria que sigue éste régimen de recarga? ¿Es suficiente la cantidad de recarga natural inducida por el abatimiento de las presiones, para mantener durante todo el tiempo que queremos explotar el campo? ¿Se mantendrá realmente la presión en el yacimiento y la producción de él al nivel adecuado a la capacidad de las centrales geotermoeléctricas, o será necesaria la reinyección?

¿Es necesario el tratamiento en sí de la salmuera antes de la reinyección? Actualmente estamos reinyectando el fluido directamente como sale del separador, y el yacimiento lo está aceptando. Es más, no sólo lo acepta, sino que se ha incrementado el flujo de lo que inicialmente reinyectábamos.

¿Hasta qué distancia de los pozos productores, qué volúmenes y a qué temperatura es conveniente que efectuemos la reinyección? Será otro de los puntos que deberemos definir.

¿A que presiones en la cabeza es más conveniente explotar los pozos de forma tal que se logre la máxima recuperación de energía? Necesitamos ser más eficientes, necesitamos aprovechar con más eficiencia este energético tan importante.

¿Qué modelo numérico de simulación disponible será más recomendable emplear para poder evaluar la potencialidad del yacimiento y predecir su evolución con el tiempo? ¿Cuál es la presión y la temperatura mínima a la que podemos permitir que decaiga el yacimiento? Sabemos que año con año, tanto nuestra temperatura como nuestros niveles de agua tienen una cierta caída. ¿Hasta donde deberemos de permitirlo? ¿Cómo podemos mantener ese equilibrio?

¿En qué tiempo sucederá esto?

¿Es conveniente tratar de desarrollar un sistema bifásico en una extensión considerable para incrementar la transferencia de calor de la roca hacia el fluido? ¿Qué es lo que debemos hacer para lograr esto?

¿De qué magnitud serán los efectos, a mediano y a largo plazo, en cuanto a los hundimientos del terreno? Esto desde luego originado por la extracción de los fluidos. ¿Cuál será su impacto ambiental y su impacto económico? ¿Cómo podremos evitar o dismuinuir este hundimiento, o la magnitud de este hundimiento?

¿Es aplicable (otra de las tantas preguntas que estamos haciendo en el caso de Cerro Prieto) el uso de la microgravimetría? Sabemos que sí, pero, ¿hasta que punto realmente la microgravimetría junto con la resistividad dipolo-dipolo nos va a permitir detectar la pérdida de masa que estamos teniendo en el campo, y los cambios de fase en el yacimiento?

¿Cuáles son los límites físicos del yacimiento? Podemos decir que hacia el oeste lo hemos determinado. Hacia el suroeste también. Al norte consideramos que lo tenemos, pero no estamos seguros, y hacia el oriente definitivamente no lo sabemos, es por lo tanto muy importante determinarlo para saber de cuanto disponemos. Tenemos hasta ahora probada una reserva del orden de 700,000 KW almacenados en el subsuelo. ¿Podremos llegar al millón? ¿Podremos sobrepasar el millón? Estos son de los puntos que deberemos resolver en un futuro muy próximo.

¿Qué información es la más relevante, necesaria, y confiable para decidir la produndidad a la que debemos de dejar produciendo un pozo? ¿Serán las características mineralógica tal vez? La epidota, ¿será la que nos permitirá determinarlo? ¿Serán los registros geofísicos o los registros de temperatura?

¿Cuál es la máxima profundidad recomendable a la que deberemos de perforar en exploración? Hemos realizado pozos ya hasta los 3,800 metros, ¿será este el límite? ¿Debemos de perforar pozos más profundos?

El primer pozo profundo que se perforó en Cerro Prieto fué el M-3 el cual llegó en mayo de 1964 a una profundidad de 2620 m. En aquel entonces fué uno de los pozos más profundos en geotérmica y se consideró que no era económico producir a esas profundidades.

Actualmente, en Cerro Prieto del 70 al 80 por ciento de los pozos que perforamos se llevan abajo de los 2,700 m., esto es debido básicamente por el cambio que en los últimos años ha tenido el precio de los energéticos que hace rentable una mayor inversión en pozos profundos.

¿Qué analogías y diferencias existen entre los campos geotérmicos del Valle Imperial y de Cerro Prieto? Es conveniente e importante definirlo.

¿Qué efectos tienen los eventos sísmicos importantes en el yacimiento y en los pozos? En el mes de julio pasado, tuvimos un temblor, del grado 7.2 de la escala de Richter, afortunadamente de duración de 12 segundos que no causó mayores efectos que perjudicarnos nuestra torre de enfriamiento No. 1 de la planta. Pero, ¿cuáles son los efectos en profundidad, qué sucede con los pozos? ¿cómo afecta al yacimiento? Podría señalar, por ejemplo, que en un principio, los pozos comienzan a arrojar arrena. Otros, después del temblor han incrementado fuertemente su producción. Pero aún debemos determinar el porqué y el cómo.

¿Son las anomalías gravimétricas, los famosos máximos observados en el Valle de Mexicali, ocasionados por el metamorfismo en las rocas? ¿Es por densificación, o por efectos estructurales, o por la presencia de cuerpos intrusivos?

Uno de los temas que indudablemente en esta reunión deberán de recibir la mayor atención, debe ser el relativo a la potencialidad total y vida útil del yacimiento geotérmico. Paralelamente a esto, se deberán intensificar los esfuerzos acerca de las condiciones más adecuadas de reinyección, con el auxilio de los modelos de simulación disponibles ya en el Lawrence Berkeley Laboratory.

Actualmente en Cerro Prieto, con base en estudios en los que se emplearon diferentes modelos de simulación del yacimiento, hemos determinado un potencial probado de 700-750,000 kW. Esto permitió programar la construcción de dos centrales geotérmicas adicionales a la de Cerro Prieto I. Estas dos centrales, cada una con una capacidad de 220,000 kW, entrarán en operación, una en 1983 y la otra en 1984. Con lo que, para ese año, la capacidad total instalada del campo de Cerro Prieto será de 620,000 kW.

Antes de terminar mi intervención, quiero hacer alusión a las palabras de una persona muy querida para todos los Mexicanos, el Ing. Moreno Torres, que fué un gran promotor de la geotermia en México. El decía, y nos lo señaló en el último simposio realizado en la ciudad de Mexicali, que "La energía del globo terrestre es un artículo de primera necesidad para la colectividad humana. Sin ella no sería posible mantener nuestra presencia en la Tierra; y por ello, nuestra responsabilidad del momento es muy grande y recae en la investigación de un recurso energético que pudiera ser quizas muy prolongado y renovable, como la energía geotérmica." Don Manuel tuvo una gran visión. Apoyó la geotérmica, y gracias a él realmente existe la planta de Cerro Prieto.

Para finalizar, quiero hacer votos para que este Simposio, como los anteriores, sea un éxito, y que se obtengan las respuestas a tantas interrogaciones que he planteado.

Espero que la convivencia de tres días que tendremos en esta hermosa ciudad de San Francisco, logre un acercamiento mucho mayor, que permita realmente, intercambiar en un plan de sincera amistad, nuestros conocimientos y experiencias.

OPENING REMARKS

Mr. Carrión, Mr. Domagala, Senator Rodríguez Alcaine, Mr. Shirley, Paul Witherspoon, Gray, Lippmann, Mañón, ladies and gentlemen. It is important to point out that the agreement that we have is being carried out successfully; however, we still have some problems that we hope we can find answers to in the sixteen months that remain before the agreement ends. We have concerns that we consider must be defined in the immediate future in matters such as:

How many producing horizons are there in the Cerro Prieto field? We have spoken of the A and B horizons and possibly a C horizon. In the zone of Cerro Prieto I, we are already exploiting the B horizon with better results than the A horizon, but we still have much to define. We have to confirm more precisely whether or not there exists any relationship between these horizons.

We must point out which temperatures and pressures each of those horizons has. Which is really the most advantageous? I said that we have begun to exploit the B horizon. Is this in reality the best horizon? These are among the points that we must resolve.

What is the chemical composition and the origin of the fluids in each of these horizons? What is the predominant condition of fluid flow? Is it one phase or several phases? What is the extent of the reservoir? We must also define whether the source of heat is really a magmatic intrusion and what is its magnitude.

What is the recharge regime in the Cerro Prieto field? What is the path this recharge flow takes? Is the natural recharge volume induced by the decline in pressure sufficient to maintain production during the time we want to exploit the field? Will the pressure and production rate of the reservoir be maintained at a level adequate to the capacity of the geothermal electric power plants, or will reinjection be necessary?

Is brine treatment necessary prior to reinjection? Currently we are reinjecting the fluid directly as it comes out of the separators and the reservoir is accepting it. Moreover, the reservoir has been accepting a greater flow than that initially reinjected.

How far away from the producing wells, at what volumes and at which temperature is it advisable to carry out reinjection?

At which wellhead pressures is it advisable to exploit the wells in order to achieve maximum energy recovery? We must make more efficient use of this important energy source.

Which of the numerical simulation models available is the most suitable to use to evaluate the potential of the reservoir and predict its evolution with time? What are the minimum pressures and temperatures to which we can permit the reservoir to decay? We know that year by year both our temperature and water levels have shown a certain decline. To which point should we allow this to happen? How can we maintain the equilibrium? Over how long a period of time will this take place?

Is it advisable to develop a two-phase system over an appreciable volume in order to increase the heat flow from the rock to the fluid? What must we do to achieve this?

What will be the magnitude of the effects at middle and long range with regard to ground subsidence resulting from the extraction of fluids? What will the environmental and economic impact be? How can we avoid or diminish the magnitude of this subsidence?

Is the use of microgravimetry applicable? We know it is, but to what point will microgravimetry, as well as dipole-dipole resistivity, really help us detect the mass loss that we have in the field in addition to the phase changes that are occurring in the reservoir?

What are the physical boundaries of the reservoir? To the west and southwest we have determined where they are. To the north we consider that we know where the boundary is but we are not certain, and to the east we definitely do not know where it lies. It is very important to determine these boundaries in order to know what we have available. Until now we have proven reserves of the order of 700,00 kW stored underground. Can we reach a million? Can we go over a million? These are among the points we must resolve in the near future.

What is the most relevant, necessary and reliable information to be used in deciding the depth to which we should complete a well? Is it perhaps the mineralogy characteristics? Will the presence of epidote allow us to determine that? Will it be the geophysical or temperature well logs?

What is the maximum recommended depth for exploratory drilling? We have already drilled wells to 3,800 meters; is this the limit? Should we drill still deeper wells?

The first deep well drilled at Cerro Prieto was M-3, which in May 1964 reached a depth of 2,620 meters, then one of the deepest of geothermal wells. At that time it was considered uneconomical to produce at those depths.

Presently at Cerro Prieto, from 70 to 80% of the wells that are drilled go deeper than 2,700 meters because the change in the price of other energy resources over the last few years makes the larger investment in deep wells economical.

What are the similarities and differences that exist between the geothermal fields of the Imperial Valley and Cerro Prieto? It is advisable and important to define them.

What are the effects of large seismic events on the reservoir and on the wells? Last July we had an earthquake of magnitude 7.2. on the Richter scale, fortunately of only 12 seconds duration and causing no greater effects than slight damage to the number 1 cooling tower at the plant. But what are the effects at depth; what happens in the wells? How does it affect the reservoir? Following the earthquake the wells began to produce some sand. Others have strongly increased their production after the earthquake. But we still must determine how and why.

Are the gravity anomalies, the famous maxima observed in the Mexicali Valley, caused by rock metamorphism? Are they due to densification, or structural effects, or the presence of intrusive bodies?

One of the subjects that must receive greater attention during this meeting relates to the total potential and useful lifetime of the geothermal reservoir. Parallel to this, efforts to determine the most adequate reinjection conditions must be intensified with the assistance of the simulation models already available at the Lawrence Berkeley Laboratory.

Currently at Cerro prieto, based on studies in which several different reservoir simulation models were used, we have determined a proven potential of 700 to 750,000 kW. this has permitted us to program the construction of two geothermal power plants in addition to those of Cerro Prieto I. Of these two new power plants, each with a capacity of 220,000 kW, one will begin operation in 1983 and the other in 1984. With that, the total installed capacity of the Cerro Prieto field will be 620,000 kW for that year.

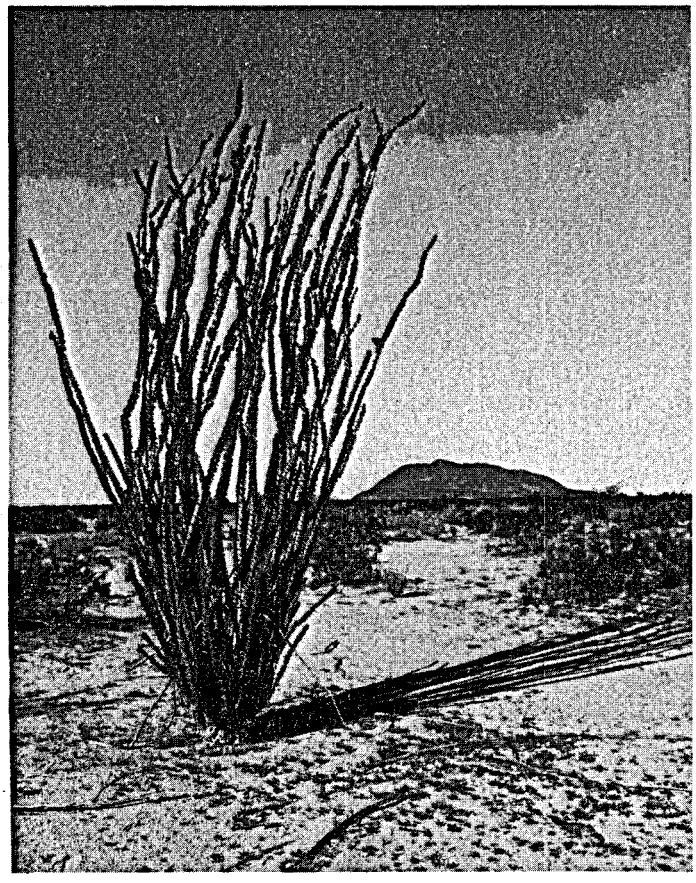
Before ending my talk, I want to mention the words of a person very dear to all Mexicans, Engineer Moreno Torres, who was a great promoter of geothermal energy in México. He said, and he ponted this out to us at the last symposium in Mexicali, that "energy is one of the most important needs for the human race. Without energy, it will not be possible to maintain our presence on earth; at this moment we have a very great responsibility to research an energy resource that can perhaps be very long lived and renewable: geothermal energy." Don Manuel had a great vision. He supported geothermal energy and thanks to him, really, the Cerro Prieto geothermal plant exists today.

I want to express my wishes for the success of this Symposium, which, as the preceding ones, will be fruitful, and my hopes that we may obtain answers to the many questions that I have raised.

I hope that being together for three days in this beautiful city of San Francisco will bring a greater closeness that will really permit us to exchange our knowledge and experiences in an atmosphere of sincere friendship.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

GEOLOGY
GEOLOGIA



EXPLORATION AND DEVELOPMENT OF CERRO PRIETO

M. A. Teilman and U. J. Cordon
International Engineering Company, Inc.
San Francisco, California, U.S.A.

INTRODUCTION

This paper presents a brief retrospective of the exploration and field model development at Cerro Prieto.

Exploration at Cerro Prieto can be divided into two major stages: Stage 1 - Exploration and Development, from 1958 to 1973, and Stage 2 - Production and Field Expansion, which started in 1973 and continues today. These stages have been subdivided into phases.

As the two stages are discussed, representative field models are presented for each of the work phases. These models demonstrate how the concept of the field evolved - from a small 2 km^2 area with a relatively unknown reservoir configuration - to a geothermal resource area over 20 km^2 where the hydrothermal processes and structural environment are being studied in detail. We have developed a model integrating information from these studies.

Drilling has been the main exploration tool at Cerro Prieto. Geochemical, geophysical, and geologic studies were initiated to explain the physical results encountered by the drilling. The early drill holes encountered geothermal fluids at depths of 600 to 900 m with temperatures of 180°C. Subsequent exploration consisting of production wells defined a producing horizon between 800 and 1400 m with temperatures of 250 - 280°C. Shortly after production commenced, an exploration well east-northeast of the producing field found a deeper, hotter aquifer.

Geochemical and mineralogical data independently indicated that a hotter zone was lying at greater depth towards the east.

STAGE 1: EXPLORATION AND DEVELOPMENT

This stage has been divided into three phases. During Phase 1, 1958 - 1963, the presence of a geothermal resource was indicated in the Cerro Prieto area. In Phase 2, 1964-1968, the existence of a geothermal reservoir was confirmed. In Phase 3, 1968-1973, the reservoir was developed to the point where it could produce electrical power commercially.

Phase 1 (1958-1963) - Geothermal exploration was originally concentrated in the region around the Cerro Prieto volcano because of Laguna Volcano, an area with numerous hot springs, mud pots, and hydrothermally altered ground. Initial exploration consisted of regional surface geology, aerial photograph interpretation and an inventory of thermal manifestations. Several major northwest-southeast faults, considered a part of the San Andreas fault system, were detected. Figure 1 is a simple model based on regional geology and topography developed by Alonso and Mooser (1964). Three pilot holes were drilled between 1959 and 1961. One of the holes encountered a mixture of steam and water at 475 m. The temperature, 140°C, was not sufficient for electrical power generation but the presence of a geothermal resource was indicated.

Phase 2 - From 1964 to 1968 the existence of the reservoir was confirmed. Four deep exploratory wells encountered high temperature thermal fluids suitable for electrical power generation. Fifteen additional wells were drilled by 1968 and these produced sufficient steam to justify construction of a power plant. A study of the regional hydrology (Ariel Construciones, 1968) concluded that recharge to the Cerro Prieto field came mostly from the northeast. Seismic refraction surveys (GEOCA, 1962) detected the depth to basement at various points, as shown in Figure 2. Mercado (1968) analyzed the thermal fluids from wells and hot springs and compared the various chemical ratios with well temperatures and pressures. Low Na/K ratios and high Cl/SO_4 ratios in the springs corresponded with zones of intense hydrothermal surface alteration. From these data the already established NW-SE trending fault was verified and a new shorter NE-SW structural trend was outlined. The resulting model, shown in Figure 3, integrated fluid geochemistry, borehole lithology, and seismic refraction studies. The model shows thermal fluids rising along an intensely fractured zone and then flowing laterally toward the west at a depth of 600 to 1200 m. Cold water inflow from the northwest and the northeast was indicated by a temperature decrease at depth in these areas and by higher Na/K ratios from wells drilled into those zones. This model was refined in 1975 as shown in Figure 4.

Phase 3 - During the period 1968 to 1973 reservoir development continued and plant construction proceeded. Approximately 20 production wells were subjected to long-term flow tests and chemical analysis. A hydrological study (Crosby et al., 1972) of the Mexicali Valley indicated the thermal fluids were derived from ancestral Colorado river water mixed with local precipitation. Elevated groundwater temperatures southeast of the field indicated a possible extension. Mineralogical examination of cores and cuttings by Reed (1972; 1976) showed mineral facies changes with increasing temperature. Electrical resistivity studies by CFE (García, 1973) showed a NW-SE orientation to the field. Aeromagnetic studies by de la Fuente (1973) discovered a previously unrecognized spreading

center concordant with others in the Salton Trough.

By the end of this phase the technical studies were increasing as attention was drawn to the first hot-water geothermal field producing electricity in North America. A 75 MWe capacity power plant went on line in 1973.

STAGE 2

The production and field expansion stage which began in 1973 may be divided into two phases: one from 1974 to 1977 and a later phase continuing in 1981.

Phase 4 - A comprehensive exploration program was initiated by drilling more production wells at the edge of the exploited field. These new wells revealed the structural complexity of the underlying reservoir. One borehole east of the initial field encountered temperatures of 340°C and a producing interval at depths of 1500 to 2000 m. Monitoring of well fluids continued (Mercado, 1976). Soto (1975) reviewed previous data and concluded that the reservoir was divided into two parts: the exploited field west of the Michoacán fault, now called Cerro Prieto I, and a second zone with undefined boundaries to the east, labeled Cerro Prieto II and III. A microseismicity study (CICESE, 1977) indicated a possible oblique fault connecting the Cerro Prieto and Imperial faults. Geochemical studies by Mañón et al. (1977) suggested the existence of a steam and gas cap on top of the aquifers; this concept was later abandoned. Some changes in well chemistry pointed to a decline in enthalpy and production. Paredes (1976) produced a field model (Figure 5) showing the upper sedimentary formation characterized by deltaic and nondeltaic sediments.

Phase 5 - In the period after 1977 exploration and production drilling continued to produce positive results and by 1979 plant capacity had doubled to 150 MWe. Scientific investigations were increased as a result of the CFE-DOE Cooperative Agreement signed in 1977. The lithology was refined by Puente and de la Peña (1978) as they further classified the sedimentary formation into Units A (unconsolidated silts, sands and gravels) and B (consolidated shales and sandstones). Figure 6 shows the model developed by Puente and de la Peña at this time. Others (Vonder Haar and Howard, 1980; Vonder Haar et al., 1979; Lyons and van de Kamp, 1980) subdivided these units into various members. Detailed water-rock interaction studies by Elders et al. (1978), Hoagland and Elders (1978), and others at the University of California, Riverside showed the progressive changes in mineral assemblages and their systematic relationship with temperature, concluding that the permeability and fluid flow in the reservoir can be inferred from such progressive changes. The importance of faults and fractures as conduits for fluid transport was also recognized. Continued geophysical studies by Wilt et al. (1978), Díaz (1978), Albores, et al. (1978), Corwin, et al. (1978), Gamble et al. (1978), and Majer et al. (1978) aided in defining the field boundaries, subsuface configuration, and basement structure. Geochemical studies by Truesdell et al. (1978) and Mazor and Mañón (1978) suggest the field is being recharged mainly from the northeast with some minor cold water inflow from the west.

Work continues (in 1981) at CFE, LBL, USGS, and at UC-Riverside on untangling the complex hydrothermal processes on-going at Cerro Prieto, and CFE continues production-exploration drilling to expand the capacity of the field.

IECO MODEL

A conceptual field model was developed by International Engineering Company, Inc. (IECO) in 1981, as shown in Figure 7 based mainly on the papers presented during the first and second symposia on Cerro Prieto (Lawrence Berkeley Laboratory, 1978, CFE, 1979). This model correlates data from temperature measurements, hydrothermal mineral alteration studies, surface geology, geochemistry, seismic refraction surveys, lithology, and well tests. When placed into one diagrammatic field model, these data show the interrelationships among the various studies. The isotherm patterns from Mercado (1976) correspond to those of Elders et al. (1978), derived from temperature-dependent mineral assemblages. The western field boundary is governed by cold water inflow from the Sierra Cucapa, which mixes with the laterally flowing thermal fluids. The eastern and northeastern boundary is also defined by cold water inflow. The intersection of the NW-SE trending Cerro Prieto fault system and the NE-SW trending Volcano system provides most of the channelization for the thermal fluids. The producing interval follows the contact between units A and B, deepening toward the east. The geothermal field, therefore, appears to have a dome or bell-shaped configuration controlled by cold water inflow from the east and west. Recent deep drilling has penetrated a hotter geothermal region under the flank of the "bell" to the east and northeast.

Mañón et al. (1977), Truesdell et al. (1978), and D'Amore and Nehring (1981) have described certain wells in the western part of the field that showed drops in enthalpy, pressure, Na-K-Ca geothermometer temperature estimates, and gas content. One trend starts at well 8 and trends northwesterly through wells 27, 26, 5, 19-A, and 11 and the other trends roughly north-northeast through wells 8, 21-A, and 15-A. The northwest trend parallels the Cerro Prieto fault and the north-northeast line parallels the Hidalgo fault. Other wells near these two trends have not shown the same changes and declines. These two trends may define permeable faults or fractures along which cooler water is flowing into the shallow production zone of Cerro Prieto I.

The deep drilling to the east and northeast of Cerro Prieto I in 1979 and 1980 has not been incorporated into the IECO model presented here. As more information is developed on the east and

northeast part of the field, this model may be updated.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded in part by a U.S. Department of Energy Cooperative Agreement No. DE-FC07-79IDI2065. We would like to thank the staff Cerro Prieto, CFE, especially I. Puente, C. and A. de la Pena, and M. Lippmann at LBL for their help in supplying data for this paper.

REFERENCES

Albores, A., Reyes, C., Brune, J., González, J., Garcilazo, L., and Suárez, F., (1978): Seismicity Studies in the Region of the Cerro Prieto Geothermal Field. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 235-238.

Alonso, H. E., and Mooser, F. (1964): El Pozo M-3 del Campo Geotérmico del Cerro Prieto, B.C., Mexico. Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, v. 16, no.7-8, p. 163-177.

Ariel Construcciones, S.A. (1968): Estudio Hidrogeologico Completo de los Acuíferos del Valle de Mexicali B.C. y Mesa de San Luís, Son. CFE Internal Report.

CICESE (1977): Primer Informe Preliminar del Estudio de Microsismicidad del Sistema de Fallas Transformadas Imperial - Cerro Prieto. CFE Internal Report.

CFE (Comisión Federal De Electridad) (1979): Proceedings Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, October 17-19, 1979, Mexicali, Baja California

Corwin, R., Morrison, H. F., Díaz, S., and Rodriguez, J. (1978): Self-Potential Studies at the Cerro Prieto Geothermal Field. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 204/210.

Crosby, J., Chatter, R., Anderson, J., and Fenton, R. (1972): Hydrogeologic Evaluation of the Cerro Prieto Geothermal System Utilizing Isotopic Techniques. Washington State University, Research Report No. 72/115 of Project No. 13G-3811-1040.

D'Amore, F. and Nehring, N. (1981), Gas Chemistry and Thermometry of the Cerro Prieto Geothermal Field. Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, March 24-26, 1981, San Francisco, California.

De la Fuente, M. F. (1973): Aeromagnetic Study of the Colorado River Delta Area, Mexico. MS Thesis, University of Arizona, 48 p.

De La Peña, A., and Puente, I. (1978): El Campo Geotérmico de Cerro Prieto-Estudios Realizados y Programas Futuros. Presented at OLADE Symposium on Geothermal Exploration in Quito, Ecuador.

Díaz, S. C. (1978): Self-Potential Studies Northwest of the Cerro Prieto Geothermal Volcano, Baja California, México, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 202-203.

Elders, W., Hoagland, J., McDowell, S., Cobo, J. (1978): Hydrothermal Mineral Zones in the Geothermal Reservoir of Cerro Prieto. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 68-75.

Gamble, T., Goubau, W., Goldstein, N. and Clarke, J. (1978): Referenced Magnetotellurics at Cerro Prieto. First Symposium on The Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 215-222.

García, D., S., (1973): Geophysical Survey with the Resistivity Method in the Cerro Prieto Geothermal Zone, B.C. Department of Geothermal Resources, CFE Archives.

GEOCA (Géologos Consultores Asociados, S.A.) (1962): Levantamiento Sismologico de Refracción en la Zona Geotérmica de Cerro Prieto, Municipio de Mexicali, Estado de Baja California. CFE Internal Report.

Hoagland, J. R. and Elders, W. A., (1978): Hydrothermal Mineralogy and Isotopic Geochemistry in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico. I. Hydrothermal Mineral Zonation. Geothermal Resources Council Trans., v. 2, p. 283-286.

Lawrence Berkeley Laboratory (LBL): First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. September 20-22, 1978, San Diego, California, LBL-7089

Lyons, D. J. and van de Kamp, P. C. (1980): Subsurface Geological and Geophysical Study of the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. Lawrence Berkeley Laboratory, LBL 10540.

Majer, E., McEvilly, T., Albores, A., and Díaz, S. (1978): Seismological Studies at Cerro Prieto. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 239-245.

Mañón, A., Mazor, E., Jiménez, M., Sánchez, A., Fausto, J., Zenizo, C., (1977): Extensive Geochemical Studies in the Geothermal Field of Cerro Prieto, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7019.

Mazor, E. and Mañón, A., (1978): Geochemical Tracing in Producing Geothermal Fields: A Case Study at Cerro Prieto. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 102-109.

Mercado, S. G., (1968): Localization of Zones of Maximum Hydrothermal Activity by Means of Chemical Ratios, Cerro Prieto Geothermal Field, B.C. Presented at the Third Mexican Convention on Pure and Applied Chemistry in Guadalajara, Mexico.

_____, (1976): Movement of Geothermal Fluids and Temperature Distribution in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, v. 1, p. 492-494.

Paredes, E. A., (1976): Preliminary Report on the Structural Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field. Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, v. 1, p. 518-519.

Puente, I. C., and de la Peña, A. L., (1978): Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field, in First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 37-40.

Razo, M. A., and Fonseca, L. H., 1978. Prospeccion Gravimetrica y magnetometrica en al Valle de Mexicali, B.C. Mexicali, CFE-Brigada de Estudios del Eje Neovolcanico, Informe 5-78.

Reed, M. J., (1972): A Preliminary Report on the Geology and Geochemistry of the Cerro Prieto Geothermal Field; in Cooperative Investigation of Geothermal Resources in the Imperial Valley Area and their Potential Value for Desalting of Water and other Purposes. University of California, Riverside/Institute of Geophysics and Planetary Physics rept. 72-33, p. G1-G39.

_____ (1976): Geology and Hydrothermal Metamorphism in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico. Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, v. 1,p. 539-457.

Soto, S. P., (1975): Campo Geotérmico de Cerro Prieto Sobre la Falla de San Jacinto y su Posible Ampliación Hacia la Falla Imperial. CFE Internal Report.

Truesdell, A.H., Thompson, J., Coplen, T., Nehring, N. and Janik, C., (1979): The Origin of the Cerro Prieto Geothermal Brine. Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Comisión Federal De Electridad, October 17-19, 1979, Mexicali, Baja California, p. 224-234.

Vonder Haar, S. P., Noble, J., O'Brien, M., Howard, J., (1979): Subsurface Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field. 1979 Annual Report/Earth Science Division. Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-10686, pp. 39-43.

_____, and Howard, J. H. (1980): Intersecting Faults and Sandstone Stratigraphy at the Cerro Prieto Geothermal Field. Lawrence Berkeley Laboratory, LBL 9546.

Wilt, M., Goldstein, N., and Razo, A. (1978): LBL Resistivity Studies at Cerro Prieto. Proceedings. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja Calafornia, Mexico. Lawrence Berkeley Laboratory 7098, p. 179-188.

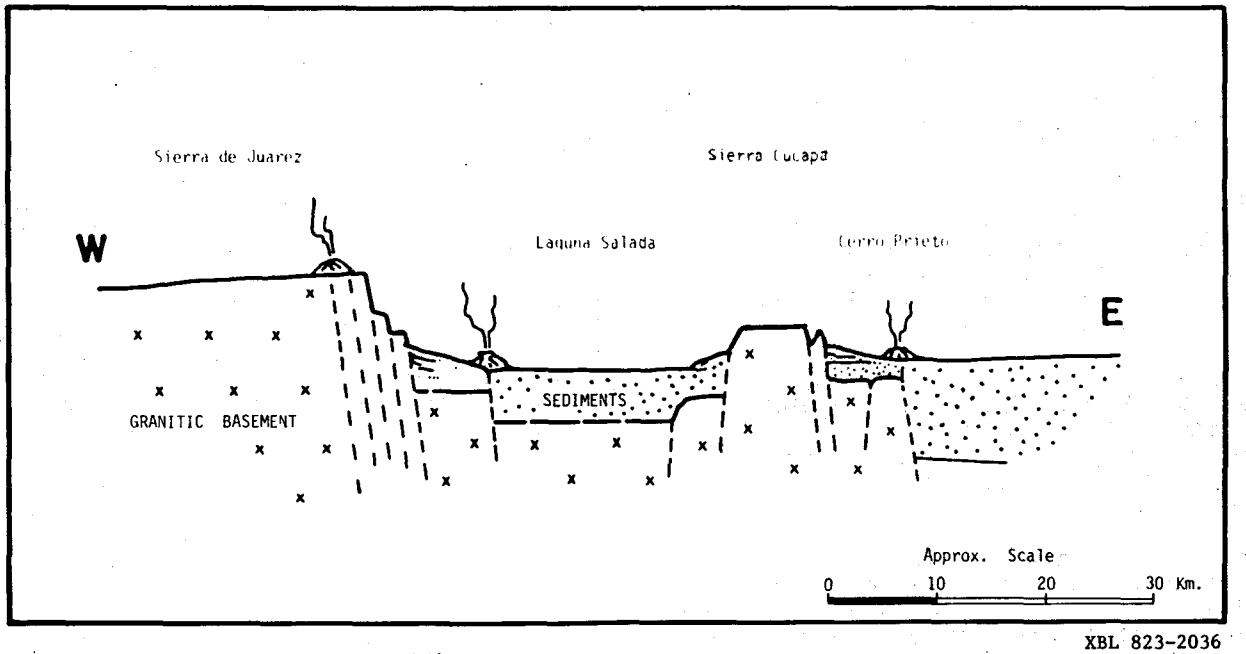


Figure 1. Cerro Prieto. Model from Alonso and Mooser (1964).

Figura 1. Cerro Prieto. Modelo de Alonso y Mooser (1964).

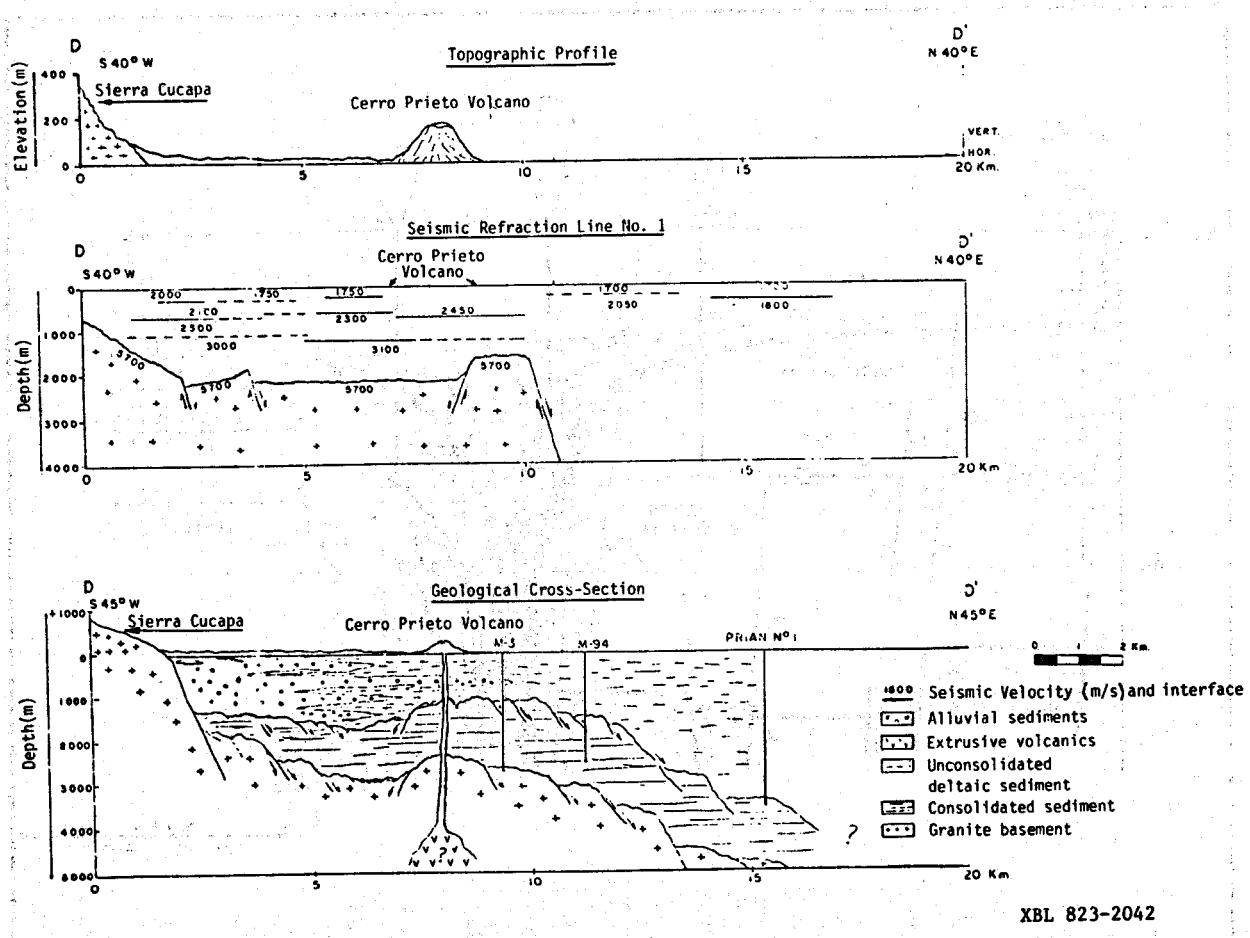
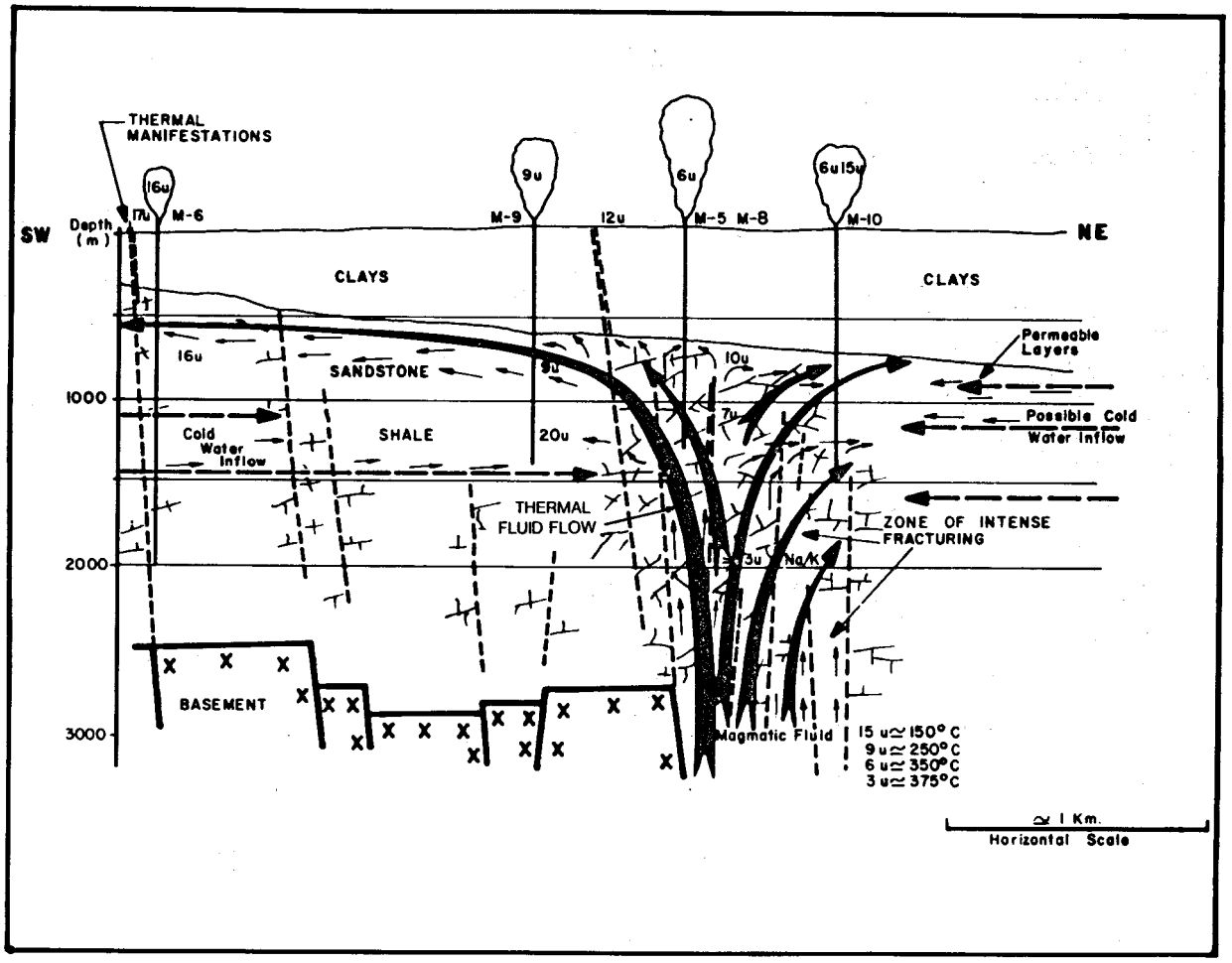


Figure 2. Seismic refraction and geologic cross-section (Razon and Fonseca, 1978; work by GEOCA, 1962).

Figura 2. Corte transversal geológico y de sísmica de refracción, de Razo y Fonseca (1978). Estudio realizado por GEOCA (1962).



XBL 823-2037

Figure 3. Cerro Prieto. Model from Mercado (1968).

Figura 3. Cerro Prieto. Modelo de Mercado (1968).

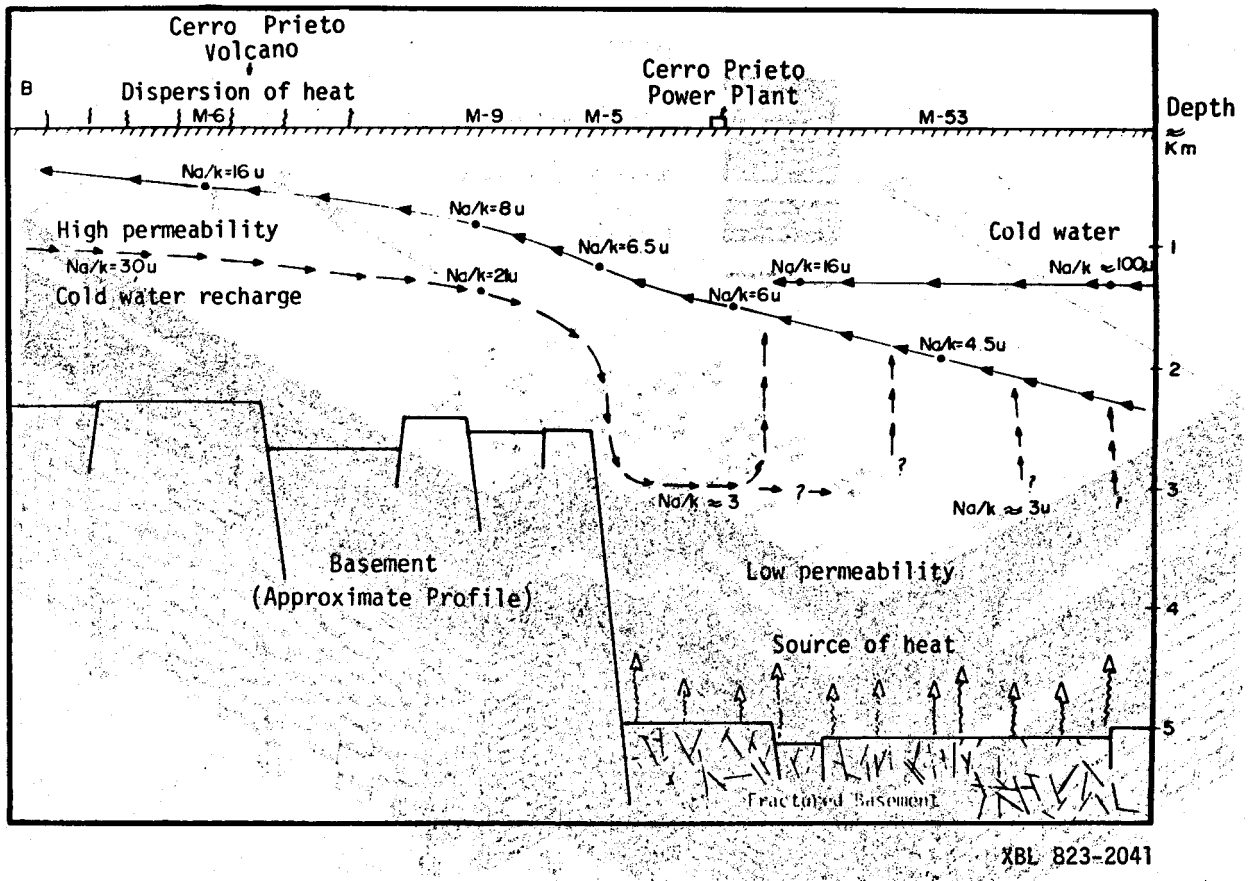


Figure 4. Cerro Prieto. Model from Mercado (1976). Hydrothermal water migration detected by Na/K ratio in deep wells.

Figura 4. Cerro Prieto. Modelo de Mercado (1976).

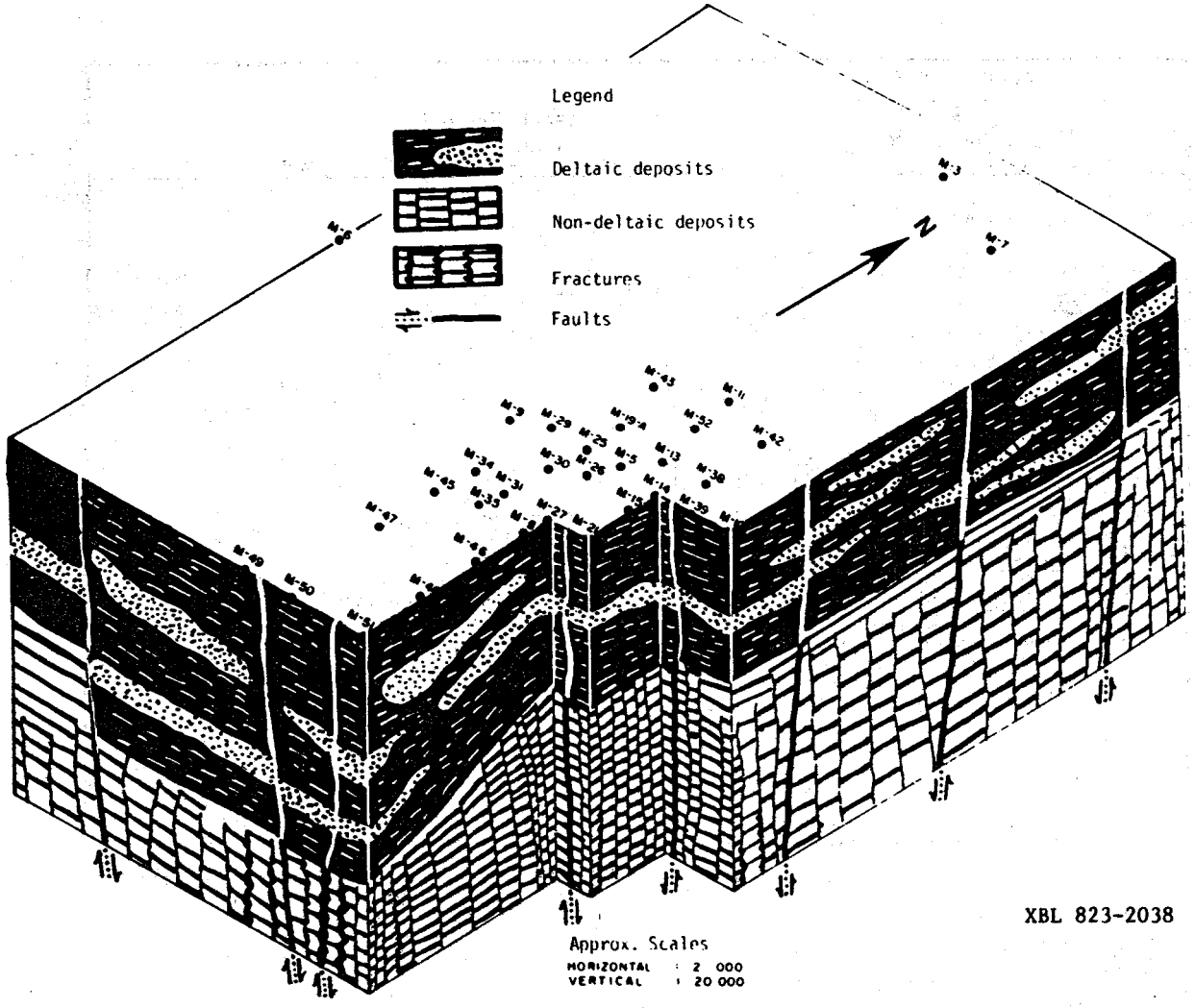
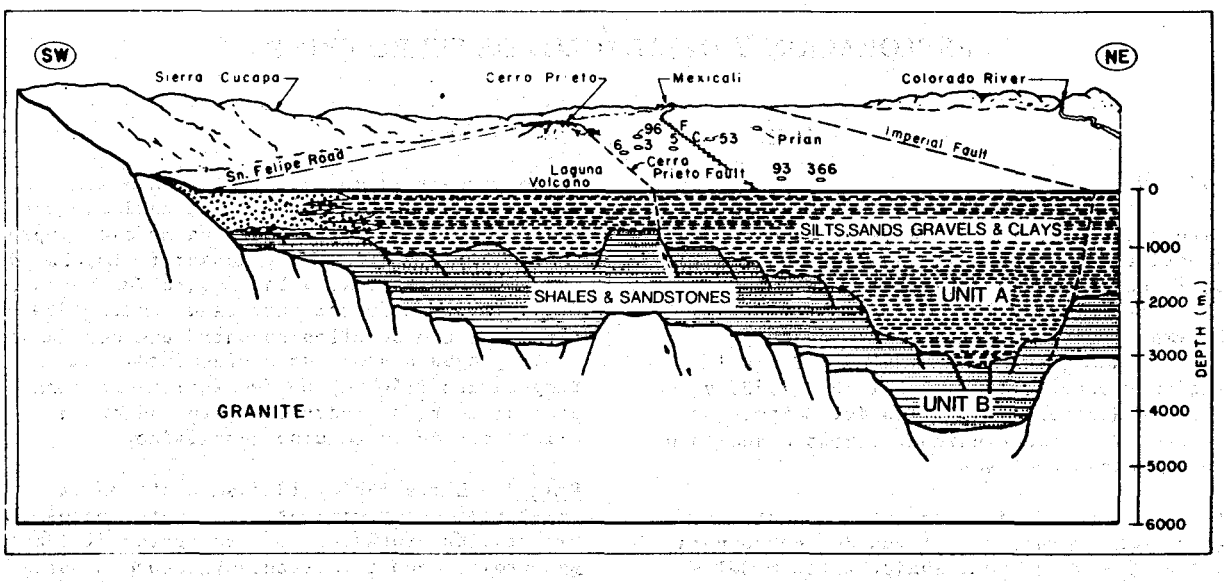


Figure 5. Cerro Prieto. Model from Paredes (1976).

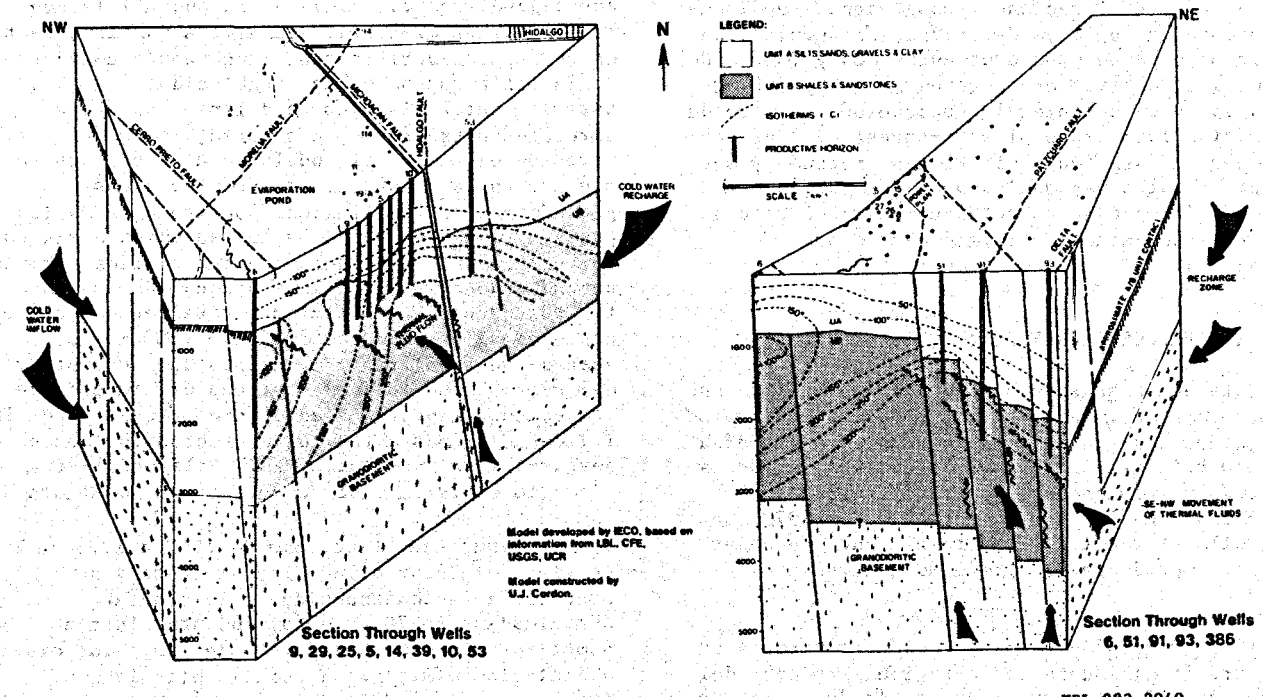
Figura 5. Cerro Prieto. Modelo de Paredes (1976).



XBL 823-2039

Figure 6. Cerro Prieto. Model from Puente and de la Peña (1978).

Figura 6. Cerro Prieto. Modelo de Puente y de la Peña (1978).



XBL 823-2040

Figure 7. Cerro Prieto model in two sections (International Engineering Company).

Figura 7. Modelo de campo de Cerro Prieto illustrado mediante dos cortes transversales, de International Engineering Company.

EXPLORACION Y DESARROLLO DE CERRO PRIETO

INTRODUCCION

Este trabajo presenta una breve descripción retrospectiva de la exploración y del desarrollo del modelo del campo de Cerro Prieto.

La exploración de Cerro Prieto puede dividirse en dos etapas principales: Etapa 1 - Exploración y Desarrollo, desde 1958 a 1973, y Etapa 2 - Producción y Expansión del Campo, que comenzó en 1973 y aún continúa. Estas etapas han sido subdivididas en fases.

A medida que se discuten estas dos etapas, se presentan modelos representativos del campo para cada una de las fases de trabajo. Estos modelos demuestran como ha evolucionado el concepto del campo, de una pequeña área cubriendo 2 km^2 con una configuración del yacimiento relativamento desconocida, a un recurso geotérmico con un área mayor de 20 km^2 donde los procesos hidrotermales y el ambiente estructural están siendo estudiados en detalle.

La perforación de pozos ha sido la herramienta más importante en la exploración de Cerro Prieto. Los estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos fueron iniciados con el objeto de explicar los datos obtenidos de los pozos. En los primeros pozos se encontraron fluidos geotérmicos con temperaturas de 180° C a profundidades entre 600 y 900 m. Exploraciones subsiguientes mediante la perforación de pozos de producción permitieron definir un estrato productor entre 800 y 1400 m de profundidad, con temperaturas entre 250 y 280° C. Poco después de comenzar la producción, un pozo de exploración localizado al este-noreste del campo productor encontró un acuífero más profundo y más caliente. Datos geoquímicos y mineralógicos indicaron independientemente que hacia el este se encontraba una zona más caliente a major profundidad.

ETAPA 1: EXPLORACION Y DESARROLLO

Esta etapa ha sido subdividida en tres fases. Durante la Fase 1, entre 1958 y 1963, se determinó la existencia de un recurso geotérmico en el área de Cerro Prieto. En la Fase 2, de 1964 a 1968, se confirmó la existencia de un yacimiento geotérmico. En la Fase 3, entre 1968 y 1973, se desarrolló el yacimiento hasta el punto de poder comenzar a producir electricidad a nivel comercial.

Fase 1 (1958-1963) - La exploración geotérmica se concentró inicialmente en la región alrededor del volcán Cerro Prieto por la presencia de la Laguna Volcano, una zona con numerosos manantiales calientes, hoyas de lodo y terreno alterado hidrotermalmente. La exploración inicial comprendió el estudio de la geología regional superficial, interpretación de fotografías aéreas, y un inventario de las manifestaciones termales. Así se detectaron varias fallas importantes de rumbo noroeste-sudeste, consideradas como pertenecientes al sistema de la falla de San Andrés. La Figura 1 muestra un modelo simple desarrollado por Alonso y Mooser (1964) basado en la geología regional y la topografía. Tres pozos de exploración fueron perforados entre 1959 y 1961. En uno de ellos encontró una mezcla de vapor y agua a 475 m de profundidad. La temperatura (140° C) no fue suficiente para generar energía electrica, pero indicó la existencia de un recurso geotérmico.

Fase 2 - Entre 1964 y 1968 se confirmó la existencia del yacimiento. En cuatro pozos de exploración profundos se encontraron fluidos geotérmicos con temperaturas adecuadas para la generación de energía eléctrica. Para 1968 se perforaron quince pozos adicionales que produjeron suficiente vapor como para justificar la construcción de una planta geotermoeléctrica. Un estudio de la hidrología regional (Ariel Construcciones, 1968) concluyó que la recarga del campo de Cerro Prieto proviene principalmente del noreste. Estudios sísmicos de refracción (GEOCA, 1962) detectaron la profundidad del basamento en varios puntos, como se muestra en la Figura 2. Mercado (1968) analizó los fluidos geotérmicos de pozos y manantiales calientes, y comparó diferentes índices químicos con las temperaturas y presiones medidas en los pozos. Bajos índices Na/K y altos índices Cl/SO_4 en los manantiales correspondieron con zonas de la superficie con intensa alteración hidrotermal. A partir de estos datos se pudo verificar el rumbo noreste-sudeste de la falla que se había establecido anteriormente. También se delineó una nueva dirección estructural, más corta, de rumbo noreste-sudoeste. El modelo resultante, que se muestra en la Figura 3, integra los datos geoquímicos de los fluidos, la litología de los pozos, y los resultados de los estudios sísmicos de refracción. El modelo muestra fluidos termales ascendiendo a lo largo de una zona intensamente fracturada que luego fluyen lateralmente hacia el oeste a una profundidad de 600 a 1200 m. La entrada de agua fría proveniente del noroeste y del noreste fue indicada por una disminución de temperatura a profundidad en esas áreas, y por los índices Na/K más altos que presentan los pozos perforados en aquellas zonas. Este modelo fue mejorado en 1975, como se muestra en la Figura 4.

Fase 3 - Durante el período de 1968 a 1973 se continuó el desarrollo del yacimiento y se procedió a la construcción de la planta. Aproximadamente 20 pozos productores fueron sometidos a pruebass de flujo de larga duración y a análisis químicos. Un estudio hidrológico (Crosby et al., 1972) del Valle de Mexicali indicó que los fluidos termales provenían de agua ancestral del Río Colorado mezclada con precipitación local. Una posible extensión del campo hacia el sudeste fue indicada por la presencia de agua subterránea de alta temperatura. Estudios de resistividad eléctrica llevados a cabo por CFE (García, 1973) mostraron una tendencia

noroeste-sudeste en el campo. Los estudios aeromagnéticos realizados por de la Fuente (1973) identificaron un centro de dispersión concordante con otros de la Depresión de Salton que no había sido reconocido anteriormente.

A finales de esta fase se incrementaron los trabajos técnicos a fin de estudiar el primer campo geotérmico de agua caliente que produjo energía eléctrica en America del Norte. En 1973 entró en operación una planta con una capacidad de 75 MWe.

ETAPA 2

La etapa de producción y expansión del campo que comenzó en 1973 puede dividirse en dos fases: una que abarca desde 1974 a 1977, y otra posterior, que aún continúa en 1981.

Fase 4 - Un amplio programa de exploración fue iniciado al perforarse más pozos de producción en las márgenes del campo bajo explotación. Estos nuevos pozos mostraron la complejidad de la estructura del yacimiento suprayacente. En un pozo al este del campo inicial se encontraron temperaturas de 340° C, y un intervalo productor entre 1500 y 2000 m de profundidad. Se continuó el monitoreo de los fluidos producidos por los pozos (Mercado, 1976). Soto (1975) analizó datos anteriores y concluyó que el yacimiento estaba dividido en dos partes: el campo bajo explotación, al oeste de la falla de Michoacán, que ahora se denomina Cerro Prieto I, y una segunda zona con límites indefinidos situada al este, llamada Cerro Prieto II y III. Un estudio de microsismicidad (CICESE, 1977) indicó la presencia de una posible falla oblicua que conecta la falla de Cerro Prieto con la falla Imperial. Estudios geoquímicos realizados por Mañón et al. (1977) sugirieron la existencia de un casquete de vapor y gas por encima de los acuíferos; este concepto fue abandonado posteriormente. Algunos cambios en las características químicas de los pozos señalaron una disminución en entalpía y producción. Paredes (1976) elaboró un modelo del campo (Figura 5) mostrando que la formación sedimentaria superior está caracterizada por sedimentos deltaicos y no deltaicos.

Fase 5 - En el período posterior a 1977, la perforación de pozos de producción y exploración continuó dando resultados positivos, lo que permitió en 1979 duplicar la capacidad de la planta a 150 MWe. Como resultado del Acuredo de Cooperación entre CFE y DOE firmado en 1977, aumentaron los estudios científicos. La litología del campo fue perfeccionada por Puente y de la Peña (1978) al subdividir la formación sedimentaria en al Unidad A (limos, arena y gravas no consolidados) y la Unidad B (lutitas y areniscas consolidadas). La Figura 6 muestra el modelo elaborado por Puente y de la Peña en ese entonces. Otros (Vonder Haar y Howard, 1980; Vonder Haar et al., 1979; Lyons y van de Kamp, 1980) subdividieron estas unidades en varios miembros. Estudios detallados realizados por Elders et al. (1978), Hoagland y Elders (1978), y otros de la Universidad de California en Riverside sobre la interacción agua-roca mostraron los cambios progresivos en las asociaciones mineralógicas y sus relaciones sistemáticas con la temperatura. Ellos concluyeron que la permeabilidad y el flujo de fluido en el yacimiento pueden ser inferidos de dichos cambios progresivos. También se reconoció la importancia de fallas y fracturas como conductos para el transporte de fluidos. Estudios geofísicos realizados por Wilt et al. (1978), Díaz (1978), Albores et al. (1978), Corwin et al. (1978), Gamble et al. (1978), y Majer et al. (1978) ayudaron a definir los límites del campo, la configuración del subsuelo, y la estuctura del basamento. Estudios geoquímicos realizados por Truesdell et al. (1978), y Mazor y Mañón (1978) sugieren que el campo está siendo recargado principalmente desde el noreste, con un pequeña entrada de agua fría desde el oeste.

Los estudios continúan (en 1981) en CFE, LBL, USGS, y UC-Riverside a fin de desenmarañar los complejos procesos hidrotermales que están ocurriendo en Cerro Prieto, y CFE continúa con el programa de perforación de pozos de producción y de exploración para aumentar la capacidad del campo.

MODELO DE IECO

En 1981 la compañía International Engineering Company, Inc. (IECO) desarrolló un modelo conceptural del campo (Figura 7) basado principalmente en los trabajos presentados durante el Primer y Segundo Simposio sobre Cerro Prieto (Lawrence Berkeley Laboratory, 1978; CFE, 1979). Este modelo correlaciona datos de mediciones de temperatura, estudios de minerales de alteración hidrotermal, geología de superficie, geoquímica, estudios de sísmica de refracción, litología, y pruebas de pozo. Cuando estos datos se integran en un modelo diagramático del campo, éstos muestran las interrelaciones entre los diferentes estudios. Los patrones de isotermas dados por Mercado (1976) corresponden a los presentados por Elders et al. (1978), obtenidos a partir de asociaciones de minerales dependientes de la temperatura. El límite oeste del campo está determinado por la entrada de agua fría proveniente de la Sierra Cucapá, la cual se mezcla con los fluidos termales que fluyen horizontalmente. Los límites este y noreste están también definidos por la entrada de agua fría. La intersección entre los sistemas de fallas de Cerro Prieto, de rumbo noroeste sudeste, y de Volcano, de rumbo noreste-sudoeste, origina la majoría de los conductos por los que fluyen los fluidos termales. El intervalo productor sigue el contacto entre las Unidades A y B que se profundiza hacia el este. Por lo tanto, el campo geotérmico parece presentar una configuración con forma de domo o campana, la que está controlada por la entrada de agua fría desde el este y el oeste. Recientes pozos profundos han penetrado una región geotérmica más caliente bajo los flancos este y noreste de dicha "campana".

Mañón et al. (1977), Truesdell et al. (1978), y D'Amore y Nehring (1981) han descrito algunos pozos en la zona oeste del campo que han presentado reducciones en entalpía, presión, temperaturas basadas en el geotermómetro Na-K-Ca,

y en el contenido de gases. Aparentemente existen dos lineaciones a través de dichos pozos. Una de rumbo noroeste, que comienza en el pozo 8 pasando por los pozos 27, 26, 5, 19-A, y 11, y la otra, de rumbo aproximadamente nornordeste, que pasa por los pozos 8, 21-A, y 15-A. La lineación de noroeste es paralela a la falla de Cerro Prieto, y la de rumbo nornordeste corre paralelamente y cercana a la falla Hidalgo. Otros pozos cercanos a estas dos lineaciones no presentan los mismos cambios y reducciones. Estas dos lineaciones podrían definir fallas o fracturas permeables a lo largo de las cuales agua más fría está entrando a la zona productora, somera, de Cerro Prieto I.

Los datos de los pozos profundos perforados en 1979 y 1980 al este y noreste de Cerro Prieto I no han sido incorporados en el modelo de IECO presentado aquí. Este modelo se irá actualizando a medida que se obtenga mayor información de la parte este y noreste del campo

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado en parte por el U.S. Department of Energy, contrato No. DE-FC07-79IDI2065. Quisieramos agradecer al personal del grupo geotérmico de CFE en Cerro Prieto, especialmente a I. Puente C. y a A. de la Peña, y a M. Lippmann de LBL por facilitarnos los datos utilizados en este trabajo.

CONFIGURACION DE LOS CUERPOS LITOLOGICOS DE LODOLITA, LUTITA CAFE, LUTITA GRIS, ZONAS DE SILICE Y EPIDOTA Y SUS RELACIONES CON LA TECTONICA DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

J. M. Cobo R.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

INTRODUCCION

Dentro del área de lo que ahora es el campo geotérmico de Cerro Prieto, mediante la perforación de pozos, se han reconocido cinco unidades litológicas, las cuales presentan diferencias en su origen, contenido mineralógico, grado de clasificación, color, compacidad, etc.

LITOLOGIA DEL AREA (Fig. 1)

Las unidades litológicas del área de Cerro Prieto son las siguientes, de la más antigua a la más reciente:

Granito de Biotita

Que constituye el basamento de la zona, el cual ha sido alcanzado en la perforación de los pozos M-3, M-96 y S-262.

Lutita Gris

Descansan sobre las rocas graníticas, lutitas, lutitas limolíticas y limolitas de color gris a negro, de laminares a masivas; presentan estructuras de asentamiento intercaladas con areniscas de cuarzo y escaso feldespato, de grano muy fino a grueso, predominando las de grano fdino y medio, de subanguloso a subredondeado, bien seleccionado, de color blanco y blanco grisáceo. Esta unidad presenta un echado de 10° y 15°. En adelante a esta unidad litológica se le llamará Lutita Gris.

Lutita Cafe

Sobre la anterior unidad se encuentran lutitas, lutitas limolíticas y limolitas de color café, laminares, físiles, intercaladas con areniscas de color crema, de moderadamente a bien seleccionadas. A esta unidad litológica se le llamará Lutita Café. No en todos los pozos está presente.

Lodolita

Descansando sobre la lutita café o lutita gris tenemos lodolitas limosas de color café con intercalaciones de arenas y areniscas de color crema, pobremente cementadas y moderademente seleccionadas. A esta unidad se le llamará Lodolita.

Sedimentos No Consolidados

Sobre las unidades antes mencionadas se encuentran arcillas, arenas y escasas gravas.

La fisibilidad marca la principal diferencia entre la lodolita y la lutita café.

El color es el factor esencial que determina la diferencia entre las dos unidades lutíticas.

Esta secuencia no en todo el campo es siempre completa, siendo las unidades de lodolita y lutita café las que están ausentes en algunos pozos (ver Tabla 1).

CONFIGURACIONES DE LAS UNIDADES LITOLOGICAS

En base a las diferencias tan marcadas en las unidades litológicas, se configuró la cima de cada una de éstas, exceptuando el Granito y los Sedimentos no Consolidados.

El primer paso que se dió fue efectuar la clasificación y reclasificación de las muestras de canal de 83 pozos, en base a las características de color y fisibilidad.

Método de Trabajo

En planos base de escala horizontal 1:10,000 conteniendo la ubicación de los pozos, se marcaron las primeras ocurrencias de estas unidades litológicas y se efectuaron las interpolaciones entre los pozos, obteniéndose curvas de nivel cada 10 m, tomándose el nivel del terreno como cero.

Lutita Gris (Fig. 2)

En la porción noroeste del campo se aprecia un promontorio, en el cual se observa que se cierran las curvas.

Se aprecian claramente dos orientaciones en las curvas de nivel, de noroeste-sureste y noreste-suroeste.

Noreste-suroeste: Se aprecian dos zonas que se caracterizan por su acercamiento de las curvas con esta dirección. La de la porción central oeste, con 43°de inclinación (95%) en la parte norte y disminuyendo a 36°(65%) en la porción sur. La zona de la parte central este con 48°de inclinación (114%); estas dos zonas con sus máximas pendientes hacia el sureste.

Dirección noroeste-sureste: Con 58°de inclinación (60%), con su máxima pendiente hacia

el noreste.

Estas fuertes inclinaciones están antecedidas y proseguidas de suaves inclinaciones, las cuales aumentan hacia el este del campo, que nos refleja una morfología de suaves pendientes interrumpidas por cambios bruscos de pendiente. Esto nos dá formas escalonadas descendentes hacia el este.

Lutita Café (Fig. 3)

En esta unidad litológica se aprecia un promontorio en la parte central, la dirección predominante de estas curvas es hacia el noreste, con fuertes inclinaciones (32°), siendo las norte-sur con inclinación de 6°(10%), suavizando la pendiente en parte central norte.

Lutita Gris y Lutita Café (Fig. 3-A)

Se elaboró este plano tomando los valores de la cima de la lutita café, y en los pozos donde no se encontró ésta, se tomó la de la lutita gris, efectuándose la interpolación entre los pozos.

Lodolita (Fig. 4)

El depósito de esta unidad litológica vino a suavizar aún más las pendientes; las direcciones predominantes de las curvas son al noroeste, nivelando y conservando la morfología en su parte central.

Sedimentos Consolidados (Fig. 5)

Este plano se elaboró tomando la unidad litológica sobre la cual descansan los sedimentos no consolidados.

En la porción noroeste del campo las curvas de nivel no se cierran con respecto a la configuración de la lutita gris y están más cerca a la superficie del terreno.

Se aprecian las dos orientaciones noreste-suroeste y noroeste-sureste, estando más al norte las de dirección noroeste. Aún son apreciables los agrupamientos de las curvas de nivel que nos marcaron los cambios más bruscos de pendientes en la lutita gris.

Muy similar al patrón de la lutita gris es la configuración de los sedimentos consolidados; las pendientes más suaves son ahora más alargadas y más suavizadas las fuertes pendientes por los depósitos de la lodolita y lutita café, lo cual nos sigue reflejando la misma morfología.

GEOLOGIA

Método de Trabajo

Con los valores obtenidos en la clasificación y reclasificación de las muestras de canal, se efectuó la interpolación entre los pozos, tomándose en cuenta el espesor de las unidades litológicas de lutita café y lodolita, y sirviendo de molde la configuración de la lutita gris o de la lutita café según fuera el caso, y se delimitó las ocurrencias de la lutita café y de la lodolita.

Lutita Café (Fig. 6)

Se encuentra distribuída ampliamente en la porción central norte y en el cuadrante este-sur, siendo menos abundante en el cuadrante oeste-sur.

En la parte central norte su espesor va aumentando hacia el norte, siendo mayor en dirección al Pozo M-172. En la porción oriental del campo aumenta su espesor hacia el este.

Lodolita (Fig. 7)

Esta unidad está más ampliamente distribuída en la parte central este, siendo menos abundante en la parte oeste.

Plano Geológico (Fig. 8)

Los contactos geológicos de los cuerpos de lutita café en la parte este del campo, al parecer lo marcan las fallas con orientación noreste-suroeste en el extremo oriente del campo y la falla con dirección noroeste-sureste, correspondiendo su abundancia a la zona de mayor espesor de los sedimentos no consolidados o de cambios litológicos más profundos, ocurriendo lo mismo con los cuerpos de lodolita.

La lutita gris se encuentra distribuída en todo el campo. Los cuerpos de areniscas varían en sus espesores, siendo éstos muy potentes en la parte oeste y noroeste y disminuyendo hacia su parte sureste.

TECTONICA

En el área del campo de Cerro Prieto existen dos sistemas de fallas: el de Cerro Prieto, de rumbo noroeste-sureste, que lo forman las fallas de Imperial y de Cerro Prieto, y el denominado Volcano, transversal al primero, en el cual se han detectado hasta ahora cuatro fallas, tomándose como base para esta determinación la cima de la lutita gris.

La falla que se encuentra en el extremo oriente del campo, en la parte noreste se le estima un desplazamiento de 200 m y de 240 m en su porción suroeste. Continuando hacia el poniente tenemos otra falla casi paralela a la anterior, con un desplazamiento de 110 m en su parte norte (M-117) y en su extremo suroeste de 550 m (M-101). Siguiendo hacia el poniente tenemos una tercera falla también de rumbo noreste-suroeste, con desplazamientos de 230 m en su parte norte y de 500 m en su parte sur. Estas tres fallas tienen su mayor desplazamiento en sus extremos suroeste. Y en la cuarta falla, de rumbo noroeste-sureste, con un desplazamiento estimado en 100 m en su extremo sureste y de 300 m en su extremo noroeste, siendo su mayor desplazamiento inverso a las tres fallas antes mencionadas. Estas fallas se consideran del tipo normal.

Estos desplazamientos fueron estimados a partir de la profundidad a la cual se encontró la cima de la lutita gris y no en base a su horizonte índice.

Secciones de los Sedimentos Consolidados (Fig.10)

En estas secciones elaboradas a través de los pozos, de rumbo este-oeste, se aprecian fuertes cambios en la pendiente. A estos cambios se les atribuyen fallas.

Los depósitos de lutita café y lodolita se aprecian en los cambios de pendiente, suavizando en parte a éstas.

ZONAS DE CEMENTANTES Y DE MINERAL DE EPIDOTA

En el Campo Geotérmico de Cerro Prieto se han identificado cuatro zonas en los sedimentos consolidados, caracterizadas por el tipo de cementante en las areniscas y la presencia de mineral de epidota, siendo dichas zonas de menor a mayor temperatura: Zona de Carbonato de Calcio, Zona de Carbonato de Calcio y Sílice, Zona de Transición (sílice, escaso carbonato y mineral de epidota) y Zona de Sílice y Epidota (ver Tabla 2).

Estas temperaturas se han tomado de los planos de isotermas, elaborados a partir de registros de temperatura Kuster.

Estas zonas presentan un zoneamiento tanto vertical (Fig. 11) como horizontal (Fig. 12).

Configuraciones de la Zona de Sílice y Epidota (Fig. 13)

La cima de esta zona se encuentra a 1,650 m en el pozo M-123 profundizándose hacia el este hasta 2,600 m en el Pozo T-364.

CONCLUSIONES

1. La configuración de la lutita gris nos dá una morfología de formas escalonadas descendentes hacia el este, las cuales son atribuídas al Tectonismo que presenta la zona de estudio.

2. Las áreas que se caracterizan por fuertes inclinaciones en la lutita gris se les ha considerado como escarpes de falla.

3. Se detectaron cuatro fallas tomándose como base para esta determinación la profundidad a la cual se ha encontrado la cima de la lutita gris. Estas fallas así localizadas concuerdan con las zonas que se caracterizan por el acercamiento de sus curvas, lo que reafirma aún más la existencia de dichas fallas.

4. Los depósitos de lutita café y lodolita se aprecian en los cambios de pendiente, prolongando los de menor pendiente y suavizando los de fuertes pendientes.

5. Al parecer las mayores concentraciones térmicas están íntimamente relacionadas con las fallas.

6. Con las profundidades a la cual se encuentre la cima de la lutita gris en la perforación de los pozos M-47 y M-49, deberá cambiar la configuración entre los pozos O-473y M-101. Se le estima una profundidad de 750 m en el pozo M-47 y en el pozo M-49 de 900 m.

7. Estas configuraciones estarán sujetas a modificaciones a medida que se perforen más pozos en el campo.

BIBLIOGRAFIA

Cobo R., J. Manuel (1979) - Geología y Mineralogía del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Actas Segundo Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, Comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, Mexicali, pp. 103-114.

Cobo R., J. Manuel (1980) Geología, Correlación Litológica y Zonas de Cementantes y Minerales Hidrotermales en los pozos del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C., Presentado durante la III Reunión de geología y Geotermia, Ciudad de México, 8 al 12 de Septiembre 1980.

Domínguez A., Bernardo y Cobo R., J. Manuel (1980) Geothermal Well Completions in Cerro Prieto, Proceedings of the International conference on Geothermal Drilling and Completion Technology, Sandia National Laboratories Report No. SAND 81-0036C, pp. 17-12 a 17-20.

Domínguez A., Bernardo y Cobo R., J. Manuel (1980) Análisis Litológicos y Mineralógicos, en Relación a las terminaciones de Pozos Geotérmicos en Cerro Prieto, B.C., Presentado durante el Segundo Congreso Latinoamericano de perforación, Ciudad de México, 27 al 31 de Octubre de 1980.

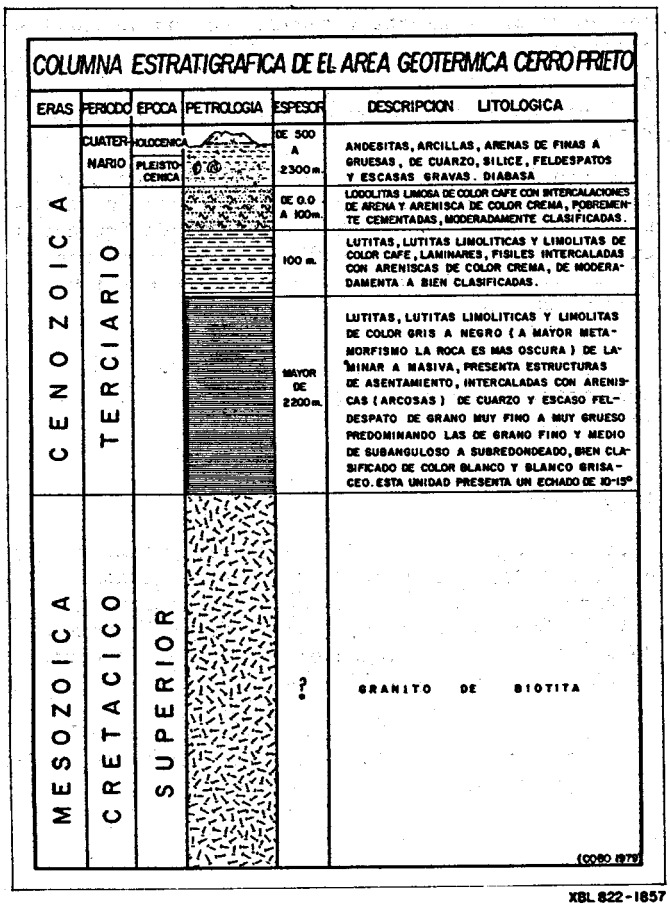


Figura 1. Columna estratigráfica del area de Cerro Prieto.

Figure 1. Stratigraphic column of the Cerro Prieto area.

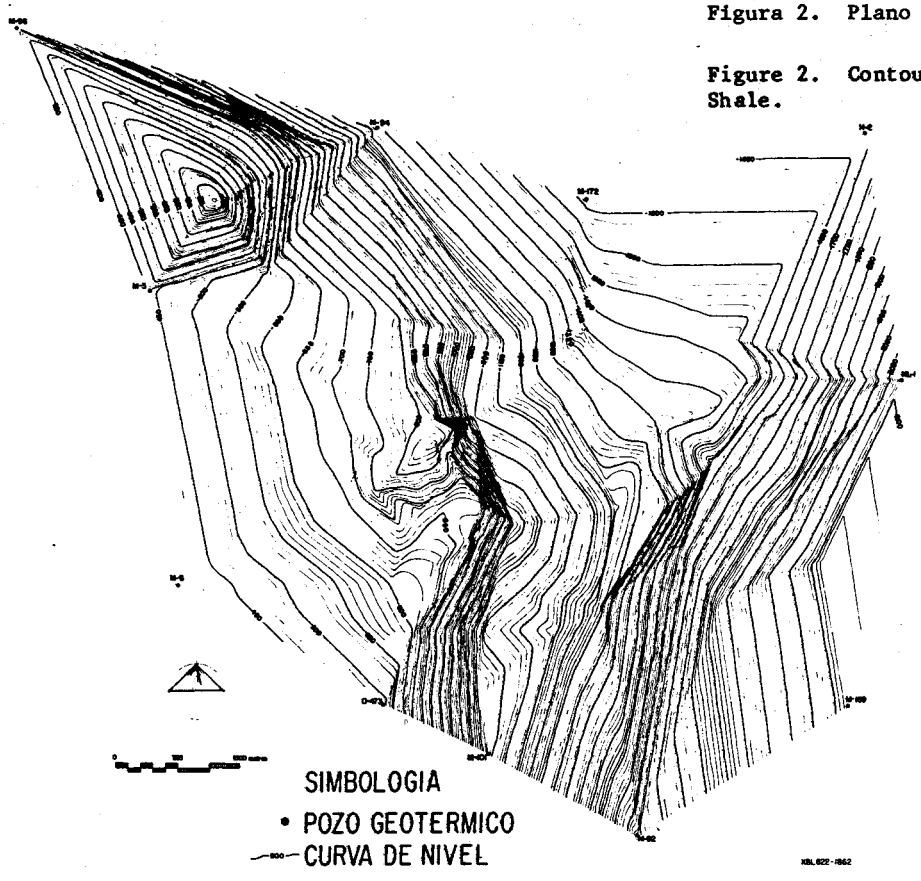


Figura 2. Plano de la cima de la Lutita Gris.

Figure 2. Contour map of the top of the Gray Shale.

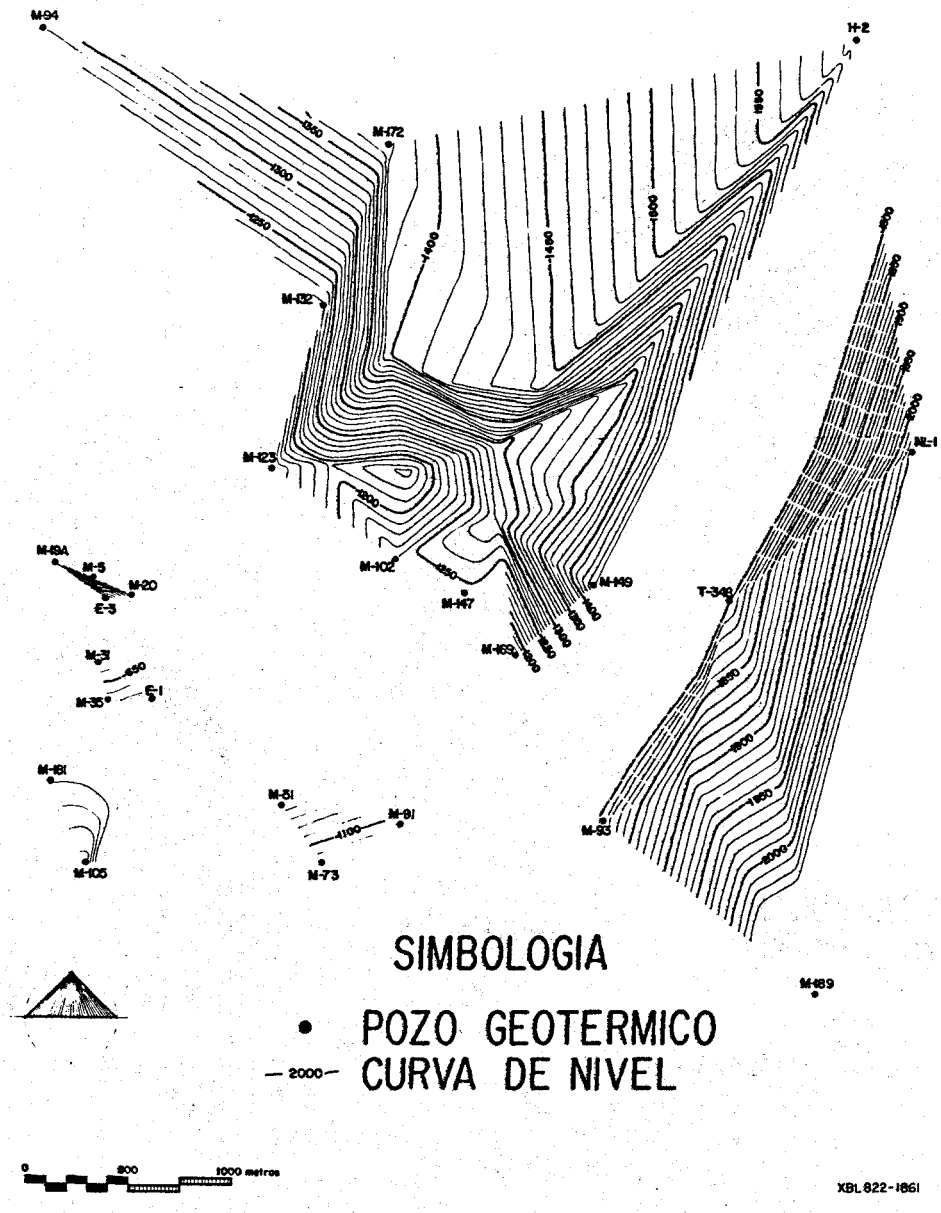


Figura 3. Plano de la cima de la Lutita Café.

Figure 3. Contour map of the top of the Coffee-Colored Shale.

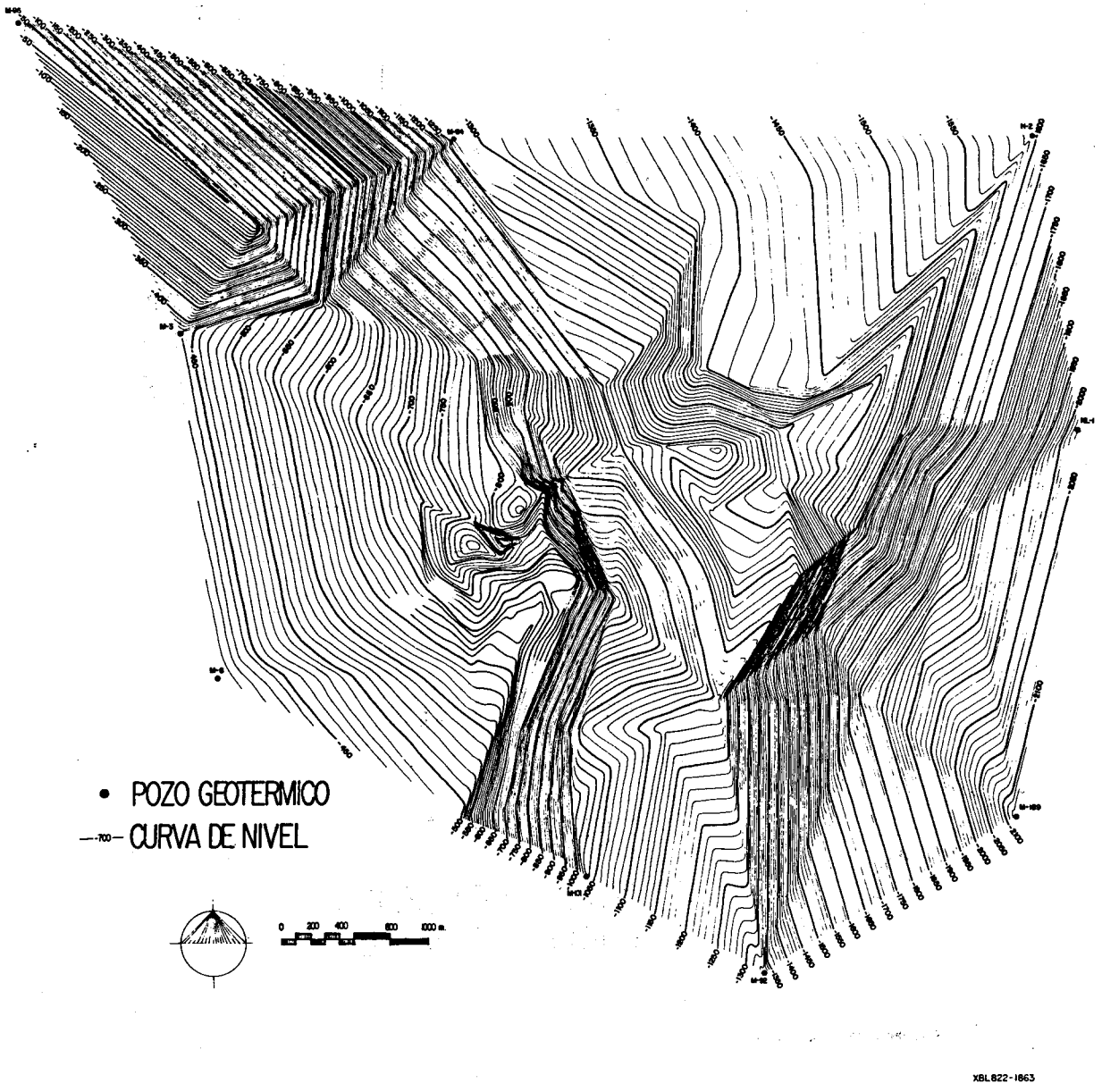


Figura 3a. Plano de la cima de la Lutita Gris y la Lutita Café.

Figure 3a. Contour map of the top of the Gray Shale and the Coffee-Colored Shale.

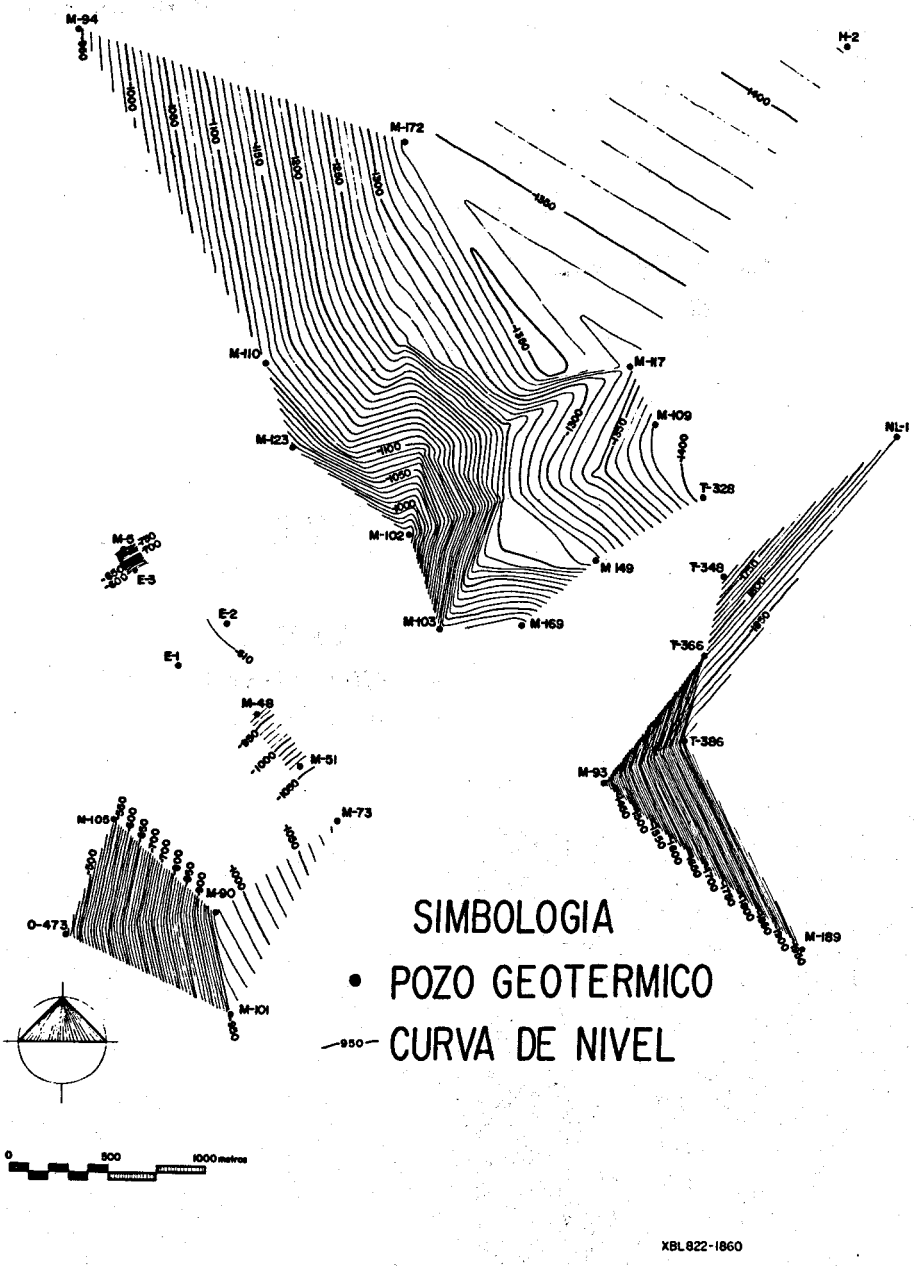


Figura 4. Plano de la cima de la Lodolita.

Figure 4. Contour map of the top of the Gray and Coffee-Colored Shales.

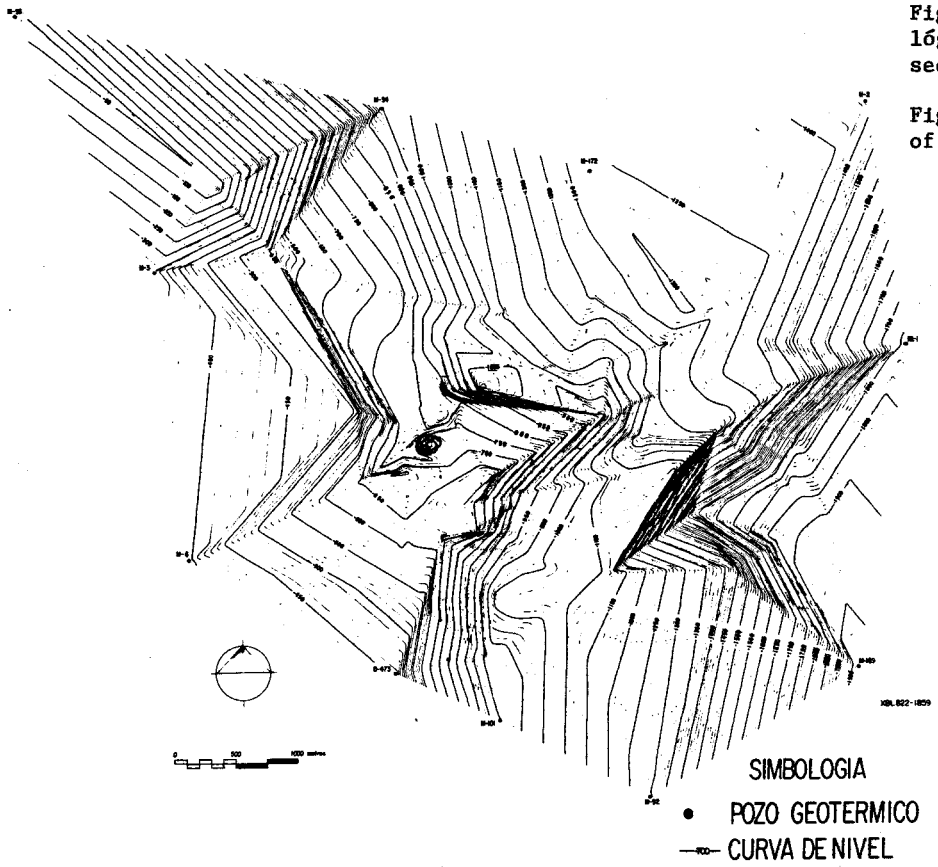


Figura 5. Plano de la unidad litológica sobre la cual descansan los sedimentos no consolidados.

Figure 5. Contour map of the bottom of the unconsolidated sediments.

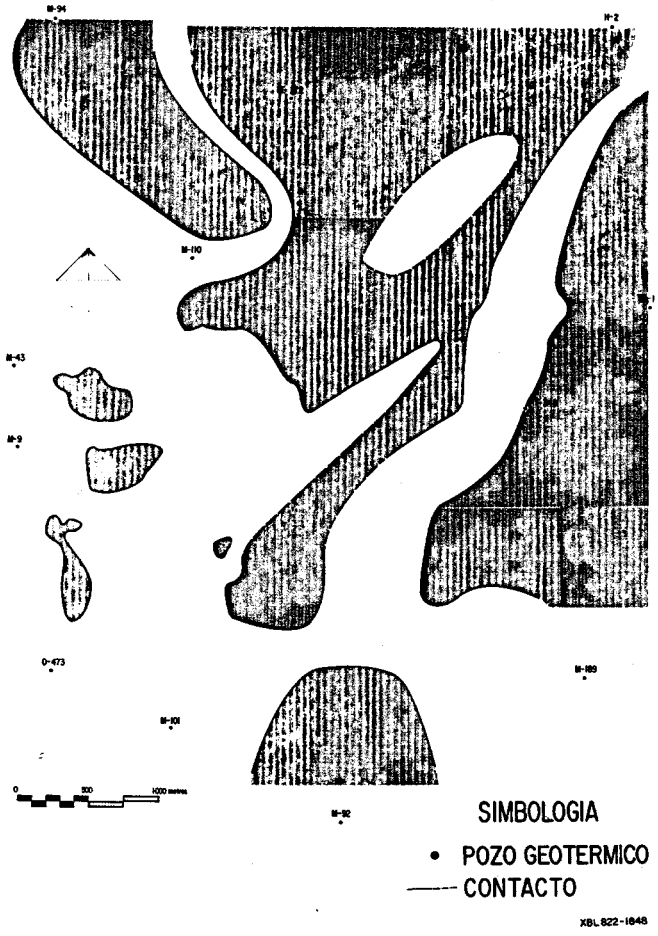


Figura 6. Distribución de la Lutita Café.

Figure 6. Distribution of Coffee-Colored Shales.

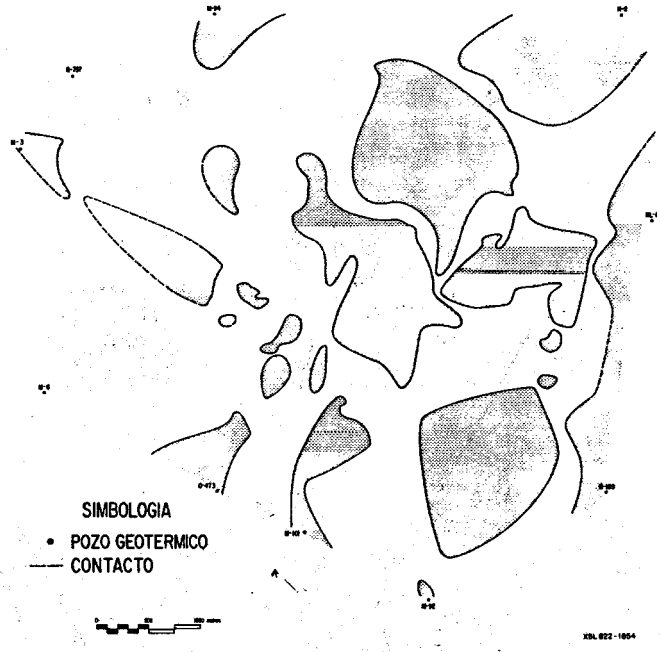


Figura 7. Distribución de la Lodolita.

Figure 7. Distribution of the Mudstone.

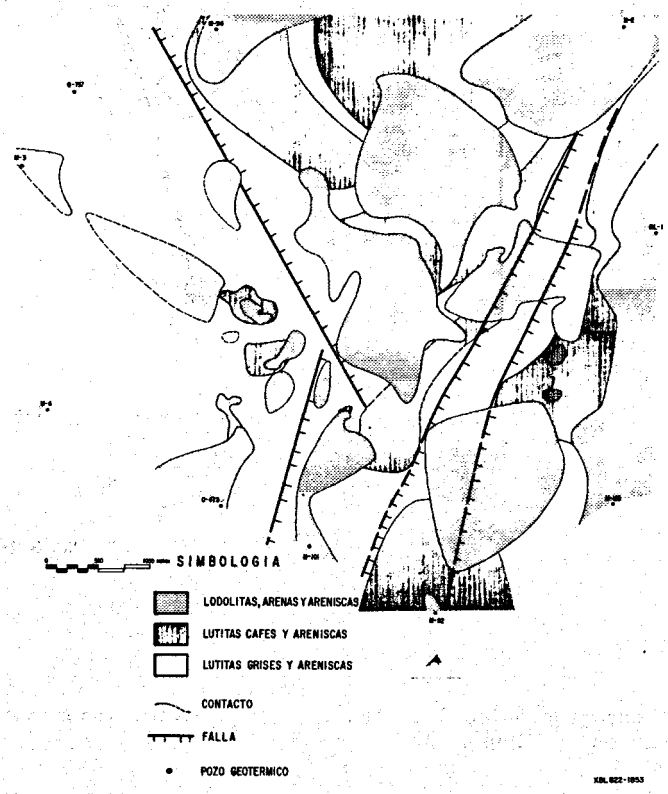


Figura 8. Plano geológico de los sedimentos consolidados.

Figure 8. Geologic map of the consolidated sediments.

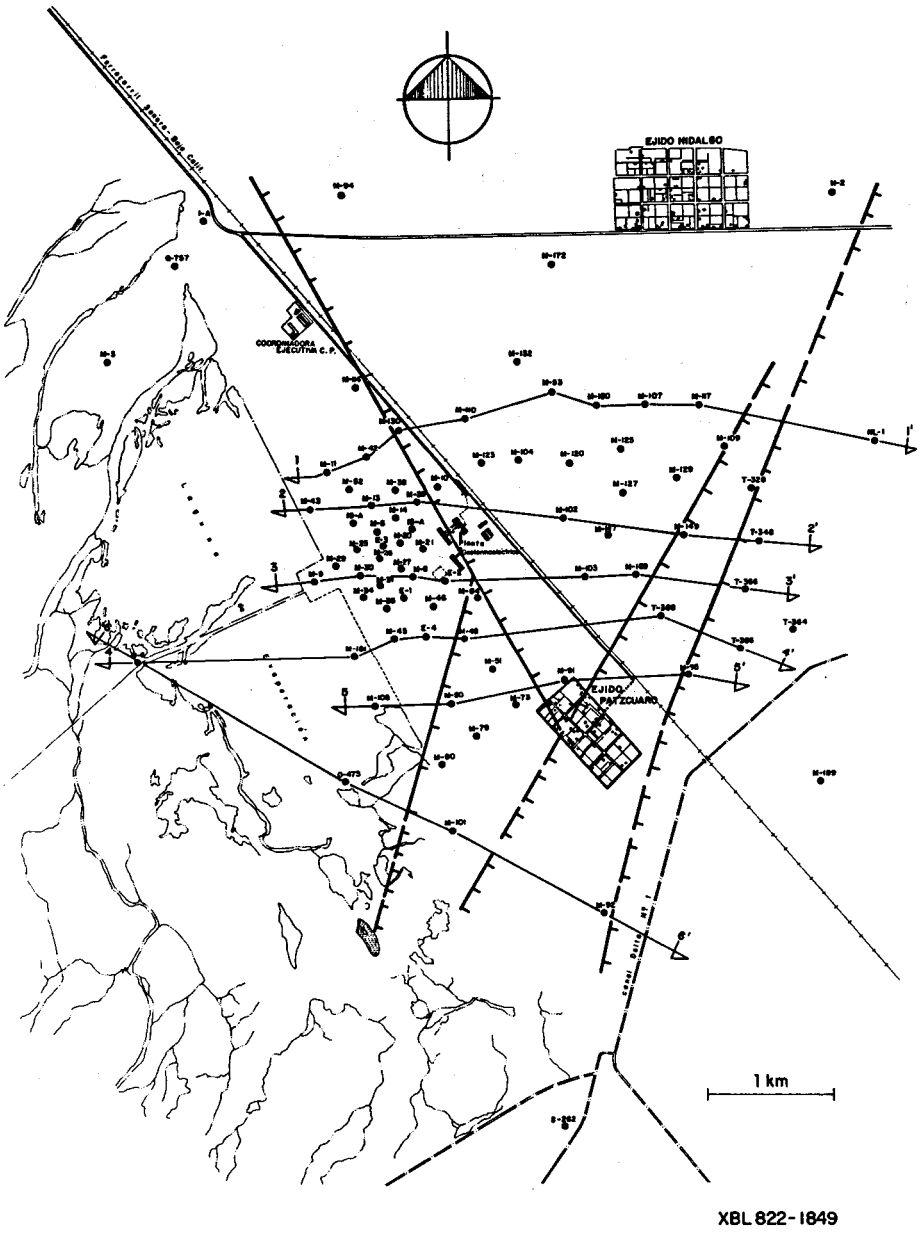


Figura 9. Mapa tectónico del area de Cerro Prieto, indicando las secciones que aparecen en la Figura 10.

Figure 9. Tectonic map of the Cerro Prieto area indicating the cross sections shown in Figure 10.

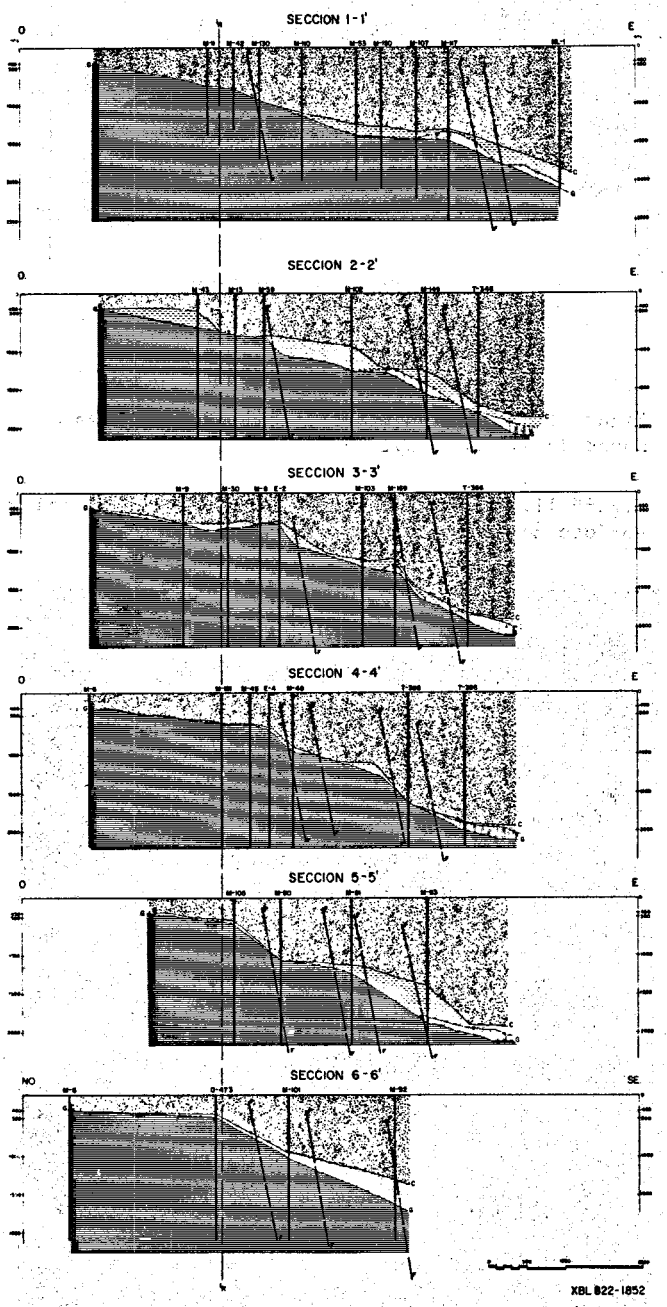


Figura 10. Secciones transversales del area de Cerro Prieto mostrando los sedimentos consolidados.

Figure 10. Cross sections of the Cerro Prieto area showing the consolidated sediments.

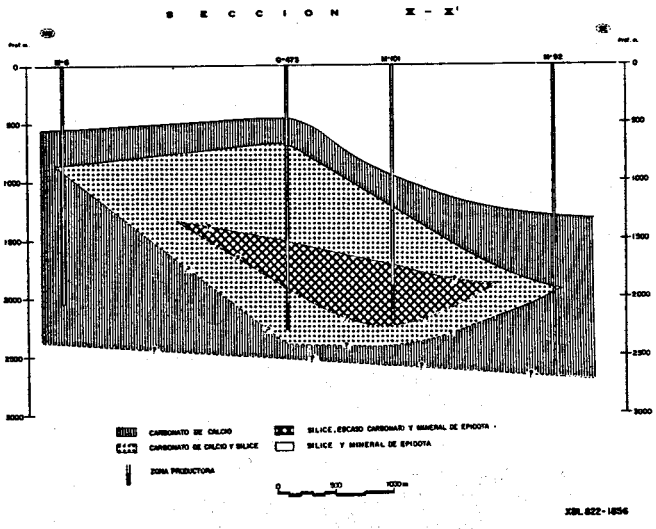


Figura 11. Sección transversal mostrando las zonas de sílice y epidota.

Figure 11. Cross section showing the silica and epidote zones.

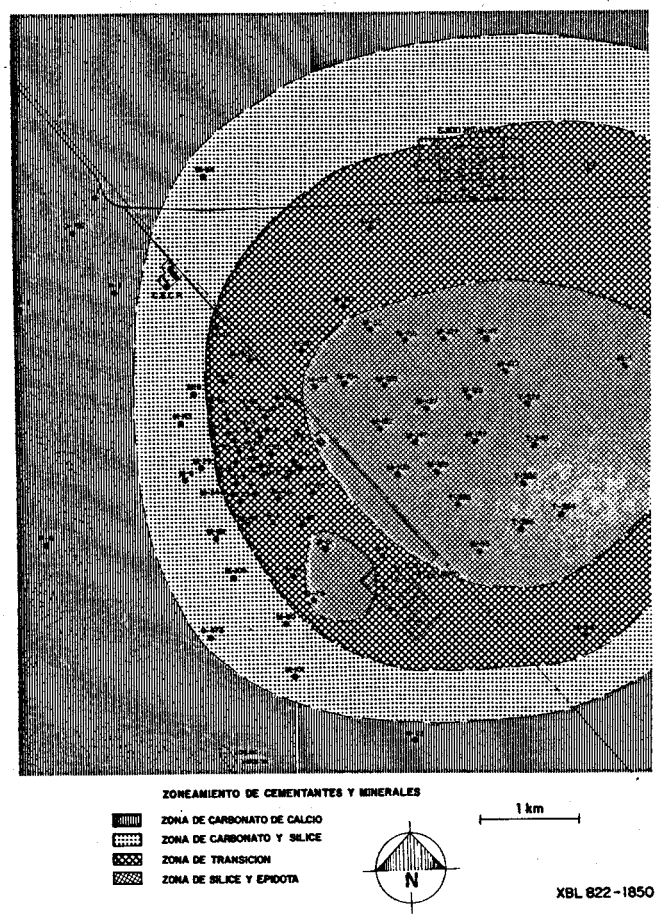


Figura 12. Plano geológico mostrando el zoneamiento de las zonas de cementatnes y minerales.

Figure 12. Geologic map showing the zonation of cements and minerals.

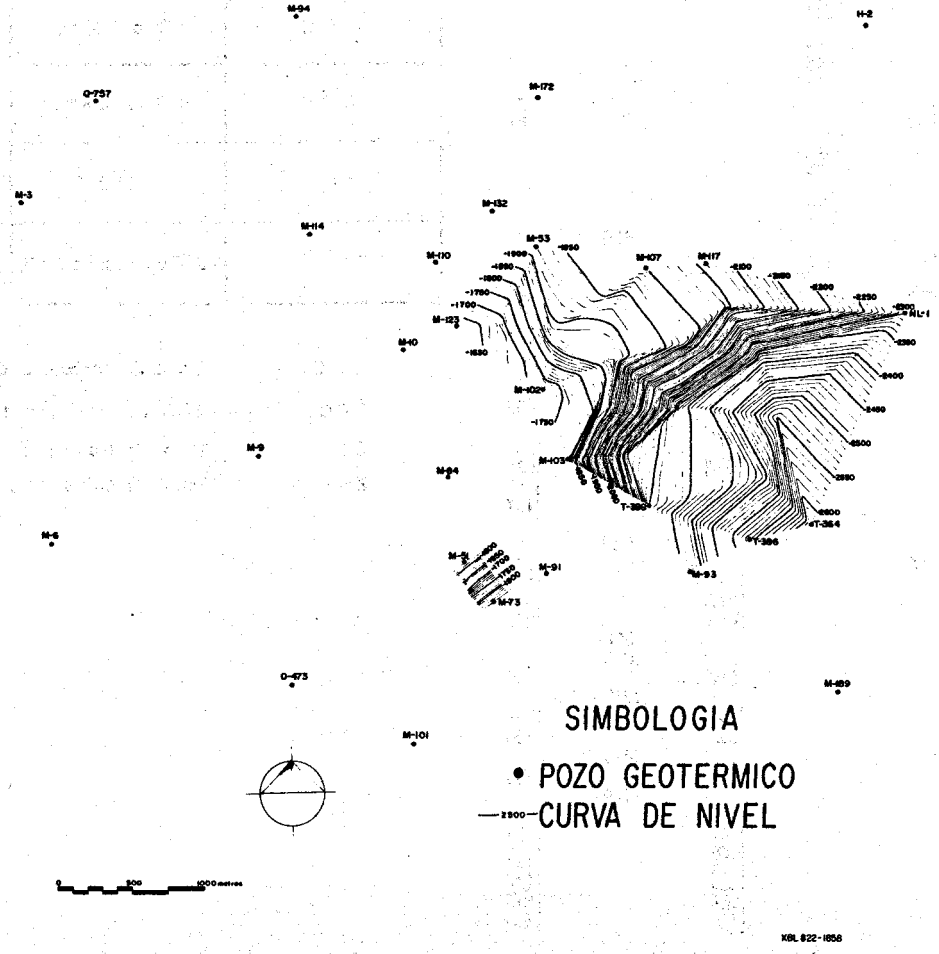


Figura 13. Plano de la cima de la zona de sílice y epidota.

Figure 13. Contour map of the top of the zone of silica and epidote.

Tabla 1. Profundidad de los contactos geológicos.

Table 1. Depth of the geologic contacts.

POZO	SCNC LDLTA	SCNC LUT C	SCNC LUT G	LDLTA LUT C	LDLTA LUT G	LUT C LUT G
M-3	360 m.				441 m.	
M-4	1006			1084 m.		1102 m.
M-5	788			806		803
M-6			398 m.			
M-7			554			
M-8			652			
M-9			654			
M-10			1103			
M-11			750			
M-13			798			
M-14			846			
M-15A			738			
M-19A		750 m.				765
M-20		740				791
M-21A			705			
M-25			800			
M-26			767			
M-27			702			
M-29			751			
M-30	648				696	
M-31		668				674
M-34			690			
M-35		663				645
M-38			811			
M-39			799			
M-42			798			
M-43	492				696	
M-45						618
M-46						669
M-48	927				972	
M-50			1065			
M-51	1044			1053		1071
M-53	1257			1398		1413
M-73	1089			1116		1137
M-84			920.5			
M-90	976				1000	
M-91		1107				1233
M-92	1299			1326		1641
M-93	1410			1812		1887
M-94	948			1059		1290
M-96	19 - 952				1566	
M-101	951				1035	
M-102	948			1242		1266
M-103	1135				1215	
M-104	1128			1191		1251
M-105	540			555		600
M-107	1356				1443	
M-109	1392			1419		1455
M-110	1113				1149	
M-114	732				783	
M-117	1326			1341		1479
M-120	1086			1166		1320
M-123	1036			1149		1194
M-125	1245			1293		1398
M-127	1254			1281		1350
M-129	1341			1365		1380
M-130			945			
M-132		1217				1319
M-147	1227				1245	
M-149	1266			1140		1563
M-150	1284			1419		1430
M-169	1119			1174		1293
M-172	1345			1378		1614
M-181		591				603
M-189	1970		2127			
O-473	456				492	
Q-757			54			
S-262	560					
T-328	1407				1692	
T-348	1710			1800		1821
T-364		1926				2128
T-366	1818			1845		1926
T-386	1884			1899		2004
T-388			1635			
H-2	1422			1596		1674
NL-1	1821			2034		2097
PRIAN		2218				2431
E-1	603			621		651
E-2	612					654
E-3	594			662		801
E-4						699

XBL 822-1851

Tabla 2. Zonas de cementantes y minerales en Cerro Prieto.

Table 2. Cement and mineral zones at Cerro Prieto.

ZONA DE CEMENTANTES Y MINERALES	TEMPERATURA	ESPESOR
Z C C	60° a 200°C	50 a 1450 m.
Z C C S	150° a 250°C	0 a 1600 m.
Z T	250°C	10 a mayor de 480 m.
Z S E	200° a mayor de 300°C	60 a 460 m.

Z C C ——— Zona de carbonato de calcio

Z C C S ——— Zona de carbonato de calcio y silice

Z T ——— Zona de transición

Z S E ——— Zona de silice y epidota

XBL 822-1855

CONFIGURATION OF THE MUDSTONES, GRAY- AND COFFEE-COLORED SHALE LITHOLOGIC UNITS, ZONES OF SILICA AND EPIDOTE, AND THEIR RELATION TO THE TECTONICS OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

INTRODUCTION

Based on well cuttings, five lithological units have been recognized within the area of what is now the Cerro Prieto geothermal field. These five units show differences in origin, mineralogy, grading, color, compaction, etc.

LITHOLOGY OF THE AREA (Figure 1)

From oldest to most recent, the lithological units of the Cerro Prieto area are the following:

Biotite Granite

This rock constitutes the basement of this area. It was reached while drilling wells M-3, M-96 and S-262.

Gray Shale

Overlying the granitic rocks there are laminated to massive shales, silty shales and siltstones. These show settling structures interbedded with feldspar-poor quartz sandstones. The well sorted, very fine to coarse, subangular to subrounded, white to grayish white sandstones predominate. This unit has a dip of 10° to 15°.

Coffee-Colored Shale

Above the unit just mentioned we find laminated, fissile, coffee-colored shales, silty shales and siltstones, interbedded with moderately to well sorted cream-colored sandstones. This unit is not found in all the wells.

Mudstone

Resting on the coffee-colored shale, or on the gray shale, as the case may be, we find coffee-colored silty mudstones interlayered with cream-colored poorly cemented and moderately sorted sand and sandstones.

Unconsolidated Sediments

Above the previously mentioned units we find clays, sands and a few gravels.

The mudstone and the coffee-colored shale differ mainly in their fissility. The main difference between the two shale units is in their coloration.

The sequence here described is not always complete throughout the field; the mudstone and coffee-colored shale are absent in some wells (see Table 1).

CONFIGURATION OF THE LITHOLOGICAL UNITS

Using the marked differences between these lithological units, we determined the top of each one of them, except the granite and non-consolidated sediments. The first step of this process was to classify the drill cuttings of 83 wells according to color and fissility.

Method of Analysis

The location of the wells were marked on a 1:10,000 horizontal scale map. There we indicated the first occurrences of these lithological units, and by interpolating values between wells, contours at 10 m intervals were drawn; ground level was assumed to be zero.

Gray Shale (Figure 2)

In the northwestern part of the field a high, with closed contours, is observed. The contours clearly show two orientations, from northwest to southeast and from northeast to southwest.

Northwest-southeast: There are two zones with this orientation characterized by the closeness of the contour lines. The first lies in the west-central portion; it dips 43° (95%) to the north, decreasing to a 36° dip (65%) to the south. The second zone, in the east-central portion, has a 48° dip (114%). The maximum gradients of both zones are toward the southeast.

Northwest-southeast: Contours with this orientation show a 58° dip (60%), with their greatest gradient toward the northeast. These steep gradients are preceded and followed by gentle gradients which increase toward the eastern part of the field. The morphology, then, is one of gentle slopes interrupted by abrupt changes of inclination, resulting in step-like shapes descending toward the east.

Coffee-colored shales (Figure 3)

This lithological unit presents a high in the central part of the field. The contours are predominantly oriented in a northeasterly direction, with steep slopes (32°). The north-south lines have a 6° (10%) gradient, with gentler slopes in the north-central part.

Gray and Coffee-colored Shale (Figure 3-A)

This contour map was prepared taking the depths of the top of the coffee-colored shale and that of the gray shale in wells where no coffee-colored shale was found. Values between wells were interpolated.

Mudstone (Figure 4)

The deposition of this unit reduced the slopes even more Here the contours strike

predominantly northeast, leveling off and retaining the morphology in its central portion.

Consolidated Sediments (Figure 5)

This map was drawn based on the lithological unit on which the unconsolidated sediments rest. In the northwestern portion of the field the contour lines do not close with respect to the configuration of the gray shale. They are also at shallower depths.

Two trends are observed, one northeast-southwest and another northwest-southeast, the latter lying farther north. The close spacing of the contours that indicated abrupt changes of slope in the gray shale are still noticeable here.

The configuration of the consolidated sediments is very similar to that of the gray shale. The gentlest slopes are now more elongated, and the steepest slopes are reduced by the presence of the mudstone and coffee-colored shale units, thus reflecting the morphology of the gray shale.

GEOLOGY

Method of Analysis

Values obtained from the analysis of drill cuttings were interpolated between wells, taking into account the thickness of the coffee-colored shale and of the mudstone, with the configuration of either the gray shale or the coffee-colored shale, as the case may be, serving as a mold. In this way the occurrence of the coffee-colored shale and of the mudstone was defined.

Coffee-colored Shale (Figure 6)

This lithological unit is widely distributed in the north-central part of the field and in the southeast quadrant. It is less common in the southwestern quadrant. In the north-central part of the field, its thickness increases to the north, reaching its maximum toward well M-172. In the eastern part of the field its thickness increases toward the east.

Mudstone (Figure 7)

This unit is most widely distributed in the east-central part of the field, and is less common in the western part.

Geological Map (Figure 8)

In the eastern part of the field, bodies of coffee-colored shales seem to be bound by the northeast-southwest faults (in the far eastern part of the field) and by the northwest-southeast fault. These bodies are found most commonly in the area of greatest thickness and greatest lithological change within the unconsolidated sediments. The same occurs with the mudstone bodies.

The gray shale is distributed throughout the field. The sandstone bodies vary in thickness, being very thick in the western and northwestern part, and thinning towards the southeast.

TECTONICS

In the area of the Cerro Prieto field there are two fault systems: the Cerro Prieto system, which strikes northwest-southeast, formed by the Imperial and the Cerro Prieto faults; and the Volcano system, running transverse to the first, in which four faults have been recognized to date, based on the configuration of the top of the gray shale.

The displacements of the fault located in the eastern end of the field are estimated to be 200 m in its northeastern portion and 240 m in its southwestern portion. To the west we find another fault, almost parallel to the one just described, with 110 m of displacement in its northern portion (well M-117) and 550 m in its far southwestern portion (well M-101). Further to the west we find a third fault, also striking northeast-southwest, with 230 m displacement in its northern part and 500 m in its southern part. All three faults have their largest displacement in their southwestern portions. The fourth fault, striking northwest-southeast, has an estimated displacement of 100 m in its far southeastern portion and 300 m in its far northwestern portion. The location of its greatest displacement is the opposite of the three faults mentioned above. These faults are considered to be normal.

These displacements were estimated on the basis of the depths of the top of the gray shale, and not on the basis of its marker horizon.

Cross-sections of the consolidated sediments (Figure 10)

These east-west cross-sections constructed through the wells show large changes in slope, which are attributed to faulting.

The coffee-colored shale and mudstone bodies are identified by changes in slope, and are partly responsible for reducing these slopes.

CEMENT AND EPIDOTE ZONES

Four zones have been identified in the consolidated sediments at Cerro Prieto according to the type of cement in the sandstones and the presence of the mineral epidote. From lower to higher temperature, these zones are: 1) Calcium carbonate zone; 2) Calcium carbonate and silica zone; 3) Transition zone (silica, and carbonate-scarce and epidote); 4) Silica and epidote zone (see Table 2).

The temperatures were taken from isotherm maps based on Kuster temperature logs. These zones have vertical as well as horizontal zonations (see Figures 11 and 12).

Configuration of the silica and epidote zone (Figure 13)

The top of this zone is found at 1650 m depth in well M-123. To the east it deepens to 2600 m in well T-364.

These displacements were estimated on the basis of the depths of the top of the gray shale, and not on the basis of its marker horizon.

Cross-sections of the consolidated sediments (Figure 10)

These east-west cross-sections constructed through the wells show large changes in slope, which are attributed to faulting.

The coffee-colored shale and mudstone bodies are identified by changes in slope, and are partly responsible for reducing these slopes.

CEMENT AND EPIDOTE ZONES

Four zones have been identified in the consolidated sediments at Cerro Prieto according to the type of cement in the sandstones and the presence of the mineral epidote. From lower to higher temperature, these zones are: 1) Calcium carbonate zone; 2) Calcium carbonate and silica zone; 3) Transition zone (silica, and carbonate-poor and epidote); 4) Silica and epidote zone (see Table 2).

The temperatures were taken from isotherm maps based on Kuster temperature logs. These zones have vertical as well as horizontal zonations (see Figures 11 and 12).

Configuration of the silica and epidote zone (Figure 13)

The top of this zone is found at 1650 m depth in well M-123. To the east it deepens to 2600 m in well T-364.

CONCLUSIONS

1. The configuration of the gray shale has a step-like morphology, dropping to the east. These "steps" are attributed to the tectonism of the area.

2. The areas characterized by steep dips in the gray shale have been considered to be fault escarpments.

3. Four faults were detected, based on the depth to the top of the gray shale. These faults coincide with the zones characterized by closely spaced contour lines. This agreement confirms the existence of these faults.

4. The coffee-colored shale and mudstone bodies are recognized by the changes of slope, extending the area of lesser slopes, and reducing those of steeper ones.

5. It seems that the higher temperature zones are intimately related to the faults.

6. The configuration of the gray shale between wells 0-473 and M-101 may change depending on the depths at which wells M-47 and M-49 intercept the top of this formation. These depths have been estimated at 750 m for well M-47, and 900 m for well M-49.

7. These configurations are subject to change as more wells are drilled in the field.

PROPUESTA DE UN MODELO GEOLOGICO EN FUNCION DE REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS

S. Díaz C., I. Puente C., y A. de la Peña L.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

RESUMEN

Una investigación del subsuelo fue llevada a cabo en el campo geotérmico de Cerro Prieto para obtener información valiosa de la distribución a profundidad de las diferentes litofacies que comprenden un sistema de depositación deltáica, utilizando la interpretación cualitativa de los registros geofísicos de pozos. La interpretación sedimentológica de los registros de resistividad y potencial espontáneo se muestran en varios perfiles que cruzan el campo. Este trabajo, considerado de detalle, será de gran ayuda para el conocimiento de la localización de zonas permeables e impermeables a profundidad, así como los posibles caminos para el flujo de fluidos subterráneos. Además de la interpretación sedimentológica, se elaboró un plano de geología estructural usando los registros de pozos e información geofísica disponible del área, incluyendo los levantamientos gravimétricos y de sísmica de refracción.

Mediante la ayuda de los registros de temperatura, eléctricos y radioactivos, fue posible localizar la profundidad de la zona de alteración hidrotermal de los sedimentos descrita por Elders, 1978, y se elaboraron dos planos de configuración de la cima de esta anomalía proporcionando una clara correlación con las anomalías geofísicas de gravimetría.

Por otra parte, hay que resaltar que este trabajo es la continuación del método de estudio de Lyons y Van de Kamp, 1980, con el fín de proponer un modelo geológico final para ser utilizado dentro de los planes de expansión del campo, así como para la simulación matemática de yacimientos y proyectos de reinyección.

INTRODUCCION

La exploración y explotación del campo de Cerro Prieto han dado como resultado una vasta acumulación de datos de diversas índoles, tales como: geológicos, geofísicos, geoquímicos e informaciones sobre las propiedades físicas y químicas del yacimiento geotérmico.

De toda esta colección de datos, se utilizaron principalmente los estudios geológicos, geofísicos y registros geofísicos de pozos para plantear una propuesta de un modelo geológico del campo y comparar los resultados obtenidos en los estudios de gravimetría con la información interpretada de los registros geofísicos de los pozos.Como consecuencia de lo anterior, se logró una mejor comprensión en las relaciones existentes en la depositación deltáica, su comportamiento estructural y la distribución de zonas de alteración hidrotermal del campo.

FACIES LITOLOGICAS

El campo geotérmico de Cerro Prieto se encuentra localizado sobre el límite suroeste del Delta del Río Colorado en el Valle de Mexicali; el cual a su vez, es parte de la Cuenca del Salton (Fig. No. 1). Esta depresión estructural está caracterizada por una abundante actividad sísmica a lo largo de los sistemas de fallas Cerro Prieto y Volcano principalmente (Albores et, al, 1978) y por deformaciones verticales en la superficie terrestre (Lofgren, 1978), dando como resultado un efecto combinado de fracturamiento y desplazamiento sobre los sedimentos que rellenan la cuenca. La profundidad de la cuenca ha sido estimada por medio de estudios geofísicos regionales de sismología de refracción y gravimétricos, sugiriendo una máxima profundidad de 6.4 Km., en un punto localizado justo al sur de la Frontera Internacional (Biehler,et al., 1964). Este gran paquete sedimentario fue formado principalmente por sedimentos transportados por las corrientes divagantes del Río Colorado, el cual ha estado descargando sedimentos desde hace varios millones de años en dicha cuenca. Ademas de la depositación deltáica, esta zona ha sido afectada por constantes basculamientos de basamento, provocados por esfuerzos tectónicos dinámicos que han fracturado intensamente esta región.

Desde el punto de vista estratigráfico se conoce que cualquier río, al desembocar en un cuerpo de agua relativamente estable, forma un ambiente deposicional conocido como "Sistema Deltáico". La depositación de los sedimentos que transporta el río, está caracterizad por sedimentos con gran diversidad de tamaño de granos, en donde es posible diferenciar sub-ambientes deposicionales tales como; Planicie Deltaica (que incluye canales distributarios, pantanos, planicie de inundación, etc.); Frente Deltáico (barra de desembocadura de canal, frente distal y arenas marginales) y el Pro-Delta. De estos sub-ambientes o facies el de Frente Deltáico y Planicie Deltáica son los que contienen sedimentos relativamente gruesos. (De la Peña y Verdugo, 1979) (Fig. No. 2).

Una de las aplicaciones más importantes de la interpretación cualitativa de los registros eléctricos, radica en conocer la distribución de unidades litológicas a profundidad mediante la forma de la curva del potencial espontáneo (SP), de cada uno de estos sub-ambientes o litofacies en estudios sedimentológicos. De acuerdo con

Pirson (1970), existe una clase de delta denominado delta arqueado de energía intermedia, en el cual la carga de sedimentos es transportada por canales fluviales (A) y tienen la característica de que a medida de que el delta crece, este canal tiende a apilarse con nuevas cargas de sedimentos del río, dando como resultado, desde el punto de vista eléctrico, una ausencia o inversión en la respuesta del SP debido a la presencia de agua dulce en esta litofacie, junto con un incremento de resistividad. Las facies de Planicie Deltáica están caracterizadas por depósitos de agua salada que proporcionan buenas desviaciones en la curva del SP en los canales distributarios (B_1) y en depósitos de sedimentos gruesos interdistributarios (B_2), los cuales son producidos por fisuras a lo largo de los bordes de los canales. Además se presentan sedimentos finos, tales como limos y arcillas en este sub-ambiente en la planicie de inundación, pantanos, lagos y lagunas. La mayor parte de las arenas se desarrollan en la litofacie de frente de Delta entre las que se encuentran grupos de arenas distributarias de boca (C_1), Frente de Delta intermedio (C_2), Frente de Delta distante (C_3), Márgenes Marinos de Delta (C_4) y la litofacie Pro-Delta (D). En base a lo anterior, Lyons y Van de Kamp (1980), clasificaron las litofacies encontradas en los registros eléctricos de los pozos del campo de Cerro Prieto (Fig. No. 3), mediante las formas de las curvas del potencial (SP) y resistividad de la siguiente manera:

LITOFACIE I

Está caracterizada por arenas predominantemente, con unidades de arenas muy gruesas, comúnmente mayores de 46m (150 ft), separadas por capas de lutitas delgadas menores de 3m (10 ft). Esta litofacie sugiere canales apilados o posibles depósitos eólicos.

LITOFACIE II

Consiste de cuerpos de arenas principalmente con espesores de hasta 15m (50 ft) o mayores, y capas o cuerpos de lutitas de hasta 6 a 9m (20-30 ft). La forma de la curva del SP en las arenas más gruesas es comúnmente con bases agudas, lo que sugiere canales distributarios mientras que las arenas más delgadas pueden representar ya sea arenas de desborde de canal distributario en la Planicie Deltáica o arenas de Frente Deltáico.

LITOFACIE III

Está caracterizada por proporciones similares de areniscas y lutitas, aunque la arena puede ser dominante en algunos casos. Los cuerpos de arenas más gruesas son de 6 a 9m (20-30 ft) de espesor y tienen bases transicionales. Estas características y su asociación con arenas delgadas, limolítas y lutitas sugieren un medio ambiente de Frente Deltáico. Sin embargo, algunas de estas facies litológicas pueden representar depósitos de arenas de desborde de canal distributario sobre la Planicie Deltáica.

LITOFACIE IV

Consiste de porcentajes similares de areniscas y lutitas, pero las arenas son más delgadas que 3m (10ft). Esta litofacie puede representar ya sea depósitos distantes de desborde de canal distributarios sobre la Planicie Deltáica o depósitos de Frente de Delta distante de "baja energía"

LITOFACIE V

Consiste de limolítas y lutitas predominantemente y pueden representar diversos medios ambientes tales como: Planicie de Inundación Deltáica, Laguna Costera o Pro-Delta.

Con el fín de ilustrar las relaciones estratigráficas de las litofacies en los pozos, se elaboraron cuatro perfiles que cruzan el campo de Cerro Prieto, incluyendo el área vieja de producción (Cerro Prieto I), así como la región nueva que se está desarrollando actualmente (Cerro Prieto II y III).

Posteriormente a la clasificación de cada una de las litofacies encontradas en los pozos, se procedió con la correlación de éstas y de esta manera se hicieron evidentes varios aspectos relevantes en los perfiles (Figs. 4, 5, 6 y 7). Entre éstos cabe destacar que en la totalidad de los perfiles se presenta una depositación casi horizontal en la parte somera de las secciones indicando un período de calma en la descarga de sedimentos y así como fuertes desplazamientos entre los contactos, debido a los efectos del sistema de fallas que afectan la región. Estas características se presentan invariablemente en todos los perfiles, demostrando la complejidad existente en la interpretación de este tipo de sedimentación. Así mismo, cabe hacer resaltar la distribución tan característica que presentan las zonas que están abiertas a producción de los pozos, sugiriendo una estructura dómica a lo largo de los perfiles. Posteriormente se demostrará que esta misma estructura dómica se observa en la información proveniente de los registros geofísicos de pozos.

III.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Tectónicamente, el campo se localiza en uno de los ramales del sistema sureste de fallas denominadas San Andrés, siendo las fallas principales que gobiernan en esta zona las de Cerro Prieto e Imperial, de rumbo predominante NW-SE. Estas fallas son las que forman el complejo tectónico del tipo transforme, que ha dado origen a la formación del campo geotérmico, depresiones topográficas profundas y la constante evidencia de movimientos telúricos. La consecuencia directa de la actividad de fallas transformadas, se presenta como un intenso fracturamiento entre el sistema fallas paralelo a las fallas principales de rumbo con otro sistema de fallas oblicuo de carácter normal.

Estos sistemas de fallas se han denominado sistema Cerro Prieto y Volcano y son considerados como fronteras impermeables al flujo de fluidos las fallas de rumbo (Cerro Prieto) y como fallas

conductoras de fluidos, las fallas de tipo normal que forman estructuras en echelón de horts y grabens.

En base a la correlación de registros geofísicos de pozos y al levantamiento de sismología de refracción de Calderón (1972) fue posible elaborar un plano estructural del campo (Fig. No. 8), en el cual se presentan los dos sistemas de fallas ya conocidos, así como un sistema nuevo predominantemente N-S de fallas normales.

Al analizar los perfiles, se encontraron dos tipos de fallas ya reportadas por otros autores (Lyons and Van de Kamp, 1980), que afectan la posición de los sedimentos en distinta manera que son: las fallas jóvenes que alteran la totalidad de la columna de sedimentos y las fallas viejas que solamente han afectado la parte más profunda de los pozos.

IV.- ZONA DE ALTERACION HIDROTERMAL

De acuerdo con Ershaghi, et al., (1980), el flujo de los fluidos hidrotermales en rocas sedimentarias y los efectos combinados de presión y temperatura provocan efectos de litificación y alteración en los sedimentos, y debido a que estos efectos son más probables de que ocurran en estratos porosos y permeables, la detección de zonas alteradas hidrotermalmente puede ayudar en la identificación de zonas porosas, permeables y con altas temperaturas. La alteración hidrotermal es una forma de metamorfismo hidrotermal donde la interacción entre los minerales de la roca y los componentes químicos del fluido geotérmico da como resultado un ensamblaje con nuevas características mineralógicas en las rocas.

Según Elders et al, (1978), se localizaron etapas progresivas y alteración pos-depositacional con una clara correspondencia con la distribución de la temperatura a profundidad, incluyendo minerales diagenéticos seguidos por minerales de temperatura moderada a alta.

La distribución de características mineralógicas hidrotermales está relacionado con el patrón de flujo de fluidos y transferencia de calor en un sistema geotérmico antes de que éste sea afectado por producción y reinyección.

Siguiendo el procedimiento de estudio delineado por Lyons y Van de Kamp (1980), fue posible localizar la parte superior de la zona de alteración mediante el uso de los registros de densidad y resistividad. Esto fue llevado a cabo debido a que se observó un fuerte incremento en la densidad y resistividad de las lutitas del orden de 2.4 g/cm3 y resistividad de 5 ohm-m.

Con la nueva información de los pozos más recientes, se elaboraron dos planos de configuración de las profundidades en metros de la cima de la zona de alteración hidrotermal en el campo (Figs. No. 9 y 10). Debido a que esta configuracion representa la distribución de densidades anómalas en el campo, se encontró una clara correspondencia con el plano de anomalías de Bouguer de Chase, et al (1978) (Fig. 11). Como se estableció anteriormente, en ambos planos se presenta la misma forma dómica en la configuración de la cima que se antepone al yacimiento y que lleva una estrecha relación con lo observable en las secciones geológicas. Con el fín de aclarar la ambigüedad de definir cual es el origen que provoca la distribución de densidades del plano de anomalía de Bouguer, cabe hacer la explicación que según la correlación anterior parece ser que el plano de Bouguer está más relacionado con perturbaciones someras de densidad en los sedimentos que con reflejos de basamento, al menos, en lo que respecta a la zona del campo.

CONCLUSIONES

Una de las principales conclusiones es de que, en la actualidad, ya se cuenta con las herramientas técnicas necesarias para continuar con los estudios sedimentológicos del campo y conocer la distribución de las zonas permeables e impermeables en cualquier dirección que atraviese el campo. Aunado a ésto, se cuenta con la información estructural inferida de los perfiles para entender mejor el comportamiento de las fallas en las zonas de interés. Todo este volumen generado de información puede tener aplicaciones inmediatas en los proyectos de simulación matemática de yacimientos, y en las investigaciones del comportamiento de la reinyección de fluidos geotérmicos en el campo.

REFERENCIAS

1.-Albores L., A., Reyes Z., A., Brune, J.N., González G., L., Garcilazo M., L., y Suárez V., F., 1978, Estudios de sismicidad en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto; Proceedings, First Simposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, September 20-22, 1978, p. 227-234.

2.-Biehler, S., Kovach, R.L., and Allen, C.R., 1964. Geophysical framework of Northern end of Gulf of California structural province., in Van Andel T., and Shor, G., eds., Marine geology of Gulf of California: Am. Assoc. Petroleum Geologist Mem. 3, p. 126-143.

3.-Calderón, 1972, Levantamiento de Sismología de Refracción en el campo geotérmico de Cerro Prieto; Informe Interno de C.F.E., Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto

4.-Chase, D.S., Clover, R.C., Grannell, R.B., Leggewie, R.M., Eppnik, J., Tarman, D.W., y Goldstein, N.E., 1978, Precision gravity studies at Cerro Prieto, Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México, September, 20-22, 1978, p. 249-257.

5.-De la Peña L., A., y Verdugo F., J., 1979, Interpretación sedimentológica del campo geotérmico de Cerro Prieto: Informe Interno de C.F.E., Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto.

6.-Elders, W.A., Hoagland, J.R., McDowell, S.D., y Cobo, J.M., 1978, Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México, September 20-22, 1978, p. 68-75.

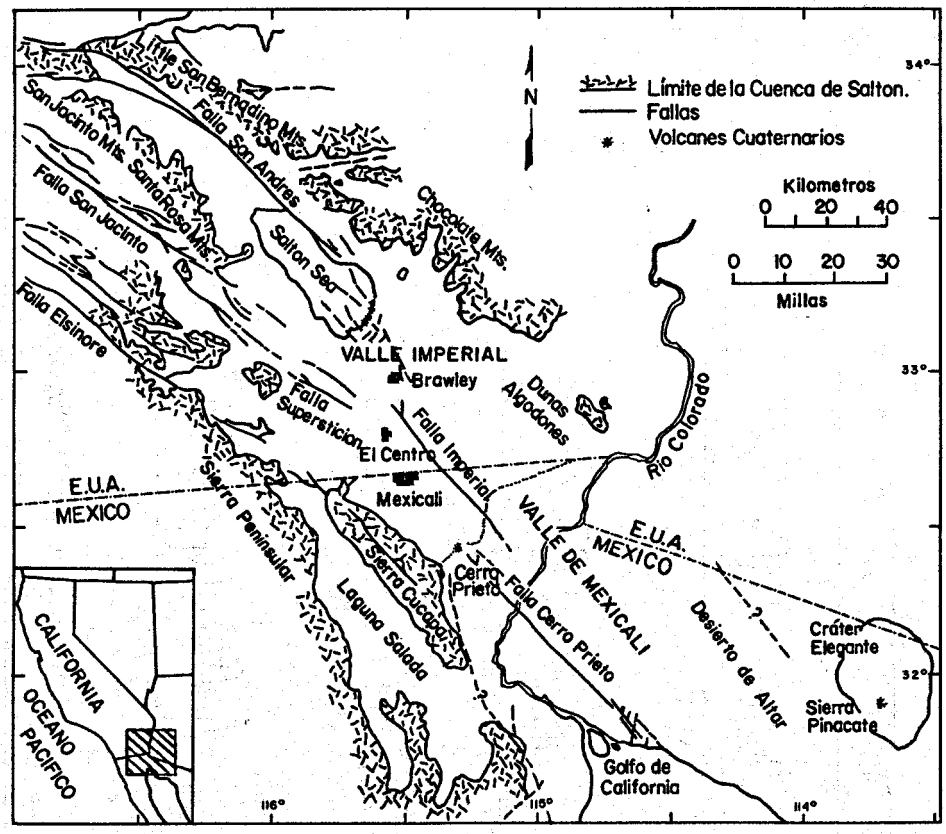
7.-Elders, W.A., Hoagland, J.R., Vallette, N.J., Williams, A., Barker, C., and Coolier, P., 1980, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and geochemistry of subsurface and surface samples from the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México, Riverside, University of California.

8.-Ershaghi, I., Ghaemian S., y Mathews, M., 1980, Detection of hydrothermal alteration in a sedimentary type geothermal system using well logs: Society of Petroleum Engineers of AIME, 55th Annual Fall Technical Conference and Exhibition of SPE, September 21-24, 1980, SPE-9499.

9.-Lofgren, B.E., 1978, Measured crustal deformation in the Imperial Valley California: Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México, September 20-22, 1978, p. 141-145.

10.-Lyons,.D.J., and Van de Kamp, P.C., 1980, Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México: Berkeley, Lawrence Laboratory LBL-10540.

11.-Pirson, S. J., 1970, Geological Well Log Analysis, Gulf Publishing Co. Houston.



XBL 819-2068

Figura 1. Localización del campo de Cerro Prieto dentro de la cuenca de Salton (Elders, 1979).

Figure 1. Location of the Cerro Prieto field within the Salton Trough (Elders, 1979).

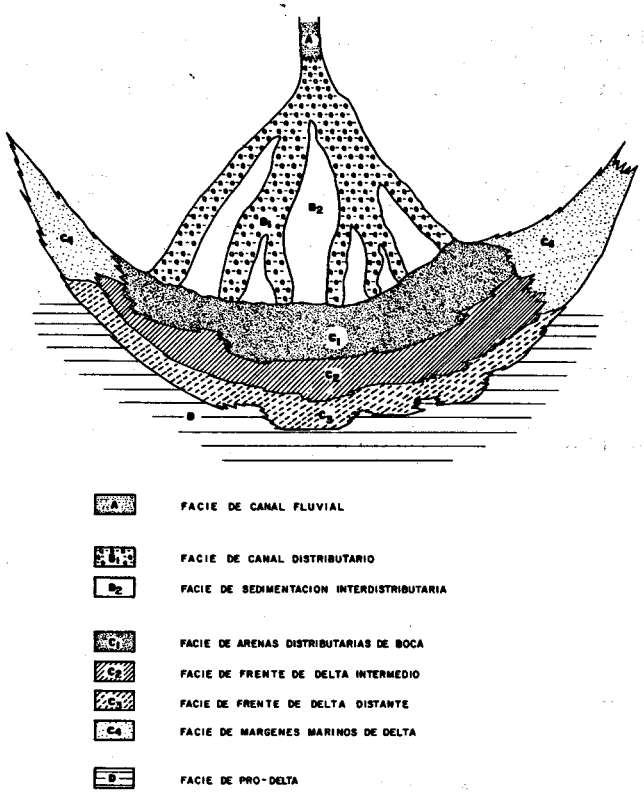


Figura 2. Delta arqueado constructivo de energía intermedia. (Tomado de Pirson, 1970.)

Figure 2. Lobate delta (taken from Pirson, 1970).

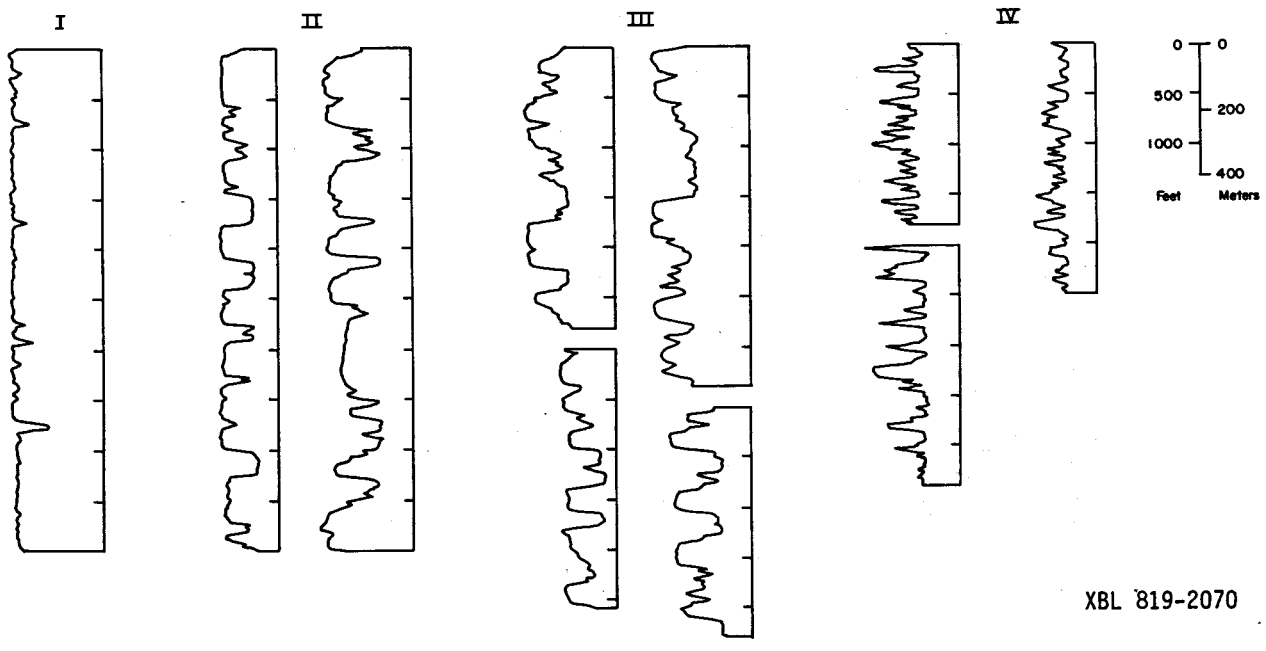


Figura 3. Ejemplos de clases de litofacies basados en la curva de potencial espontáneo (SP). (Tomado de Lyons y Van de Kamp, 1980.)

Figure 3. Examples of lithofacies classes based on the spontaneous potenial (SP) curve (taken from Lyons and Van de Kamp, 1980).

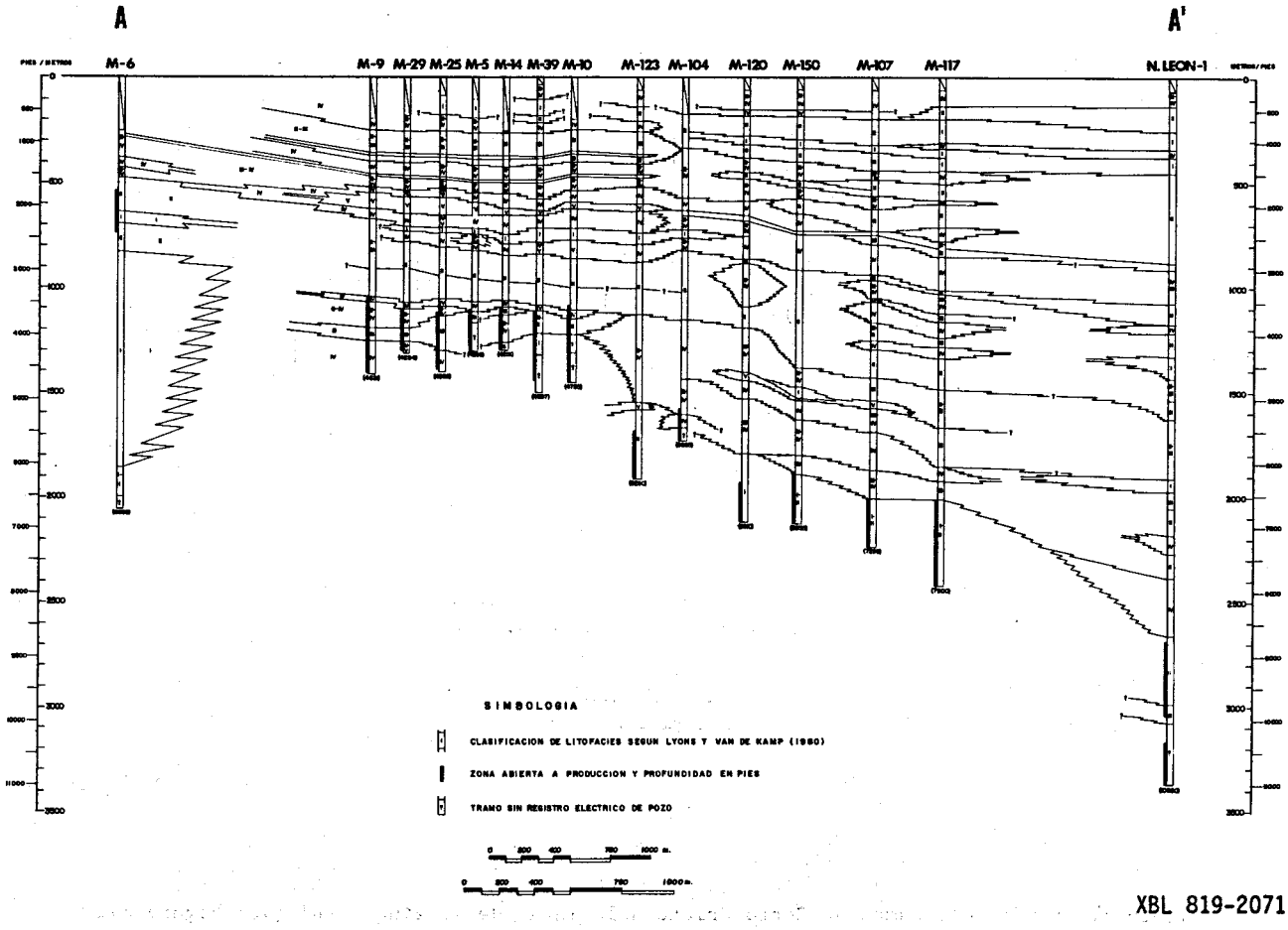
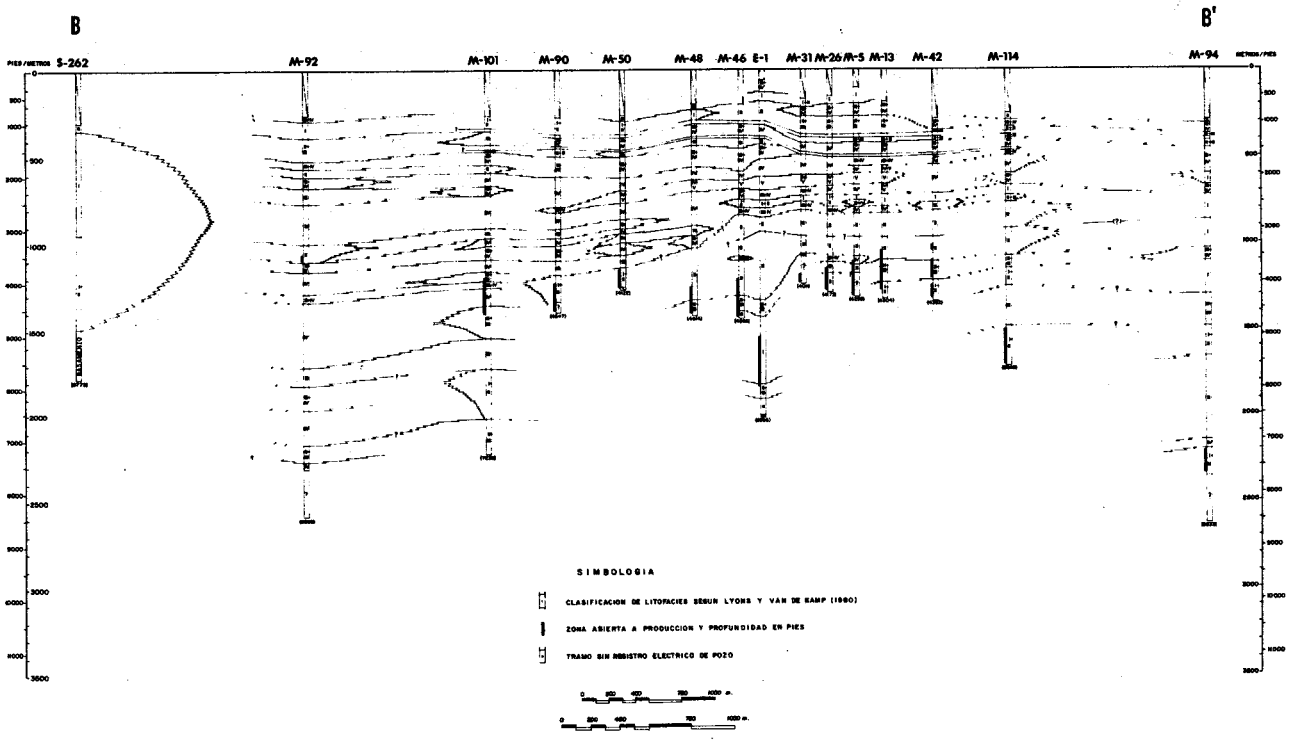


Figura 4. Perfil del campo de Cerro Prieto a lo largo de la línea A-A' (ver Figura 8).

Figure 4. Cross-section A-A' of the Cerro Prieto field (see Figure 8).



XBL 819-2072

Figura 5. Perfil del campo de Cerro Prieto a lo largo de la línea B-B' (ver Figura 8).

Figure 5. Cross-section B-B' of the Cerro Prieto field (see Figure 8).

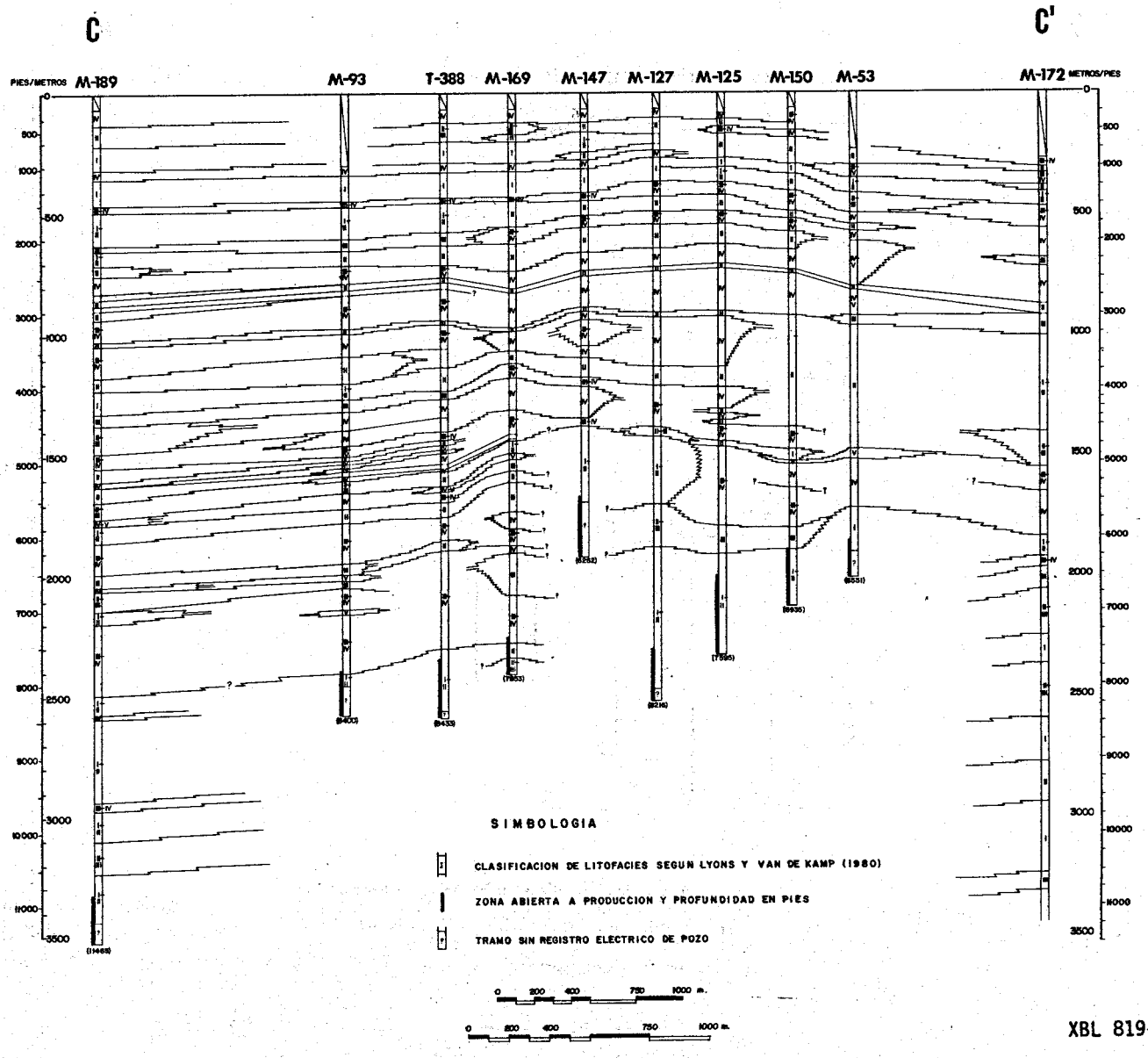


Figura 6. Perfil del campo de Cerro Prieto a lo largo de la línea C-C' (ver Figura 8).

Figure 6. Cross-section C-C' of the Cerro Prieto field (see Figure 8).

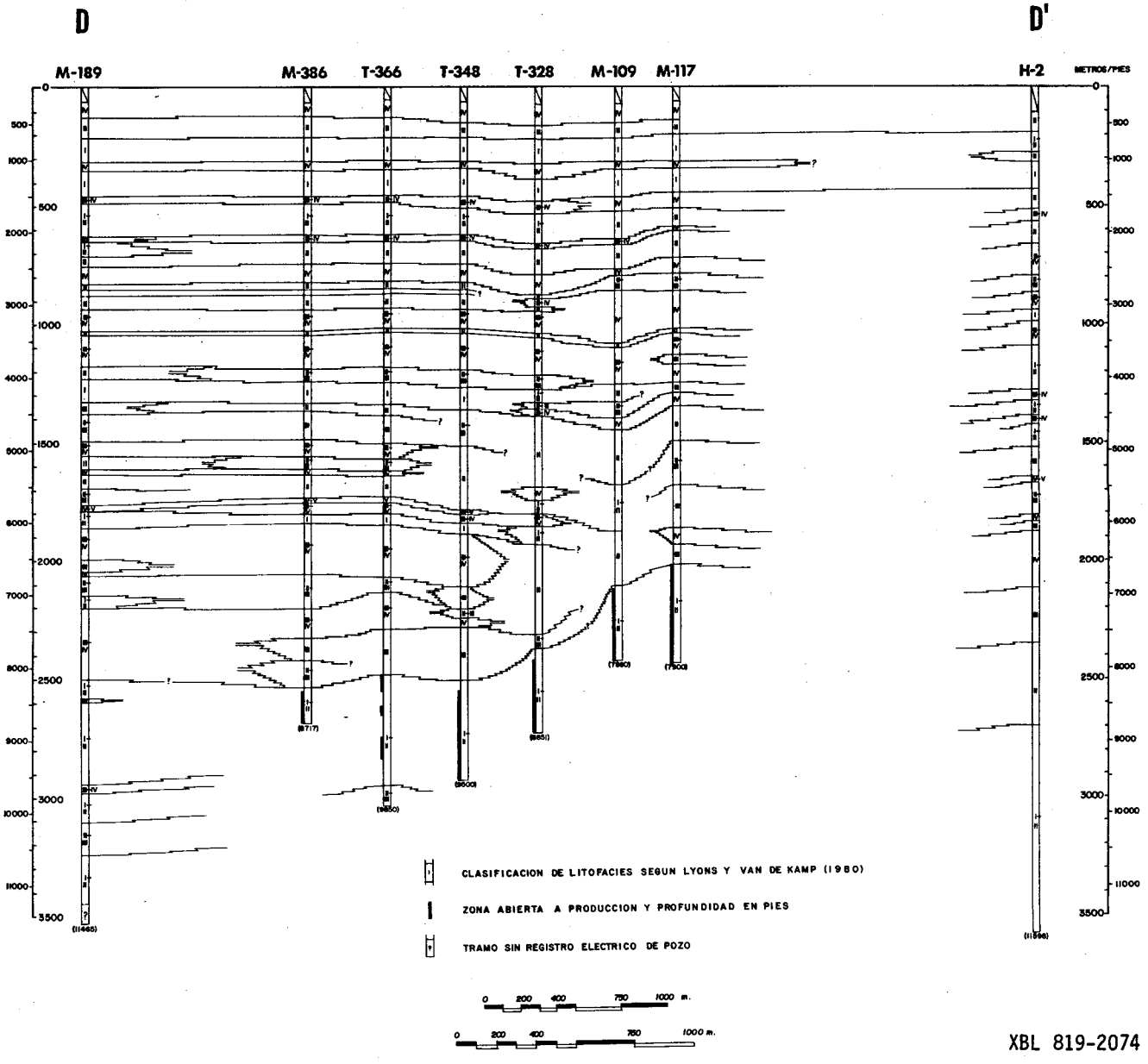
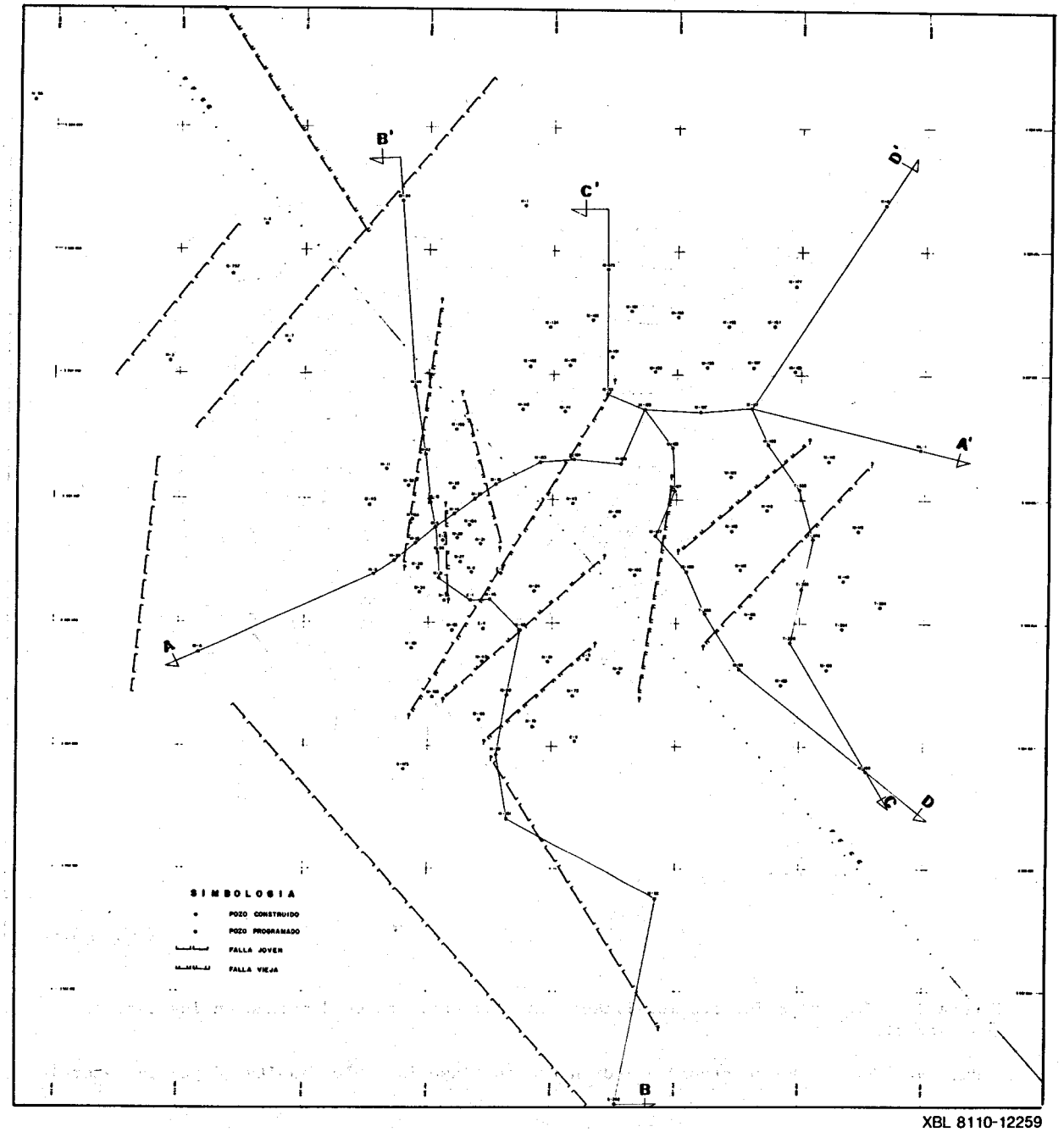


Figura 7. Perfil del campo de Cerro Prieto a lo largo de la línea D-D' (ver Figura 8).

Figure 7. Cross-section D-D' of the Cerro Prieto field (see Figure 8).



XBL 8110-12259

Figura 8. Plano estructural inferido de la correlación de registros eléctricos de pozos.

Figure 8. Structural map inferred from geophysical well log correlations.

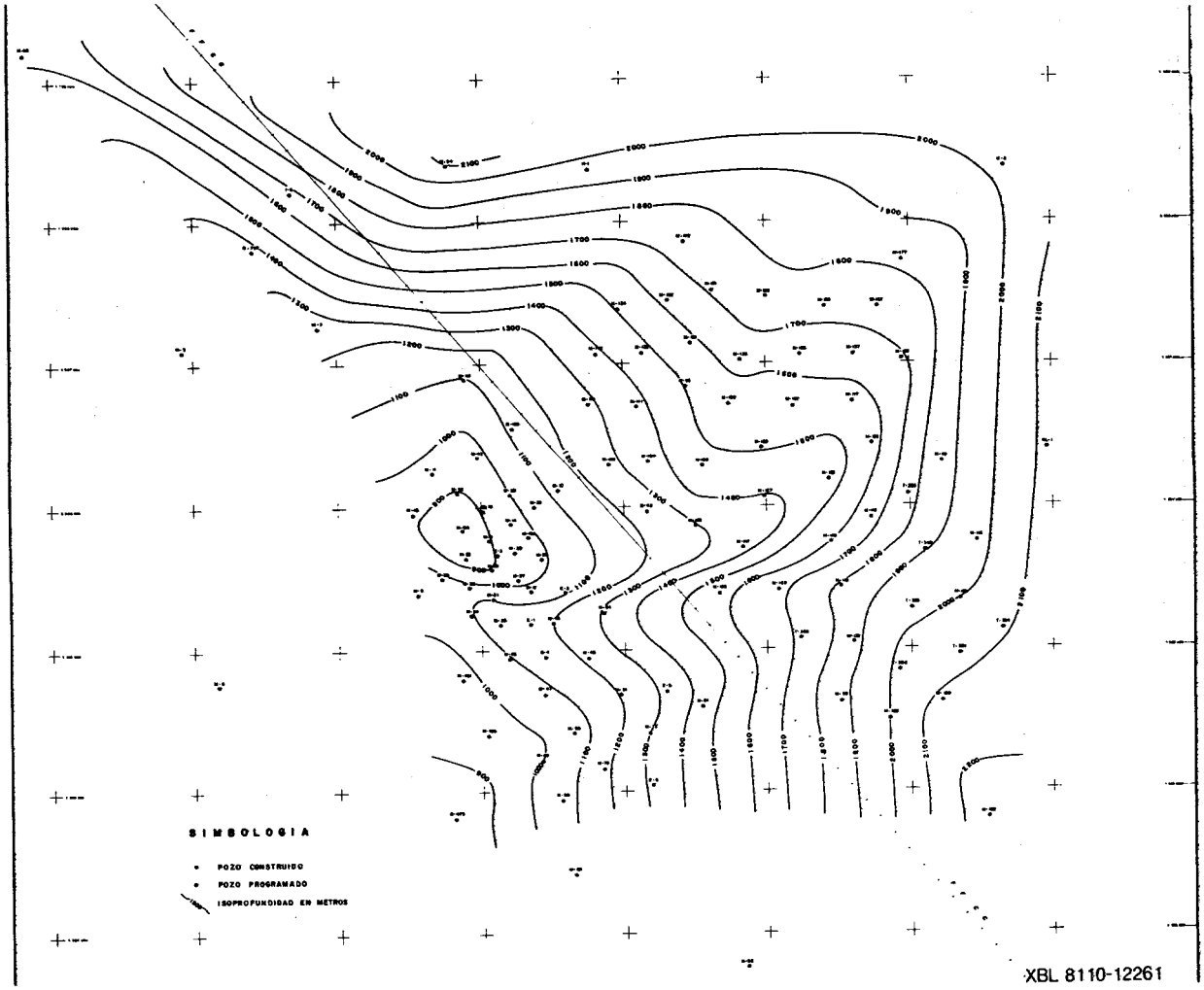


Figura 9. Cima de yacimiento localizada con el incremento de densidad en las lutitas (en metros).

Figure 9. Top of the reservoir based on the increase in shale density (depth in meters).

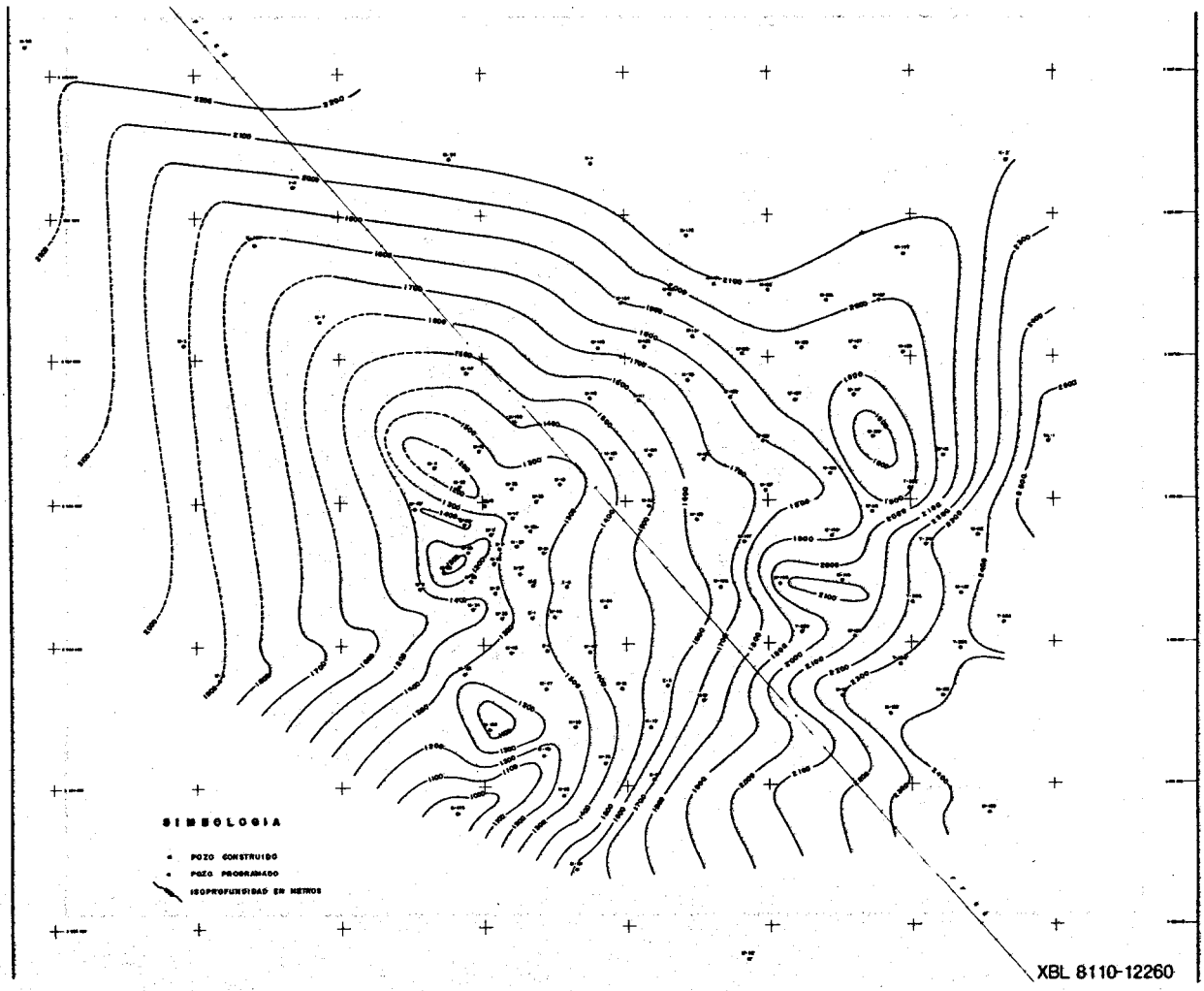
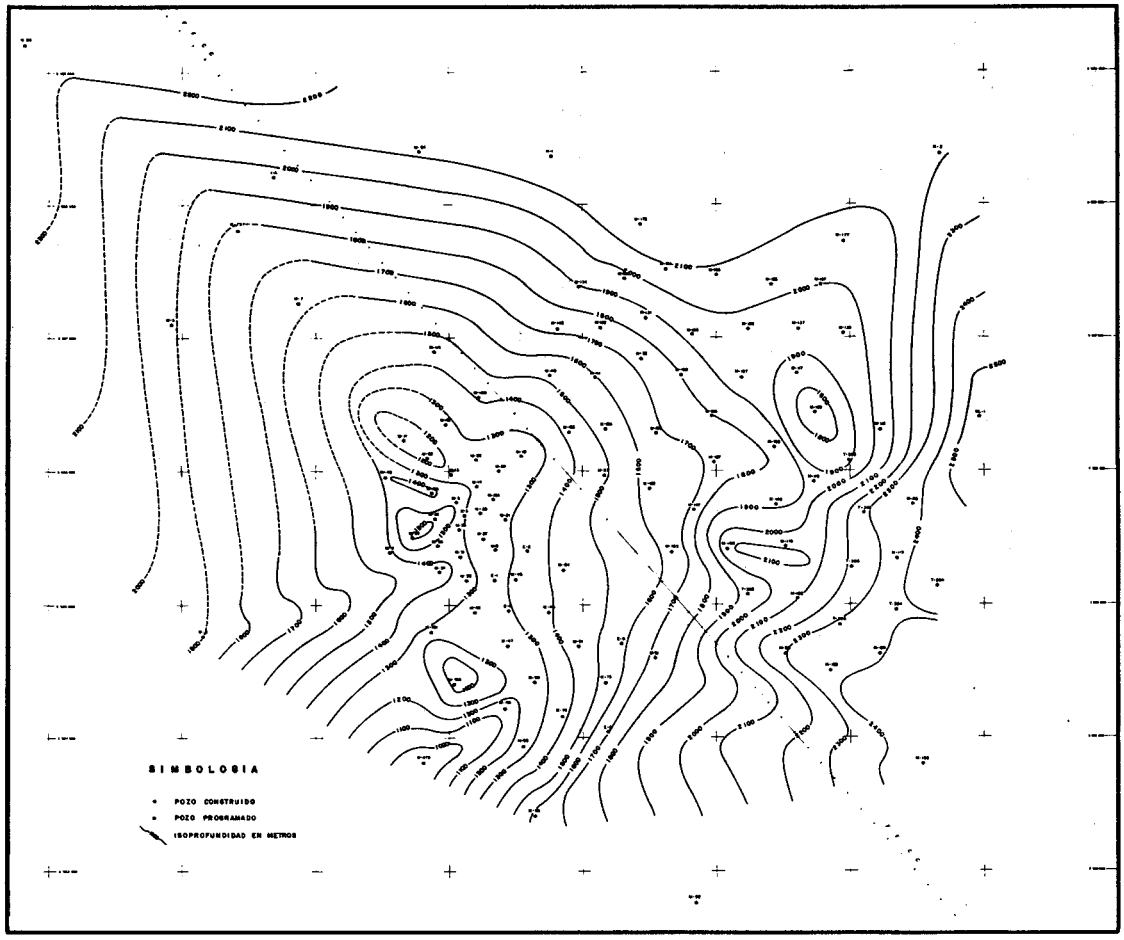


Figura 10. Cima del yacimiento localizada con el incremento de restistividad en las lutitas (en metros).

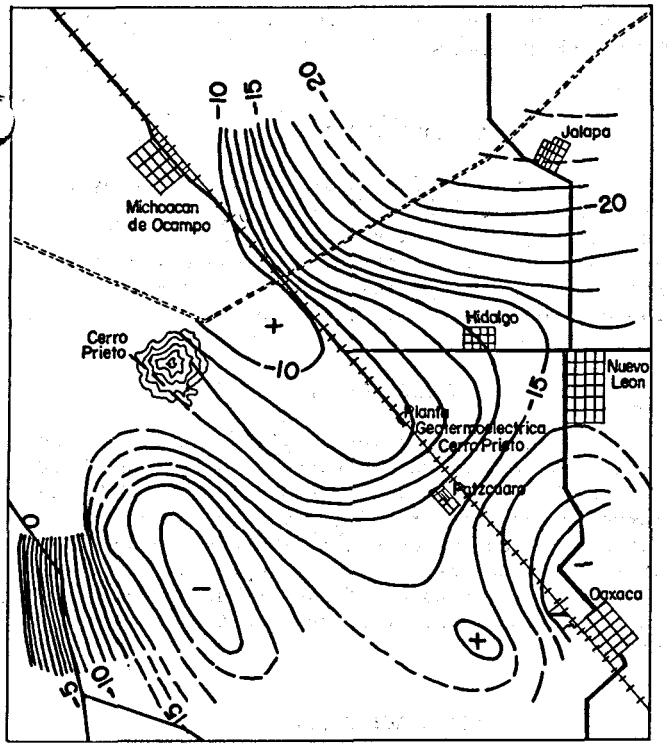
Figure 10. Top of the reservoir based on the increase in shale resistivity (depth in meters).



XBL 8110-12260

Figura 10. Cima del yacimiento localizada con el incremento de resistividad en las lutitas (en metros).

Figure 10. Top of the reservoir based on the increase in shale resistivity (depth in meters).



XBL 819-2075

Figura 11. Plano de la anomalía de Bouguer del campo de Cerro Prieto. Intervalo de configuración = 1 mgal. (Tomado de Chase et al., 1978).

Figure 11. Bouguer gravity anomaly map of the Cerro Prieto field. Contour interval = 1 mgal (taken from Chase et al., 1978).

PROPOSED GEOLOGIC MODEL BASED ON GEOPHYSICAL WELL LOGS

ABSTRACT

An investigation of the subsurface based on a qualitative interpretation of well logs was carried out at Cerro Prieto to obtain information on the distribution of the different lithofacies that make up a deltaic depositional system. The sedimentological interpretation derived from the resistivity and spontaneous potential are shown in several cross-sections of the field. A close examination of this paper will be very useful in locating permeable or impermeable zones at depth, as well as possible paths for the flow of subsurface fluids. In addition to the sedimentological interpretation, a map of the structural geology of the region based on well logs and available geophysical information was prepared, including the results of gravity and seismic refraction surveys.

The depth to the zone of hydrothermal alteration described by Elders (1980) was found by means of temperature, electrical, and radioactive logs. Two maps showing the configuration of the top of this anomaly show a clear correlation with the gravity anomalies found in the area.

This study is a continuation of the work of Lyons and Van de Kamp (1980) and has as its objective the development of a final geologic model to be used in the planning of the expansion of the field, as well as in mathematical reservoir simulation and in reinjection studies.

INTRODUCTION

The exploration and exploitation of the Cerro Prieto field has produced a vast amount of geological, geophysical, and geochemical data, as well as information about the physical and chemical properties of the geotheral reservoir.

From these data, we used mainly the geological, geophysical, and well log information. Our objective was to propose a geologic model of the field, and to compare the results of the gravity surveys with the information obtained from the analysis of well logs. As a result of this work, we have achieved a better understanding of the relations that exist in deltaic depositional systems, their structural behavior, and the distribution of hydrothermal alteration zones in the field.

LITHOLOGICAL FACIES

The Cerro Prieto geothermal field is located in the Mexicali Valley, on the southwestern

boundary of the Colorado River Delta. This valley in turn is part of the Salton Trough (Figure 1). This structural depression is characterized by profuse seismic activity, mainly along the Cerro Prieto and Volcano fault systems (Albores et al., 1978), and by vertical deformations of the ground surface (Lofgren, 1978), the combined result of which is the fracturing and displacement of the basin sedimentary fill. The depth of the basin has been estimated by means of regional geophysical studies using seismic refraction and gravity (Biehler et al., 1964). The maximum depth encountered was 6.4 km, just south of the border. This thick sedimentary sequence has been formed mainly by the changing course of the Colorado River, which has been discharging sediments into the basin for several million years. In addition to the deltaic deposition, this zone has been affected by constant oscillations of the basement, produced by dynamic tectonic stresses which have intensely fractured this region.

From a stratigraphic point of view, it is known that as a river flows into a relatively stable body of water, it forms a depositional environment known as a Deltaic System. The deposition of the materials carried by the river results in sediments which are characterized by a diversity of grain sizes, from which it is possible to differentiate depositional sub-environments, such as Delta Plain (including distributary channels, swamps, flood plains, etc.), Delta Front (including channel bars, distal front, and beach sands), and the Prodelta. Among these sub-environments or facies, the Delta Front and Delta Plain are the ones containing relatively thick sediments (de la Peña and Verdugo, 1978) (Figure 2).

One of the most important applications of the qualitative interpretation of geophysical well logs in sedimentological studies is the determination of the distribution of lithologic units at depth by means of the spontaneous potential (SP) signature of each of these sub-environments or lithofacies. According to Pirson (1970), there is a class of delta, called lobate delta, in which the sediment load is carried through fluvial channels (A) (see Figure 2). As the delta builds up, these channels have a tendency to become superimposed on each other resulting, from an electric point of view, in an absence or inversion in the SP response, and an increase in the resistivity due to the presence of fresh water in this lithofacie. The Delta Plain facies are characterized by saline water deposits that give a good response on the SP curve for distributary channels (B1), and for thick interdistributary sediments (B2) which are produced by crevasses along the channel levees. In this sub-environment one can also find fine sediments, such as silts and clays, in the flood plain, swamps, lakes and ponds. Most of the sands appear in the Delta Front lithofacie, among which one can find distributary mouth bars (C1), intermediate Delta Front (C2), Distal Delta Front (C3), Delta Marine Fringe (C4), and the Prodelta (D) lithofacie. Based on the above, Lyons and Van de Kamp (1980) classified the lithofacies found in the Cerro Prieto electrical well logs on the basis of the shape of the SP and resistivity curves (Figrue 3) as follows:

LITHOFACIES I

This lithofacies is characterized by a predominance of sands, with very thick sand units, frequently thicker than 46 m (150 ft), separated by thin layers of shales 3 m (10 ft) thick. This lithofacies suggests piled-up channels or possible eolian deposits.

LITHOFACIES II

This lithofacies consists mostly of sand bodies 15 or more meters thick (>50 ft) and shale beds or bodies 6 to 9 m (20-30 ft) thick. The SP curve in the thicker sands commonly has sharp bottoms, which suggests distributary channels, whereas the thinner sands may represent either channel overflow sands of the tributary channel in the Delta Plain, or sands from the Delta Front.

LITHOFACIES III

This lithofacies is characterized by approximately equal proportions of sandstones and shales, although sand may dominate in some cases. The thickest sand bodies are 6 to 9 m (20-30 ft) thick and the SP curve shows transitional bottoms. This characteristic and their association with thin sands, siltstones, and shales suggest a Delta Front environment. However, some of these lithofacies may represent channel overflow sand deposits of the Delta Plain.

LITHOFACIES IV

Consists of approximately equal percentages of sandstones and shales, but the sands are thinner than 3 m (10 ft). This lithofacies could represent either distal deposits of distributary channel overflow in a Delta Plain or "low energy" deposits of a distal Delta Front.

LITHOFACIES V

Consists mainly of siltstones and shales and can represent different environments, such as Delta Flood Plain, Coastal Lagoon, or Prodelta.

For the purpose of illustrating the stratigraphic relations of the lithofacies in the wells, four sections across the Cerro Prieto field were prepared, including the old production area (Cerro Prieto I) as well as the new region which is currently being developed (Cerro Prieto II and III).

After classifying each of the lithofacies found in the wells, we proceded to correlate them between the various wells. In this manner, several relevant features of the cross-sections

became apparent (Figures 4, 5, 6, and 7). It is worth noting that all the sections showed almost horizontal layering for the shallow beds, indicating a period of calm during the deposition of these sediments. Large displacements between contacts due to the faults crossing the region were also found. These characteristics were invariably present in all the cross-sections, demonstrating the complexity of the interpretation in this type of sedimentation. The characteristic shape of the zone where the wells are open to production, which suggests a dome-like structure along the sections, is also worth noting. It will be shown later that this dome structure can also be observed in the data obtained from the geophysical well logs.

STRUCTURAL GEOLOGY

Tectonically, the field is located on one of the branches of the southeast-trending San Andreas fault system. In this area, the most important faults are the Cerro Prieto and Imperial faults, having a predominantly NW-SE strike. These faults form the transform-type tectonic complex that has given rise to the geothermal field, deep topographic depressions, and constant seismic activity. As a direct consequence of the transform faults' activity, there is a region of intense fracturing between the fault system parallel to the principal strike-slip faults, and another system of normal faults, oblique to the first one.

These systems have been called the Cerro Prieto and Volcano fault systems. The strike-slip faults (Cerro Prieto) are considered to be impermeable barriers to fluid flow. The normal faults are considered to be good fluid conductors. Both sets of faults form en-echelon horst and graben structures.

Based on the correlation between the geophysical well logs and the seismic refraction survey of Calderón (1972), it was possible to prepare a structural map of the field (Figure 8). Both of the already known fault systems are shown, as well as a new, predominantely N-S system of normal faults.

In analizing the cross-sections, we determined two types of faults (young and old) already reported by other authors (Lyons and Van de Kamp, 1980), and which affect the sediments differently. The young faults are found to affect the entire sedimentary column, whereas the older faults only affect the deeper portions of the sediments penetrated by the wells.

ZONE OF HYDROTHERMAL ALTERATION

According to Ershaghi et al. (1980), the flow of hydrothermal fluids through sedimentary rocks and the combined effects of pressure and temperature produce lithification and alteration of the sediments. Since these effects are more likely to occur in porous and permeable strata, the identification of hydrothermally altered zones may help in the identification of porous, permeable, and high-temperature zones. Hydrothermal alteration is a form of hydrothermal metamorphism where the interaction between the minerals of the rock and the chemical components of the goethermal fluid results in rocks with new mineral assemblages.

According to Elders et al. (1978), progressive stages of post-depositional alteration have been found, clearly corresponding to the distribution of temperature with depth, from diagenetic minerals to minerals formed at moderate to high temperatures.

The distribution of hydrothermal minerals is related to the fluid flow and heat transfer pattern in the geothermal system before it is affected by production and reinjection.

Following the approach of Lyons and Van de Kamp (1980), it was possible to locate the upper part of the alteration zone based on density and resistivity logs. This was done after finding a large increase in the density and resistivity of the shales, up to values on the order of 2.4 g/cm^3 for the density and 5 ohm-m for the resistivity.

With new information from the more recent wells, two maps of the top of the hydrothermal alteration zone under the field were prepared (Figures 9 and 10). Since this configuration represents the distribution of anomalous densities in the field, a clear correspondence with Chase et al.'s (1978) Bouguer gravity anomaly map of the field (Figure 11) was found. As already mentioned, both maps show the same dome-like shape over the reservoir, which is closely correlated with what can be observed in the geologic cross-sections. As for clarifying the ambiguity in explaining the Bouguer gravity anomaly map, we would suggest that, based on the above correlation, and at least in the area of the field, the Bouguer map appears to be more closely related to shallow density perturbations, rather than being a reflection of the basement.

CONCLUSION

One of the main conclusions of this study is that at present we have available the technical tools necessary to continue with the sedimentological studies of the field, and to determine the distribution of permeable and impermeable zones along any direction across the field. Also available is the structural information inferred from the cross sections to better understand the behavior of the faults in the zones of interest. This amount of data can have immediate application in mathematical reservoir simulation studies, and in the investigations of the behavior of the field during reinjection of geothermal fluids.

EVALUATION OF GEOLOGIC CHARACTERISTICS AT CERRO PRIETO

J. H. Howard, S. E. Halfman, and S. P. Vonder Haar
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

ABSTRACT

The Cerro Prieto field is a liquid-dominated geothermal field located in a sedimentary-metasedimentary environment. This geothermal field can be idealized in geologic terms in the following way. First, at shallow depths, there is a zone of normally compacted sediments exhibiting primary porosity. Second, beneath this zone is a leaky caprock to the geothermal system. Third, below the caprock exists a zone of chemically altered primary porosity which harbors the bulk of the geothermal water. Associated with these zones are a source of heat, a set of fluid sources and sinks to the geothermal system, and places where temperatures and transmissivities are high enough for exploitation.

Computerized well-log analysis of Cerro Prieto has led to the identification of a relatively large and irregular low-density volume extending from near the surface in the vicinity of Laguna Volcano to greater depths toward the northeast. This low-density volume is located about a plane of symmetry of a self-potential anomaly and a group of northeast trending active faults.

The presence of a volume of relatively high-density rock has been recognized at shallow depths in the initially developed part of the resource. It is believed to be due to minerals deposited by cooled, rising geothermal brine.

Storativity calculated from well logs at the south end of the western part of the field shows acceptable comparison with storativity calculated from well tests. The amount of fluid produced from the field during the period 1973-1977 is greater than the amount *in situ* calculated from the completed interval thicknesses. Because this part of the field is still producing today, fluid must be recharging this part of the field.

INTRODUCTION

There are several purposes to this paper. The first is to briefly report the capabilities of two computer codes that are especially valuable in handling the vast amount of subsurface data available for the Cerro Prieto field. The second is to discuss the insight we have obtained about the geology of the Cerro Prieto resource. In particular, we have discovered and mapped anomalously high- and low-density volumes within the resource. The third is to review several calculations on storativity and mass of hot water originally in place within the completed production interval of Cerro Prieto I, which denotes that portion of the field west of the railroad tracks. (See Figure 1).

This study is largely based on the analysis of well logs provided to LBL by CFE; these wells are shown in Figure 1. Other geological and engineering data on the field were available both from CFE and from proceedings of the first and second Cerro Prieto symposia (Lawrence Berkeley Laboratory 1978, Comisión Federal de Electricidad 1979).

Our understanding of geothermal resources is still evolving and, as will be explained more fully in later sections of the report, the concepts discussed should be regarded as state of the art rather than mature industry practice. We believe that we have developed valid, useful concepts about low- and high-density volumes and their significance. However, additional testing should be sought to substantiate these ideas. Likewise, we believe that our approach to engineering calculations is valuable and that our calculations are correct. However, discerning criticism is required if the procedures discussed are to evolve into standard practice.

COMPUTER CODES USED IN THE ANALYSIS

Two computer codes have been used in connection with this work: PETROS and ROMEO2.

PETROS is a proprietary code (Petroleum Information Corporation, 1979) consisting of a number of "modules" capable of performing a variety of well log data manipulations such as:

- Data input and output,
- Updating data already on file,
- Graphical display of data as histograms, cumulative frequency diagrams, cross-plots and "z" plots,
- Smoothing, filtering and "stretching" data,
- Analyzing for porosity and clay content, and
- Statistically summarizing data over selected intervals.

The code has remarkable flexibility when operated by a qualified analyst and, in principle, provides the tool for determining in situ values of porosity, salinity, and some measure of permeability wherever appropriate logs are available. Details of the code are given by Petroleum Information Corporation (1979).

ROMEO2 is a contouring program that uses a minimum curvature interpolation scheme. It is a modification of a program by Dynamic Graphics Incorporated (1978a,b). It was used to make the contouring shown later in this paper. A brief description of ROMEO2 can be found in Doughty and Vonder Haar (1980).

WORKING CONCEPTS

For our purposes, the Cerro Prieto geothermal resource can be considered as consisting of:

1. A zone of normally compacted sediments, exhibiting primary porosity.
2. A caprock.
3. A zone of chemically altered primary porosity.
4. A zone in which temperatures and transmissivity are such that the resource is exploitable both technically and economically.
5. A zone of extremely low porosity in which, however, fracturing may be significant.
6. A source of heat.
7. A set of fluid sources and sinks to the geothermal system.

These concepts are shown schematically in Figure 2.

The zone of normally compacted primary porosity consists of the shallowest mass of sediment and sedimentary rock in the resource. The rocks of the Cerro Prieto field are largely a collection of clastics deposited by the Colorado River, with a small contribution from alluvial fans off mountain ranges to the west (Lyons and van de Kamp, 1980). As with all sediments, they have been compacted mechanically in the course of burial and, as a consequence, rock density increases with depth.

The concept of a caprock for a geothermal resource is an important one (Faca, 1973). A caprock can be thought of as a surface or zone that, for several reasons, acts as an insulator and as a barrier to fluid flow. Such a zone can be a consequence of mineralization and densification. However, it may also be the consequence of primary deposition (i.e., one or more closely spaced, areally significant aquitards). Within the Cerro Prieto field, the caprock, at least locally, corresponds to the driller's pick, called the A/B contact. Going from unconsolidated to consolidated sediments, this A/B contact corresponds to a decreased drill penetration rate and a change from brown to gray cuttings (Puente and de la Peña, 1978; Seamount and Elders, 1981). However, other zones may act as the caprock elsewhere in the field.

Zones of chemically altered primary porosity are thought to be of major significance to the Cerro Prieto field. Fluids moving through the resource have the capacity either to dissolve original material or to precipitate new material, depending on the physico-chemical environment at the point into which the fluids are flowing (see Vonder Haar and Noble, 1980; Vonder Haar, 1980; Lyons and van de Kamp, 1980; Vonder Haar et al., 1981; Elders et al. 1978 and other reports by Elders and his associates). Consequently, original bulk density within the resource may have changed. Figure 3 shows a thin section made from a core of a rock whose density was reduced due to secondary solution. It would appear that where porosity is increased, (i.e., density decreased) the resource locally could be more permeable and have higher fluid storage capacity. Densified rock, on the other hand, particularly if it has been fractured, can also be an effective reservoir. Its capacity of storing fluid should be less because its porosity is expected to be less. As will be seen in the following sections, much of our effort to date has been directed at defining zones of high- and low-density relative to the average density for a given depth of occurrence.

From a technical and economic point of view, zones of adequate temperature and adequate transmissivity are regions within the zone of altered primary porosity. These zones are the heart of the exploitable geothermal resource, i.e. that volume of the resource that one would expect to drill and produce in a profitable way.

The zone of extremely low porosity refers to the mass of rock, other than the caprock, within the geothermal resource in which intergranular porosity either never existed or else has been destroyed through mineral deposition. Fracturing, faulting, and microfracturing may be present. Within the Cerro Prieto reservoir, this zone is the deepest. Further study is required to understand this zone and its role, if any, in recharging heat and/or mass to the exploitable part of the geothermal resource.

The concept of heat source requires no particular explanation. However, it should be noted that the location of the heat source at Cerro Prieto has not been confirmed. Heating may be due to a complex of dikes and sills at depth, intruded within and beneath the reservoir (Lyons and van de Kamp, 1980).

The location of fluid sources and sinks is especially intriguing. The major source of fluid is thought to be the Colorado River system to the northeast (Truesdell et al., 1979). Laguna Volcano and an extensive set of springs, fumaroles, and mud pots to the north and northwest of the

main geothermal field represent the "sink" to the system. Mercado (1968) estimated the magnitude of the discharge out through these surface manifestations.

The various zones, surfaces, and phenomena discussed above fit together into a pattern for a dynamic geothermal resource in a setting of mostly clastic rocks. Figure 2 indicates the relationship of all these features. The caprock defines the top of chemically altered primary porosity. Above the caprock is the zone of simply compacted primary porpsity. A probable source of heat and the general locations of fluid sources have been identified in a general way. Specific locations of fluid sinks have also been identified.

The zone of chemically altered primary porosity is of foremost interest because it harbors the exploitable portion of the resource. Its upper boundary has been mapped as the driller's A/B contact (Figure 4). The A/B contact, as presently mapped, coincides to some extent with what we understand a caprock to be. However, the concepts are distinct. The caprock (i.e., the zone that restricts the flow of mass from the reservoir), although locally coincident with the A/B contact, phenomenologically appears to be made up of several components: (a) slightly metamorphosed "mostly-shale" aquitards of significant extent at depth toward the east of the field, and (b) a combination of such aquitards and perhaps metamorphosed "mostly-sands" at shallower depths toward the west, immediately above the producing part of CP-I. The caprock leaks toward the west, and fluid comes to the surface at Laguna Volcano and in other forms of surface manifestations west and northwest of CP-I. Details of mineralogy, porosity, and density within the zone of chemically altered primary porosity are believed to be significant; they are discussed below. The lower boundary of the zone of chemically altered primary porosity is poorly known.

DENSITY VARIATION WITHIN THE SUBSURFACE

Density data from the compensated formation density logs were available for 28 wells. These wells were logged over a period of time from May 1972 to June 1979. Cross-sections were made across the field, using the available data to identify zones that were more or less dense than the average density for particular depths. The values used for contouring, $\Delta\rho_j(d)$, were derived in the following manner:

$$\Delta\rho_j(d) = \overline{\rho}_j(d) - \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}\overline{\rho}_j(d) \qquad (1)$$

where

$$\overline{\rho}_j(d) = \frac{1}{100}\sum_{i=d-50'}^{d+50'}\rho_j(i) \qquad (2)$$

j = the j^{th} well.

d = the depth to the midpoint over which the average density is calculated. These depths (d) were taken at 2000 ft, 2500 ft, 3000 ft,..., 7500 ft.

n = the number of wells that have density values at depth d.

$\rho_j(i)$ = density value from the density log at depth i. Measurements are made at one-foot intervals.

$\overline{\rho}_j(d)$ = average density for well j at depth d.

$\Delta\rho_j(d)$ = difference between the average density at well j and depth d, and the average density of all the wells at the same depth.

The average density, $\overline{\rho}_j(d)$, instead of $\rho_j(i)$, was used in Equation (1) to average the effect of the local variations in the density log. We assume that log depths are, in fact, true depths in as much as the terrain at Cerro Prieto has little relief.

The location of these cross-sections and the cross-sections themselves, derived from density data, are shown in Figures 5 and 6 to 9, respectively. There is a zone of low density material, with density of more than 0.1 g/cm^3 below average, extending from near Laguna Volcano to the northeast near the vicinity of well NL-1 (Figure 6). This zone also extends to the northwest from well M-93 to at least the vicinity of well M-104 (Figure 8). In contrast, there is a zone of more dense material in the CP-I area (see Figures 7 and 9).

The exact shape of these relatively high and low density zones is not known, in part because of the sampling and averaging procedures used in identifying them. However, more detailed work should better define their shape.

The position of the low density zone with respect to (a) faulting identified by Puente C. and Vonder Haar (1979), (b) a self-potential anomaly mapped by Corwin and Fitterman (1979), (c) current microearthquake activity (Majer and McEvilly, 1981) is noteworthy. The low density zone appears to be mainly located between the Hidalgo and Delta faults. This suggests a relationship between faulting, ease of fluid movement into the resource, dissolution, and increased porosity. Figure 10 shows the location of the self-potential anomaly east of the Hidalgo fault, mapped by Corwin and Fitterman (1979). The self-potential anomaly may be due to the upward flow of water. Figure 11 shows the hypocenters of recent microearthquakes (Majer and McEvilly, 1981) which are located in the same vicinity as the self-potential anomaly. The close proximity of the low density zone indicates that faulting, self-potential anomaly, and recent microearthquakes

may be interrelated and may be due to underground fluid flow.

If the low density zone serves as a path of fluid flow, one may wonder about the significance of the high density zone. At the Cerro Prieto field the more dense zone corresponds to the currently producing zones, mainly in the CP-I (Vonder Haar and Howard, 1979). Indeed, porosity there may be less than it originally was, but adequate porosity and permeability still exist. It is conceivable that this part of the resource is, in geologic terms, beginning to show evidence for a natural demise through loss of porosity due to precipitation. For the present, however, the resource is certainly valuable because, on the average, the field is producing about 90 MW_e of electricity since 1973 (Goyal et al., 1981).

ENGINEERING CALCULATIONS

Two types of engineering calculations have been made, based on well logs: (a) calculation of storativity, ϕch (where ϕ is porosity, c is compressibility of the rock/fluid system, and h is characteristic thickness of the geothermal unit), and (b) calculation of mass of water in place. For both types of calculation, realistic values of porosity and characteristic thickness are required.

Our estimates of porosity are based on (a) the theoretical relationship between grain and fluid densities; porosity and rock bulk density, (b) the correlation of density, log values (g/cm^3) against reported core-measured porosity; and (c) the data for grain density and fluid density in the volume investigated by the logging tool. Our conclusion regarding the Cerro Prieto field is that porosity can best be related to log-measured rock bulk density (ρ_b) through the expression

$$\phi = \frac{2.696 - \rho_b(g/cm^3)}{2.696 - 1.06} \qquad (3)$$

Figure 12 shows the core porosity versus log measured bulk density curve as well as curves delimiting our recommendation for the theoretical upper and lower limits for the porosity-density functions. An exhaustive statistical analysis of grain density and fluid density has not been done, but their range is such that, for reasonable maximum and minimum values, the corresponding curves would fit within those curves shown in Figure 12. Furthermore, the best regression line relating log-measured bulk density and log-measured porosity essentially coincides with the best fit theoretical curve.

Values for characteristic thickness, h, are debatable when assigned in practice because of the spatial distribution of completed intervals. To compare storativity based on well interference testing with those based on log-derived data, we have chosen "h" from the log-based values in two ways. The first is to simply compute the average thickness of the various completed intervals; the second is to choose "h" as the thickness from the bottom of the deepest completed interval to the top of the shallowest interval. When these values are multiplied with the average porosity within the completed interval for the vicinity of the logged wells, the products are:

ϕh = 100 feet, when h is the average thickness of the completed interval.

ϕh = 682 feet, when h extends from the top of the shallowest completed interval to the bottom of the deepest completed interval.

These values, when multiplied by compressibility, c, are to be compared with storativity value, ϕch, of 2.3×10^{-2} ft/psi calculated from interference testing (Schroeder et al., 1978). At first, the comparison was puzzling because we chose to use a value of compressibility, c, of 5×10^{-6} psi^{-1}, namely a reasonable value for liquid water. This value of c leads to a value of ϕh = 4600 feet. Such a high value for "ϕh" seemed unreasonable and, accordingly, an explanation was sought. Discussion (S. Benson, personal communication, 1981) with those knowledgeable about the well testing revealed that the reservoir in the tested area was very likely two-phase and that the compressibility of such a fluid mixture could easily be in the range of 3×10^{-5} to 3×10^{-4} psi^{-1} (K. Pruess, personal communication, 1981). Thus, the overall conclusion is that there is reasonable consistency between conclusions based on well interference testing with those based on well logging. Agreement with respect to numerical values is crude at best, owing largely to uncertainty in the proper value for fluid compressibility.

Calculation of water stored *in situ* proceeded in a manner analogous to the calculation of storativity. The location of the volume of the reservoir under study differs from that investigated in our storativity calculations. Thus, the values for average porosity and characteristic thickness differ. Areal extent of the volume used in the water storage calculation is shown in Figure 13, and Figure 14 is a projected cross-section through the study area. Representative thickness was chosen as the average of the completed intervals and as the height from shallowest to deepest completion. The product of the porosity and each of the thicknesses and the area used in the calculations are:

ϕh = 98 ft, where h is average thickness of the completed interval.

ϕh = 387 ft, where h extends from the top of the shallowest completed interval to the bottom of the deepest completed interval.

Area = 1.10×10^7 ft^2.

For these values of ϕh, the water volumes *in situ* are 1.09×10^9 ft^3 and 4.28×10^9 ft^3 respectively. However, even the larger value, i.e. 4.28×10^9 ft^3

barely equals the volume of fluid produced from this part of the reservoir during its initial four years of production, namely 4.29 x 10^9 ft^3 (K. Goyal, personal communication, 1981). The conclusion reached by this comparison is that fluid must be recharging into the produced part of the reservoir because the reservoir here continues to produce fluid to service the plant today. This comparison emphasizes the significant difference between a geothermal reservoir and a hydrocarbon reservoir, namely the difference between a reservoir that produces heat through the vehicle of produced fluid compared with a reservoir where the mass itself is the commodity.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The following statements summarize this report:

1. The codes PETROS and ROMEO are very useful tools in the analysis of well log data and in the preparation of maps and cross-sections to illustrate these analyses, respectively.

2. We have prepared a set of working concepts for a geothermal resource of the Cerro Prieto type, namely one contained largely in a host of sedimentary and metasedimentary rocks. Figure 2 illustrates these concepts. Of these, the concepts of a caprock and of a base to the exploitable resource appear to be least well understood.

3. The zone of good porosity, low density zone, is associated with the plane of symmetry of a self-potential anomaly, with the loci of a multitude of microearthquakes and with several important faults recognized within the field. This zone is thought to be the location of brine that recharges the resource and leaks off in part toward the west at Laguna Volcano. Surface manifestations occur northwest of CP-I.

4. The caprock to the resource corresponds locally with the A/B driller's contact but phenomenologically consists, in part, of a series of aquitards to the east and, in part, of a leaky mineralized zone in the vicinity of CP-I.

5. Calculations based on density log studies that were carried out as a cross-check on storativity can be reconciled with interference-test based conclusions if one accepts a range of values of fluid/rock compressibility, c, characteristic of a steam/water reservoir.

6. An estimate of total reservoir pore space using an upper-bound choice for the height of the producing reservoir leads to the conclusion that fluid must have been recharging into the producing reservoir in order to maintain current production.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank our colleagues of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto of CFE and the Earth Sciences Division of LBL for sharing their data and for their valuable suggestions. In particular, we especially thank Marcelo Lippmann and Rubén Zelwer for their helpful comments and suggestions.

This work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies, of the U.S. Department of Energy under Contract No. DE-AC03-76SF00098.

REFERENCES

Comisión Federal de Electricidad, 1979, Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Mexicali, Comisión Federal de Electricidad, 638p.

Corwin, R.F., and Fitterman, D.V., 1979, Geological interpretation of self-potential data from the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, Second Symposium on the Geothermal Field, Baja California, Mexico: Mexicali, Comisión Federal de Electricidad, p. 350-354.

Doughty, C., and Vonder Haar, S.P., 1980, Use of computer graphics to display geological surfaces important for reservoir modeling, in internal memorandum: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory.

Dynamic Graphics, Inc., 1978a, User manual for the surface display library: Berkeley, California.

Dynamic Graphics, Inc., 1978b, User manual for the surface gridding library: Berkeley, California.

Elders, W.A., Hoagland, J.R., and McDowell, S.D., 1978, Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 68-82.

Elders, W.A., Williams, A.E., and Hoagland, J.E., 1981, An integrated model for the natural flow regime in the Cerro Prieto hydrothermal system, B.C., México, based upon petrological and isotope geochemical criteria, (this volume).

Faca, G., 1973, The structure and behavior of geothermal fields: in Armstead, H.C.H., ed., Geothermal Energy, Unesco, Paris, France. (LC No. 72-97138).

Goyal, K.P., Miller, C.W., Lippmann, M.J., and Vonder Haar, S.P., 1981, Analysis of Cerro Prieto Production Data, (this volume).

Lawrence Berkeley Laboratory, 1978, Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Berkeley,

Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, 455p.

Lyons, D.J., and van de Kamp, P.C., 1980, Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-10540.

Majer, E.L., and McEvilly, T.V., 1981, Detailed microearthquakes studies at the Cerro Prieto geothrmal field, (this volume).

Mercado G., S., 1968, Localización de zonas de máxima actividad hidrotermal por medio de proporciones químicas, campo geotérmico de Cerro Prieto, B.C.: presented at the III Congreso Mexicano de Química Pura y Aplicada, March 21-23, 1968, Guadalajara, Mexico: Sociedad Química de México.

Petroleum Information Corporation, 1979, Petros: Petrophysical Evaluation System Log and Core Analysis: Petroleum Information Company, Dallas, TX.

Puente C., I., and de la Peña L., A., 1978 Geology of the Cerro Prieto field, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 17-40.

Puente C., I., and Vonder Haar, S.P., 1979, Fault intersections and hybrid transform fault in southern Salton Trough geothermal area, Baja California, Mexico, Geothermal Resources Council, Trans. v. 3, LBL-9458, p. 761-764.

Schroeder, R.C., Goranson, C.B., Benson, S.M., and Lippmann, M.J., 1978, Well interference tests at the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja Mexico: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, p. 204-210.

Seamount, D.T., and Elders, W.A., 1981, Use of wireline logs at Cerro Prieto in identification of the distribution of hydrothermally altered zones and dike locations, and their correlation with reservoir temperatures, (this volume).

Truesdell, A.H., Thompson, J.M., Coplen, T.B., Nehring, N.L., Janik, C.J., 1979, The origin of the Cerro Prieto geothermal brine, in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Mexicali, Comisión Federal de Electricidad, p. 224-240.

Vonder Haar, S.P., 1980, Geology of the Cerro Prieto geothermal field, in LBL Earth Sciences Newsletter, v.3, No. 2: Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory

Vonder Haar, S.P., and Howard, J.H., 1979, Interesting faults and sandstone stratigraphy at the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico: Mexicali, Comisión Federal de Electricidad, p. 118-134.

Vonder Haar, S.P., and Noble, J.E., 1980, Diagenetic processes in sandstone from the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, in Abstracts, AAPG-SEPM-EMD annual convention, Denver, Colorado, v. 1, p. 99.

Vonder Haar, S.P., Schatz, J., and Wolgemuth, K., 1981, Clay mineral fabric and chemistry in Salton Trough in geothermal fields: Berkeley, Lawrence Berkeley laboratory, LBL-12348.

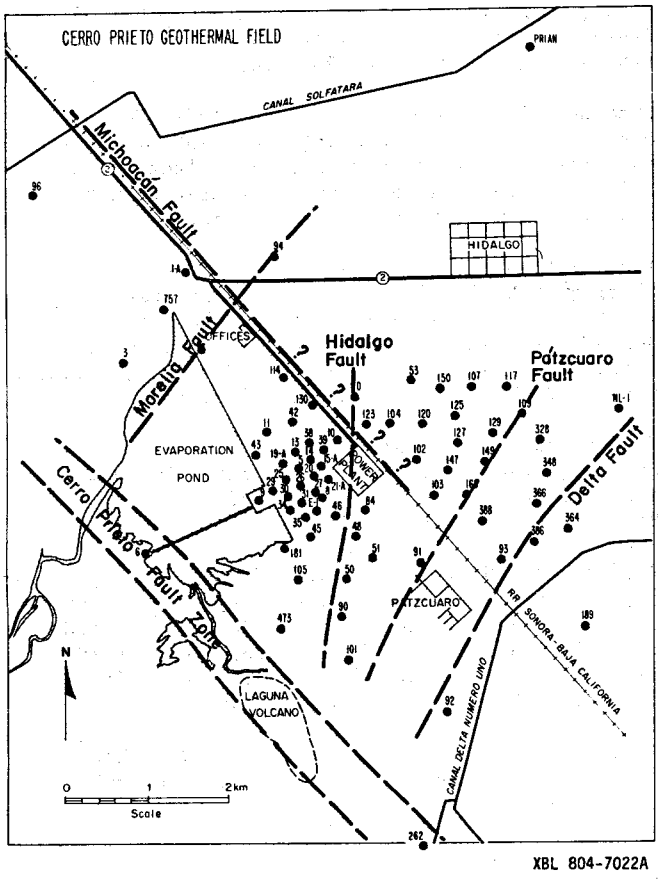


Figure 1. A map of Cerro Prieto showing the locations of faults and geothermal wells.

Figura 1. Mapa de Cerro Pireto indicando la ubicación de fallas y pozos geotérmicos.

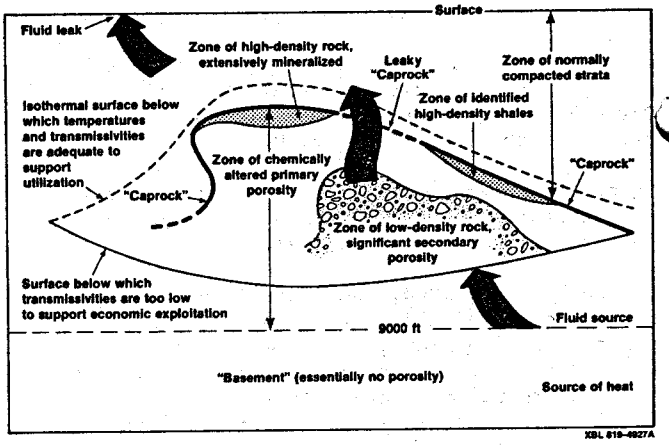


Figure 2. Representation of an idealized geothermal resource.

Figura 2. Esquema de un recurso geotérmico idealizado.

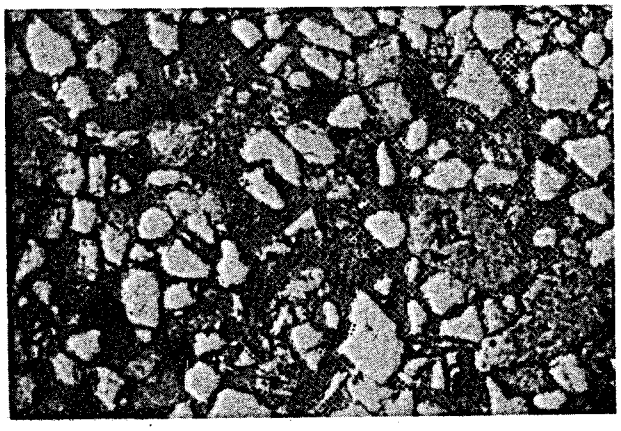


Figure 3. Photomicrograph of sandstone core sample from well M-20, at 3003 ft depth, under plane polarized light. The dotted areas in this view are pores mostly resulting from removal of carbonate cement and feldspar. Elsewhere in this section, the cement is present. Measured porosity is 23.7% in this rock. View is 0.9 mm across. (after Lyons and van de Kamp, 1980).

Figura 3. Microfotografía de una muestra de un núcleo de arenisca del pozo M-20 (3003 pies de profundidad), bajo luz polarizada. Las áreas punteadas son poros producidos principalmente por la eliminación de cemento carbonático y feldespato. En otras partes de esta sección se encuentra cemento. En esta roca la porosidad medida es 23.7 %. El ancho de figura corresponde a 0.9 mm (de Lyons y van de Kamp, 1980).

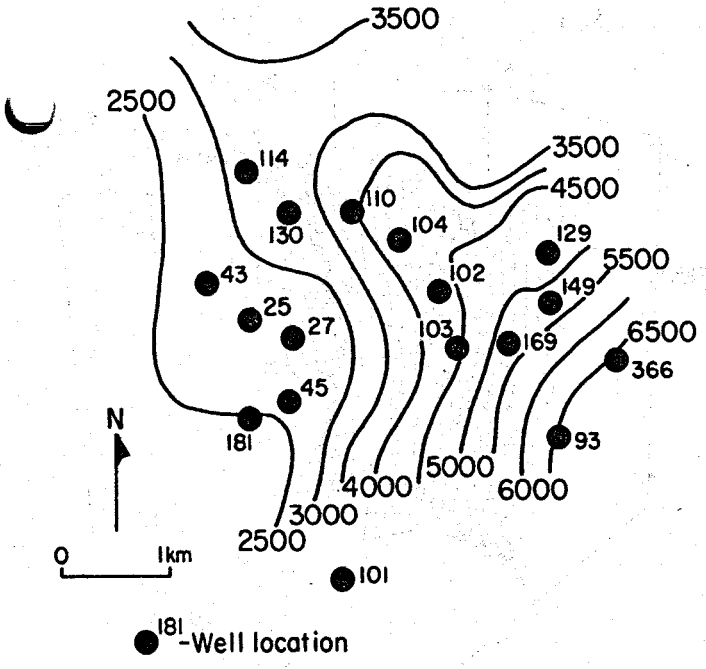


Figure 4. A contour map of the A/B surface.

Figura 4. Mapa de contornos de la superficie A/B. (Cima de la superficie A/B).

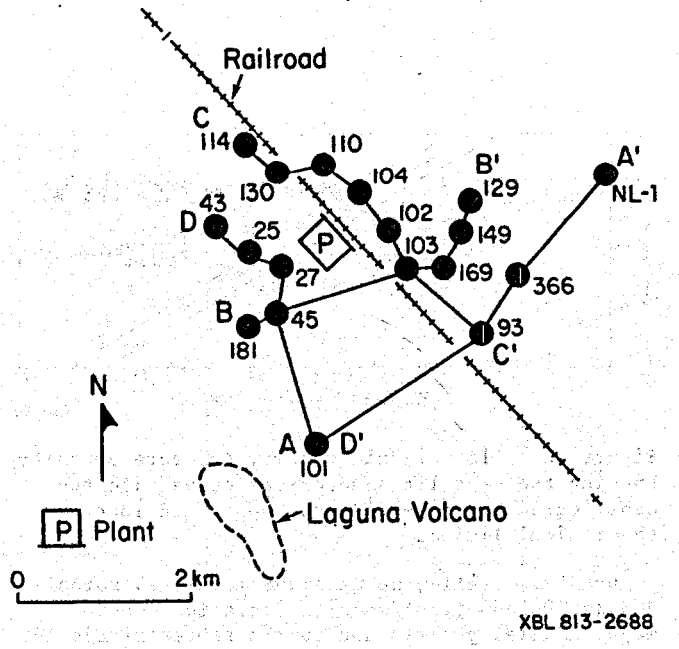


Figure 5. Location of the cross-sections analyzed in this report.

Figura 5. Localización de los perfiles transversales estudiados en este trabajo.

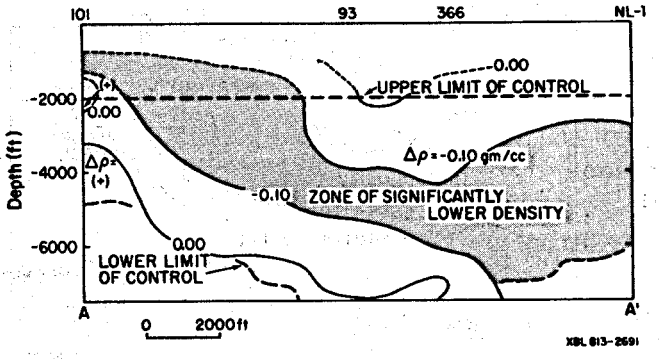


Figure 6. Density cross-section A-A' extending from wells M-101 to NL-1.

Figura 6. Perfil transversal de densidad A-A' entre los pozos M-101 y NL-1.

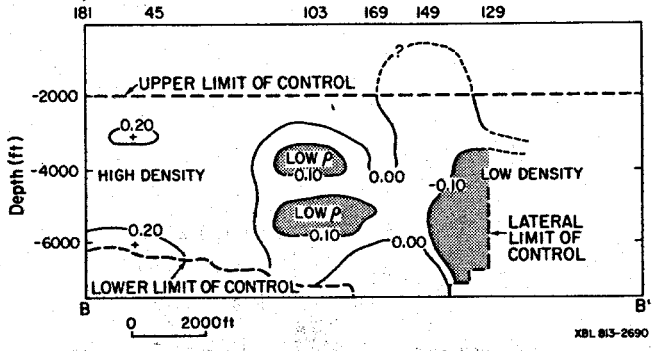


Figure 7. Density cross-section B-B' extending from wells M-101 to M-129.

Figura 7. Perfil transversal de densidad B-B' entre los pozos M-101 y M-129.

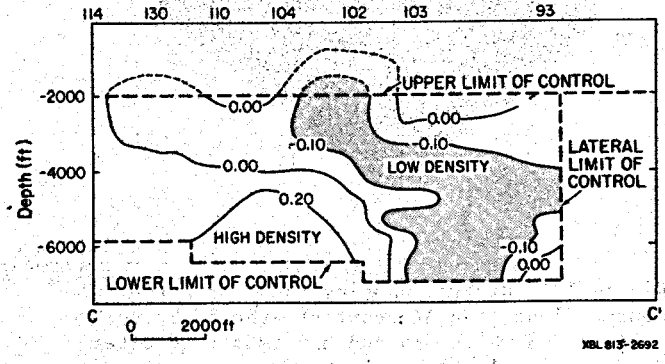


Figure 8. Density cross-section C-C' extending from wells M-114 to M-93.

Figura 8. Perfil transversal de densidad C-C' entre los pozos M-114 y M-93.

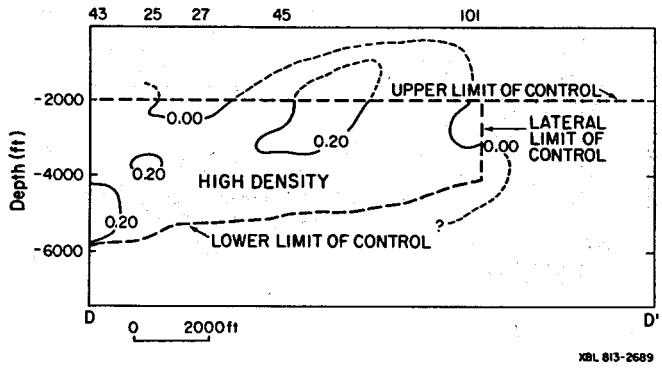


Figure 9. Density cross-section D-D' extending from wells M-43 to M-101.

Figura 9. Perfil transversal de densidad D-D' entre los pozos M-43 y M-101.

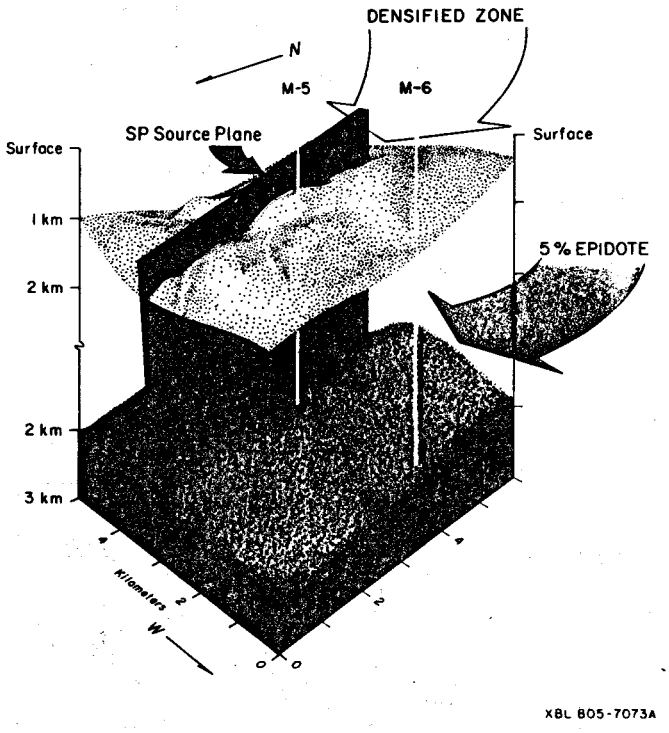


Figure 10. Diagram showing the self-potential source plane, the A/B contact, the 5% Epidote surface and wells M-5 and M-6 (modified after Vonder Haar, 1980).

Figura 10. Diagrama mostrando el plano de la fuente de potencial espontáneo, el contacto A/B, la superficie con 5 % de epidota, y los pozos M-5 y M-6 (modificado de Vonder Haar, 1980).

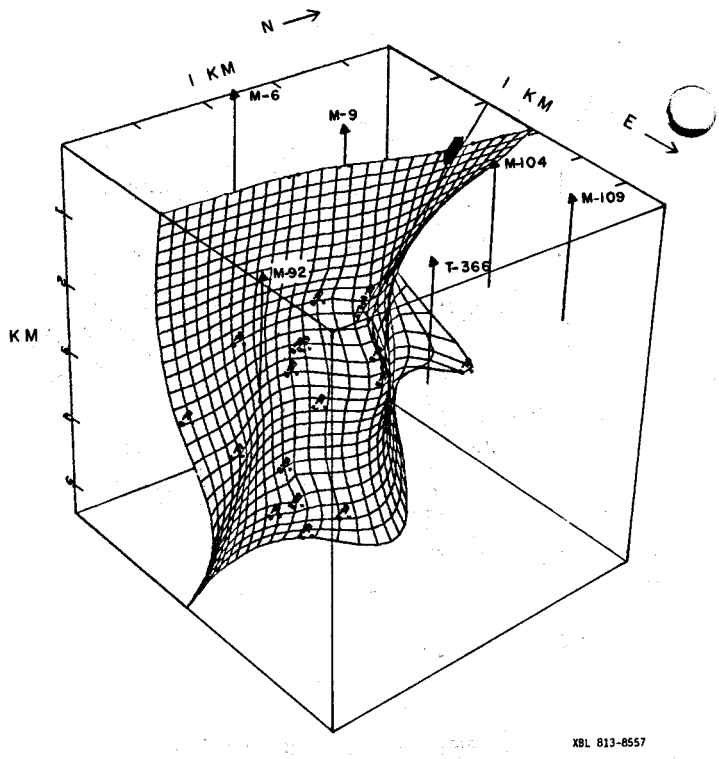


Figure 11. Location of hypocenters of recent microearthquakes (from Majer and McEvilly, 1981).

Figura 11. Localización de los hipocentros de microsismos recientes (de Majer y McEvilly, 1981).

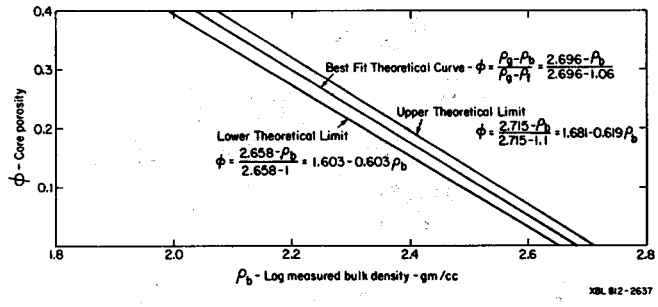


Figure 12. Plot of bulk density vs. core porosity showing the best fit theoretical curve with two other curves representing the upper and lower theoretical limits.

Figura 12. Gráfico de densidad total vs. porosidad de núcleos, mostrando la curva teórica de mejor ajuste, y otras dos curvas representando los límites teóricos superior e inferior.

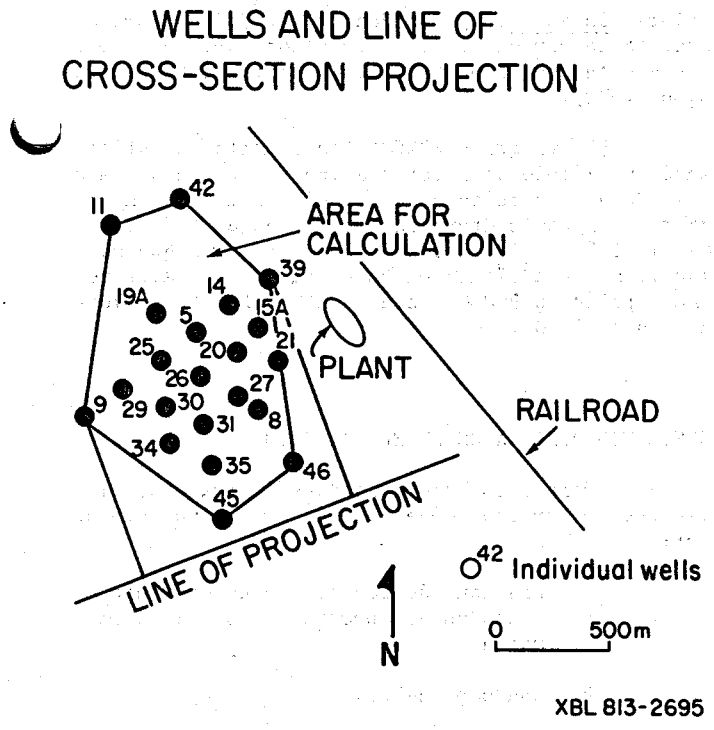


Figure 13. Areal extent of the volume used in the water storage calculation.

Figura 13. Area utilizada para calcular el volumen de agua almacenada.

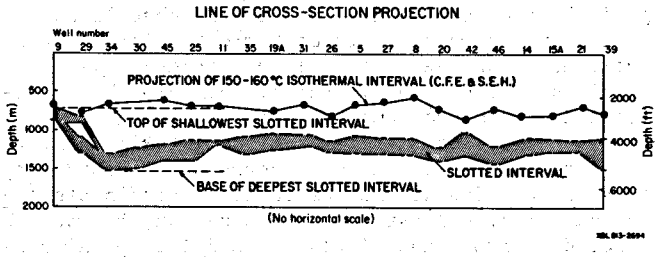


Figure 14. Projected cross-section through the study area used in the water-storage calculations.

Figura 14. Sección transversal proyectada a través de la región estudiada para determinar el volumen de agua almacenada.

EVALUACION DE LAS CARACTERISTICAS GEOLOGICAS EN CERRO PRIETO

RESUMEN

Cerro Prieto es un campo geotérmico dominado por líquido localizado en un ambiente sedimentario-metasedimentario. En términos geológicos este campo puede ser idealizado de la siguiente manera: 1) a profundidades someras hay una zona de sedimentos compactados normalmente que presentan porosidad primaria; 2) debajo de esta zona hay una capa sello imperfecta que permite el flujo de fluido desde o al sistema geotérmico; y 3) debajo de la capa sello existe una zona de porosidad primaria químicamente alterada la cual contiene la mayor parte del agua geotérmica. Además de estas zonas, el sistema geotérmico tiene una fuente de calor, una serie de fuentes y sumideros de fluido, y regiones donde las temperaturas y transmisividades son suficientemente altas como para ser explotables.

El análisis de registros de pozos de Cerro Prieto por medio de computadoras ha permitido identificar un cuerpo relativamente grande e irregular de material de baja densidad que se extienden desde cerca de la superficie, en la vecindad de la Laguna Volcano, hasta grandes profundidades hacia el noreste. Este cuerpo de baja densidad está localizado alrededor del plano de simetría de una anomalía de potencial espontáneo y de un grupo de fallas activas de rumbo noreste.

Un cuerpo de roca de densidad relativamente alta ha sido localizado a profundidades someras en la parte del yacimiento que se desarrolló inicialmente. Se cree que esta alta densidad se debe a precipitación de minerales que ocurre a medida que se enfrían las salmueras calientes que ascienden de profundidad.

La capacidad de almacenamiento obtenida a partir de los registros de pozos del extremo sur de la parte occidental del campo es comparable con la capacidad calculada de las pruebas de pozo. La cantidad de fluido que se ha extraído del campo durante el período 1973-1977 es mayor que la cantidad *in situ* calculada a partir del espesor de los intervalos abiertos de los pozos. Como esta parte del campo aún está en producción, ésta debe estar siendo recargada continuamente.

INTRODUCCION

Este trabajo tiene múltiples propósitos: 1) Describir brevemente la capacidad de dos programas de cómputo especialmente útiles en el mane-

jo de la gran cantidad de datos del subsuelo que se dispone sobre el campo de Cerro Prieto; 2) Discutir nuestras ideas sobre la geología del yacimiento de Cerro Prieto. Especificamente, hemos delimitado y elaborado mapas de cuerpos de alta y baja densidad localizados dentro del yacimiento; y 3) Analizar varios cálculos sobre el almacenamiento y la cantidad de agua caliente originalmente contenida dentro del espesor en que se han abierto los pozos de Cerro Prieto I (la parte del campo al oeste de las vías del ferrocarril; véase Figura 1).

Este estudio se basa principalmente en el análisis de registros de los pozos indicados en la Figura 1 y que CFE le proporcionó a LBL. Otros datos geológicos y de ingeniería de yacimientos provienen de CFE y de las actas de Primer y Segundo Simposio sobre Cerro Prieto (Lawrence Berkeley Laboratory, 1978; Comisión Federal de Electricidad, 1979).

Nuestro concepto sobre recursos geotérmicos está aún evolucionando y, como se explicará más detalladamente en secciones posteriores, los conceptos a presentarse deben ser vistos como representando el estado actual de la tecnología más que de una tecnología madura y experimentada. Creemos que hemos desarrollado conceptos útiles y válidos sobre los volúmenes de alta y baja densidad, y sobre su importancia. Sin embargo, será necesario continuar examinando estas ideas a fin de corroborarlas. Asimismo, creemos que la metodología presentada es útil y que nuestros cálculos están correctos. Sin embargo, se requerirá de una juiciosa crítica antes de que los procedimientos presentados puedan llegar a transformarse en un método estándar.

PROGRAMAS DE COMPUTO UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO

En este análisis se han utilizado los programas de cómputo PETROS y ROMEO2.

PETROS es un programa patentado (Petroleum Information Corporation, 1979) que consiste de varios componentes capaces de realizar diversas manipulaciones con datos de registros de pozos, tales como:

- entrada y salida de datos.
- actualización de datos.
- presentación gráfica de los datos en histogramas, diagramas de frecuencia acumulativa, gráficos de interrelación y gráficos "z".
- suavizado, filtrado y "estiramiento" de datos.
- determinación de la porosidad y del contenido de arcillas.
- resumen estadístico de datos a lo largo de intervalos selecionados.

Este programa posee una notable flexibilidad operado por un técnico competente. En principio, si se dispone de registros apropiados, resulta ser la herramienta necesaria para determinar los valores in situ de porosidad, salinidad y ciertas medidas de permeabilidad. Detalles sobre este programa están dados en Petroleum Information Corporation (1979).

El programa ROMEO2 traza contornos utilizando un método de interpolación por curvatura mínima. Nuestra versión es una modificación de un programa de Dynamic Graphics Incorporated (1978a,b). Se utilizó en el trazado de los contornos que se muestran más adelante en este trabajo. Una breve descripción de ROMEO2 está dada por Doughty y Vonder Haar (1980).

CONCEPTOS UTILIZADOS EN EL ANALISIS

Para los objectivos de este trabajo, el recurso geotérmico puede considerarse como formado por:

1) una zona de sedimentos normalmente compactados que presentan porosidad primaria.
2) una capa sello.
3) una zona con porosidad primaria quimicamente alterada.
4) una zona en la cual las temperaturas y la transmisividad son tales que el recurso es explotable tanto técnica como economicamente.
5) una zona con porosidad extremadamente baja, en la cual, sin embargo, la fracturación puede ser importante.
6) una fuente de calor.
7) una serie de fuentes y sumideros de fluido del sistema geotérmico.

Estos conceptos se muestran esquematicamente en la Figura 2.

La zona normalmente compactada con porosidad primaria consiste de los sedimentos y rocas sedimentarias más someros del recurso geotérmico. Las rocas de Cerro Prieto son en gran parte una colección de clásticos depositados por el Río Colorado, con una pequeña contribución de los abanicos aluviales de las sierras situadas al oeste (Lyons y van de Kamp, 1980). Como con todos los sedimentos, éstos han sido compactados mecanicamente durante el soterramiento, y en consecuencia la densidad de la roca aumenta con la profundidad.

Para un recurso geotérmico, el concepto de capa sello es importante (Faca, 1973). La capa sello puede ser considerada como una superficie o zona que por diversas razones actúa como una capa aislante y como barrera al flujo de fluido. Tal zona puede ser una consecuencia de la mineralización y densificación. Sin embargo puede también deberse a la depositación primaria (i.e., uno o más acuitardos de gran extensión lateral muy cercanos entre sí). Dentro del campo de Cerro Prieto la capa sello corresponde, al menos localmente, con el

contacto denominado A/B determinado por el perforador. Este contacto A/B corresponde a una disminución en la velocidad de penetración de la barrena al pasar de sedimentos no consolidados a sedimentos consolidados, y a un cambio en el color de los recortes de marrón a gris (Puente y de la Peña, 1978; Seamount y Elders, 1981). Sin embargo, otras zonas pueden actuar como capa sello en otras partes del campo.

Las zonas con porosidad primaria quimicamente alterada son consideradas de gran importancia para el campo de Cerro Prieto. Los fluidos que fluyen a través del yacimiento tienen capacidad tanto de disolver material original como de precipitar material nuevo, dependiendo del ambiente físico-químico de la región que atraviesan (véase Vonder Haar y Noble, 1980; Vonder Haar, 1980; y otros informes de Elders y sus colegas). Por lo tanto, la densidad total original dentro del yacimiento puede haber cambiado. La Figura 3 muestra una sección delgada de un núcleo de una roca cuya densidad fue reducida por disolución secundaria. Parecería que donde la porosidad ha aumentado (i.e., donde la densidad ha disminuido) el yacimiento localmente puede ser más permeable y tener una capacidad de almacenamiento mayor. Por otro lado, la roca densificada, particularmente si ha sido fracturada, puede formar un yacimiento efectivo. Su capacidad de almacenar fluidos debería ser menor, considerando que se espera que su porosidad sea menor. Como se verá en las siguientes secciones, el objetivo de gran parte de nuestra investigación hasta el momento ha sido la identificación, para una determinada profundidad, de zonas de densidad mayor y menor que la densidad promedio.

Desde el punto de vista técnico y económico, las zonas con adecuada temperatura y transmisividad corresponden a regiones dentro de la zona con porosidad primaria alterada. Estas zonas son las más importantes del recurso geotérmico explotable, o sea, es el volumen que uno quisiera perforar y explotar lucrativamente.

La zona con porosidad extremadamente baja consiste de la masa de roca dentro del recurso geotérmico, sin incluir la capa sello, en la cual nunca existió una porosidad intergranular, o si ésta existió, ha sido destruida por la deposición de minerales. En esta zona puede existir fracturación, fallamiento y microfracturamiento. Dentro del yacimiento de Cerro Prieto esta zona es la más profunda. Estudios adicionales serán necesarios para entender esta zona y su papel, si lo tiene, en la recarga de calor y/o masa a la parte explotable del recurso geotérmico.

El concepto de fuente de calor no requiere una explicación especial. Sin embargo, cabe señalar que en Cerro Prieto aún no ha sido confirmada la exacta localización de la fuente de calor. El calentamiento puede deberse a un complejo de diques y filones capa que intruyen, a profundidad, dentro y debajo del yacimiento (Lyons y van de Kamp, 1980).

La localización de las fuentes y sumideros de fluido es de especial interés. Se considera que la principal fuente de fluido es el sistema del Río Colorado que se encuentra hacia el noreste (Truesdell et al., 1979). La Laguna Volcano y un extenso conjunto de manantiales, fumarolas y hoyas de lodo localizado al norte y noroeste de la parte principal del campo geotérmico representa el "sumidero" del sistema. Mercado (1968) estimó la magnitud de la descarga de estas manifestaciones superficiales.

Las diferentes zonas, superficies y fenómenos discutidos anteriormente encuadran en el patrón de un recurso geotérmico dinámico localizado en un ambiente de rocas principalmente deltaicas. La Figura 2 indica la relación entre todas estas características. La capa sello define la parte superior de la porosidad primaria quimicamente alterada. Encima de la capa sello se encuentra la zona de sedimentos compactados normalmente que presentan porosidad primaria. De manera general se identificó una probable fuente de calor y la ubicación de las fuentes de fluido. También se indica la localización de los sumideros de fluido.

La zona con porosidad primaria quimicamente alterada es de gran interés ya que comprende la porción explotable del recurso. Su límite superior ha sido indicado como el contacto A/B determinado por el perforador (Figura 4). El contacto A/B coincide, hasta cierto punto, con lo que nosotros entendemos debería ser una capa sello. Sin embargo, los conceptos son distintivos. La capa sello, o sea la zona que restringe el flujo de masa hacia fuera del yacimiento, a pesar de que coincide localmente con el contacto A/B, desde el punto de vista fenomenológico parece estar constituida por varios componentes: (a) Hacia el este y a profundidad, por acuitardos levemente metamorfizados compuestos principalmente por lutitas, de extensión apreciable, y (b) Hacia el oeste y directamente encima de la parte productora de CP-I, por una combinación de tales acuitardos con unidades, quizas metamorfizadas, compuestas principalmente por areniscas. La capa sello permite el paso de fluido hacia el oeste, el que llega a la superficie en la Laguna Volcano y en las zonas de manifestaciones superficiales al este y noroeste de CP-I. Detalles de las características mineralógicas, de porosidad y densidad de la zona con porosidad primaria quimicamente alterada se consideran de importancia, y serán discutidos más adelante. El límite inferior de la zona con porosidad primaria quimicamente alterada no se conoce bien.

VARIACION DE LA DENSIDAD EN EL SUBSUELO

Los datos de densidad se obtuvieron de registros de densidad de formación compensada de 28 pozos. Los registros se corrieron entre mayo de 1972 y junio de 1979. Se elaboraron perfiles transversales del campo usando los datos disponibles con el propósito de identificar zonas que, para una determinada profunidad, eran más o menos densas que la densidad promedio. Los valores usados para trazar los contornos, $\Delta\rho_j(d)$, fueron calculados de la siguiente manera;

$$\Delta\rho_j(d) = \bar{\rho}_j(d) - \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}\bar{\rho}_j(d) \qquad (1)$$

donde

$$\bar{\rho}_j(d) = \frac{1}{100} \sum_{i=d-50'}^{d+50'} \rho_j(i) \qquad (2)$$

j = corresponde al pozo número j.

d = profundidad al punto medio del intervalo a lo largo del cual se calcula la densidad promedio. Estas profundidades (d) se tomaron a 2000, 2500, 3000, ..., 7500 pies.

n = número de pozos que tienen valores de densidad, a profundidad d.

$\rho_j(i)$ = valor de densidad obtenido del registro de densidad a profundidad i. Las mediciones se hacen a intervalos de un pie.

$\bar{\rho}_j(d)$ = densidad promedio para el pozo j a profundiad d.

$\Delta\rho_j(d)$ = diferencia entre la densidad promedio del pozo j a profundiad d, y la densidad promedio de todos los pozos a la misma profundidad.

En la Ecuación (1) se usó la densidad promedio, $\bar{\rho}_j(d)$, en lugar de $\rho_j(i)$ a fín de promediar el efecto de las variaciones locales en los registros de densidad. Asumimos que las profundidades dadas en los registros son profundidades reales ya que en Cerro Prieto el terreno es casi plano.

La ubicación de los perfiles transversales derivados de los datos de densidad se muestran en la Figura 5. Las Figuras 6 a 9 muestran los perfiles. Existe una zona de material de baja densidad, o sea con una densidad de más de 0.1 g/cm^3 debajo del promedio, que se extiende hacia el noreste desde cerca de la Laguna Volcano hasta la vecindad del pozo NL-1 (Figura 6). Esta zona también se extiende hacia el noroeste desde el pozo M-93 hasta por lo menos la vecindad del pozo M-104 (Figura 8). Por otro lado, en el área de CP-I existe una zona de material más denso (véase Figuras 7 y 9).

No se conoce la forma exacta de estas zonas de relativamente alta y baja densidad, debido en parte a los procedimientos de muestreo y promediación utilizados en su identificación. De cualquier manera, estudios más detallados podrían definir mejor la forma de estas zonas.

Cabe mencionar la ubicación de la zona de baja densidad en relación a: (a) las fallas identificadas por Puente C. y Vonder Haar (1979), (b) una anomalía de potencial espontáneo identificada por Corwin y Fitterman (1979), y (c) la actual actividad microsísmica (Majer y McEvilly, 1981). Aparentemente la zona de baja densidad está ubicada principalmente entre las fallas Hidalgo y Delta. Esto sugiere una relación entre el fallamiento, la facilidad del movimiento de fluido al yacimiento, la disolución, y el aumento de porosidad. La Figura 10 muestra la ubicación de la anomalía de potencial espontáneo, al este de la falla Hidalgo, delineada por Corwin y Fitterman (1979). La anomalía de potencial espontáneo podría deberse al flujo ascendente de agua. La Figura 11 muestra los hipocentros de recientes microsismos (Majer y McEvilly, 1981), localizados en la misma zona que la anomalía de potencial espontáneo. La proximidad entre la zona de baja densidad, las fallas, la anomalía de potencial espontáneo, y los recientes microsismos sugieren que todos estos fenómenos podrían estar estrechamente vinculados y podrían deberse al flujo de fluido en el subsuelo.

Si la zona de baja densidad actuara como un conducto para el flujo de fluido, uno podría preguntarse cuál es el papel de la zona de alta densidad. En el campo de Cerro Prieto la zona de mayor densidad corresponde a la actual zona en producción, especialmente en CP-I (Vonder Haar y Howard, 1979). En esa zona la porosidad actual podría ser menor que la inicial, pero aún existen una porosidad y permeabilidad adecuada. Es concebible que, en términos geológicos, esta parte del yacimiento esté comenzando a mostrar evidencia de una defunción natural a causa de la pérdida de porosidad por precipitación. Por el momento, sin embargo, el yacimiento ciertamente tiene gran valor dado que desde 1973 el campo ha estado produciendo un promedio anual de 90 MW_e de electricidad (Goyal et al., 1981).

CALCULOS DE INGENIERIA DE YACIMIENTOS

Basados en registros de pozos se hicieron dos tipos de cálculos de ingeniería: (a) cálculos de la capacidad de almacenamiento, ϕch (donde ϕ es la porosidad, c es la compresibilidad del sistema roca/fluido, y h es el espesor característico del cuerpo geotérmico, y (b) cálculos de la masa de agua contenida in situ. Para ambos tipos de cálculos se requirieron valores realistas de la porosidad y del espesor característico.

Nuestras estimaciones de porosidad están basadas en : (a) la relación teórica entre las densidades de los granos y del fluido, porosidad y densidad total de la roca, (b) la correlación entre la densidad obtenida de los registros (g/cm^3) y la porosidad medida en los núcleos, y (c) los datos de densidad de los granos y del fluido contenido en el volumen estudiado por las herramientas de sondeo. Nuestra conclusión respecto al campo de Cerro Prieto es que la mejor relación entre la porosidad y la densidad de roca total medida por los registros (ρ_b), está dada por la ecuación

$$\phi = \frac{2.696 - \rho_b(g/cm^3)}{2.696 - 1.06} \qquad (3)$$

La Figura 12 muestra la porosidad medida en núcleos versus la curva de densidad total obtenida de los registros, así como también las curvas que indican los límites teóricos superiores e inferiores que hemos recomendado para las funciones porosidad-densidad. Aún no se ha realizado un análisis estadístico exhaustivo de las densidades de granos y fluido. Sin embargo los intervalos de valores son tales que para máximos y mínimos razonables, las curvas correspondientes caerían entre las curvas

indicadas en la Figura 12. Además, la mejor línea de regresión que relaciona la densidad total y la porosidad, ambas obtenidas de los registros, coincide esencialmente con la curva teórica de mejor ajuste.

En la práctica, los valores asignados a h, el espesor característico, son discutibles debido a la distribuición de los intervalos abiertos en el campo. Para poder comparar las capacidades de almacenamiento basadas en las pruebas de interferencia de pozos con aquellas basadas en datos derivados de los registros, hemos usado dos maneras para seleccionar el espesor h de los valores obtenidos de los registros. La primera consiste simplemente en calcular el espesor promedio de los distintos intervalos abiertos. La segunda consiste en tomar h como el espesor desde la base del intervalo abierto más profundo hasta la cima del intervalo más somero. Cuando estos valores se multiplican por la porosidad promedio correspondiente a los intervalos abiertos localizados en la cercanía de los pozos en que se han tomado registros, se obtienen los siguientes valores:

ϕh = 100 pies, cuando h es el espesor promedio de los intervalos abiertos.

ϕh = 682 pies, cuendo h se extiende desde la cima del intervalo abierto más somero hasta la base del intervalo más profundo.

Cuando se multiplican estos valores por la compresibilidad, c, se pueden comparar con la capacidad de almacenamiento, ϕch, (2.3×10^{-2} pies/psi) calculada de las pruebas de interferencia (Schroeder, et al., 1978). Al principio esta comparación resultó desconcertante porque se había seleccionado un valor de compresibilidad, c, de 5×10^{-6} psi^{-1}, un valor razonable para agua líquida. Este valor de c dió $\phi h = 4600$ pies. Un valor tan alto para el producto "ϕh" pareció excesivo, y se trató de encontrar una explicación. Después de consultar con personas informadas en lo referente a pruebas de pozos (S. Benson, comunicación personal, 1981) llegamos a la conclusión que el yacimiento en el área de las pruebas presentaba probablemente dos fases, y que la compresibilidad de tal mezcla de fluidos podría facilmente alcanzar entre 3×10^{-5} y 3×10^{-4} psi^{-1} (K. Pruess, comunicación personal, 1981). Por lo tanto se llegó a la conclusión general de que existe una coherencia razonable entre los cálculos basados en las pruebas de interferencia de pozos y aquellos basados en los registros. El acuerdo entre los valores numéricos es pobre, debido principalmente a la incertidumbre acerca del valor de la compresibilidad del fluido.

Los cálculos de agua almacenada in situ fueron similares a los utilizados para calcular la capacidad de almacenamiento. La localización del volumen del yacimiento estudiado es distinta a la que se usó en nuestros cálculos de capacidad de almacenamiento. Por lo tanto los valores de la porosidad promedio y del espesor característico son diferentes. En la Figura 13 se muestra la región que se utilizó para calcular el volumen de agua almacenada. En la Figura 14 se presenta un corte transversal proyectado a través del área estudiada. Se eligió para el espesor representativo la longitud promedio de los intervalos abiertos, y para la altura, el espesor entre la terminación más somera y la más profunda. Los productos entre la porosidad, cada uno de dichos espesores, y el área utilizada en los cálculos dan los siguientes valores:

ϕh = 98 pies, donde h es el espesor promedio de los intervalos abiertos.

ϕh = 387 pies, donde h se exitende desde la cima del intervalo abierto más somero y la basa del intervalo más profundo.

Area = 1.10×10^7 $pies^2$.

Para estos valores de ϕh los volúmenes de agua in situ son respectivamente, 1.09×10^9 y 4.28×10^9 $pies^3$. Sin embargo aun el valor mayor (i.e., 4.28×10^9 $pies^3$) apenas equivale al volumen de fluido extraido de esta parte del yacimiento durante sus primeros cuatro años de explotación (4.29×10^9 $pies^3$; K. Goyal, comunicación personal, 1981). Esta comparación lleva a la conclusión de que debe haber recarga de fluido a la parte del yacimiento bajo explotación, ya que éste continúa produciendo fluido para abastecer a la planta. Esta comparación acentúa la importante diferencia que existe entre un yacimiento geotérmico y uno de hidrocarburos, en particular, la diferencia entre un yacimiento que produce calor a través del fluido extraido, comparado con el otro donde la misma masa es el producto comerciable.

RECAPITULACION Y CONCLUSIONES

Los principales puntos de este trbajo son:

1) Los programas PETROS y ROME02 son herramientas muy útiles para analizar datos de registros de pozos y elaborar mapas y cortes transversales que ilustran estos análisis.

2) Hemos preparado un conjunto de conceptos útiles para analizar un yacimiento geotérmico del tipo de Cerro Prieto, o sea un yacimiento que en su mayor parte está localizado en un ambiente de rocas sedimentarias y metasedimentarias. La Figura 2 ilustra estos conceptos. Entre estos, los conceptos de una capa sello y de una base para el recurso explotable parecen ser los menos entendidos.

3) La zona de buena porosidad, y baja densidad está asociada con el plano de simetría de una anomalía de potencial espontáneo, con los centros de gran número de microsismos, y con varias fallas importantes que se identificaron en el campo. Se cree que en esta zona se encuentra la salmuera que recarga al recurso geotérmico, que luego se escapa en parte hacia el oeste, apareciendo en la zona de la Laguna Volcano. Manifestaciones superficiales existen al noroeste de CP-I.

4) La capa sello del recurso geotérmico corresponde localmente con el contacto A/B, determinado por el perforador, pero desde el punto de vista fenomenológico, este contacto consiste en parte de una serie de acuitardos, hacia el este, y en parte de

una zona mineralizada que permite el movimiento de fluidos, en la vecindad de CP-I.

5) Los cálculos basados en los estudios de registros de densidad realizados para comprobar el valor de la capacidad de almacenamiento pueden ser conciliados con las conclusiones basadas en las pruebas de interferencia, si se acepta un intervalo de valores de la compresibilidad roca/fluido, c, que sea característico de un yacimiento de dos fases (agua-vapor).

6) Una estimación del volumen total de poro del yacimiento, cuando se toma un límite superior para el espesor del yacimiento productor, lleva a la conclusión de que éste debe seguir siendo recargado por fluido para poder mantener la producción actual.

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos agradecer a nuestros colegas de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto de CFE, y de la Earth Sciences Division de LBL por habernos permitido compartir sus datos y por sus valiosas sugerencias. Quisiéramos agradecer especialmente a Marcelo Lippmann y Rubén Zelwer por sus útiles comentarios y sugerencias.

Este trabajo fue auspiciado por el Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies, del U.S. Department of Energy bajo contrato No. DE-AC03-76SF00098.

VELOCIDAD DE PERFORACION DE LA SECUENCIA ESTRATIGRAFICA DEL AREA DE CERRO PRIETO

R. Prian C.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
México, D.F., México

El área de Cerro Prieto, en Baja California, desde un punto de vista geológico-económico, tiene el atractivo de contener paquetes de areniscas saturados con agua de alta temperatura. Como se sabe, estos yacimientos geotérmicos constituyen el objetivo de los pozos perforados en el área, por medio de los cuales se conduce el agua caliente a la superficie, donde con el vapor separado de ella, se genera energía eléctrica.

El área en cuestión se encuentra propiamente dentro de la que pudiera llamarse "zona de contacto" de dos placas tectónicas, y es por lo mismo, una zona de intensa actividad sísmica que ha propiciado la generación de muchas fallas geológicas.

También dentro de esta misma área, se ha desarrollado la planicie deltaica del Río Colorado, con sus barras y canales distributarios, los cuales han venido cambiando de curso influidos, en algunos casos, por las transgresiones y regresiones del Golfo de California.

Por tanto, la secuencia estratigráfica del área, la constituye en general una alternancia de limos, arcillas, arenas, areniscas y lutitas que forman una serie de paleocanales y paleobarras superpuestas, que constituyen un gran paquete de rocas sedimentarias que varía entre 3000 y 6000 mts. de espesor. Estos sedimentos sobreyacen a una roca basal contituída por un granito cristalino el cual aflora el oeste del área formando las montañas Cucapá.

Por lo que respecta al campo geotérmico de Cerro Prieto en particular, puede decirse que básicamente está formado, en el sentido vertical, por la acumulación de agua caliente en dos o probablemente tres cuerpos principales de areniscas, llamados: "yacimiento A" y "yacimiento B". (Fig. 1)

En el sentido horizontal está constituído por tres áreas principales separadas por dos fallas normales de salto considerable. Como puede verse en las fig. 1 y 2 el área poniente está limitada por la falla que pasa por la planta geotérmica y que tiene un salto de aproximadamente 350 mts.

El área central está limitada al este por la falla que pasa por el ejido Pátzcuaro y cercana a los pozos 388, 149 y 328. Y el área oriental a partir de esta falla hasta el acuñamiento de su espesor hacia el este, fig. 2. En el área poniente fue donde se originó la explotación del campo y es también la más somera; la parte oriental, que junto con la central están ahora en desarrollo, es la más profunda.

Asimismo, en la fig. 2 puede verse la configuración estructural de la cima del yacimiento A, o sea el yacimiento más somero y mejor conocido del campo y también en el que están terminados la mayoría de los pozos. Pueden apreciarse las fallas hasta ahora determinadas por la correlación entre los registros eléctricos de los pozos.

El segundo yacimiento o yacimiento "B" está prácticamente en condiciones originales puesto que es hasta ahora que empiezan a explotarse algunos de los pocos pozos terminados en él.

La fig. 3 proporciona una mejor idea, en el sentido vertical, de los dos yacimientos principales actualmente en explotación en Cerro Prieto.

Pueden apreciarse, en esta figura los registros de inducción de los pozos M-51 y E-1 en sus tramos que atraviesan los dos depósitos.

La mayoría de los pozos perforados en el campo han tenido como objetivo explotar el yacimiento "A", y en general no alcanzaron mayor profundidad, salvo el pozo M-51 en el que se penetró parcialmente el yacimiento "B", aunque en realidad se pensaba inicialmente que era el mismo yacimiento.

Con la correlación efectuada, se definió la existencia del segundo yacimiento y se decidió perforar el pozo E-1 en el área poniente del campo. Este pozo como se ve en la figura 3, confirmó plenamente la existencia del yacimiento "B", por lo que el desarrollo de las perforaciones con este objetivo se está realizando normalmente a la fecha.

Aunque la separación entre los dos yacimientos A y B, aparentemente asegura su independencia para fines de explotación, se procedió a medir sus presiones de fondo estáticas en ambos yacimientos, a fin de tratar de comprobar si son diferentes o nó.

En el pozo M-46 terminado en el yacimiento "A" se obtuvo una presión estática de 75.5 Kg/cm^2 a 1050 mts. en enero de 1981 y en el pozo E-1 terminado en el yacimiento "B" se obtuvo una presión estática de 156.1 Kg/cm^2 a 1785 mts., también en enero de 1981. Aunque estos datos comprueban que los dos yacimientos son independientes, para mayor abundamiento se comparó el promedio de los gradientes de presión de 27 pozos terminados en el yacimiento "A" con el gradiente de presión del pozo E-1, terminado en el yacimiento "B", resultando para el "A": 0.0981 Kg/cm^2/m y para el "B" 0.0546 Kg/cm^2/m lo cual comprueba que ambos yacimientos son diferentes, cuando menos en el área poniente del campo.

Ya que los dos yacimientos son independientes, es conveniente mantenerlos así, es decir, sin mezclarlos, para lograr su explotación más eficiente.

Lo anterior se ha comprobado unicamente para el área poniente del campo, sin embargo, en el área central la cima del yacimiento "B" se ha encontrado a unos 500 mts. más profundo que la cima del "A", o sea aproximadamente 200 mts. más bajo que en área poniente, (pozos 132 y 172), y aunque aún no se ha medido su presión estática de fondo se espera sea mayor que la del área poniente.

Ahora bien, con respecto a la perforación de los pozos que se construyen en el campo, podemos decir que ha venido siendo modificada en varios aspectos a medida que se tiene mejor información. Actualmente sabemos por ejemplo, que la secuencia estratigráfica en el área la forman tres paquetes de rocas sedimentarias de origen deltaico que tienen diferente densidad, y que se denominaron como: rocas no consolidadas, semi-consolidadas y consolidadas, siendo en éstas últimas donde se encuentran los depósitos termales (Fig. 1)

Con objeto de investigar cómo se afectan las velocidades de perforación entre los tres paquetes de rocas, se construyeron para un gran número de pozos, las gráficas de avance de perforación contra tiempo.

En la fig. 4 se muestra una gráfica tipo y en ella puede observarse que la velocidad de perforación es prácticamente constante en tres zonas diferentes o sea que la velocidad de perforación tiene solamente dos "quiebres" o cambios de pendiente. Estas tres zonas conservan razonablemente su pendiente a pesar de que existen pequeñas variaciones en factores que como se sabe alteran la velocidad de perforación como son: el tipo de la barrena usada, el peso sobre la misma, su diámetro, la presión de bombeo del lodo, la velocidad de rotación, el tipo de roca, etc., etc.

Afortunadamente en el caso de Cerro Prieto el factor que más influye en la velocidad de perforación, dadas las condiciones mecánicas con las que se perfora es el último, es decir, el tipo de roca que se perfora.

En la fig. 5 se han eliminado las partes correspondientes a las operaciones de cementación, conexiones superficiales, etc. y solamente se ha dejado el tiempo de perforación para hacer más notable el efecto de la velocidad de perforación en cada una de las tres zonas.

La clara definición de estas tres zonas nos indica desde el punto de vista de la perforación, que la barrena atraviesa tres paquetes de rocas de diferente resistencia a la perforación, los cuales desde luego, varían en profundidad de pozo a pozo.

Ahora bien, si comparamos estas tres zonas o paquetes de rocas, de un pozo dado con su correspondiente variación de densidad de las lutitas con la profundidad, fig. 6, vemos que existe una clara correspondencia entre sí. En la fig. 7 se aprecia que la primera zona o zona más somera, corresponde a lutitas cuya densidad es menor a 2.2 gr/cc. y que se ha clasificado como de rocas no consolidadas. Esta zona se perfora aproximadamente con una velocidad de 250 m/día o sea mayor de los 10 m/hr. (Esta velocidad se obtiene al construir el agujero de 17 1/2" perforando primero con barrena de 12 1/4" y posteriormente ampliando a 17 1/2", lo que consume más tiempo que si se perforara directamente con barrena de 17 1/2", lo cual se estima que se haría a una velocidad de aproximadamente 170 m/día o sea 7 m/hr.).

La segunda zona o paquete intermedio, corresponde a un tipo de rocas cuyas lutitas tienen una densidad que varía entre 2.2 y 2.4 gr/c.c. y a la que se le ha llamado paquete de rocas semi-consolidadas. Esta zona intermedia se perfora a una velocidad de aproximadamente 50 a 60 m/día o sea unos 2 a 2.5 m/hr.

Como puede apreciarse, el contraste en las velocidades de perforación de los dos primeros paquetes es muy notable por lo que se facilita apreciarlo durante la perforación.

El tercer paquete o zona inferior, es la que contiene rocas cuyas lutitas tienen una densidad superior a 2.4 gr/c.c., por lo que se les denominó paquete de rocas consolidadas. (La roca basal en el área tiene una densidad de 2.7 a 2.8 gr/c.c.). Este paquete de rocas se perfora con una velocidad de 40 ó hasta 30 m/día, lo que equivale a 1.6 ó 1.3 m/hr.

Se considera conveniente mencionar que las tres zonas o paquetes de rocas citadas, no tienen una superficie de contacto definido, en la que se manifieste un cambio brusco de sus características, sino más bien tienen una zona de transición o de cambio paulatino, por lo que el término "quiebre de velocidad" es más bien virtual, esto hace difícil definir la profundidad exacta de un "quiebre" y es particularmente difícil notarlo al perforar del paquete intermedio al paquete inferior, por la relativamente pequeña diferencia de

velocidades entre ellos, sin embargo, lo importante es que sí se puede apreciar el cambio después de poco tiempo de haber penetrado el paquete inferior.

Por lo anteriormente argumentado, puede decirse que el área de Cerro Prieto tiene principalmente tres paquetes de rocas con diferentes resistencias a la perforación, la cual depende basicamente de la densidad de sus lutitas.

Como una herramienta adicional se marcaron también, en las gráficas de velocidad de perforación, las marcas eléctricas de correlación del pozo correspondiente, observándose que los "quiebres" o cambios en la pendiente corresponden razonablemente a las marcas eléctricas de correlación N y M, lo cual significa que la extrapolación de la correlación permitirá estimar en nuevas localizaciones, la probable profundidad de estos "quiebres" o "contactos" entre los tres paquetes de rocas.

Las observaciones anteriormente expuestas son sin lugar a duda, muy útiles en la selección de la profundidad de asentamiento de las tuberías de revestimiento de los pozos que en un futuro se perforen, puesto que los tres paquetes de rocas antes definidos se afectan de diferente manera al ser perforadas por lo que sería ideal, de ser posible, mantenerlas separadas durante su perforación, a fin de evitar que queden por mucho tiempo expuestas a la acción de filtrado de lodo, dos paquetes diferentes de rocas simultáneamente, pues se daría lugar a hidrataciones diferentes de sus correspondientes arcillas y por tanto, a la posible necesidad de "repasar" el agujero o al "embolamiento" de la barrena con la consecuente complicación de maniobras que conduzcan a un aumento en el tiempo de operación.

Por lo anterior pueden sintetizarse las siguientes conclusiones:

1. El campo Cerro Prieto lo constituyen tres áreas principales, separadas entre sí, por fallas normales.

2. El fluido hidrotermal está acumulado en dos ó probablemente tres, cuerpos de areniscas, llamados yacimientos A, B, y C respectivamente, los cuales cuando menos en el área poniente, son independientes entre sí, para fines de explotación.

3. La velocidad de perforación confirma la existencia de tres paquetes de rocas que corresponden a tres zonas de diferente densidad llamadas, sedimentos no consolidados, sedimentos semiconsolidados y sedimentos consolidados.

4. La confirmación de estos tres paquetes de rocas relacionados a sus correspondientes velocidades de perforación permite durante la perforación misma afinar las profundidades de asentamiento fijados en el programa de perforación y permite así mismo planear con mayor precisión los programas de perforación de los futuros pozos.

A continuación se sugiere un programa general de perforación para el área de Cerro Prieto, utilizando los conceptos anteriores: (Fig. 8).

1. Para cubrir los acuíferos superficiales y para tener un apoyo adecuado para los preventores, se perforará un agujero de 26" hasta aproximadamente 100 mts. de profundidad, donde se cementará una tubería conductora de 20".

2. Con barrena de 17 1/2" se perforará hasta encontrar las marcas de correlación N, que corresponde aproximadamente al contacto entre las rocas no consolidadas y semi-consolidadas y que debe notarse durante la perforación por el "quiebre de la velocidad de perforación de más de 7 ó 10 m/hr. por 2 o 2.5 m/hr. En caso de alcanzar como máximo la profundidad de perforación, se suspenderá ésta para cementar un casing de 13 3/8" hasta la superficie.

3. La perforación continuará con barrena de 12 1/4" hasta atravezar los dos "quiebres" de velocidad de perforación, tanto el cambio de más de 7 m/hr. a 2 m/hr. como el de 2 m/hr. a 1.5 ó 1.3 m/hr. que es el que corresponde al contacto entre las rocas semi-consolidadas y las consolidadas o sea aproximadamente la marca de correlación: M.

Esta etapa de perforación es muy importante porque deja descubiertos y por tanto a la acción del filtrado del lodo, dos paquetes de rocas diferentes: la parte superior, con rocas no consolidadas y la parte inferior, con el paquete completo de rocas semi-consolidadas que es en el que se encuentran tanto las lutitas de alteración termal, como algunos lentes de arenisca con agua de temperatura anormal. Generalmente en este segundo paquete se encuentran fisuras que en algunos casos provocan pérdidas del lodo de perforación. Por otro lado, si la parte inferior del paquete de sedimentos no consolidados queda expuesta mucho tiempo (más de 4 ó 5 días) a la acción del filtrado del lodo, empieza a dar problemas de derrumbe la hidratación de sus arcillas, por lo que es muy importante que al perforar esta tercera etapa se haga con un lodo de 3 á 4 c.c. de filtrado en la prueba standar API a fin de reducir la posibilidad de hinchamiento de las arcillas. Asimismo, de ser posible deberá evitarse cualquier operación en el equipo de perforación que se traduzca en el aumento del tiempo en que las rocas estén expuestas al filtrado del lodo.

Al alcanzar la barrena el segundo "quiebre" en la velocidad de perforación, se procederá a meter el casing de 9 5/8", el cual deberá cementarse en forma de "liner", es decir, desde el fondo hasta 100 mts. arriba de la zapata de 13 3/8", donde deberá quedar fijo

con su colgador correspondiente.

4. La última etapa de perforación deberá realizarse con barrena de 8 5/8" hasta 300 ó 600 mts. aproximadamente, según se desee alcanzar el yacimiento "A" ó el "B". La colocación del liner de 7" se sugiere se haga colgándolo de aproximadamente 100 mts. arriba del primer "quiebre" de la velocidad de perforación para que de esta manera se tenga cubierta con dos tuberías la zona de rocas semi-consolidadas que pudieran haber quedado defectuosamente cementadas, por ser zona de posibles pérdidas del lodo. La parte inferior del liner de 7" será ranurado frente a la zona por explotar y cementada en la parte superior hasta el colgador.

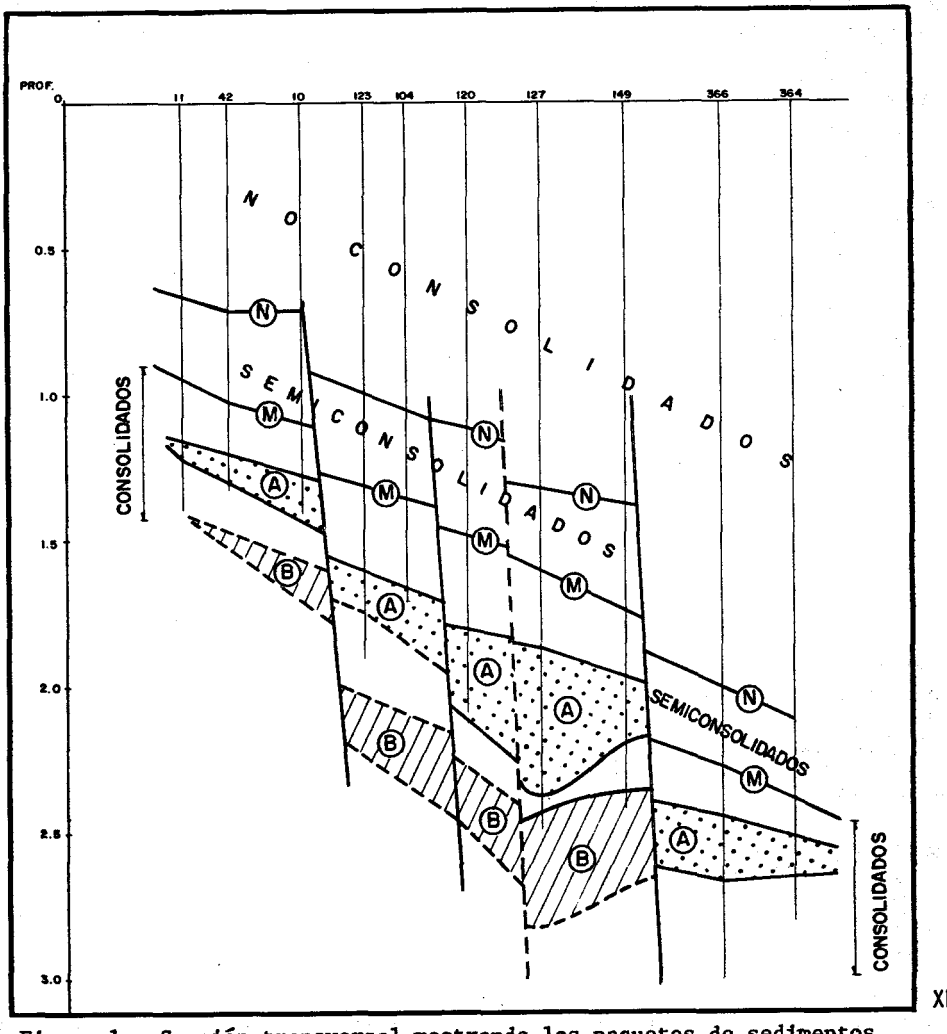
Existen dos grandes problemas ó condiciones que se tienen que resolver para emplear con éxito un aparejo como el mencionado antes y son:

a) Operaciones de cementación, muy bien logradas y

b) Ausencia de probables zonas de corrosión en los casings.

La primera, es decir la eliminación de canalizaciones en la lechada de cemento, aunque aún no se puede decir que se logre en el total de los casos, a la fecha se han conseguido efectuar cementaciones aceptables con el empleo de lechadas de baja densidad (1.5 gr/c.c.) pero aún no se sabe si estas lechadas no sufrirán degradaciones en su resistencia al someterse a las altas temperaturas del vapor por largo tiempo.

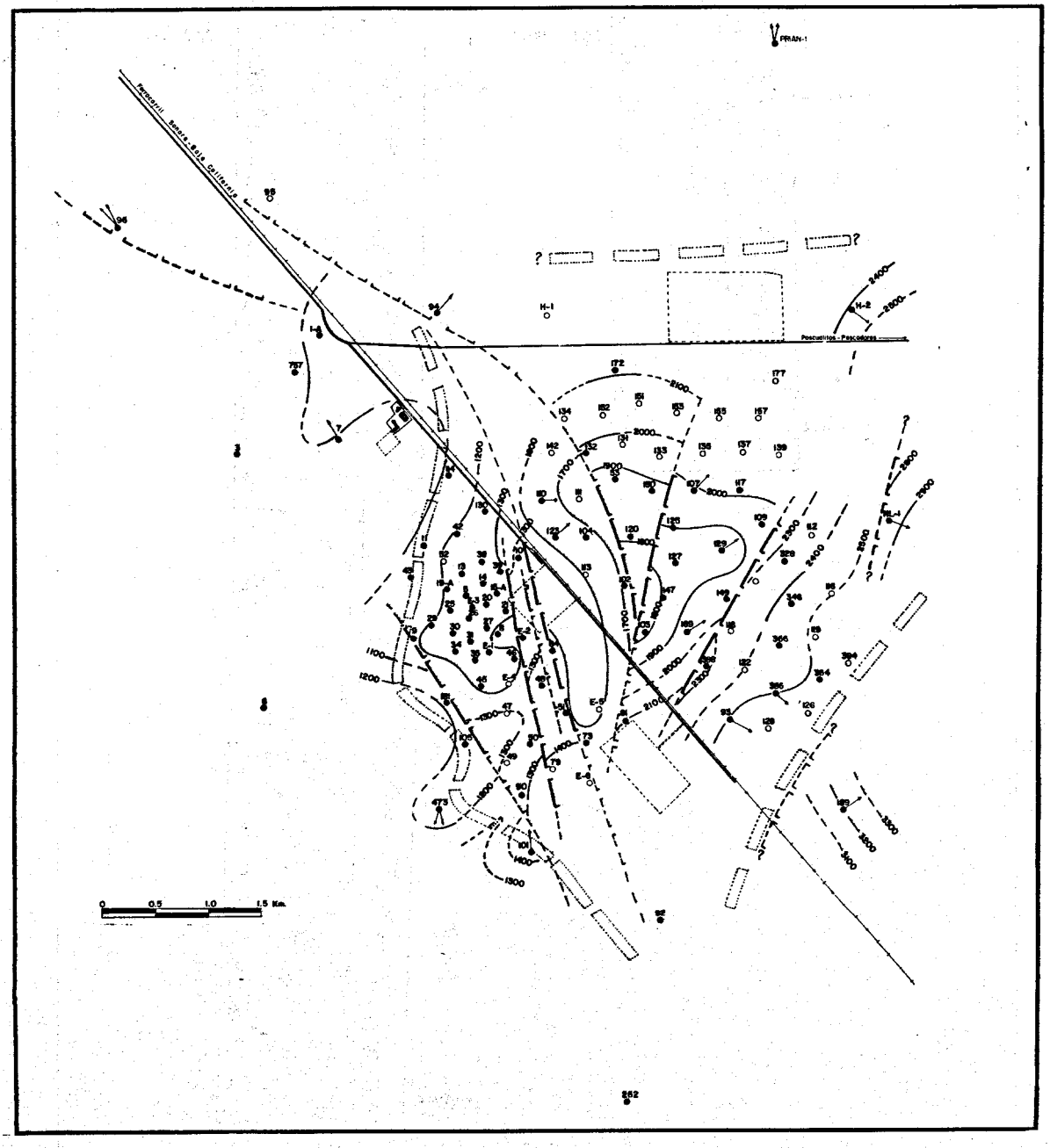
La segunda es más difícil de resolver pues la corrosión en los casings de los pozos aunque no es general, en los casos que se presenta no se ha podido determinar un método para preveer cual es la zona que aporta el fuído corrosivo para tomar providencias al respecto.



XBL 819-2093

Figura 1. Sección transversal mostrando los paquetes de sedimentos en Cerro Prieto y sus yacimientos principales.

Figure 1. Cross-section showing the sedimentary rock units and main reservoirs at Cerro Prieto.



XBL 819-2094

Figura 2. Cima del yacimiento A. Profundidad en metros bajo la mesa rotatoria.

Figure 2. Top of reservoir A. Depths in meters below the rotary table.

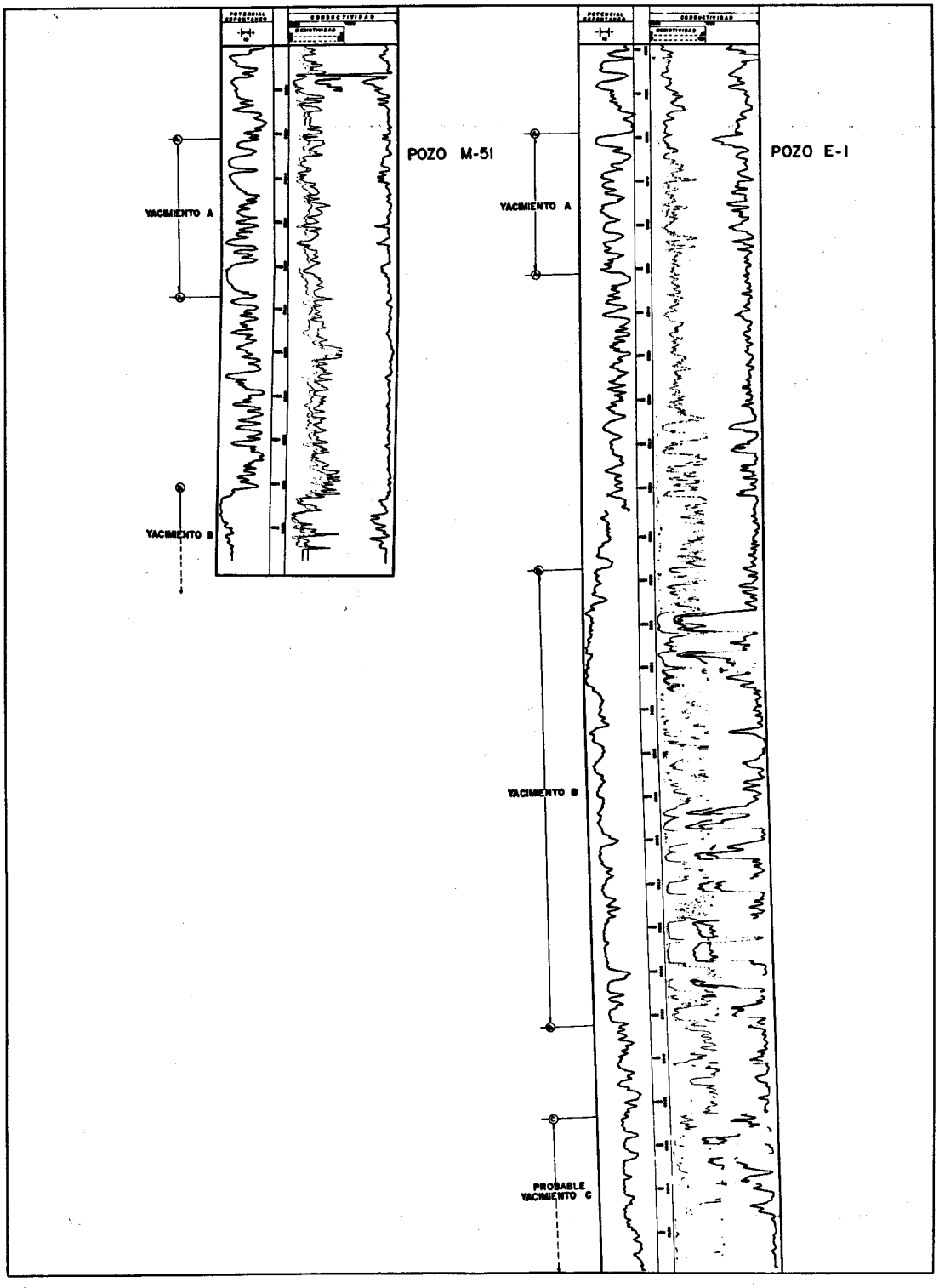
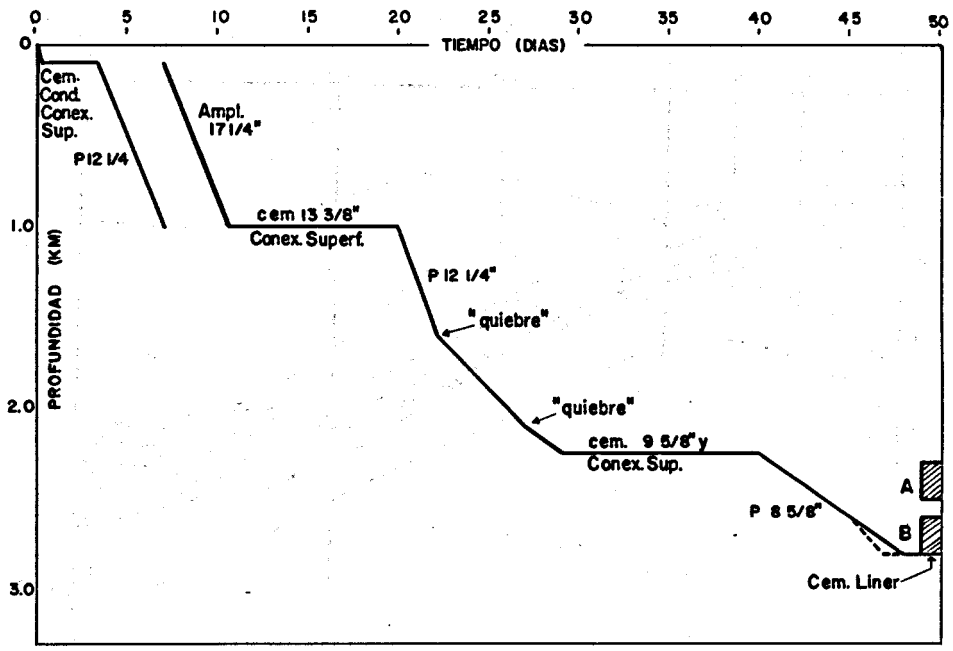


Figura 3. Registros de inducción. Pozos 51 y E-1.

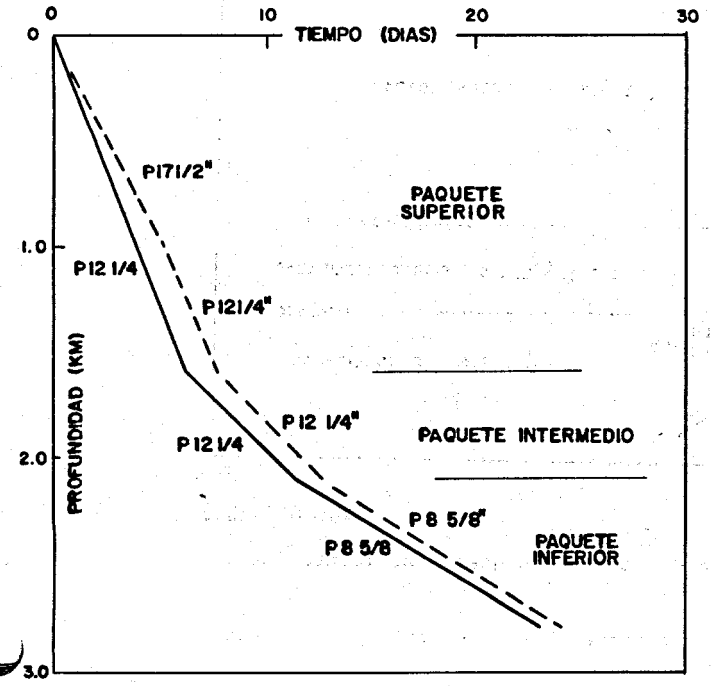
Figure 3. Induction well logs for wells M-51 and E-1.



XBL 819-2095

Figura 4. Gráfica tipo de avance de la perforación de un pozo.

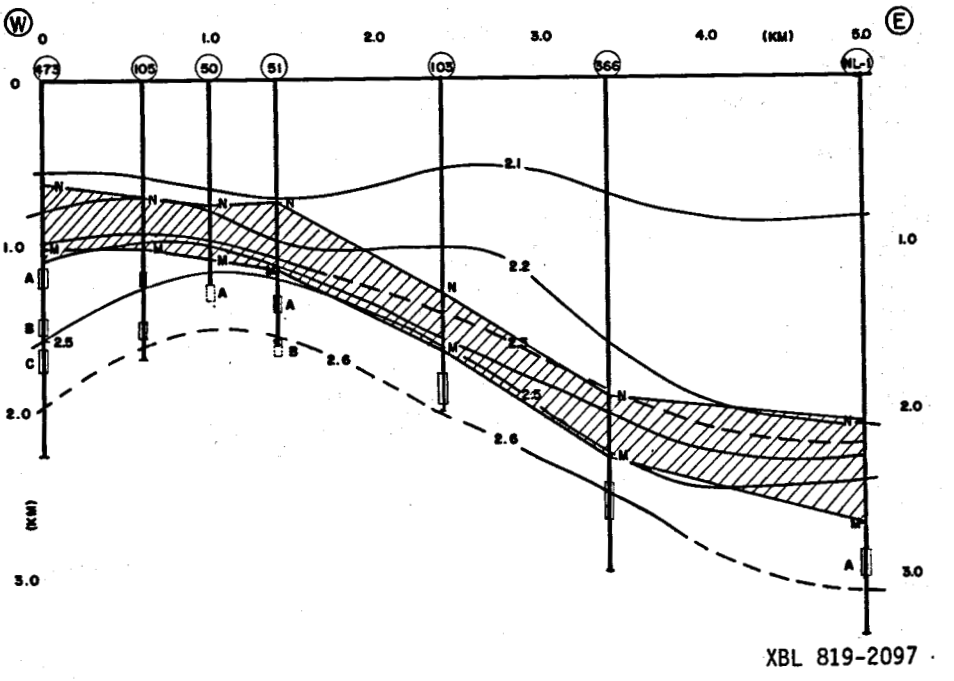
Figure 4. Typical drilling operation summary graph.



XBL 819-2096

Figura 5. Gráfica del avance de la perforación sin el efecto de los tiempos de cementaciones, conexiones, registros, etc.

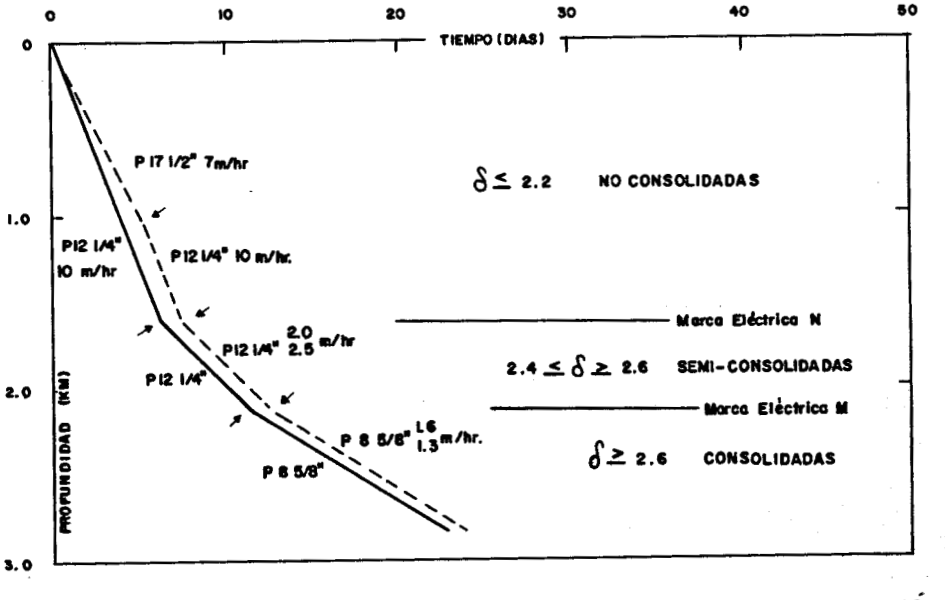
Figure 5. Graph of the drilling advance including times for cementing, connecting, logging, etc., operations.



XBL 819-2097

Figura 6. Densidad de las lutitas.

Figure 6. Density of the shales.



XBL 819-2098

Figura 7. Velocidad de perforación de los tres paquetes sedimentarios encontrados en Cerro Prieto.

Figure 7. Drilling rate and density for the three sedimentary rock units found at Cerro Prieto.

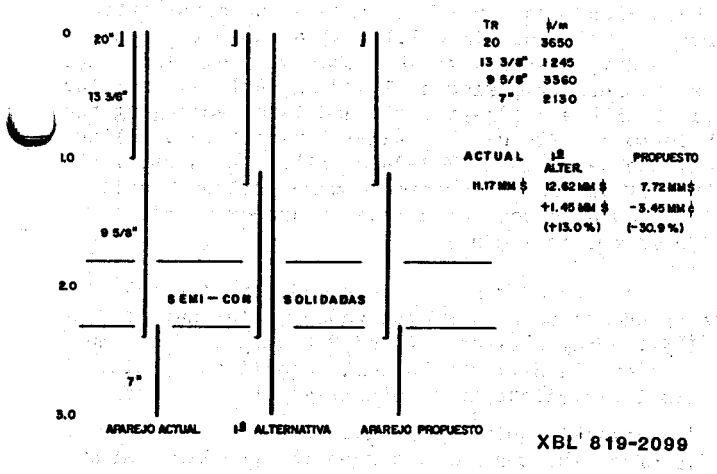


Figura 8. Alternativas de distintos aparejos de revestimento. Costos de tubería por metro en pesos mexicanos (1980).

Figure 8. Alternative casing profiles. Casing costs per meter, in Mexican pesos (1980).

DRILLING RATE FOR THE CERRO PRIETO STRATIGRAPHIC SEQUENCE

From a geologic and economic point of view, the Cerro Prieto area is attractive because it posesses sandstones saturated with water at high temperature. As is well known, these geothermal reservoirs are the target of the wells drilled in the area. Hot water from the reservoir is brought to the surface through these wells. At the surface, steam separated from this water is used to generate electricity.

The area is located within what can be called a "contact zone" of two tectonic plates and is therefore a zone of intense seismic activity that has created many geologic faults. The Colorado River deltaic plain also was developed within this zone. Over long periods of time, its bars and tributary channels have altered their course, in some instances because of the transgressions and regressions of the Gulf of California.

The stratigraphic sequence of this area is therefore generally composed of alternating silts, clays, sands, sandstones, and shales which form a series of superimposed paleochannels and paleobars. All of these compose a sedimentary column whose thickness varies between 3000 and 6000 m. These sediments overlie a crystalline granitic basement which outcrops west of the area at the Cucapa Range.

Vertically, the Cerro Prieto geothermal field can basically be said to be formed by the accumulation of hot water in two, or probably three, main sand-stone units, called "reservoir A" and "reservoir B" (Figure 1).

Horizontally, the field is made up of three main areas separated by two normal faults with considerable vertical displacement. As can be seen from Figures 1 and 2, the western area is bounded by the fault passing next to the geothermal plant, which has a displacement of approximately 350 m.

The central area is bound to the east by the fault passing through the village of Pátzcuaro, near wells 388, 149, and 328. The eastern area extends from this fault, narrowing toward the east (Figure 2). Production at the field started in the western area, which is also the shallowest. The eastern portion, which together with the central one are presently being developed, is the deepest.

In Figure 2, one can also see the structural configuration of the top of reservoir A, the shallowest and best known reservoir of the field where most of the wells have been completed. Faults determined from the correlation of wireline logs are also shown in Figure 2.

The second reservoir, B, is practically in its original state because only now are some of the completed wells beginning to produce.

Figure 3 illustrates better the vertical distribution of the two main reservoirs currently under production at Cerro Prieto. This figure also shows those portions of the induction logs of wells M-51 and E-1 which traverse the two reservoirs.

Most of the wells drilled in the field have had as their target reservoir A and, in general, do not go deeper. An exception is well M-51 which partially penetrated into reservoir B, although it was initially thought to be reservoir A.

Based on the correlation of well logs, the existence of a second reservoir was established, and the decision was made to drill well E-1 in the western part of the field. As can be seen in Figure 3, this well clearly confirmed the existence of reservoir B, and new wells are presently being drilled into this reservoir.

Even though the physical separation of the reservoirs A and B seems to assure their independence as far as production is concerned, static downhole pressure measurements were made in both reservoirs to prove that they are indeed different.

In January 1981, a static pressure of 75.5 kg/cm^2 was measured at a depth of 1050 m in well

M-46, which is in reservoir A. For well E-1, completed in reservoir B, a static down-hole pressure of 176.1 kg/cm^2 at a depth of 1785 m was also measured in January 1981. Although these data confirm that the two reservoirs are independent, to establish this further, the mean pressure gradients of the 27 wells completed in reservoir A were compared to the pressure gradient of well E-1, completed in the reservoir B. Gradients of 0.0981 kg/cm^2/m for reservoir A and 0.1315 kg/cm^2/m for reservoir B were measured, proving that the two reservoirs are different, at least in the western part of the field. Because the two reservoirs are independent, it is advisable to keep them separate, without mixing, to optimize their exploitation.

This has only been verified for the western part of the field. However, in the central part, the top of reservoir B has been found some 500 m deeper than the top of the reservoir A. This is approximately 200 m deeper than in the western area (wells M-132 and M-172); and, although downhole static pressures have not been measured yet, it is expected that they will be greater than in the western area.

Drilling practice at the field has been modified in several ways as better information is being obtained. Presently, for example, we know that the stratigraphic sequence of the area is made up of three sedimentary rock units of deltaic origin having different densities. These units have been named non-consolidated, semi-consolidated, and consolidated rocks; the thermal reservoirs are located in the latter (Figure 1).

To investigate how the drilling rates are affected by the three rock units, plots of drilling advance versus time were made for a large number of wells. Figure 4 shows a typical plot, and illustrates the fact that drilling rates are practically constant in three different zones; that is, the drilling rate has only two "breaks" or changes in slope. These three zones essentially preserve their slope in spite of small variations in factors known to affect the drilling rate, such as type of drilling bit used, weight, diameter, mud pump pressure, speed of rotation, type of rock, etc. Fortunately, in the case of Cerro Prieto and the mechanical conditions of its drilling operations, the factor that influences the drilling rate the most is the type of rock being drilled.

In Figure 5, the portions corresponding to cementing operations, surface connections, etc., have been removed, leaving only the actual drilling time. In this way, the effect of the drilling rate in each of the three zones is highlighted.

From the drilling standpoint, the clear definition of these three zones indicates that the bit drills through three rock units with different resistance to drilling. As expected, the depth to each of these units varies from well to well.

By comparing these three rock zones or units with the corresponding variations in shale density for a given well (Figure 6), we see that there is a clear correspondence between them. Figure 7 shows that the first, or most shallow zone, corresponds to shales with a density of less than 2.2 g/cm^3. The shales have been classified as unconsolidated rocks. This zone is drilled at a rate of 250 m/day, that is, greater than 10 m/h. This rate is obtained by making a 17 1/2-in. hole by drilling first with a 12 1/4-in. bit and later enlarging the hole to 17 1/2 in. This takes longer than drilling all the way with a 17 1/2-in. bit. It is estimated that if the latter procedure were followed, drilling would be done at a rate of approximately 170 m/day, or 7 m/h.)

The second zone, or intermediate unit, corresponds to a rock type whose shales have a density varying between 2.2 and 2.4 g/cm^3. This rock has been classified as a semi-consolidated unit. This intermediate zone is drilled at a rate of approximately 50 to 60 m/day, or about 2 to 2.5 m/h. The contrast between the drilling rates through these first two rock units can be readily appreciated; it can be easily detected during drilling.

The third rock unit, or lower zone, presents rocks whose shales have a density greater than 2.4 g/cm^3. For this reason it has been classified as a consolidated rock unit. Basement rocks in the area have a density of 2.7 to 2.8 g/cm^3). This rock unit is drilled at a rate of from 30 to 40 m/day, which is equivalent to 1.3 or 1.6 m/h.

It is worth mentioning that the above three rock units do not have a clearly defined contact surface that makes itself manifest by sharp changes in rock characteristics. Instead, there is a transition zone with gradual changes. For this reason, the term "drilling rate break" may give a misleading impression. This "break" is especially difficult to perceive when drilling from the intermediate into the lower unit due to the relatively small differ ence in drilling rates between these formations. Nonetheless, the change can be readily noticed a short time after penetration of the lower rock unit.

Based on the above arguments, it can be said that the Cerro Prieto area has three main rock units with different resistances to drilling, which in turn depends basically on the density of their shales.

As an additional tool, the electrical markers used in the correlation of wireline logs have been indicated on the drilling rate graphs, showing that the "breaks" or changes in slope agree reasonably well with the N and M markers of the wireline logs. This means that the extrapolation of this correlation may permit us to estimate at new well locations the probable depths at which we might expect the "breaks" or "contacts" between the three rock units at new well locations.

Without a doubt, the observations presented above are very useful in determining the depth at which to install production casings of future wells. Since the three rock units are affected differently by drilling, it would be ideal to avoid exposing two rock units simultaneously and for a long period of time to the action of the drilling mud because the clays in each unit would hydrate differently. Otherwise, re-drilling of the hole may be necessary, or the bit may become "stuck,"

thus complicating the drilling operations and leading to an increase in the drilling time.

From the above, the following conclusions may be reached:

1. The Cerro Prieto field is made up of three main areas, separated from each other by normal faults.

2. Hydrothermal fluid has accumulated in two or possibly three sandstone bodies named reservoirs, A, B, and C, respectively. For exploitation purposes, at least in the western region, these reservoirs can be considered to be independent of each other.

3. The drilling rate confirms the existence of three rock units which correspond to zones of different density, called unconsolidated, semi-consolidated, and consolidated sediments, respectively.

4. The confirmation that these three rock units are related to their corresponding drilling rates permits the fine tuning of the depth at which the various casing are placed during the drilling operation and enables more precise planning for drilling future wells.

Using the preceding concepts, we next propose a general drilling program for the Cerro Prieto area (Figure 8):

1. To cover the shallow aquifers and to provide adequate support for the blowout preventers, a 26-in. hole should be drilled to a depth of approximately 100 m, where a 20-in. conductor casing should be cemented.

2. Using a 17 1/2-in. bit, drilling should procede until the correlation marker N is encountered, corresponding approximately to the contact between the unconsolidated and semi-consolidated rocks. This contact should be detectable during drilling by the "break" in the drilling rate from more than 7 or 10 m/h to 2 or 2.5 m/h. After reaching maximum depth, the drilling should be halted and a 13 3/8-in. casing should be cemented all the way to the surface.

3. Drilling will continue with a 12 1/4-in. bit until crossing both "breaks" in the drilling rate, namely, from more than 7 m/h to 2 m/h, as well as from 2 m/h to 1.5 or 1.3 m/h, corresponding to the contact between semi-consolidated and consolidated rocks, or approximately to the correlation marker M.

   This drilling stage is very important because it exposes two different rock units to the action of the drilling muds: the upper portion of unconsolidated rocks and the lower portion, corresponding to the entire semi-consolidated rock unit where thermally altered shales as well as some sandstone lenses with abnormal water temperatures may be encountered. In this second rock unit, one generally finds fissures which, in some cases, cause the loss of drilling muds. On the other hand, if the lower portion of the non-consolidated sedimentary unit remains exposed to the action of the drilling muds for a long time (more than 4 or 5 days), the hydration of the clays begins to create cave-in problems. It is therefore very important that this third drilling stage be made using a mud with 3 to 4 cm^3 filtrate in a standard API test to reduce the possibility of clay swelling. Also, efforts must be made to avoid any delays in the drilling operations that would result in an increase in the time of exposure of the clays to mud filtration.

   When the bit reaches the second "break" in the drilling rate, one should insert a 9 5/8-in. casing which must be cemented as a "liner", that is, from the bottom up to 100 m above the shoe of the 13 3/8-in. casing where it must be fastened with the corresponding hanger.

4. The last drilling stage must be made with a 8 5/8-in. bit for 300 or 600 m, depending on whether one wants to reach reservoir A or B. It is suggested that a 7-in. liner be placed by hanging it about 100 m above the first "break" in the drilling rate to cover the zone of semi-consolidated rocks with two casings, which could have been poorly cemented because it is a zone where circulation losses may occur. The lower part of the 7-in. liner should be slotted opposite to the production zone and cemented in its upper portion as far as the hanger.

There are two large problems or conditions which must be resolved to make the drilling program described above successful: (a) well-executed cementing operations, and (b) absence of probable corrosion zones in the casings.

Although it cannot be said that channeling of the cement slurry can be eliminated in all cases, acceptable cementing results have been obtained using low density (1.5 g/cm^3) slurries. It is not yet known whether the resistance of these mixtures will degrade when exposed to high vapor temperaures for an extended period of time.

The second problem is more difficult to solve. Although corrosion in the casings is not widespread, when it is present, it has not been possible to develop a method to foresee which zone contributes the corrosive fluid, to enable corrective measures to be taken.

EVOLUTION OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL SYSTEM AS INTERPRETED FROM VITRINITE REFLECTANCE UNDER ISOTHERMAL CONDITIONS

C. E. Barker, M. J. Pawlewicz, N. H. Bostick
U.S. Geological Survey
Denver, Colorado, U.S.A.

and

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

Summary

The degree of thermal alteration measured by reflectance of sedimentary vitrinite grains is dependent mainly on the maximum temperature reached in the sediment and the duration of this temperature. Temperature estimates from reflectance data in the Cerro Prieto system correlate with modern temperature logs and temperature estimates from fluid inclusion and oxygen isotope geothermometry indicating that the temperature in the central portion of the Cerro Prieto System is now at its historical maximum. Thus, any differences in vitrinite reflectance values for parts of the system that are now at the same temperature are apparently due to differences in the duration of heating.

Isoreflectance lines formed by contouring vitrinite reflectance data for a given isothermal surface define an imaginary surface that indicates an apparent duration of heating in the system.

The 250°C isothermal surface has a complex dome-like form suggesting a localized heat source that has caused shallow heating in the central portion of this system. Isoreflectance lines relative to this 250°C isothermal surface define a zone of low reflectance roughly corresponding to the crest of the isothermal surface. Comparison of these two surfaces suggest that the shallow heating in the central portion of Cerro Prieto is young relative to the heating (to 250°C) on the system margins.

Laboratory and theoretical models of hydrothermal convection cells suggest that the form of the observed 250°C isothermal surface and the reflectance surface derived relative to it results from the convective rise of thermal fluids under the influence of a regional hydrodynamic gradient that induces a shift of the hydrothermal heating effects to the southwest.

Introduction

Kerogen is organic matter in sedimentary rocks composed of various types of distinctive plant debris (macerals; also termed phytoclasts). Reflected-light microscopy allows the differentiation of the various macerals by their internal structure, external morphology, and brightness (reflectivity). Vitrinite is derived from woody plant tissues and occurs abundantly in shales and sandstones. Under the microscope, vitrinite has a homogeneous to cellular or banded internal structure, splintery to blocky external form, and an intermediate reflectivity (brightness) when compared to other maceral groups. Kerogen is also composed of two other maceral groups with obvious microscopic characteristics; liptinite (spores, pollen, resin, cuticle, and algal matter) and inertinite (charcoal, altered vitrinite, and fungal sclerotia). Kerogen was extracted from chip samples approximately every 100 m down 14 boreholes. Core samples were used from an additional 4 boreholes. Kerogen was concentrated by demineralization with acid and by heavy-liquid separation as previously described by Barker (1979). The kerogen concentrate was washed, freeze dried, mounted in epoxy on standard petrographic slides (Baskin, 1979), and polished for microscopy.

Chemical and physical properties of kerogen change in response to both heating duration and temperature. The integration of these two effects determine the rank of kerogen (Stach and others, 1975; Tissot and Welte, 1978; Hunt, 1979; Durand, 1980). The basis for heating duration studies is the irreversible changes of optical properties resulting from devolatization of kerogen in response to temperature and reaction time. This process, termed catagenesis, involves a progressive evolution of H_2O, CO_2, and hydrocarbon, resulting in a relative increase in carbon content and greater crystallinity. Pressure is now thought to have little influence on catagenesis (Hunt, 1979; Tissot and Welte, 1978; Stach and others, 1975). The degree of catagenesis, or rank, of vitrinite can be measured by changes of both chemical and physical properties. The physical measure of rank utilized here was reflectance under oil immersion (R_o), which is defined as the ratio of the intensity of reflected light to light incident on a polished maceral surface. Reflectance was measured on randomly oriented vitrinite without rotation to maximum

reflectivity (brightness). Following Hevia and Virgos (1977), we use mean random reflectance under oil immersion ($\overline{R_o}$), apparently the best optical measure of rank. Vitrinite was selected according to criteria listed in Barker (1979) with the additional restrictions that mud-additive lignite and material judged to be from borehole cavings were excluded from consideration.

Heating duration--temperature effects on kerogen

The relationship between heating duration, temperature, and vitrinite reflectance can be modeled in several ways: the theoretical approach assumes a homogeneous chemical reaction dependent on temperature and duration of reaction, as described by the Arrhenius equation and first-order kinetics; the empirical approach uses an equation derived from temperature-rank studies in one borehole and applied later to other boreholes. Both methods must be calibrated in a geological system similar to their intended use, therefore, the empirical method seems most reasonable in open geochemical systems where no adequate theoretical model has been developed (Barker and Elders, 1979a, 1979b).

Huck and Karweil (1955) first developed a theoretical model based on Arrhenius equation and first-order kinetics. This model was originally developed for predicting rank in coal, but has since been applied to kerogen studies. A heating duration estimate (10^6 yr; Barker and Elders, 1981) from this model utilizing $\overline{R_o}$-temperature data from the Cerro Prieto system exceeds the apparent geologic age of the reservoir rock (10^5 yr; Barker, 1979) and apatite fission-track annealing age of thermal activity ($10^{4\pm1}$; Sanford and Elders, 1981). Other Time-Temperature-Rank (TTR) functions based on chemical kinetic theory (Lopatin, 1971; Royden and others, 1980) and an empirical model based on measurements in boreholes from numerous sedimentary basins (Hood and others, 1975) also give spurious heating duration estimates for Cerro Prieto. Therefore, models such as these cannot be applied to estimate absolute heating duration in this system. The failure of TTR models is apparently due to the fluid-rich, open Cerro Prieto system promoting catagenesis, relative to the more closed sedimentary basins for which these models were derived (Barker, 1979).

Although a credible value of absolute heating duration in geothermal systems is not indicated by TTR models, vitrinite reflectance does show a strong correlation with temperature in borehole M-84 (Fig. 1). The logged equilibrium temperatures in this borehole correlate with temperature estimated from an empirical vitrinite-reflectance geothermometer (Barker and Elders; 1979a, 1979b) at almost all points and also correlate with the fluid-inclusion temperatures. Temperature profiles of several other boreholes studied in the field were also successfully predicted by the empirical method (Barker and Elders, 1979a, 1979b). We conclude that vitrinite reflectance is an accurate geothermometer for the central portion of this system. Further, because temperature and rank are relatively well known, variation in rank of rocks at the same undiminished temperature across the system is apparently caused by changes in duration of heating.

Relative heating duration at Cerro Prieto

Barker and Elders (1979a, 1979b), as discussed above, have shown that theoretical models based on chemical kinetics do not accurately predict absolute heating duration in the Cerro Prieto system. Barker and Elders concluded, however, that temperature-rank curves should indicate relative heating duration. Therefore, although the absolute heating duration cannot be determined, relative heating duration across this system can be derived from rank-temperature data.

Chemical reactions causing rank increase are irreversible as volatile components are lost from the system. Thus, chemical and physical changes in kerogen record the maximum temperature that the sediment experienced. Accurate heating duration estimates require that temperatures in a borehole be at a maximum in the geothermal history of the system. Retrograde temperatures can cause spuriously long heating duration estimates because to attain a certain rank at lower temperature requires greater reaction time. However, this is not the reason for faulty heating duration estimates for Cerro Prieto.

Depth to 250°C derived from borehole measurements is typically shallower than depths to this temperature derived from isotope data (Appendix I). This suggests that the system is heating up and that the calcite-water geothermometer appears to lag behind in equilibrating to the higher temperature. Further, temperature estimates from reflectance data in the central portion of this system correlate directly with either modern logged temperatures, and (or) temperature estimates from the fluid-inclusion geothermometry. The correspondence of these geothermometers, which indicate either maximum, ambient, or short-term temperatures, indicates that temperature in most of the Cerro Prieto system is now at its historical maximum. Therefore, differences in vitrinite reflectance for parts of the system that are now at the same temperature are apparently due to differences in the duration of heating.

Isoreflectance lines formed by contouring vitrinite reflectance values, corresponding to a single temperature in different boreholes (isothermal condition), define an imaginary surface that indicates relative duration of heating across the system. If uniform heating to a given temperature occurred at the same time across the system, the reflectances would have a single value defining a planar surface. The selected isothermal surface (which is not necessarily planar) indicates the position of the reflectance measurement, and, therefore, the relative heating duration at this point in the system. Differences in heating time between boreholes at the same maximum temperature are

indicated by lower reflectances (less heating time) or higher reflectance (longer heating time). These differences produce a curved reflectance surface.

The 250°C isothermal surface has a complex dome-like form, shallow about M-105, M-9, M-7, and M-3 (Fig. 2). This form suggests a localized heat source that has caused shallow heating of sediments in the central portion of this system. The central portion of this system is defined by boreholes that have measured temperatures in excess of 300°C (Fig. 2) and occur near the crest of the 250°C isothermal surface.

Isoreflectance lines relative to the 250°C isotherm surface in the Cerro Prieto system indicate an area of low reflectance bounded approximately by boreholes M-51, M-105, M-19A, M-10, M-3, M-7, M-53, and M-84 (Fig. 3). Preliminary data indicate that reflectance increases on the southern and northern flanks of this low. The form of a portion of the western flank and northeastern flank are not yet well defined by our data. Reflectance data from boreholes M-96 and Prian-1 do indicate that isoflectance contours close around the central portion of this system.

Comparison of the 250°C isothermal surface and the isoreflectance surface derived relative to it suggest that the shallow heating in the central portion of Cerro Prieto is young relative to the heating to 250°C on the margins of this system.

Apparent thermal regime in the Cerro Prieto system

Elder (1965) through laboratory models of hydrothermal systems, suggested that fluid rise by thermal expansion in a high-temperature geothermal system in high porosity rocks would occur as a narrow plume surrounded by relatively cool ground waters. The ascending thermal fluid cools as it rises and descends on the flanks of the plume thereby recharging the system.

Barker and Elders (1979b), using borehole temperature measurements and vitrinite reflectance geothermometry, have shown that convection is apparently occurring in the central portion of the Cerro Prieto system. The effect of a convection system on borehole temperature profiles is illustrated in figure 4a (conductive heat transfer) and 4b (convection system). Convective systems are characterized by temperature gradients which decrease at depth, which is typical of boreholes in the central portion of Cerro Prieto (for example, see Fig. 1). The existence of relatively cool fluids adjacent to the central portion of the system, indicated by 250°C isothermal surface (Fig. 2), is also strong evidence supporting convection in a hydrothermal system (Elder, 1965). Further, Olson (1979) found that oxygen isotope data, from calcite in this system, indicated that a minimum of 10 pore volumes have passed through a given volume of rock assuming it has a 20 percent porosity. This water-rock ratio indicates that the Cerro Prieto system is relatively open and fluid flow is occurring. These observations suggest a similarity of the Cerro Prieto system to Elder's convective thermal model, and it forms a basis for interpreting flow conditions as indicated by iso-reflectance lines under isothermal conditions. Norton and Cathles (1979) mathematically modeled a hydrothermal system of an igneous pluton cooling by conduction and convection, which quantifies Elder's model. Their model is used here to formulate a hypothetical reflectance pattern resulting from a convecting hydrothermal system. They assumed an isotropic sedimentary basin heated by a local source at depth, resulting in buoyant rise of thermal fluids (Fig. 4a, b). The plume of thermal fluids rising in the crust will intersect and heat successively shallower rocks. Consequently, the deep rock at the margin of the plume will have been heated for a longer duration at some arbitrary temperature than will the shallower portions of the system that reached this arbitrary temperature later in the system's thermal history. Thus, reflectance of vitrinite extracted from sediments at the same temperature in the system will be highest on the flanks and lower in the shallow, central portion (Fig. 4c). The zone of low reflectance will correspond with crest of the isothermal surface, and both these features will occur over the heat source (in this model, a pluton) of the system. Applying this model to the Cerro Prieto system indicates the heat source occurs below the central portion of this system as defined above. Fluid flow stream lines (not shown on Fig. 4) are roughly parallel (subvertical rise of fluid) to the heat source at its margin, but become sub-horizontal some distance away forming part of a convection cell. This fluid flow pattern suggests that the rise of the 250°C isothermal surface northwest of the central portion of this system is due to recharge and convective rise of fluids towards the heating volume. Southwest of the central portion of this system, the 250°C isothermal surface descends rapidly, making the dome-like surface significantly asymmetric (Fig. 2) when compared to Norton and Cathles model. The relatively gentle rise of isothermal surface in the northwest portion of the system (which according to the Norton and Cathles model should be quite sharp) and the asymmetry of the thermal dome suggest other geologic controls on convection in this system than simple thermally-induced rise of fluids in an isotopic media. Anisotropic permeability and ground-water flow regime are major elements controlling hydrothermal fluid movement, and their effect has apparently distorted the observed isothermal and reflectance patterns from those predicted by the Norton-Cathles model.

Permeable zones in the Cerro Prieto system are indicated by production zones (Puente and de la Peña, 1979) and borehole geophysical log correlation (Abril and Noble, 1979; Prian, 1979). These permeable bodies are cut by northwest- and conjugate northeast-trending faults. The northwest-trending faults dominate the structure of the field and locally produce major offset of permeable zones. These faults offset the permeable zones with the down block

toward the basin axis, resulting in a step-like pattern of deepening production to the northeast (see Fig. 1 of Prian, 1979). Interpretation of borehole lithology, correlation of borehole geophysical logs (Prian, 1979; Lyons and van de Kamp, 1979), and considering the geographic position of the field on the Colorado river delta indicates that the storage structure and production zones consist of distributary channels and delta-plain deposits. The axis of elongation of these permeable bodies trends northwest (Prian, 1979) and appears to control hydrothermal fluid distribution that conforms to this trend (Puente and de la Peña, 1979; Elders and others, 1980).

The ground-water table or piezometric surface is a muted expression of surficial topography. Ground-water flow is normal to the isopotential lines on the piezometric surface. Groundwater flow, therefore, tends to follow the slope of the topographic surface. Ground-water flow through the Colorado River delta, whose topographic surface approximates a conic section, will be radial from the delta apex near Yuma, Arizona. Isotopic studies on ground water from the Cerro Prieto vicinity indicate an origin from underflow from the Colorado River across its delta (Crosby and others, 1972). The origin of fluids in this system fits the apparent ground-water flow pattern and suggests that the Cerro Prieto system is mainly recharged from the northeast and discharges to the southwest.

The influence on the Cerro Prieto system of the northeast to southwest ground-water flow and southwest-shallowing storage structure in a convecting hydrothermal system explains (1) the more gentle rise of thermal fluids than expected from the Norton-Cathles model because the hydrothermal fluid movement appears to be controlled by the southwest-shallowing permeable zones; (2) the asymmetry of 250°C isothermal surface that, under the influence of the regional northeast-southwest groundwater flow, would shift the hydrothermal fluids and their heating effects to the southwest (rather than a simple vertical fluid ascent); (3) the evidence of recharge (from its cooling effects and salinity changes) occurring on the northerly margin (Mercado, 1970; Barker and Elders, 1979b; Elders and others, 1980; Seamount and Elders, 1981); and (4) discharge from the convection system occurring at shallow depth to the southwest (Elders and others, 1980).

Conclusion

The major features of the Cerro Prieto system indicated by this study are:

(1) The form of the 250°C isothermal surface and the isoreflectance surface derived relative to it suggests that the shallow heating in the central portion of Cerro Prieto is young relative to the heating to 250°C on the margins of this system;

(2) similarity of the temperature and rank data to that predicted by Norton-Cathles model indicate Cerro Prieto is a hot-water convection system centered approximately about boreholes M-84, M-102, and M-39;

(3) the Cerro Prieto hydrothermal system is distorted from a simple vertical convection cell by regional ground-water flow from northeast to southwest and permeable zones that shallow to the southwest. These controls on the system induce a shift of the hydrothermal fluids to the southwest with recharge occurring mainly deep in the northeast portion, strong convective rise of fluids in the northeast to central portion, and discharge chiefly in the shallow-southwest portion;

(4) the position of the heat source for Cerro Prieto is difficult to determine only from its shallow manifestations. The Norton-Cathles model predicts the shallowest occurrence of high temperature fluid should correspond with the crest of isothermal surfaces over the heat source for the system. The close association between boreholes which exceed 300°C and the crest of the 250°C isothermal surface at Cerro Prieto (Fig. 2), partially consistent with the Norton-Cathles model, suggest the southwesterly shift of hydrothermal fluids is minor and that the heat source for the Cerro Prieto system is approximatley beneath its center. However, the single, compact heat source utilized in the Norton-Cathles model is probably too simple for the Cerro Prieto system which has experienced numerous and widespread igneous intrusive and extrusive events; and

(5) variation of heating duration across the system limits the use of the M-105 empirical vitrinite-reflectance geothermometer to the central portion of the Cerro Prieto system.

References

Abril, A., and Noble, J. E., 1979, Geophysical well-log correlations along various cross-sections of the Cerro Prieto geothermal field: Geothermics, 8: 177-182.

Barker, C. E., 1979, Vitrinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Riverside, UCR/IGPP Report 79/10, 105 p.

Barker, C. E., and Elders, W. A., 1979a, Vitrinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Geothermal Resources Council, Transactions, 3: 27-30.

_____ 1979b, Vitrinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal field: An interim report: Proceedings, Second Symp. on the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico. Mexicali, October, 1979, p. 70-81 (to be published in Geothermics as listed below).

_____ 1981, Vitrinite reflectance geothermometry and apparent heating duration in the Cerro Prieto geothermal field: Geothermics, 10: (in press).

Baskin, D. K., 1979, A method of preparing phytoclasts for vitrinite reflectance analysis: J. Sed. Pet., 49: 633-635.

Crosby, J. W., Chatters, R. M., Anderson, J. V., and Fenton, R. L., 1972, Hydrogeologic

evaluation of the Cerro Prieto thermal system utilizing isotopic techniques: Wash. St. Univ., College of Eng., Research Division, Proj. no. 130-3811-1040, 30 p.

Durand, B., (ed.), 1980, Kerogen: Editions Technip, Paris, 519 p.

Elder, J. W., 1965, Physical processes in geothermal areas: *in* Lee, W. H. K., (ed.), Terrestrial heat flow, Am. Geophys. Union. Geophysical Monograph Series, 8: 211-239.

Elders, W. A., Hoagland, J. R., Olson, E. R., McDowell, S. D., and Collier, P., 1978, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs; Petrology and light stable isotope geochemistry of 23 wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, Riverside, UCR/IGPP Report 78/26, 274 p.

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

Hevia, V., and Virgos, J. M., 1977, The rank and anisotropy of anthracites: the indicating surface of reflectivity in uniaxial and biaxial substances: Jour. of Microscopy, 109: 23-28.

Hood, A., Gutjahr, C. C. M., and Heacock, R. L., 1975, Organic metamorphism and the generation of petroleum: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59: 986-996.

Huck, G., and Karweil, J., 1955, Physikalische Probleme der Inkohlung: Brennstoff-Chemie, 36: 1-11.

Hunt, J. M., 1979, Petroleum geochemistry and geology: Freeman, San Francisco, 617 p.

Lopatin, N. V., 1971, Temperature and geologic time as factors in coalification: Akad. Nauk SSSR, Izvestiya, Ser. Geol., 3: 95-106.

Lyons, D. J., and van de Kamp, P. C., 1979, Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field: Proceedings, Second symp. on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. Mexicali, October, 1979, p. 173-186.

Mercado, S., 1970, High activity hydrothermal zones detected by Na/K, Cerro Prieto, Mexico: Geothermics (Spec. Issue 2), 2: 1367-1376.

Norton, D., and Cathles, L. M., 1979, Thermal aspects of ore deposition: *in* Barnes, H. L. (ed.), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, second edition, p. 611-631.

Olson, E. R., 1979, Oxygen and carbon isotope studies of calcite from the Cerro Prieto geothermal field: Geothermics, 8: 245-252.

Prian, R., 1979, Lithological correlations of the Cerro Prieto wells, based on well-log interpretation: Geothermics, 8: 183-190.

Puente, I., and de la Peña, A., 1979, Geology of the Cerro Prieto geothermal field: Geothermics, 8: 155-176.

Royden, Leigh, Sclater, J. G., and Von Herzen, R. P., 1980, Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons: Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 64: 173-187.

Sanford, S. J., and Elders, W. A., 1981, Dating thermal events by fission track annealing in wells M-94 and T-366 at Cerro Prieto: Abstracts, Third Symp. on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. San Francisco, March, 1981, p. 14.

Seamount, D. T., and Elders, W. A., 1981, Well log use at Cerro Prieto in identification of hydrothermally altered zones, correlation with reservoir temperature and interpretation of reservoir porosity: Abstracts, Third symp. on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. San Francisco, March, 1981, p. 15.

Stach, E., Mackowsky, M.-Th., Teichmuller, M., Taylor, G. H., Chandra, D., and Teichmuller, R., 1975, Stach's textbook of coal petrology, 2nd ed.: Gebruder Borntraeger, Berlin, 428 p.

Tissot, B. P., and Welte, D. H., 1978, Petroleum formation and occurrence: Springer-Verlag, New York, 538 p.

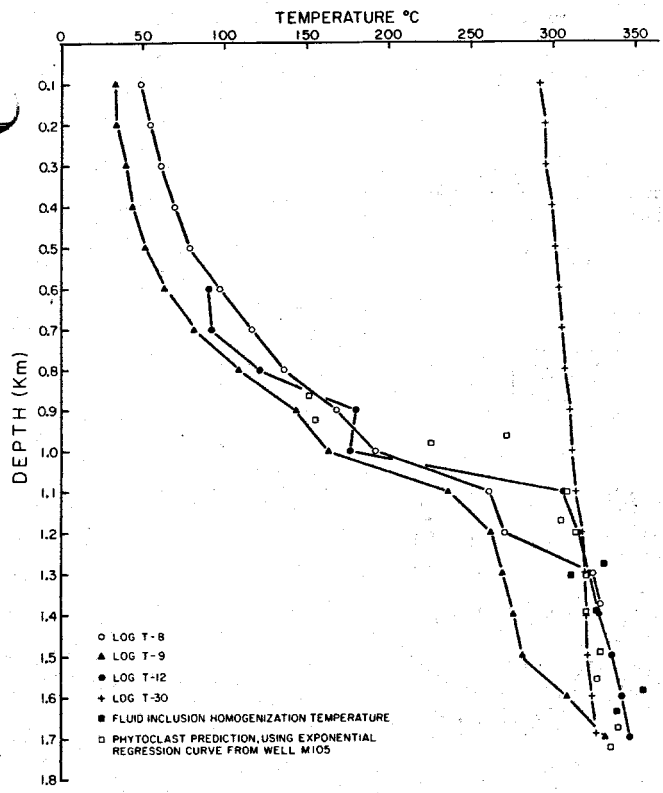


Figure 1. Temperature logs and estimates--borehole M-84. Fluid inclusion data from Elders and others (1978). Log T-8 was taken October 3, 1977, under zero wellhead pressure and allowing the borehole to stabilize for 5.5 hours. Log T-9 was taken November 18, 1977, with borehole bleeding through a 6-mm orifice and wellhead pressure = 3.66 kg/cm^2. Log T-1 taken January 15, 1978, under conditions similar to log T-9. Log T-30 taken September 6, 1978 with borehole discharging 116.3 tons steam/hour through 5-cm orifice. Modified from Barker and Elders (1979a).

Figura 1: Registros y estimaciones de temperatura del pozo M-84. Datos de inclusiones fluidas de Elders y otros (1978). El registro T-8 se tomó el 3 de octubre de 1977 a presión de cabezal nula y permitiendo la estabilización del pozo por 5.5 horas. El registro T-9 se tomó el 18 de noviembre de 1977 con el pozo fluyendo a través de un orificio de 6 mm y presión de cabezal = 3.66 kg/cm^2. El registro T-12 se tomó el 15 de enero de 1978 bajo condiciones similares a las del registro T-9. El registro T-30 se tomó el 6 de septiembre de 1978 con el pozo descargando 116.3 toneladas de vapor por hora a través de un orificio de 5 cm. Modificado de Barker y Elders (1979a).

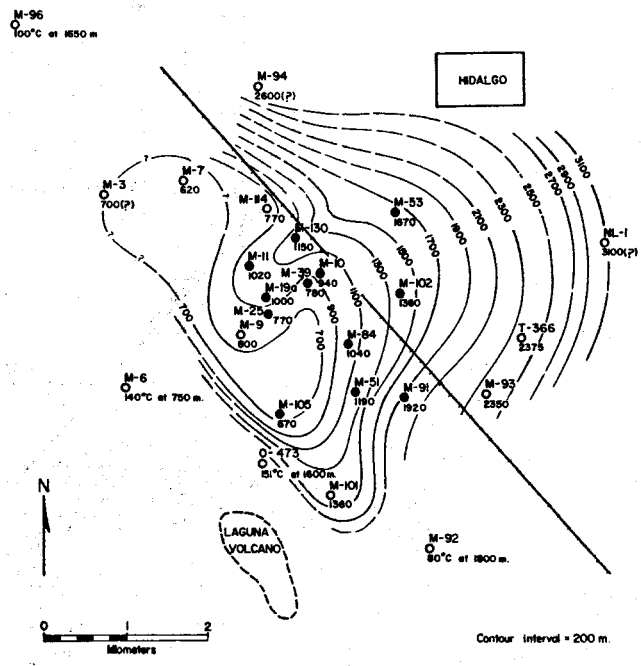


Figure 2. 250°C isothermal surface derived from borehole temperature measurements. Solid circles indicate boreholes from this study in which measured temperatures exceed 300°C. Queried depth indicates some uncertainty or other problem in the borehole measurements from which the estimate was derived. Temperature logs used and borehole conditions during measurement listed in Appendix I.

Figura 2: Superficie isotérmica de 250°C derivada de mediciones de temperatura de pozos. Los círculos llenos indican los pozos en los cuales las temperaturas medidas excedieron los 300°C en este estudio. Los signos de interrogación en las profundidades indican cierta incertidumbre u otro problema en las mediciones de las cuales se obtuvo la estimación. Los registros de temperatura utilizados y las condiciones del pozo durante las mediciones están dados en el Apéndice I.

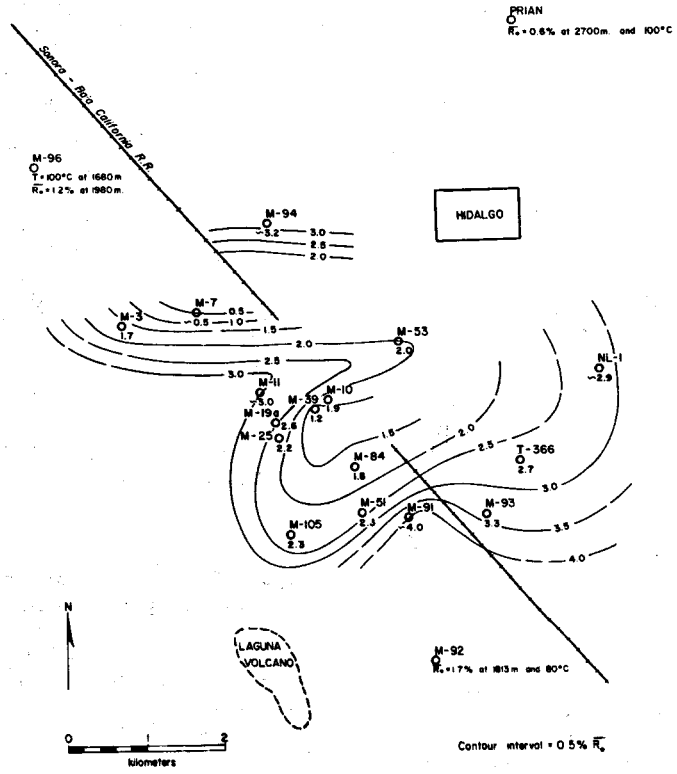
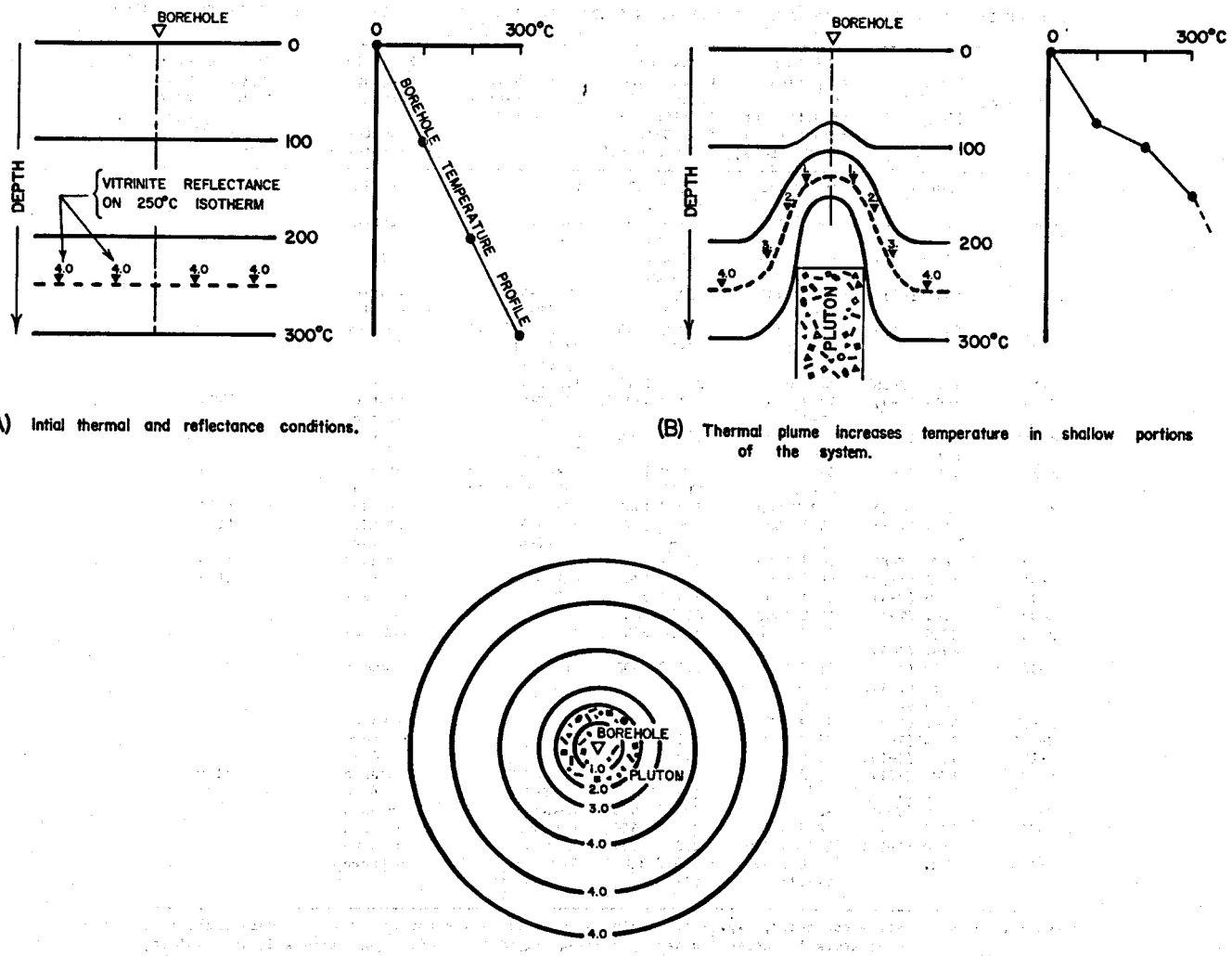


Figure 3. Isoreflectance lines for the 250°C isotherm in the Cerro Prieto system. Circles indicate boreholes with identification above and mean vitrinite reflectance below. R_o refers to mean reflectance data or the depth to 250°C datum from which it was determined.

Figura 3: Líneas de isoreflectancia para la isoterma de 250°C en el sistema de Cerro Prieto. Los círculos indican pozos con su nombre dado arriba, y con la reflectancia media de vitrinita abajo. $\bar{R}_o$ se refiere a la reflectancia media de vitrinita en aceite. El signo aproximdado que precede a los datos de $\bar{R}_o$ indica cierta incertidumbre en los datos de reflectancia o en la profundidad correspondiente al dato de 250°C a partir de los cuales fueron determinados.



(A) Intial thermal and reflectance conditions.

(B) Thermal plume increases temperature in shallow portions of the system.

(C) Resultant isoreflectance lines on the 250°C isothermal surface.

Figure 4. Thermal model of a convecting geothermal system driven by an igneous intrusion into an isotropic sedimentary system. Hypothetical vitrinite reflectance values shown by black triangles on the 250°C isotherm. Figure c represents a map view of system shown in cross-section of figures a and b. Modified from Norton and Cathles (1979).

Figura 4: Modelo térmico de un sistema geotérmico convectivo impulsado por una intrusión ígnea en un sistema sedimentario isótropo. Los triángulos negros muestran valores hipotéticos de reflectancia de vitrinita sobre la isoterma de 250°C. La figura c representa una vista en planta del sistema que, a su vez, se observa en cortes transversales en las figuras a y b. Modificado de Norton y Cathles (1979). (A) Condiciones iniciales térmicas y de reflectancia. (B) El penacho térmico incrementa la temperatura en zonas someras del sistema. (C) Líneas resultantes de isoreflectancia sobre la superficie isotérmica de 250°C.

APPENDIX I. DEPTH TO 250°C IN SELECTED BOREHOLES, CERRO PRIETO GEOTHERMAL SYSTEM.

APENDICE I: PROFUNDIDAD CORRESPONDIENTE A 250°C EN POZOS SELECCIONADOS DEL SISTEMA GEOTERMICO DE CERRO PRIETO.

Borehole	Depth to 250°C (log used) [meters]	Minimum temperature (Log used if different from Col. 1) [°C @ meters]	Maximum temperature (Log used if different from Col. 1) [°C @ meters]	Borehole equilibration time [days]	Borehole purging through choke diameter [millimeters]	Calcite/water Oxygen isotope geothermometer depth to 250°C [meters]
M-3	700(?) (T-7)	166 @ 152	267 @ 823 note a.	1	static	
M-6	N.R. (T-14)	80 @ 100	154 @ 750 note b.	unknown	static	
M-7	620 (T-11)	170 @ 100	260 @ 800 note c.	50	12	
M-9	800 (T-6)	102 @ 400 (T-10)	250 @ 800 (T-6)	96 (T-6) 10 (T-10)	static static	
M-10	940 (T-13)	128 @ 200 (T-14)	329 @ 1445 (T-11)	unknown (T-11) 39 (T-11) 40 (T-14)	unknown	1240
M-11	1020 (T-26)	36 @ 0	283 @ 1214	1.3 (?)	6	
M-19A	1000 (T-9)	70 @ 200 (T-8)	302 @1440	40 (T-8) 41 (T-9)	static static	1090
M-21A	960 (T-1) note d.	59 @ 400	277 @ 1000	unknown	6	
M-25	770 (T-6)	54 @ 200 (T-4)	300 @ 1340 (T-6)	unknown (T-4) unknown (T-6)	static 12 (?)	1040
M-39	780 (T-14)	137 @ 600	350 @ 1400	22	static	1230
M-51	1190 (T-6)	53 @ 800 (T-5)	328 @ 1570 (T-6)	4 (T-5) 10 (T-6)	static static	1140
M-53	1670 (T-8)	76 @ 1090	336 @ 2000	21	static	1720
M-84	1040 (T-12)	96 @ 600	346 @ 1700	unknown	6	1100
M-91	1920 (T-4)	35 @ 600	310 @ 2000	1.8	unknown	
M-92	N.R. (T-2)	56 @ 1000	81 @ 1800	0.3	static	
M-93	2350 exp. (T-9)	38 @ 1000	240 @ 2300	1.3	unknown	
M-94	2600 (?) est. (T-11) note e.	45 @ 100	214 @ 1600	unknown	unknown	2450
M-96	N.R. (T-3)	73 @ 100	99 @ 1650	1.2	unknown	
M-101	1360 (T-7)	83 @ 100	252 @ 1358	8	unknown	
M-102	1380 (T-19)	33 @ 100	343 @ 1780	37	6	
M-105	670 (T-21) note f.	33 @ 30	328 @ 1675 (T-25)	>60 (T-21) 1 (T-25)	unknown 6	1110
M-130	1150 (T-8)	92 @ 700	331 @ 1625	unknown	unknown	
T-366	2375 (T-18)	38 @ 300	293 @ 2650	unknown	unknown	
NL-1	2890 (T-12)	102 @ 1800	258 @ 3059	unknown	unknown	
Prian-1	N.R.	68 @ 1800 (T-12)	115 @ 3200 (T-5)	1.3 (T-5) unknown (T-12)	unknown	

General notes: est. = estimated; exp. = extrapolation of log; N.R. = not reported; ? = data uncertain. Temperature log selection was by picking log with longest repose time and, if possible, purging through small diameter choke. Minimum and maximum temperatures in each borehole are those recorded on the log and may not be taken at the minimum or maximum borehole depths. Oxygen isotope temperatures were taken from temperature cross-sections supplied by A. E. Williams, I. G. P. P., University of California, Riverside.

Specific Notes:
a. Temperature reversal to 222°C at 914 m.
b. Temperature reversal to 140°C at 750 m.
c. Temperature reversal to 213°C at 1000 m.
d. Drilling normally in progress when log T-1 taken; no better log available to us at present.
e. Depth to 250°C from wide extrapolation of log T-11.
f. Borehole deepened from 1200 to 1675 meters between temperature measurement T-21 and T-25. (Both these logs indicate a depth to 250°C of 670 m.)

Notas generales: est. = estimado; exp. = extrapolación de registro; N.R. = no dad; ? = dato incierto. La selección de registros de temperatura se hizo eligiendo los registros con tiempo de reposo más largos y, cuando posible, flujo a través de purgas de pequeño diámetro. Las temperaturas máxima y mínima en cada pozo son las indicadas por el registro y pueden no corresponder a las profundidades mínima o máxima del pozo. Las temperaturas isotópicas de oxígeno fueron tomadas de secciones transversales de temperatura provistas por A.E. Williams, I.G.P.P., University of California, Riverside.

Notas específicas:
a. Inversión de temperatura a 222°C a 914 m.
b. Inversión de temperatura a 140°C a 750 m.
c. Inversión de temperatura a 213°C a 1000 m.
d. Perforación *en progreso cuando se tomó* el registro T-1; hasta elpresente no disponemos de un registro mejor.
e. Profundidad correspondiente a 250°C obtenida extrapolando del registro T-11.
f. El pozo fue profundizado de 1200 a 1675 metros entre los registros de temperatura T-21 y T-25. (Ambos registros indican una profundidad de 670 m correspondiente a 250°C).

EVOLUCION DEL SISTEMA GEOTERMICO DE CERRO PRIETO EN BASE A REFLECTANCIA DE LA VITRINITA BAJO CONDICIONES ISOTERMICAS

RESUMEN

El grado de alteración termal medido por la reflectancia de granos de vitrinita extraídos de sedimentos, depende principalmente de la temperatura máxima alcanzada en el sedimento y de la duración de esa temperatura. La temperatura estimada a partir de datos de reflectancia en el sistema de Cerro Prieto correlaciona con registros modernos de temperatura y con temperaturas estimadas a partir de inclusiones fluidas y geotermometría de isótopos de oxígeno. Estas medidas indican que la temperatura en la parte central del sistema de Cerro Prieto está actualmente en su máximo histórico. Por consiguiente, las diferencias en los valores de la reflectancia de vitrinita en partes del sistema que se encuentran actualmente a la misma temperatura se deben, aparentemente, a diferencias en la duración del calentamiento.

Los contornos de isoreflectancia basados en los datos de reflectancia de vitrinita para una superficie isotérmica dada, definen una superficie imaginaria que indica una duración aparente del calentamiento en el sistema.

La superficie isotérmica de 250°C tiene una compleja forma de domo que sugiere una fuente de calor localizada que ha causado calentamiento a poca profundidad en la parte central del sistema. Las líneas de isoreflectancia relativas a esta superficie isotérmica de 250°C definen una zona de baja reflectancia que corresponde, aproximadamente, con la cresta de la superficie isotérmica. La comparación de estas dos superficies sugiere que el calentamiento somero en la porción central de Cerro Prieto es joven en relación al calentamiento (a 250°C) en las márgenes del sistema.

Modelos teóricos y de laboratorio de celdas de convección hidrotermal sugieren que la forma de la superficie isotérmica de 250°C observada y la superficie de reflectancia derivada en relación a ella resultan del ascenso convectivo de fluidos termales bajo la influencia de un gradiente hidrodinámico regional que induce un corrimiento hacia el sudoeste de los efectos de calentamiento hidrotermal.

INTRODUCCION

El kerógeno es materia orgánica en rocas sedimentarias compuesto de varios tipos de residuos de plantas (macerales; también llamados fitoclastos). La microscopía de luz reflejada permite la diferenciación de los diferentes macerales por su estructura interna, morfología externa y brillo (reflectividad). La vitrinita se deriva de tejidos de plantas leñosas y abunda en lutitas y areniscas. Bajo el microscopio, la vitrinita posee una estructura interna de homogénea a celular o bandeada; una forma externa que varía entre astillada y blocosa; y una reflectividad (brillo) intermedia cuando se la compara con otros grupos de fitoclastos. El kerógeno también se compone de otros dos grupos macerales con características microscópicas obvias; la liptinita (esporas, polen, resina, cutícula y material de algas) e inertinita (carbón, vitrinita alterada y esclerotias de hongos). Se extrajo el kerógeno de muestras de recortes de 14 pozos tomadas aproximadamente cada 100 m. Se usaron muestras de núcleos de otros 4 pozos. El kerógeno se concentró mediante desmineralización con ácido y por separación con líquido pesado, como Barker (1979) describió previamente. El kerógeno concentrado se lavó, se deshidrató por congelación, se montó en resina epóxica sobre platinas petrográficas estándar (Baskin, 1979) y se pulió para microscopía.

Las propiedades químicas y físicas del kerógeno cambian en respuesta a la duración del calentamiento y a la temperatura. La integración de estos dos efectos determina el rango del kerógeno (Stach y otros, 1975; Tissot y Welte, 1978; Hunt, 1979; Durand, 1980). La base para los estudios de la duración del calentamiento son los cambios irreversibles de las propiedades ópticas resultantes de la desvolatización del kerógeno en respuesta a la temperatura y tiempo de reacción. Este proceso, denominado catagénesis, involucra un desprendimiento progresivo de H_2O, CO_2, e hidrocarburos, dando como resultado un incremento relativ o en el contenido de carbono y una mayor cristalinidad. Se piensa actualmente que la presión tiene escasa influencia sobre la catagénesis (Hunt, 1979; Tissot y Welte, 1978; Stach y otros, 1975). El grado de catagénesis, o rango, de la vitrinita se puede medir por cambios en las propiedades químicas y físicas. La medida física del rango utilizada aquí fue la reflectancia bajo inmersión en aceite (R_o), que se define como la razón de la intensidad de la luz reflejada a la de la luz incidente sobre una superficie maceral pulida. La reflectancia se midió sobre vitrinita estocásticamente orientada sin rotación hasta máxima reflectividad (brillo). Siguiendo a Hevia y Virgos (1977), usamos reflectancia estocástica media bajo inmersión en aceite ($\overline{R_o}$), aparentemente la mejor medida óptica de rango. La vitrinita fue seleccionada de acuerdo a criterios dados por Barker (1979), con restricciones adicionales de haber excluído la lignita adicionada a los lodos de perforación y material juzgado como proveniente de derrumbes de los pozos.

DURACION DEL CALENTAMIENTO -- EFECTOS DE LA TEMPERATURA SOBRE EL KEROGENO

La relación entre la duración del

calentamiento, temperatura y reflectancia de la vitrinita se puede modelar de varias maneras: el enfoque teórico asume una reacción química homogénea dependiente de la temperatura y duración de la reacción, según lo descrito por la ecuación de Arrhenius y cinética de primer orden; el enfoque empírico utiliza una ecuación derivada de estudios de temperatura-rango en un pozo y aplicada luego a otros pozos. Ambos métodos deben calibrarse en un sistema geológico similar a aquél donde serán utilizados; por consiguiente, el método empírico parece ser el más razonable en sistemas geoquímicos abiertos donde no se ha desarrollado un modelo teórico adecuado (Barker y Elders, 1979a, 1979b).

Huck y Karweil (1955) fueron los primeros en desarrollar un modelo teórico basado en la ecuación de Arrhenius y cinética de primer orden. Dicho modelo se desarrolló originalmente para predecir el rango del carbón pero desde entonces se ha aplicado a los estudios de kerógeno. Una estimación de la duración del calentamiento (10^6 años; Barker y Elders, 1981) basada en este modelo utilizando datos de temperatura $\overline{R_o}$ del sistema de Cerro Prieto, excede la aparente edad geológica de la roca del yacimiento (10^5 años; Barker, 1979) y la edad de la actividad termal obtenida del recocido de las trazas de fisión en apatita ($10^{4\pm1}$; Sanford y Elders, 1981). Otras funciones de tiempo-temperatura-rango (TTR) basadas en teoría cinética química (Lopatin, 1971; Royden y otros, 1980), y un modelo empírico basado en mediciones en pozos en varias cuencas sedimentarias (Hood y otros, 1975), dan también estimaciones espúrias de la duración del calentamiento para Cerro Prieto. Por consiguiente, tales modelos no pueden aplicarse para estimar la duración absoluta del calentamiento en este sistema. El fracaso de los modelos TTR se debe, aparentemente, al sistema abierto rico en fluido, de Cerro Prieto que promueve catagénesis, en relación a cuencas sedimentarias más cerradas para las que se derivaron dichos modelos (Barker, 1979).

Aunque en sistemas geotérmicos los modelos TTR no indican un valor creíble de la duración absoluta de calentamiento, la reflectancia de vitrinita sí muestra una fuerte correlación con la temperatura en el pozo M-84 (Figura 1). Las temperaturas de equilibrio registradas en este pozo correlacionan en casi todos los puntos con la temperatura estimada con un geotermómetro empírico de reflectancia de vitrinita (Barker y Elders; 1979a, 1979b) y correlacionan también con las temperaturas basadas en inclusiones fluidas. El método empírico (Barker y Elders, 1979a, 1979b) también predijo exitosamente los perfiles de temperatura de varios otros pozos estudiados en el campo. Concluimos que la reflectancia de vitrinita es un geotermómetro preciso para la parte central del sistema. Además, dado que la temperatura y el rango son bastante bien conocidos, la variación en rango de las rocas a la misma temperatura a través del sistema se debe, aparentemente, a cambios en la duración del calentamiento.

DURACION RELATIVA DEL CALENTAMIENTO EN CERRO PRIETO

Como se mencionó, Barker y Elders (1979a, 1979b) mostraron que los modelos teóricos basados en cinética química no predicen con precisión la duración absoluta del calentamiento en el sistema de Cerro Prieto. Sin embargo, Barker y Elders concluyeron que las curvas de temperatura-rango debían indicar la duración relativa del calentamiento. Por lo tanto, aunque no pueda determinarse la duración absoluta de calentamiento, la duración relativa de calentamiento a través del sistema puede derivarse de los datos de temperatura-rango.

Las reacciones químicas que causan aumento de rango son irreversibles porque los componentes volátiles se pierden del sistema. De este modo, los cambios químicos y físicos del kerógeno registran la máxima temperatura que ha experimentado el sedimento. Estimaciones precisas de la duración del calentamiento requieren que las temperaturas de los pozos estén en el máximo de la historia geotérmica del sistema. Las temperaturas retrógradas pueden ocasionar estimaciones espuriamente largas de la duración del calentamiento porque para lograr un rango determinado a una temperatura más baja se requiere un tiempo de reacción mayor. Sin embargo, ésta no es la razón de las estimaciones erróneas de la duración del calentamiento en Cerro Prieto.

Las profundidades correspondientes a 250°C derivadas de mediciones en los pozos son tipicamente más someras que las derivadas de datos isotópicos (Apéndice I). Esto sugiere que el sistema se está calentando y que el equilibrio del geotermómetro de calcita-agua pareciera estar siendo retardado por las temperaturas más elevadas. Además, en la parte central del sistema las estimaciones de temperatura basadas en los datos de reflectancia correlacionan directamente con las temperaturas modernas de los registros y (o) con las estimaciones de temperatura de la geotermometría de inclusiones fluidas. La correspondencia entre estos geotermómetros, que indican temperaturas máximas, ambientes o de corto plazo, indican que en la mayor parte del sistema de Cerro Prieto la temperatura se encuentra actualmente en su máximo histórico. Por consiguiente, las diferencias en la reflectancia de vitrinita para partes del sistema que ahora están a la misma temperatura, se deben, aparentemente, a diferencias en la duración del calentamiento.

Los contornos de isoreflectancia basados en los valores de reflectancia de vitrinita, correspondiendo a una dada temperatura en diferentes pozos (condición isotérmica), definen una superficie imaginaria que indica la duración relativa del calentamiento a través del sistema. Si se hubiera producido simultaneamente en todo el sistema un calentamiento uniforme hasta alcanzar una temperatura dada, las reflectancias tendrían un solo valor que definiría una superficie plana. La superficie isotérmica elegida (que no es necesariamente plana) indica la posición de la medición de reflectancia

y, por lo tanto, la duración relativa del calentamiento en este punto del sistema. Las diferencias en el tiempo de calentamiento entre pozos a la misma temperatura máxima, están indicadas por reflectancias más bajas (menor tiempo de calentamiento), o oie reflectancias más altas (mayor tiempo de calentamiento). Estas diferencias producen una superficie de reflectancia curva.

La superficie isotérmica de 250°C presenta una compleja forma de domo, poco profunda alrededor de los pozos M-105, M-9, M-7 y M-3 (Figura 2). Dicha forma sugiere una fuente de calor localizada que ha ocasionado el calentamiento somero de sedimentos en la parte central del sistema. La parte central de este sistema se define por pozos cuyas temperaturas exceden los 300°C (Figura 2) y está localizada cerca de la cresta de la superficie isotérmica de 250°C.

En el sistema de Cerro Prieto las líneas de isoreflectancia relativas a la superficie isotermal de 250°C indican un área de baja reflectancia limitada aproximadamente por los pozos M-51, M-105, M-19A, M-10, M-3, M-7, M-53 y M-84 (Figura 3). Datos preliminares indican que la reflectancia aumenta en los flancos sur y norte de este bajo. La forma de parte de los flancos oeste y noreste no están aún bien definidos por nuestros resultados. Los datos de reflectancia de los pozos M-96 y Prian-1 indican que los contornos de isoreflectancia se cierran alrededor de la parte central de este sistema.

La comparación entre la superficie isotérmica de 250°C y la superficie de isoreflectancia derivada en relación a ella sugiere que el calentamiento somero en la parte central del sistema es joven en relación al calentamiento a 250°C en las márgenes de este sistema.

REGIMEN TERMICO APARENTE EN EL SISTEMA DE CERRO PRIETO

Por medio de modelos de laboratorio de sistemas hidrotermales, Elder (1965) sugirió que en un sistema geotérmico de alta temperatura con rocas de alta porosidad el ascenso del fluido por expansión térmica ocurriría en forma de un angosto penacho rodeado por aguas subterráneas relativamente frías. El fluído termal ascendente se enfría a medida que se eleva y desciende por los flancos del penacho recargando así el sistema.

Usando registros de temperatura de pozos y geotermometría de reflectancia de vitrinita, Barker y Elders (1979b) mostraron que aparentemente está teniendo lugar convección en la parte central del sistema de Cerro Prieto. El efecto de un sistema de convección sobre los perfiles de temperatura de los pozos se ilustra en la Figura 4a (transferencia conductiva de calor) y 4b (sistema convectivo). Los sistemas convectivos se caracterizan por gradientes de temperatura que disminuyen con la profundidad, lo que es típico de pozos de la parte central de Cerro Prieto (véase por ejemplo la Figura 1). La existencia de fluidos relativamente fríos adyacentes a la parte central del sistema, indicada por la superficie isotérmica de 250°C (Figura 2) también constituye una evidencia fuerte de apoyo a la convección en un sistema hidrotermal (Elder, 1965). Además, Olson (1979) encontró que los datos de isótopos de oxígeno de calcita de este sistema, indican que un mínimo de 10 volúmenes de poro pasaron a través de un volumen de roca dado asumiendo que la misma tiene una porosidad de 20%. Esta razón agua-roca indica que el sistema de Cerro Prieto es relativamente abierto y que hay flujo de fluido. Estas observaciones sugieren una semejanza entre el sistema de Cerro Prieto y el modelo termal convectivo de Elder, y constituye una base para interpretar las condiciones de flujo indicadas por las líneas de isoreflectancia bajo condiciones isotérmicas. Norton y Cathles (1979) modelaron matematicamente un sistema hidrotermal de un plutón ígneo enfriado por conducción y convección que cuantifica el modelo de Elder. Dicho modelo se utiliza aquí para formular un patrón hipotético de reflectancia resultante de un sistema hidrotermal convectivo. Ellos supusieron una cuenca sedimentaria isótropa calentada a profundidad por una fuente local, que produce un ascenso boyante de fluidos termales (Figura 4a, b). El penacho de fluidos termales que asciende en la corteza intersectará y calentará sucesivamente rocas menos profundas. Consecuentemente, la roca profunda al margen del penacho habrá sido calentada a una dada temperatura por un tiempo mayor que las partes menos profundas del sistema que habrán alcanzado esa misma temperatura posteriormente en la historia termal del sistema. De este modo, la reflectancia de la vitrinita extraída de los sedimentos a la misma temperatura, será más elevada en los costados y menor en la parte central no profunda del sistema (Figura 4c). La zona de baja reflectancia corresponde con la cresta de la superficie isotermal, y ambos carácteres aparecerán sobre la fuente de calor del sistema (en este modelo, un plutón). La aplicación de este modelo al sistema de Cerro Prieto indica que la fuente de calor se encuentra bajo la parte central del sistema, tal como se definió más arriba. Las líneas de corriente de flujo (no indicadas en la Figura 4) son aproximadamente paralelas (ascenso subvertical del fluido) a la fuente de calor en su margen, pero se transforman en sub-horizontales a cierta distancia de la fuente, formando parte de una celda de convección. Este patrón de flujo del fluido sugiere que el ascenso de la superficie isotérmica de 250°C al noroeste de la parte central del sistema se debe a recarga y al ascenso convectivo de los fluidos hacia el volumen de caldeo. Al sudoeste de la parte central del sistema, la superficie isotérmica de 250°C desciende rapidamente, haciendo significantemente asimétrica la superficie en forma de domo (Figura 2) cuando se la compara con el modelo de Norton y Cathles. El ascenso relativamente suave de la superficie isotérmica en la porción noroeste del sistema (que, de acuerdo al modelo de Norton y Cathles, debiera ser bastante aguda) y la asimetría del domo termal sugieren otros factores geológicos que

controlan la convección en este sistema, más que el simple ascenso de fluidos, inducido termicamente, en un medio isótropo. Permeabilidades anisótropas y el régimen de flujo de aguas subterráneas son elementos importantes en el control del movimiento del fluido hidrotermal, y su efecto ha aparentemente deformado los patrones isotérmicos y de reflectancia observados con respecto a aquellos predichos por el modelo de Norton-Cathles.

En el sistema de Cerro Prieto, las zonas permeables están indicadas por las zonas de producción (Puente y de la Peña, 1979) y por correlaciones de registros geofísicos de pozos (Abril y Noble, 1979; Prian, 1979). Dichos cuerpos permeables son cortados por fallas de rumbo noroeste y por fallas conjugadas de rumbo noreste. Las fallas de rumbo noroeste dominan la estructura del campo y, localmente, producen grandes desplazamientos de las zonas permeables. Dichas fallas desplazan las zonas permeables con el bloque caido hacia el eje de la cuenca, dando como resultado un patrón escalonado con las zonas de producción hundiéndose hacia el noreste (ver Figura 1 de Prian, 1979). En base a las interpretaciones de la litología de los pozos, correlaciones de registros geofísicos de pozos (Prian, 1979; Lyons y van de Kamp, 1979) y considerando la posición geográfica del campo sobre el delta del Río Colorado, se deduce que la estructura de almacenamiento y las zonas de producción consisten en canales distributarios y depósitos de llanura deltaica. El eje de elongación de estos cuerpos permeables tiende hacia el noroeste (Prian, 1979) y parece controlar la distribución de fluido hidrotermal la que se ajusta a esta tendencia (Puente y de la Peña, 1979; Elders y otros, 1980).

El nivel piezométrico tiende a ser paralelo a la topografía de la superficie. El flujo de agua subterránea es perpendicular a las líneas equipotenciales de la superficie piezométrica. Por lo tanto, el flujo de agua subterránea tiende a seguir la pendiente de la superficie topográfica. El flujo subterráneo a través del delta del Río Colorado, cuya superficie topográfica se asemeja a una sección cónica, será radial desde el ápice del delta, cerca de Yuma, Arizona. Estudios isotópicos de aguas subterráneas de las vecindades de Cerro Prieto indican que provienen de la corriente subálvea del Río Colorado a través de su delta (Crosby y otros, 1972). El origen de los fluidos en este sistema se ajusta al patrón aparente de flujo subterráneo, y sugiere que el sistema de Cerro Prieto se recarga desde el noroeste y descarga al sudoeste.

La influencia sobre el sistema de Cerro Prieto del flujo subterráneo del noreste al sudoeste y de la estructura de almacenamiento que se hace más somera hacia el sudoeste en un sistema convectivo hidrotermal explica: (1) el ascenso más moderado de los fluidos termales de lo que predice el modelo de Norton-Cathles, porque el movimiento del fluido hidrotermal parece estar controlado por las zonas permeables que se hacen más someras hacia el sudoeste; (2) la asimetría de la superficie isotérmica de 250°C que, bajo la influencia del flujo subterráneo regional noreste-sudoeste, desplazaría los fluidos hidrotermales y sus efectos de calentamiento hacia el sudoeste (en lugar de un simple ascenso vertical del fluido); (3) la evidencia de recarga (por sus efectos de enfriamiento y cambio de salinidad) que tiene lugar sobre la margen norte (Mercado, 1970; Barker y Elders, 1979b; Elders y otros, 1980; Seamount y Elders, 1981); y (4) la descarga desde el sistema de convección que ocurre a poca profundidad al sudoeste (Elders y otros, 1980).

CONCLUSION

Las características principales del sistema de Cerro Prieto indicadas por este estudio son:

(1) La forma de la superficie isotérmica de 250°C y la superficie de isoreflectancia derivada en relación a ella, sugieren que el calentamiento somero en la parte central de Cerro Prieto es joven en relación al calentamiento a 250°C sobre las márgenes de este sistema;

(2) La similitud de los datos de temperatura y rango con los predichos por el modelo de Norton-Cathles indica que Cerro Prieto es un sistema de convección de agua caliente centrado, aproximadamente, alrededor de los pozos M-84, M-102 y M-39.

(3) El sistema hidrotermal de Cerro Prieto está distorsionado con respecto a una celda simple de convección vertical por un flujo subterráneo regional que corre del noreste al sudoeste, y por zonas permeables que se hacen más someras hacia el sudoeste. Dichos factores geológicos, que controlan el sistema, inducen un desplazamiento de los fluidos hidrotermales hacia el sudoeste, con recarga ocurriendo principalmente a profundidad en la parte noreste fuerte ascenso convectivo de fluidos en la parte nordeste-central y descarga, principalmente, en la parte sudoeste más somera;

(4) La localización de la fuente de calor para Cerro Prieto es difícil de determinar usando sólo sus manifestaciones someras. El modelo de Norton-Cathles predice que la ocurrencia más somera de fluido de alta temperatura debe corresponder con la cresta de las superficies isotérmicas sobre la fuente del calor del sistema. La estrecha asociación entre pozos que sobrepasan 300°C y la cresta de la superficie isotérmica de 250°C en Cerro Prieto (Figura 2), parcialmente consistente con el modelo de Norton-Cathles, sugiere que el desplazamiento de fluidos hidrotermales hacia el sudoeste es leve, y que la fuente de calor del sistema de Cerro Prieto se encuentra aproximadamente por debajo de su parte central. Sin embargo, la fuente de calor única y compacta usada en el modelo de Norton-Cathles es probablemente demasiada simple para el sistema de Cerro

Prieto, el cual ha experimentado numerosos y extensos eventos igneos intrusivos y extrusivos, y

(5) La variación de la duración de calentamiento a través del sistema limita el uso del geotermómetro empírico de reflectancia de vitrinita desarrollado para el pozo M-105 a la parte central del sistema de Cerro Prieto.

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

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

Abstract

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

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

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

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

It is significant that the only dike rocks, so far encountered in the subsurface, are in boreholes also in the eastern part of the field. This model is also consistent with other lines of evidence based on vitrinite reflectance and electrical resistivity surveys. Given an apparent duration of heating of 10^4 years, and water to rock volume ratios of 3:1, it suggests natural flow rates on the order of 6 m/year.

Introduction

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

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

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

Surface and Subsurface Hydrothermal Alteration

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

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

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

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

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

Duration of Heating

Alteration of plant materials in the sediments at Cerro Prieto is also diagnostic of increasing temperatures. Barker and Elders (1979) reported an empirical geothermometer using the measured reflectance of polished samples of the vitrinite component of the plant debris. Temperature estimates based on vitrinite reflectances, together with other geothermometers, including fluid inclusions and oxygen isotopes, in the central part of the geothermal field of Cerro Prieto give values similar to those measured by downhole temperature logs (Barker and Elders, 1979). This suggests that this part of the system has never been hotter than the temperatures currently measured there.

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

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

Temperature Distribution

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

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

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

Patterns of Fluid Flow

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

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

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

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

We suggest that, in the region marked P on the map (Fig. 5), the boreholes penetrate an inclined upwelling thermal plume at only moderate depth. Furthermore in the region marked R, the boreholes traverse a cold water recharge system before entering the hot reservoir at depth. We suggest the area marked D is a discharge zone, where the upper part of the thermal plume discharges upwards into a shallow aquifer. Similarly, the region designated H represents a region of shallow horizontal flow of hot water and discharge to the surface. All of the natural surface emissions described by Valette and Esquer-Patiño (1979) lie in the areas marked H or D.

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

Supporting Evidence

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

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

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

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

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

Natural Flow Rates

The proposed model can be quantified in various ways. Williams and Elders (1981) calculated from isotope studies of whole rocks, water to rock volume ratios of 3:1 in that part of the exploited reservoir hotter than 200°C, which has a volume of approximately 12 km^3. Assuming that the duration of heating was 10^4 years (Sanford and Elders, 1981), if the 36 km^3 of fluid necessary for isotopic exchange flowed through a cross section of the reservoir approximately 6 km^2, then the average flow rate must have been about 6 m/year (Sanford, 1981). This flow rate is similar to that which might be expected for the flow of groundwater down the delta of the Colorado River from its apex near Yuma, Arizona to Cerro Prieto. Perhaps the inclination of the thermal plume, suggested by our model, is the resultant of the regional hydrologic gradient and the buoyancy forces in the geothermal system.

Conclusions

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

Acknowledgements

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

References

Barker, C. E., and Elders, W. A., 1979, Vitrinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal field: An interim report. Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October 1979, p. 70-90.

Barker, C. E., Palewicz, M. J., Bostick, N. H., and Elders, W. A., 1981, Evolution of the Cerro Prieto geothermal field as interpreted from vitrinite reflectance under isothermal conditions. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (this volume).

Elders, W. A., Hoagland, J. R., and Williams, A. E., 1979, Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico. Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October 1979, p. 57-69.

Elders, W. A., Hoagland, J. R., and Williams, A. E., 1980, Hydrothermal alteration as an indicator of temperature and flow regime in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California. Geothermal Resources Council, Transactions, 4, p. 121-124.

Sanford, S. J., 1981, Dating thermal events by fission track annealing, Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico. M.S. thesis, Univ. Calif., Riverside, UCR/IGPP report no. 81/4.

Sanford, S. J., and Elders, W. A., 1981, Dating thermal events by fission track annealing in wells M-94 and T-366 at Cerro Prieto. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (submitted to this volume).

Seamount, D. T., Jr., and Elders, W. A., 1981, Well log use at Cerro Prieto in identification of hydrothermally altered zones, correlation with reservoir temperature and interpretation of reservoir porosity. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (this volume).

Valette, J. N., and Esquer-Patiño, I., 1979, Geochemistry of the surface emissions in the Cerro Prieto geothermal field. Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October 1979, p. 241-254.

Valette-Silver, J. N., Esquer-Patiño, I., Elders, W. A., Collier, P. C., and Hoagland, J. R., 1981, Hydrothermal alteration of sediments associated with surface emissions from the Cerro Prieto geothermal field. Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (this volume).

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

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

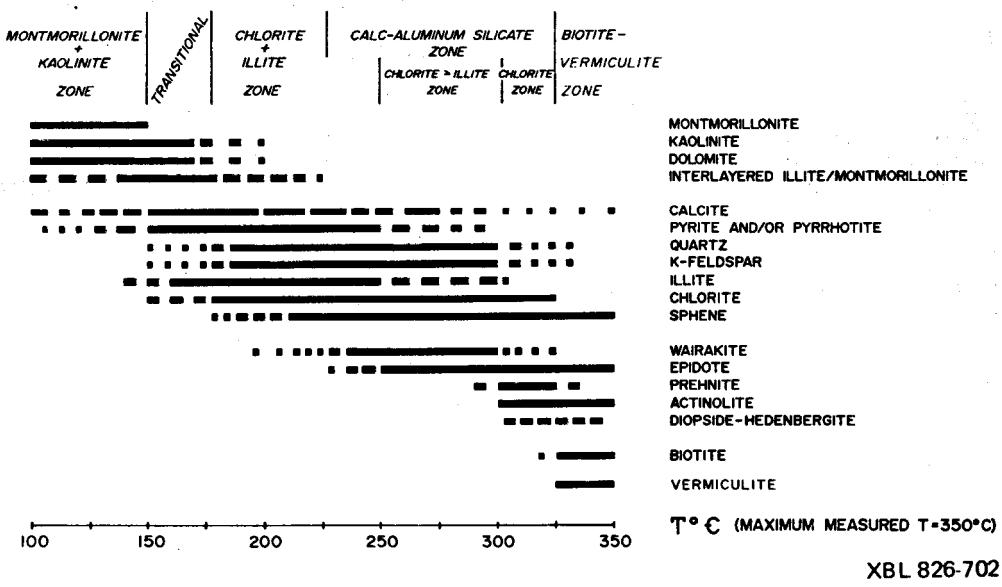
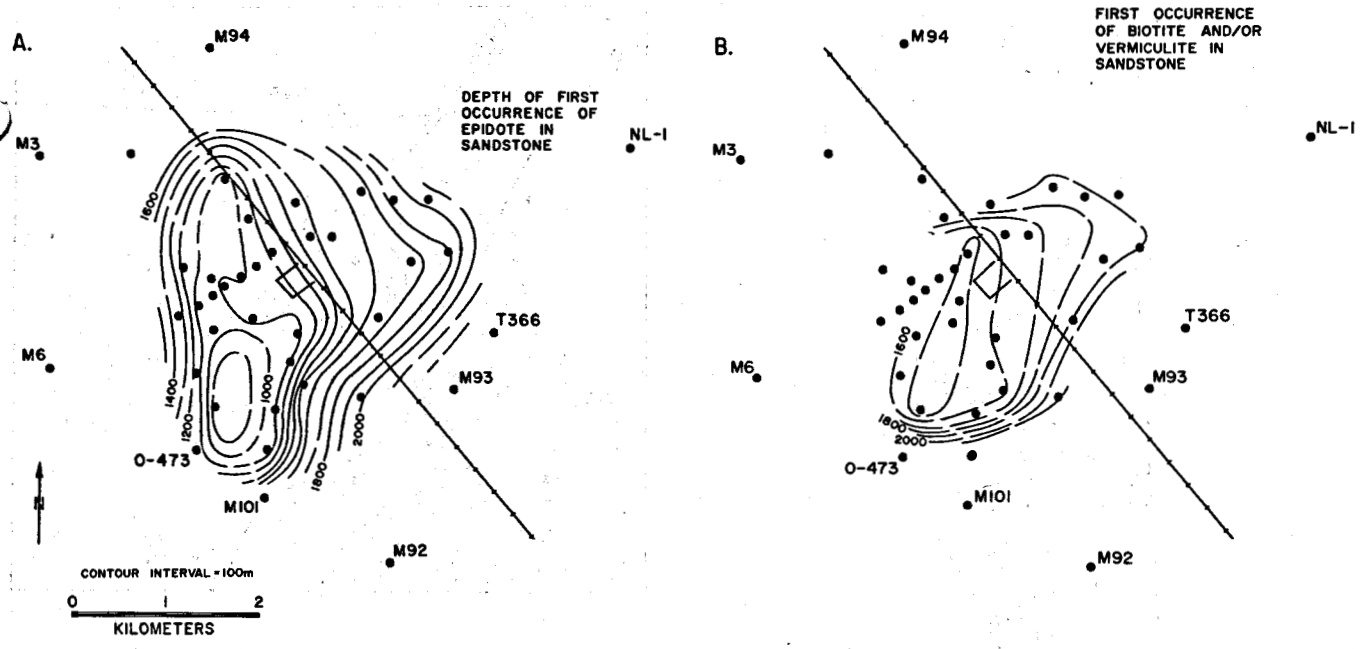


Figure 1. Temperature ranges of mineral zones in sandstones from the subsurface at Cerro Prieto (modified from Elders et al., 1979).

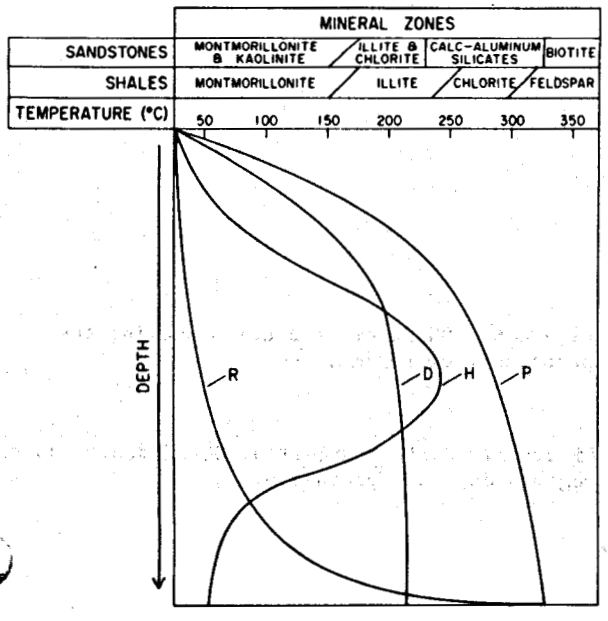
Figura 1. Intervalos de temperaturas correspondientes a zonas mineralógicas en areniscas del subsuelo de Cerro Prieto (modificado de Elders et al., 1979).



XBL 826-703

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

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



XBL 826-704

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

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

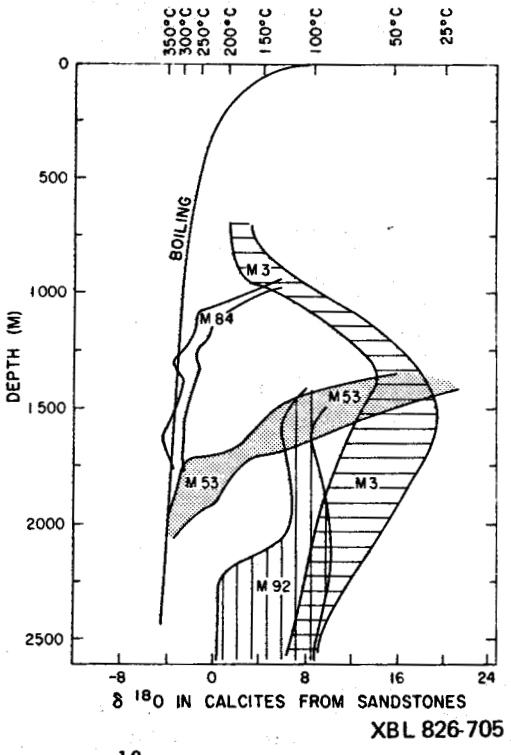


Figure 4. $\delta^{18}O$ in calcites from sandstone samples recovered from four typical wells at Cerro Prieto. The area between the roughly parallel curves for each well shows the range of values measured at various depths. The curve labelled "boiling " shows the $\delta^{18}O$ of calcite in equilibrium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

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

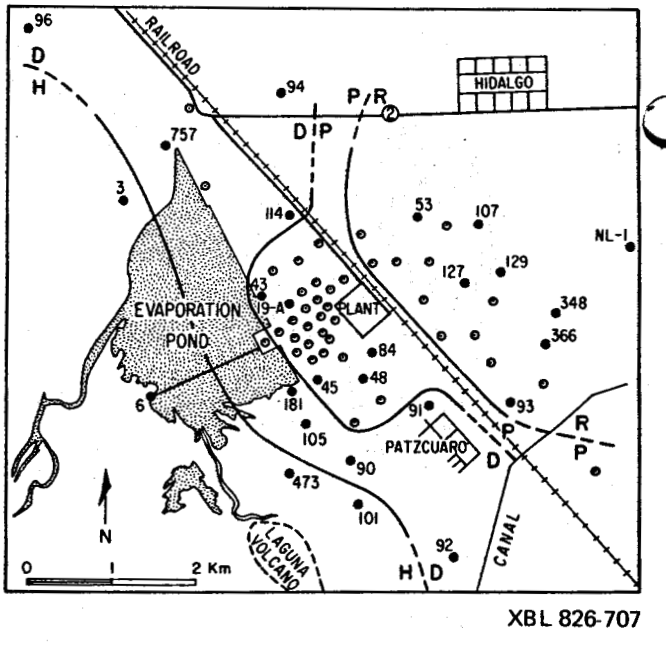


Figure 5. Division of geothermal field into regions characteristic of different flow regimes. R = Recharge Zone, P = Thermal Plume Zone, D = Discharge Zone, and H = Horizontal Flow Zone. Open circles show well locations and filled circles well locations whose numbers are also shown.

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

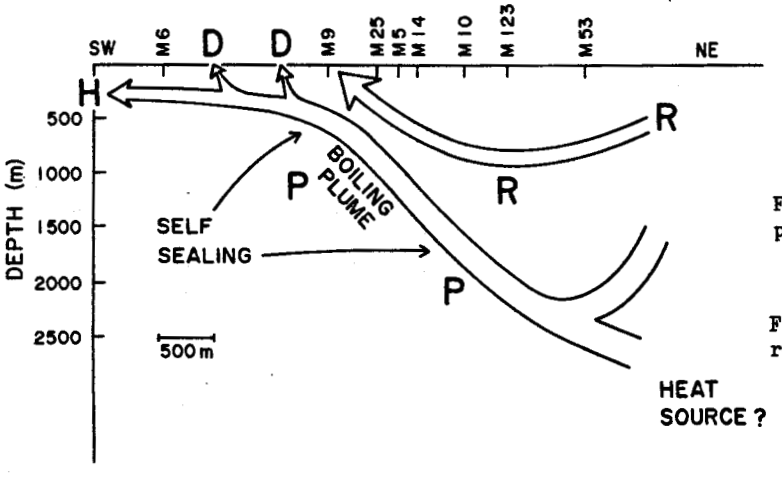


Figure 6. SW-NE cross section showing the proposed flow regime.

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

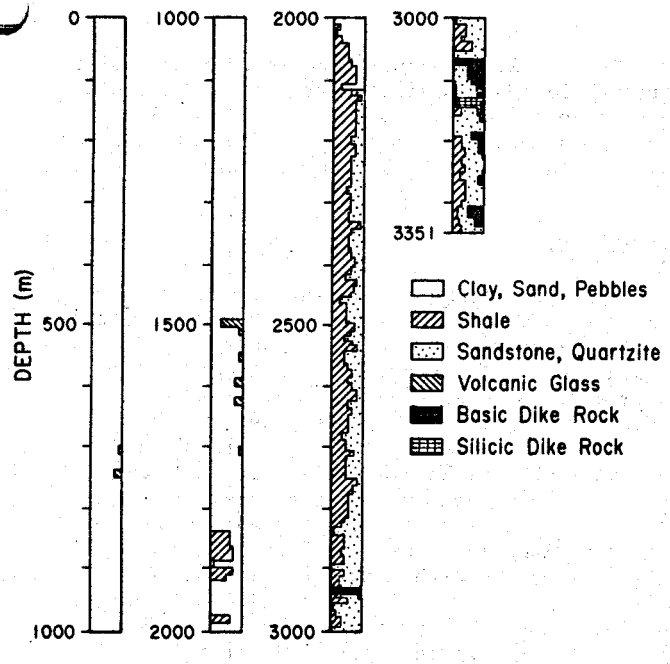


Figure 7. Location of dike rocks in the well NL-1.

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

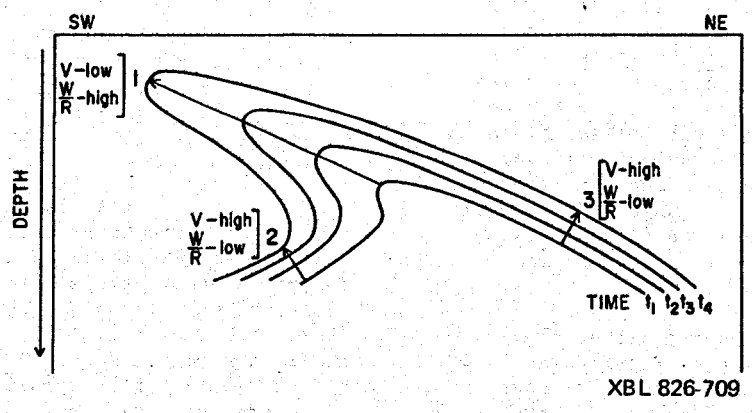


Figure 8. Hypothetical SW-NE cross-section showing the successive positions of the same isotherm at times t_1, t_2, t_3, and t_4. V = vitrinite reflectance; W/R = water/rock ratio.

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

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

RESUMEN

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

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

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

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

Es significativo que las únicas rocas de dique encontradas en el subsuelo hasta el momento también se encuentran en pozos de la parte oriental del campo. Este modelo concuerda con otras evidencias basadas en reflectancia de vitrinita y levantamientos de resistividad eléctrica. Dada una aparente duración del calentamiento de 10^4 años, y una razón volumétrica agua/roca de 3:1, se propone que la velocidad del flujo natural es del orden de 6 m/año.

INTRODUCCION

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

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

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

ALTERACION HIDROTERMAL EN LA SUPERFICIE Y EN EL SUBSUELO

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

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

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

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

Dentro de la zona productora, la textura de las areniscas es muy variable, desde cornubianita (hornfels) muy recristalizada, con baja porosidad, hasta regiones localizadas con porosidad secundaria apreciable. Sin embargo, las reacciones agua-roca han reducido la porosidad neta en comparación con la que se encuentra a profundidades similares fuera del campo. En las fangolitas y lutitas, estas propiedades físicas son aún más susceptibles que en las areniscas al encurecimiento ("induration") inducido por los cambios mineralógicos debidos a aumentos de temperaturas (Seamount y Elders, 1981).

DURACION DEL CALENTAMIENTO

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

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

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

DISTRIBUCION DE TEMPERATURAS

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

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

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

MOVIMIENTO DEL FLUIDO

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

Estos dos espaciamientos diferentes de zonas mineralógicas también están caracterizadas por diferentes características isotópicas (Figura 4). La gráfica de $\delta\ ^{18}O$ para calcitas de areniscas versus profundidad del pozo M-84 es típica de un pozo de tipo progradado. Los datos para profundidades someras muestran un intervalo pequeño de valores y un punto de inflexión masarcado, por debajo del cual las temperaturas están cercanas al punto de ebullición. Por el contrario, los datos del pozo M-53 son típicos de pozos del tipo R. Estos muestran un intervalo de valores más amplio, un punto de inflexión más profundo, y un intercambio isotópico insignificante a profundidades someras.

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

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

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

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

EVIDENCIAS QUE APOYAN EL MODELO

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

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

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

Este modelo de un penacho inclinado de aguas salinas calientes, yaciendo debajo de aguas frías y menos salinas, debe compararse con os estudios de resistividad dipolo-dipolo de Wilt y Goldstein (1979). Estos autores (1979, Figura 3) muestran una seudo-sección de resistividad aparente en la cual la parte principal del yacimiento tiene una resistividad de 4.0 ohm-m. Hacia el noreste, éste está cubierto por una zona inclinada con una resistividad de 1.5 ohm-m, la que más al noreste está cubierta a su vez por zonas inclinadas con resistividades de 5.0 y 8.5 ohm-m. La aparente coincidencia entre estas zonas inclinadas, de resistividades diferentes, y los detalles del modelo dado en la Figura 6, es notable. En una primera aproximación, la zona de 4.0 ohm-m parece corresponder al penacho salino caliente, donde el endurecimiento ha reducido la porosidad, especialmente por la destrucción de los minerales de arcilla en las lutitas. La capa de 1.5 ohm-m es una zona más conductiva, probablemente debido a las altas porosidades y elevadas concentraciones de arcillas conductivas. El estudio de registros eléctricos de pozos (Seamount y Elders, 1981) indica que la salinidad parece ser menor en la zona de 4 ohm-m. Esta capa de 1.5 ohm-m está cubierta a su vez por acuíferos conteniendo aguas más frías de menor salinidad, con resistividades de 5.0 a 8.5 ohm-m.

VELOCIDADES DEL FLUJO NATURAL

El modelo propuesto puede ser cuantificado de diversas formas. Basándose en estudios isotópicos de rocas enteras, Williams y Elders (1981) obtuvieron razones agua/roca de 3:1 para la parte del yacimiento bajo producción, cuya temperatura es mayor de 200°C y cuyo volumen es de unos 12 km^3. Suponiendo que la duración del calentamiento fue de 10^4 años (Sanford y Elders, 1981) y que los 36 km^3 de fluido necesarios para el intercambio isotópico fluyeron a través de una sección de aproximadamente 6 km^2, la velocidad promedio del flujo debe haber sido de alrededor de 6 m/año (Sanford, 1981). Esta velocidad es similar a la que podría esperarse del flujo de agua subterránea a través del delta del Río Colorado, desde su ápice cerca de Yuma, Arizona, hasta Cerro Prieto. Quizás la inclinación del penacho térmico sugerida por el modelo es el resultado del gradiente hidrológico regional y de las fuerzas de flotación debidas a diferencias de densidades de los fluidos en el yacimiento geotérmico.

CONCLUSIONES

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

AGRADECIMIENTOS

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

DATING THERMAL EVENTS AT CERRO PRIETO USING FISSION TRACK ANNEALING

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

Abstract

We have estimated the duration of heating in the Cerro Prieto reservoir by relating the fading of spontaneous fission tracks in detrital apatite to observed temperatures. The rate of fading is a function of both time and temperature. The apparent fission track age of the detrital apatites then, is a function of both their source age and their time-temperature history.

Data from laboratory experiments and geologic fading studies were compiled from published sources to produce lines of iso-annealing for apatite in time-temperature space. Fission track ages were calculated for samples from two wells at Cerro Prieto, one with an apparently simple and one with an apparently complex thermal history. Temperatures were estimated by empirical vitrinite reflectance geothermometry, fluid inclusion homogenization and oxygen isotope equilibrium. These estimates were compared with logs of measured borehole temperatures.

The temperature in well T-366, where complete annealing first occurs, was estimated to be between 160°and 180°C. Complete annealing at these temperatures requires 10^4 and 10^3 years, respectively.

Well M-94 has an apparently complex thermal history. Geothermometers in this well indicate temperatures some 50° to 100°C higher than those measured directly in the borehole.

Fission tracks are partially preserved in M-94 where paleotemperatures were as high as 200°C and are erased where geothermometers indicate temperatures of 250°C. This implies a thermal event less than 10^1 years and greater then 10^0 years in duration.

Introduction

Spontaneous fission tracks are damage trails created in insulating solids by the passage of highly ionizing fission fragments from the natural decay by fission of ^{238}U (Fleischer and others, 1965a). The fission track age of a mineral is a function of the amount of fission damage in a mineral, its uranium content and the rate of decay of ^{238}U (Price and Walker, 1963; Fleischer and others, 1975).

Fission tracks are thermally unstable and are gradually erased by heating (Fleischer and others, 1965b). If heating is of sufficient duration and intensity, fission tracks can be completely erased. This process of annealing has been well characterized for the mineral apatite both in the laboratory (Naeser and Faul, 1969; Wagner and Reimer, 1972; Märk and other, 1973) and in geologic situations (Naeser and Forbes, 1976; Briggs and others, 1979) as a process whose rate is dependent upon time and temperature. Figure 1 shows this relationship for apatite. Different degrees of track fading from isothermal laboratory experiments are extrapolated to times comparable with those in studies of annealing in geologic situations.

The mathematical treatment of the relationship of annealing time and temperature, which allows the extrapolations to be made, was performed by Zimmerman and Gaines (1978). The reason for the slight offset of the geologic data from the extrapolation of the data from laboratory studies is that fading taking place over much longer periods of time is slow enough to allow new fission tracks to form. The parallelism of the extrapolation of laboratory data with the trend defined by geologic data indicates that the fading process, which is believed to be diffusion controlled (Fleischer and others, 1965a), is the same for both long and short periods of time.

Apatite is a fairly ubiquitous detrital mineral in the sandstones of Cerro Prieto. Two wells which were believed to have different thermal histories and for which suitable sandstone samples existed, were chosen for detailed study.

Fission Track Annealing in Well T-366

Detrital apatites were separated from drill cutings of nine depth intervals in well T-366 in the eastern part of the field (Figure 2). Ages were calculated for each grain, a necessity in dating sediments, and were found to range rather widely at temperatures lower than those which would anneal fission tracks. This is a result of the heterogeneous nature of the source terrain and the analytical uncertainty in calculating individual grain ages (Figure 3).

Temperatures in well T-366 were estimated by means of an empirical vitrinite reflectance geothermometer (Barker, 1979; Barker and Elders, 1979), fluid inclusions, oxygen isotopes and borehole temperature logs (Figure 4). The slight discrepancy between temperatures determined by geothermometry and by direct measurement may be due to the disturbance of the thermal regime in the bore by flowing the well before the temperature log was made.

Between 2150 and 2350 m in T-366 the oxygen isotope geothermometer indicates a temperature

reversal. The change in thermal gradient exhibited by the vitrinite reflectance geothermometer and temperature log at 2100 m implies that any complexity in the thermal history of the bore is below that depth. The agreement of the geothermometers above 2100 m indicates temperatures are prograde and at a maximum in the life of the geothermal field.

As is evident from the plot of fission track ages versus depth (Figure 3), annealing begins below 1517 m. Above this depth, the broken line in the figure defines an average apparent age for the source of the sediments of 157×10^6 yr. Muffler and Doe (1968) studied acid-insoluble residues of Colorado River sediments and reported a Pb-Pb age of 1700×10^6 and a Rb/Sr age of 500×10^6 yr. If we assume that the sediments at Cerro Prieto have the same source, this discrepancy suggests that thermal events on the Colorado Plateau have reset the fission track and isotopic apparent ages by different amounts.

Simple extrapolation of the trend of decreasing fission track age with depth, the method used in previous studies to determine depth of the first occurrence of complete annealing in a bore hole (Naeser and Forbes, 1976), indicated a temperature range for partial stability of fission tracks of nearly 100°C. The actual temperature range of partial stability of fission tracks in apatite is 40°C, shown by the horizontal distance between the lines representing 0% and 100% annealing on Figure 1. The wide range of fission track ages discussed above thus makes simple extrapolation an unacceptable approach for determining the depth of first occurrence of complete annealing.

Given the thermal gradient in the interval where annealing is observed in well T-366, the temperature range of partial stability of fission tracks of 40°C requires that the transition from complete retention to complete track erasure takes place within 120 m in this well. Using the temperature and corresponding depth range of partial stability of fission tracks as a guide, the maximum and minimum depth of the first occurrence of zero fission track age in T-366 was found to be between 1940 and 1980 m. These depths corresponded to temperatures between 160 and 180°C, respectively. Assuming heating to the final annealing temperature was instantaneous and conditions since then were isothermal, the times needed at these temperatures to completely erase fission tracks in apatite are 10^4 to 10^3 years, respectively.

It appears that the age of geothermal activity, at least the heating in well T-366, is similar to the age suggested for the most recent activity in the Cerro Prieto volcano by DeBoer (1979). He showed that geomagnetic paleopoles measured for a rhyodacite dike in the volcano fall near a 13,750-12,000 year old magnetic polar excursion. This similarity in ages may be only fortuitous as the well T-366 lies 8 km from the volcano.

Fission Track Annealing in Well M-94

Well M-94, on the northern edge of the field (Figure 2), has a complex thermal history, as witnessed by the difference between equilibrium bore hole temperature logs and temperatures estimated by geothermometry (Figure 5). This discrepancy suggests that the geothermometers, which below 1300 m indicate temperatures some 50° to 100° higher than the temperature log, are recording an earlier transient heating event. The sudden jump shown by the vitrinite reflectance geothermometer at 1300 m is probably spurious. It occurs at a point in the well where a core was taken, wireline logs were run, and intermediate casing was set. It is likely that the cuttings representative of that critical interval were not caught when the driller circulated out before the coring run and wireline logging. Six apatite samples from the well were dated. Considerably more scatter was found in these ages (Figure 6) than in those from T-366, which also suggests a more complex thermal history. Spontaneous fission tracks are preserved at 1269 m, as indicated by a non-zero age for that depth, where fluid inclusions indicate a temperature of at least 200°C. For partial preservation of fission tracks at that temperature, heating could not last more than some tens of years. Complete annealing at 1292 m and 250°C requires only 10^0 years. An intense thermal event lasting less then 10^1 years and more than 10^0 years is thus indicated for this well at the northern edge of the field.

There are historical records of phreatic eruptions at Laguna Volcano (Figure 2) following major earthquakes in 1852 and 1915 (Anonymous, 1916; Woodward, 1956). Such phreatic eruptions suggest a process for rapid heating and cooling in the reservoir. Seismically induced fracturing could reduce pressure by escape of water and steam to the surface and thereby induce boiling in the formation. This would lead to the explosive rise of superheated steam and water through the fractures. Boiling in the formation would lead to the precipitation of calcite, sealing of the fractures and would ultimately stop the upward flow. The well M-94 contains abnormally high amounts of calcite between 1100 m and 1300 m at the same depth range where isotope and fluid inclusions geothermometers are closest to the boiling curve for a 2% NaCl solution.

Discussion

Given the rapid heating rates for Cerro Prieto found in this investigation, along with the water-rock mass ratio of three estimated for the system (Williams and Elders, 1981), a rapid rate of flow through the geothermal system is indicated. This is consistent with the work of Grant and others (1981) which indicates that extraction of geothermal fluid, rather than producing a two-phase zone in the reservoir, leads to the inflow of cold water. High permeabilities necessary for rapid fluid flow are also indicated by wireline log and petrophysical analysis of the altered and unaltered sediments at Cerro Prieto (Seamount, 1981).

Acknowledgements

The authors would like to thank Alan Williams for supplying oxygen isotope geothermometry data and Charles Barker for providing the vitrinite reflectance temperature data. Thanks are also due to the investigators at Lawrence Berkeley Labora-

tory and Comisíon Federal de Electricidad de Mexico for their assistance in our cooperative investigation of Cerro Prieto. This work was supported by Department of Energy contract number 7100410 through Lawrence Berkeley Laboratory and by the Roland Blanchard endowed fellowship for economic mineralogy through the Department of Earth Sciences at the University of California, Riverside. This paper is UCR/IGPP report number 81/11 of the Institute of Geophysics and Planetary Physics at UCR. It is based upon a master's thesis by the senior author (Sanford, 1981).

References

Anonymous, 1916, The earthquake at Volcano Lake, Mexico, November 20, 1915: Bull. Seis. Soc. Amer., 6, 181-184.

Barker, C. E., 1979, Vitrinite reflectance in the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico: Univ. of Calif., Riverside/ Inst. of Geoph. and Planet. Phys. report 79/10, (Master's thesis), 127 p.

Barker, C. E. and Elders, W. A., 1979, Vitrinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal field: Trans. Geothermal Resources Council, 3, 27-30.

Briggs, N. D., Naeser, C. W. and McCulloh, T. H., 1979, Thermal history of sedimentary basins by fission track dating: Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progs., 11, no. 7, 394.

DeBoer, J., 1979, Paleomagnetism of the Quaternary Cerro Prieto, Crater Elegante, and Salton Buttes volcanic domes in the northern part of the Gulf of California rhombochasm: Proc. of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, 91-98.

Doell, R. R., Dalrymple, G. B., Smith, R. L. and Bailey, R. A., 1968, Paleomagnetism, potassium-argon ages, and geology of rhyolites and associated rocks of the Valles Caldera, New Mexico: in Coats, R. R., Hay, R. L. and Anderson, C. A. (eds.), Studies in Volcanology: Geol. Soc. Amer. Memoir 116, 211-248.

Fleischer, R. L., Price, P. B., and Walker, R. M., 1965(a), Ion explosion spike mechanism in formation of charged particle tracks in solids: Jour. of Appl. Phys., 36, 3645-3652.

Fleischer, R. L., Price, P. B., and Walker, R. M., 1965(b), Effects of temperature, pressure, and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses: Jour. Geophys. Res., 70, 1497-1502.

Fleischer, R. L., Price, P. B., and Walker, R., 1975, Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications; University of California Press, Berkeley, 605 p.

Grant, M. A., Truesdell, A. H., and Mañon, C. J., 1981, Production induced boiling and cold water entry in the Cerro Prieto geothermal reservoir indicated by chemical and physical measurements: Proc. of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico (this volume).

Haas, J. L., 1971, The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system: Econ. Geol., 66, 940-946.

Lanphere, M. A., Dalrymple, G. B. and Smith, R. L., 1975, K-Ar ages of Pleistocene rhyolitic volcanism in the Coso Range, California: Geology, 3, 329-341.

Märk, E., Pahl, M., Purtscheller, F., and Märk, T. D., 1973, Thermische Ausheilung von Uran-Spaltspuren in Apatiten, Alterskorrekturen und Beiträge zur Geochronologie: Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 20, 131-154.

Muffler, L. J. P. and Doe, B. R., 1968, Composition and mean age of detritus of the Colorado River delta in the Salton Trough, southeastern California: Geol. Soc. Amer. Bull., 38, 384-399.

Naeser, C. W., 1980, The fading of fission tracks in the geologic environment - data from deep drillholes (abstr.): in Bigazzi, G. (ed.), Fission Track Workshop: Instituto di Geochronologia e Geochimica Isotopica, Pisa, Italy.

Naeser, C. W. and Faul, H., 1969, Fission track annealing in apatite and sphene: Jour. Geophys. Res., 74, 705-710.

Naeser, C. W. and Forbes, R. B., 1976, Variation of fission-track ages with depth in two deep drill holes: EOS, 57, 353.

Price, P. B. and Walker, R. M., 1963, Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals: Jour. Geophys. Res., 68, 4847-4862.

Reimer, G. M., 1972, Fission track geochronology; Method for tectonic interpretation of apatite studies with examples from the central and southern Alps: Unpublished Ph.D. Dissertation, University of Pennsylvania.

Sanford, S. J., 1981, Dating thermal events at Cerro Prieto using fission track annealing: Univ. of Calif., Riverside/Inst. of Geoph. and Planet. Phys. report 81/5, (Master's thesis), 113 p.

Seamount, D. T., Jr., 1981, Well log study of the hydrothermally altered sediments of the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Univ. of Calif., Riverside/Inst. of Geoph. and Planet. Phys. report 81/5, (Master's thesis), 167 p.

Wagner, G. A. and Reimer, G. M., 1972, Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track apatite ages: Earth and Planet. Sci. Lett., 14, 263-268.

Wasserburg, G. J., Eberlin, G. D., and Lanphere, M. A., 1962, Age of the Birch Creek schist

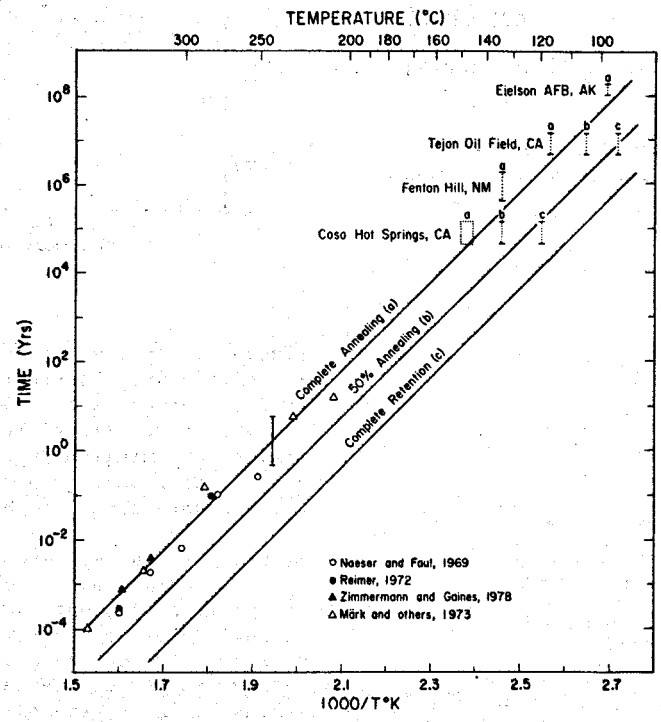
and some batholithic intrusions in Alaska: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 73, 258-259.

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

Woodward, A. (ed.), 1956, Journal of Lt. Thomas Sweeny 1849-1853, Westernlore Press, 278 p.

Zieglar, D. L. and Spotts, J. H., 1976, Reservoir and source bed history in the Great Valley, California; in Jantzen, R. E. (ed.), Tomorrow's oil from today's provinces: Amer. Assoc. Pet. Geol., Pac. Sec. misc. pub. 24, 19-38.

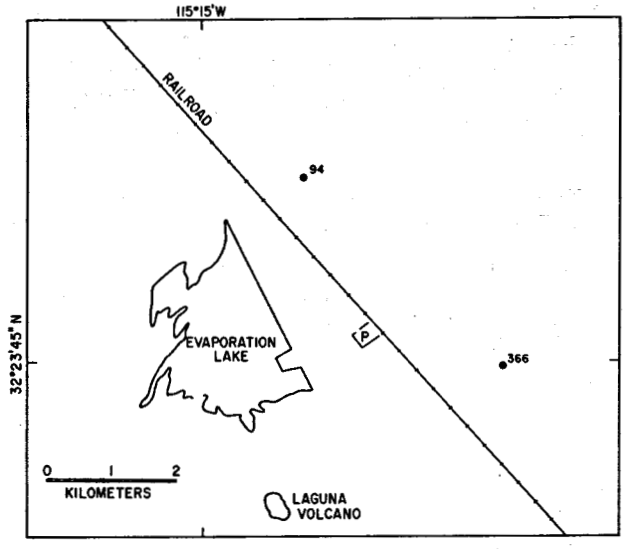
Zimmermann, R. A. and Gaines, A. M., 1978, A new approach to the study of fission track fading; in Zartman, R. E. (ed.), Short papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology 1978: U.S. Geol. Survey open-file report 78-701, 467-468.



XBL 826-771

Figure 1. Compilation of time and temperature data for annealing of fission tracks in apatite. Solid lines represent extrapolation of data from laboratory experiemtns, indicated by circles and triangles. Solid vertical bar indicates 95% confidence interval for extrapolation. Dotted vertical bars indicate complete (a), 50% (b), and 0% (c) annealing for fission tracks in apatite in geologic situations where there is an independent estimate of the age of heating (Naeser, 1980). Height of vertical bars indicates possible range in age for the heating. Age ranges from Wasserburg and others (1962): Eilson AFB; Zieglar and Spotts (1976): Tejon Oil Field; Doell and others (1968): Fenton Hill; Lanphere and others (1975): Coso Hot Springs.

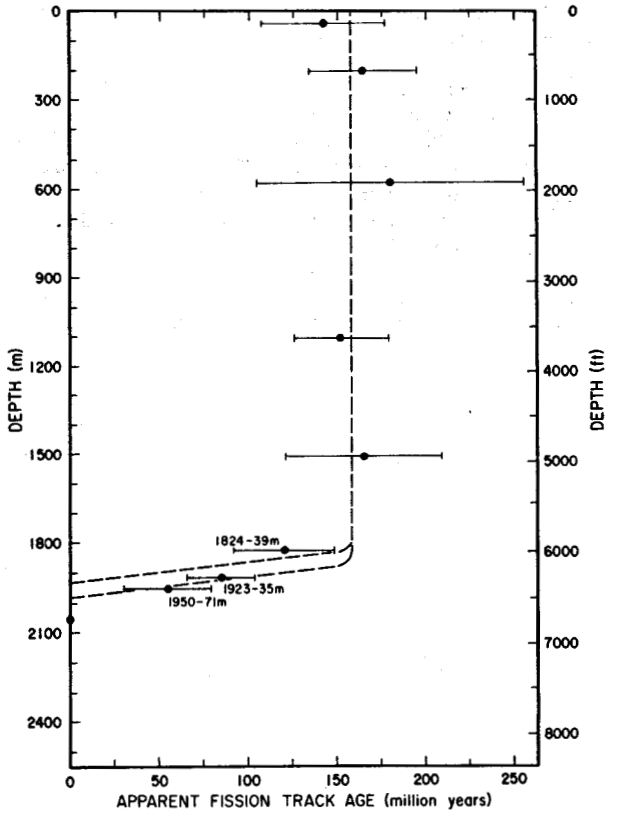
Figura 1. Recopilación de datos de tiempo y temperatura para el recocido de trazas de fisión en apatita. Las líneas representan la extrapolación de datos de experimentos de laboratorio (indicados por círculos y triángulos). Las barras verticales indican los intervalos de certeza del 95% para la extrapolación. Las líneas punteadas verticales indican el 100% (a), 50% (b), y 0% (c) de recocido de las trazas de fisión en apatita bajo condiciones geológicas donde existe una estimación independiente de la edad del calentamiento (Naeser, 1980). La altura de las barras verticales indica el posible intervalo de edades para el calentamiento. Los intervalos de edades son de Wasserburg et al. (1962): Eilson AFB; Zieglar y Spotts (1976): Tejon Oil Field; Doel et al., (1968): Fenton Hill; Lanphere et al., (1975): Coso Hot Springs.



XBL 826-734

Figure 2. Cerro Prieto geothermal field showing location of wells studied.

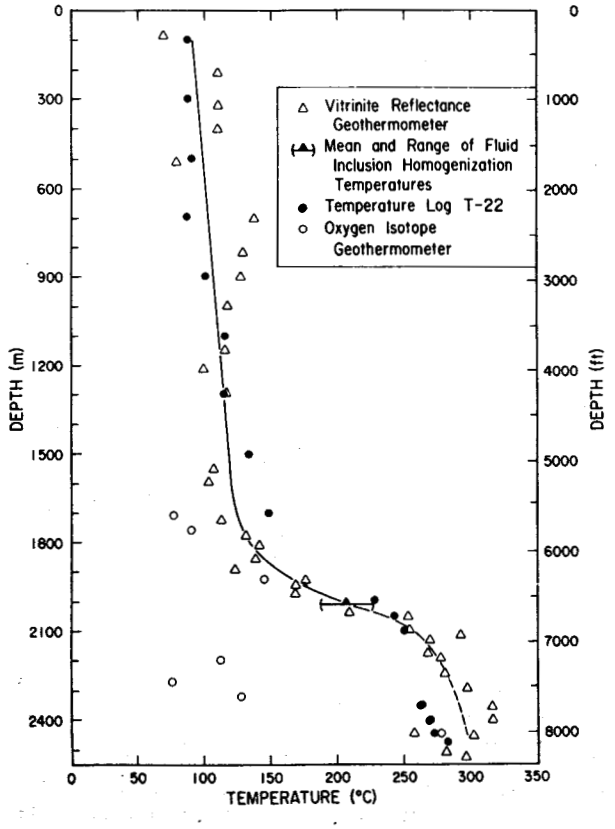
Figura 2. El campo geotérmico de Cerro Prieto, indicando la localización de los pozos estudiados.



XBL 826-735

Figure 3. Apparent fission track age with depth in well T-366. Vertical broken line indicates apparent source age: 157 m.y. Intersections of oblique broken lines with depth axis represent maximum and minimum depths for complete annealing of fission tracks in apatite. Error bars are ± 1 standard error of the mean.

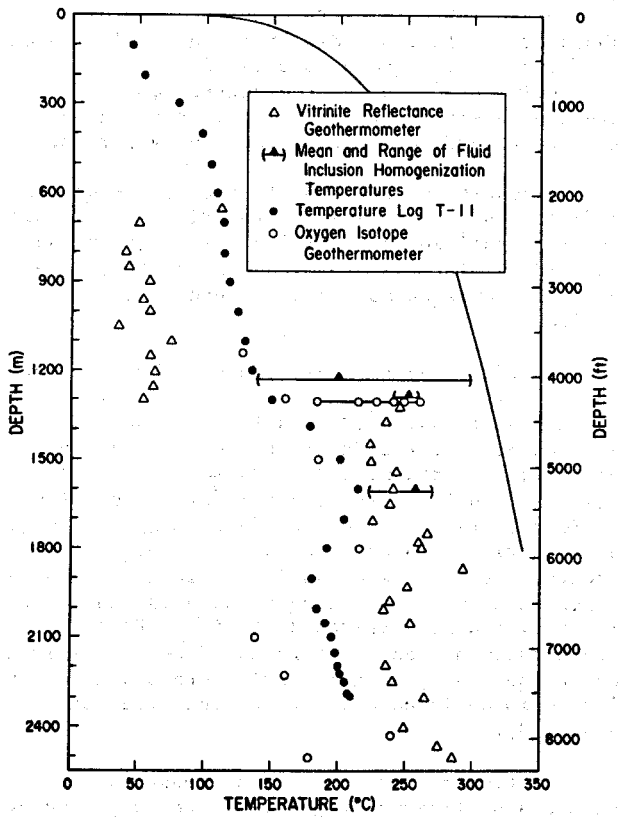
Figura 3. Edad aparente de las trazas de fisión vs. profundidad en el pozo T-366. La línea vertical de trazo discontinuo indica la edad aparente de la fuente: 157 x 10^6 años. Las intersecciones de las líneas oblicuas de trazo discontinuo con el eje de las profundidades representan la profundidad máxima y mínima para el recocido completo de las trazas de fisión en apatita. Las barras de erros son : un error estándar del promedio.



XBL 826-736

Figure 4. Temperature estimates for well T-366. Temperature estimates by vitrinite reflectance are unpublished data of Charles Barker. Temperature log T-22 was made under static well conditions and zero well-head pressure.

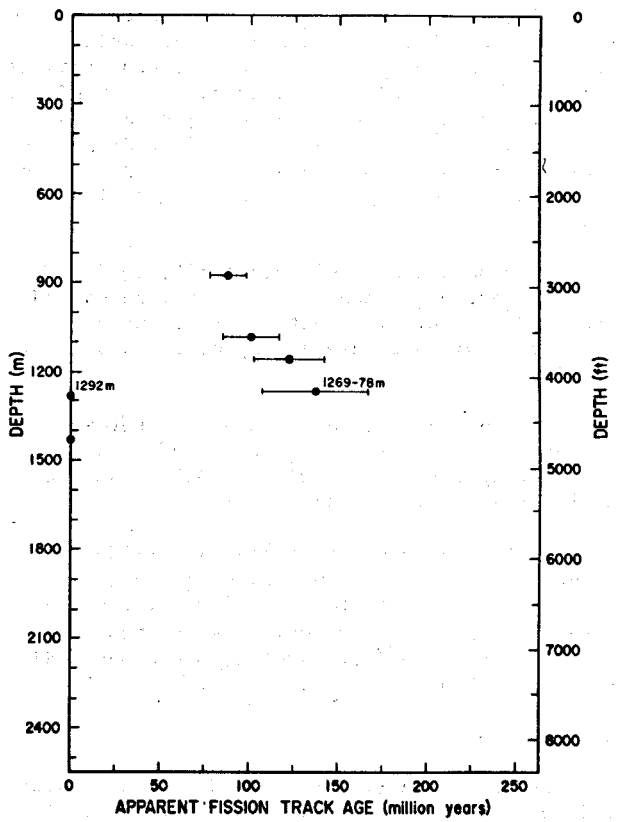
Figura 4. Estimaciones de temperaturas para el pozo T-366. Las estimaciones de temperatura basadas en reflectancia de vitrinita son datos de Charles Barker aún no publicados. El registro de temperaturas T-22 fue obtenido en el pozo bajo condiciones estáticas y una presión de cabezal igual a cero.



XBL 826-737

Figure 5. Temperature estimates for well M-94. Note discordance of temperatures estimated with geothermometry and borehole temperature measurements. Sudden jump in vitrinite temperatures (Barker, 1979) is probably an artifact of sampling. Temperature log T-11 was made under static conditions at zero well-head pressure. The curve shows the boiling point to depth relationship for a 2% NaCl-H_2O solution (Haas, 1971).

Figura 5. Estimaciones de temperatura para el pozo M-94. Nótese la disordancia entre las temperaturas estimadas mediante goetermometría y las medidas en el pozo. El súbito salto de temperaturas basadas en la vitrinita (Barker, 1979) se debe probablemente al muestreo. El registro de temperaturas T-11 se obtuvo bajo condiciones estáticas y una presión de cabezal igual a cero. La curva indica la relación entre el punto de ebullición y la profundidad para una solución de 2% de NaCl en agua (Eassy, 1971).



XBL 826-738

Figure 6. Apparent fission track age with depth, well M-94. Note sudden transition to zero age at 1292 m. Error bars are ± 1 standard error of the mean.

Figura 6. Edad aparente de las trazas de fisión vs. profundidad en el pozo M-94. Nótese la súbita transición a una edad igual a cero a 1292 m. Las barras de error son ± un error estádar del promedio.

DATACION DE EPISODIOS TERMALES EN CERRO PRIETO USANDO EL RECOCIDO DE TRAZAS DE FISION

RESUMEN

Hemos estimado la duración del calentamiento del yacimiento de Cerro Prieto relacionando el desvanecimiento de trazas espontáneas de fisión en apatitas detríticas con las temperaturas observadas. La velocidad del desvanecimiento depende del tiempo y de la temperatura. Por lo tanto, la edad aparente de las trazas del fisión en las apatitas detríticas es una función tanto de la edad de sus fuentes de origen, como de la variación de sus temperaturas con el tiempo.

Datos de experimentos de laboratorio y de estudios geológicos sobre el desvanecimiento de las trazas fueron compilados de la literatura técnica para elaborar líneas de igual recocido en el espacio tiempo-temperatura. Se calcularon las

edades de las trazas de fisión en muestras de dos pozos de Cerro Prieto, uno con una historia térmica aparentemente compleja. Las temperaturas fueron estimadas mediante geotermometría empírica de reflectancia de vitrinita, homogeneización de inclusiones fluidas, y equilibrio de isótopos de oxígeno. Estas estimaciones fueron comparadas con los registros de temperaturas medidos en los pozos.

La temperatura en el pozo T-366, donde primero aparece un recocido completo, se estimó entre 160^{o} y 180^{o} C. A estas temperaturas, el recocido completo requiere respectivamento 10^{4} y 10^{3} años.

El pozo M-94, tiene una historia térmica aparentemente compleja. Los geotermómetros indican temperaturas de 50^{o} C a 100^{o} C más altas que las medidas en el pozo.

En el pozo M-94, las trazas de fisión se conservan parcialmente en lugares donde la paleotemperatura alcanzo hasta 200^{o} C, y estan borradas donde los geotermómetros indican temperaturas de 250^{o} C. Esto sugiere un episodio termal de 10^{0} a 10^{1} años de duración.

INTRODUCCION

Las trazas de fisión espontánea son estelas de daño producidas en sólidos aislantes por el paso de fragmentos de fisión de alto poder de ionización producidos por la desintegración natural por fisión del ^{238}U (Fleischer et al., 1965a). La edad de las trazas de fisión de un mineral depende de la cantidad de daño por fisión en el mineral, de su contenido de uranio, y de la velocidad de desintegración del ^{238}U (Price y Walker, 1965; Fleischer et al., 1975).

Las trazas de fisión son termicamente inestables y son borradas gradualmente por calentamiento (Fleisher et al., 1965b). Si el calentamiento es de duración e intensidad suficiente, las trazas de fisión son borradas totalmente. Este proceso de recocido ha sido bien caracterizado para en el mineral apatita en el laboratorio (Naeser y Paul, 1969; Wagner y Reimer, 1972; Mark et al., 1973) y bajo condiciones geológicas (Naeser y Forbes, 1976; Briggs et al., 1979) como un proceso cuya velocidad depende del tiempo y de la temperatura. En la Figura 1 se muestra esta relación para la apatita. Diferentes grados de desvanecimiento de trazas obtenidos en experimentos isotérmicos en el laboratorio son extrapolados a tiempos comparables con aquellos establecidos en estudios de recocido bajo situaciones geológicas.

La relación matemática entre el tiempo de recocido y la temperatura que permite realizar dichas extrapolaciones fue desarrollada por Zimmerman y Gaines (1978). El pequeño desplazamiento entre los datos geológicos y los obtenidos al extrapólarse datos de estudios de laboratorio se debe a que el desvanecimiento, que ocurre a lo largo de períodos de tiempo mucho más largos, es suficientemente lento tal que permite la formación de nuevas trazas de fision. El paralelismo entre la extrapolación de datos de laboratorio y la tendencia definida por los datos geológicos indica que el proceso de desvanecimiento, que se cree controlado por difusión (Fleischer et al., 1956) es el mismo tanto para períodos de tiempo cortos y largos.

La apatita es un mineral detrítico bastante común en las areniscas de Cerro Prieto. Para este estudio detallado se eligieron dos pozos que se cree tienen historias térmicas diferentes, y de los cuales existen muestras adecuadas de las areniscas.

RECOCIDO DE TRAZAS DE FISION EN EL POZO T-366

Las apatitas detríticas fueron separadas de recortes de perforación provenientes de nueve intervalos de profundidad del pozo T-366, localizado en la parte oriental del campo (Figura 2). Se calcularon las edades de cada grano, lo que es necesario en la datación de sedimentos. Se encontró que las edades variaban ampliamente para temperaturas menores que aquellas a las que ocurre el recocido de las trazas de fisión. Esto se debe a la heterogeneidad del terreno donde se originan los sedimentos, y a la incertidumbre analítica en el cálculo de la edad de granos individuales (Figura 3).

Las temperaturas en el pozo T-366 fueron estimadas utilizando el geotermómetro empírico de reflectancia de vitrinita (Barker, 1979; Barker y Elders, 1979), inclusiones líquidas, isótopos de oxígeno, y registros de temperatura medidos en el pozo (Figura 4). La pequeña discrepancia entre las temperaturas determinadas por geotermometría y por mediciones directas podrían deberse a la modificación del régimen térmico en el pozo al fluir éste antes de que se obtuviera el registro de temperatura.

En el T-366, entre 2150 y 2350, m el geotermómetro basado en isótopos de oxígeno indica una inversión de temperatura. El cambio en el gradiente térmico a 2100 m, indicado por el geotermómetro de reflectancia de virtrinita y por los registros de temperatura, implica que cualquier complicación en la historia térmica del pozo ocurre dabajo de dicha profundidad. La concordancia de los geotermómetros por encima de los 2100 m indica termperaturas progradadas, y que éstas están en un punto máximo en la vida del campo geotérmico.

El recocido parece comenzar debajo de los 1517 m (Figura 3). La aparente edad de la fuente es 157×10^{6} años. La edad promedio por encima de los 1517 m es menor que la edad Pb-Pb de 1700×10^{6} años, y que la edad Rb/Sr de 500×10^{6} años determinada por Muffler y Doe (1968) para la fracción insoluble en ácido de los sedimentos del Río Colorado. Se propone que un episodio térmico en la meseta del Colorado, fuente de los sedimentos de la Depresión de Salton, reajustó levemente las edades istópicas de mayor estabilidad térmica.

La simple extrapolación de la disminución de la edad de las trazas de fisión con la profundidad, el método utilizado en estudios

anteriores para determinar la profundidad de la primera aparición de un recocido completo en un pozo (Naeser y Forbers, 1976), indicó para la estabilidad parcial de las trazas de fisión un intervalo de temperaturas de cerca de 100° C. El intervalo real de termperaturas para la estabilidad parcial de las trazas de fisión en apatita es 40° C, indicado en la Figura 1 por la distancia horizontal entre las líneas que representan 0% y 100% de recocido. Por lo tanto, el amplio intervalo de edades de las trazas de fisión presentado más arriba, indica que la simple extrapolación es un método inaceptable para determinar la profundidad de la primera aparición de un recocido completo.

Dado el gradiente térmico en el intervalo donde se observa el recocido en el pozo T-366, el intervalo de temperaturas de estabilidad parcial de las trazas de fisión de 40° C requiere que la transición de una retención completa a un borrado completo de las trazas ocurra en este pozo dentro de un intervalo de 120 m. Utilizando como guía la temperatura y el correspondiente intervalo de profundidad de la estabilidad parcial de las trazas de fisión, se encontró que en el pozo T-366 la profundidad máxima y mínima de la primera aparición de un edad cero de las trazas de fisión está entre 1940 y 1980 m. Estas profundidades corresponden a temperaturas entre 160° y 180° C, respectivamente. Suponiendo que el calentamiento necesario para alcanzar la temperatura final de recocido fue instántaneo, y que desde entonces se han mantenido condiciones isotérmicas, los tiempos que a dichas temperaturas se necesitan para borrar completamente las trazas de fisión en las apatitas son respectivamente 10^4 10^3 años.

Parece que la edad de la actividad geotérmica, al memos en el calentamiento del pozo T-366, es similar a la edad sugerida por DeBoer (1979) para la actividad más reciente del volcán Cerro Prieto. El mostró que los paleopolos geomagnéticos medidos en un dique de riodacita del volcán caen cerca de una excursión polar magnética de 13,750 a 12,000 años de edad. Esta semejanza en edades puede ser solamente fortuita ya que el pozo T-366 se encuentra a 8 km del volcán.

RECOCIDO DE TRAZAS DE FISION EN EL POZO M-94

El pozo M-94, en el extreno norte del campo (Figura 2), tiene una historia térmica compleja, indicada por la diferencia entre los registros de temperatura de equilibrio medidos en el pozo y las temperaturas estimadas mediante geotermómetros (Figura 5). Esta discrepancia sugiere que los geotermómetros, que debajo de los 1300 m indican temperaturas de 50° a 100° C más altas que las dadas por los registros, están registrando un anterior episodio transitorio de calentamiento. El súbito salto indicado a 1300 m por el geotermómetro de reflectancia de vitrinita probablemente sea espurio. Este aparece en el poze en un lugar donde se obtuvo un núcleo, se corrieron registros eléctricos, y se instaló tubería intermedia. Es posible que los recortes que representan a este intervalo crítico no fueron recogidos cuando el perforista circuló fluidos en el pozo antes de cortar el núcleo y correr los registros eléctricos. Se dataron seis muestras de apatita. Se encontró una dispersión considerablemente major en las edades de estas muestras (Figura 6) que en las del pozo T-366, lo que también sugiere una historia térmica más compleja. Las trazas de fisión espontánea se conservan a 1269 m, como lo indica la edad diferente de cero correspondiente a dicha profundidad, donde inclusiones fluidas indican una temperatura de por lo menos 200° C. Para conservar parcialmente trazas de fisión a dicha temperatura, el calentamiento no podría durar más de unas décadas. El recocido completo a 1292 m y 250° C solamente requiere 10^0 años. Por lo tanto, en este pozo localizado en el extremo norte del campo, hay evidencias de un intenso episodio termal que duró menos de 10^1 y mas de 10^0 años.

Existen datos históricos sobre erupciones freáticas en la Laguna Volcano (Figura 2) asociadas con los importantes terremotos de 1852 y 1915 (anónimo, 1916; Woodward, 1956). Estas erupciones freáticas sugieren un proceso de rápido calentamiento y enfriamiento en el yacimiento. El fracturamiento inducido tectonicanente podría reducir la presión mediante el escape de vapor y agua a la superficie, y con eso inducir la ebullición en la formación. Esto produciría el ascenso explosivo de vapor y agua sobrecalentada a través de las fracturas. La ebullición en la formación resultaría en la precipitación de calcita que sellaría las fracturas, y que finalmente detendría el flujo ascendente. El pozo M-94 entre 1100 y 1300 m contiene cantidades de calcita anormalmente altas en el mismo intervalo de profundidad donde los geotermómetros basados en isótopos y en inclusiones fluidas indican las temperaturas más cercanas a la curva de ebullición para una solución de 2% de NaCl.

DISCUSION

Las rápidas velocidades de calentamiento determinadas en este estudio para Cerro Prieto, junto con las razones másicas agua-roca de 3:1 estimadas para el sistema (Williams y Elders, 1981, estas actas) indican un rápido flujo a través del sistema geotérmico. Esto concuerda con el trabajo de Grant et al., (1981), que indica que la extracción de fluidos geotérmicos más que la formación de una zona de dos fases en el yacimiento induce la entrada de agua fría. Las altas permeabilidades necesarias para un rápido flujo de fluidos también están indicadas por los registros eléctricos y por los análisis petrofísicos de los sedimentos alterados y no alterados de Cerro Prieto (Seamount, 1981).

AGRADECIMIENTO

Los autores quisieran agradecer a Alan Williams por los datos de geotermometría basados en isótopos de oxígeno, y a Charles Barker por los datos de temperatura obtenidos de la reflectacia de vitrinita. Se agradece también a los investigadores del Lawrence Berkeley Laboratory y de la comisión Federal de Electricidad por su asistencia en nuestro estudio cooperative de Cerro Prieto. Este trabajo fue auspiciado por el Departamento de Energía bajo contrato No. 7100410 a través del Lawrence Berkeley Laboratory, y por una beca de la Fundación Roland Blanchard para

mineralogía económica a través del Department of Earth Sciences de la Universidad de California, Riverside. Este trabajo es el infome UCR-IGPP 81/11 del Institute of Geophysics and Planetary Physics de UCR. Este trabajo está basado en la tesis de maestría del primer autor (Sanford, 1981).

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

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

Abstract

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

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

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

The ratio Rsd/Rsh, that is the ratio of the deep induction sand resistivity to the deep induction shale resistivity on logs, computed over 50 ft (15 m) intervals, shows a general decrease from 1.0 to 4.0 in the illite zone to <0.3 in the feldspar zone. Furthermore, a crossplot of σ_B versus Rsh or Rsd enables easy identification of all four mineral zones from shales and at least two mineral zones from sandstones, from log data.

Introduction

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Hydrothermal Mineralogy

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

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

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

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

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

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

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

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

Accuracy of the Gamma-Gamma Density Log

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

$$\sigma la = \phi\sigma f + (1 - \phi)\sigma gr$$

where ϕ = the measured porosity
σf = water density = 1
σgr = measured grain density of 2.65 where not measured.

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

Log Data - Mineral Zone Correlations

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

In the montmorillonite zone the sediments show no apparent alteration. Gamma-gamma density (σ_B) data indicate very low gradients of density versus depth of 6.5×10^{-5} gm/cm^3/m for sands and 13×10^{-5} gm/cm^3/m for shales. Most drill cuttings from the montmorillonite zone are unconsolidated and therefore difficult to sample. Shale cuttings of this zone are brown colored, soft, and difficult to distinguish from clumps of drilling mud (Elders et al., 1977). σ_B of shale above 1000 ft (305 m) are often less than that of sand. Rsh is occasionally greater than sand at these shallow depths. This is probably due to high fresh water content absorbed by the expandable clays. The unconsolidated sediments occur as deep as 7000 ft (2130 m) in well NL-1 below which hydrothermal alteration indurated the sediments to varying degrees.

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

The illite zone is indicated by great increase in both sandstone and shale densities. This zone has been recognized in all of the nine wells so far studied. In wells where this change occurs at shallow depth, such as well M-43 (Figure 6), shale density may increase as much as 0.3 gm/cm^3 within 600 ft (180 m). The increase is less where alteration occurs deeper, such as in well T-366 (Figures 5 and 8), where compaction effects cause higher densities in the montmorillonite zone above. Hydrothermal alteration increases density to a maximum value independently of depth. Figure 8 shows the increase in density for well T-366 occurring at ∿6150 ft. X-ray analyses of shale cuttings indicates the illite zone appears at ∿6250 ft. Linear regression lines have been run on the montmorillonite zone densities for both sand and claystone and extrapolated into the alteration zones. Note that all sediments within the zones of alteration are much more dense than what would be expected from mere compaction. This indicates that net induration has occurred. While our mineralogical studies have shown some localized solution porosity, we believe that in general, all the zones of alteration show a net reduction in porosity greater than that due to compaction and diagenesis.

Inspection of cuttings samples indicates that induration occurs at the top of the illite zone and corresponds with a change of color of shales from brown to grey. This change appears to correspond to the boundary between consolidated-unconsolidated rocks (the A-B horizon defined by Puente and de la Peña [1979] at Cerro Prieto). Highly resistive sands are uncommon below this interface. Normally Rsd decreases to approximately 1.5 ohm-m and then increases to 2.5 ohm-m. Rsh is very constant and low (∿1-1.5 ohm-m). The occurrence of expandable clay minerals containing eight hydroxyl ions in the unit cell and illite with two hydroxyls, which are relatively conductive, probably account for the low resistivity of the shales in this zone.

The chlorite zone is present in all the wells

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

All the wells studied show a very rapid increase both in Rsh (6 ohm-m to 10 ohm-m) and in shale σ_B (2.5 gm/cm^3 to $\sim$2.65 gm/cm^3) at the top of the feldspar zone (Figures 5, 6 and 7). This is the zone presently producing steam for the power plant (Diaz C., personal communication, 1980). In most of the wells studied, Rsd of this zone drops appreciably from 8 ohm-m to less than 5 ohm-m. Shale color within this zone is dark grey. The increase in values of log data for shales correlates directly with an increase in feldspar content at the expense of layered silicates. In well M-43 (Figure 6), the feldspar content increases from 11% in the chlorite zone to 13% in the feldspar zone. The lower feldspar content of shales of the feldspar zone of well M-43 probably accounts for the lower resistivity (<10 ohm-m) compared to that of wells T-366 and M-107 (>20 ohm-m). Sandstone resistivity (Rsd) normally drops from 8 ohm-m to $\sim$4 ohm-m in this zone, probably due to higher water salinities. The higher salinities result from the conversion of calcite, clays and quartz to epidote and biotite which releases ions into the formation water.

Methods for Rapid Identification of Zones

Rsd/Rsh vs. Depth

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

Resistivity-Density Crossplots

A method which integrates all of the variables from the log data we have discussed is the traditional resistivity-density crossplot. This crossplot is used to determine water saturation in petroleum reservoirs (Schlumberger, 1974). At Cerro Prieto it works very well in identifying the four mineral zones using shale data (Figure 9). Similar crossplots of sandstone log data only differentiates between altered and unaltered sediments (Figure 9A). With more study we may find that the points lying at the top of the sandstone crossplot (Figure 9A where σ_B > 2.4 gm/cm^3) correlate well with self-sealed sand directly above the hot zone.

Recognition of Igneous Rocks

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

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

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

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

Conclusion

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

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

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

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

Acknowledgements

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

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

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

References

Abril G., A. and Noble, J. E., 1979, Correlación de secciones transversales en base a registros electricos de pozos del campo geotermico de Cerro Prieto, in Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL-7098, 41-48.

Barker, C. E., 1980, Unpublished data.

Bott, M. H. P., 1971, The Interior of the Earth; St. Martin's Press, New York, NY, 316 p.

Browne, P. R. L. and Ellis, A. J., 1971, The Ohaki-Broadlands hydrothermal area of New Zealand: Mineralogy and related geochemistry; Amer. Jour. of Sci., 269, 97-131.

Davis, D. G. and Sanyal, S. K., 1979, Case history report on East Mesa and Cerro Prieto geothermal fields; Los Alamos Scientific Laboratory, report LA-7889-MS.

Diaz C., S., 1979, Estudios de potencial natural al noroeste del volcan Cerro Prieto; in Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL-7098, 193-203.

Elders, W. A., Olson, E., Hoagland, J. R., Barker, C. E., Johnson, P. and Collier, P., 1977, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of wells M48, M84, M90, M91, and Prian no. 1; Final report to the Department of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, Univ. of Calif., Riverside/ Inst. of Geoph. and Planet. Phys., report 77/37, 153 p.

Elders, W. A., Hoagland, J. R., Olson, E. R., McDowell, S. D. and Collier, P., 1978, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of twenty-three wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico; Final report to the Department of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, Univ. of Calif., Riverside/Inst. of Geoph. and Planet. Phys., report 78/26, 264 p.

Elders, W. A., Hoagland, J. R., McDowell, D. and Cobo R., J. M., 1979, Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto, B.C., Mexico; Geothermics, 8, 201-209.

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

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

Ershaghi, I., Phillips, L. B., Dougherty, E. L., Handy, L. L. and Mathews, M., 1979, Application of oilfield well log interpretation techniques to the Cerro Prieto geothermal field; in Soc. Prof. Well Log Analysts, 20th Ann. Logging Symp., Trans., PP1-PP11.

Ershaghi, I., Ghaemian, U., and Mathews, M., 1980, Detection of hydrothermal alteration in a sedimentary type geothermal system using well logs; 55th Ann. Tech. Conf. and Exh. of S.P.E. of A.I.M.E., Dallas, TX.

Garcia, R., 1980, How depositional systems relate

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

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

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

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

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

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

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

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

Schlumberger, 1974, Log Interpretation Applications.

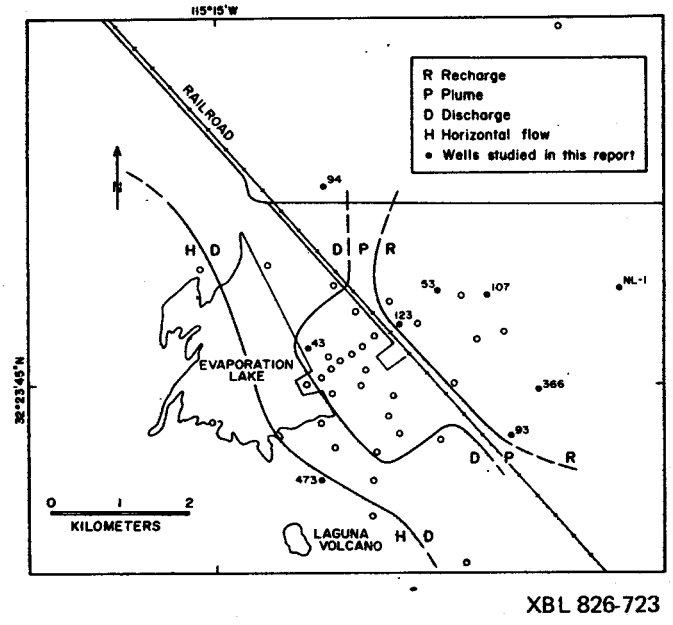
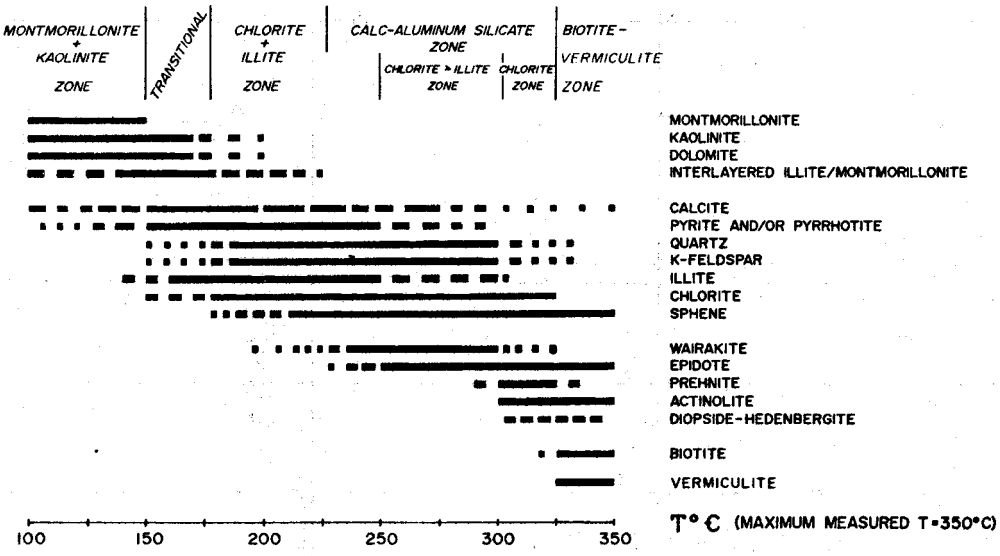


Figure 1. Cerro Prieto gethermal field.

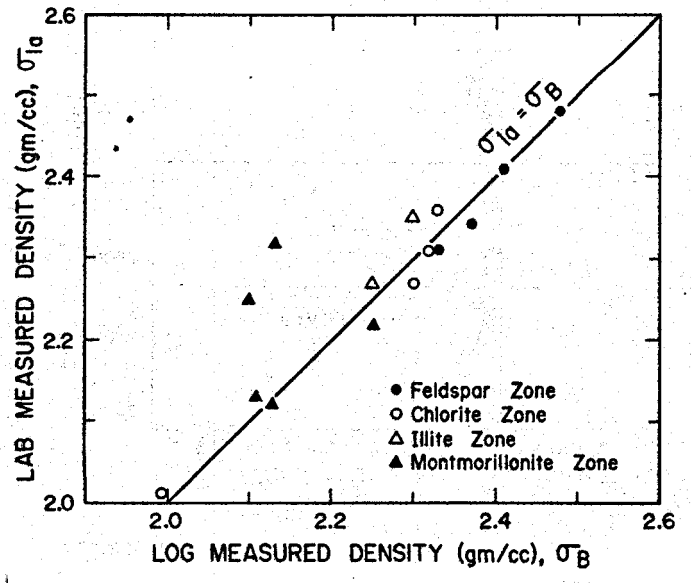
Figura 1. Campo geotérmico de Cerro Prieto. R: recarga; P: penacho; D: descarga; H: flujo horizontal; • : pozos estudiados en este informe.



XBL 826-724

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

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



XBL 826-725

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

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

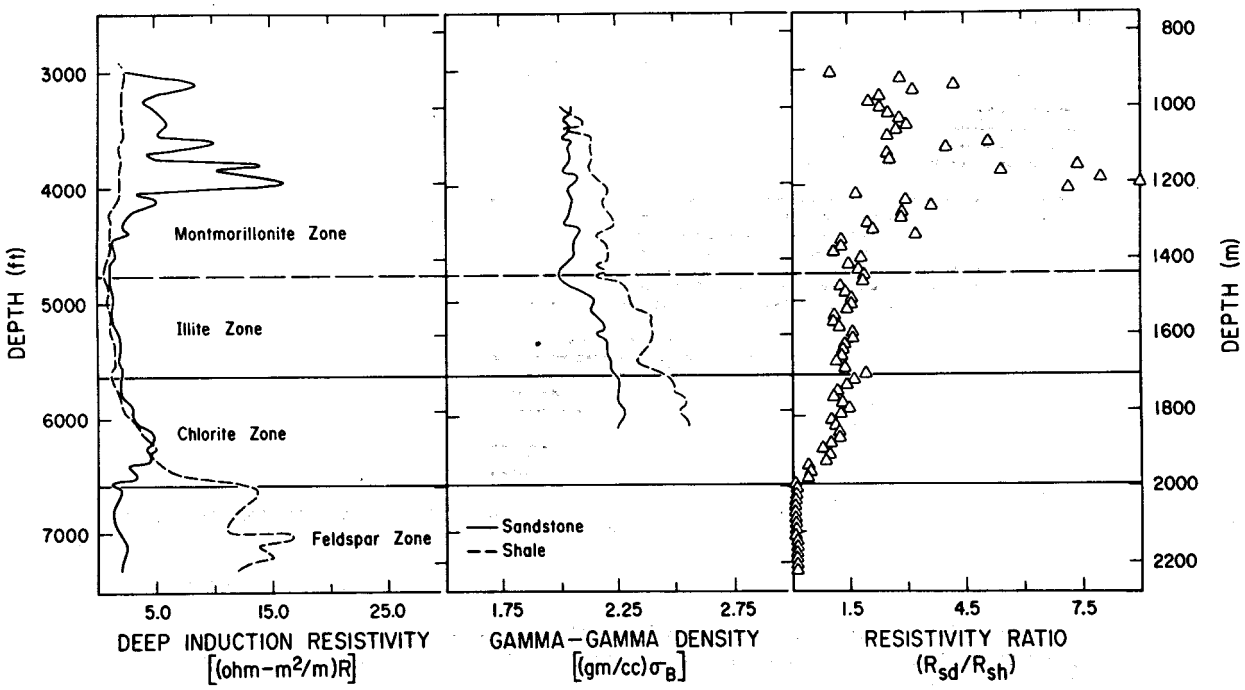


Figure 4. Well M-107, well log data vs. depth.

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

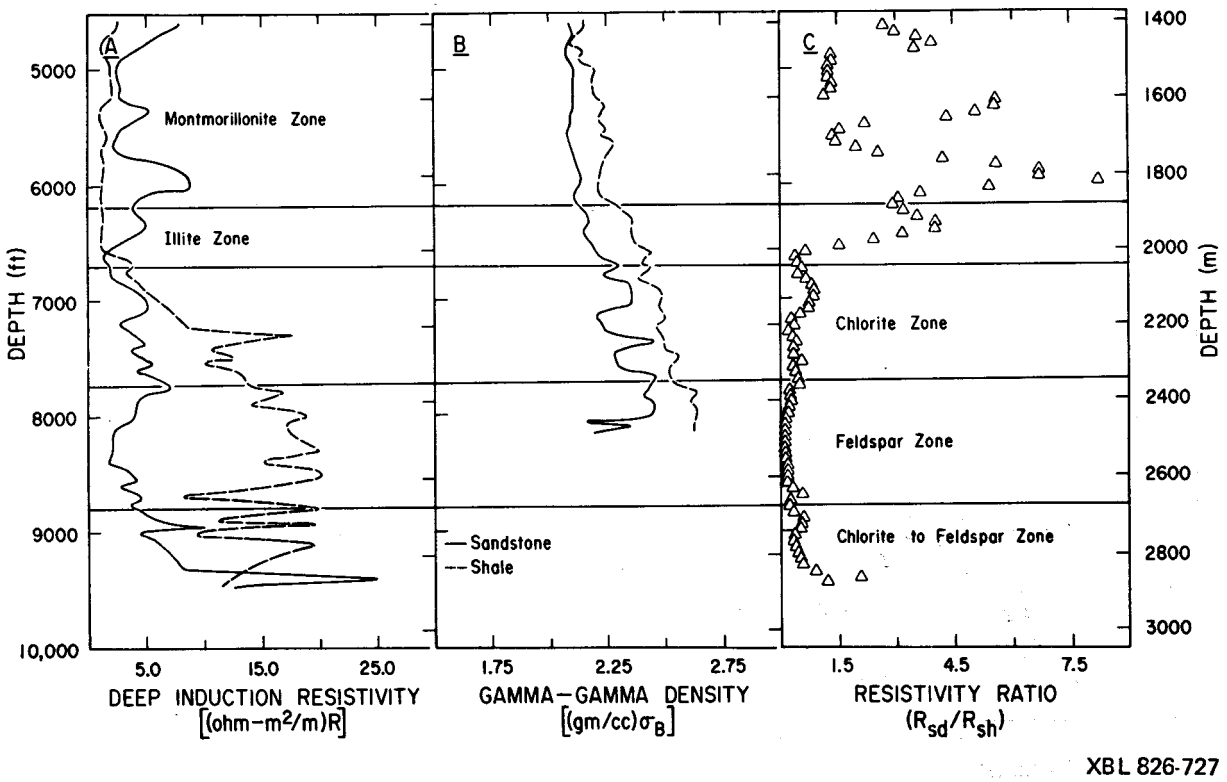


Figure 5. Well T-366, well log data vs. depth.

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

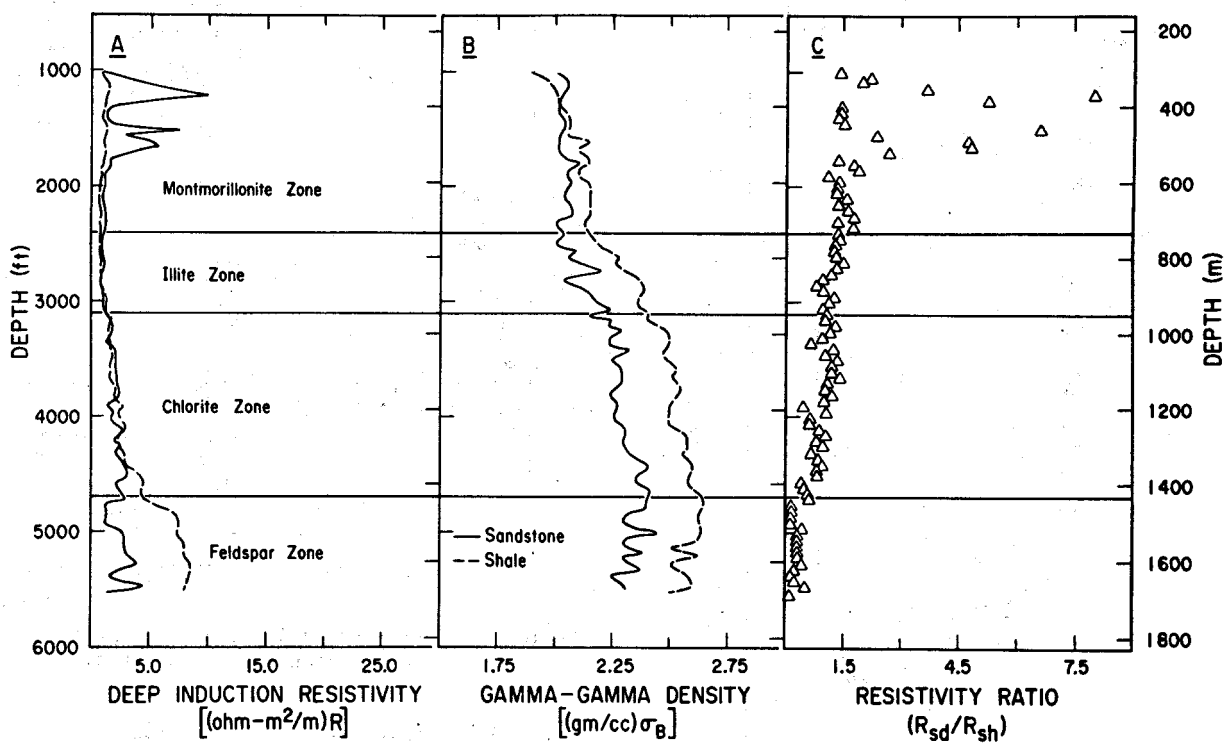


Figure 6. Well M-43, well log data vs. depth.

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

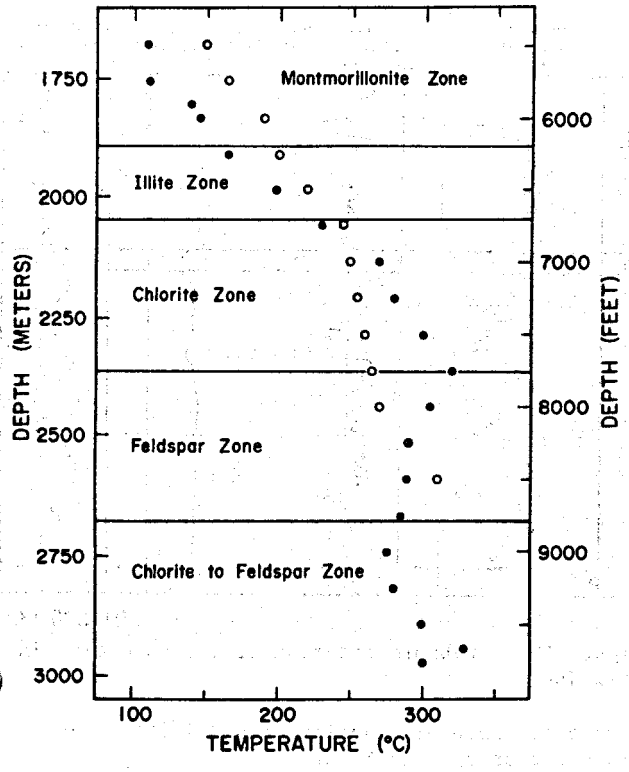


Figure 7. Well T-366, correlation of measured temperature logs with mineral zones.

LEGEND

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

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

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

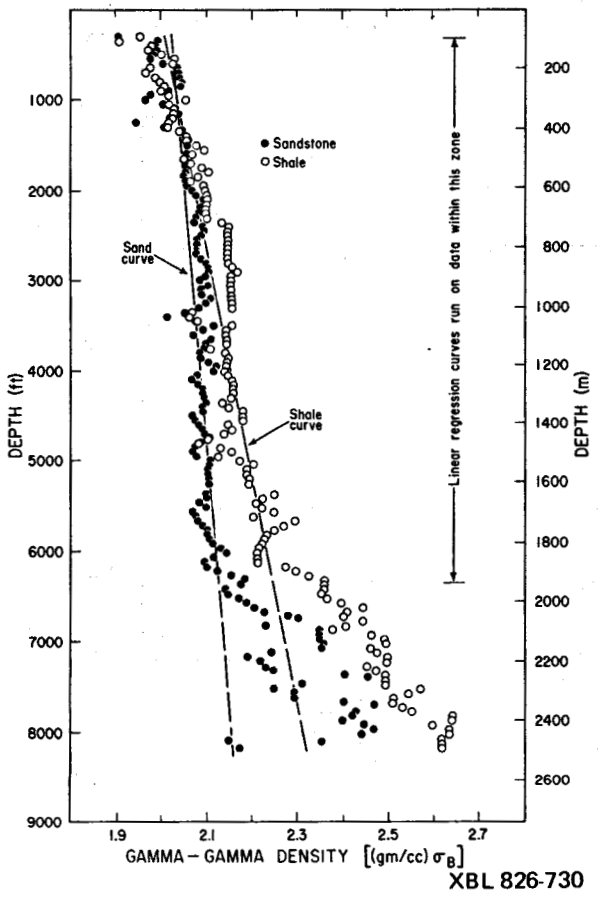


Figure 8. Density variation with depth for well T-366. Linear regression curve fitted for the data from the unaltered sediments (0 ft to 6000 ft). The regression curves are extrapolated into the alteration zones.

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

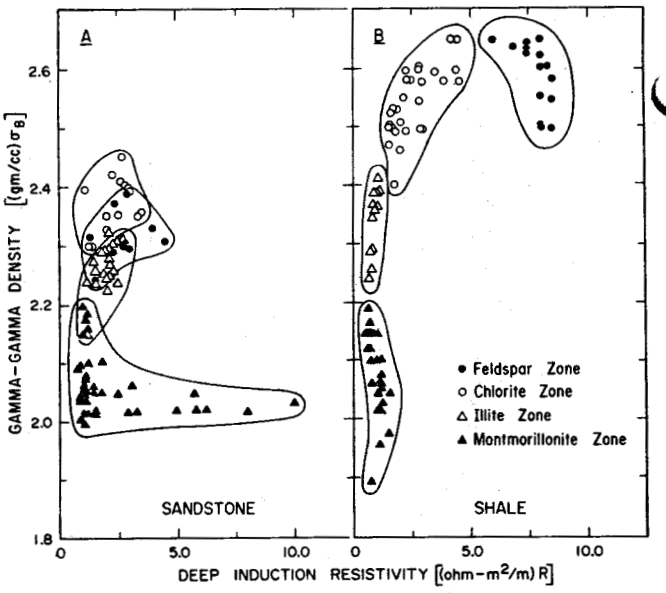


Figure 9. Resistivity-density crossplots. A - sandstones. B shales.

Figura 9. Gráficos de interrelación resistividad-densidad.

A - Areniscas. B - Lutitas.

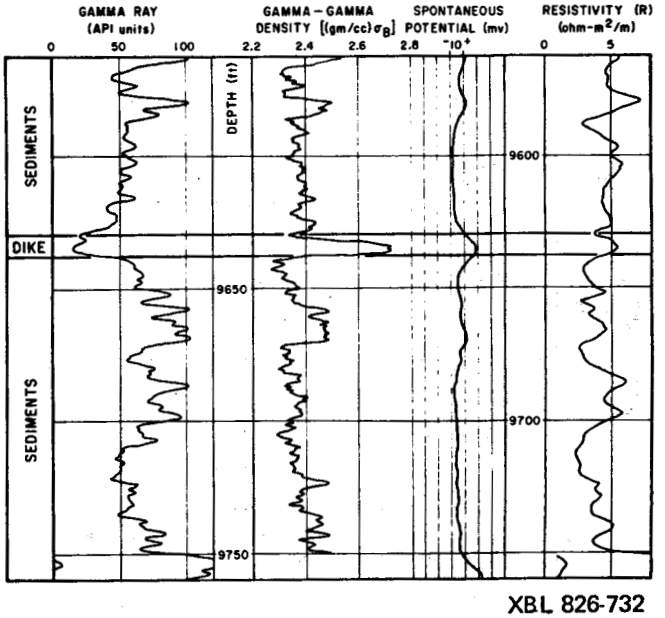


Figure 10. Probable location of diabasic dike in well NL-1.

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

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

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

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

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

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

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

RESUMEN

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

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

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

La razón Rsd/Rsh, o sea la razón de las resistividades de inducción profunda de las arenas (Rsd) y de las lutitas (Rsh) en los registros, calculada a intervalos de 50 pies (15 m), muestra una disminución general, de 1.0 a 4.0 en la zona de illita, a menos de 0.3 en la zona de feldespatos.

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

INTRODUCCION

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

MINERALOGIA HIDROTERMAL

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

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

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

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

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

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

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

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

EXACTITUD DE LOS REGISTROS DENSIDAD GAMA-GAMA

En este estudio preliminar se determinó la porosidad de 14 muestras de núcleos utilizando métodos petrofísicos estándares. Luego, los resultados fueron convertidos a densidades globales (σla) utilizando la ecuación:

$$\sigma la = \phi\sigma f + (1 - \phi)\,\sigma gr$$

donde ϕ = porosidad medida

σf = densidad del agua = 1

σgr = densidad medida de los granos, o 2.65 donde no se la ha medido

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

CORRELACION ENTRE DATOS DE REGISTROS Y ZONAS MINERALOGICAS

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

En la zona de montmorillonita los sedimentos no muestran alteración aparente. Los datos de densidad gama-gama (σ_B) indican muy pequeños gradientes de densidad versus profundidad, 6.5×10^{-5} gm/cm^3/m para arenas, y 13×10^{-5} gm/cm^3/m para lutitas. La mayoría de los recortes de la zona de montmorillonita no están consolidados, por lo que son difíciles de muestrear. En esta zona, los recortes de lutitas son de color pardo, blandos, y difíciles de distinguir de los terrones de lodo de perforación (Elders et al., 1977). Arriba de los 1000 pies (305 m), frecuentemente la σ_B de las lutitas es menor que la de las arenas. Ocasionalmente a estas profundidades someras, la Rsh es mayor que la de las arenas. Esto se debe probablemente al alto contenido de agua fresca absorbida en las arcillas expansibles. En el pozo NL-1, los sedimentos no consolidados ocurren a una profundidad de hasta 7000 pies (2130 m), debajo de la cual la alteración hidrotermal endureció a los sedimentos en diversos grados.

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

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

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

El examen de muestras de recortes indica que el endurecimiento ocurre en la parte superior de la zona de illita, y que corresponde con un cambio de color de las lutitas, de pardo a gris. Este cambio parece corresponder al límite entre las rocas consolidadas y no consolidadas (el horizonte A-B definido por Puente y de la Peña, 1979, en Cerro Prieto). Arenas de alta resistividad no son muy frecuentes debajo de esta superficie de contacto. Normalmente la Rsd disminuye a alrededor de 1.5 ohm-m, y luego aumenta a 2.5 ohm-m. La Rsh es muy constante y baja (~1-1.5 ohm-m). La presencia de minerales de arcilla expansible, conteniendo ocho iones de hidróxilo en la celda unitaria, y de illita con dos hidróxilos, los que son relativamente conductores, probablemente explica la baja resistividad de las lutitas de esta zona.

La zona de clorita se encuentra en todos los pozos estudiados hasta ahora. Tipicamente se la puede reconocer como la zona con un aumento de Rild, tanto en las areniscas como en las lutitas. En cinco de los nueve pozos estudiados, la resistividad máxima de las areniscas está muy bien correlacionada con la concentración máxima de la zeolita wairakita, con un incremento de clorita a costa de la illita y de las arcillas expansibles, y con una reducción de porosidad (medida en secciones delgadas) debido a sobrecrecimientos de cuarzo y feldespato. Probablemente el aumento de Rildsh y σ_B en las lutitas se debe al incremento de clorita y a la pérdida de arcillas intercapa expansibles, y por lo tanto del endurecimiento.

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

METODOS PARA LA IDENTIFICACION RAPIDA DE LAS ZONAS

Rsh/Rsh vs. Profundidad.

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

Gráficos de Interrelación entre Resistividad-Densidad.

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

RECONOCIMIENTO DE ROCAS IGNEAS

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

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

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

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

CONCLUSION

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

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

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

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

AGRADECIMIENTOS

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

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

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

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

HYDROTHERMAL ALTERATION OF SEDIMENTS ASSOCIATED WITH SURFACE EMISSIONS FROM THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

J. N. Valette-Silver,*† I. Esquer P.,** W. A. Elders,* P. C. Collier,* and J. R. Hoagland*
*Institute of Geophysics and Planetary Physics
University of California
Riverside, California, U.S.A.

**Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Abstract

Surface emissions from the Cerro Prieto geothermal reservoir are restricted to a 100 km^2 area on the western side of the field, near the volcano "Cerro Prieto" and the lake "Laguna Volcano." Some 57 surface emissions, explored in 1979, were classified into hot springs, mud pots, pools, fumaroles and "geysers" (Valette and Esquer-Patiño, 1979). A study of the mineralogical changes associated with these hydrothermal vents was initiated with the aim of developing possible exploration tools for geothermal resources. The Cerro Prieto reservoir has already been explored by extensive deep drilling so that relationships between surface manifestations and deeper hydrothermal processes could be established directly.

Approximately 120 samples of surface sediments were collected both inside and outside of the vents. The mineralogy of the altered sediments studied appears to be controlled by the type of emission. A comparison between the changes in mineralogy due to low temperature hydrothermal activity in the reservoir, seen in samples from boreholes, and mineralogical changes in the surface emission samples shows similar general trends below 180°C: increase of quartz, feldspar and illite, with subsequent disappearance of kaolinite, montmorillonite, calcite and dolomite. These mineral assemblages seem to be characteristic products of the discharge from high intensity geothermal fields.

Introduction

The reservoir of the Cerro Prieto geothermal field is developed in the deltaic sediments of the Colorado River and is composed of a series of sands, silts and shales. Coarser, basin margin sediments, coming from Sierra de los Cucapá do not occur within the field. Now explored by more than 70 wells with depth between 1.5 and 3.5 km, the geothermal reservoir is characterized by temperatures as high as 350°C at less than 2 km.

Surface hydrothermal emissions are restricted to an arc along the western edge of the field (Figure 1). They cover an area of about 100 km^2 and are concentrated within two sectors: near "Cerro Prieto Volcano" and in "Laguna Volcano" (Calderon, 1958; Mercado, 1968, 1970).

Between January and August, 1979, a new geochemical survey of the surface emissions (Valette and Esquer-Patiño, 1979) showed the existence of four morphological types of surface emissions, "hot springs, mud pots and mud lakes, fumaroles and warm pools," each characterized by specific physical and chemical properties. Analysis of the chemical results revealed the existence of a fifth type of emission, which was designated "geysers," but which is not easily detected by its morphological aspects. These are not true geysers but do spout irregularly. The chemical characteristics of these five types of surface emissions are shown in Table 1 and their locations are shown in Figure 1, which also shows the decrease in area of emissions since power production began at Cerro Prieto.

Sampling and Analytical Techniques

A total of 120 surface sediment samples were collected on the 57 surface emissions mapped in the field. Surface samples were taken systematically both inside and outside of the hydrothermal vents. The distance between the two samples in the same location was about 2 m. In addition, approximately 60 samples were analyzed from six cores from boreholes drilled by Comisión Federal de Electricidad when prospecting and exploring the field, giving special attention to the unconsolidated upper part of the cores.

The surface sediments were collected with a plastic shovel, packed in plastic bags and stored in a cool laboratory until analysis. The analysis of the coarse fraction of the material involved microscopical examination of polished thin sections. The fine fraction of the material was studied by X-ray diffraction, including separate analysis of bulk samples, clay mineral fractions and glycolated clay mineral samples, using methods previously reported (Elders et al., 1978).

Results

An average mineralogical modal composition of the unaltered surface sediments of the Cerro Prieto area is, in weight per cent determined by

†Now at Centre de Recherche de Sedimentologie Marine, Universite de Perpignan, Avenue de Villeneuve, 66025 Perpignan, France.

quantitative X-ray diffraction, quartz 28%, plagioclase 6.6%, K-feldspar 7.6%, illite 9.5%, montmorillonite interlayer 11.5%, montmorillonite 9.7%, kaolinite 7.6%, calcite 11.6%, dolomite 7.3%, hematite 1.6% and others 4%.

The unaltered sediments of Cerro Prieto were used as a reference to follow the mineralogical changes occurring in the sediments altered by the superficial emissions.

For the sediments collected in the hydrothermal vents, the alteration mineralogy depends upon the type of emission. The five types of surface emission and their associated mineral alteration are as follows:

1. Hot springs. The springs have a temperature of about 90°C, a pH from 6.5 to 8, and an Eh from -25 to 100 mV. Their salinity is approximately 15 g/l, with NaCl as the predominant salt. Their chemistry (Table 1) is characterized by high contents of silica (100 ppm) and low contents of sulphates (35 ppm) and aluminum (50 ppb). By comparison with the original sediments, the altered sediments collected inside of the mouth of the hot springs show an increase in quartz, amorphous silica, plagioclase, K-feldspar, illite and by the appearance of pyrite (Figure 2). Interlayered montmorillonite, kaolinite, calcite and dolomite decrease dramatically. Montmorillonite and chlorite are absent.

2. Mud pots, mud lakes and mud volcanoes. The temperature of these emissions is generally very close to 100°C, the pH is less than 8 and the Eh is always negative. Their salinity varies from 3 to 14 g/l but is typically less than 5 g/l (Table 1). Sulphates are abundant (300 ppm) and silica is less than 50 ppm. The mineralogical association which occurs in the altered sediments collected inside of these manifestations is characterized by the presence of alunite, pyrite, sulfur and gypsum (Figure 2). An increase of the contents of interlayered montmorillonite and illite is observed. A decrease in plagioclase and K-feldspar is also noted. Here again the sediments are free of chlorite.

3. "Geysers." Although they are not true geysers, we gave this name to vents showing sporadic emissions of boiling waters. The temperature of these emissions is generally 100°C, the pH about 2 and the Eh is always negative. The total salinity of the waters is approximately 2 g/l (Table 1). High silica values (400 ppm) are typical; Na/K ratios are quite low (∿1.29), and aluminum contents are often high (max. 80 ppm). Inside the "geysers", sediments are depleted in illite, interlayered montmorillonite, calcite, and gypsum. On the other hand, the quantities of quartz, amorphous silica, and K-feldspar clearly increase (Figure 3).

4. Fumaroles. Two ranges of temperature are observed in the fumaroles, one around 45°C, the second between 80-100°C. In the hotter fumaroles the emitted gases are characterized by a very large amount of steam (90%) associated with CO_2, H_2S, SO_2 and HCl. In the colder types, CO_2 is predominant. The condensate solutions are characterized by pH close to 2 and Eh negative or slightly positive. The salinity of the condensate is very low (2 g/l) with sulphates (500 ppm) and chlorides (100 ppm) as the dominant species (Table 1). In the sediment altered by the fumaroles, the original minerals are generally destroyed by the hot and acidic fluid formed by the condensation of the steam and by the subsequent dissolution of gases. At the same time that the primary minerals are destroyed, quartz, amorphous silica and sulphur are formed (Figure 3).

5. Warm pools. The temperature of these pools is generally less than 45°C, pH varies from 1 to 5 and Eh is negative or slightly positive (+25 mV max.). The salinity of the fluid is always high with 135 g/l as maximum. High sulphate values are typical and iron, manganese, aluminum and vanadium are markedly concentrated (Table 1). The reactions between the fluid of the pools and the sediments gives rise to quartz, amorphous silica, K-feldspar, illite, sulphur, pyrite and gypsum. In these conditions, calcite, dolomite and halite are destroyed (Figure 4).

Alteration in Boreholes

The reservoir fluids collected at the well head show salinities of about 19 g/l; Na, Ca and K are the predominant cations (Mañón et al., 1977). In the gas phase, CO_2 and H_2S are the two most important constituents (Nehring and Fausto, 1979; Welhan et. al., 1978).

The progressive increase of temperature as a function of depth in the reservoir brings about dramatic transformations in the mineralogy of the sediments. These changes have been described in a series of papers by our group of the University of California, Riverside (Elders et al., 1977, 1978, 1980, 1981).

Figure 1 of Elders et al., 1981 (this volume) shows the progressive hydrothermal mineral zones developed in sandstones of the reservoir, at temperatures of up to 350°C. At the lowest temperatures the sediments begin to lose kaolinite and montmorillonite. At 150°C-180°C these minerals disappear and there is a transition into a chlorite-illite zone where dolomite and interlayered illite montmorillonite disappear, being replaced by chlorite and illite. Above 180°C

quartz and K-feldspar increase spectacularly. About 225°C a series of decarbonation reactions lead to the formation of various calc-aluminum silicates such as wairakite, epidote, prehnite, actinolite and diopside. Above 325°C the disappearance of illite and the formation of biotite and vermiculite are observed, forming a greenschist facies metamorphic mineral assemblage.

A somewhat different sequence of hydrothermal minerals is observed in the shales of the reservoir, the difference presumably being due to the lower permeability of shales versus sandstones (Seamount and Elders, 1981, this volume). The sequence in shales is, below 150°C - montmorillonite zone; 150-250°C - illite zone (equivalent to illite + chlorite zone of sandstones); 250-300°C - chlorite zone (overlaps cal-aluminum silicate zone of sandstones); and above 300°C - feldspar zone (overlaps the biotite vermiculite zone of the sandstones).

Conclusions

From our mineralogical studies it appears clear that the mineralogy of the altered sediments at the surface is directly controlled by the physiochemical parameters of the discharged fluid. In the upper part of the reservoir, the temperature seems to be the most important factor. In the surface emissions, Eh and pH drive the reactions. At the surface the dominant parameter is the degree of oxidation of the hydrothermal gases. The P_{O_2}, P_{CO_2}, P_{H_2S}, and P_{SO_2} determine Eh -pH pair and modify the solution-mineral equilibrium (Valette et al., 1981, this volume). The other important factor is obviously the ionic concentrations in the fluid, especially of silica, aluminum, calcium, potassium, sulphate, and chlorides. In each case, the characteristics of the hydrothermal fluid give rise to a typical paragenesis of alteration minerals.

In summary, the action of the hydrothermal alteration on the sediments for all types of surface emissions is characterized in general by the formation of quartz, amorphous silica, sulphur, sulphides, and K-feldspars and the disappearance of the calcite, dolomite, gypsum, halite and sylvinite. These relations are summarized in Table 2.

The comparison of the progressive changes observed in the mineralogy of the material of the reservoir as a function of the temperature increase and those obtained by the action of the hydrothermal fluid on the surface sediments shows some common trends: increase of quartz, K-feldspar, illite and decrease of montmorillonite, kaolinite, calcite, and dolomite. Chlorite, often present and associated with illite in the wells, is absent in the superficial vents. These mineral modifications occur at lower temperature in the superficial vents than in the boreholes. This difference is related to the variation of the physicochemical parameters of the chemical reactions: P_{O_2} is higher and P_{CO_2} lower at the surface than in the reservoir.

In the hydrothermal vents, we observe the formation of quartz and K-feldspar as the fluid cools. Flow of hot waters through cold rocks in the reservoir, especially in certain wells located on the western side of the field, produces the same assemblage (Elders et al., 1981). This paragenesis is similarly typical of "hydrothermal discharge zones" for the Cerro Prieto field. Elders et al. (1981) have shown that zones with calcite and anhydrite cement correspond to "recharge zones", where cold waters circulate into hot rocks.

Acknowledgements

We would like to thank the staff of the comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto for their help and the constant support they gave us. We have also benefitted by the interesting discussions we have had with colleagues at UCR, USGS and LBL.

The work at UCR was principally supported by Department of Energy contract no. 7100410, through Lawrence Berkeley Laboratory. This is report no. UCR/IGPP-81/12 of the Institute of Geophysics and Planetary Physics of UCR, typed by L. Lovell, with drafting by L. Jankov.

References

Calderón A., 1958, Estudio preliminar geólogico del área al sur y sureste de Mexicali, B.C., para aprovechar los recursos geotérmicos: GEOCA - Geólogos Consultores Asociados, report no. EG-1-58, 69 p.

Elders, W. A., Olson, E., Hoagland, J. R., Barker, C., Johnson, P., and Collier, P., 1977, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of wells M48, M84, M90, M91 and Prian No. 1: Final report to the Department of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, UCR/IGPP report no. 77/37, 153 p.

Elders, W. A., Hoagland, J. R., Olson, E. R., McDowell, S. D., and Collier, P., 1978, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of twenty-three wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Final report to the Department of Energy/Lawrence Berkeley Laboratory, UCR/IGPP report no. 78/26, 264 p.

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

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

Mañon, A., Mazor, E., Jiménez, M., Sánchez, A., Fausto, J., and Zenizo, C., 1977, Extensive geochemical studies in the geothermal field of Cerro Prieto: Lawrence Berkeley Laboratory report no. LBL 7019, 113 p.

Mercado S., 1968, Localización de zonas de máxima actividad hidrotermal por medio de proporciones químicas, Campo de Cerro Prieto, México: Tercer Congreso Mexicano de Química, México, Sociedad Mexicana de Química Pura y Aplicada, 32 p.

Mercado S., 1970, High activity hydrothermal zones detected by Na/K, Cerro Prieto, Mexico: Proceedings, United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources, Pisa; Geothermics, Special Issue 2, v. 2, p. 1367-1376.

Nehring, N. L. and Fausto, J., 1978, Gases in steam from Cerro Prieto, Mexico, geothermal wells: Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, San Diego, September 1978, Lawrence Berkeley Laboratory report no. 7098, p. 127-129.

Seamount, D. T., Jr., and Elders, W. A., 1981, Use of wireline logs at Cerro Prieto in identification of the distribution of hydrothermally altered zones and dike locations, and their correlation with reservoir temperatures; Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981 (submitted to this volume).

Valette, J. N. and Esquer-Patiño, I., 1979, Geochemistry of the surface emissions in the Cerro Prieto geothermal field: Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; Mexicali, October, 1979, p. 241-254.

Valette-Silver, J. N., Thompson, J. M., and Ball, J. W., 1981, Relationship between water chemistry and mineralogy in the superficial part of the Cerro Prieto geothermal field; Extended abstract, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Francisco, March 1981, p. 25.

Welhan, J. A., Poreda, R., Lupton, J. E., and Craig, H., 1978, Gas chemistry and helium isotopes at the Cerro Prieto; Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico; San Diego, September 1978, Lawrence Berkeley Laboratory report no. 7098, p. 113-118.

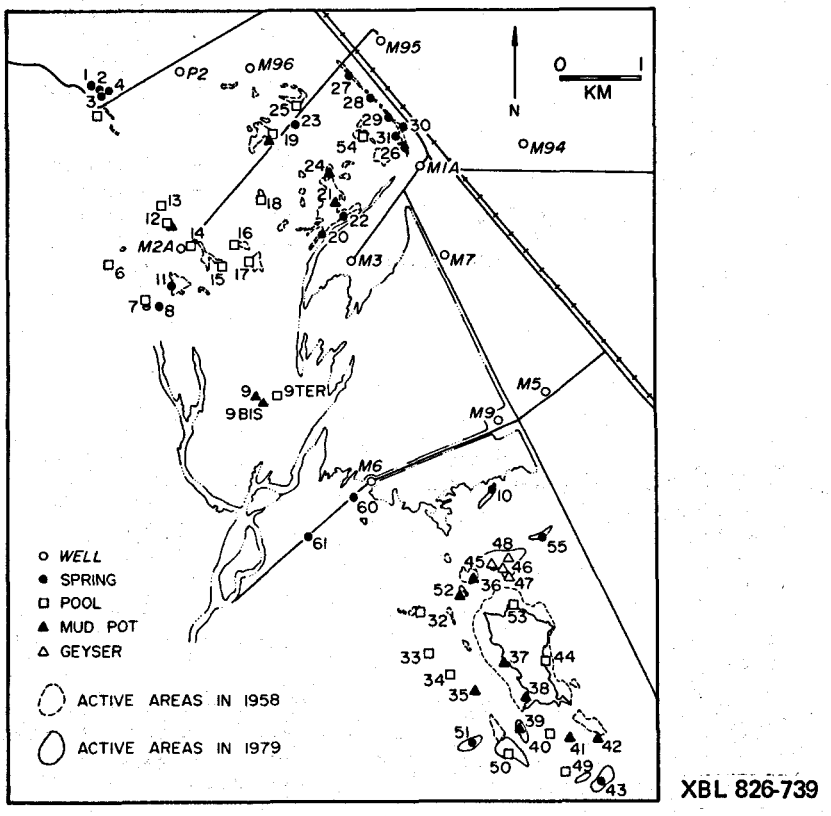


Figure 1. Location map of the surface emissions of the Cerro Prieto geothermal field (from Valette and Esquer-Patiño, 1979).

Figura 1. Mapa de ubicación de las manifestaciones superficiales en el campo geotérmico de Cerro Prieto (tomado de Valette y Esquer-Patiño, 1979).

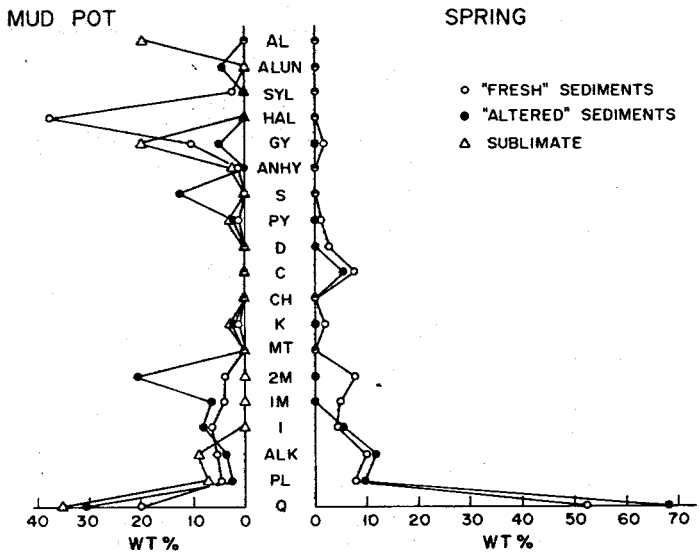


Figure 2

Figura 2

MINERAL SYMBOLS

AL	- Alum	K	- Kaolinite
ALUN	- Alunite	MT	- Montmorillonite
SYL	- Sylvite	2M	- Illite/montmorillite mixed layer, 50% expandable
HAL	- Halite		
GY	- Gypsum		
ANHY	- Anhydrite	1M	- Illite/montmorillite mixed layer, 25% expandable
S	- Sulfur		
PY	- Pyrite		
D	- Dolmite	I	- Illite
C	- Calcite	PL	- Plagioclase
CH	- Chlorite	Q	- Quartz
ALK	- Potassium Feldspar		

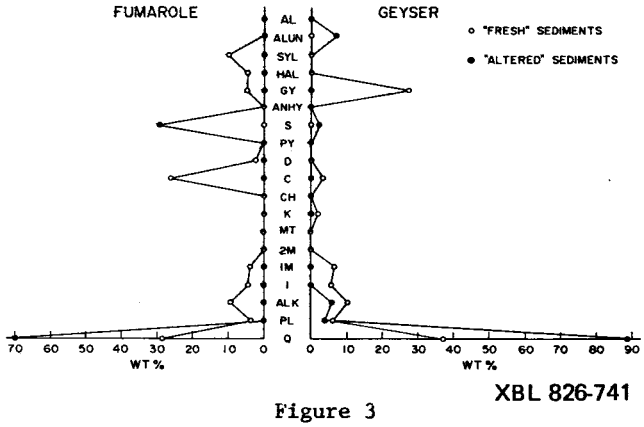


Figure 3

Figura 3

SIMBOLOS MINERALES

AL	- Alumbre	K	- Caolinita
ALUN	- Alunita	MT	- Montmorillonita
SYL	- Silvita	2M	- Illita/Montmorillonita de capas mixtas, 50% expansible
HAL	- Halita		
GY	- Yeso		
ANHY	- Anhidrita		
S	- Azufre	1M	- Illita/Montmorillonita de capas mixtas, 25% expansible
PY	- Pirita		
D	- Dolomita		
C	- Calcita		
CH	- Clorita	I	- Illita
ALK	- Feldespato potásico	PL	- Plagioclasa
		Q	- Cuarzo

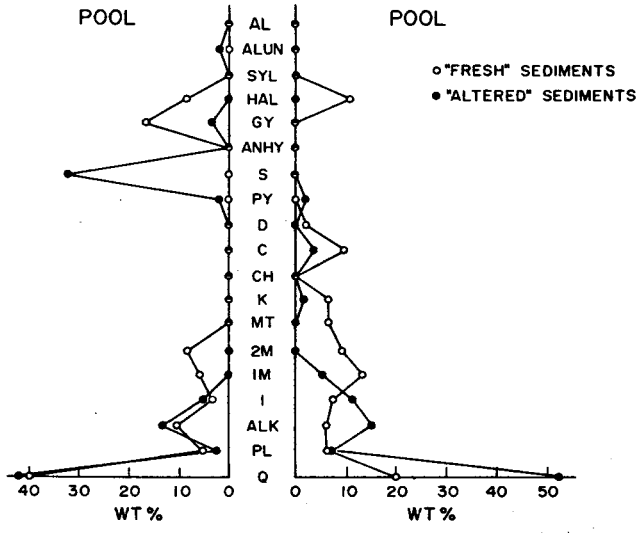


Figure 4

Figura 4

Figures 2, 3 and 4. Quantitative mineralogical modal analyses of fresh sediments compared with sediments altered in five types of surface emissions.

Figuras 2, 3 y 4. Análisis mineralógicos cuantitativos modales de sedimentos sin alterar comparados con los de sedimentos alterados de cinco tipos diferentes de manifestaciones superficiales (Fig. 2: Hoya de lodo, y manantial caliente; Fig. 3: Fumarola y "Géiser"; Fig. 4: Laguna caliente.)

Table 1. Chemical characteristics of the different categories of waters collected from the Cerro Prieto field (from Valette and Esquer-Patiño, 1979).

Tabla 1. Características químicas de diferentes categorías de aguas recogidas en el campo de Cerro Prieto (de Valette y Esquer-Patiño, 1979)

Sample	Category	T°C	pH	ppm Na*	ppm K*	ppm Ca	ppm Mg	ppm Cl	ppm SO_4	ppm HCO_3
N29	Spring	89	7.6	5115	664	357	4.6	8794	31	65
N21	Mud pot	100	6.8	160	19	38	2.0	14	307	124
N46	Geyser	99.5	2.0	92	157	128	72	31	5088	0
N12	Condensate	---	8.5	19	9	12	5	65	501	4
N5	Warm pool	22	2.0	953	157	2285	163	1258	5203	0

Sample	ppm Li	ppm SiO_2	µg/l Al*	µg/l V*	ppm Fe	ppm Mn	Na/K	Na/Li	Na/Ca	Cl/SO_4	Ca/Mg
N29	12.4	73	34	4.05	0.35	0.13	13.10	124.0	24.97	768	47.10
N21	2.3	30	---	---	0.20	0.04	14.32	21	7.34	0.12	11.50
N46	0.06	400	12800	79	117	1.83	1.00	107	1.55	0.12	1.00
N12	---	---	107	0.36	---	---	3.58	---	3.31	---	---
N5	1.5	200	93500	171	53	1.88	10.32	191.7	0.73	0.65	8.50

*Na, K = Atomic absorption analysis
*Al, V = Neutron activation analysis

Table 2. Mineralogical association of the sediments collected in the superficial manifestations.

Tabla 2. Asociaciones mineralógicas de sedimentos recogidos en manifestaciones superficiales.

Mineral	T < 50°C pH < 6 Eh < OmV Pool	T > 50°C pH > 6.5 Eh > OmV Spring	T > 85°C pH > 7 Eh > OmV Mud Pot	T > 85°C pH < 6 Eh < OmV Geyser	T ≃ 100°C pH ≃ 1 -400 < Eh < + 400 mv Fumarole	General Action
Quartz + SiO_2	+	+	∿	+	+	+
Plagioclase	∿	+	+	∿	-	
K-spar	+	+	+	+	-	
Illite	+	+	+	-	-	
1Mix	∿	-	∿	-	-	
2Mix	∿	-	-	0	0	
Montmorillonite	0	0	∿	0	0	
Kaolinite	∿	-	∿	-	0	
Chlorite	0	0	0	0	0	0
Calcite	-	-	-	-	-	-
Dolomite	-	-	-	0	-	-
Pyrite	+	+	+	+	0	+
Sulfur	+	0	+	0	+	+
Anhydrite	∿	0	+	-	0	
Gypsum	-	∿	-	-	-	-
Halite	-	∿	-	-	-	-
Sylvite	0	0	-	0	-	-
Alunite	+	0	+	∿	0	
Alum	0	0	+	0	0	

+ increased ∿ variable ☐ Major changes
- decreased 0 absent

ALTERACION HIDROTERMAL DE SEDIMENTOS ASOCIADOS CON LAS MANIFESTACIONES SUPERFICIALES DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

RESUMEN

Las manifestaciones superficiales del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto están restringidas a un área de 100 km^2 en la parte occidental del campo, cerca del volcán Cerro Prieto y de la laguna Volcano. Unas 57 manifestaciones estudiadas en 1979 fueron clasificadas como manantiales calientes, hoyas de lodo, lagunas, fumarolas y "geisers" (Valette y Esquer-Patiño, 1979). Con el propósito de desarrollar posibles métodos para la exploración de recursos geotérmicos, se inició un estudio de los cambios mineralógicos asociados con estas manifestaciones hidrotermales. El yacimiento de Cerro Prieto ya ha sido explorado extensamente mediante perforaciones profundas, de manera que es posible establecer relaciones directas entre las manifestaciones superficiales y los procesos hidrotermales a profundidad.

Cerca de 120 muestras de sedimentos superficales fueron obtenidas, tanto del interior como del exterior de las manifestaciones. La mineralogía de los sedimentos alterados estudiados parece estar controlada por el tipo de manifestación. Una comparación entre los cambios mineralógicos en el yacimiento debidos a actividad hidrotermal de baja temperatura observados en muestras de pozos, y cambios mineralógicos en muestras de manifestaciones superficiales presentan, en general, tendencias similares a temperaturas por debajo de 180°C: aumento de cuarzo, feldespatos e illita, con la subsiguiente desaparición de caolinita, montmorillonita, calcita y dolomita. Estas asociaciones mineralógicas parecen ser productos característicos de la descarga de campos geotérmicos de alta intensidad.

INTRODUCCION

El yacimiento del campo geotérmico de Cerro Prieto se encuentra en sedimentos deltaicos del Río Colorado, y está compuesto por una serie de arenas, limos y lutitas. Sedimentos de margen de cuenca, más gruesos, provenientes de la Sierra de Cucapá no aparecen dentro del campo. El yacimieno geotérmico, actualmente explorado por más de 70 pozos de 1.5 a 3.5 km de profundidad, está caracterizado por temperaturas de hasta 350°C a menos de 2 km de profundidad.

Las manifestciones hidrotermales superficiales están restringidas a un arco a lo largo del límite occidental del campo (Figura 1). Estas cubren un área de alrededor de 100 km^2, estando concentradas dentro de dos sectores: cerca del volcán Cerro Prieto, y en la laguna Volcano (Calderón, 1958; Mercado, 1968, 1970).

Un reciente estudio geoquímico de las manifestaciones superficiales realizado entre enero y agosto de 1979 (Valette y Esquer-Patiño, 1979), indicó la existencia de cuatro tipos morfológicos de manifestaciones: manantiales calientes, hoyas y lagunas de lodo, fumarolas, y lagunas calientes, cada uno caracterizado por propiedades físicas y químicas específicas. El análisis de los resultados químicos indica la existencia de un quinto tipo de manifestación, designado como "géisers", que no es facilmente detectable por sus aspectos morfológicos. Estos no son verdaderos géisers; sin embargo arrojan fluidos con irregularidad. Las características químicas de estos cinco tipos de manifestaciones superficiales están indicadas en la Tabla 1, y su ubicación se muestra en la Figura 1, la que también indica la disminución del área en donde ocurren las manifestaciones superficiales desde que comenzó la producción de energía eléctrica en Cerro Prieto.

TECNICAS DE MUESTREO Y ANALISIS

Un total de 120 muestras de sedimentos de la superficie fueron obtenidas de las 57 manifestaciones superficiales estudiadas en el campo. Muestras superficiales fueron tomadas sistematicamente, tanto del interior como del exterior de las manifestaciones hidrotermales. La separación entre muestras en una misma localidad fue de alrededor de 2 m. Además, se analizaron aproximadamente 60 muestras de seis núcleos de pozos perforados por la Comisión Federal de Electricidad durante la prospección y exploración del campo, prestándole especial atención a la parte superior no consolidada de los núcleos.

Los sedimentos de la superficie fueron obtenidos utilizando una pala de plástico, empaquetándolos en bolsas de plástico y almacenándolos en un laboratorio bajo refrigeración hasta su análisis. El análisis de la fracción gruesa del material consistió en un examen microscópico de cortes delgados pulidos. La fracción fina del material se estudió mediante difracción de rayos X, incluyendo, por separado, el análisis de muestras enteras, de fracciones de minerales de arcilla, y de muestras de minerales de arcillas glicoladas utilizando métodos descritos por Elders et al. (1978).

RESULTADOS

La composición mineralógica modal promedio de los sedimentos superficiales no alterados del área de Cerro Prieto, en porcentaje

Actualmente en el Centre de Recherche de Sedimentologie Marine, Universite de Perpignan, Avenue de Villeneuve, 66025 Perpignan, Francia

por peso, determinada utilizando difracción cuantitativa de rayos X es: cuarzo 28%, plagioclasa 6.6%, feldespato potásico 7.6 %, illita 5%, montmorillonita intercapa 11.5%, montmorillonita 9.7%, caolinita 7.6 %, calcita 11.6%, dolomita 2.3%, hematita 1.6%, y otros 4%.

Los sedimentos sin alterar de Cerro Prieto se utilizaron como referencia para seguir los cambios mineralógicos que ocurren en los sedimentos alterados por las manifestaciones superficiales.

La mineralogía de alteración en los sedimentos recogidos en las manifestaciones hidrotermales depende del tipo de manifestación. Los cinco tipos de manifestaciones superficiales, y la alteración mineralógica asociada con ellas son los siguientes:

1. Manantiales calientes. Los manantiales tienen una temperatura de alrededor de 90°C, un pH de 6.5 a 8.0, y un Eh de -25 a 100 mV. Su salinidad es aproximadamente 15 g/l, siendo el NaCl la sal predominante. Quimicamente (Tabla 1) se caracterizan por su alto contenido de sílice (100 ppm), bajo contenido de sulfatos (35 ppm), y aluminio (50 ppb). Comparándolos con los sedimentos originales, los sedimentos alterados recogidos dentro de la boca de los manantiales calientes muestran un aumento en el contenido de cuarzo, sílice amorfa, plagioclasa, feldespato potásico, illita, y la aparición de pirita (Figura 2). Las cantidades de montmorillonita intercapa, caolinita, calcita y dolomita disminuyen dramaticamente. No se encuentra montmorillonita y clorita.

2. Hoyas, lagunas y volcanes de lodo. La temperatura de estas manifestaciones generalmente es muy cercana a los 100°C, el pH es menor de 8, y el Eh siempre es negativo. Su salinidad varía de 3 a 14 g/l, pero tipicamente es menor de 5 g/l (Tabla 1). Los sulfatos son abundantes (300 ppm) y el contenido de sílice es menor de 50 ppb. La asociación mineralógica que aparece en los sedimentos alterados recogidos dentro de estas manifestaciones se caracteriza por la presencia de alunita, pirita, azufre, y yeso (Figura 2). Se observa un aumento en el contenido de montmorillonita intercapa y de illita, y una disminución en el contenido de plagioclasa y de feldespato potásico. Aquí también los sedimentos no contienen clorita.

3. "Géisers". A pesar de que no son verdaderos géisers, le hemos dado este nombre a las manifestaciones que esporadicamente emiten agua hirviente. La temperatura de estas emisiones generalmente es de 100°C, su pH alrededor de 2, y su Eh es siempre negativo. La salinidad total de las aguas es de alrededor de 2 g/l (Tabla 1). Tipicamente se observan altos contenidos de sílice (400 ppm); las razones Na/K son bastante bajas (~1.29), y los contenidos de aluminio frecuentemente son altos (max. 80 ppm). Dentro de los "géisers", los sedimentos presentan una reducción de illita, montmorillonita intercapa, calcita y yeso. Por otro lado, es evidente el aumento en las cantidades de cuarzo, sílice amorfa, y feldespato potásico (Figura 3).

4. Fumarolas. En las fumarolas se observan dos intervalos de temperatura. Uno alrededor de los 45°C, y otro entre 80 y 100°C. En las fumarolas más calientes, los gases emitidos se caracterizan por un contenido muy alto de vapor (90%) asociado con CO_2, H_2S, SO_2 y HCl. En las fumarolas de menor temperatura predomina el CO_2. Los condensados se caracterizan por un pH cercano a 2, y por un Eh negativo o ligeramente positivo. La salinidad del condensado es muy baja (2 g/l), siendo los sulfatos (500 ppm) y los cloruros (100 ppm) las especies dominantes (Tabla 1). En los sedimentos alterados por las fumarolas, en general, los minerales originales fueron destruídos por los fluidos calientes y ácidos que se forman por la condensación del vapor y por la subsiguiente disolución de los gases. Al mismo tiempo que los minerales primarios son destruídos, se forma cuarzo, sílice morfa y azufre (Figura 3).

5. Lagunas calientes. La temperatura de estas lagunas generalmente es menor de 45°C, su pH varía entre 1 y 5, y su Eh es negativo o ligeramente positivo (max. +25 mV). La salinidad de los fluidos es siempre elevada, con un máximo de 135 g/l. Tipicamente se encuentran altos contenidos de sulfato; el hierro, manganeso, aluminio y vanadio están notablemente concentrados (Tabla 1). Las reacciones entre los fluidos de las lagunas y los sedimentos generan cuarzo, sílice amorfa, feldespato potásico, illita, azufre, pirita, y yeso. Bajo estas condiciones se destruye calcita, dolomita y halita (Figura 4).

ALTERACION EN LOS POZOS

Los fluidos del yacimiento obtenidos en los cabezales de pozo presentan salinidades de alrededor de 19 g/l; los cationes predominantes son Na, Cl y K (Mañón et al., 1977). En la fase gaseosa, los componentes más importantes son el CO_2 y el H_2S (Nehring y Fausto, 1978; Welhan et al., 1978).

El aumento progresivo de temperatura con la profundidad produce transformaciones dramáticas en la mineralogía de los sedimentos del yacimiento. Estos cambios han sido descritos en una serie de trabajos de nuestro grupo de la Universidad de California en Riverside (Elders et al., 1977, 1978, 1980, 1981).

La Figura 1 de Elders et al. (1981, estas actas) muestra las zonas mineralógicas hidrotermales progresivas que se han desarrollado en las areniscas del yacimiento a temperaturas de hasta 350°C. A las temperaturas más bajas, los sedimentos comienzan a perder caolinita y montmorillonita. A 150-180°C estos minerales desaparecen y hay una transición hacia la zona de clorita-illita en la cual dolomita e illita-montmorillonita intercapa desaparecen, siendo reemplazados por clorita e illita. Arriba

de 180°C cuarzo y feldespato potásico disminuyen espectacularmente. Alrededor de los 225°C, una serie de reacciones de descarbonatación lleva a la formación de varios aluminosilicatos de calcio, tales como wairakita, epidota, prehnita, actinolita y diopsida. Arriba de 325°C se observa la desaparición de illita y la formación de biotita y vermiculita, formando una asociación mineralógica metamórfica de facies de esquistos verdes.

Una secuencia de minerales hidrotermales algo diferente se observa en las lutitas del yacimiento. La diferencia probablemente se deba a la baja permeabilidad de las lutitas con respecto a las areniscas (Seamount y Elders, 1981, estas actas). En las lutitas la secuencia es: menos de 150°C - zona de montmorillonita; 150-250°C - zona de illita (equivalente a la zona de illita + clorita de las areniscas); 250-300°C - zona de clorita (traslapa con la zona de aluminosilicatos de calcio de las areniscas); más de 300 °C - zona de feldespatos (traslapa con la zona de biotita-vermiculita de las areniscas).

CONCLUSIONES

En base a nuestros estudios mineralógicos parece claro que la mineralogía de los sedimentos alterados en la superficie está directamente controlada por los parámetros físico-químicos de los fluidos descargados. En la parte superior del yacimiento, la temperatura parece ser el factor más importante. En las areniscas superficiales las reaccciones están controladas por el Eh y el pH. En la superficie, el parámetro dominante es el grado de oxidación de los gases hidrotermales. Las P_{O_2}, P_{CO_2}, P_{H_2S} y P_{SO_2} determinan el par Eh-pH, y modifican el equilibrio entre la solución y los minerales (Valette et al., 1981, estas actas). Obviamente el otro factor importante es la concentración iónica en el fluido, especialmente de sílice, aluminio, calcio, potasio, sulfato y cloruro. En cada caso, las características del fluido hidrotermal dan origen a una paragénesis típica de minerales de alteración.

En resumen, la acción de la alteración hidrotermal en los sedimentos de todos los tipos de manifestaciones superficiales se caracteriza en general por la formación de cuarzo, sílice amorfa, azufre, sulfuros, y feldespatos potásicos, y por la desaparición de calcita, dolomita, yeso, halita y silvinita. En la Tabla 2 se resumen estas relaciones.

La comparación de los progresivos cambios observados en la mineralogía del material del yacimiento en función del aumento de temperatura y de aquellos cambios debidos a la acción del fluido hidrotermal sobre los sedimentos superficiales, muestra algunas tendencias en común: aumento de cuarzo, feldespato potásico e illita, y disminución de montmorillonita, caolinita, calcita y dolomita. La clorita, frecuentemente asociada con illita en los pozos, no se encuentra en las manifestaciones superficiales. En las manifestaciones superficiales estos cambios mineralógicos ocurren a menores temperaturas que en los pozos. Esta diferencia está relacionada con la variación de los parámetros físico-químicos de las reacciones químicas: en la superficie la P_{O_2} es mayor, y la P_{CO_2} es menor que en el yacimiento.

En las manifestaciones hidrotermales observamos la formación de cuarzo y feldespato potásico a medida que el fluido se enfría. En el yacimiento, el flujo de aguas calientes a través de rocas frías, especialmente en algunos pozos ubicados en la parte occidental del campo, produce la misma asociación (Elders et al., 1981). Esta paragénesis asimismo es típica de las "zonas de descarga hidrotermal" en el campo de Cerro Prieto. Elders et al. (1981) han mostrado que zonas con cemento de calcita y yeso corresponden a "zonas de recarga", donde aguas frías circulan a través de rocas calientes.

AGRADECIMIENTOS

Quisieramos agradecer al personal de la Comisión Federal de Electricidad por la ayuda y constante apoyo que nos han brindado. También hemos sacado provecho de las interesantes discusiones que hemos tenido con los colegas de UCR, USGS y LBL.

El trabajo fue auspiciado principalmente por el Departamento de Energía contrato No. 7100410, a través del Lawrence Berkeley Laboratory. Este es el informe No. UCR/IGPP-81/12 del Institute of Geophysics and Planetary Physics de UCR. El texto fue mecanografiado por L. Lovell, y los dibujos fueron realizados por L. Jankov.

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 $^{o}/_{oo}$ (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

the equation for the equilibrium partitioning of isotopes between calcite and water (Friedman and O'Neil, 1977) using the value of -8.3 °/oo 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.

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

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

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

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

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.

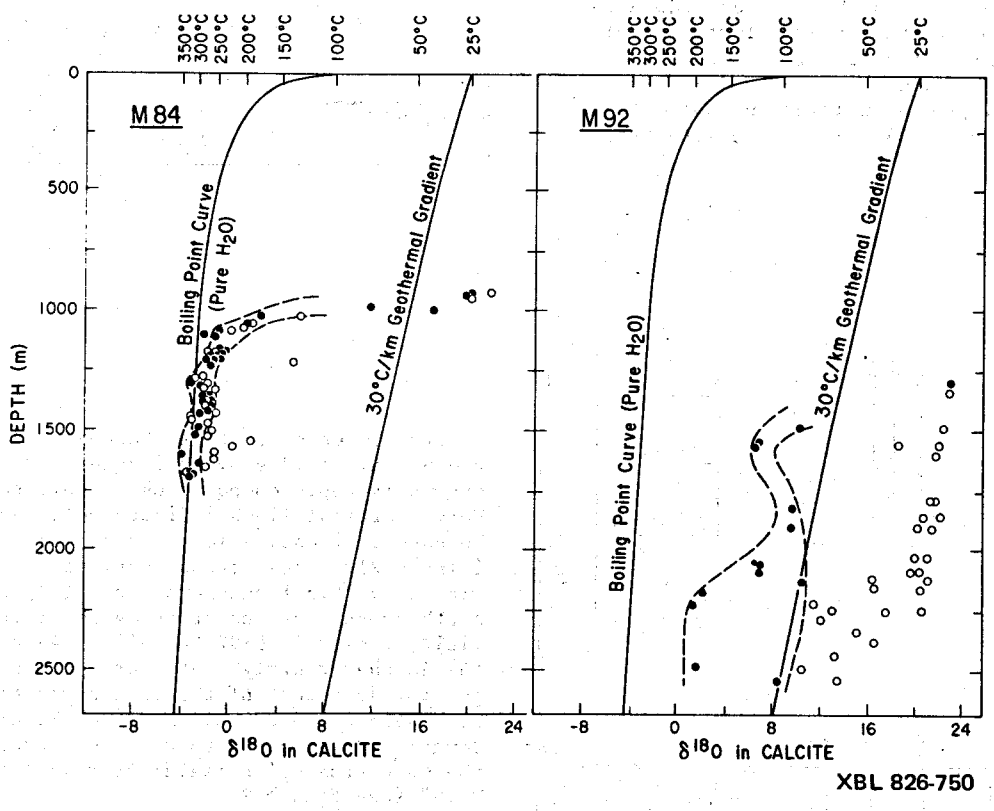
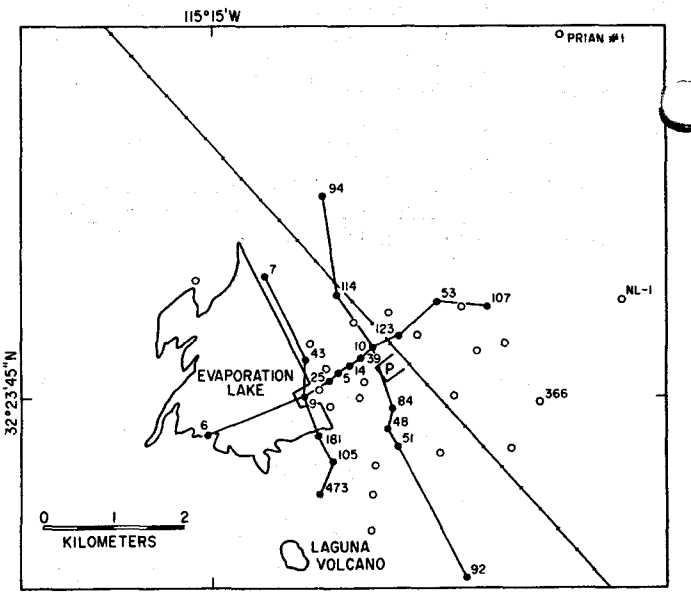


Figure 1. $\delta^{18}O$ vs. depth plots for wells M-84 (1A) and M-92 (1B). Data shown are for calcites in sandstones (solid symbols) and calcites in shales (open symbols) and are given as $\delta^{18}O$ relative to SMOW. Temperatures (upper scale) have been calculated using the equation for equilibrium 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

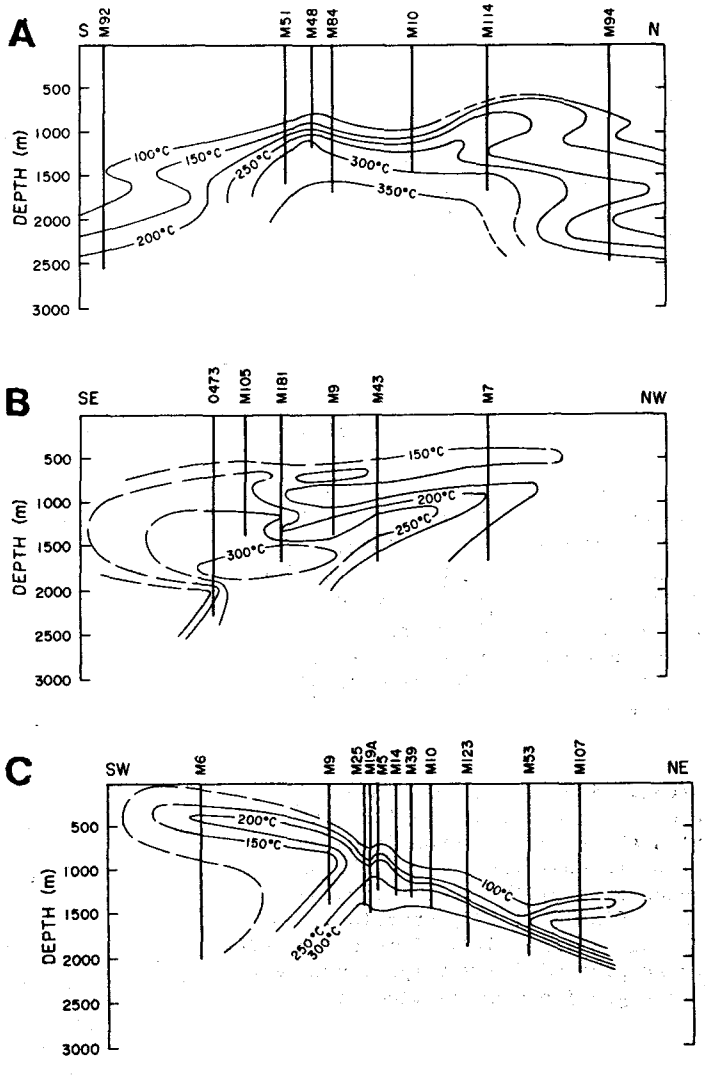


Figure 3. Cross sections through the Cerro Prieto geothermal field showing isotherms inferred from oxygen isotopic compositons of calcite in sandstones. Heavy vertical lines indicate wells and numbers can be used to identify location on the index map (Figure 2). These cross sections have been drawn without 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

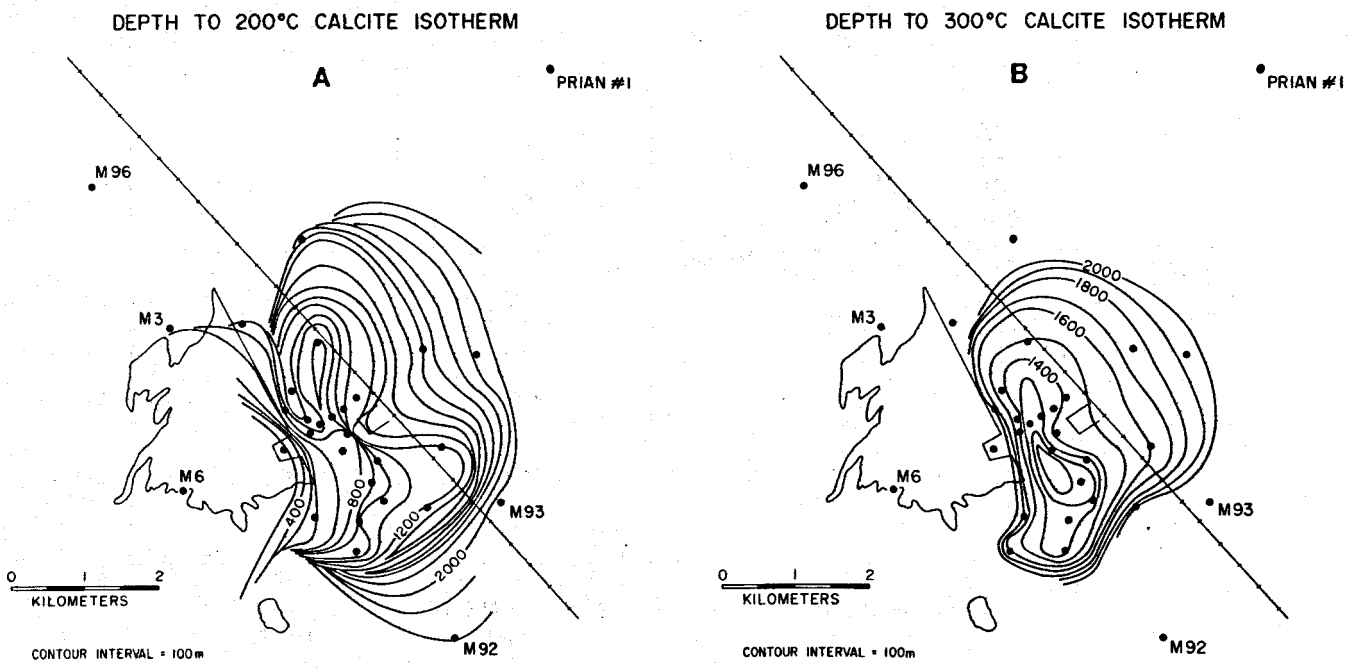


Figure 4. Contour maps indicating the depth (meters) to the 200°C (A) and 300°C (B) isotherms inferred from oxygen isotopic compositions of calcite in sandstones. Filled circles represent wells from which data were used in generating these maps. Several well numbers have been included for reference.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

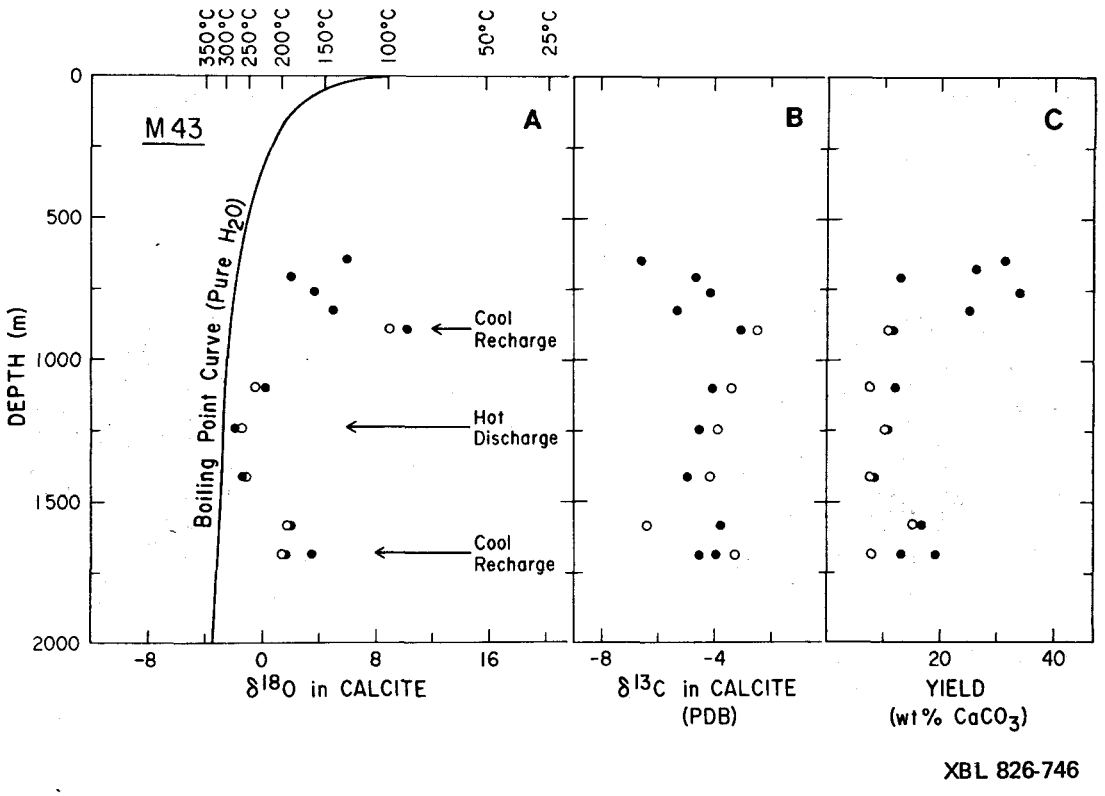
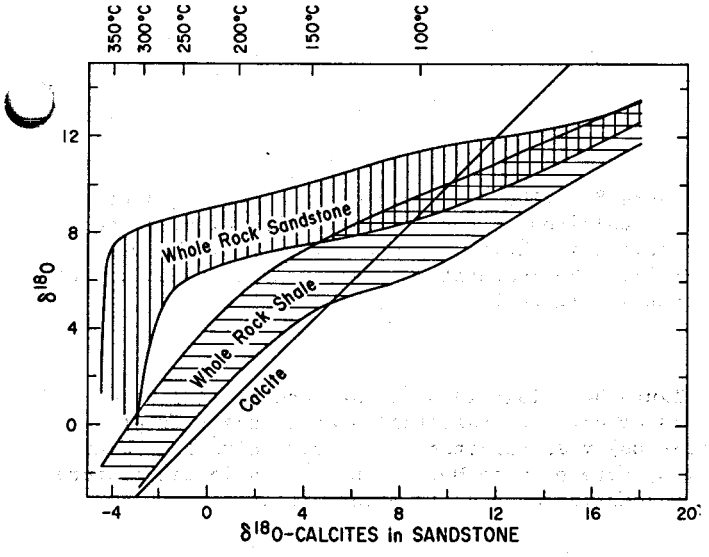


Figure 5. Stable isotopic and calcite yield data for samples from well M-43 plotted against their sampling depths. (A) $\delta^{18}O$ of calcite in sandstone (filled circles) and calcite in shale (open circles). Temperature correlation and boiling curve are as described in Figure 1. (B) $\delta^{13}C$ 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.

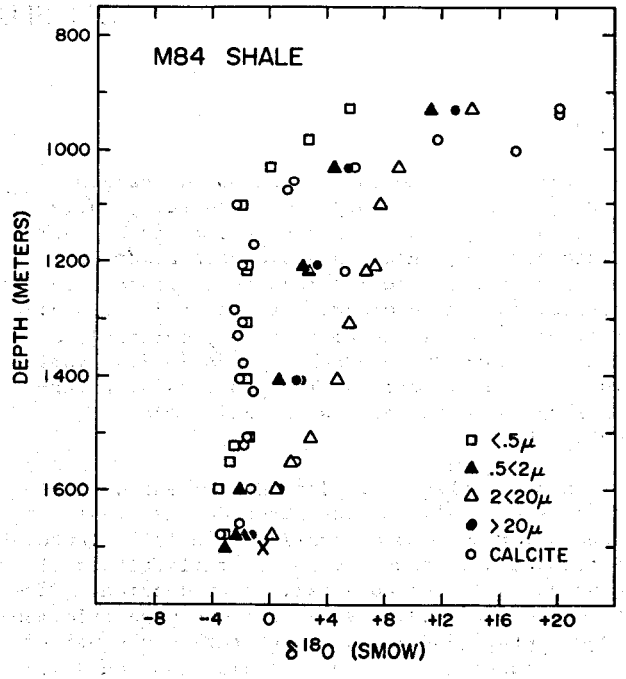


XBL 826-747

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 $\delta^{18}O$).



XBL 826-748

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).

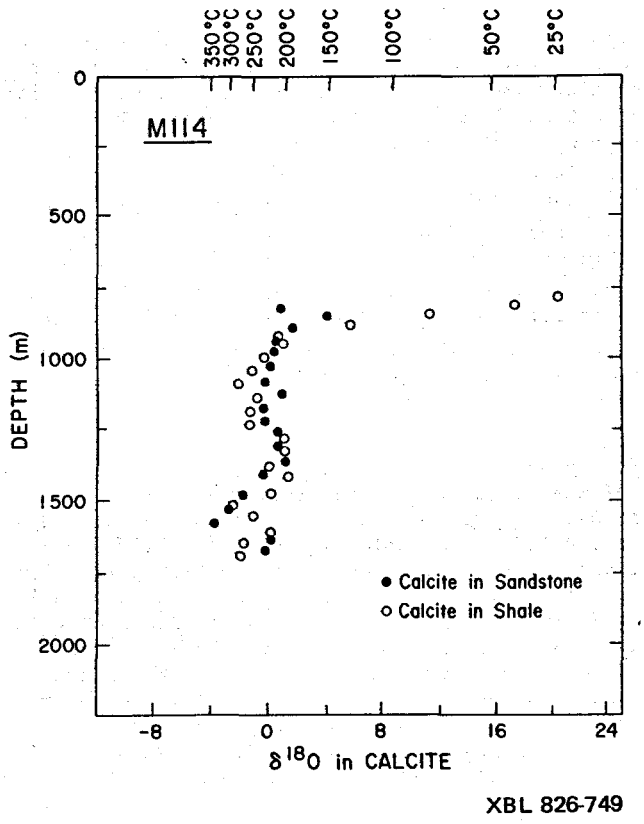


Figure 8. $\delta^{18}O$ vs. depth diagram showing data from calcites in sandstones (filled circles) and calcites in shales (open circles) from the well M-114. The temperature scale used is identical to that in Figure 1.

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 $3^{o}/oo$ 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 $4.7^{o}/oo$. 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.

DYNAMICS OF A GEOTHERMAL FIELD TRACED BY NOBLE GASES: CERRO PRIETO, MEXICO

E. Mazor
Weizmann Institute of Science
Rehovot, Israel

and

A. H. Truesdell
U.S. Geological Survey
Menlo Park, California, U.S.A.

ABSTRACT

Noble gases have been measured mass spectrometrically in samples collected during 1977 from producing wells at Cerro Prieto. Positive correlations between concentrations of radiogenic (He, ^{40}Ar) and atmospheric noble gases (Ne, Ar, and Kr) suggest the following dynamic model: the geothermal fluids originated from meteoric water penetrated to more than 2500 m depth (below the level of first boiling) and mixed with radiogenic helium and argon-40 formed in the aquifer rocks. Subsequently, small amounts of steam were lost by a Raleigh process (0-3 percent) and mixing with shallow cold water occurred (0-30 percent). Noble gases are sensitive tracers of boiling in the initial stages of 0-3 percent steam separation and complement other tracers, such as Cl or temperature, which are effective only beyond this range.

PRINCIPLES

The atmosphere is a well mixed reservoir with known concentrations and isotopic compositions of He, Ne, Ar, Kr, and Xe. Infiltrating surface waters dissolve atmospheric noble gases in amounts dependent on the ambient temperature (Fig. 1) and altitude (barometric pressure) (Mazor, 1972). The relevant conditions are those at the base of the unsaturated zone, i.e., practically average local annual temperatures (Herzberg and Mazor, 1979). Once water descends below the water table the dissolved atmospheric noble gases are kept in closed-system conditions by hydrostatic pressure. Radiogenic He (from the decay of U and Th) is formed in aquifer rocks and introduced into thermal waters in excesses of 100-1000 times the original atmospheric helium. Similarly, radiogenic Ar-40 (from the decay of K-40) is added, increasing the Ar-40/Ar-36 ratio above the original atmospheric value of 295.5. The ratio of (He/Ar)radiogenic ranges from 1-6 in thermal waters of common aquifer rocks (Mazor, 1977) whereas much higher values are expected in water in contact with U and Th ores.

Where steam separation occurs in geothermal systems, the noble gases partition between the liquid and steam. At high temperatures (280°C) solubilities (Henry's law constants) for the different noble gases converge and under these conditions little fractionation results from boiling. Two modes of steam separation may occur: (a) Raleigh, or (b) single-stage steam removal. In a single-stage (or batch) process, the products of a reaction remain in equilibrium with the reactants. In a Raleigh process, the products of a reaction are removed continuously as formed so that the process is driven to completion. These processes have been applied to the depletion of gases from geothermal waters during steam separation by Ellis (1962) and Glover (1970) and to the effects of steam separation on isotope compositions by Truesdell et al. (1977). Which of the two modes of steam loss dominate in a specific case may be indicated using salinity and temperature data along with gas or isotope concentrations.

The following equations describe changes in the gas concentrations of steam separating by a Raleigh process,

$$C/C_o = F^{(1/A-1)}$$

and by a single stage or batch process,

$$C/C_o = 1/[F+(1-F)/A]$$

where C/C_o is the ratio of the concentration to the initial concentration, F is the fraction of liquid remaining and A is the distribution coefficient, C_{liquid}/C_{vapor}. Distribution coefficients were calculated from the Henry's law constants Kh (Fig. 2) measured by Potter and Clynne (1978) using the equation (Ellis and Mahon, 1977, p. 132):

$$A = RT/KhV$$

where R is the gas constant, T the absolute temperature, and V the specific volume of steam. The equation given by Potter and Clynne (1978) was used to calculate Henry's law constants from 20°C to 300°C; higher temperature values were obtained by extrapolation to the theoretical value of 221 for all gases at the critical point. The effect of dissolved salts has not been studied experimentally for noble gas solubilities, but approximate corrections may be made by analogy with other gas solubility data as discussed by Ellis and Mahon (1977, p. 133). In this paper, experimental data for pure water were used without corrections for salt effects. Table 1 shows values of Kh and A, and Table 2 shows gas depletions calculated for Raleigh, single-stage, and multiple-stage steam separation. Figure 3 shows the depletion of helium with Raleigh and single-stage steam loss.

Thus, the noble gases serve as potential tracers of the origin, mode and degree of steam loss and admixture with cold water. The following characteristics are observed:

a. There are five noble gases, allowing redundancy in the tracing.

b. The atmospheric noble gases have an isotopic signature that enables their identification in geothermal fluids even if modified by depleting processes.

c. The initial concentration of noble gases in recharging meteoric waters can be calculated for each case with remarkable accuracy.

d. Radiogenic noble gases are formed in aquifer rocks and added to geothermal fluids, providing deep-seated tracers.

e. The noble gases take part in no secondary chemical or biogenic processes.

f. The noble gases partition between liquid and steam phases.

RESULTS FROM CERRO PRIETO

Samples were collected from producing wells at Cerro Prieto (Fig. 4) and analyzed mass spectrometrically using methods described by Mazor (1972, 1979). Precleaning was difficult in these samples, and a cold trap had to be applied at the mass spectrometer inlet, preventing the measurement of Xe. The data are given in Table 3 in (cc STP noble gas)/(cc dry gas) and calculated in Table 4 to (cc STP)/(g total fluid), applying measured steam fractions and steam/total gas ratios (Nehring and D'Amore, this volume.) (STP: 0°C and 760 mm Hg). The elemental abundances are plotted in Fig. 5. The following features are seen:

Atmospheric isotopic compositions of Ne, Ar (mass 36 and 38) and Kr (Table 3), indicate meteoric origin for the fluid.

Atmospheric elemental abundances of Ne, Ar, and Kr, resemble water saturated with air at about 10°C (Fig. 5). This is in good agreement with current ideas of major recharge from the Colorado River (Truesdell et al., 1979).

Steam losses are revealed by depletions of the atmosphere noble gases. In most samples, atmospheric noble gas concentrations are lower than the original content in the meteoric recharge water and indicate that steam has been lost. The percent retention of the atmospheric noble gases is given in Table 5 and Fig. 6. Steam separation is dealt with in more detail later.

Lack of mass-dependent fractionation during noble gas depletion is reflected in the general similarity of the slopes of the Ne-Ar-Kr lines in Figs. 5 and 6, despite the large variations in total concentration or percent retention. This indicates that boiling took place at high temperatures where there is little difference in the values of the Henry's law constants for the different gases (Fig. 2).

Excess neon is observed, relative to atmospheric argon, as seen from the angle by which the Ne-Ar lines of most samples are inclined to the air-saturated water line in Figs. 5 and 6. Atmospheric Ar/Ne values (Table 5) range from 1200 to 2000, as compared to 1900 in 10°C air-saturated water. Thus, a Ne excess of up to 66 percent is observed. A similar Ne excess, of 12-250 percent, has been reported from Larderello (Mazor, 1979), and two possible origins have been discussed there: primordial additions or fractionation during boiling. More data are needed for the final answer.

Radiogenic helium is encountered in all samples. It is recognizable as an excess over the amount carried by the meteoric recharge water (5×10^{-8} cc STP/g, Table 4, Fig. 5).

Radiogenic argon is present, as revealed by samples with Ar-40/Ar-36 higher than the atmospheric value of 295.5 (Table 3). Detection of radiogenic Ar-40 is often difficult due to masking by the relatively large amounts of atmospheric argon commonly present. The radiogenic helium is much easier to detect.

Common aquifer rocks are indicated by the (He/Ar)radiogenic ratios of 1.5-5.0 (Table 5). In light of the discussion in the first section, no uranium or thorium ores seem to occur in the Cerro Prieto geothermal aquifer.

Deep recharge of meteoric water into the geothermal field is revealed by a positive correlation of the radiogenic helium and atmospheric Ne, Ar, and Kr, as shown in Figs. 5 and 7. This correlation indicates that the atmospheric noble gases are well mixed at depth with the radiogenic helium and that all steam losses by boiling occur subsequent to mixing and deplete both gas groups together. Pressure and temperature data show that some boiling occurs even at a depth of 2500 m and 340°C (Bermejo et al., 1979) and most of the He must, therefore, have entered the field even deeper.

Geothermal fluids are diluted with shallow cold water at Cerro Prieto. Fig. 7 shows a positive correlation between radiogenic He and atmospheric Ar but a certain scatter of the values is observed, best explained by various degrees of dilution with cold shallow groundwater (devoid of radiogenic helium). Line A of Fig. 7 has been drawn through the origin and the point of well 21A, which has the highest He concentration and is, therefore, apparently relatively little depleted in He. Under this assumption, extrapolation of line A up to the value of 4×10^{-4} cc STP Ar/g recharge water will give the original He content in the Cerro Prieto geothermal fluid. A value of 6.8×10^{-5} cc STP He/g fluid is obtained. Loss of gas due to steam separation results in lowering gas concentrations in the residual liquid along line A, whereas subsequent dilution with shallow cold water shifts the points toward the value of air-saturated water in Fig. 7. From this interpretation, well 21A has lost about

15 percent He by boiling but has not been diluted with cold shallow water. Chloride concentrations also suggest that well 21A fluid is not diluted (Fig. 9). Corrections for dilution based on either Cl or Ar (Figs. 8 and 9) suggest that well 27 fluid is actually the least depleted in He but has been diluted with 15 to 25 percent cold water. Well 35 has lost most of its He and is moderately diluted with shallow water. Well 20 lost about half its helium by steam loss and was subsequently diluted by about 30 percent cold water. Each fluid analysis shown in Figs. 7 and 8 can be interpreted as showing some degree of depletion and dilution. The two figures do not always agree due to analytical uncertainties and to some uncertainties in calculations of aquifer Cl and gas concentrations.

Raleigh distillation dominates at Cerro Prieto. In Fig. 8 He concentrations before dilution are shown as projections from air-saturated water (ASW) to the maximum chloride concentration of the Cerro Prieto I aquifer fluid (about 10,000 mg/kg). Using these corrected values, the percent of He depletion has been calculated in Table 6. Applying the equations mentioned before, accompanying steam losses and temperature changes have been calculated for the R (Raleigh) and SS (single stage) processes. It is seen that for up to 70 percent He loss, very low steam losses occur (up to 1-2 percent) in both the R and SS processes. For higher losses, up to 98 percent, small steam losses still occur in the R mode but 40 percent steam must separate in the SS mode. Large steam losses would be accompanied by up to 79°C temperature drops (Table 6) and by rise in total Cl up to a concentration of 16 g/l (Fig. 8). Neither has been observed at Cerro Prieto. The R line in Fig. 8 seems to fit the observed data best. Hence, Raleigh type (continuous removal) steam separation seems to dominate at Cerro Prieto.

Only small steam losses occur at Cerro Prieto. Steam losses of 0 to 3 percent are indicated by the He depletions. This is well established in the range 0-70 percent He depletion (found in 11 of 15 wells), equivalent to 0-2 percent steam losses, regardless of the mode of boiling (R or SS). For higher depletions, small steam loses are also indicated for the R mode which is most consistent with the temperature and chloride data. The radiogenic He (together with the atmospheric noble gases) thus serves as a very sensitive tracer for the initial stages of boiling, with up to about 3 percent steam loss. In this range other indicators of boiling, such as salinity increases or temperature changes are not sensitive.

Combined He-Cl interpretation is effective. He has been shown to be a sensitive tracer to steam loss, and Cl has been shown (Truesdell et al., 1979) to be a sensitive tracer for dilution with shallow water. A He-Cl plot (Fig. 8) is therefore illustrative, and the dynamics of the Cerro Prieto wells might well be read from it. Wells 21A, 19A, and 30 lost various amounts of steam but are not diluted by shallow water; wells 35, 8, 42, and 5 lost most of their He (2-3 percent steam loss) and are slightly diluted by shallow water; M-20 lost half its He (0.6 percent steam loss) and was diluted by about 20 percent shallow water.

Redundant atmospheric tracers provide analytical checks. Kr has not been used for the interpretation so far. It can therefore be used as a redundant tracer, e.g. in a Kr-Ar plot (Fig. 9). The data reveal a positive correlation and plot along the calculated R and SS distillation lines which are close for these two heavier noble gases. Steam losses will bring the values down along the R and SS lines, and dilution with cold shallow water will bring the values up. Thus, the data fall along the "permitted pass" of the two processes already revealed by the He and Ar.

CONCLUSIONS

The noble gases are useful in reconstructing dynamic processes in the Cerro Prieto geothermal field, in terms of water origin, depth of circulation, degree of steam loss, and dilution with shallow water.

It seems that the noble gases may be used to follow changes occurring in the field due to exploitation. They may be applied also in deciding the location and optimum spacing of new wells, as they may signify which portions of a field have been exploited (and changed) by adjacent producing wells and which portions retained their original fluid and hence warrant exploitation (Mazor, 1979).

ACKNOWLEDGEMENTS

Sincere thanks are due to Mrs. E. Negreano and Mr. M. Feld of the Isotope Dept., The Weizmann Institute of Science, for the mass spectrometric measurements; to the Staff of the Comisión Federal de Electricidad, Cerro Prieto, for their help in the sample collection at the field; and to the team of scientists at Lawrence Berkeley Laboratory for their constant support. We would like to thank R. O. Fournier and R. H. Mariner of the USGS and M. J. Lippmann of LBL for reviewing the manuscript and P. C. Bennett and F. R. Portillo for help in producing the paper. The work was partially financed by the Extramural Program of the U.S. Geological Survey, through grant No. 14-08-0001-G-546 and partially by the U.S. Department of Energy and the U.S. Geological Survey as part of the CFE-DOE cooperative agreement technically coordinated by M. J. Lippmann.

REFERENCES

Benson, B. S. and Krause, D., Jr., 1976, Empirical laws for dilute aqueous solutions of nonpolar gases, J. Chem. Phys., v. 64, 689-709.

Bermejo, F. J., Navarro, F. X., Castillo, B., Esquer, C. A., and Cortez, C., 1979, Pressure variation in the Cerro Prieto reservoir during production, Proc, 2nd Symp. on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 473-496.

Douglas, E., 1964, Solubilities of oxygen, argon and nitrogen in distilled water, J. Phys. Chem. v. 68, p. 174-196.

Ellis, A. J., 1962, Interpretation of gas analyses from the Wairakei hydrothermal area: New Zealand J. Sci, v. 5 p. 434, 452.

Ellis, A. J., and Mahon, W. A. J., 1977, Chemistry and Geotermal Systems: New York, Academic Press, 392 p.

Glover, R. B., 1970, Interpretation of gas compositions from the Wairakei field over 10 years, in Proc. U. N. Symp. on Development and Utilization of Geotermal Resources Pisa, 1970: Geothermics, v. 2, pt. 2, p. 1355-1366.

Herzberg, O. and Mazor, E., 1979, Hydrological applications of noble gases and temperature measurements in underground water systems: examples from Israel, J. Hydrology, v. 41, p. 217-231.

Konig, Von, H., 1963, Uber die Löslichkeit der Edelgase in Meerwasser, Z. Naturforsch, v. 18a, p. 363-367.

Mazor, E., 1972, Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters; Jordan Rift Valley, Israel, Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 36, p. 1321-1336.

Mazor, E., 1977, Geothermal tracing with atmospheric and radiogenic noble gases, Geothermics, v. 5, p. 21-36.

Mazor, E., 1979, Noble gases in a section across the vapor-dominated geothermal field of Larderello, Italy, Pure and Applied Geophysics (Pageoph), v. 117, p. 262-275.

Morrison, T. J. and Johnson, N. B., 1954, Solubilities of the inert gases in water, J. Chem. Soc. III, p. 3441-3446.

Nehring, N.L., and D'Amore, F., Gas Chemistry and Thermometry of the Cerro Prieto Geothermal Field, Proceedings of the Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Lawrence Berkeley Laboratory, Report LBL-11967 (this volume).

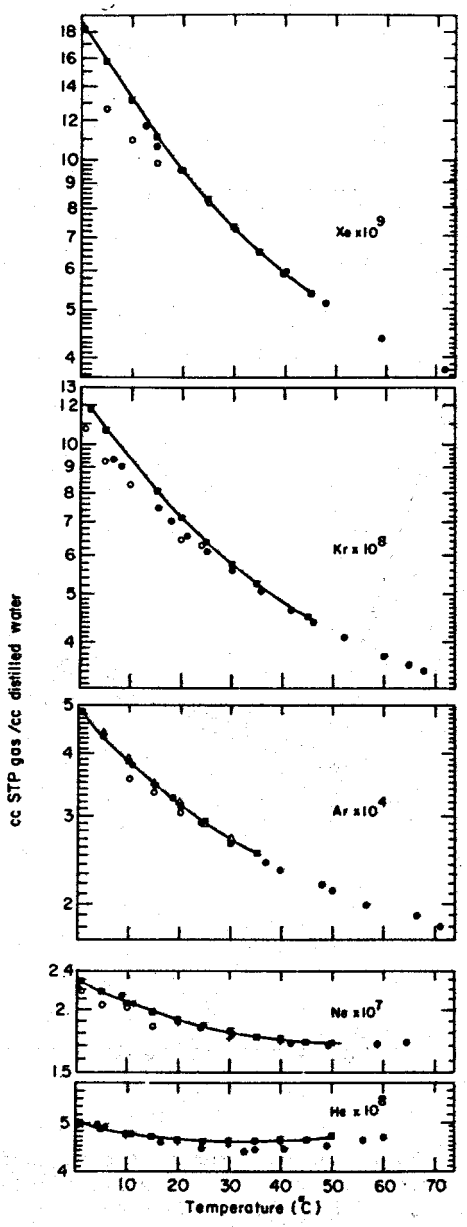
Potter II, R. W., Mazor, E. and Clynne, M. A., 1977, Noble gas partition coefficients applied to the conditions of geothermal steam formation, Abstract, Geochemistry of Geothermal Systems Symposium, Annual Meeting, G.S.A., Seattle, 1977.

Potter II, R. W. and Clynne, M. A., 1978, The solubility of the noble gases He, Ne, Ar, Kr, and Xe in water up to the critical point, J. Solution Chem., v. 7, p. 837-844.

Truesdell, A. H., Nathenson, M., and Rye, R. O., 1977, The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic compositions of Yellowstone thermal waters. J. Geophys. Res., v. 82, no. 26, p. 3694-3703.

Truesdell, A. H., Thompson, J. M., Coplen, T. B., Nehring, N. L., and Janik, C. J., 1979, The origin of the Cerro Prieto geothermal brine, Proc, 2nd Symp. on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 224-240.

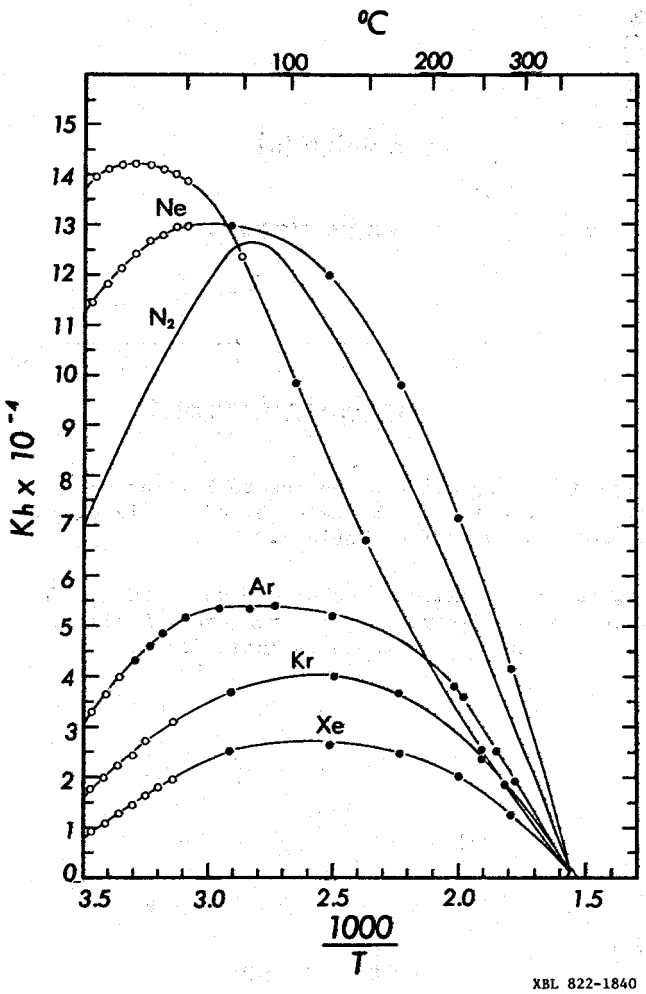
Weiss, R. F., 1971, Solubility of helium and neon in water and sea water, J. Chem. Eng. Data, v. 16, p. 235-241.



XBL 822-1839

Figure 1. Solubility of atmospheric noble gases in fresh water. Sources of data: ● - Konig (1963), multiplying his seawater data by his given ratios for solubility in distilled water; Δ - Douglas (1964); 0 - Morrison and Johnstone (1954); + - Weiss (1971) and the line is from Benson and Krause (1976). All data were multiplied by the atmospheric abundances. In the present work we applied the values of Benson and Krause's line.

Figura 1. Solubilidad de los gases nobles atmosféricos en agua dulce. Fuentes de datos: ● - Konig (1963), multiplicando sus datos de agua de mar por sus cocientes para solubilidad en agua destilada; Δ - Douglas (1964); 0 - Morrison y Johnstone (1954); + - Weiss (1971) y la línea s de Benson y Krause (1976). Todos los datos se multiplicaron por las abundancias atmosféricas. En el presente trabajo, aplicamos los valores de la línea de Benson y Krause.



XBL 822-1840

Figure 2. Henry's law constants, from Potter and Clynne (1978). The solubility constants differ largely in the low (intake) temperature range but converge at high temperatures, resulting in little significant fractionation.

Figura 2. Constantes de la ley de Henry (de Potter y Clynne 1978). Las constantes de solubilidad difieren grandemente en el intervalo bajo de temperaturas (entrada) pero convergen a altas temperaturas, resultando en fraccionamientos poco significativos.

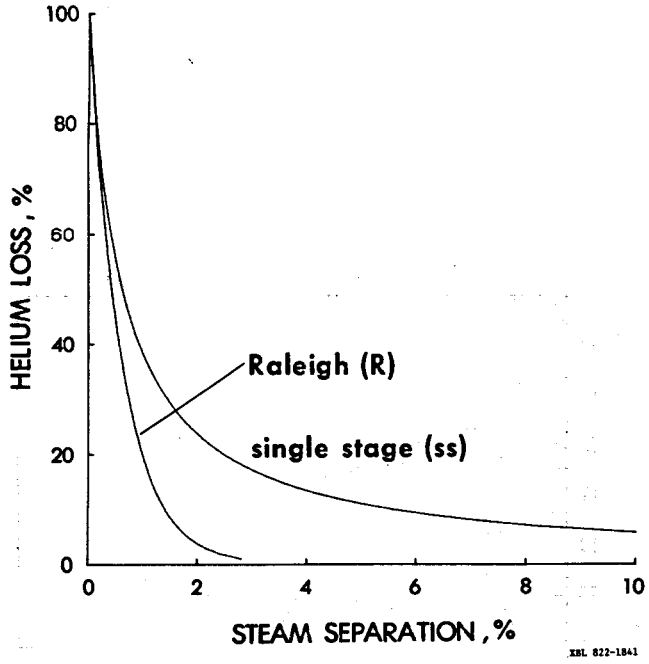


Figure 3. Depletion of He due to boiling and steam separation by the Raleigh and single-stage processes. Data from Table 2.

Figura 3: Agotamiento de He debido a ebullición y separación devapor por los procesos Raleigh y de etapa única. Datos de la Tabla 2.

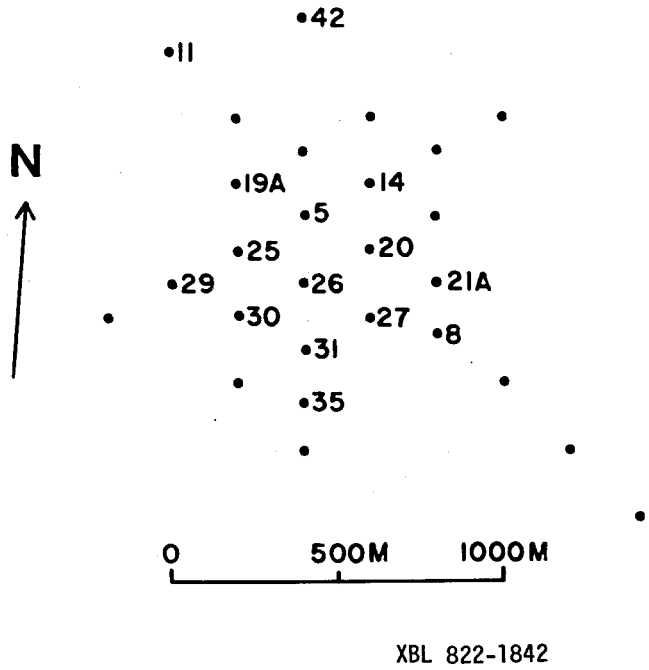


Figure 4. Location of sampled Cerro Prieto wells.

Figura 4: Ubicación de los pozos muestreados en Cerro Prieto.

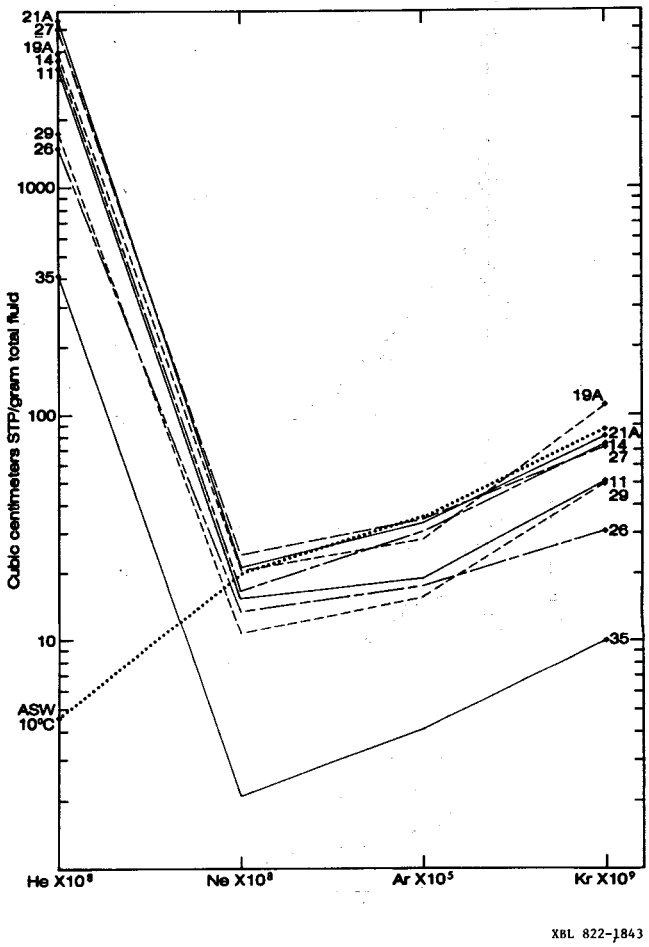
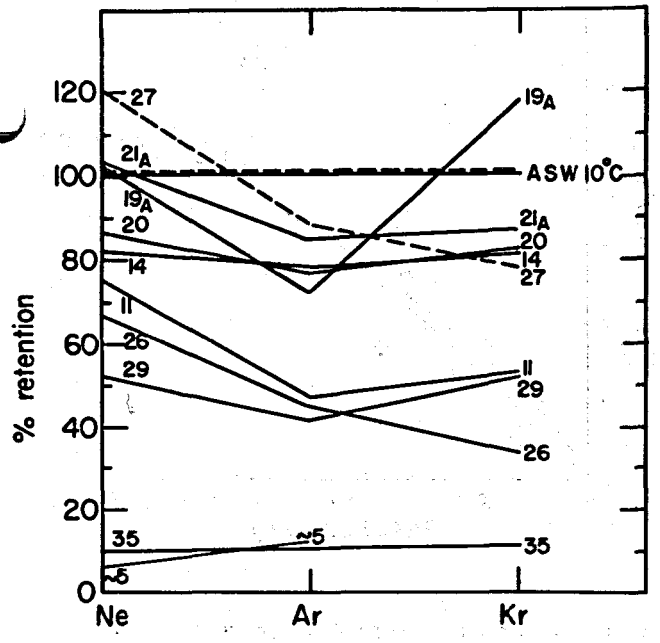


Figure 5. Noble gas patterns in the geothermal fluid of producing Cerro Prieto wells (Table 4). Well numbers are indicated. Ne - Ar - Kr abundance lines resemble air-saturated water at 10°/10° (ASW) but the absolute concentrations reveal various degrees of depletion. Radiogenic He, in excess over the ASW 10° value, is positively correlated to the atmospheric Ne, Ar, and Kr.

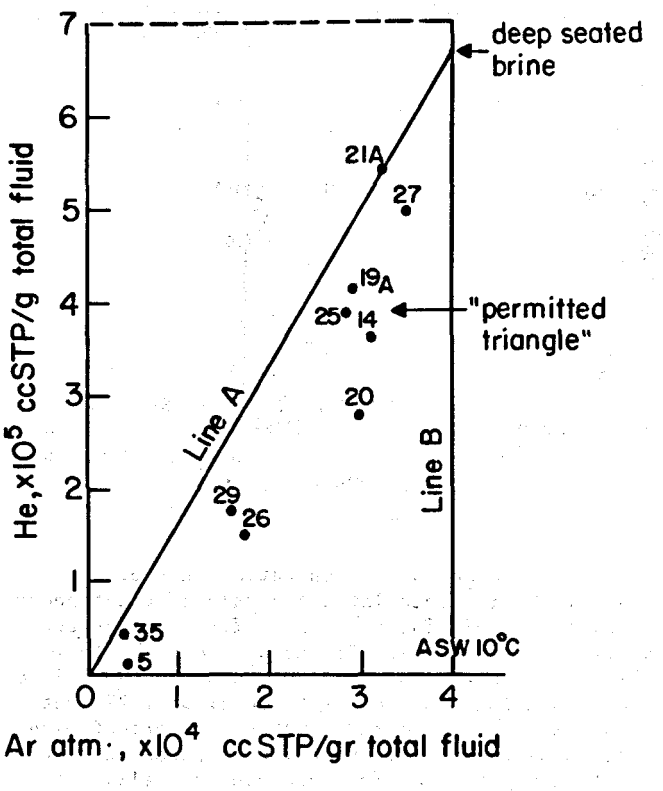
Figura 5: Patrones de gases nobles en el fluido geotérmico de pozos productores de Cerro Prieto (Tabla 4). Se indican los números de los pozos. Las líneas de abundancia de Ne-Ar-Kr semejan agua saturada con aire a 10°/10° (ASW) pero las concentraciones absolutas revelan varios grados de agotamiento. El He radiogénico, en exceso sobre el valor 10° ASW, está positivamente correlacionado con el Ne, Ar y Kr atmosféricos.



XBL 822-1844

Figure 6. Percent retention of the atmospheric noble gases as compared to air saturated water at 10°/10° (ASW). No systematic mass-dependent fractionation is seen, in accordance with convergence of the solubility constants at high temperatures (Figure 2). The angle of the Ne-Ar lines reveals the presence of Ne excess (text).

Figura 6. Porcentaje de retención de los gases nobles atmosféricos cuando se comparan con agua saturada con aire a 10°/10° (ASW). No se observa fraccionamiento sistemático dependiente de la masa, de acuerdo con la convergencia de las constantes de solubilidad a altas temperaturas (Figura 2). El ángulo de las línea Ne-Ar indica la presencia de un exceso de Ne (ver texto).



XBL 822-1845

Figure 7. Radiogenic He - atmospheric Ar. A positive correlation is observed, indicating the meteoric water circulated deeply and received its radiogenic helium before steam losses occurred. Line A passes the highest observed helium content, assuming it reflects least losses. Extrapolation up to 4 x 10^{-4} cc STP Ar/g water results in 6.8 x 10^{-5} cc STP He/g fluid, regarded as the value of the original, non depleted fluid at Cerro Prieto. Steam losses, causing He depletion, will move the values down along line A, whereas dilution with shallow water will shift the values towards ASW.

Figura 7: He radiogénico-Ar atmosférico. Se observa una correlación positiva que indica que el agua meteórica circuló profundamente y recibió su helio radiogénico antes de que tuvieran lugar las pérdidas de vapor. La línea A pasa por el más alto contenido de helio observado, suponiendo que refleja un mínimo de pérdidas. La extrapolación hasta 4 x 10^{-4} cc STP Ar/g de agua resulta en 6.8 x 10^{-5} cc STP He/g de fluido, considerado como el valor del fluido original, no agotado, de Cerro Prieto. Las pérdidas de vapor, que causan agotamiento de He, harán descender los valores a lo largo de la línea A, mientras que la dilución con agua somera moverá los valores hacia ASW.

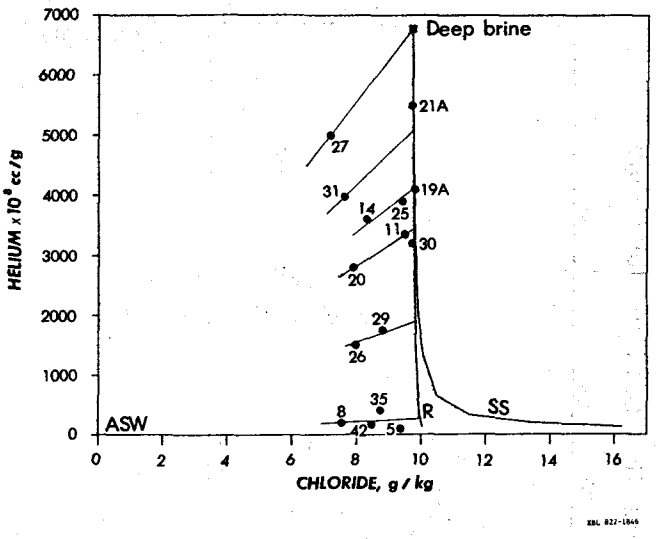


Figure 8. He and Cl concentration in produced fluids. R line calculated for Raleigh (continuous removal) and SS line calculated for single-stage boiling. R fits Cerro Prieto data much better. Wells 21, 19A and 30 were lowered along the R line due to small amounts of steam loss; well 27 lost no steam but was diluted by about 25 percent with shallow water. The combination of steam loss and dilution may be read for each studied well.

Figura 8. Concentración de He y Cl en los fluidos produciodos. La línea R se calculó para el proceso Raleigh (extracción continua) y la línea SS para el proceso de ebullición de etapa única. La línea R ajusta mucho mejor los datos de Cerro Prieto. Los pozos 21, 19A y 30 descendieron a lo largo de la línea R debido a pequeñas pérdidas de vapor; el pozo 27 no perdió vapor pero se diluyó en alrededor de 25% con agua somera. Puede leerse de la figura la combinación de pérdida de vapor y dilución para cada pozo estudiado.

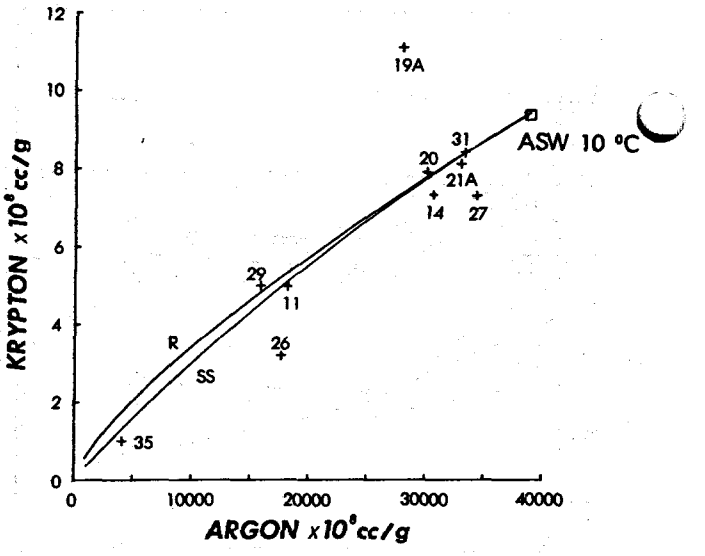


Figure 9. Kr and observed Ar in well fluids (Table 4). The calculated R and SS lines are close to each other in the case of the heavier noble gases. Both the original geothermal fluid and diluting shallow water look like ASW 15°C. Steam loss will shift the values down the R line and dilution will bring them up. The data reflect various combinations of both processes.

Figura 9: Kr y Ar observado en fluidos de pozo (Tabla 4). Las líneas R y SS calculadas están próximas entre sí en el caso de los gases nobles más pesados. Tanto el fluido geotérmico original como el agua somera que diluye se parecen a ASW 15°C. La pérdida de vapor desplazará los valores hacia abajo a lo largo de la línea R, y la dilución los correrá hacia arriba. Los datos reflejan varias combinaciones de ambos procesos.

Table 1. Solubility of noble gases in water as a function of temperature (from data of Potter and Clynne, 1978).

Tabla 1. Solubidad de gases nobles en agua como función de la temperatura (de datos de Potter y Clynne, 1978).

Temp (°C)	Henry's Law constants, Kh (P/X)					Log of distribution coefficients, A (C_{liquid}/C_{vapor})				
	He	Ne	Ar	Kr	Xe	He	Ne	Ar	Kr	Xe
20	141000	118600	36310	19490	10420	-6.785	-6.710	-6.196	-5.926	-5.654
40	141700	127700	48150	29010	18170	-6.288	-6.242	-5.819	-5.599	-5.396
60	132300	131200	53210	34710	22750	-5.825	-5.822	-5.430	-5.244	-5.061
80	118600	130600	54840	38160	25330	-5.400	-5.442	-5.065	-4.908	-4.730
100	103100	127000	54250	39890	26490	-5.006	-5.097	-4.727	-4.594	-4.416
120	87580	121100	52580	40460	26720	-4.640	-4.780	-4.418	-4.304	-4.124
140	73130	113600	50280	40070	26270	-4.296	-4.487	-4.133	-4.035	-3.851
160	60210	104900	47600	38840	25350	-3.972	-4.213	-3.870	-3.781	-3.596
180	49510	95450	44940	37000	24140	-3.668	-3.953	-3.626	-3.541	-3.356
200	40850	85440	42150	34500	22690	-3.383	-3.703	-3.396	-3.309	-3.127
220	34050	75110	39130	31290	21030	-3.116	-3.460	-3.176	-3.079	-2.907
240	28350	64610	35370	27180	19080	-2.860	-3.218	-2.956	-2.842	-2.688
260	23670	54060	29750	21900	16750	-2.614	-2.973	-2.714	-2.581	-2.464
280	18670	43520	24000	17870	13370	-2.349	-2.717	-2.458	-2.330	-2.204
300	14330	33020	18120	13500	10250	-2.075	-2.438	-2.177	-2.049	-1.930
320	10000	23800	12500	9375	7000	-1.758	-2.135	-1.855	-1.730	-1.603
340	5887	15190	7312	5568	3933	-1.357	-1.769	-1.451	-1.333	-1.182
360	2213	6528	2748	2148	1357	-0.727	-1.196	-0.821	-0.714	-0.514

Table 2. Calculated noble gas depletion from steam separation at 290°C by Raleigh and single stage processes with multiple stage separation for He (0.5 and 1 percent steps).

Tabla 2. Agotamiento de gases nobles, calculadas de la separación de vapor a 290°C por proceso Raleigh y de etapa única, con etapa múltiple de separación para He (pasos de 0.5 y 1%).

Fraction residual liquid	Fraction of gas remaining in liquid: Single stage					Raleigh					He multiple stage	
	He	Ne	Ar	Kr	Xe	He	Ne	Ar	Kr	Xe	0.5%	1.0%
1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
0.999	0.861	0.726	0.829	0.867	0.896	0.850	0.686	0.813	0.857	0.891		
0.998	0.755	0.570	0.707	0.765	0.812	0.723	0.470	0.661	0.735	0.793		
0.997	0.673	0.469	0.617	0.684	0.742	0.615	0.322	0.537	0.630	0.706		
0.996	0.607	0.399	0.547	0.619	0.684	0.523	0.221	0.437	0.540	0.629		
0.995	0.553	0.347	0.492	0.565	0.634	0.444	0.151	0.355	0.463	0.560	0.553	
0.990	0.382	0.210	0.326	0.394	0.464	0.196	0.023	0.125	0.213	0.313	0.305	0.382
0.985	0.292	0.150	0.244	0.303	0.366	0.087	0.003	0.044	0.098	0.174	0.169	
0.980	0.236	0.117	0.195	0.245	0.302	0.038	0.000	0.015	0.045	0.097	0.093	0.145
0.975	0.198	0.096	0.162	0.207	0.257	0.017	0.000	0.005	0.020	0.053	0.051	
0.970	0.171	0.081	0.139	0.178	0.224	0.007	0.000	0.002	0.009	0.029	0.028	0.056
0.965	0.150	0.070	0.121	0.157	0.198	0.003	0.000	0.001	0.004	0.016	0.015	
0.960	0.134	0.062	0.108	0.140	0.178	0.001	0.000	0.000	0.002	0.009	0.008	0.021
0.955	0.121	0.056	0.097	0.126	0.161	0.001	0.000	0.000	0.001	0.005	0.004	
0.950	0.110	0.050	0.088	0.115	0.147	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.008
0.945	0.101	0.046	0.081	0.106	0.136	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001		
0.940	0.093	0.042	0.075	0.098	0.126	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001		
0.935	0.087	0.039	0.069	0.091	0.117	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
0.930	0.081	0.037	0.065	0.085	0.110							
0.925	0.076	0.034	0.061	0.080	0.103							
0.920	0.072	0.032	0.057	0.075	0.098							
0.915	0.068	0.030	0.054	0.071	0.092							
0.910	0.064	0.029	0.051	0.067	0.088							
0.900	0.058	0.026	0.046	0.061	0.080							
0.850	0.040	0.017	0.031	0.042	0.054							
0.800	0.030	0.013	0.024	0.032	0.041							
0.750	0.024	0.010	0.019	0.025	0.033							
0.700	0.020	0.009	0.016	0.021	0.028							
0.650	0.017	0.008	0.014	0.018	0.024							
0.600	0.015	0.007	0.012	0.016	0.021							
0.500	0.012	0.005	0.010	0.013	0.017							
0.400	0.010	0.004	0.008	0.011	0.014							
0.300	0.009	0.004	0.007	0.009	0.012							
0.200	0.008	0.003	0.006	0.008	0.011							

Table 3. Noble gases in Cerro Prieto fluids, 10^{-8}cc STP*/cc STP Dry Gas.

Tabla 3. Gases nobles en fluidos de Cerro Prieto, 10^{-8}cc STP/cc STP gas seco (STP: 0°C, 760 mm Hg).

Well	He	Ne	Ar	Kr	$\frac{^{20}Ne}{^{22}Ne}$	$\frac{^{22}Ne}{^{21}Ne}$	$\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}$	$\frac{^{36}Ar}{^{38}Ar}$	$\frac{^{82}Kr}{^{84}Kr}$	$\frac{^{83}Kr}{^{84}Kr}$	$\frac{^{86}Kr}{^{84}Kr}$
M- 5	66±7	0.73±0.06	3300±400		11.6		291.4	5.39			
M- 8	57±6	<0.03									
M-11	1670±170	8.8±0.8		3.7±0.4	10.2	41			0.203	0.206	0.297
M-11	1710±170	7.9±0.7	9300±1600	2.5±0.3	10.2		321.9	5.31	0.202	0.191	0.305
M-14	1600±160	7.4±0.7	13400±1600	3.3±0.3	10.3		300.0	5.61	0.202	0.199	0.313
M-19A	1970±200	9.9±0.9	13400±1600	5.3±0.5	10.0		291.1	5.18	0.205	0.203	0.292
M-20	980±100	6.2±0.6	10700±1400	2.8±0.3	11.1		301.0	5.32	0.201	0.200	0.304
M-21A	1290±130	5.0±0.5	7800±1000	1.9±0.2	10.6		307.3	5.46	0.197	0.199	0.310
M-25	1670±170	6.6±0.6	12200±1500		10.6		295.7	5.62			
M-26	960±100	8.6±0.8	11300±1400	2.0±0.2	10.4	34	310.1	5.78	0.196	0.188	0.296
M-27	1120±120	5.5±0.5	7700±1000	1.6±0.2	10.0		297.5	5.39	0.195	0.198	0.304
M-29	2520±250	15.4±1.4	22900±2800	7.2±0.7	10.4		284.2	5.23	0.205	0.199	0.303
M-30	1940±200	11.8±1.0		5.4±0.5	10.7		301.2	5.66	0.187	0.191	0.298
M-31	1620±160	8.6±0.8	13600±1700	3.5±0.3	10.2		289.6	5.35	0.202	0.204	0.307
M-35	140± 30	0.7±0.1	1400±180	0.34±0.3	9.7		295.0	5.17			
M-42	102± 30	1.8±0.2		1.50±0.2	11.0		287.7	5.22	0.207	0.200	0.308
Air saturated					10.3	34.3	295.5	5.35	0.203	0.203	0.305

* At 0°C, 760 mmHg.

Table 4. Noble gases in Cerro Prieto fluids, 10^{-8}cc STP/g total fluid.

Tabla 4. Gases nobles en fluidos de Cerro Prieto, 10^{-8}cc STP/g fluido total.

Well	T°C[a]	cc dry gas[a] / g total fluid	Aquifer[b] chloride mg/kg	He	Ne	Ar	Kr	%(Ar)rad[c]	(Ar)rad[c]	(Ar)atm[c]
M- 5	289	1.5	9370	100±10	1.1±0.1	4900±600				
M- 8	290	3.6	7550	200±20	<0.1					
M-11	288	2.0	9480	3300±300	17.2±1.5		7.2±0.7			
M-11	288	2.0	9480	3350±300	15.4±1.5	19000±4000	5.1±0.6	8.9	1700	17300
M-14	274	2.3	8310	3600±400	16.8±1.5	30400±3800	7.5±0.7			
M-19A	293	2.1	9780	4100±400	20.8±1.8	28100±3500	11.1±0.1			
M-20	266	2.8	7890	2800±300	17.5±1.5	30200±3800	7.9±0.3	1.8	540	29700
M-21A	288	4.3	9680	5500±500	21.2±1.9	33100±4100	8.1±0.8	4.0	1330	31800
M-25	290	2.3	9390	3900±400	15.4±1.4	28500±3600				
M-26	276	1.6	7980	1500±200	13.5±1.2	17700±2300	3.2±0.3	4.9	870	16900
M-27	283	4.5	7160	5000±500	24.6±2.2	34400±4300	7.3±0.7			
M-29	264	0.7	8800	1750±180	10.7±0.9	15900±2000	5.0±0.5			
M-30	286	1.6	9705	3200±320	19.4±1.7		8.9±0.9			
M-31	280	2.5	7600	3980±400	21.1±2.0	33400±4000	8.6±0.9			
M-35	293	2.9	8740	410±40	2.1±0.2	4100±500	1.0±0.1			
M-42	281	1.7	8470	170±50	3.1±0.4		2.5±0.3			
Air saturated water, 10°C				4.8	20.5	39000	9.4			
Air saturated water, 15°C				4.6	19.8	35000	8.0			

a. Truesdell et al. (1981)
b. Used to convert the value of Table 1 to the present table.
c. Calculated from ^{40}Ar and $^{40}Ar/^{36}Ar$ of Table 1.
Only values of $^{40}Ar/^{36}Ar$ over 300 were regarded to be analytically significant.

Table 5. Percent retention (compared to intake at 10°C, sea level) and noble gas ratios.

Tabla 5. Porcentaje de retención (comparada con entrada a 10°C, a nivel del mar) y cocientes de gas noble.

Well	Ne	Ar	Kr	$\frac{Ar}{Ne}$	$\frac{^4He}{^{40}Ar}$ rad
M- 5	5	12			
M- 8	0.5				
M-11	84		76		1.5
M-11	75	47	53	1200	
M-14	82	78	81	1800	
M-19A	101	72	118	1400	
M-20	85	77	83	1700	5.0
M-21A	103	85	86	1600	4.2
M-25	75	73		1800	
M-26	66	45	34	1300	1.8
M-27	120	88	78	1400	
M-29	52	41	53	1500	
M-30	95		94		
M-31	106	95	108	1600	
M-35	10	11	11	2000	
M-42	15		27		

DINAMICA DE UN CAMPO GEOTERMICO INVESTIGADA MEDIANTE GASES NOBLES: CERRO PRIETO, MEXICO

RESUMEN

Se midieron gases nobles mediante espectrometría de masa en muestras recogidas durante 1977 de pozos productores de Cerro Prieto. Correlaciones positivas entre las concentraciones de gases nobles radiogénicos (He, ^{40}Ar) y atmosféricos (Ne, Ar y Kr) sugieren el siguiente modelo dinámico: los fluidos geotérmicos se originaron de agua meteórica que penetró a más de 2500 m de profundidad (debajo del nivel de la primera ebullición) y se mezcló con helio y argón-40 radiogénicos formados en las rocas del acuífero. Posteriormente, pequeñas cantidades de vapor se perdieron por un proceso Raleigh (0-3 por ciento) y tuvo lugar una mezcla con agua fría somera (0-30 por ciento). Los gases nobles son trazadores sensibles a la ebullición en las etapas iniciales de la separación de 0-3 por ciento de vapor, y complementan a otros trazadores, tales como Cl o temperatura, que sólo son efectivos más allá de este intervalo.

PRINCIPIOS

La atmósfera es un reservorio bien mezclado con concentraciones y composiciones isotópicas conocidas de He, Ne, Ar, Kr y Xe. Las aguas superficiales que se infiltran disuelven los gases nobles atmosféricos en cantidades que dependen de la tempeatura ambiente (Figura 1) y de la altitud (presión barométrica) (Mazor, 1972). Las condiciones pertinentes son aquéllas de la base de la zona no saturada, i.e. practicamente las temperaturas locales anuales promedio (Herzberg y Mazor, 1979). Una vez que el agua desciende bajo el nivel freático, los gases nobles atmosféricos disueltos quedan mantenidos bajo condiciones de sistema cerrado por la presión hidrostática. Helio radiogénico (del decaimiento de U y Th) se forma en las rocas del acuífero y penetra en las aguas termales en cantidades en exceso de 100-1000 veces el helio atmosférico original. Ar-40 radiogénico se agrega del mismo modo (del decaimiento de K-40), aumentando la razón Ar-40/Ar-36 por encima del valor atmosférico original de 295.5. La razón de (He/Ar) radiogénico varía de 1 a 6 en aguas termales de comunes rocas de acuíferos (Mazor, 1977), en tanto que se esperan valores mucho más elevados en agua en contacto con menas de U y Th.

Cuando ocurre separación de vapor en sistemas geotérmicos, los gases nobles particionan entre el líquido y el vapor. A altas temperaturas (280°C) las solubilidades (constantes de la ley de Henry) para los diferentes gases nobles convergen, y bajo tales condiciones poco fraccionamiento resulta de la ebullición. Pueden ocurrir dos modos de separación de vapor: (a) Raleigh, o (b) extración de vapor de etapa única. En un proceso de etapa única (single or batch process), los productos de la reacción permanecen en equilibrio con los reactivos. En un proceso Raleigh, los productos de una reacción se extraen continuamente a medida que se forman, de manera que el proceso es llevado a su terminación. Dichos procesos fueron aplicados al agotamiento de los gases de aguas geotérmicas durante la separación de vapor por Ellis (1962) y Glover (1970), y a los efectos de la separación de vapor sobre composiciones isotópicas por Truesdell et al. (1977). Puede indicarse cual de los dos modos de pérdida de vapor domina en un caso dado utilizando datos de salinidad y temperatura junto con concentraciones de gas o de isótopos.

Las ecuaciones siguientes describen los cambios en las concentraciones de gas en el vapor que se separa mediante el proceso Raleigh,

$$C/C_o = F^{(1/A-1)}$$

y mediante un proceso de etapa única,

$$C/C_o = [1/\ F+(1-F)/A]$$

donde C/C_o es la razón de la concentración actual a la inicial, F es la fracción residual de líquido, y A es el coeficiente de distribución, $C_{líquido}/C_{vapor}$. Los coeficientes de distribución se calcularon de las constantes Kh de la ley de Henry (Figura 2) medidas por Potter y Clynne (1978) utilizando la ecuación (Ellis y Mahon, 1977, p. 132):

$$A = RT/KhV$$

donde R es la constante de los gases, T la temperatura absoluta y V el volumen específico del vapor. La ecuación dada por Potter y Clynne (1978) se utilizó para calcular las constantes de la ley de Henry entre 20°C y 300°C; los valores para temperaturas más elevadas se obtuvieron por extrapolación al valor teórico de 221 para todos los gases en el punto crítico. No se ha estudiado experimentalmente el efecto de sales disueltas sobre las solubilidades de gases nobles, pero pueden hacerse corecciones aproximadas por analogía con otros datos de solubilidades de gases, sugún lo discutido por Ellis y Mahon (1977, p. 133). En esta trabajo se usaron datos experimentales para agua pura, sin correcciones por efectos de las sales. La Tabla 1 muestra los valores de Kh y A, y la Tabla 2 muestra los agotamientos de los gases calculados para separación de vapor Raleigh, de etapa única y múltiple. La Figura 3 muestra el agotamiento de helio con pérdida de vapor Raleigh y de etapa única.

De esta manera los gases nobles sirven de trazadores potenciales del origen, modo y grado de la pérdida de vapor, y de la mezcla con agua fría. Se observan las siguientes características:

a. Hay cinco gases nobles que permiten redundancia en el uso de trazadores.

b. Los gases nobles atmosféricos tienen una firma isotópica que permite su identificación en los fluidos geotérmicos aunque estén modificados por procesos de agotamiento.

c. La concentración inicial de gases nobles en las aguas meteóricas de recarga puede calcularse para cada caso con notable precisión.

d. Los gases nobles radiogénicos se forman en rocas de los acuíferos y se incorporan a los fluidos geotérmicos proveyendo trazadores de emplazamiento profundo.

e. Los gases nobles no toman parte en procesos químicos secundarios o biogénicos.

f. Los gases nobles se particionan entre las fases líquida y de vapor.

RESULTADOS DE CERRO PRIETO

Se recolectaron muestras de pozos productores en Cerro Prieto (Figura 4) y se analizaron por espectrometría de masas utilizando los métodos descritos por Mazor (1972, 1979). La pre-limpieza en estas muestras fue difícil y debió emplearse una trampa fría a la entrada del espectrómetro de masa lo que impidióo la medición de Xe. En la Tabla 3 se dan los datos en (cc STP gas noble)/(cc gas seco) y calculado en la Tabla 4 como (cc STP gas noble)/(cc STP fluido total) aplicando fracciones de vapor medidas y razones de vapor/gas total (Nehring y D'Amore, este tomo) (STP: 0°C y 760 mm Hg). En la Figura 5 se grafican las abundancias de los elementos. Se ven las siguientes características:

Las composiciones isotópicas atmosféricas de Ne, Ar (masa 36 y 38) y Kr (Tabla 3) indican un origen meteórico para el fluido.

Las abundancias elementales atmosféricas de Ne, Ar y Kr, semejan agua saturada con aire a alrededor de 10°C (Figura 5). Esto concuerda con la idea actual de una recarga considerable desde el Río Colorado (Truesdell et al., 1979).

Las pérdidas de vapor se manifiestan por el agotamiento de los gases nobles atmosféricos. En la mayoría de las muestras, las concentraciones de gases nobles atmosféricos son más bajas que el contenido original en el agua meteórica de recarga e indican que se ha perdido vapor. En la Tabla 5 y la Figura 6 se dan los porcentajes de retención de los gases nobles atmosféricos. Más adelante se trata con mayor detalle la separación de vapor.

La falta de fraccionamiento dependiente de la masa durante el agotamiento de gases nobles se refleja en la similitud general de las pendientes de las líneas de Ne-Ar-Kr en las Figuras 5 y 6, a pesar de las grandes variaciones en concentración total o porcentaje de retención. Esto indica que la ebullición tuvo lugar a altas temperaturas, donde hay sólo pequeñas diferencias en los valores de las constantes de la ley de Henry para los distintos gases (Figura 2).

Un exceso de neón, relativo al argón atmosférico fue observado, dado por el ángulo por que forman las líneas Ne-Ar de la mayorí de las muestras respecto a la línea de agua saturada con aire (Figuras 5 y 6). Los valores atmosféricos de Ar/Ne varían desde 1200 a 2000 (Tabla 5) en comparación con 1900 en agua saturada con aire a 10°C. Así se observa un exceso de Ne de más de 66 por ciento. Un exceso similar de Ne, de 12-250 por ciento se informó para Lardarello (Mazor, 1979) y se discutieron dos posibles orígenes: adiciones primordiales o fraccionamiento durante ebullición. Para la respuesta final se necesitan más datos.

Helio radiogénico se encontró en todas las muestras. Se puede reconocer como un exceso sobre la cantidad transportada por el agua meteórica de recarga ($S \times 10^{-8}$ cc STP/g, Tabla 4, Figura 5).

Argón radiogénico esta presente, como lo revelan las muestras con Ar-40/Ar-36 mayor que el valor atmosférico de 295.5 (Tabla 3). Frecuentemente resulta difícil detectar Ar-40 radiogénico debido a su enmascaramiento por las cantidades relativamente grandes de argón atmosférico presente comunmente. El helio radiogénico es mucho más fácil de detectar.

Rocas de acuíferos comunes están indicadas por los cocientes de (He/Ar) radiogénico de 1.5-5.0 (Tabla 5). A la luz de las discusiones de la primera sección, no parecen existir minerales de uranio o torio en el acuífero geotérmico de Cerro Prieto.

Una recarga profunda de agua meteórica dentro del campo geotérmico está indicada por una correlación positiva entre el helio radiogénico y Ne, Ar y Kr atmosféricos, como se observa en las Figuras 5 y 7. Dicha correlación indica que los gases nobles atmosféricos están bien mezclados a profundidad con el helio radiogénico, y que todas las pérdidas de vapor por ebullición suceden subsecuentes a la mezcla y agotan ambos grupos de gas juntos. Datos de presión y temperatura muestran que a produndidades de hasta 2500 m y temperaturas de 340°C ocurre cierta ebullición (Bermejo et al., 1979), y la mayor parte del He debe, por consiguiente, haber penetrado al campo a profundidades aún mayores.

Los fluidos geotérmicos se diluyen con agua fría somera en Cerro Prieto. La Figura 7 muestra una correlación positiva entre He radiogénico y Ar atmosférico, pero se observa una cierta dispersión de los valores, explicados mejor por varios grados de dilución con agua subterránea somera fría (desprovista de He radiogénico). La línea A de la Figura 7 se dibujó a través del origen y del punto del pozo 21A que tiene la más alta concentración de He, y, por consiguiente, está, aparentemente relativamente poco agotado de He. Bajo esta hipótesis, la extrapolación de la línea A hasta el valor de 4×10^{-4} cc STP Ar/g de agua de recarga, dará el contenido original de He en el

campo geotérmico de Cerro Prieto. Se obtiene un valor de 6.8 x 10^{-5} cc STP Hc/g de fluido. La pérdida de gas debida a la separación de vapor da como resultado una disminución de las concentraciones de gas en el líquido residual a lo largo de la línea A, mientras que la dilución subsecuente con agua somera desplaza los puntos en la Figura 7 hacia el valor de agua saturada con aire. Según esta interpretación, el pozo 21A ha perdido alrededor de 15% de He por ebullición pero no ha sido diluído con agua somera fría. Las concentraciones de cloruro también sugieren que el fluido del pozo 21A no está diluído (Figura 9). Las correcciones por dilución basadas en Cl o en Ar (Figuras 8 y 9) sugieren que el fluido del pozo 27 es en realidad el que menos He ha perdido, pero que se ha diluído con 15 a 25% de agua fría. El pozo 35 ha perdido la mayor parte de su He y está moderadamente diluído con agua somera. El pozo 20 perdió alrededor de la mitad de su helio por pérdida de vapor y posteriormente se diluyó con alrededor de 30% de agua fría. Cada análisis de fluido indicado en las Figuras 7 y 8 puede interpretarse como mostrando algún grado de agotamiento y dilución. Las dos figuras no siempre concuerdan debido a incertidumbres analíticas y a algunas dudas en los cálculos de concentraciones de Cl y de gas en el acuífero.

La destilación Raleigh domina en Cerro Prieto. En la Figura 8 se muestran las concentraciones de He antes de la dilución como proyecciones desde el agua saturada con aire (ASW) hasta la máxima concentración de cloruro del fluido del acuífero de Cerro Prieto I (alrededor de 10.000 mg/kg). Utilizando estos valores corregidos, en la Tabla 6 se calculó el porcentaje de agotamiento de He. Aplicando las ecuaciones mencionadas anteriormente, se calcularon las pérdidas de vapor correspondientes y los cambios de temperatura para los procesos R (Raleigh) y SS (etapa única). Se observa que para pérdidas de He de hasta 70%, las pérdidas de vapor son muy bajas (hasta 1-2%) en ambos procesos. Para pérdidas más elevadas, de hasta un 90%, aún ocurren pequeñas pérdidas de vapor con el proceso Raleigh (R), pero debe separarse un 40% de vapor con el proceso de etapa única (SS). Grandes pérdidas de vapor serían acompañadas por descensos de temperatura de hasta 79°C (Tabla 6), y por una elevación del total de Cl hasta una concentración de 16 g/l (Figura 8). Nada de esto se ha observado en Cerro Prieto. La línea R en la Figura 8 parace ajustarse mejor a los datos observados. Por consiguiente, la separación de vapor tipo Raleigh (extracción contínua) parece dominar en Cerro Prieto.

Sólo pequeñas pérdidas de vapor ocurren en Cerro Prieto. Pérdidas de vapor de 0 a 3% están indicadas por el agotamiento de He. Esto está bien establecido en el intervalo 0-70% de agotamieto de He (encontrado en 11 de los 15 pozos), equivalente a 0-2% de pérdidas de vapor, sin tener importancia el proceso de ebullición (R o SS). Para agotamientos más elevados, también se indican pequeñas pérdidas de vapor para el proceso R que es más consistente con los datos de temperatura y de cloruros. El He radiogénico (junto con los gases nobles atmosféricos) sirve así como un trazador muy sensible para las etapas iniciales de ebullición, con hasta aproximadamente 3% de pérdida de vapor. En este intervalo, otros indicadores de ebullición, tales como incremento de la salinidad o cambios de temperatura, no son sensibles.

Una interpretación combinada He y Cl es efectiva. Se ha mostrado que el He es un trazador sensible a la pérdida de vapor y que el Cl es un trazador sensible a la dilución con agua somera (Truesdell et al, 1979). Un gráfico He-Cl (Figura 8) es por lo tanto ilustrativo, y la dinámica de los pozos en Cerro Prieto bien podría leerse del mismo. Los pozos 21A, 19A y 30 perdieron diferentes cantidades de vapor pero no fueron diluídos con agua somera; los pozos 35, 8, 43 y 5 perdieron la mayor parte de su He (2-3% pérdida de vapor), y están ligeramente diluídos con agua somera; el M-20 perdió la mitad de su He (0.6% pérdida de vapor) y fue diluído por alrededor de 20% de agua somera.

Trazadores atmosféricos redundantes proveen controles analíticos. Hasta ahora el Kr no ha sido utilizado en la interpretación. Puede, por consiguiente, usarse como un trazador redundante, e.g. en un gráfico Kr-Ar (Figura 9). Los datos indican una correlación positiva y se alinean alrededor de las líneas calculadas R y SS de destilación, que están próximas entre si para estos de gases nobles pesados. Las pérdidas de vapor desplazarán hacia abajo los valores a lo largo de las líneas R y SS, y la dilución con agua somera fría elevará dichos valores. Por lo tanto, los datos caen a lo largo del "paso permitido" por los dos procesos ya manifestados por el He y el Ar.

CONCLUSIONES

Los gases nobles son útiles para reconstruir los procesos dinámicos en el campo geotérmico de Cerro Prieto, en términos de origen del agua, profundidad de la circulación, grado de pérdida de vapor y dilución con agua somera.

Parece que los gases nobles podrían utilizarse para seguir los cambios que tienen lugar en el campo debido a la explotación. También podrían aplicarse para decidir la ubicación y espaciamiento óptimo de nuevos pozos, ya que pueden indicar que partes de un campo han sido explotadas (y modificadas) por pozos productores adyacentes y cuáles retienen su fluído original y, por lo tanto, justifican su explotación (Mazor, 1979).

AGRADECIMIENTOS

Debemos sinceras gracias a Mrs. E. Negreano y Mr. M. Feld del Departamento de Isótopos, del Instituto Weizmann de Ciencia, por las mediciones espectrométricas de masa; al personal de la Comisión Federal de Electricidad de Cerro Prieto por su ayuda en la recolección de muestras de campo y al equipo de científicos del Lawrence Berkeley Laboratory por su constante ayuda. Nos gustaría agradecer a R.O. Fournier y R.H. Mariner del USGS y M.J. Lippmann del LBL por la revisión del manucristo, y a P.C.

Bennett y F.R. Portillo por su ayuda en la elaboración de este trabajo. El mismo fue parcialmente financiado por el Extramural Program del U.S. Geological Survey, a través de la subvención No. 14-08-0001-G-546 y parcialmente por el Departamento de Energía de Estados Unidos y el U.S. Geological Survey como parte del acuerdo cooperativo CFE-DOE, tecnicamente coordinado por J.J. Lippmann.

GAS CHEMISTRY AND THERMOMETRY OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

N. L. Nehring
U.S. Geological Survey
Menlo Park, California, U.S.A.

and

F. D'Amore
Consiglio Nazionale delle Ricerche,
Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche
Pisa, Italy

INTRODUCTION

Geothermal gases at Cerro Prieto are derived from high temperature reactions within the reservoir or are introduced with recharge water. Gases collected from geothermal wells should, therefore, reflect reservoir conditions. Interpretation of gas compositions of wells indicates reservoir temperatures, controls of oxygen and sulfur fugacities, and recharge source and direction.

COLLECTION AND ANALYSIS OF GASES

Steam samples were collected for gas analyses in April-May 1977 (Nehring and Fausto, 1979). Steam was tapped from the central steam outlets of production separators, cooled to 30°C through a stainless steel condensing coil, and collected in evacuated 300-ml bottles containing 100 ml of 4N NaOH (Nehring and Truesdell, 1978). Total flow from the condenser (gas and steam condensate) was collected in the bottles. Analyses of major gases were made by wet chemistry (H_2O, CO_2, and H_2S), specific ion electrode (NH_3), and gas chromatography (He, H_2, CH_4, Ar, O_2, and N_2). Compositions are shown in Table 1.

DERIVATION OF GEOTHERMOMETERS

Four geothermometers* based on gas composition have been developed for the Cerro Prieto geothermal field. All gas geothermometers are based on the assumption that the total fluid from the wells (gas, steam, and residual brine) is representative of the deep brine in the geothermal reservoir; i.e., there is only one phase. Then the calculated mole fractions of individual gases represent their actual molar fractions in the reservoir.

Using thermodynamic data for gas solubilities and for gas and mineral stabilities, the following geothermometer equations were derived where T is in °K, X_i is the mole fraction of each gas, and Kh_i is the Henry's Law constant. The mole fraction X_i of each gas was calculated from

$$X_i = \left(\frac{100}{YX_s(^o/o)_i} + \frac{100}{(^o/o)_i} \right)^{-1}$$

*(1) Fischer-Tropsch: Based on the Fisher-Tropsch reaction,

$$\log X_{CH_4} - 4 \log X_{H_2} - \log X_{CO_2} = -21.78 + 13419/T + 4 \log Kh_{H_2} + \log Kh_{CO_2} - \log Kh_{CH_4}$$

(2) Hydrogen: Based on water dissociation and $C + O_2 = CO_2$,

$$\log X_{H_2} + 1/2 \log X_{CO_2} = 8.11 - 4501/T - \log Kh_{H_2} - 1/2 \log Kh_{CO_2}$$

(3) Ammonia: Based on ammonia dissociation,

$$1/2 \log X_{N_2} + 3/2 \log X_{H_2} - \log X_{NH_3} = 5.75 - 2618/T + \log Kh_{NH_3} - 1/2 \log Kh_{N_2} - 3/2 \log Kh_{H_2}$$

(4) Hydrogen sulfide: Based on pyrite-pyrrhotite controlling sulfur fugacity and free carbon and CO_2 controlling oxygen fugacity,

$$\log X_{H_2S} + 1/6 \log X_{CO_2} = 10.58 - 5071.8/T - 0.79 \log T - \log Kh_{H_2S} - 1/6 \log Kh_{CO_2}$$

where Y is the molar gas/steam ratio, X_s is the steam fraction, and $(o/o)_i$ is the mole percent of each gas on a dry basis. Of the gases analyzed, only NH_3 partitions significantly into the separated brine with an average concentration of 20 ppm in 1979. Therefore, only X_{NH_3} was corrected for the amount of gas in the brine.

Henry's Law constants (for pure water) used in the gas geothermometers were derived directly from experimental data (Himmenblau, 1960; Ellis and Golding, 1963; Kozintseva, 1964; and Haas, 1977). These constants have been fitted to the following equations.

$$\log Kh_{CO_2} = 5.31328 - 0.00306T$$
$$\log Kh_{H_2} = 7.34835 - 0.00563T$$
$$\log Kh_{CH_4} = 7.35698 - 0.00590T$$
$$\log Kh_{H_2S} = 4.00871 - 0.00142T$$
$$\log Kh_{NH_3} = -0.21173 + 0.00488T$$
$$\log Kh_{N_2} = 7.56180 - 0.00567T$$

Use of these equations will decrease the calculated geothermometer temperatures slightly. If the salinity of the brine is known, Henry's Law constants can be corrected for the salting-out effect, which decreases the solubility of gas with increasing salinity. At any one temperature the salting-out effect is almost the same for the more common gases (Ellis and Mahon, 1977). Correction of Kh_i for a 0.25 M NaCl solution (which would approximate the Cerro Prieto brine) would increase the gas geothermometer temperatures calculated by 1 to 5 °C.

RESERVOIR FUGACITIES

Because coal has been found to be ubiquitious in minute particles in the reservoir (Barker and Elders, 1979), the reaction between free carbon and carbon dioxide was tested as a possible oxygen fugacity buffer. Oxygen fugacity, f_{O_2}, as a function of temperature in a liquid phase, is given by

$$\log f_{O_2} = -0.044 - 20590.16/T + \log Kh_{CO_2} + \log X_{CO_2}$$

Using the gas composition and NaKCa temperature of several wells, an oxygen fugacity of $10^{-35.3}$ was obtained. Making the assumption that H_2 partial pressure is controlled by dissociation of water at an oxygen fugacity fixed by the C-CO_2 buffer, the following equation was derived for the change in oxygen fugacity with H_2 content and temperature:

$$\log f_{O_2} = 16.21 - 29592/T - 2 \log K_{H_2} - 2 \log X_{H_2}$$

Substituting the actual H_2 contents of the wells, an oxygen fugacity is obtained which is very close to the value obtained for the C-CO_2 buffer. This implies that the reaction between C-CO_2 controls the oxygen fugacity and that the dissociation of water is buffered by an outside oxygen fugacity.

The sulfur fugacity, f_{S_2}, was calculated based on the reaction of sulfur and hydrogen using controls for hydrogen partial pressure outlined above. The equation

$$\log f_{S_2} = f(T) + 2 \log X_{H_2S} + \log X_{CO_2}$$

was derived where f(T) is a function of temperature (incorporating Henry's Law constants for H_2S and CO_2) and X_{H_2S} and X_{CO_2} are the average molar fractions of these gases. At 280°C, the average sulfur fugacity calculated above agreed with the sulfur fugacity calculated from the pyrite-pyrrhotite buffer with $f_{S_2} = 10^{-12.6}$. Pyrite and pyrrhotite are both present in the Cerro Prieto reservoir (Elders and others, 1978), and the sulfur fugacity seems to be buffered by this equilibrium.

DISCUSSION OF GEOTHERMOMETERS

Calculated temperatures for these new gas geothermometers are given in Table 2. Of the four, the Fisher-Tropsch geothermometer indicates the highest temperatures, up to 343°C for M-21A. Calculated temperatures increase across the old field from northwest to southeast (Fig. 1A). The maximum geothermometer temperature is in good agreement with a measured temperature of about 340°C in M-53, M-102, and other deeper wells to the southeast. The Fisher-Tropsch geothermometer apparently reflects the maximum temperature in the reservoir. Reequilibration of this geothermometer must be very slow as it shows no effects of cooling indicated by other chemical parameters (Truesdell and others, 1981).

The hydrogen geothermometer shows the same general pattern as the Fisher-Tropsch geothermometer but calculates temperatures about 30°C cooler (Fig. 1B). Considering that the two components, H_2 and CO_2, of the hydrogen geothermometer are also contained in the Fisher-Tropsch geothermometer, one can assume that the reactions involved in the equilibration of H_2 and CO_2 occur faster than those involving CH_4.

H_2S and NaKCa geothermometers show similar patterns with high (290°C) temperatures around M-19A and M-25 and low (270°C) temperatures around M-20 (Fig. 1C and 1D). Since the NaKCa geothermometer equilibrates rapidly to give good estimates of the reservoir temperature near the well bottoms (Truesdell and others, 1981), one can assume the H_2S geothermometer also equilibrates rapidly and reflects reservoir temperatures near the well bottoms.

Equilibration time for the NH_3 geothermometer appears to be intermediate between the Fisher-Tropsch and H_2S geothermometers. Predicted temperatures are intermediate, and the spatial pattern is intermediate between the banded pattern of the Fisher-Tropsch temperature distribution and the more circular pattern of H_2S temperatures (Fig. 1E). The comparison is actually clearer using the NaKCa temperature distribution instead of H_2S.

DISTRIBUTION OF GASES

Not all processes controlling the composition of gas in the reservoir are temperature dependent. The composition may also reflect processes such as recharge or the occurrence of a 2-phase fluid. The total gas in the reservoir fluid (Fig. 2A) shows the same general pattern as the Fisher-Tropsch temperatures. Amounts are highest to the east and decrease to the west, but the total gas shows a reversal on the west edge. The reversal is probably due to meteoric water, which contains dissolved gases such as N_2, Ar, and O_2, seeping in from the west. This is supported by higher percentages of N_2 to the west (Fig. 2B). Based on reactions used for the NH_3 geothermometer, equilibrium between N_2 and NH_3 would require increased NH_3 with increased N_2. Such an increase in NH_3 can be seen in Fig. 2C. The lobe in the N_2 diagram around wells M-5, M-26, and M-31 may indicate drawdown of N_2-rich meteoric water from upper aquifers. The NH_3 diagram does not show this feature, probably reflecting a long equilibration time for N_2 and NH_3.

The CO_2 diagram (Fig. 2D) shows a low centered around the same wells as the lobe in the N_2 diagram. The low CO_2 probably results from degassing of the reservoir fluid due to a small 2-phase fluid zone (Grant and others, this volume). The gases would preferentially migrate upward and westward as the water migrated downward and eastward. Production of this zone would result in rapid degassing. A 2-phase fluid is unstable at Cerro Prieto and results in an influx of cooler water to suppress the 2-phase region. In this case the cooler water was probably meteoric as already indicated by the increased N_2 in this region.

The H_2S diagram (Fig. 2E) shows the same pattern as CO_2 but with an inverse relationship as predicted by the reactions proposed for the H_2S geothermometer. These reactions require an increase in H_2S with a decrease in CO_2 as the temperature decreases.

SUMMARY

Gas geothermometers and spatial distribution of gases in the Cerro Prieto reservoir reflect reservoir conditions. As with the silica and NaKCa geothermometers, the gas geothermometers have widely varying equilibration times. This allows different information to be obtained from each of the individual geothermometers; for example, the Fisher-Tropsch geothermometer can be used to estimate the maximum temperature in the reservoir and the H_2S geothermometer can estimate the well bottom temperature.

Recent changes in the reservoir can be seen in the spatial distribution of gases. Flow of meteoric water toward the reservoir from the west or northwest is evident. Degassing of the central

part of the field due to a 2-phase fluid can also be detected.

REFERENCES

Barker, C. E., and Elders, W. A., 1979, Vitrinite reflectance geothermometry in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Geothermal Resources Council, Transactions, v. 3, p. 27-30.

Elders, W. A., Hoagland, J. R., Olson, E. R., McDowell, S. D., and Collier, P., 1978, A comprehensive study of samples from geothermal reservoirs: Petrology and light stable isotope geochemistry of twenty-three wells in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: University of California, Riverside, Report UCR/IGPP-78/26, p. 264.

Ellis, A. J., and Golding, R. M., 1963, The solubility of carbon dioxide above 100°C in water and in sodium chloride solutions: American Journal of Science, v. 261, p. 47-60.

Ellis, A. J., and Mahon, W. A. J., 1977, Chemistry and geothermal systems: New York, Academic Press, 392 p.

Grant, M.A., Truesdell, A.H., Mañón M., A., 1981, Production Induced Boiling and Cold Water Entry in the Cerro Prieto Geothermal Reservoir Indicated by Chemical and Physical Measurements, this volume.

Haas, J. L., Jr., 1977, An empirical equation with tables of smoothed solubilities of methane in water and aqueous sodium chloride solutions up to 25 weight percent, 360°C and 138 MPa: U.S. Geological Survey Open-file Report 78-1004, 41 p.

Himmenblau, D. M. H., 1960, Solubilities of inert gases in water from 0°C to near the critical point of water: Journal Chemical Engineering Data, v. 5, p. 10-15.

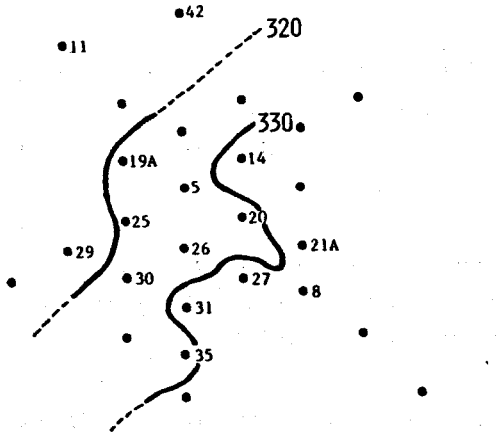
Kozintseva, T. N., 1964, Solubility of hydrogen sulfide in water at elevated temperatures: Geokhimiya, v. 8, p. 758-765.

Nehring, N. L., and Fausto, J. J., 1979, Gases in steam from Cerro Prieto geothermal wells with a discussion of steam/gas ratio measurements: Geothermics, v. 8, p. 253-255.

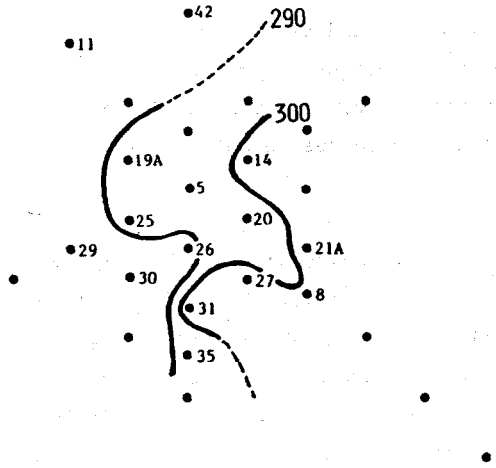
Nehring, N.L., and Truesdell, A.H., 1978, Collection of chemical, isotope, and gas samples from geothermal wells: Proceedings of the Second Workshop on Sampling Geothermal Efficients, Las Vegas, Nevada, Feb. 1977, Environmental Protection Agency Report EPA-600/7-78-121, pp. 130-140.

Truesdell, A.H., Thompson, J.M., Coplen, T.B., Nehring, N.L., and Janik, C.J., 1981, The Origin of the Cerro Prieto geothermal brine: Actas Segundo Simposio sobre el Campo Geotermico de Cerro Prieto, Baja California, Mexico, Mexicali, Mexico, Oct., 1979, Comision Federal de Electricidad, pp. 224-240.

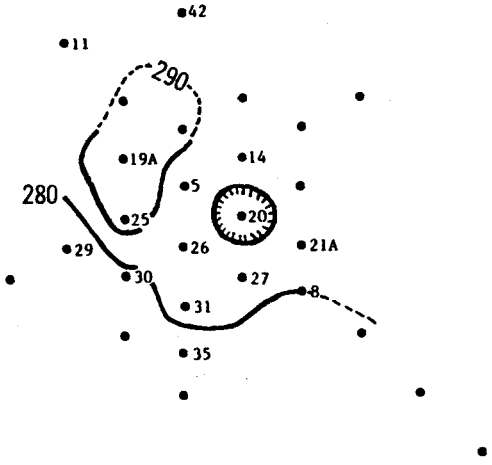
A: Fisher-Tropsch Geothermometer Temperatures



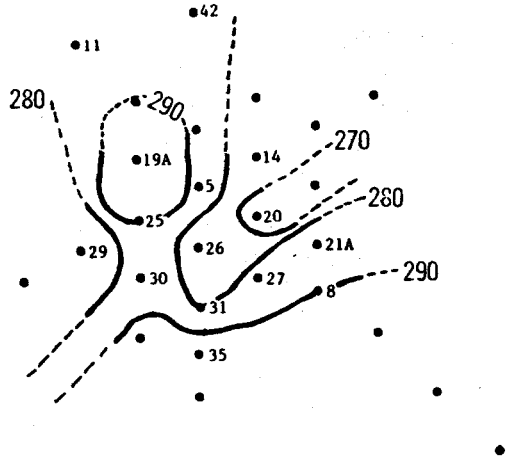
B: H_2 Geothermometer Temperatures



C: H_2S Geothermometer Temperatures



D: NaKCa Geothermometer



E: NH_3 Geothermometer Temperatures

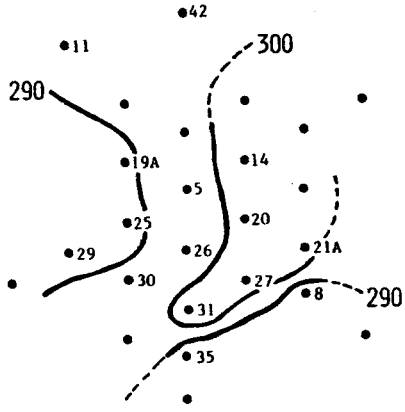
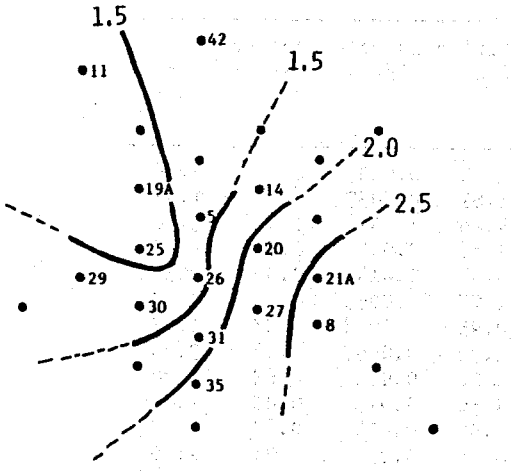


Figure 1. Spatial distribution of geothermometer temperatures.

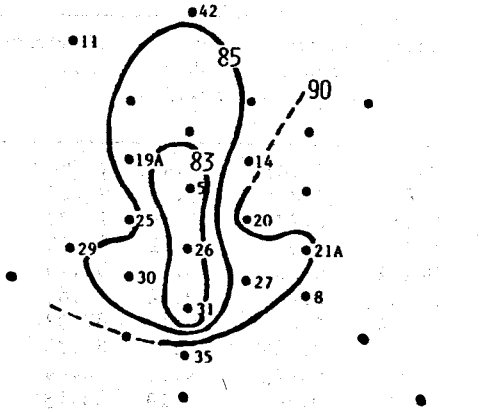
Figura 1. Distribución espacial de temperaturas geotermométricas.

XBL 826-751

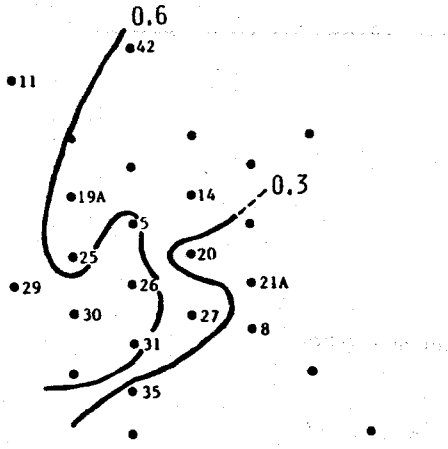
A: Total Gas in Reservoir Fluid



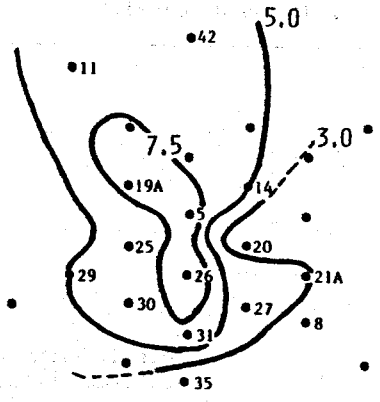
D: CO_2 % in Dry Gas



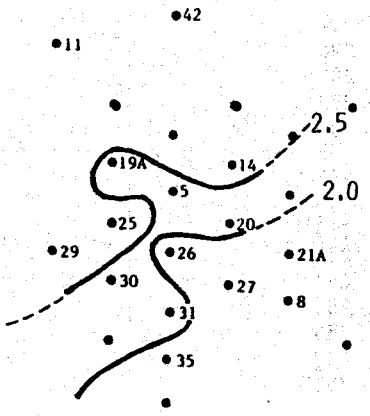
B: N_2 % in Dry Gas



E: H_2S % in Dry Gas



C: NH_3 % in Dry Gas



XBL 826-752

Figure 2. Spatial distribution of gas contents.

Figura 2. Distribución espacial del contenido de gases.

Table 1. Gas compositions (molar) for 1977 Cerro Prieto production fluids.

Tabla 1. Composición de gases (en moles) de los fluidos producidos en Cerro Prieto en 1977.

Well	Steam fraction (X_s)	Gas/steam ($Y \cdot 10^3$)	Noncondensable gas composition in mole percent CO_2	H_2S	H_2	CH_4	Ar	N_2	NH_3
M-5	0.287	4.46	78.86	7.63	4.66	5.18	0.014	0.60	2.28
M-8	0.284	9.24	92.02	2.59	2.33	1.51	0.0037	0.15	1.47
M-11	0.279	5.64	71.30	5.69	1.77	4.26	1.091	11.0	3.98
M-14	0.244	7.81	81.75	4.99	4.52	4.86	0.013	0.51	2.97
M-19A	0.289	5.88	82.19	7.91	2.86	3.98	0.014	0.51	2.31
M-20	0.227	9.12	91.65	2.32	1.98	1.77	0.0059	0.23	2.07
M-21A	0.273	10.1	87.93	3.17	3.97	2.95	0.0038	0.27	1.77
M-25	0.284	6.93	82.73	7.07	2.25	3.39	0.0097	0.46	3.00
M-26	0.243	4.85	80.89	8.33	4.09	4.26	0.016	0.63	1.80
M-27	0.262	9.19	86.13	3.82	4.42	3.50	0.013	0.45	1.75
M-29	0.217	5.25	82.88	4.94	2.98	4.99	0.014	0.82	2.73
M-30	0.269	4.63	82.52	5.80	4.14	4.12	0.019	0.71	2.40
M-31	0.257	6.56	80.87	5.76	5.46	5.08	0.016	0.65	2.24
M-35	0.285	7.08	91.10	2.63	2.21	2.07	0.0091	0.30	1.71
M-42	0.257	5.48	81.50	6.14	2.24	4.43	0.0083	0.49	4.58

No O_2 or He was detected.

Table 2. Temperatures (^oC) from gas and NaKCa geothermometers.

Tabla 2. Temperaturas(^oC) basadas en los geotermómetros de gas y de NaKCa.

	FT	H_2	NH_3	H_2S	NaKCa
M-5	326	294	298	286	289
M-8	335	303	289	280	290
M-11	307	280	295	284	288
M-14	335	305	301	287	274
M-19A	322	293	289	295	293
M-20	324	293	277	271	266
M-21A	343	313	307	287	288
M-25	321	292	281	296	290
M-26	322	289	295	285	276
M-27	342	312	312	287	283
M-29	312	282	282	272	264
M-30	324	286	297	278	286
M-31	336	305	309	287	280
M-35	325	296	285	273	293
M-42	311	282	268	283	281

QUIMICA DE GASES Y TERMOMETRIA DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

INTRODUCCION

Los gases geotérmicos en Cerro Prieto derivan de reacciones de alta temperatura dentro del yacimiento o se introducen con el agua de recarga. Por consiguiente, los gases obtenidos de pozos geotérmicos deberían reflejar las condiciones del yacimiento. La interpretación de las composiciones de los gases de los pozos indica temperaturas del yacimiento, controles de las fugacidades de oxígeno y azufre, y fuente y dirección de la recarga.

COLECCION Y ANALISIS DE GASES

En abril-mayo 1977 se obtuvieron muestras de vapor para análisis de gas (Nehring y Fausto, 1979). El vapor se extrajo de las salidas centrales de vapor de los separadores de producción, se enfrió a 30°C a través de una serpentina de condensación de acero inoxidable, y se recolectó en botellas evacuadas de 300 ml que contenían 100 ml de una solución 4 N de NaOH (Nehring y Truesdell, 1978). Se recolectó en las botellas el flujo total del condensador (gas y vapor condensado). Se efectuaron análisis de los gases más abundantes mediante química húmeda (H_2O, CO_2 y H_2S), electrodo de ión específico (NH_3) y cromatografía de gases (He, H_2 CH_4, Ar, O_2 y N_2). Las composiciones se muestran en la Tabla 1.

DERIVACION DE LOS GEOTERMOMETROS

Para el campo geotérmico de Cerro Prieto se han desarrollado cuatro geotermómetros basados en la composición del gas.* Todos los geotermómetros de gas se basan en la suposición de que el fluido total de los pozos (gas, vapor y salmuera residual) es representativo de la salmuera profunda en el yacimiento geotérmico; i.e. sólo hay una fase. Entonces, las fracciones molares calculadas de gases individuales representan sus fracciones molares reales en el yacimiento.

Utilizando datos termodinámicos para solubilidades de gases y estabilidades de gases y minerales, se derivaron las siguientes ecuaciones geotermométricas donde T está dada en °K, X_i es la fracción molar de cada gas y Kh_i es la constante de la ley de Henry. La fracción molar X_i de cada gas se calculó de

$$X_i = \left(\frac{100}{YX_s(\%)_i} + \frac{100}{(\%)_i} \right)^{-1}$$

donde Y es la razón molar gas/vapor, X_s es la fracción de vapor y $(\%)_i$ es el porcentaje molar de cada gas en base a medidas secas. De los gases analizados, sólo NH_3 particiona sigificativamente en la salmuera separada, con una concentración promedio de 20 ppm en 1979. Por consiguiente, sólo X_{NH_3} fue corregido por la cantidad de gas en la salmuera.

Las constantes de la Ley de Henry (para agua pura) utilizadas en los geotermómetros de gas se derivaron directamente de datos experimentales

---

*(1) Fischer-Tropsch: Basada en la reacción de Fischer-Tropsch,

$$\log X_{CH_4} - 4 \log X_{H_2} - \log X_{CO_2} = -21.78 + 13419/T + 4 \log Kh_{H_2} + \log Kh_{CO_2} - \log Kh_{CH_4}$$

(2) Hidrógeno: Basado en la disociación de agua y $C + O_2 = CO_2$,

$$\log X_{H_2} + 1/2 \log X_{CO_2} = 8.11 - 4501/T - \log Kh_{H_2} - 1/2 \log Kh_{CO_2}$$

(3) Amoníaco: Basado en la disociación del amoníaco,

$$1/2 \log X_{N_2} + 3/2 \log X_{H_2} - \log X_{NH_3} = 5.75 - 2618/T + \log Kh_{NH_3} - 1/2 \log Kh_{N_2} - 3/2 \log Kh_{H_2}$$

(4) Sulfuro de hidrógeno: Basado en la fugacidad del azufre controlada por la pirita-pirrotita y en la fugacidad de oxígeno controlada por el carbono libre y CO_2,

$$\log X_{H_2S} + 1/6 \log X_{CO_2} = 10.58 - 5071.8/$$

(Himmenblau, 1960; Ellis y Golding, 1963; Kozintseva, 1964; y Haas, 1977). Estas constantes se han ajustado a las siguientes ecuaciones

$$\log Kh_{CO_2} = 5.31328 - 0.00306T$$

$$\log Kh_{H_2} = 7.34835 - 0.00563T$$

$$\log Kh_{CH_4} = 7.35698 - 0.00590T$$

$$\log Kh_{H_2S} = 4.00871 - 0.00142T$$

$$\log Kh_{NH_3} = -0.21173 - 0.00488T$$

$$\log Kh_{N_2} = 7.56180 - 0.00567T$$

El uso de estas ecuaciones disminuirá levemente las temperaturas geotermométicas calculadas. Si se conoce la salinidad de la salmuera, las constantes de la Ley de Henry pueden corregirse por salinidad (salting-out effect), la que disminuye la solubilidad del gas con el aumento de la salinidad. A cualquier temperatura, el efecto de la salinidad sobre los gases más comunes es casi igual (Ellis y Mahon, 1977). La corrección de Kh_i para una solución 0.25 M de NaCl (que se aproximaría a la salmuera de Cerro Prieto), incrementaría en 1 a 5°C las temperaturas calculadas del geotermómetro de gas.

FUGACIDADES DEL YACIMIENTO

Dado que se encontró que el carbón es ubícuo en partículas diminutas en el yacimiento (Barker y Elders, 1979), se probó la reacción entre carbono libre y dióxido de carbono como un posible regulador (buffer) de la fugacidad del oxígeno. La fugacidad del oxígeno, f_{O_2}, como función de la temperatura en fase líquida, está dada por $\log f_{O_2} = -0.044 - 20590.16T + \log Kh_{CO_2} + \log X_{CO_2}$. Utilizando la composición del gas y la temperatura dada por el geotermómetro de NaKCa de varios pozos, se obtuvo una fugacidad de oxígeno de $10^{-35.3}$. Asumiendo que la presión parcial de H_2 está controlada por la disociación del agua a una fugacidad del oxígeno determinada por el regulador C-CO_2, se derivó la siguiente ecuación para el cambio de la fugacidad de oxígeno con el contenido de H_2 y con la temperatura:

$$\log f_{O_2} = 16.21 - 29592/T - 2 \log k_H - 2 \log X_{H_2}.$$

Sustituyendo el contenido real de H_2 de los pozos, se obtuvo una fugacidad del oxígeno muy cercana al valor obtenido para el regulador C-CO_2. Esto implica que la reacción entre C-CO_2 controla la fugacidad del oxígeno, y que la disociación del agua está regulada por una fugacidad de oxígeno externa.

Se calculó la fugacidad del azufre, f_{S_2}, basada en la reacción de azufre e hidrógeno, utilizando los controles para presión parcial de hidrógeno mencionades más arriba. Se derivó la ecuación

$$\log f_{S_2} = f(T) + 2 \log X_{H_2S} + \log X_{CO_2}$$

donde f (T) es una función de la temperatura (que incorpora las constantes de la Ley de Henry para H_2S y CO_2), y X_{H_2S} y X_{CO_2} son las fracciones molares promedio de esos gases. A 280°C, la fugacidad promedio del azufre calculada más arriba concuerda con la fugacidad del azufre calculada del regulador pirita-pirrotita, con $f_{S_2} = 10^{-12.6}$. Tanto la pirita como la pirrotita se encuentran presentes en el yacimiento de Cerro Prieto (Elders y otros, 1978) y parece que la fugacidad del azufre esta regulada por este equilibrio.

DISCUSION DE GEOTERMOMETROS

En la Table 2 se dan las temperaturas calculadas con estos nuevos geotermómetros de gas. De los cuatro, el geotermómetro de Fischer-Tropsch indica las temperaturas más elevadas, arriba de 343°C para el pozo M-21A. Las temperaturas calculadas aumentan del noroeste al sudeste a través del campo antiguo (Figura 1A). La temperatura máxima del geotermómetro concuerda bien con una temperatura medida de alrededor de 340°C en el M-53, M-102 y otros pozos más profundos al sudeste. El geotermómetro Fischer-Tropsch refleja, aparentemente, la temperatura máxima en el yacimiento. El reequilibrio de este geotermómetro debe ser muy lento y no muestra efectos de enfriamiento indicados por otros parámetros químicos (Truesdell y otros, 1981).

El geotermómetro de hidrógeno muestra la misma configuración general que el de Fischer-Tropsch pero indica temperaturas alrededor de 30°C más bajas (Figura 1B). Considerando que los dos componentes del geotermómetro de hidrógeno, H_2 y CO_2, tambien se utilizan en el geotermómetro de Fischer-Tropsch, se puede asumir que las reacciones involucradas en el equilibrio de H_2 y CO_2 ocurren más rapidamente que aquéllas involucradndo CH_4.

Los geotermómetros de H_2S y NaKCa muestran configuraciones parecidas, con altas temperaturas (290°C) alrededor del M-19A y M-25, y bajas temperaturas (270°C) alrededor del M-20 (Figura 1C y 1D). Dado que el geotermómetro de NaKCa se equilibra rapidamente y da buenas estimaciones de la temperatura del yacimiento cerca del fonda de los pozo (Truesdell y otros, 1981), se puede asumir que el geotermómetro de H_2S también se equilibra rapidamente y refleja las temperaturas del yacimiento cerca del fondo de los pozo.

El tiempo de equilibrio para el geotermómetro de NH_3 parece ser intermedio entre los geotermómetros de Fischer-Tropsch y de H_2S. Las temperaturas predichas son intermedias, y la configuración espacial es intermedia entre la configuración bandeada de las temperaturas de Fischer-Tropsch y la configuración más circular de las temperaturas de H_2S (Figura 1E). La comparación se nota más claramente

utilizando la distribución de temperatura de NaKCa en lugar de la de H_2S.

DISTRIBUCION DE GASES

No todos los procesos que controlan la composición de los gases en el yacimiento dependen de la temperatura. La composición también puede reflejar procesos tales como la recarga o la presencia de un fluido de dos fases. El gas total en el fluido del yacimiento (Figura 2A) muestra la misma distribución general que las temperaturas de Fischer-Tropsch. Los valores son más elevados hacia el este y decrecen hacia el oeste, pero el gas total muestra una inversión sobre el borde occidental. La inversión se debe probablemente al agua meteórica que se infiltra desde el oeste que contiene gases disueltos tales como N_2, Ar, y O_2. Esto está respaldado por los porcentajes más elevados de N_2 encontrados al oeste (Figura 2B). Basándonos en las reacciones utilizadas en el geotermómetro de NH_3, el equilibrio entre N_2 y NH_3 requerirá un incremento del NH_3 cuando aumenta N_2. En la Figura 2C puede verse tal incremento en NH_3. El lóbulo en el diagrama de N_2 alrededor de los pozos M-5, M-26 y M-31 puede indicar infiltración de agua meteórica rica en N_2 desde un acuífero superior. El diagrama de NH_3 no muestra esta característica, reflejando probablemente un largo tiempo de equilibrio para el N_2 y NH_3.

El diagrama de CO_2 (Figura 2D) muestra un bajo centrado alrededor de los pozos vecinos al lóbulo observado en el diagrama de N_2. La reducción en CO_2 resulta, probablemente, de la desgasificación del fluido del yacimiento debido a una pequeña zona de fluido de 2 fases. (Grant et al., 1981). Los gases migrarían preferentemente hacia arriba y hacia el oeste a medida que el agua migra hacia abajo y hacia el este. La explotación de esta zona resultaría en una rápida desgasificación. Un fluido de dos fases es inestable en Cerro Prieto y resulta en la entrada de agua más fría para suprimir la región de dos fases. En este caso, el agua fría fue probablemente meteórica como lo indica el incremento de N_2 en esta región.

RESUMEN

Los geotermómetros de gas y la distribución espacial de gases en el yacimiento de Cerro Prieto reflejan las condiciones del yacimiento. Como en el caso de los geotermómetros de sílice y NaKCa, los geotermómetros de gas tienen tiempos de equilibrio que varían ampliamente. Esto permite que se obtenga diferente información de cada uno de los geotermómetros; por ejemplo, el geotermómetro de Fisher-Tropsch puede usarse para estimar la temperatura máxima en el yacimiento y el geotermómetro de H_2S puede estimar la temperatura de fondo de pozo.

En la distribución espacial de gases pueden verse cambios recientes en el yacimiento. Es evidente el flujo de agua meteórica del oeste o del noroeste hacia el yacimiento. También puede detectarse desgasificación en la parte central del campo debido al fluido de dos fases.

ESTADO ACTUAL DE LOS ESTUDIOS SOBRE GEOQUIMICA HIDROTERMAL EN CERRO PRIETO

J. J. Fausto L., M. E. Jiménez S. e I. Esquer P.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

INTRODUCCION

En la explotación y desarrollo del campo geotérmico de Cerro Prieto, el control químico del agua descargada por los pozos geotérmicos forma parte del programa de actividades del laboratorio químico de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto (CFE).

Para llevar a cabo este control regularmente son recolectadas y analizadas muestras de agua en pozos productores integrados a las unidades generadoras, en los que pasan por la etapa de calentamiento y desarrollo, así como en los que se encuentran en observación. Esto es de gran utilidad ya que permite conocer las características químicas de los fluidos descargados y sus variaciones presentadas con el tiempo, ya que éstas están correlacionadas con los procesos físicos que ocurren en el yacimiento entre otros recarga y movimientos de agua, cambios de temperatura; encontrándose que el comportamiento de los pozos está ligado a estos acontecimientos.

Uno de los propósitos de este trabajo es dar a conocer el estado actual de los estudios sobre geoquímica hidrotermal en el campo, con apoyo en los resultados obtenidos durante 1979 y 1980 del análisis químico de muestras de agua de los pozos geotérmicos del área denominada Cerro Prieto I, así como de los situados en las áreas de Cerro Prieto II y III, algunos de los cuales han sido recientemente terminados y puestos a fluir.

Son presentados los datos de las variaciones químicas de los constituyentes químicos principales disueltos en el agua así como de las relaciones químicas Na/K, Na-K-Ca y de las temperaturas calculadas con base en éstas, incluyéndose la de SiO_2.

Son indicadas las direcciones y recargas del fluido en el yacimiento mediante la elaboración e interpretación de planos con curvas de distribución de isotemperaturas en el campo evaluadas por aplicación de los geotermómetros Na/K, Na-K-Ca, así como con curvas de isoconcentración de algunos constituyentes químicos principales.

Se comenta el caso del pozo M-43 como un ejemplo de un pozo que estuvo afectado por problemas de terminación en su tubería productora, tratando de explicar su comportamiento de acuerdo con las características químicas del agua descargada.

Para algunos pozos productores se hace una explicación de los cambios químicos que han ocurrido en respuesta a su explotación al correlacionarlos con los mecanismos de producción del pozo (gastos de agua-vapor) tratando de conocer cual ha sido su comportamiento con relación a estos cambios.

POZOS INCLUIDOS EN EL TRABAJO: (1979-1980)

Los pozos que se han incluído en este trabajo son mostrados en la Figura 1. La mayoría la forman los pozos productores que abastecieron de vapor a las Unidades 1, 2, 3 y 4 de la planta geotermoeléctrica. Los pozos integrados a las Unidades 1 y 2 fueron: M-5, M-8, M-11, M-14, M-19A, M-20, M-21A, M-25, M-26, M-27, M-29, M-30,M-31, M-35, M-42, M-43, M-45, M-53, M-114, M-130 y M-181. Los que abastecieron a las Unidades 3 y 4 fueron: M-48, M-50, M-51, M-84, M-90, M-91, M-101, M-102, M-103, M-104 y M-105. El pozo M-27 estuvo en producción únicamente en 1979 y los pozos M-43, M-101 y M-104 en 1980. Son incluídos además los pozos que se desarrollaron durante 1980, siendo éstos: E-1, M-94, M-120, M-129, M-147, M-149, M-169 y T-388. También están el M-7, M-93, M-110, Q-757 y T-366 que estuvieron en observación en 1980 y que fueron desarrollados en 1979.

1. CURVAS DE DISTRIBUCION DE ISOTEMPERATURAS BASE GEOTERMOMETRO NaKCa (1979).

En la Figura 2 fueron trazadas las curvas de distribución de isotemperaturas NaKCa para el campo geotérmico, según los resultados presentados por los pozos en 1979, (ver Tablas 1 y 5). Anteriormente se presentó un modelo de distribución para ese mismo año[1], a diferencia de que en el presente únicamente fueron incluídos datos de los

pozos que estuvieron integrados a la planta y los que fueron desarrollados por considerarse que son más representativos. La ecuación del geotermómetro utilizado, que la misma. Se deducen las siguientes observaciones:

a). Hacia el N y NO se tenía temperaturas de 230° a 260°C en los pozos Q-757, M-7 y M-114, lo que indicó una alimentación de agua de menor temperatura por esa parte del campo, hecho explicable por la presencia de cuerpos aislados y horizontes de arenas y gravas de elevada permeabilidad que contienen acuíferos superficiales que almacenan agua de menor temperatura y permiten su flujo hacia estos pozos.

b). En el centro del campo por ser el área que ha sido la más explotada se presentaron una gran diversidad de valores. Los pozos M-5, M-11, M-19A, M-25 y M-30 mostraron valores de 280° a 290°C. Como caso anómalo el M-20 presentó 320°C. En los pozos M-8, M-21A, M-27 y M-31 se encontró un halo de 270°C.

c). En la parte O, los pozos M-43 y M-29 observaron temperaturas de 220°y 250°C, haciendo suponer una alimentación de aguas de menor temperatura.

d). Al SO del campo antiguo en el pozo M-181, se observó una temperatura de 290°C notándose la influencia de una recarga de agua de menor temperatura proveniente de la parte O en dirección a este pozo.

e). Hacia el S las temperaturas se incrementan con valores de 300° a 310°C en los pozos M-50 y M-90, a excepción del valor de 290°C que presentó el M-101 indicando que fue alimentado por un acuífero de menor temperatura y menor profundidad.

f). Las temperaturas se incrementan hacia la parte NE con temperaturas de 300° a 340°C en los pozos M-130, M-110, M-104 y M-53, mostrando la existencia de una fuente de alimentación de agua más caliente a una profundidad de 1500 a 2000 m. que reabastece al campo.

g). Al SE en los pozos M-93 y T-366 las temperaturas fueron de 310° y 320°C, observándose que hacia esta parte la zona permeable se profundiza considerablemente, en el M-93 se encontró entre 2400 y 2560 m. y en el T-366 entre 2422 y 2922 m.

2. CURVAS DE DISTRIBUCION DE ISOTEMPERATURAS BASE GEOTERMOMETRO NaKCa (1980).

Aplicando el mismo geotermómetro NaKCa para los datos analíticos presentados por los pozos geotérmicos en 1980, se elaboró la Figura 3 que muestra las curvas de distribución de isotemperaturas para ese año. Se pueden hacer las siguientes observaciones.

a). En el NO se tienen contornos de baja temperatura 260°C abarcando a los pozos M-94 y M-114, comprobándose que en esta porción del campo existen excesos de influjo de aguas frías contenidas en las areniscas bastante permeables.

b). En la parte central del campo antiguo (Cerro Prieto I), los pozos M-5, M-11, M-19A y M-25 presentaron temperaturas del orden de 285° a 295°C, notándose un ligero incremento de temperaturas en estos pozos del orden de 4°C con respecto a 1979, (ver Figura 4). Se sigue teniendo el caso anómalo del M-20 con 309°C (siendo la más alta temperatura). Los pozos M-14, M-21A, M-26 y M-29 muestran temperaturas de 255°a 270°C. En la Figura 5 se puede apreciar de 1979 a 1980 un ligero incremento de temperatura en los pozos M-26 y M-29, en tanto que en el M-14 y M-21A se mantuvo casi constante. Esto se puede interpretar como una probable recuperación del acuífero en esta parte.

c). El pozo M-43 mejoró su temperatura después de su segunda terminación al cambiar su intervalo productor, presentando 280°C.

d). Un dato interesante es el presentado por el pozo E-1 con temperatura de 340°C, el cual está situado en el área de explotación antigua y que fue perforado a una profundidad mayor que la de los pozos vecinos, quedando su invervalo productor de 1535 a 1782 m., indicando la existencia de un acuífero más profundo de mayor temperatura en esta parte del campo, que se le ha denominado acuífero β, el cual alimenta al pozo.

e). Al SO el M-181 con temperatura de 279°C, disminuyó con respecto a 1979. Siguiendo afectado por la influencia de un flujo de agua fría.

f). Hacia el S se tienen los pozos M-50 y M-90 con temperaturas de 308° y 298°C, notándose un influjo de aguas menos caliente, esto puede ser debido a que estos pozos son menos profundos que los demás situados en esta área y a causa del fracturamiento existente (falla Hidalgo) que pone en contacto lateral los sedimentos no consolidados (arcillas, limos, arenas y gravas) con los consolidados (lutitas y areniscas) existiendo una aportación de flujo horizontal de agua de menor temperatura contenida en las arenas y gravas de los no consolidados, efectuándose

un enfriamiento del agua que alimenta a los pozos. El M-101 presentó 320°C, mejorando su temperatura con respecto al 79, esto ocurrió después de su última reparación al profundizar el pozo, cambiando la posición del intervalo productor ~de 1800 a 2000 m., que anteriormente era de 1200 a 1400 m., con lo que se comprobó que el pozo estuvo afectado por alimentación de un acuífero de menor temperatura y de menor profundidad.

g). El área de la porción NE del campo mostró los valores más altos de temperatura, se tiene el pozo M-53 y los pozos nuevos M-120 y M-129 con 340°C, apoyando la existencia de una fuente de alimentación de agua más caliente, o calorífica a mayor profundidad, encontrándose que las curvas de isotemperaturas se encuentran extendidas hacia esta parte. Los pozos M-147 y M-149 presentan temperaturas de ~ 330°C.

h). Hacia el SE los pozos T-388 y M-169 que fueron perforados a una profundidad mayor de 2000 m. mostraron temperaturas de ~ 320°C.

3. CURVAS DE DISTRIBUCION DE ISOTEMPERATURAS BASE GEOTERMOMETRO Na/K (1979 - 1980).

En las Figuras 6 y 7 se construyeron las curvas de distribución de isotemperaturas encontradas aplicando el geotermómetro Na/K[2] con base en los resultados promedios del análisis químico efectuado en muestras de agua en los pozos geotérmicos durante 1979 y 1980 (ver Tabla 1 y 5). En general se confirma lo propuesto según el geotermómetro NaKCa, aunque se puede comentar que los valores de temperaturas Na/K resultan en algunos casos ligeramente mayores que las calculadas con el NaKCa.

4. CURVAS DE DISTRIBUCION DE ISOCONCENTRACION DE CLORUROS (1979).

En la Figura 8 fueron trazadas las curvas de isoconcentración de cloruros en el acuífero para el campo geotérmico con base a los resultados obtenidos durante 1979 en los pozos geotérmicos, son valores promedio calculados a partir de la concentración a presión atmosférica y utilizando como base la temperatura NaKCa[3]. Se observó que:

a). En la parte NO del campo se tienen bajos valores de concentración en los pozos M-7 y Q-757, denotando la influencia de aguas frías.

b). En el centro del campo antiguo se observa una gran diversidad de valores, efecto causado como se mencionó por la sobreexplotación efectuada. Se tienen contornos de isocloruros que van de 6000 8000 ppm, donde están situados los pozos M-8, M-27, M-31, M-26, M-21A y M-35, siendo estos pozos aparentemente los más afectados ya sea por flujos de aguas frías u otras causas. Otro grupo de pozos M-5, M-11, M-19A, M-25 y M-30 situados en esta parte central conservan valores de 9000 a 9500 ppm.

c). Hacia el S se presentaron concentraciones de 7300 y 6900 ppm en los pozos M-50 y M-90, que son valores bajos indicando un tiempo corto de contacto del agua subterránea con las rocas del yacimiento. En el M-101 se tenía un valor más bajo, que fue de 5000 ppm, siendo afectado por influjos de agua fría como se mencionó anteriormente[1].

d). Al SO el pozo M-105 presentó un halo de valor alto de cloruros con 10900 ppm. El M-181 a pesar de tener su intervalo productor ranurado a una profundidad de 1453-1672 m., casi a la misma profundidad que el M-105, mostró un contenido de 10000 ppm de cloruros, notándose que estuvo influenciado por un flujo de agua fría procedente de la parte Oeste del campo.

e). En la parte NE se observó a los pozos M-53, M-104 y M-110 con valores de casi 8800 ppm, notándose la influencia del flujo de agua en dirección hacia la parte central del campo antiguo como se muestra en los contornos.

f). Al SE de Cerro Prieto I se presentaron valores altos de 10800 a 10400 ppm en los pozos M-48 y M-84.

5. CURVAS DE DISTRIBUCION DE ISOCONCENTRACION DE CLORUROS (1980).

En la Figura 9 se observa la distribución de cloruros en el acuífero para el campo en base a los resultados obtenidos en 1980. Se observó que:

a). En la parte N se tiene al pozo M-94 con valor de 7200 ppm que extendiéndose hacia la parte NO con una concentración baja de 6600 ppm que presentó el Q-757 en 1979, nos confirma la existencia de un flujo de agua fría, la cual influye en el M-114.

b). En el centro del campo se siguieron presentando valores bajos de concentración en los pozos M-8, M-31 y M-27 del orden de

4400 a 6300 ppm, notándose una disminución con respecto al año anterior.

c). En la parte NO del centro del campo antiguo Cerro Prieto I, se observó que los pozos M-5, M-11, M-19A, M-25 y M-30 siguieron presentando valores de concentración de 9000 a 9500 ppm. La Figura 10 muestra las variaciones de cloruros en función del tiempo para este grupo de pozos, notándose que no se presentaron grandes variaciones durante el 79 y 80. Por otro lado, se confirma la existencia en esta porción de una salmuera con un contenido de cloruros de ~9000 ppm y temperatura de 290°C.

d). El pozo M-43 después de su reparación presentó un incremento en su concentración de cloruros, señalando que fue alimentado por otro tipo de salmuera.

e). Hacia el SO en el pozo M-181 se observó que los cloruros descendieron con respecto al 79, siendo afectado por flujos de agua fría provenientes de la parte Oeste.

f). Al S los pozos M-90 y M-50 siguieron presentando bajas concentraciones de cloruros del orden de 6100 y 6500 ppm, disminuyendo con relación al 79, denotando que siguieron afectados por influjos de aguas de menor temperatura. El pozo M-101 mostró un notable incremento de 5000 ppm en su concentración, demostrando que fue alimentado por aguas de mayor temperatura, recuperándose después de su reparación.

g). El pozo E-1 presentó un contenido alto de cloruros de 11200 ppm, confirmando que fue alimentado por un acuífero más profundo que se encuentra localizado en las areniscas productoras pertenecientes al acuífero β.

h). Hacia la parte NE se obtuvieron valores de 8800 ppm en los pozos M-53, M-104 y M-110, notándose la influencia de un flujo de agua de esta parte en dirección al centro del campo antiguo.

i). Los pozos nuevos M-169, M-149, M-147 y T-388 presentaron concentraciones altas de cloruros de 10400 a 11400 ppm.

6. CURVAS DE DISTRIBUCION DE ISOCONCENTRACION DE SiO_2 (1979).

Esta distribución es señalada en la Figura 11, deduciéndose las siguientes observaciones:

a). En la parte central del campo antiguo Cerro Prieto I, se presentaron concentraciones de 600 a 650 ppm en los pozos M-5, M-19A y M-25 confirmando buena temperatura. Mientras tanto, los pozos M-8, M-27 y M-31 mostraron bajas concentraciones indicando temperaturas bajas.

b). Por el lado O, los pozos M-43 y M-29 tenían valores de 500 ppm confirmándose recargas de agua fría hacia ellos.

c). Al SO de Cerro Prieto I, el M-181 con 550 ppm indicó la influencia de un flujo de agua de menor temperatura alimentando al pozo.

d). El M-101 con un valor bajo de concentración de 400 ppm, corroboró la alimentación de agua de baja temperatura.

e). En el área de los pozos M-50, M-51, M-84 y M-91 se tuvieron valores de concentración de ~600 ppm confirmando buenas temperaturas. Hacia el SE en el pozo T-366 se observó un alto contenido indicando también buena temperatura.

7. CURVAS DE DISTRIBUCION DE ISOCONCENTRACION DE SiO_2 (1980).

En la Figura 12 se trazaron estos contornos, pudiendo comentar que:

a). En el área de los pozos M-5, M-11, M-19A y M-25 se presentaron valores de ~675 ppm notándose un ligero incremento en relación con 1979.

b). Al O de la parte central de Cerro Prieto I, el M-29 siguió conservando 500 ppm. El M-43 sufrió un ligero incremento, comprobando que fue alimentado por un acuífero más caliente, después de su reparación.

c). Al SO el M-181 siguió siendo afectado por recargas de agua fría, notándose valores de 450 ppm.

d). El M-101 presentó un incremento en su contenido de SiO_2, confirmando que fue alimentado por aguas de mayor temperatura.

e). En el área de los pozos M-50, M-51, M-84 y M-91 se presentaron contornos de 650 a 675 ppm.

f). En el NE se observó al M-53 con valor de 660 ppm, notándose que las

concentraciones disminuyen en dirección al M-14 con un valor de 575 ppm, indicando la influencia de un flujo de agua en esa dirección, pero de menor temperatura.

g). El área de los pozos nuevos M-120, M-149 y M-169 presentaron valores altos de 775 a 975 ppm, que se extienden hacia los pozos M-53 y M-104, confirmando altas temperaturas.

POZO M-43. PROBLEMAS DE TERMINACION - VARIACIONES QUIMICAS Y FISICAS.

El pozo M-43 es un ejemplo de un pozo que estuvo afectado por problemas de terminación y se tratará de explicar su comportamiento de acuerdo con las variaciones químicas del agua descargada por el pozo.

El pozo empezó a fluir el 5 de febrero de 1979, su tubería ranurada quedó colocada de 1361.42 a 1517.3 m. Durante su etapa de calentamiento y desarrollo llevada a cabo de febrero a mayo de 1979, se recolectaron muestras de agua. La evaluación de la temperatura a partir del índice químico promedio "NaKCa" presentado por el pozo, resultó ser 222°C (durante el desarrollo), indicando que el pozo estaba siendo alimentado por un flujo en mayor volumen de agua menos caliente. Por otra parte el índice Na/K presentó un valor de 12.1 unidades reflejando también baja temperatura. Según las mediciones del flujo efectuadas en mayo de 1979 presentó un gasto de vapor de 21 ton/hr.

Debido a la baja producción de vapor causada por la colocación desfavorable de la tubería ranurada, se decidió sellar la parte inferior y poner en producción el estrato de 1150 a 1250 m., quedando finalmente el intervalo disparado de 1145.53 a 1245.53 m. después de la reparación efectuada.

El pozo fue desarrollado por segunda ocasión en marzo de 1980, recolectándose muestras de agua. El valor promedio del índice "NaKCa" resultó de 0.799 dando una temperatura de 264°C, en tanto que el índice Na/K disminuyó a 9.2 unidades indicando también un aumento de temperatura con relación al primer desarrollo. El flujo de vapor máximo medido a 7.03 Kg/cm^2 fue de 32.7 ton/hr y el del agua 101.4 ton/hr, con una entalpía de la mezcla de 285.5 KCal/Kg y temperatura correspondiente de 272°C (Figura 13).

Con objeto de tener una idea gráfica sobre la composición del agua que alimentó al pozo en su primer calentamiento y desarrollo efectuado en 1979 con relación a la composición del agua que lo alimentó después de efectuar la reparación al pozo, se elaboraron las Figuras 14 y 15 donde las concentraciones de los constituyentes están expresadas en ppm (a presión atmosférica). Se notan claramente tres regiones, la región I donde se sitúan dos puntos que corresponden a la etapa de calentamiento, la región II donde se sitúan los valores para la etapa del primer desarrollo efectuado en mayo de 1979, también quedaron situados datos que corresponden a muestras recolectadas en junio de 1979, estando el pozo en observación y fluyendo por tubería de 6"Ø con orificio de 2"Ø y uno correspondiente al calentamiento de una muestra recolectada el 25 de mayo casi al inicio de este desarrollo. Se nota la región III que corresponde a los valores de las concentraciones químicas encontradas en el segundo desarrollo que se efectuó en marzo de 1980 después de la reparación.

De acuerdo con lo anterior se puede comentar que:

a). Al inicio del calentamiento el pozo fue alimentado por una salmuera menos concentrada y más fría.

b). En su etapa del primer desarrollo siguió siendo alimentado por una salmuera de menor concentración química y de un flujo de agua menos caliente. Con un contenido de cloruros en el acuífero de 8200 ppm.

c). En su desarrollo efectuado después de la reparación, el pozo fue alimentado por una salmuera más rica en composición química y con una temperatura mayor, siendo el contenido de cloruros en el acuífero de 9500 ppm y temperatura Na-K-Ca de 264°C.

CAMBIOS QUIMICOS Y FISICOS OCURRIDOS EN ALGUNOS POZOS EN RESPUESTA A LA EXPLOTACION.

Pozo M-8

Ha mostrado un comportamiento irregular. De septiembre a diciembre de 1979 su temperatura de entalpía fue cerca de 290°C, sus relaciones agua/vapor se mantuvieron alrededor de 2.5 con un flujo de agua de aproximadamente 85 ton/hr. La concentración de cloruros en el acuífero presentó un valor de 6000 ppm. A partir de enero de 1980 la temperatura de entalpía se fue incrementando hasta presentar un valor de casi 350°C en mayo de 1980, con un flujo de vapor de 6.5 ton/hr y de 7.2 de agua, con una relación agua/vapor de 1.11 (Figura 16), los cloruros disminuyeron considerablemente hasta el valor de 2900 ppm. La temperatura según el geotermómetro NaKCa sufrió también un incremento presentando 292°C, el índice químico Na/K disminuyó de 8.40 a 6.3 unidades reflejando también

aumento de la temperatura. Estos cambios químicos (Figura 17) presentados por el pozo en cuanto a su composición química se pueden interpretar como una dilución por condensación de vapor debido a las bajas velocidades de flujo. En tanto la diferencia de temperaturas de entalpia y la calculada según el geotermómetro NaKCa se puede explicar debido a que la primera se encuentra afectada por el exceso de vapor en la mezcla (casi el 47% en mayo de 1980), indicando que la temperatura NaKCa es la del agua que alimenta al pozo.

Pozo M-20

Este pozo también ha mostrado un comportamiento anormal en estos dos últimos años 1979 y 1980. En octubre de 1979 tenía una producción de agua de 30 ton/hr y 20 de vapor, con temperatura de entalpía de 330°C, con el tiempo el flujo de agua se fue decrementando, siendo preferente el del vapor; en julio de 1980 presentó 10 ton/hr de agua y 15 de vapor, la temperatura de entalpía se incrementó a 368°C, debido al exceso de vapor, las temperaturas según los geotermómetros NaKCa y Na/K que presentaban valores de 317 y 321°C se incrementaron ligeramente 4°C pudiendo decirse que se mantuvieron constantes, en tanto que el contenido de cloruros calculados a condiciones del acuífero sufrieron un ligero incremento de 700 ppm. Estos cambios químicos y físicos (Figuras 18 y 19), pueden ser explicados debido a la ebullición que ocurrió en las vecindades del pozo, causada por un abatimiento de presión y debido a la transferencia de calor de las rocas del yacimiento al fluido causando que se produciese un exceso de vapor, el cual alimentó al pozo haciendo que la entalpía en la descarga se incrementará y por consiguiente la temperatura. Las temperaturas NaKCa y Na/K no resultaron afectadas, indicando la temperatura del acuífero que alimenta al pozo. Posteriormente a partir de agosto de 1980 se incrementaron el flujo de agua y vapor hasta alcanzar 57 y 27 ton/h respectivamente, la temperatura de entalpía se decrementó y pasó a 307°C, la temperatura NaKCa disminuyó casi 45°C, de 315°C a 270°C y los cloruros se decrementaron a 6800 ppm. Estos últimos cambios físicos y químicos indican que una salmuera de menor temperatura y concentración de cloruros alimentó al pozo, es decir, un exceso de agua fría entró al pozo, notándose que esta alimentación fue disminuyendo ya que en enero de 1981 el pozo presentó temperatura de entalpía de 320°C y de 286°C según el índice NaKCa, y el flujo de agua disminuyó a 40 ton/hr en tanto que el del vapor se mantuvo casi constante con 25 ton/hr.

Pozo M-45

Este pozo presentó en 1979 un porcentaje de vapor en la mezcla del 52.5% (medido en el separador) con una relación agua/vapor de 0.95, su temperatura de entalpía tenía un valor de 365°C (Figura 20), en tanto que las presentadas por los geotermómetros NaKCa y Na/K andaban alrededor de 320°C, esto indicó que la temperatura de entalpía estuvo afectada por el exceso de vapor que entró al pozo causado posiblemente por ebullición del acuífero en esta parte del campo, las temperaturas NaKCa y Na/K reflejaron la verdadera temperatura del acuífero. La concentración de cloruros fue alta, de casi 16700 ppm (a la presión atmosférica), debido a la concentración sufrida por el exceso de vapor. en tanto la concentración de cloruros calculada en el acuífero según la temperatura NaKCa fue similar a la presentada por otros pozos del centro del campo, siendo ésta de casi 9000 ppm. En 1980 el pozo presentó un 82.6% de vapor en la descarga con una relación agua/vapor de 0.21, la temperatura de entalpía resultó ser 374°C, valor que corresponde al punto crítico del agua y vapor saturado en un diagrama temperatura versus entropía, observándose que el pozo siguió afectado por el exceso de vapor. Las temperaturas de los geotermómetros Na/K y NaKCa resultaron ser de 324°C y 310°C, las cuales se considera reflejan la verdadera temperatura del agua alimentadora del pozo. La concentración de los principales constituyentes químicos disminuyeron considerablemente, debido al efecto causado por una probable dilución por la condensación del vapor, así por ejemplo, los cloruros disminuyeron a casi 11800 ppm (a la presión atmosférica).

Pozo M-50

Este pozo se integró a la planta de generación eléctrica a mediados de diciembre de 1978, con una producción de vapor de 100 ton/hr y 160 de agua. La producción de agua se fue incrementando ligeramente a lo largo de los años 1979 y 1980 hasta alcanzar 190 ton/hr en octubre de 1980, en tanto que el flujo de vapor ha descendido gradualmente presentando 78 ton/hr en este mes (Figura 21). La relación agua/vapor promedio en el 79 fue de 2.07 incrementándose a 2.28 en 1980. Esto ha causado que las concentraciones de los principales constituyentes químicos del agua sean un poco menores en 1980, así por ejemplo, los cloruros disminuyeron de 12600 a 11500 ppm (concentraciones a presión atmosférica), indicando este cambio un ligero exceso de agua alimentando al pozo. Las temperaturas según los geotermómetros Na/K y NaKCa en el 79 y 80 se han mantenido casi constantes, presentando valores de 316°C y 308°C, respectivamente en 1980. La temperatura NaKCa se asemeja más al valor presentado por la temperatura de entalpía que fue de 302°C.

Pozo M-51

El pozo M-51 se integró al sistema a fines de enero de 1979 con una producción de vapor de 115 ton/hr y 195 de agua, es decir, un 37% de vapor en la mezcla. Su producción de vapor promedio en 1979 fue de 96.3 ton/hr y 148.5 de agua, con relación agua/vapor igual a 1.54. A lo largo de este año y parte de 1980 el flujo de agua se fue decrementando gradualmente, así en julio de 1980 presentó 110 ton/hr para volver a incrementarse hasta presentar 143.3 ton/hr en diciembre de 1980, en tanto que el flujo de vapor disminuyó hasta 75 ton/hr, por consiguiente la relación agua/vapor se incrementó hasta el valor de 1.91 (Figura 22). Con relación a los cambios químicos el pozo presentó en marzo de 1979 temperatura de 317°C según el índice NaKCa, la concentración de cloruros a la presión atmosférica fue de 17500 ppm, en junio de 1980 esta concentración disminuyó hasta 15550 ppm, la temperatura NaKCa no varió dando un valor de 318°C. En diciembre de 1980 los cloruros siguieron decrementándose hasta 14950 ppm. Esta disminución gradual de la concentración de cloruros es debido a una dilución causada por un exceso de agua que está alimentando al pozo.

Pozo M-84

Empezó a enviar vapor a la planta en febrero de 1979 con una producción de vapor de 92 ton/hr y 87 de agua; con un porcentaje de vapor en el flujo total de 48.6% y relación agua/vapor de 1.06 (Figura 23). A lo largo de 1979 el agua fue decrementándose y un exceso de vapor alimentó al pozo, siendo su gasto promedio 79.2 ton/hr y relación agua/vapor de 0.89. En 1980 el flujo de vapor siguió predominando presentando 61.1 ton/hr en tanto que el del agua disminuía hasta 37.9 ton/hr. Esto causó que la entalpía se fuera incrementando hasta presentar valores de casi 485 KCal/Kg equivalente a una temperatura de 374°C. Con relación a los cambios químicos el exceso de vapor presentado por el pozo causó que la concentración de cloruros a la presión atmosférica después de la evaporación instantánea fuera demasiado elevado, así al inicio de su producción el valor fue de 21400 ppm, la concentración en el acuífero resultó de 10250, valor que es similar a los presentados por otros pozos cercanos a éste. La temperatura NaKCa dió un valor de 340°C, considerándose como la que denota la verdadera temperatura del acuífero alimentador del pozo. En 1980 la concentración de cloruros a la presión atmosférica disminuyó ligeramente presentando un valor promedio de 20900 ppm, efecto que puede ser consecuencia a que el flujo de vapor siguió predominando sobre el agua, causando una ligera dilución por condensación del vapor. Las temperaturas según los geotermómetros NaKCa y Na/K continuaron casi constantes, presentando 340°C, mostrando que la temperatura del fluido alimentador no varió apreciablemente.

Pozo M-90

El pozo se integró al sistema a fines de diciembre de 1978 con un flujo de vapor de aproximadamente 57 ton/hr y 132 de agua, con relación agua/vapor de 2.32, en febrero de 1979, el flujo de agua disminuyó a 105 ton/hr para volver a incrementarse gradualmente a lo largo de 1979, los valores promedios en este año fueron 118.5 ton/hr de agua y 54 de vapor, a lo largo de 1980 el flujo de agua fue incrementándose hasta presentar 130 ton/hr en diciembre, en tanto que el del vapor disminuyó hasta 45 ton/hr, con una relación agua/vapor de 2.88, en tanto la entalpía fue de 296 KCal/Kg (281°C) (Figura 24). Con relación a los cambios químicos al inicio de su producción, el pozo presentó 310°C de temperatura NaKCa, con una concentración de cloruros de 13000 ppm a la presión atmosférica, este valor fue disminuyendo ligeramente en 1979, presentando una concentración promedio de 12100 ppm; debido al ligero incremento de agua que alimentó al pozo, la temperatura NaKCa disminuyó ligeramente mostrando un valor de 306°C. En 1980 la concentración de cloruros continuó disminuyendo paulatinamente hasta 10308 ppm, la temperatura NaKCa también disminuyó a 298°C, estos cambios observados fueron efecto de dilución por incremento del flujo de agua que alimentó al pozo.

Pozo M-91

Se integró al sistema a fines de enero de 1979, con flujo de vapor de 94 ton/hr y 173 de agua; su entalpía fue de 350 Kcal/Kg (320°C). A lo largo de 1979 sus flujos tanto de agua como vapor disminuyeron ligeramente, así, en diciembre de ese año presentó 82 ton/hr de vapor y 165 de agua, con relación agua/vapor de 2.01. En 1980 estos gastos continuaron disminuyendo presentando en diciembre 74 ton/hr de vapor y 152.2 de agua, con relación agua/vapor de 2.06 (Figura 25). Con respecto a los cambios químicos, la temperatura según el NaKCa fue de 316°C al inicio de la producción y una concentración de cloruros en el agua a la presión atmosférica de 19000 ppm, y en el acuífero de 10400 ppm, valor característico de los pozos más profundos. Durante 1979 no se presentaron cambios químicos apreciables, la temperatura NaKCa promedio fue de 317°C y según el Na/K de 318°C, concordando con la de entalpía (319°C). En 1980 las temperaturas según estos dos geotermómetros no variaron

apreciablemente y también la concentración de cloruros presentando ésta última un valor de 19300 ppm, confirmándonos que las características químicas del agua alimentadora del pozo no han variado.

Pozo M-103

En febrero de 1979 cuando el pozo fue desarrollado presentó una concentración de cloruros en el acuífero de 10000 ppm, los valores de temperatura NaKCa y Na/K andaban alrededor de 330°C; al integrarse al sistema se produjo un ligero incremento en el contenido de cloruros así durante mayo, junio y julio presentó un valor de casi 11250 ppm. Este cambio se debió a que en el pozo fluyendo ya por separador, se tuvo una ligera pérdida de vapor, las temperaturas NaKCa y Na/K no variaron apreciablemente, manteniéndose dentro del rango de 325° a 330°C. A mediados de julio se incrementó la presión en el cabezal hasta casi 750 libras haciendo que los cloruros disminuyeran hasta 9200, causado por el flasheo provocado, además la producción de vapor y agua se incrementó con relación a los valores de junio. En junio tenía 76.4 ton/hr de agua y 57.8 de vapor, en julio presentó 189.3 de agua y 139.4 de vapor (Figura 26). El cambio observado de julio a agosto fue de una franca disminución de la concentración de cloruros hasta 7500 ppm, efecto que se puede explicar a que la relación agua-vapor se incrementó (Figura 26A) causando esta disminución de cloruros; los valores de las temperaturas según el NaKCa y de entalpía disminuyeron a 320°C aproximadamente. Posteriormente en marzo de 1980 los cloruros se incrementaron a 8700 ppm (a condiciones del acuífero) debido a que la relación agua/vapor disminuyó, las temperaturas Na/K y NaKCa presentaron valores de 325 a 320°C.

El pozo ha estado siendo alimentado desde el inicio de su producción por un tipo de salmuera de un contenido de 10000 ppm en el acuífero, y una temperatura de 330°C (base NaKCa) y que las variaciones que se han observado en las características químicas, cloruros principalmente, son debido a los cambios que ha presentado el pozo en su trayectoria de producción.

Pozo M-104

El pozo se integró al sistema de generación a fines de enero de 1980 con aproximadamente 54 ton/hr de vapor y 33 de agua, con relación agua/vapor de 0.61, pozo que presentó exceso de vapor (62%). El flujo de vapor siguió aumentando, en diciembre de ese año presentó 73.1 ton/hr y 39.2 de agua, con temperatura de entalpía de 374°C, el porcentaje de vapor en el flujo total fue de 65% (Figura 27). Las temperaturas según los geotermómetros del NaKCa y Na/K promedio durante 1979 fueron de 333° y 342°C, casi concordantes, esto sugiere una ebullición en la formación en esta parte del campo con un exceso de vapor entrando al pozo, causado por el calor almacenado en las rocas del reservorio. Se puede suponer que estas temperaturas son las más cercanas a la verdadera temperatura del acuífero que alimenta al pozo, ya que estos geotermómetros no son afectados por las pérdidas de vapor, en tanto que la temperatura base entalpía es función de la cantidad de vapor y en este pozo es demasiado elevada por el exceso de vapor presentado.

Pozo M-105

Durante 1979 la producción de vapor disminuyó de 95 (enero) a 73.2 ton/hr (diciembre) sucediendo lo mismo con el flujo de agua, pasando de 170 a 113 ton/hr. La producción promedio resultó de 78.4 ton/hr de vapor y 124.7 de agua con relación agua/vapor igual a 1.59, la temperatura de entalpía fue 331°C. En 1980 la producción de vapor fue disminuyendo gradualmente ya que en enero tenía 81.1 ton/hr y en diciembre presentaba 64.9 ton/hr. El agua presentó 109.2 ton/hr en enero y 86.1 en diciembre. La producción promedio de vapor resultó ser 75.6 ton/hr en tanto que la del agua fue de 87.1, con relación agua/vapor de 1.15. Según lo anterior el porcentaje de vapor de la mezcla sufrió un incremento del valor de 38.6% presentado en el 79 a 46.1% que presentó en 1980 (Figura 28).

Con relación a los cambios en el 79 la temperatura NaKCa fue de 324°C y la del Na/K de 327°C, correspondiendo casi con la temperatura de entalpía. La concentración de cloruros a la presión atmosférica andaba alrededor de 20730 ppm con 10900 ppm en el acuífero. En 1980, las temperaturas base NaKCa y Na/K se mantuvieron con valores de 325°y 327°C. Que no concuerdan con el alto valor presentado de 349°C según la entalpía de mediciones, ya que ésta se vió afectada por el exceso de vapor presentado por el pozo. Se considera que las temperaturas NaKCa y Na/K indican la temperatura más probable del acuífero que alimenta al pozo. Además es interesante el incremento sufrido por los HCO_3^- (bicarbonatos) ya que en 1979 presentaba 26 ppm y 70 ppm en 1980, esto indica el exceso de vapor que presentó el pozo.

Pozo M-114

Se integró al sistema en enero de 1979 con una producción de 55.3 ton/hr de vapor y 192.5 de agua, con relación agua/vapor de 3.48 y porcentaje de vapor

en la mezcla de 22.3%. La producción de agua fue disminuyendo gradualmente, así en diciembre del mismo año presentó 163.5 ton/hr, en tanto que el vapor también disminuyó ligeramente a 47.9 ton/hr, aunque el porcentaje de vapor aumentó a 22.7%. En 1980 la producción de agua siguió disminuyendo hasta presentar 138.9 ton/hr en diciembre, la de vapor fue 43.3 ton/hr, aumentando ligeramente su porcentaje en la mezcla siendo ésta de 23.8% (Figura 29). La temperatura presentada en 1979 según el geotermómetro NaKCa fue de 256°C y de 273°C según el Na/K concordando esta última más aceptablemente con la de entalpía que fue de 270°C. La concentración de cloruros a la presión atmosférica resultó ser de 13689 ppm, el cual es un valor bajo debido a que el pozo presentó una alimentación predominante de agua. En 1980 las temperaturas NaKCa y Na/K aumentaron ligeramente a 264°y 280°C respectivamente, valores que concuerdan con la temperatura de entalpía que fue de 272°C. Estos incrementos se deben al ligero aumento observado en el porcentaje de vapor en la mezcla causada por disminución gradual de la alimentación de agua al pozo.

Pozo M-130

Se integró a planta el 25 de diciembre de 1978. En enero de 1979 la producción de agua fue de 178.3 ton/hr y 79.7 de vapor, con relación agua/vapor de 2.24, la temperatura de entalpía fue 302°C. A lo largo de 1979 el gasto del vapor fue disminuyendo hasta 161.2. En 1980 el flujo de vapor promedio fue de 65.6 ton/hr, y el del agua 135.3, notándose la disminución de la relación agua/vapor a un valor de 2.06 indicando que la alimentación del agua ha disminuido con relación a 1979 (Figura 30). Las temperaturas de los geotermómetros NaKCa y Na/K durante 1979 fueron de 301° y 309°C respectivamente, concordando aceptablemente con la temperatura de entalpía. La concentración de cloruros a la presión atmosférica resultó ser de 16718 ppm y 9823 ppm en el acuífero. En 1980 las temperaturas NaKCa y Na/K se mantuvieron concordantes con la de entalpía (ver Tabla 2), los cloruros sufrieron una ligera disminución en su contenido con respecto al 79 presentado 16191 ppm a presión atmosférica y 9591 ppm a condiciones del acuífero, esto se debe posiblemente a la mencionada disminución de la relación agua/vapor y al incremento del porcentaje de vapor, ocasionando una dilución por condensación de vapor.

Pozo M-181

Se integró a la planta en octubre de 1979 con una producción de vapor de 47.4 ton/hr y 145.6 de agua, con temperatura de entalpía de 279°C. Su producción de agua y vapor fue progresivamente en descenso así en diciembre de 1980 presentó 69.0 ton/hr de agua y 11.1 de vapor, con una relación agua/vapor igual a 6.21, temperatura de 231°C. Estos cambios (Figura 31) indicaron que el pozo estuvo siendo alimentado por un frente de agua fría o un exceso de agua. En la Figura 32, se observa la disminución gradual de las temperaturas según los geotermómetros NaKCa, Na/K y SiO_2. La temperatura NaKCa que presentó el pozo casi al inicio de su producción, fue de 287°C y las calculadas usando las ecuaciones de Fournier y Truesdell fueron de 301° y 304°C respectivamente. Estos valores fueron descendiendo ligeramente, respondiendo más a este descenso la temperatura NaKCa, así en diciembre de 1980 presentó 275°C, las temperaturas Na/K también disminuyeron hasta 295°C, indicando la alimentación de agua de menor temperatura al pozo. Esta disminución fue reflejada en este caso más exactamente según el geotermómetro de SiO_2, siendo estos valores más concordantes con la temperatura de entalpía, esto puede ser debido a que el equilibrio del SiO_2 (cuarzo) a profundidad es más rápido que el de los geotermómetros NaKCa y Na/K, presentando temperaturas que reflejan más exactamente el equilibrio de producción del pozo. En este caso, puede ser que las temperaturas según estos dos últimos geotermómetros guardaron algo de memoria del agua alimentadora del pozo. Por otro lado el contenido de cloruros se vió afectado por el exceso de agua o entrada de agua fría mencionada, disminuyendo paulatinamente de un valor de 16000 ppm a presión atmosférica a casi 14500.

COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA DESCARGADA POR LOS POZOS GEOTERMICOS DE CERRO PRIETO

Las características de composición del agua geotérmica varía durante su movimiento a profundidad en respuestas a los cambios de temperatura, presión y tipo de litología local. El agua reacciona con las rocas de la formación geológica y tan luego como pasa de un estrato a otro se tendrá depositación o disolución de minerales. Los cambios de temperatura tienen su efecto principal sobre las relaciones de ciertos cationes principalmente el sodio, potasio y calcio que se encuentran en solución, así como en las concentraciones de sílice disuelta. Además existen variaciones de pozo a pozo dentro del mismo campo geotérmico encontrándose que cualquier pozo puede variar en composición química con el tiempo.

En Cerro Prieto la química del agua

descargada por los pozos productores, una vez que son integrados a las unidades generadoras es monitoreada regularmente a intervalos bimensuales. En las Tablas 1 y 2 se lista la composición química de los principales constituyentes disueltos en el agua para estos pozos, el análisis químico es de agua separada a la presión atmosférica, obtenido al promediar los valores encontrados a lo largo de 1979 y 1980 respectivamente.

Son señalados también los valores de los índices o relaciones químicas Na/K, NaKCa y temperaturas de equilibrio del agua calculada por geotermometría. Se tabulan datos de producción agua y vapor, así como de entalpías según mediciones físicas, estos son valores promedio anuales.

Debido a que las concentraciones químicas del agua a presión atmosférica no representan la verdadera concentración encontrada a profundidad, se calcularon las concentraciones a condiciones del acuífero, suponiendo que la temperatura NaKCa es la que representa la verdadera temperatura del agua alimentadora de los pozos. En las Tablas 3 y 4 son tabuladas estas concentraciones para 1979 y 1980.

En la Tabla 5 son señaladas las concentraciones en el acuífero de los constituyentes químicos cloruros y sílice, así como las temperaturas calculadas por geotermómetros de los pozos desarrollados durante 1979 y 1980. Se muestran datos de la profundidad del intervalo productor ranurado.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Se mostraron los resultados obtenidos de las variaciones químicas y procesos físicos ocurridos en el campo geotérmico de Cerro Prieto durante 1979 y 1980, auxiliándose de la información de los análisis químicos efectuados en muestras de agua de los pozos geotérmicos. Se elaboraron curvas de distribución de temperaturas evaluadas con los geotermómetros NaKCa y Na/K; así como curvas de isoconcentraciones de los constituyentes químicos cloruros y sílice para explicar la dirección del movimiento del flujo de agua en el campo. Se observó en resumen lo siguiente:

-En el campo antiguo de Cerro Prieto I los pozos M-5, M-11, M-19A y M-25 mostraron en 1980 un ligero incremento en su temperatura NaKCa con respecto a 1979. Efecto que fue causado a una posible transferencia de calor proveniente del acuífero β y a una recarga de agua de mejor calidad que abasteció al campo en esta parte. Aunque los pozos M-8, M-27 y M-31 fueron afectados por influjos de agua fría u otras causas.

-La perforación del pozo E-1 en el campo antiguamente explotado, a una profundidad mayor que la de los demás pozos situados en esta área, mostró con sus datos químicos y temperaturas que se encuentra produciendo de las areniscas productoras del acuífero β (1500 - 1800 m).

-Existe una alimentación de agua fría al campo por la parte O hacia los pozos M-29 y que ha afectado también al M-181.

-En la parte N y NO en los pozos Q-757, M-7, M-94 y M-114 se continuaron observando bajas temperaturas del orden de 230° a 260°C debido a las posibles aportaciones de acuíferos de menor temperatura.

-Al NE se incrementan las temperaturas con valor de 300° a 340°C; en los pozos nuevos M-120 y M-129 se presentaron los más altos valores.

-Existen un aporte de flujo de agua de mayor temperatura de la parte NE hacia el Centro del campo, indicando una recarga en esa dirección, hecho mostrado por las distribuciones de temperaturas base geotermometría y de cloruros.

-Al Sur de Cerro Prieto I los pozos M-50 y M-90 presentaron afectación de posibles recargas de aguas de menor temperatura a la profundidad a que fueron perforados, notándose una disminución de la concentración de cloruros en 1980.

-Los pozos M-43 y M-101 que estuvieron afectados en 1979 por problemas de terminación en su tubería productora mostraron una recuperación después de su reparación, al ser alimentados por aguas de mayor temperatura.

-Los pozos T-388 y M-169 situados al SE y que fueron perforados a profundidades mayores de 2000 m. mostraron temperaturas de ~320°C. El M-93 y T-366 localizados también en esta parte observaron temperaturas de 310° a 320°C, mostrando que la zona caliente permeable se profundiza apreciablemente.

Es recomendable que se continúe tratando de explotar el acuífero caliente más profundo (acuífero β) situado en la parte central del área antiguamente explotada, con pozos nuevos que sustituyen a los antiguos que produjeron del acuífero más somero (acuífero α). Sirviendo esto para que se recupere y recargue esto último y posteriormente poner en explotación estos pozos.

AGRADECIMIENTOS

A los Sres. Dr. Marcelo Lippmann y R. Zelwer, Coordinadores del III Simposio por sus atenciones recibidas para la presentación oral del presente trabajo. Al Ing. A. Mañón M., Suptte. Gral. de Estudios por su invitación y apoyo para la realización de este trabajo. Al Sr. Stephen Vonder Haar del L.B.L. por la ayuda prestada en la elaboración de algunas figuras presentadas, usando el programa Romeo. Asimismo al personal del Laboratorio Químico de la Suptcia. Gral. de Estudios de Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, C.F.E., por efectuar los análisis químicos.

REFERENCIAS

1. J.J. Fausto L., A.Sánchez, M.E. Jiménez S., I.Esquer P. y F.Ulloa H. "Geoquímica Hidrotermal del Campo Geotérmico de Cerro Prieto". Actas del Segundo Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, Mexicali, B.C., Octubre 17-19 de 1979, pp. 199-223.

2. Robert O. Fournier. "A Revised Equation for the Na/K Geothermometer". U.S. Geological Survey, Menlo Park, Ca. 94025. Geothermal Resources Council Transactions, Vol-3, September 1979.

3. A.Mañón M., A.Sánchez A., J.J. Fausto L., M.E. Jiménez S., A.Jacobo R., e I.Esquer P. "Modelo Geoquímico Preliminar del Campo Geotérmico de Cerro Prieto". Actas del Primer Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, San Diego, California, Septiembre 20-27 de 1978, pp. 83-94.

4. Cobo Rivera J. (1980) Comunicación personal.

5. Archivo Suptcia. Gral. Estudios (CFE).

6. Archivo Suptcia. Gral. de Mantenimiento (CFE).

7. Archivo Suptcia. Gral. de Explotación (CFE).

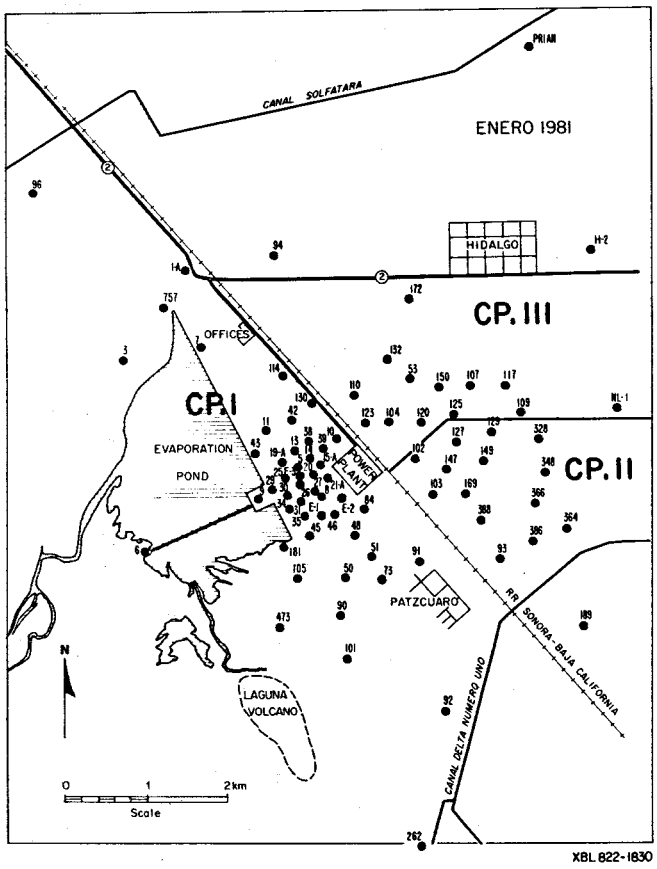


Figura 1. Plano de localización de pozos geotérmicos. Campo Geotérmico Cerro Prieto, B.C.

Figure 1. Location map of the geothermal wells in the Cerro Prieto field.

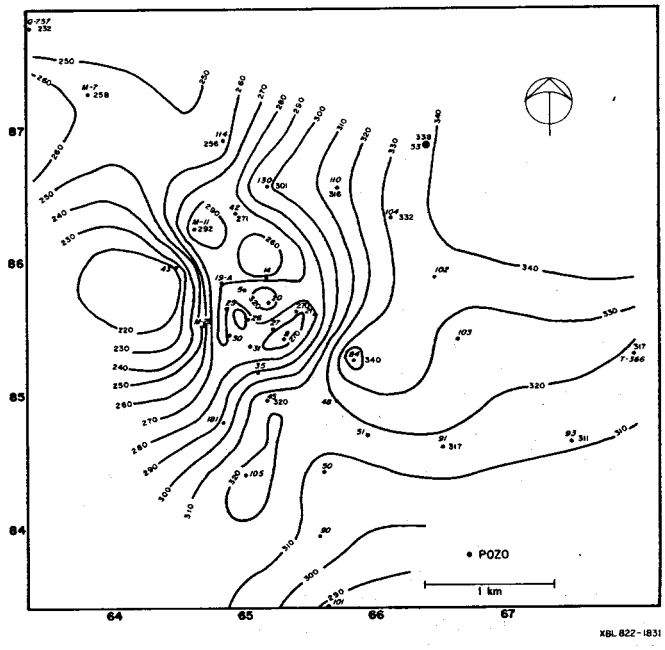


Figura 2. Distribución de temperatura Na-K-Ca (°C) 1979.

Figure 2. Distribution of Na-K-Ca temperatures (°C) for 1979.

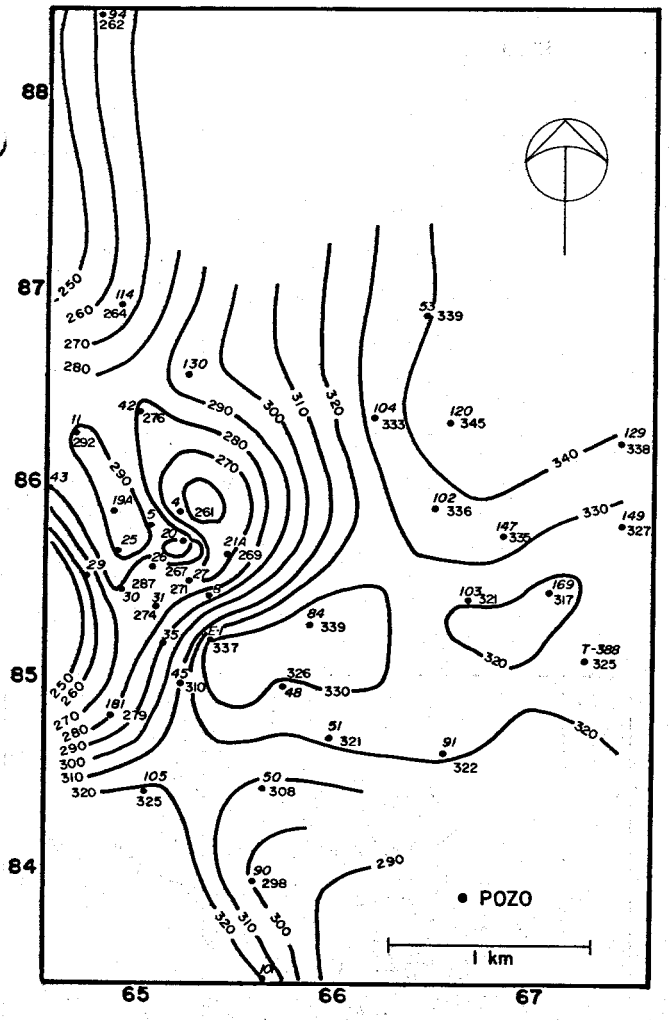


Figura 3. Distribución de temperatura Na-K-Ca (°C) 1980.

Figure 3. Distribution of Na-K-Ca temperatures (°C) for 1980.

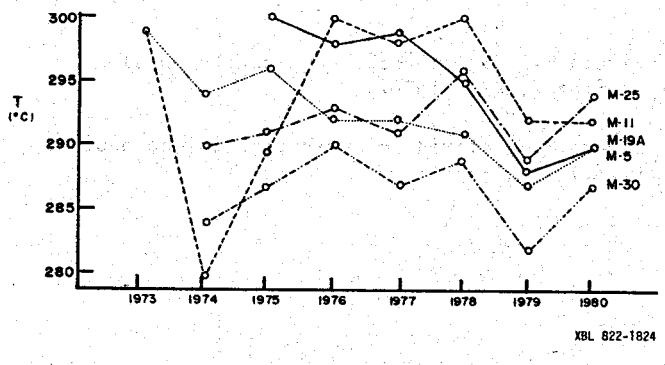


Figura 4. Variaciones de temperatura geotermoindicador Na-K-Ca (Pozos M-5, M-11, M-19A, M-25, M-30).

Figure 4. Changes in Na-K-Ca temperatures (wells M-5, M-11, M-19A, M-25, and M-30).

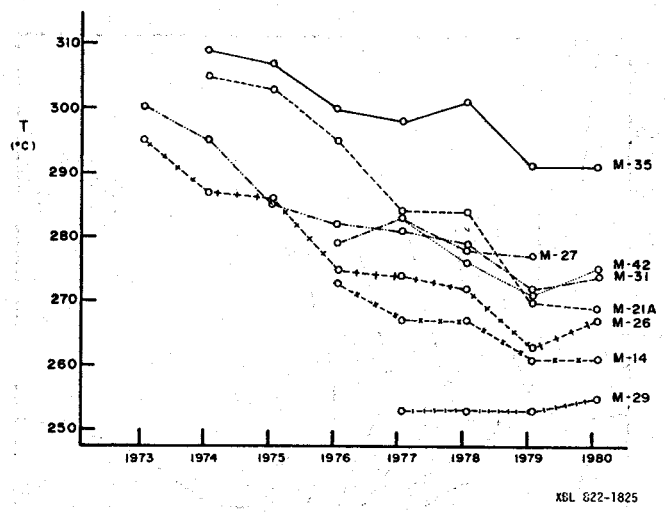


Figura 5. Variaciones de temperatura geotermoindicador Na-K-Ca (Pozos M-14, M-21A, M-26, M-29, M-31, M-35, M-42).

Figure 5. Changes in Na-K-Ca temperatures (wells M-14, M-21A, M-26, M-31, M-35, M-42).

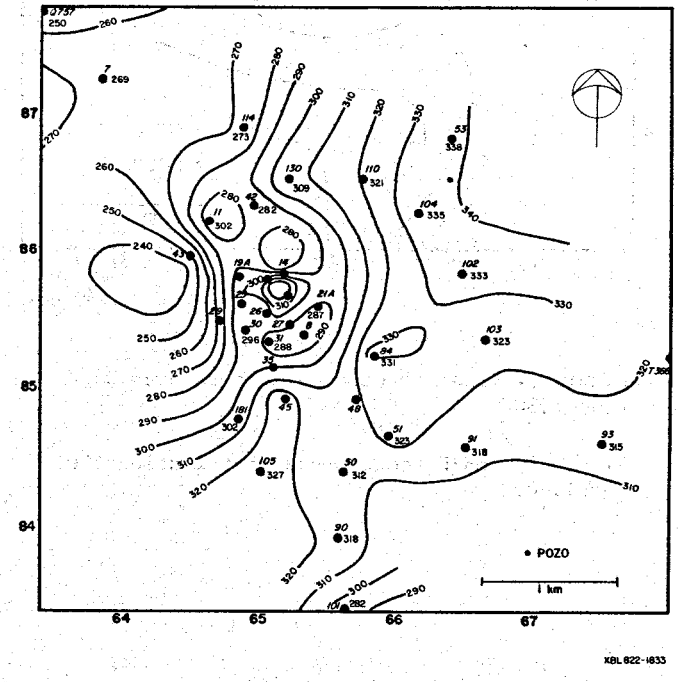


Figura 6. Distribución de temperaturas Na/K (°C) 1979.

Figure 6. Na/K temperature distribution (°C) for 1979.

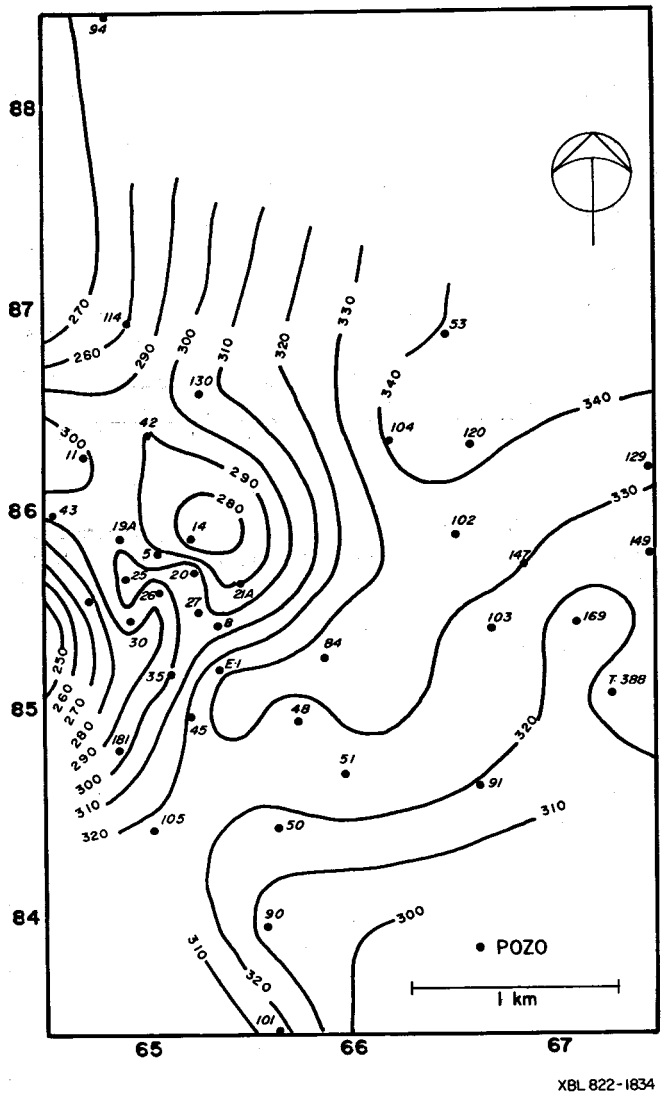


Figura 7. Distribución de temperaturas Na/K (°C) 1980.

Figure 7 Na/K temperature distribution (°C) for 1980.

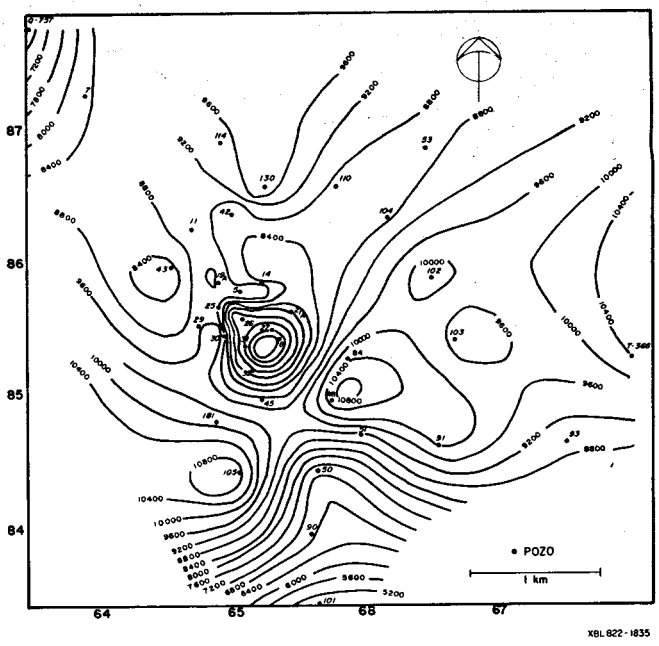


Figura 8. Distribución de cloruros en el acuífero (mg/1) 1979.

Figure 8. Chloride distribution in the aquifer (mg/1) for 1979.

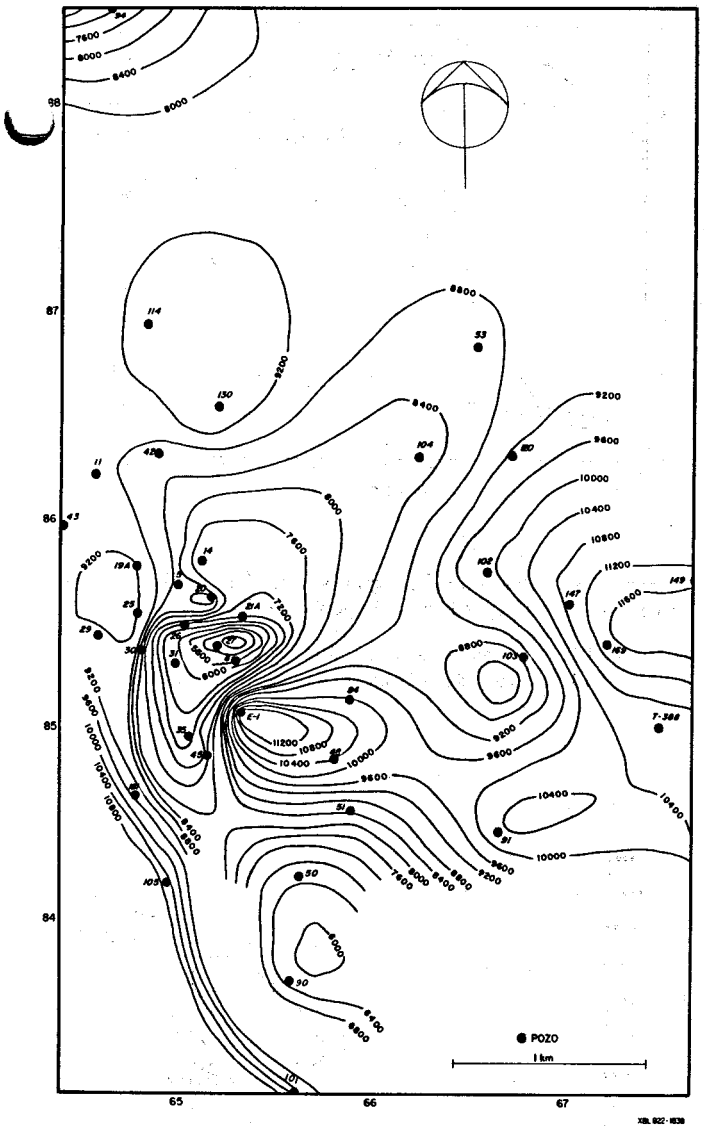


Figura 9. Distribución de cloruros (mg/1) 1980.

Figure 9. Chloride distribution in the aquifer (mg/1) for 1980.

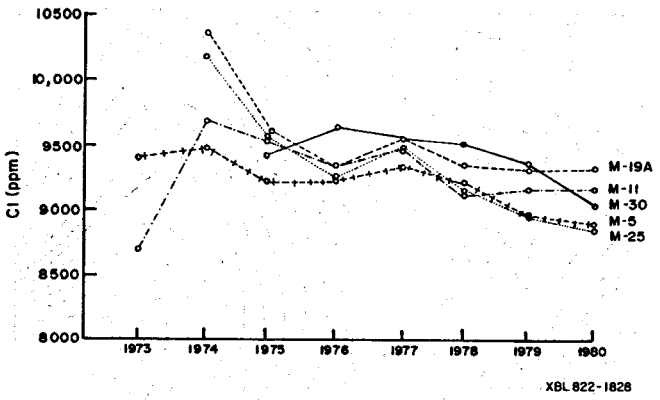


Figura 10. Variaciones del contenido de cloruros en el acuífero (mg/1) (Pozos M-5, M-11, M-19A, M-25, M-30).

Figure 10. Changes in aquifer chloride content (mg/1) (wells M-5, M-11, M-19A, M-25, M-30).

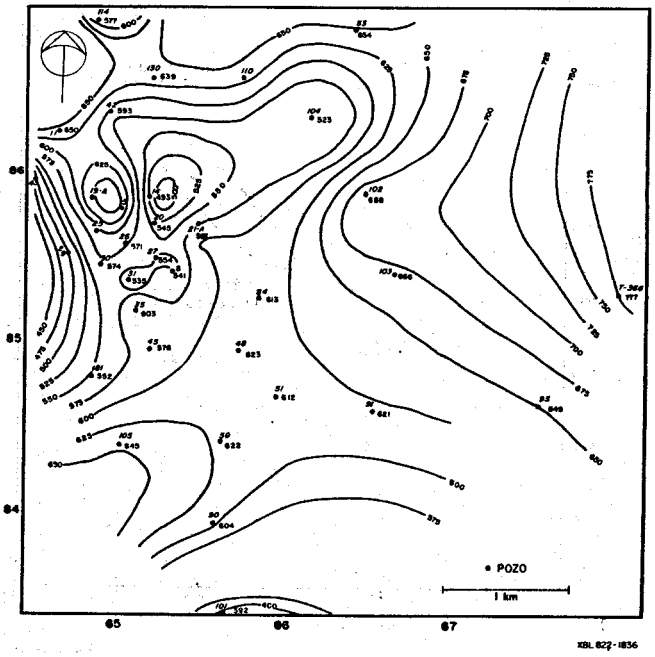


Figura 11. Distribución de SiO_2 (mg/1) 1979.

Figure 11. SiO_2 distribution (mg/1) for 1979.

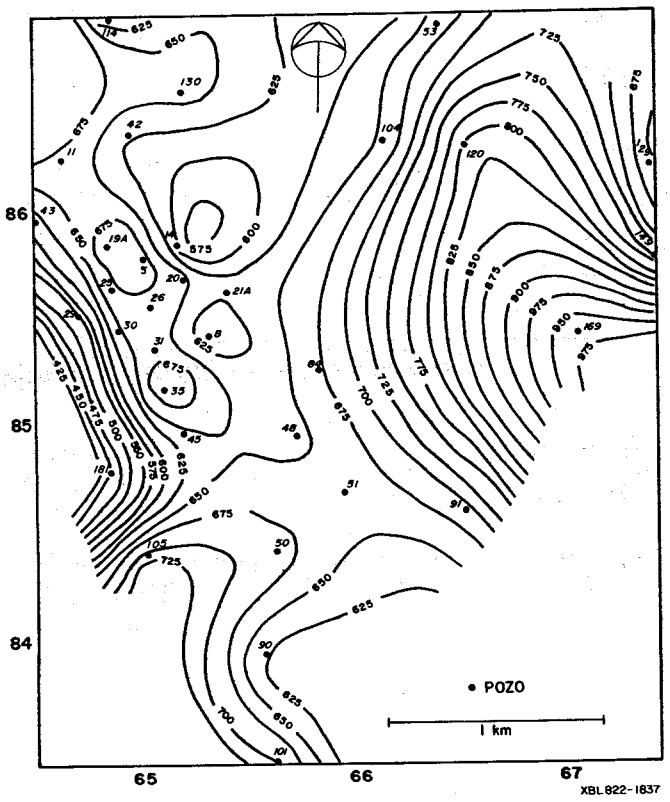


Figura 12. Distribución de SiO_2 (mg/1) 1980.

Figure 12. SiO_2 distribution (mg/1) for 1980.

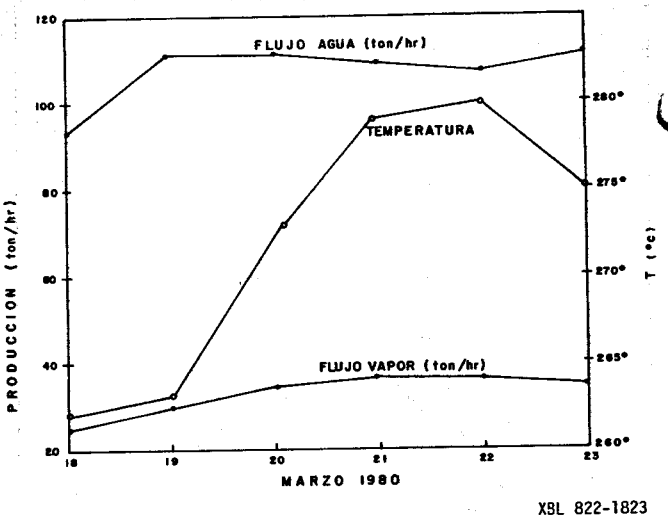


Figura 13. Producción agua/vapor (a 7.03 kg/cm^2) durante el desarrollo del pozo M-43.

Figure 13. Water-steam production rates for well M-43 during development (at 7.03 kg/cm^2).

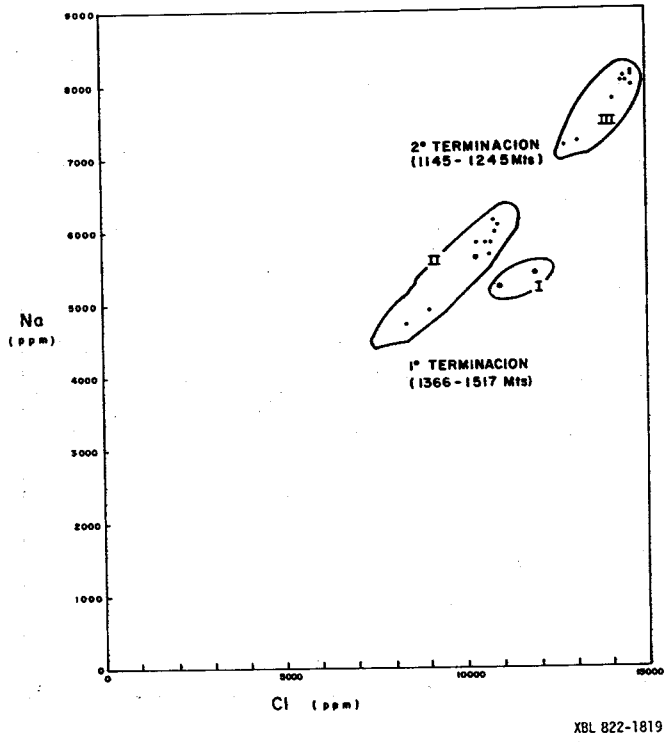


Figura 14. Relación de Na/cloruros, muestras de agua pozo M-43.

Figure 14. Na/chloride ratios for well M-43 water samples.

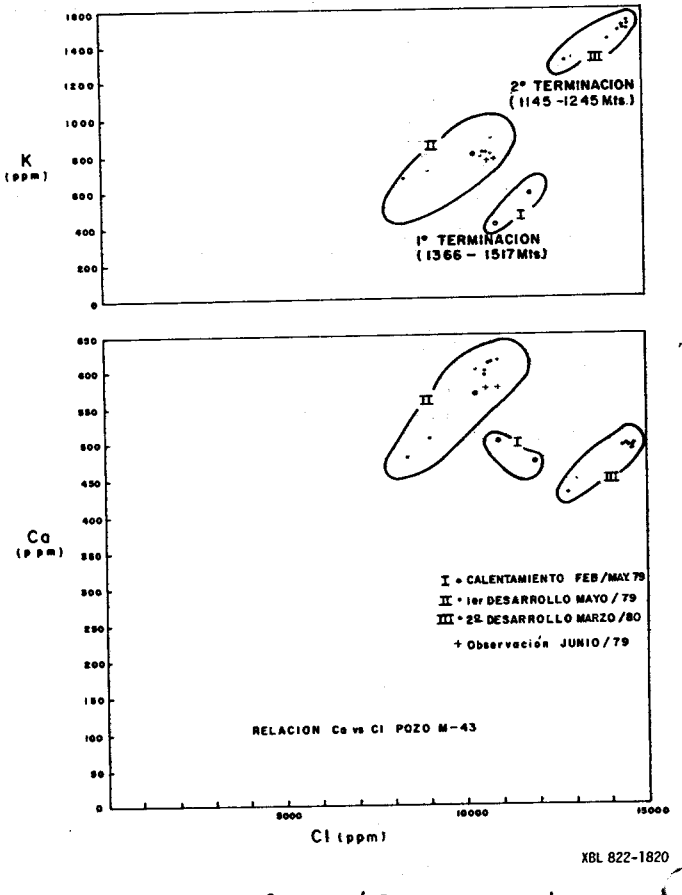


Figura 15. Relación de K/cloruros, muestras de agua pozo M-43.

Figure 15. K/chloride ratios for well M-43 water samples.

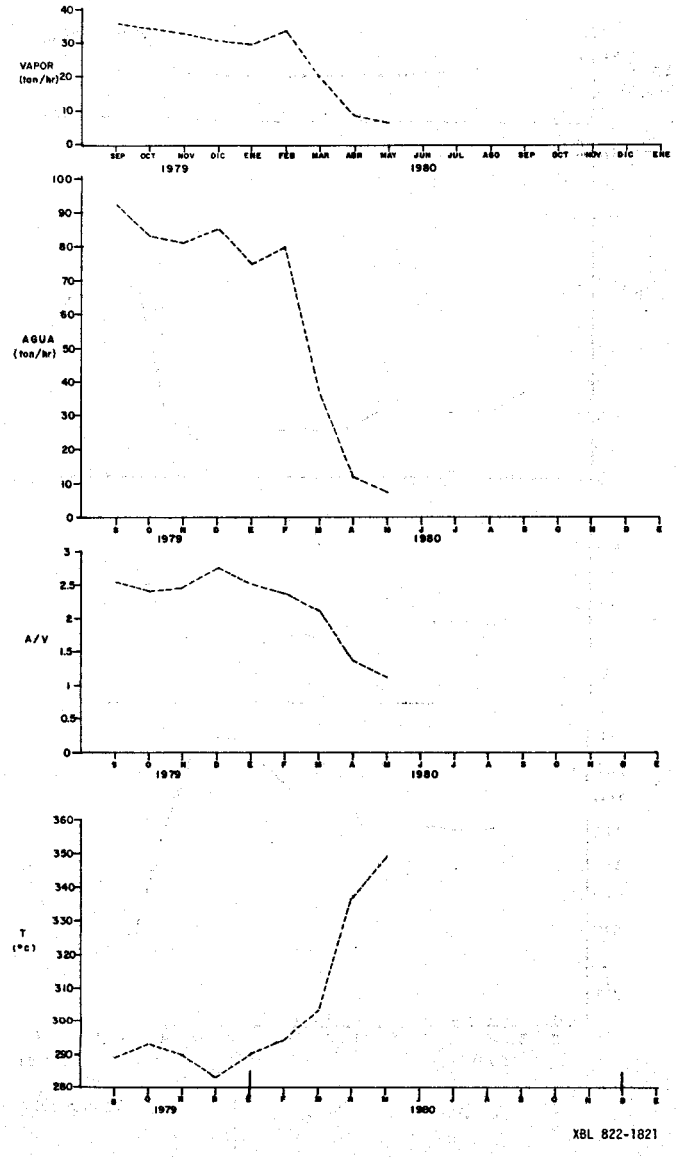


Figura 16. Variaciones de producción, pozo M-8 (1979-1980).

Figure 16. Variations in well M-8 production rates (1979-1980).

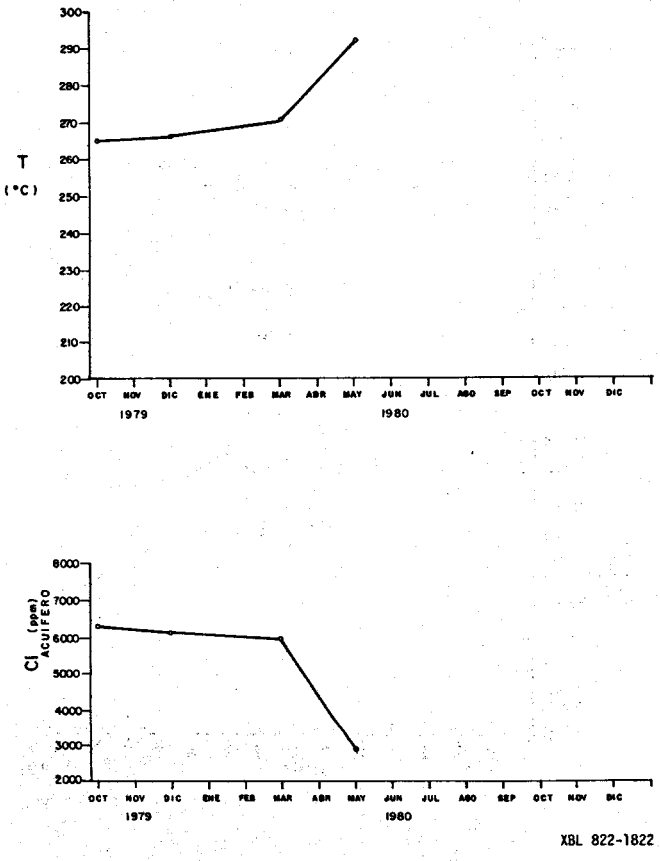


Figura 17. Variaciones de temperatura Na-K-Ca y cloruros, pozo M-8.

Figure 17. Variations in well M-8 Na-K-Ca temperatures, and chloride concentrations.

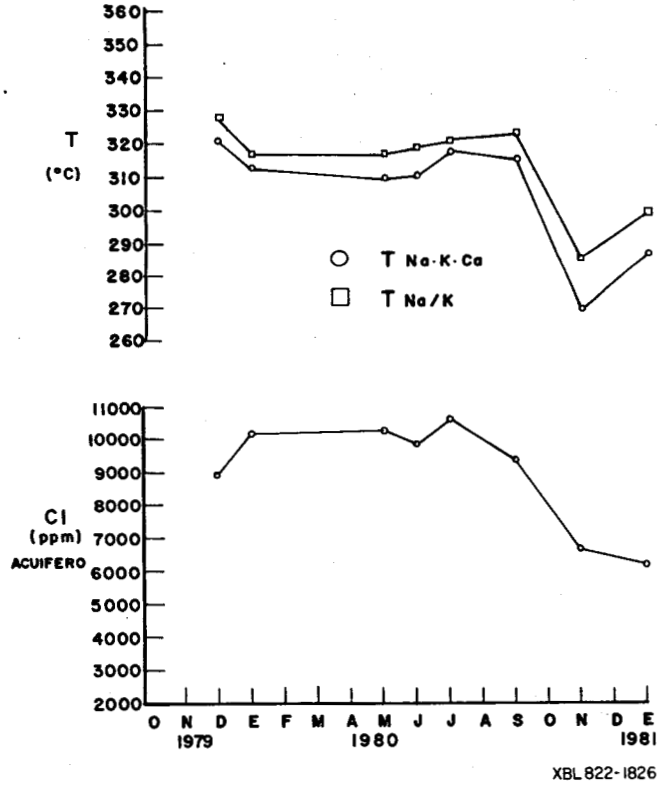


Figura 18. Variaciones de temperatura Na/K, Na-K-Ca y cloruros, pozo M-20.

Figure 18. Variations in well M-20 Na/K and Na-K-Ca temperatures, and chloride conentrations.

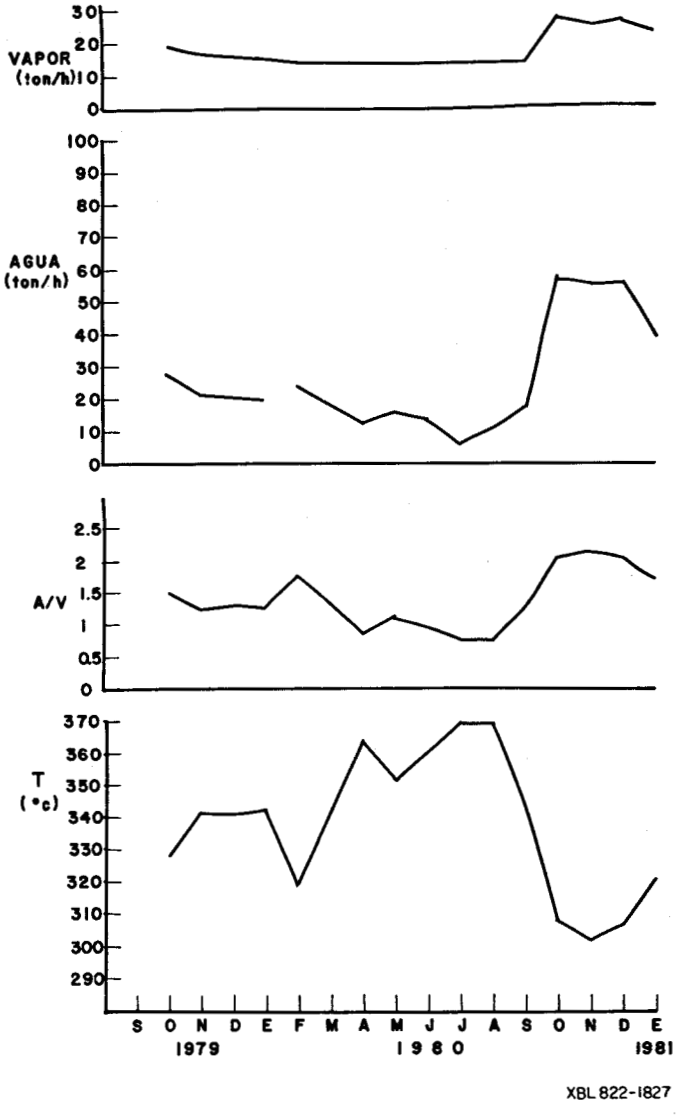


Figura 19. Variaciones de producción, pozo M-20 (1979-1980).

Figure 19. Variation in well M-20 production rates (1979-1980).

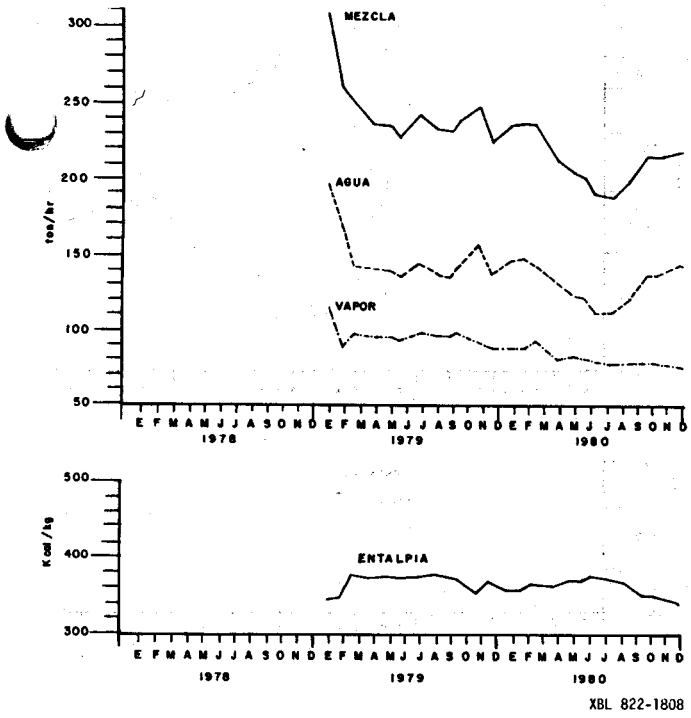


Figura 20. Variaciones de producción, pozo M-45.

Figure 20. Variations in well M-45 production rates.

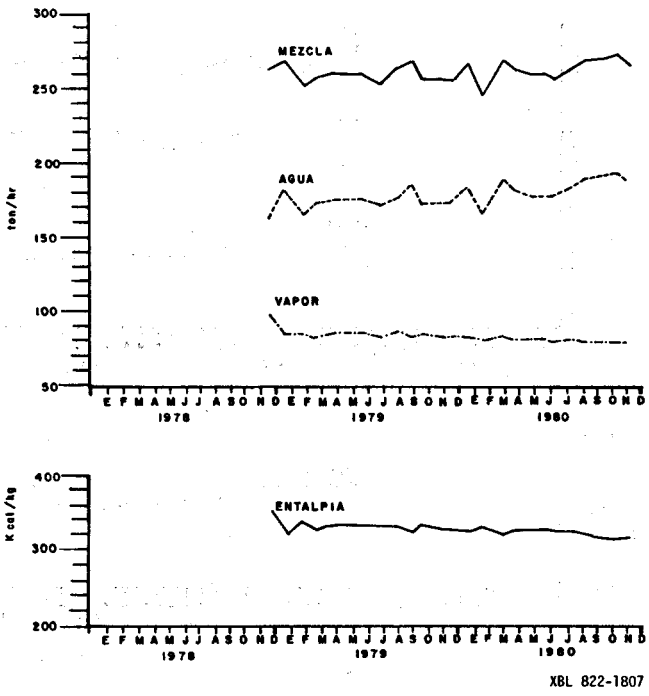


Figura 21. Variaciones de producción, pozo M-50.

Figure 21. Variations in well M-50 production rates.

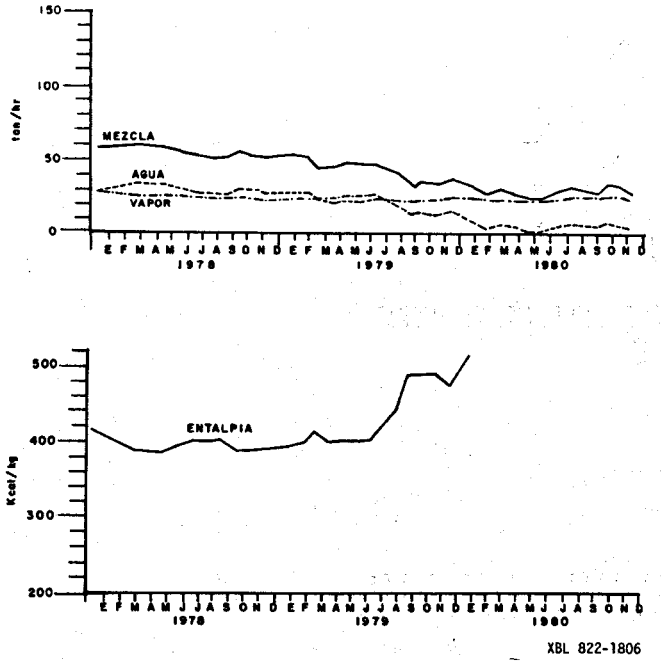


Figura 22. Variaciones de producción, pozo M-5.

Figure 22. Variations in well M-5 production rates.

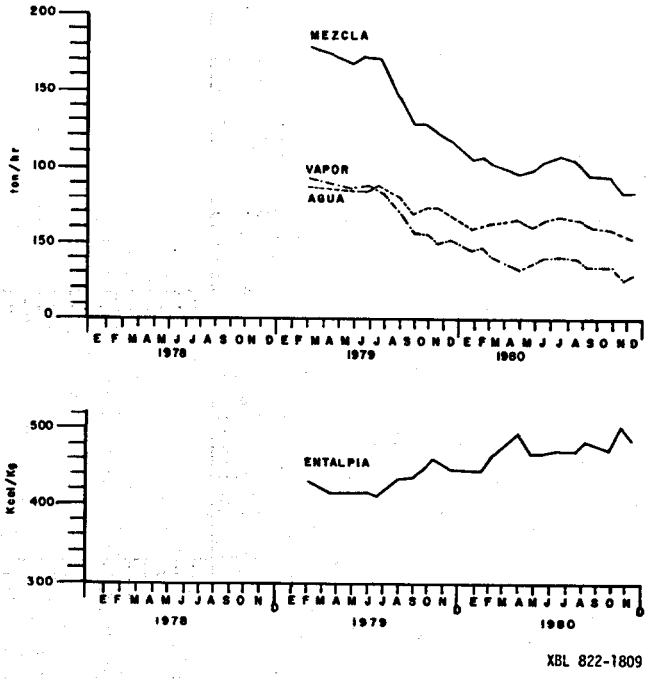
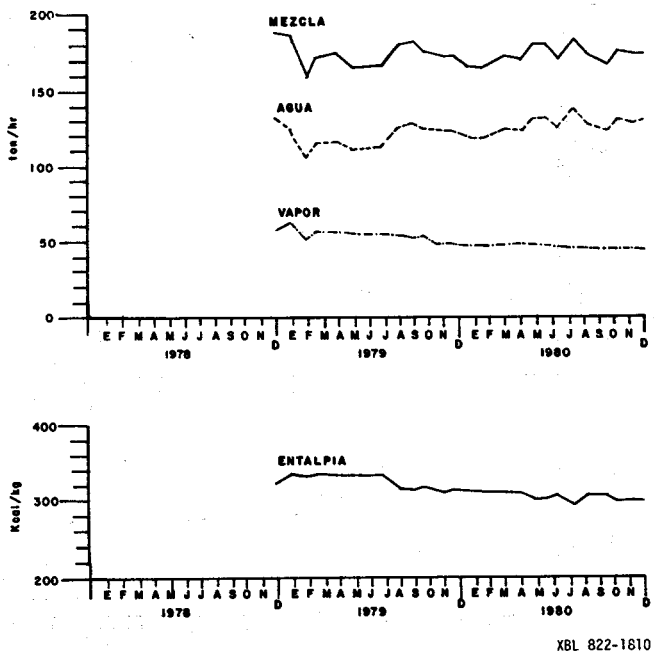


Figura 23. Variaciones de producción, pozo M-84.

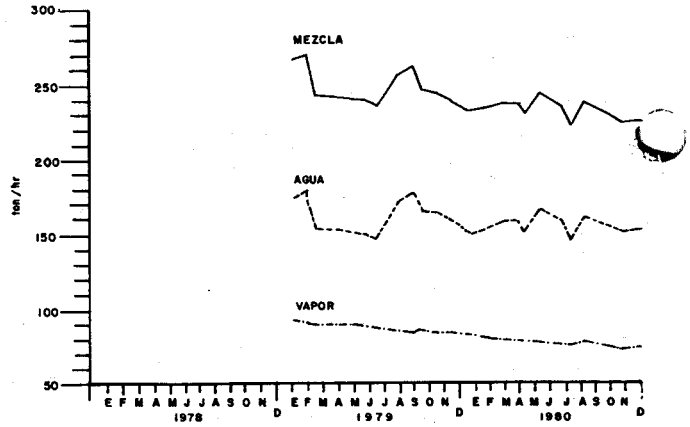
Figure 23. Variations in well M-84 productions rates.

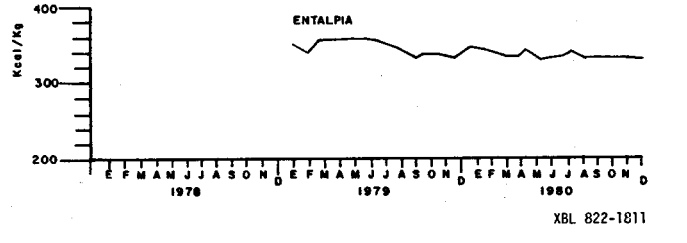


XBL 822-1810

Figura 24. Variaciones de producción, pozo M-90.

Figure 24. Variations in well M-90 production rates.

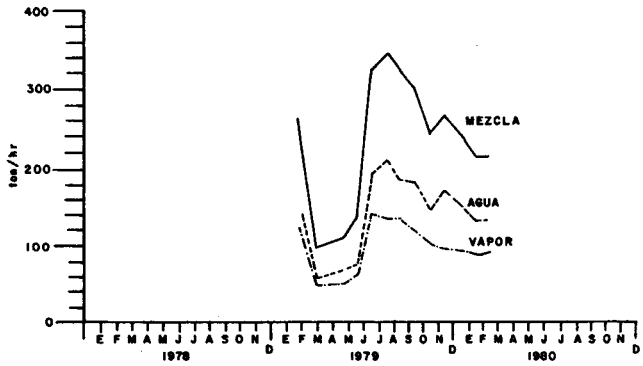


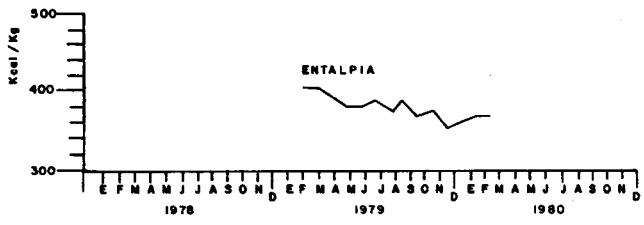


XBL 822-1811

Figura 25. Variaciones de producción, pozo M-91.

Figure 25. Variations in well M-91 production rates.





XBL 822-1812

Figura 26. Variaciones de producción, pozo M-103.

Figure 26. Variations in well M-103 production rates.

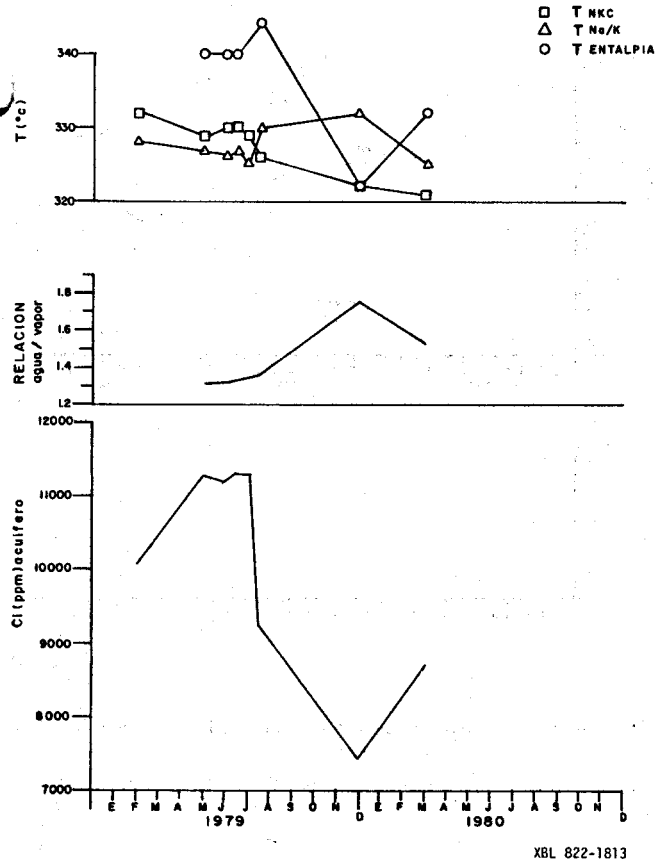


Figura 26a. Variaciones de temperatura, cloruros, relación de agua/vapor, pozo M-103.

Figure 26a. Variations in well M-103 temperature, chloride concentration, and water/ steam ratios.

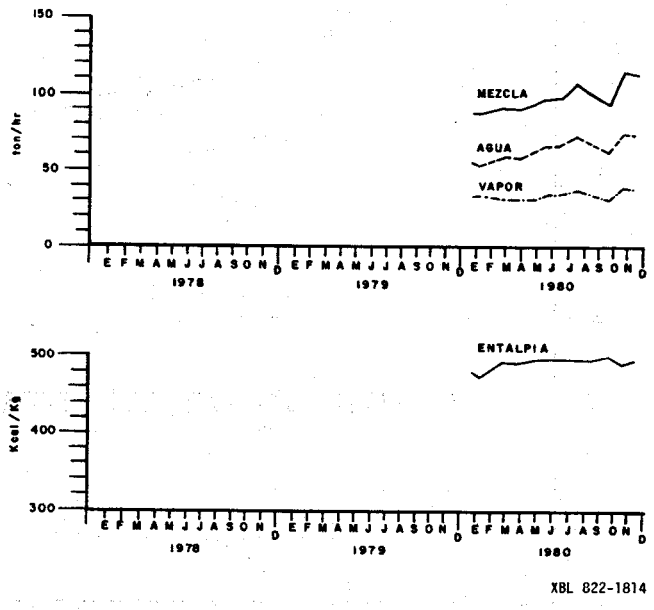


Figura 27. Variaciones de producción, pozo M-104.

Figure 27. Variations in well M-104 production rates.

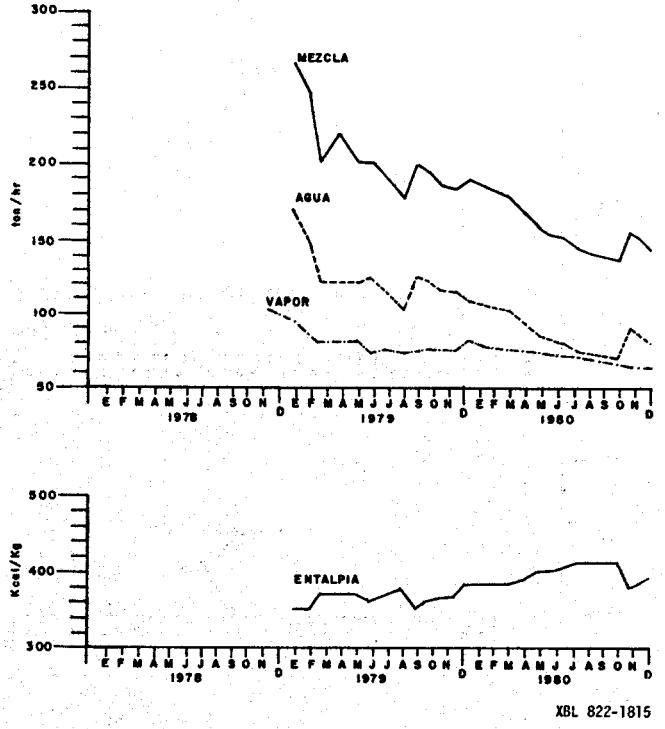


Figura 28. Variaciones de producción, pozo M-105.

Figure 28. Variations in well M-105 production rates.

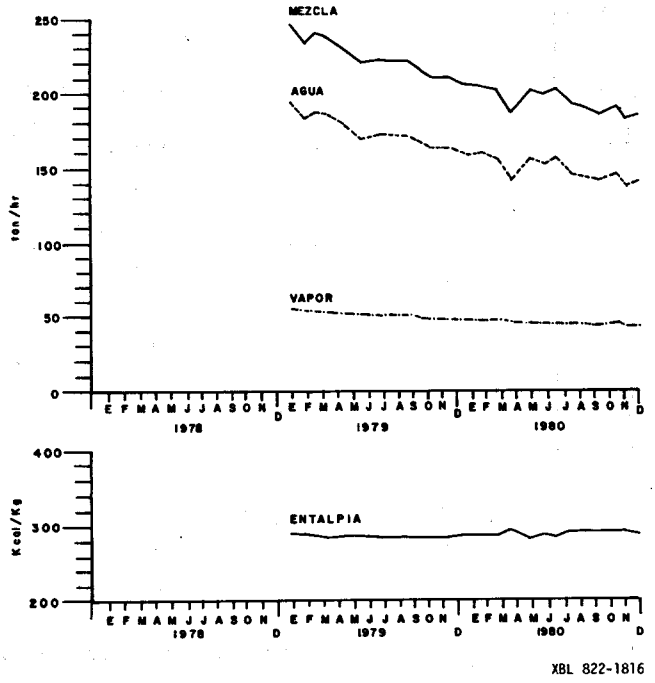


Figura 29. Variaciones de producción, pozo M-114.

Figure 29. Variations in well M-114 production rates.

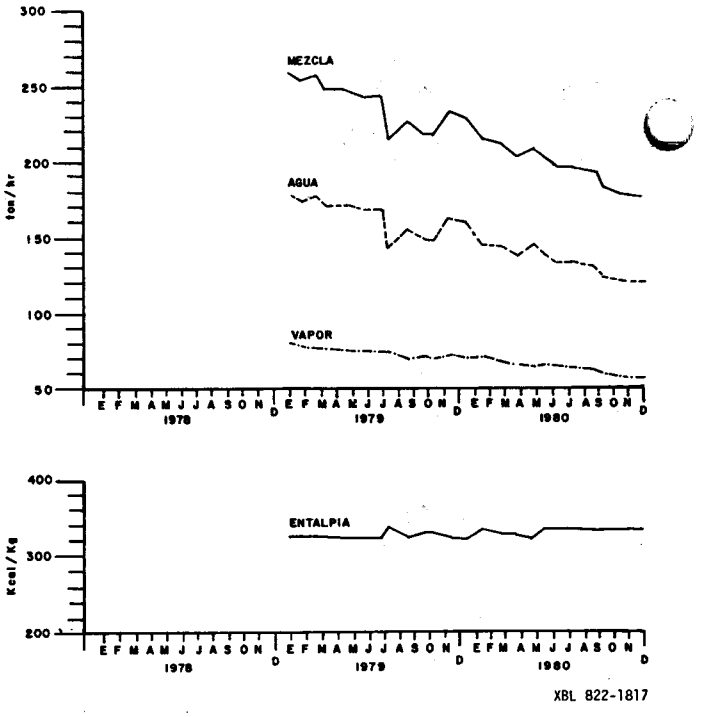


Figura 30. Variaciones de producción, pozo M-130.

Figure 30. Variations in well M-130 production rate.

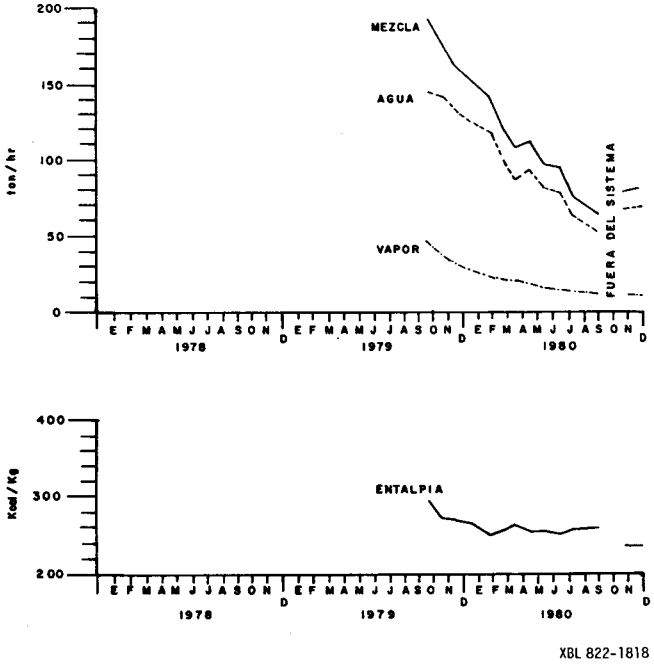


Figura 31. Variaciones de producción, pozo M-181.

Figure 31. Variations in well M-181 production rates.

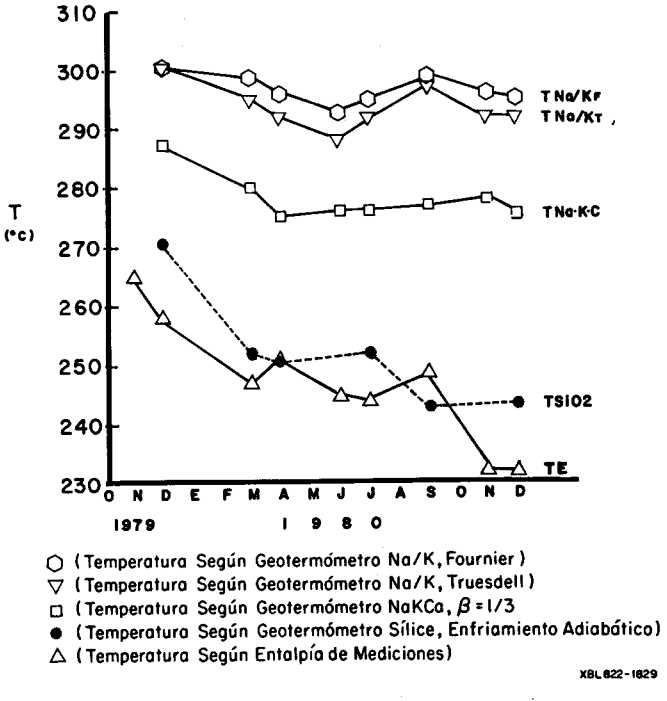


Figura 32. Variaciones de temperatura del pozo M-181 en producción.

Figure 32. Temperature variations of well M-181 under production.

TABLA 1. ANALISIS QUIMICO DE AGUA SEPARADA A PRESION ATHOSFERICA POZOS PRODUCCION CERRO PRIETO VALORES PROMEDIO 1979.

TABLE 1. CERRO PRIETO PRODUCTION WELLS. CHEMICAL ANALYSIS OF SEPARATED WATER AT ATMOSPHERIC PRESSURE (AVERAGE VALUES FOR 1979 in ppm).

Pozo	Condiciones de Producción Promedios Anuales						Constituyentes Químicos: (ppm)								Indices Químicos		Temperaturas °C		
	Presión Cabeza Psig.	Presión Sep. Psig.	Producción Pozo Vapor Ton/H	Agua Ton/H	E Kcal/Kg	T°C	Na	K	Ca	Li	Cl	B	HCO_3	SiO_2	Na/K	NKC	NaKCa	Na/K	SiO_2
M-5	106	92	33.5	82.7	309.3	291	7835	1738	410	21	14408	21	50	1056	7.7	.710	287	296	285
M-8	98	90	33.6	85.5	309.2	291	5026	983	231	14	9207	14	72	811	8.7	.787	267	282	263
M-11	97	96	14.8	35.8	324.5	303	8095	1888	437	25	15043	21	57	1067	7.3	.688	292	302	286
M-14	268	92	34.2	123.7	275.4	264	6505	1193	352	16	11730	17	67	725	9.3	.809	261	275	254
M-19A	103	99	56.8	135.3	316.7	297	8070	1833	465	24	15043	20	43	1045	7.5	.705	288	299	284
M-20	114	87	17.4	23.7	373.3	335	9100	2611	489	25	16677	18	46	1018	5.9	.589	321	328	282
M-21A	536	92	31.6	81.3	309.3	291	6440	1312	450	16	11862	16	60	888	8.3	.782	270	287	270
M-25	211	96	34.5	87.0	310.0	292	7807	1789	427	23	14534	21	58	940	7.4	.699	289	300	275
M-26	358	98	47.2	145.6	291.0	276	4926	1012	363	13	9426	12	56	844	8.3	.802	263	288	266
M-27	96	95	31.0	70.4	320.2	299	5405	1179	299	13	10085	13	77	859	7.8	.748	277	294	267
M-29	110	106	20.3	89.1	265.0	255	7009	1218	488	21	12596	17	55	716	9.8	.845	253	269	253
M-30	110	97	49.4	131.4	304.9	287	7905	1751	522	22	14779	17	60	906	7.7	.727	282	296	272
M-31	104	98	40.1	130.5	291.8	277	6017	1239	330	16	10050	16	60	817	8.3	.882	272	288	263
M-35	29	100	65.0	135.4	332.1	308	6541	1513	293	19	11994	19	62	985	7.4	.694	291	301	279
M-42	200	98	50.1	156.7	290.0	276	6941	1357	355	19	12586	17	57	901	8.7	.772	271	282	271
M-45	100	97	23.2	21.0	433.7	365	8832	2485	421	26	16698	20	61	1070	6.0	.591	320	325	286
M-48	130	113	73.0	94.9	394.8	348	10562	2912	563	29	20013	19	45	1152	6.2	.595	319	323	293
M-50	125	116	84.2	174.6	333.5	309	6718	1697	271	19	12620	13	63	1072	6.7	.646	304	312	286
M-51	116	116	96.3	148.5	368.5	332	8722	2413	420	25	16578	18	40	1120	6.1	.600	317	323	290
M-53	147	95	34.8	51.5	368.6	333	9555	2961	399	29	17967	23	59	1346	5.5	.534	338	338	308
M-84	104	102	79.2	70.8	425.6	362	10942	3421	499	35	21408	25	36	1279	5.8	.552	340	331	303
M-90	109	107	54.0	118.5	328.3	305	6516	1665	251	20	12095	16	70	1050	6.7	.640	306	313	285
M-91	128	117	87.7	153.9	347.2	319	9809	2596	419	28	18346	16	42	1137	6.4	.602	317	318	292
M-102	105	97	74.1	89.1	393.0	348	10468	3141	421	30	20623	23	24	1400	5.7	.539	336	333	311
M-103	810	131	104.0	146.0	383.1	341	11031	3050	473	32	17933	25	44	1271	6.1	.574	325	323	302
M-105	129	119	78.4	124.7	365.5	331	10755	3064	548	29	20730	21	26	1225	6.0	.577	324	327	299
M-114	111	95	51.1	176.1	283.3	270	7459	1344	570	23	13689	17	50	835	9.4	.831	256	273	265
M-130	116	101	74.1	163.7	296.3	281	8759	2159	474	23	16718	22	58	1088	6.9	.659	301	309	288
M-181	107	107	42.1	141.3	277.3	265	8237	1917	511	23	15958	17	35	899	7.3	.698	290	302	271

TABLA 2. ANALISIS QUIMICO DE AGUA SEPARADA A PRESION ATMOSFERICA POZOL PRODUCCION CERRO PRIETO VALORES PROMEDIO 1980.

TABLE 2. CERRO PRIETO PRODUCTION WELLS. CHEMICAL ANALYSIS OF SEPARATED WATER AT ATMOSPHERIC PRESSURE (AVERAGE VALUES FOR 1980 in ppm).

Pozo	Condiciones de Producción Promedios Anuales						Constituyentes Químicos: (ppm)								Indices Químicos		Temperaturas °C		
	Presión Cabeza Psig.	Presión Sep. Psig.	Producción Pozo Vapor Ton/H	Agua Ton/H	E Kcal/Kg	T°C	Na	K	Ca	Li	Cl	B	HCO_3	SiO_2	Na/K	NKC	NaKCa	Na/K	SiO_2
M-5	102	95	30.3	75.4	311	292	7851	1752	362	19	14481	22	94	1131	7.6	.698	290	297	291
M-8	93	91	19.6	43.0	344	316	3700	821	158	10	6816	13	147	926	7.7	.749	276	296	274
M-11	97	94	15.3	33.1	327	304	8012	1869	439	-	15051	17	79	1128	7.3	.690	292	302	291
M-14	230	94	31.6	113.9	278	266	5937	1103	319	14	10770	16	115	842	9.2	.809	261	277	266
M-19A	104	99	55.9	129.8	321	300	8193	1867	451	20	15184	20	77	1129	7.5	.699	290	300	291
M-20	115	92	17.3	25.8	386	343	8937	2341	473	21	16825	24	118	1180	6.5	.629	309	316	295
M-21A	534	92	20.2	45.7	324	302	6014	1238	395	15	11229	17	103	966	8.3	.778	269	288	277
M-25	240	97	38.1	87.7	319	298	7782	1837	401	20	14652	19	90	1107	7.2	.682	294	304	289
M-26	405	96	40.1	119.8	293	278	5116	1077	361	12	9398	12	84	999	8.1	.785	267	290	280
M-29	126	124	16.1	75.8	264.7	255	6956	1240	488	18	12769	19	77	772	9.5	.835	255	272	259
M-30	110	98	48.1	116.5	315.3	296	7634	1765	499	20	14552	17	81	1050	7.4	.710	287	301	285
M-31	100	96	24.8	80.1	294.3	279	5375	1131	275	14	9753	14	102	998	8.1	.759	274	290	280
M-35	129	98	61.8	127.1	331.9	308	6143	1402	232	15	11212	14	90	1165	7.5	.692	291	300	294
M-42	193	97	47.8	160.7	283.8	271	7002	1430	358	17	12874	18	94	965	8.3	.752	275	287	277
M-43	100	98	27.0	94.6	279.6	267	7551	1566	432	19	13769	19	77	950	8.2	.748	277	289	276
M-45	101	98	24.6	5.2	485	374	6162	1721	309	16	11793	21	98	1125	6.1	.624	310	324	291
M-48	120	107	59.8	80.3	384.9	342	10544	3037	521	25	20082	21	89	1237	5.9	.571	326	328	300
M-50	127	109	80.1	182.5	323.8	302	6155	1605	233	15	11456	17	92	1204	6.5	.634	308	316	297
M-51	112	110	81.4	130.2	362.4	329	8141	2328	380	20	15423	18	83	1228	5.9	.589	321	327	299
M-53	130	94	26.4	40.7	335.8	311	9363	2937	393	26	18087	24	95	1373	5.4	.531	339	340	309
M-84	105	97	61.1	37.9	485	374	10794	3355	491	28	20879	25	66	1395	5.5	.530	339	338	311
M-90	106	104	46.7	127.1	304.6	287	5654	1367	195	14	10308	14	100	1050	7.0	.666	298	307	285
M-91	121	111	77.2	155.6	337.5	312	10293	2778	414	24	19305	17	82	1295	6.3	.586	322	320	304
M-101	105	103	23.5	51.2	327.9	305	10124	2835	504	25	19248	19	92	1312	6.1	.587	321	325	305
M-102	103	96	47.4	51.4	403.2	352	10686	3233	464	25	20308	21	49	-	5.6	.539	336	335	-
M-103	733	109	87.6	136.6	365.7	331	8386	2363	362	23	16319	20	76	-	6.0	.587	321	325	-
M-104	120	101	74.2	34.0	485	374	8313	2651	433	23	16247	37	109	1305	5.3	.548	333	342	305
M-105	134	118	75.6	87.1	397.0	349	10579	3020	517	25	20210	19	70	1377	6.0	.574	325	327	310
M-114	107	102	45.3	149.8	286.0	272	7385	1416	528	19	13749	18	92	907	8.9	.800	264	280	272
M-130	113	100	65.6	135.3	328.6	306	8610	2122	499	21	16191	22	89	1123	6.9	.665	299	309	291
M-181	108	97	17.3	84.6	253.0	245	7738	1718	600	18	14648	16	63	699	7.7	.739	279	296	251

TABLA 3. CONSTITUYENTES QUIMICOS EN EL ACUIFERO DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO VALORES PROMEDIO (ppm) POZOS PRODUCCION 1979.

TABLE 3. CHEMICAL COMPOSITION OF THE BRINE OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL AQUIFER, AVERAGE VALUES FOR 1979 PRODUCTION WELLS in ppm.

Pozo	Na	K	Ca	Li	Cl	B	HCO_3	SiO_2
M-5	4868	1080	255	13	8952	13	31	656
M-8	3354	656	154	6	6144	6	33	541
M-11	4932	1150	276	15	9166	13	55	650
M-14	4427	812	240	11	7983	12	46	493
M-19A	4995	1135	288	15	9311	12	27	647
M-20	4870	1397	262	13	8924	10	24	545
M-21A	4254	867	297	11	7835	11	40	587
M-25	4814	1103	263	14	8961	13	36	580
M-26	3331	684	245	9	6373	8	38	571
M-27	3485	760	193	8	6502	8	50	554
M-29	4862	845	339	15	8738	12	38	497
M-30	5004	1108	330	14	9356	11	38	574
M-31	3947	813	216	10	6593	10	39	536
M-35	4001	925	179	12	7337	12	38	603
M-42	4570	894	234	13	8287	11	38	593
M-45	4751	1337	226	14	8982	11	33	576
M-48	5710	1574	304	16	10819	10	24	623
M-50	3895	984	157	11	7317	8	39	622
M-51	4762	1317	229	14	9051	10	22	612
M-53	4640	1438	194	14	8726	11	29	654
M-84	5243	1639	239	17	10257	12	17	613
M-90	3745	957	144	11	6952	9	40	604
M-91	5356	1417	229	15	10017	9	23	621
M-105	5666	1614	289	15	10922	11	14	645
M-114	5159	929	394	16	9467	12	35	577
M-130	5146	1269	278	14	9823	13	34	639
M-181	5059	1177	314	14	9800	10	21	552
M-102	5146	1544	207	15	10138	11	12	688
M-103	5799	1600	248	17	9396	13	23	666

TABLA 4. CONSTITUYENTES QUIMICOS EN EL ACUIFERO DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO VALORES PROMEDIO (ppm) POZOL PRODUCCION 1980.

TABLE 4. CHEMICAL COMPOSITION OF THE BRINE OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL AQUIFER, AVERAGE VALUES FOR 1980 PRODUCTION WELLS, in ppm.

Pozo	Na	K	Ca	Li	Cl	B	HCO_3	SiO_2
M-5	4822	1076	222	12	8893	14	58	695
M-8	2394	531	102	6	4410	8	30	599
M-11	4879	1138	267	-	9166	10	48	686
M-19A	5032	1147	277	12	9325	12	47	693
M-20	5069	1328	268	12	9543	14	67	669
M-21A	3986	820	262	10	7442	11	68	640
M-25	4704	1111	242	12	8857	11	54	669
M-26	3413	719	241	8	6270	8	56	667
M-14	4040	751	217	10	7330	11	78	573
M-29	4826	860	339	12	8859	13	53	536
M-30	4746	1097	310	12	9046	11	50	653
M-31	3502	737	179	9	6354	9	66	650
M-35	3758	858	142	9	6858	9	55	713
M-42	4546	928	232	11	8359	12	61	627
M-43	4868	1010	279	12	8877	12	50	612
M-45	3468	971	174	9	6657	12	55	635
M-48	5494	1583	271	13	10465	11	46	645
M-50	3507	915	133	9	6528	10	52	686
M-51	4358	1246	203	11	8255	10	44	657
M-53	4516	1416	190	13	8723	12	46	662
M-84	5206	1618	237	14	10069	12	32	673
M-90	3363	813	116	8	6130	8	59	624
M-91	5482	1480	221	13	10282	9	44	690
M-101	5418	1517	270	13	10300	10	49	702
M-102	5253	1589	228	12	9983	10	24	-
M-103	4488	1265	194	12	8733	11	41	-
M-104	4162	1327	217	12	8134	19	55	653
M-105	5543	1582	271	13	10589	10	37	721
M-114	4967	954	356	13	9266	12	62	611
M-130	5101	1257	296	12	9592	13	53	665
M-181	4952	1100	384	12	9375	10	40	447

TABLA 5. CONSTITUYENTES QUIMICOS EN EL ACUIFERO Y TEMPERATURAS (Valores promedio 1979-1980 de pozos en desarrollo).

TABLE 5. CHEMICAL COMPOSITION AND TEMPERATURES IN THE AQUIFER. AVERAGE VALUES FOR WELLS UNDER DEVELOPMENT IN 1979-1980.

Año	C.P.	Pozo	Contenido químico en el acuífero: ppm		Temperatura: °C			Intervalo productor ranurado m.
			Cl	SiO_2	Na-K-Ca	Na/K	SiO_2	
1979	I	M-7	8355	335	258	269	224	723 - 991
		M-43	8204	377	221	246	224	1361 - 1517
		M-101	4900	392	287	282	243	1805 - 2190
		Q-757	6583	-	232	250	-	626 - 676
	II	M-93	8927	649	311	315	293	2374 - 2558
		T-366	10546	777	317	316	313	2719 - 2802
	III	M-110	8665	633	316	321	293	1649 - 1667
		M-104	8781	523	332	335	284	1553 - 1728
1980	I	E-1	11536	662	337	332	308	1535 - 1782
		M-27	4494	-	271	307	-	1100 - 1294
	II	M-129	9432	650	338	331	306	1097 - 1293
		M-147	10776	-	335	330	-	1656 - 1902
		M-149	11424	744	327	326	314	2315 - 2391
		M-169	11495	964	317	316	335	2244 - 2383
		T-388	10386	-	325	322	-	2331 - 2567
	III	M-120	9197	808	345	341	334	1899 - 2096
		M-94	7117	-	262	278	-	2196 - 2325

CURRENT STATE OF THE HYDROTHERMAL GEOCHEMISTRY STUDIES AT CERRO PRIETO

INTRODUCTION

In the exploitation and development of the Cerro Prieto geothermal field, the chemical monitoring of the water produced by the geothermal wells is part of the activities of the Chemistry Laboratory of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto of CFE.

To carry out this monitoring activity, water samples are routinely collected and analyzed. These samples come from producing wells connected to the power plant, wells in the warm-up and development stages, and wells under observation. This is a very useful activity because it enables us to determine the chemical characteristics of the produced fluids and the variations of these characteristics over a period of time. These changes are related to physical processes taking place in the reservoir such as recharge, groundwater flow, and temperature changes. The behavior of the wells is closely related to these phenomena.

One of the objectives of this work is to report on the current state of hydrothermal geochemistry studies being carried out at the field. These studies are based on the results of chemical analysis of water samples collected during 1979 and 1980 at the geothermal wells of the area known as Cerro Prieto I, as well as from those located in the Cerro Prieto II and Cerro Prieto III areas, some of which have only recently started flowing.

The study presents data on the chemical variations of the main chemical constituents dissolved in the waters, as well as on the Na/K and Na-K-Ca chemical relations and the temperatures calculated from them and from SiO_2.

Fluid recharge into the reservoir and its direction of flow are interpreted from isotherm contour maps of the field prepared from Na/K and Na-K-Ca geothermometry and from concentration contour maps of some of the main chemical constituents.

Well M-43 is discussed as an example of a well affected by well completion problems in its production casing. Its behavior is explained on the basis of the chemical characteristics of the produced water.

The chemical changes that have taken place in some of the wells during production are explained by correlating the chemistry with the production mechanisms of the well (steam-water production rates).

WELLS INCLUDED IN THIS STUDY (1979-1980)

The wells included in this study are shown in Figure 1. Most of these wells supply steam to Units 1, 2, 3, and 4 of the power plant. Wells connected to Units 1 and 2 were: M-5, M-8, M-11, M-14, M-19A, M-20, M-21A, M-25, M-26, M-27, M-29, M-30, M-31, M-35, M-42, M-43, M-45, M-53, M-114, M-130, M-181. Wells supplying Units 3 and 4 were: M-48, M-50, M-51, M-84, M-90, M-91, M-101 M-102, M-103, M-104, and M-105. Well M-27 was in production only during 1979; and wells M-43, M-101, and M-104, only in 1980. The following wells developed during 1980 are also included: E-1, M-94, M-120, M-129, M-147, M-149, M-169, and T-388. Wells M-7, M-93, M-110, Q-757, and T-366, which were developed during 1979 and under observation in 1980, are also included.

TEMPERATURE DISTRIBUTION BASED ON THE Na-K-Ca GEOTHERMOMETER (1979)

Figure 2 shows the Na-K-Ca isotherm contour map for the field, based on the results obtained from the wells in 1979 (see Tables 1 and 5). A different temperature distribution for that same year was presented previously.[1] The present map includes only data from producing wells connected to the power plant and wells which were developed; they are thought to be more representative of the field. The geothermometer equation used was the same. The following observations were made:

a) Towards the north and northwest, in wells Q-757, M-7, and M-114, we found temperatures ranging from 230°C to 260°C which indicated a cooler water source for this part of the field. This is explained by the presence of isolated bodies and layers of highly permeable sand and gravel with shallow aquifers containing cooler waters flowing toward these wells.

b) In the central portion of the field there is a large diversity of values since this is the area which has been exploited the most. Wells M-5, M-11, M-19A, M-25, and M-30 showed values between 280°C and 290°C. Well M-20 was anomalous, with a temperature of 320°C. In wells M-8, M-21A, and M-31, we found a halo of 270°C.

c) In the western part, wells M-43 and M-29 yielded values of 220°C and 250°C, implying a lower temperature water source.

d) In well M-181, southwest of the old field, a temperature of 290°C was observed. A recharge of lower temperature water moving towards this well from the west was noted.

e) Temperatures increase towards the south, with values of 300°C to 310°C in wells M-50 and M-90, with the exception of a value of 290°C observed in well M-101, indicating that it is fed by a cooler and shallower aquifer.

f) Temperatures increase towards the northeast, ranging from 300°C to 340°C in wells M-130, M-110, M-104, and M-53, showing the presence of a hotter source of water recharging the field at depths between 1500 and 2000 m.

g) Towards the southeast, in wells M-93 and T-366, temperatures were 310°C and 320°C. It was

also noted that, in that direction, the permeable zone deepens considerably; in well M-93, it was found between 2400 and 2560 m, and in well T-366 between 2422 and 2922 m.

TEMPERATURE DISTRIBUTION BASED ON THE Na-K-Ca GEOTHERMOMETER (1980)

Applying the same Na-K-Ca geothermometer to the analytical data collected in 1980, the isotherm contour map shown in Figure 3 was prepared. The following observations can be made:

a) Towards the northwest there are low (260°C) temperature contours which include wells M-94 and M-114, proving that there is an excessive inflow of cold waters from the permeable sandstones.

b) In the central portion of the old field (Cerro Prieto I), wells M-5, M-11, M-19A, and M-25 presented temperatures in the 285°C to 295°C range, showing a slight temperature increase, on the order of 4°C, with respect to 1979 (see Figure 4). The anomalous case of well M-20, with a high temperature of 309°C, still persists. Wells M-14, M-21A, M-26, and M-29 show temperatures ranging from 255°C to 270°C. In Figure 5, a slight temperature increase can be seen for wells M-26 and M-29, whereas, for wells M-14 and M-21A, the temperature remained nearly constant. This can be interpreted as a probable recovery of the aquifer in this region.

c) Well M-43 showed an improvement in temperature after it was repaired and its completion interval changed, displaying a value of 280°C.

d) Well E-1 is interesting,showing a temperature of 340°C. This well is located in the old production region and was drilled to a greater depth than the neighboring wells. Its production interval extends from 1535 to 1782 m. The higher temperature indicates the presence in this region of the field of a deeper and hotter aquifer which feeds this well. It has been called the β aquifer.

e) To the southwest, the temperature of well M-181 declined with respect to 1979. It continues to be affected by an inflow of cold water.

f) Towards the south, we found wells M-50 and M-90 to have temperatures of 308°C and 298°C An inflow of cooler water was noted. This could be due to the fact that these wells are shallower than others located in this area and to the existence of faults (Hidalgo fault) which place the unconsolidated sediments (clays, silts, sands and gravels) in lateral contact with the consolidated sediments (shales and sandstones). There is also a horizontal flow of cooler water from the sands and gravels of the unconsolidated sediments, which cools the water feeding the wells. Well M-101 showed a temperature of 320°C, improving its temperature with respect to 1979. This occurred after the latest well repairs, when the production interval was deepened from 1200 to 1400 m to about 1800 to 2000 m. This proved that the well had been fed by a cooler and shallower aquifer.

g) The northeastern portion of the field displayed the highest temperatures. Well M-53 and the new M-120 and M-129 wells had temperatures of 340°C, supporting the notion of the existence of a hotter and deeper heat or water source, as indicated by the distribution of isotherms over this part of the field. Wells M-147 and M-149 showed temperatures of about 330°C.

h) Towards the southeast, wells T-388 and M-169, drilled to depths greater than 2000 m, showed temperatures of about 320°C.

TEMPERATURE DISTRIBUTION BASED ON THE Na/K GEOTHERMOMETER (1979-1980)

Figures 5 and 6 show the isotherm contour map obtained using the Na/K geothermometer[2] and based on the mean values of the chemical analysis of water sampled between 1979 and 1980 from the geothermal wells (see Tables 1 and 5). In general, the distribution agrees very well with the one based on the Na-K-Ca geothermometer, although in some cases the Na/K temperatures are slightly higher than the Na-K-Ca temperatures.

DISTRIBUTION OF CHLORIDE CONCENTRATION (1979)

Figure 8 shows the distribution of chloride concentrations in the geothermal aquifer based on the samples obtained from the geothermal wells in 1979. The curves show the average concentrations at atmospheric pressure, using the Na-K-Ca temperatures[3] as a basis. We observed the following:

a) In the northwestern portion of the field, low concentrations were found in wells M-7 and Q-757, showing the influence of cold waters.

b) In the center of the old production field a large diversity of values caused by overproduction is observed, as already mentioned. The isochloride contours range from 6000 to 8000 ppm near wells M-8, M-27, M-31, M-26, M-21A, and M-35. These wells were affected the most, either by the inflow of cold waters or by other causes. Another group of wells located in this central portion of the field, M-5, M-11, M-19A, M-25, and M-30, had values between 9000 and 9500 ppm.

c) Towards the south, in wells M-50 and M-90, concentrations of 7300 and 6900 ppm were found. These are low values, indicating a short duration contact time between the ground waters and the reservoir rocks. As previously mentioned[1] in well M-101, a lower value (5000 ppm) was found, due to cold water inflow.

d) Towards the southwest, well M-105 showed a 10,900 ppm halo of high chloride concentration. In spite of having a slotted production interval at 1453-1672 depth, almost the same as well M-105, well M-181 showed a chloride concentration of 10,000 ppm, indicating that it is affected by the inflow of cold water coming from the western part of the field.

e) In the northeastern part, wells M-53, M-104, and M-110 had values of almost 8800 ppm, showing the influence of the flow of cold water towards the central portion of the old field, as shown by the contours.

f) Southeast of Cerro Prieto I, high values of 10,800 and 10,400 ppm were obtained for wells M-48 and M-84.

DISTRIBUTION OF CHLORIDE CONCENTRATIONS (1980)

Figure 9 shows the aquifer chloride distribution in the field based on the results obtained in 1980. The following were observed:

a) In the northern part of the field, well M-94 had a value of 7200 ppm. Towards the northwest, a low concentration of 6600 ppm was computed in 1979 for well Q-757. This confirms the existence of cold water flow which affects well M-114.

b) In the central portion of the field, wells M-8, M-31, and M-27 continued to present low values, on the order of 4400 to 6300 ppm, showing a decline with respect to the previous year.

c) In the northwestern portion of the central area of the old Cerro Prieto I field, wells M-5, M-11, M-19A, M-25, and M-30 continued showing concentration of 9000-9500 ppm. Figure 10 shows the variation in chlorides as a function of time for this group of wells, indicating that there were no large variations between 1979 and 1980. On the other hand, it confirms the existence in this area of a brine with a chloride concentration of about 9000 ppm and a temperature of 290°C.

d) After undergoing repairs, well M-43 showed an increase in chloride concentration, indicating that it was being fed by another type of brine.

e) Towards the southwest, in well M-181, a decline in the concentration of chloride was observed, with respect to 1979. This was caused by cold waters coming from the west.

f) To the south, wells M-90 and M-50 continued to show low chloride concentrations on the order of 6100 and 6500 ppm, a decline from 1979 values, indicating that these wells continued to be affected by the inflow of colder waters. Well M-101 showed a notable increase of 5000 ppm in its concentration, indicating it was being fed by hotter water following repairs.

g) Well E-1 showed a high chloride content of 11,200 ppm, confirming that it is being fed by a deeper sandstone layer in the β aquifer.

h) Towards the northeast, in wells M-53, M-104, and M-110, values of 8800 ppm were obtained, showing the influence of water flowing from this region towards the center of the old production field.

i) The new M-169, M-149, M-147 and T-388 wells showed high chloride concentrations, in the range of 10,400 to 11,400 ppm.

DISTRIBUTION OF SiO_2 CONCENTRATION (1979)

The SiO^2 distribution is illustrated in Figure 11, from which the following observations can be made:

a) In the central portion of the old Cerro Prieto I production field concentrations of 600 to 650 ppm were found in wells M-5, M-19A, and M-25, confirming the presence of high temperatures. Meanwhile, wells M-8, M-27, and M-31 showed low concentrations, indicating low temperatures.

b) To the west, wells M-43 and M-29 showed values of 500 ppm, confirming cold water recharge towards them.

c) To the southwest of Cerro Prieto I, well M-181 with 550 ppm indicated the influence of a source of cooler water feeding the well.

d) Well M-101, with a low concentration value of 400 ppm, corroborated the entry of low temperature water.

e) In the area of wells M-50, M-51, M-84, and M-91, the concentration was about 600 ppm, confirming the presence of high temperatures. Towards the southeast, a high SiO_2 concentration was observed in well M-366, also indicating high temperatures.

DISTRIBUTION OF SiO_2 CONCENTRATION (1980)

Figure 12 shows the contour map of SiO_2 concentration. The following features were rated:

a) In the area of wells M-5, M-11, M-19A, and M-25 values on the order of 675 ppm were found, showing a slight increase compared to 1979.

b) West of the central portion of Cerro Prieto I, well M-29 continued to show 550 ppm. Well M-43 experienced a small increase, confirming that, following repairs, it was being fed by a hotter aquifer.

c) To the southwest, well M-181 continued to be affected by cold water recharge, showing 450 ppm.

d) Well M-101 presented an increase in its SiO_2 content, confirming it was being fed by higher temperature waters.

e) In the area of wells M-50, M-51, M-84, and M-91, values of 650 and 675 ppm were measured.

f) Towards the northeast, well M-53 had a value of 660 ppm, indicating the concentration decreases in the direction of well M-14, which had 575 ppm, and showed the influence of lower temperature water flowing in that direction.

g) The area of the new M-120, M-149, and M-169 wells showed high concentrations of 775 to 975 ppm extending toward wells M-53 and M-104, confirming the existence of high temperatures.

WELL M-43. COMPLETION PROBLEMS--CHEMICAL AND PHYSICAL CHANGES

Well M-43 is an example of a well that was affected by completion problems. Its behavior will be explained in relation to changes in the chemistry of the water produced by the well.

The well started to flow on February 5, 1979. Its slotted casing extended from a depth of 1361.42 to 1517.3 m. Water samples were collected during its warm-up and development stage, which took place between February and May 1979. During the development stage, the temperature computed from the average of the Na-K-Ca chemical index, was 222°C, indicating that the well was being fed mainly by cooler water. The Na/K index showed a value of 12.1 units, also reflecting low temperatures. According to the flow rate measurements made in May 1979, the well had a steam production rate of 21 tons/hr.

Due to the low steam production caused by the unfavorable location of the production interval, it was decided to plug the lower portion of the well and to produce from the layer between 1150 and 1250 m. The well was then completed using gun perforations between depths of 1145 and 1245 m.

The well was developed for a second time in March 1980, and water samples were collected. The average value of the Na-K-Ca index was 0.799, yielding a temperature of 264°C, while the Na/K index decreased to 9.2 units, also indicating a temperature increase relative to the first development. The maximum measured steam flow rate at 7.03 Kg/cm_2 was 32.7 tons/hr and that of water was 101.4 tons/hr. The enthalpy of the mixture was 285.5 kCal/kg, and the corresponding temperature was 272°C (Figure 13).

Figures 14 and 15 were prepared to compare the composition of the water that fed the well in its first (1979) warm-up and development stage with the water composition after repairs. The concentration of the components is given in ppm (under atmospheric pressure). Three regions can be noted. Region I has two points corresponding to the warm-up stage. Region II, corresponding to the first development stage (May 1979), also includes data collected in June 1979, while the well was under observation, flowing through a 6 inch-diameter casing with a 2 in.-diameter orifice. It includes also one point corresponding to the warm-up stage, collected on May 25, almost at the beginning of the development stage. Region III corresponds to the chemical concentrations for the second development stage (March 1980), following repairs.

From the above, it was noted that:

a) At the beginning of the warm-up, the well was fed by a less concentrated brine.

b) During the first development stage, the well continued to be fed by a cooler brine of lower concentration. The chloride content of the aquifer was 8200 ppm.

c) In the development stage after the repairs, the well was fed by a more concentrated and hotter brine. The aquifer chloride content was 9500 ppm and the Na-K-Ca temperature was 264°C.

CHEMICAL AND PHYSICAL CHANGES EXPERIENCED BY SOME WELLS IN RESPONSE TO PRODUCTION

Well M-8

This well has had an irregular behavior. From September to December 1979, its enthalpy temperature was near 290°C, its water/steam ratio was about 2.5, with a water flow rate of about 85 tons/hr. The aquifer chloride concentration was 6000 ppm. Starting January 1980, the enthalpy temperature began to increase reaching nearly 350°C in May 1980, with a steam flow rate of 6.5 tons/hr and a water flow rate of 7.2 tons/hr, yielding a water/steam ratio of 1.11 (Figure 16). The chlorides decreased substantially to 2900 ppm. The temperature obtained from the Na-K-Ca geothermometer increased to 292°C, and the Na/K chemical index decreased from 8.4 to 6.3 units, also reflecting an increase in temperature. These chemical changes (Figure 17) can be interpreted as dilution due to steam condensation resulting from low flow velocities. The difference between the enthalpy temperature and the temperature calculated from the Na-K-Ca geothermometer can be explained by the fact that the enthalpy temperature is affected by the excess steam in the mixture (almost 47 percent in May 1980). This indicates that the Na-K-Ca temperature is the temperature of the water feeding the well.

Well M-20

This well also exhibited an abnormal behavior during 1979 and 1980. In October 1979, it had production rates of 30 tons/hr of water and 20 tons/hr of steam. The enthalpy temperature was 330°C. Over time, the flow of water started to decrease, while the proportion of steam increased. In July 1980, the production rates were 10 tons/hr of water and 15 tons/hr of steam. The enthalpy temperature increased to 368°C due to steam excess. Na-K-Ca and Na/K temperatures showed values of 317°C and 321°C, with a slight increase of 4°C; in other words, these temperatures have remained almost constant. Aquifer chloride concentrations showed a slight increase of 700 ppm. These chemical and physical changes (Figures 18 and 19) can be explained by the boiling that took place near the well due to the pressure drawdown and the transfer of heat from the rocks to the fluid, which cause excess steam to be produced. This added steam fed the well, making its discharge enthalpy increase and, consequently, its temperature. The Na-K-Ca and Na/K temperatures were not affected, indicating the temperature of the aquifer feeding the well. Later, starting in August 1980, the flow rates increased reaching values of 57 and 27 tons/hr of water and steam respectively. The enthalpy temperature decreased to 307°C. The Na-K-Ca tempera-

ture decreased almost 45°C, from 315°C to 270°C, and the chloride concentration declined to 6800 ppm. These physical and chemical changes suggest that a brine with lower temperature and chloride concentration was feeding the well, that is, an excess of cold water entered the well. This feed started to decline; and, by January 1981, the well had an enthalpy temperature of 320°C and a Na-K-Ca temperature of 286°C. The flow of water declined to 40 tons/hr, while the flow of steam remained almost constant at 25 tons/hr.

Well-45

In 1979, this well had 52.5 percent steam in the mixture (measured in the separator) with a water/steam ratio of 0.95. Its enthalpy temperature was 365°C (Figure 20), while the Na-K-Ca and Na/K geothermometers gave readings of about 320°C. This indicated that the enthalpy temperature was affected by the excess steam that entered the well, possibly due to boiling in the aquifer in this part of the field. The Na-K-Ca and Na/K temperatures reflect the true temperatures of the aquifer. There was a high chloride concentration of almost 16,700 ppm at atmospheric pressure, related to the excess steam. The chloride concentration in the aquifer, computed on the basis of a Na-K-Ca temperature of almost 9000 ppm, was similar to that of other wells in the central portion of the field. In 1980, this well was producing 82.6 percent steam with a water/steam ratio of 0.21. The enthalpy temperature was 374°C, a value corresponding to the critical point of water and saturated steam in a temperature vs entropy diagram, indicating that the well continued to be affected by excess steam. The Na-K-Ca and Na/K geothermometer temperatures were 324°C and 310°C, believed to truly reflect the temperatures of the waters feeding the well. The concentration of the principal chemical components decreased considerably due to the probable dilution resulting from steam condensation. Thus, for example, chlorides decreased to almost 11,800 ppm (at atmospheric pressure).

Well M-50

This well was connected to the power plant in mid-December 1980, producing 100 tons/hr of steam and 160 tons/hr of water. The water production rate continued to increase slightly through 1979 and 1980 reaching a value of 190 tons/hr in October 1980, while the steam production rate gradually decreased to a value of 78 tons/hr in October 1980 (Figure 21). The average water/steam ratio in 1979 was 2.07, increasing to 2.28 in 1980. This has lowered the 1980 concentrations of the main chemical components in the water. For instance, the chlorides declined from 12,600 to 11,500 ppm (at atmospheric pressure). This change indicates a small increase in the amount of water feeding this well. During 1979 and 1980, the Na-K-Ca and Na/K geothermometer temperatures remained almost constant, yielding 316°C and 308°C, respectively, in 1980. The Na-K-Ca temperature is closer to the 302°C enthalpy temperature.

Well M-51

Well M-51 was integrated into the power generation system at the end of January 1979, with production rates of 115 and 195 tons/hr for steam and water, respectively, that is, a 37 percent steam mixture. In 1979, its average production rates were 96.3 and 148.5 tons/hr of steam and water, respectively, with a water/steam ratio of 1.54. Throughout that year and part of 1980, the flow of water decreased gradually, reaching 110 tons/hr in July 1980, later increasing to 143.3 tons/hr in December 1980. The steam production rates for the same period decreased to 75 tons/hr, thereby increasing the water/steam ratio to 1.91 (Figure 22). With regard to chemical changes, in March 1979, the well had a Na-K-Ca temperature of 317°C and a chloride concentration of 17,500 ppm (at atmospheric pressure). By June 1980, this concentration had decreased to 15,550 ppm, whereas the Na-K-Ca temperature of 318°C did not vary. In December 1980, the declining chloride concentration reached 14,950 ppm. This gradual decrease in chloride concentration is due to excess water feeding the well.

Well M-84

This well began to send steam to the power plant in February 1980, with production rates of 92 and 87 tons/hr of steam and water, respectively, that is, a 48.6 percent steam mixture, and a 1.06 steam/water ratio (Figure 23). Throughout 1979, the proportion of water decreased and excess steam fed the well, with an average water production rate of 79.2 tons/hr and a water/steam ratio of 0.89. In 1980, the flow of steam continued to dominate, with a production rate of 61.1 tons/hr, while water production declined to 37.9 tons/hr. This caused the enthalpy to increase to almost 485 kCal/kg, equivalent to a temperature of 374°C. With regard to chemical changes, the excess steam present in the well after flashing at atmospheric pressure caused the chloride concentration to be too high, so that at the beginning of production its value was 21,400 ppm, whereas the aquifer chloride concentration was 10,250 ppm, a value which is similar to that of nearby wells. The Na-K-Ca temperature was 340°C, considered to be the true temperature of the aquifer feeding this well. In 1980, the chloride concentration at atmospheric pressure declined slightly to a value of 20,900 ppm, possibly because the flow of steam continued to be higher than the flow of water, causing a slight dilution due to steam condensation. Na-K-Ca and Na/K geothermometer temperature remained almost constant at 340°C, showing that the temperature of the fluid feeding the well did not change appreciably.

Well M-90

This well was integrated into the power production system in late December 1978 with approximate flow rates of 57 and 132 tons per hour of steam and water, respectively, and a 2.32 water/steam ratio. By February 1979, the water production rate had declined to 105 tons/hr, and later increased gradually through 1979. In 1979,

the average production rates of steam and water were 118.5 and 54 tons/hr, respectively. Throughout 1980, the flow of water continued to increase, reaching a value of 130 tons/hr in December, while the steam production rate declined to 45 tons/hr, giving a water/steam ratio of 2.88; the enthalpy was 296 kCal/kg (281°C) (Figure 24). With regard to chemical changes, at the beginning of production the well had a Na-K-Ca temperature of 310°C with a chloride concentration of 13,000 ppm (at atmospheric pressure). This value decreased slightly in 1979, with an average concentration of 12,100 ppm. Due to the small increase in the amount of water feeding the well, the Na-K-Ca temperature declined slightly to 306°C. In 1980, the chloride concentration continued to decrease gradually to 10,308 ppm; the Na-K-Ca temperature also declined to 298°C. The observed changes were due to dilution caused by the increase of water feeding this well.

Well M-91

This well was integrated into the production system towards the end of January 1979 with flow rates of 94 and 173 tons/hr of steam and water, respectively. Its enthalpy then was 350 kCal/kg (320°C). Throughout 1979, both the water and steam flow rates declined slightly, so that by December 1979 they reached 82 and 165 tons/hr of water and steam, respectively, resulting in a 2.01 water/steam ratio. In 1980, these flow rates continued to decline, so that by December they reached 74 and 152.2 tons/hr of steam and water, respectively, with a 2.06 water/steam ratio (Figure 25). With regard to chemical changes, at the beginning of production the Na-K-Ca temperature was 316°C, with a chloride concentration of 19,000 ppm at atmospheric pressure and 10,400 ppm within the aquifer, the latter being characteristic of the deeper wells. During 1979, there were no appreciable chemical changes. The average Na-K-Ca temperature was 317°C, and the Na/K temperature was 318°C, in agreement with the enthalpy temperature of 319°C. In 1980, the temperatures obtained from these two geothermometers did not vary appreciably. The chloride concentration for 1980 was 19,300 ppm, confirming the fact that the chemical properties of the waters feeding this well have not changed.

Well M-103

When this well was under development in February 1979, it showed an aquifer chloride concentration of 10,000 ppm and Na-K-Ca and Na/K temperatures around 330°C. When the well was connected to the power plant there was a small increase in the chloride concentration; during May, June, and July it had a value of 11,250 ppm. This change was due to a small steam loss as the fluid flowed through the separator. The Na-K-Ca and Na/K temperatures did not change appreciably, remaining in the 325-330°C range. In mid-July, 1979, the wellhead pressure was increased to almost 750 psi, causing a chloride concentration decrease to 9200 ppm as a result of the induced flashing. The production of steam and water also increased compared to the values measured in June. In June, the flow rates were 76.4 and 57.8 tons/hr of water and steam, respectively; in July the values were 189.3 and 139.4 tons/hr of water and steam, respectively (Figure 26). From July to August, there was a sharp decline in chloride concentration, down to 7500 ppm, which can be explained by the increase in the water/steam ratio (Figure 26A). The Na-K-Ca and enthalpy temperatures decreased to about 320°C. Later, in March 1980, chloride concentration increased to 8700 ppm, (i.e., under aquifer conditions), due to a decline in the water/steam ratio. The Na/K and Na-K-Ca temperatures showed values ranging from 325°C to 320°C.

Since the start of production, this well has been fed by a brine with an aquifer chloride concentration of 10,000 ppm and a Na-K-Ca temperature of 330°C. The chemical variations observed, especially in chloride concentrations, are due to changes this well has experienced along its production path.

Well M-104

This well was integrated into the generating system at the end of January 1980, with approximately 54 and 33 tons/hr of steam and water, respectively, and a water/steam ratio of 0.61; the well had 62 percent excess steam. The steam flow rate continuously increased, so that by December of 1980 it reached 73.1 tons/hr, with a water flow rate of 39.2 tons/hr. The enthalpy temperature of the well was 374°C, with 65 percent steam in the total mass flow rate (Figure 27). The average Na-K-Ca and Na/K temperatures for 1979 were 333°C and 342°C, almost agreeing with each other, suggesting that in this part of the field boiling was taking place in the formation caused by the heat stored in the reservoir rocks with excess steam getting into the well. It can be assumed that these temperatures are close to the actual aquifer temperature, since these geothermometers are not affected by steam losses, while enthalpy based temperatures depend on the amount of steam present. In this well the enthalpy temperature is too high because of the excess steam present.

Well M-105

Between January and December 1979, steam production of this well declined from 95 to 73.2 tons/hr. The same happened to the water production rates, which decreased from 170 to 113 tons/hr. The average production rates were 78.4 and 124.7 tons/hr of steam and water, respectively. The water/steam ratio was 1.59 and the enthalpy temperature was 331°C. During 1980, the steam production rate decreased gradually. In January, it was 81.1 tons/hr and by December, 64.9 tons/hr. The water production rate went from 109.2 tons/hr in January to 86.1 tons/hr in December. The average steam production rate was 75.6 tons/hr, and that of water was 87.1 tons/hr, with a water/steam ratio of 1.15. Thus, the percentage of steam in the mixture increased from 38.6 percent in 1979 to 46.1 percent in 1980 (Figure 28).

With regard to chemical changes, in 1979, the Na-K-Ca temperature was 324°C, and the Na/K temperature was 327°C, almost corresponding to the

enthalpy temperature. The chloride concentration under atmospheric pressure was around 20,730 ppm, while for the aquifer it was 10,900 ppm. In 1980, the Na-K-Ca and Na/K temperatures were 325 and 327°C, respectively, which did not agree with the high enthalpy temperature value of 349°C since the latter was affected by the excess steam in the well. It is considered that the Na-K-Ca and Na/K temperatures indicate the most probable temperature of the aquifer feeding this well. Also of interest was the increase experienced by the HCO_3 (bicarbonates) concentration, which went from 26 ppm in 1979 to 70 ppm in 1980, indicating that there was excess steam in the well.

Well M-114

This well was integrated into the generating system in January 1979 with production rates of 55.3 tons/hr of steam and 192.5 tons/hr of water, giving a water/steam ratio of 3.48, and a 22.3 percent steam in the mixture. The production of water declined gradually, so that by December 1979 it reached 163.5 tons/hr, while the steam production rate also decreased slightly to 43.3 tons/hr, increasing slightly the percentage of steam in the mixture to 23.8 percent (Figure 29). The Na-K-Ca temperature during 1979 was 256°C, and the Na/K temperature was 273°C, the latter being closer to the enthalpy temperature of 270°C. The concentration of chlorides under atmospheric pressure was 13,689 ppm, a low value due to the fact that the well was primarily water fed. In 1980, the Na-K-Ca and Na/K temperatures increased slightly to 264°C and 280°C respectively, values which agree with the enthalpy temperature of 272°C. These increases are due to the small increase in steam percentage in the mixture caused by the gradual decrease in the amount of water feeding the well.

Well M-130

This well was put into production on December 25, 1978. In January 1979, the production rates were 178.3 and 79.7 tons/hr of water and steam, respectively, giving a water/steam ratio of 2.24. The enthalpy temperature was 302°C. Throughout 1979, the steam flow rates decreased to a value of 161.2 tons/hr. In January 1980, the average steam flow rate was 65.6 tons/hr, and that of water was 135.3 tons/hr, with a decrease in the water/steam ratio 2.06, indicating that the supply of water had declined in relation to 1979 (Figure 30). During 1979, the Na-K-Ca and Na/K temperatures were 301°C and 309°C, respectively, agreeing reasonably well with the enthalpy temperature. The chloride concentration was 16,718 ppm under atmospheric pressure and 9823 ppm in the aquifer. In 1980, the Na-K-Ca and Na/K temperatures agreed with the enthalpy temperatures (see Table 2). The chloride concentrations experienced a slight decrease with respect to 1979, with values of 16,191 ppm under atmospheric pressure and 9591 ppm under aquifer conditions. This is due to the previously mentioned decrease in water/steam ratio and to the increase in steam percentage causing dilution by steam condensation.

Well M-181

This well was connected to the power plant in October 1979, with production rates of 47.4 and 145.6 tons/hr of steam and water, respectively. It had an enthalpy temperature of 279°C. Its steam and water production rates declined progressively, so that, by December 1980, they had attained values of 69.0 and 11.1 tons/hr of water and steam, respectively, with a water/steam ratio of 6.21, and a temperature of 231°C. These changes (Figure 31) indicated that the well was being fed by a cold water front or by excess water. Figure 32 shows gradual decrease in the Na-K-Ca, Na/K and SiO_2 temperatures. The Na-K-Ca temperature of the well near the beginning of its production was 278°C; those calculated temperatures using Fournier's and Truesdell's equations were 301°C and 304°C respectively. These values fell slightly, with the Na-K-Ca temperature declining a little faster reaching a value of 275°C in December 1980. The Na/K temperatures also dropped to 295°C, indicating an inflow of colder water into the well. This decline was more accurately recorded by the SiO_2 geothermometer because these values agree better with the enthalpy temperature. This may be due to the fact that SiO_2 (quartz) equilibrates faster at depth than the Na-K-Ca and Na/K geothermometers, yielding temperatures which reflect more accurately the production equilibrium of the well. In this case, the temperatures of the latter two geothermometers may retain some "memory" about the water supplying the well. On the other hand, the chloride content was affected by the excess of water or the above-mentioned inflow of colder water, gradually decreasing from 16,000 to 14,500 ppm.

CHEMICAL COMPOSITION OF THE WATER DISCHARGED BY THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL WELLS

The chemical composition characteristic of the geothermal water varies during its movement at depth in response to changes in temperature, pressure, and local lithology. The water reacts with the rocks of the geologic formation, and, as it passes from one layer to another, it will either deposit or dissolve minerals. Changes in temperature have their main effect on the relations between some cations found in solution, especially sodium, potassium, and calcium, as well as on the concentration of dissolved silica. Within the same geothermal field, there are also variations from well to well and changes with time in the chemical composition of each well.

At Cerro Prieto, once the wells are connected to the power plant, the chemistry of the produced water is monitored regularly at bimonthly intervals. Tables 1 and 2 show the main chemical components dissolved in the water which has been separated from the wells under atmospheric pressure. The values are the 1979 and 1980 averages, respectively.

The tables also indicate the values of the Na/K and Na-K-Ca indices and the equilibrium temperatures of the water computed from geothermometry. Steam and water production data are also tabulated, as are the enthalpies obtained from phy-

sical measurements. These numbers are mean annual values.

Because the chemical concentrations in water at atmospheric pressure do not represent their actual concentration at depth, the concentrations under aquifer conditions were computed assuming that the Na-K-Ca temperature truly represents the temperature of the water feeding the wells. These concentrations for 1979 and 1980 are given in Tables 3 and 4.

Table 5 shows the aquifer concentrations of chlorides and silica and geothermometry-based temperatures for wells developed during 1979 and 1980. Data on the depth of the slotted intervals are also shown.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The results of the chemical and physical changes that took place at the Cerro Prieto geothermal field during 1979 and 1980 were presented. The information was derived from chemical analysis of water samples taken from geothermal wells. Maps of the distribution of temperatures obtained with the Na-K-Ca and Na/K geothermometers were prepared. Maps of chloride and silica concentrations were also prepared to explain the direction of water flow through the field. In summary, the following were observed:

- At the old Cerro Prieto I production field, wells M-5, M-11, M-19A, and M-25 showed a slight increase in Na-K-Ca temperature in 1980 relative to 1979. This effect was probably caused by heat transfer from the β aquifer and by recharge of hotter water. However, wells M-8, M-27, and M-31 were affected by cold water inflow and other causes.

- Drilling well E-1 to greater depth than the other wells located in this part of the old production field showed that, based on chemistry and temperature data, this well is producing from the productive β aquifer sandstones (1500-1800 m).

- Cold water is recharging the field from the west towards wells M-29, also affecting well M-181.

- In the northern and northwestern portions of the field, low temperatures continued to be observed in wells Q-757, M-7, M-94, and M-114. Temperatures were on the order of 320°C to 260°C due to the possible contributions of cooler aquifers.

- Temperatures increase towards the northeast, with values from 300°C to 340°C. The highest temperatures were measured in the new M-120 and M-129 wells.

- There is an inflow of higher temperature water flowing from the northeast towards the center of the field, indicating a recharge from that direction. This was shown by the distribution of the geothermometry-based temperatures and chloride concentrations.

- To the south of Cerro Prieto I, wells M-50 and M-90 were affected by the probable recharge of cooler waters at depth. In 1980, a decrease in chloride concentration was noted.

- Wells M-43 and M-101, which in 1979 were affected by well completion problems, recovered after being repaired as they began to produce from higher temperature aquifers.

- Wells T-388 and M-169, located to the southeast, drilled to depths greater than 2000 m, showed temperatures of about 320°C. Wells M-93 and T-366, also located in this area, showed temperatures of 310°C to 320°C, indicating that the hot permeable zone gets appreciably deeper.

It is recommended that production from the hotter and deeper β aquifer located under the old production zone be continued, using new wells to replace the old ones drilled to the shallower (α) aquifer. This may enable this shallow aquifer to recover and be recharged; older wells may go back into production later.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Drs. Marcelo Lippmann and Rubén Zelwer for their assistance with the oral presentation of this work. We thank Ing. Alfredo Mañón M., Head of the Superintendencia General de Estudios, for his invitation and support in the preparation of this paper, and Dr. Stephen Vonder Haar of LBL for his help in the preparation of some of the figures, using the computer program ROMEO. We also thank the staff of the Chemistry Laboratory at the Superintendencia General de Estudios of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, CFE, for performing the chemical analyses.

PRODUCTION INDUCED BOILING AND COLD WATER ENTRY IN THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL RESERVOIR INDICATED BY CHEMICAL AND PHYSICAL MEASUREMENTS

M. A. Grant
Applied Mathematics Division, D.S.I.R.
Wellington, New Zealand

A. H. Truesdell
U.S. Geological Survey
Menlo Park, California, U.S.A.

and

A. Mañón M.
Comisión Federal de Electricidad
Mexicali, Baja California, México

ABSTRACT

Chemical and physical data suggest that the relatively shallow western part of the Cerro Prieto reservoir is bounded below by low permeability rocks, and above and at the sides by an interface with cooler water. There is no continuous permeability barrier around or immediately above the reservoir. Permeability within the reservoir is dominantly intergranular. Mixture with cooler water rather than boiling is the dominant cooling process in the natural state, and production causes displacement of hot water by cooler water, not by vapor. Local boiling occurs near most wells in response to pressure decreases, but no general vapor zone has formed.

INTRODUCTION

Before a geothermal reservoir can be modeled, it is necessary to understand the major processes occurring in the natural state and in response to exploitation. We have attempted to use fluid chemistry and physical measurements to indicate the state of the Cerro Prieto reservoir before exploitation and the changes that followed. Our discussion is limited to the relatively shallow (800-1300m) western part of the Cerro Prieto reservoir which was exploited first and for which there are sufficient data to indicate its response to exploitation. Published studies of major high-temperature, hot-water fields under long term exploitation are essentially limited to Wairakei and Broadlands, New Zealand and to Cerro Prieto. Each of these fields initially had surface discharges of boiling springs and fumaroles and contained an extensive zone of upward flowing, two-phase fluid. Although the initial state of these fields was similar they have responded very differently to exploitation.

WAIRAKEI AND BROADLANDS

It is a common observation that high-temperature liquid-dominated fields, although they usually discharge initially at liquid or near liquid enthalpies may, under exploitation, show a substantial rise in enthalpy, associated with boiling in the reservoir as a result of falling pressure (Saltuklaroglu, 1979a). In some cases wells may discharge dry steam. This section reviews this process as observed at the Wairakei and Broadlands fields, New Zealand. The review is used as a basis of comparison for Cerro Prieto, and to emphasize the different physical mechanisms operating there.

Initial state

Many high-temperature systems contained in their undisturbed state extensive two-phase conditions. Outside this zone is usually a region of liquid water near the boiling point, which also boiled under exploitation. The preexisting two-phase fluid can be explained by the following simple model of the natural (steady) state: Consider the field as being supplied by an upflow at depth of liquid at base temperature T_b. As the fluid in the natural flow rises toward the surface, it will reach a depth where pressure is equal to the boiling pressure. Above this depth the rising fluid must be cooled. This can occur by dilution or by boiling. If the reservoir matrix structure or fluid flow structure is such that dilution by external groundwater is unimportant, the rising fluid must be cooled by boiling. Above the depth of first boiling, both steam and water rise toward the surface, and so both are present in the reservoir, in its natural state. The vertical pressure gradient in the reservoir must slightly exceed hydrostatic, so that both phases will rise. Steam saturation may be quite low (not negligible), so that the aquifer fluid differs only a little from water just at its boiling point for local pressure.

This conceptual model describes well the initial state of the Wairakei and Broadlands fields in New Zealand. Figure 1 shows a cross section of Wairakei in its undisturbed state (Grant, 1979a). The natural upflow rises in the west and flows up and across to the north. Base temperature is 265°C in the west. Above the depth

of first boiling (250°C), the reservoir is filled with boiling fluid out to the edges of the field and up to near-surface layers of reduced permeability or ground surface. Figure 2 shows a cross-section of Broadlands in its undisturbed state (Grant, 1980; Donaldson and Grant, 1981). At Broadlands, high and variable gas contents make the boiling temperature at a given depth variable.

In this initial state, the two-phase zone is recognized by boiling temperatures, and discharge enthalpies above liquid. As enthalpies may be only a little above liquid, the observation of boiling temperatures is the most sensitive means of detecting two-phase conditions.

Chemical samples from the undisturbed field also reflect the presence or absence of boiling. Chloride-enthalpy plots for Broadlands (Fig. 3 from Mahon, 1976) require that the rising fluid have undergone considerable boiling. Similarly changes in gas content reflect the relative importance of boiling or dilution as cooling mechanisms for the natural upflow.

Initial response to exploitation

Fluid withdrawal lowers pressures. If water is taken from liquid underlying two-phase fluid (as at Wairakei), this lowers the liquid/two-phase interface and expands the two-phase zone. Withdrawal from within the two-phase zone lowers pressures there, and also lowers liquid saturation. The steam fraction in the two-phase zone increases, the additional steam being supplied by water boiling as the reservoir rock is cooled. This increased steam fraction causes greater steam mobility in the reservoir. This has two effects: the discharge enthalpies of wells in the two-phase zone rise; and drainage effects begin in the reservoir.

Later response to exploitation

With time, drainage effects become more prominent. A vertically-extensive body of two phase fluid in which both phases have high mobility is unstable and cannot persist for long. Steam drains upwards, and water downwards, to form a vapor dominated zone over a liquid dominated one. Both zones are still two-phase, but have small mobilities of water and steam respectively. Fig. 4 shows the evolution of the pressure profile. Actual field data showing the first and last stages for Wairakei is shown by Grant and Horne (1980), and the first two stages for Broadlands by Grant (1980). Figure 5 shows representative enthalpy histories at Wairakei, reflecting these three stages of the reservoir evolution.

The aquifer pressure profile, in this developed state, is very different from hydrostatic. If the steam zone is to be persistent, or even to form, the aquifer must be shielded from lateral contact with a column of cooler water. Otherwise, if this water column is present and in contact, even if it averages to the same pressure as the reservoir, steam will leave the aquifer at the top, to condense into this cooler water, and external water will enter at the aquifer bottom (Fig. 4). To prevent such exchange of fluid, the lateral boundaries of the reservoir must be such as to prevent entry of external cooler water, or the reservoir of such great lateral extent that distance provides sufficient buffer to delay cold water advance. The reservoir, as its pressure declines under exploitation, is cooled by boiling.

CERRO PRIETO

In progressing through the previous conceptual model, it becomes increasingly obvious that the reservoir behavior described bears little resemblance to Cerro Prieto. Excess enthalpy, although present in some wells, has generally been a minor phenomenon at Cerro Prieto. Wells with such an excess have tended to decline in enthalpy, rather than rise. Nothing resembling a steam zone has ever formed. Dilution rather than boiling has always been the dominant cooling mechanism, both in the natural state and under exploitation.

Initial state

Figure 6 is a plot against depth of the best downhole temperatures (Bermejo et al., 1979; and CFE, unpublished data). Temperatures much above the boiling-point-for-depth curve may result from upward fluid flow within the well or instrumental problems; those much below the curve show conditions during heating after drilling or cooler zones at the margins of the reservoir. The maximum temperatures at each depth appear to lie near boiling which indicates that some boiling occurs in the natural state, but does not indicate how much.

Figure 7 is a chloride-enthalpy plot for early production of each well representing close to original conditions. It indicates that dilution is the principal cooling mechanism in the natural flow. The scatter of the points about the dilution line should be compared with values at Broadlands (Fig. 3). If boiling was a major heat loss process at Cerro Prieto, the fluid compositions should extend towards the composition of steam (2670 J/g and 0 mg/kg Cl).

Figure 8 is a thermal cross-section of the reservoir in its undisturbed state. The pattern of the isotherms is similar to that of Mercado (1976). Superimposed is shading indicating the region in which boiling conditions occurred. The isotherms outline the pattern of the upflow, rising and bending over to the west. In the very center of the upflow, two phase conditions occurred. This region of two phase fluid was a much smaller fraction of the reservoir than was the case at Wairakei or Broadlands. Taken together, these results indicate that boiling has played some role in the cooling of the natural flow, but a fairly minor one.

It is also important that, unlike Wairakei and Broadlands, the reservoir, as defined by permeability, extends well beyond the hot rock. The reservoir rock is sandstone, which might be expected to be generally permeable. Lyons and van de Kamp (1979) have shown that extensive volumes of highly permeable sandstone are found not only

in but also above and to the side of the geothermal reservoir. The upwelling hot waters occupy only a part of this structure, the balance of which is filled with cooler or cold water. Temperature logs in the wells indicate that the cold regions are permeable. Typically, in the deeper wells, an extensive thickness of cold rock is drilled with little increase in temperature, until the hot reservoir fluid is approached when temperatures rise rapidly. Were the cold rock impermeable, temperatures would increase linearly (conductively) from the surface. Permeability may be somewhat limited at the top of the reservoir by shale beds, but these beds are not continuous and have not functioned as a caprock, as indicated by the inflow of overlying water into the reservoir discussed below. The only significant continuous impermeable zone is the near-surface clays.

In summary, the reservoir is an extensive volume of permeable rock. In its initial state most of this rock contained cold water, through which was rising a plume of hot water. In the center of this plume was a small region of boiling fluid.

Response to exploitation

Most wells draw on regions of liquid (single-phase). There is flashing in the drainage area immediately adjacent to the well, but no large-scale, reservoir-wide boiling. The changes with exploitation are quite straightforward. Pressure declines propagate outward from the well, into all the permeable regions nearby, hot or cold. This fluid advances toward the well. If there is colder water, it will be heated by heat exchange with the rock as it advances. The flow of hot fluid to the well depletes the reservoir fluid reserve, and the flow of cold fluid depletes the reservoir heat reserve.

Some wells produce from the initial two-phase region. This region (Fig. 8) extends for some distance along the axis of the natural flow, but elsewhere the reservoir contains only liquid water. Withdrawal lowers pressures near the well. This draws fluid toward the well. If this fluid is of lower enthalpy, the two-phase region is effectively flooded by cooler liquid, and the well becomes more normal, producing from liquid. This behavior is discussed below for well M15A.

If rapid flooding by cooler liquid were avoided, that region of the reservoir would attempt to evolve toward a region with a vapor cap. But there is no reservoir structure to contain such a cap against the different external pressure distribution, so that the two-phase zone, under exploitation, becomes unstable against the advance of peripheral water. Thus the general fall in enthalpy observed in Cerro Prieto wells, liquid or two-phase, is a consequence of the extensive presence of cooler waters in close contact with the hot fluids. Wells produce initially from the hot fluids adjacent to the well, but in time draw in more distant waters, usually cooler.

Figure 9 illustrates the cold sweep process, for a well producing from a layer of hot water over-and under-lain by cooler water. The solid contour is the original position of the particles of water produced at a given instant of time. These particles, at the well, have the original temperature of the rock on the dashed line. Both lines expand with time, and include an increasing proportion of cold reservoir.

Production thus cools the reservoir, primarily by cold sweep and dilution. At Wairakei and Broadlands cooling by boiling keeps reservoir temperatures at saturation for falling pressures. At Cerro Prieto, dilution and cold sweep has caused water temperatures to fall well below the boiling point except in near well zones with greatly reduced pressure (discussed below).

It is not clear, a priori, why one reservoir's cooling process should be dominated by boiling and another's by dilution. The presence of a small amount of boiling in the natural state suggests that in some fashion, two-phase fluid cannot exist stably in the Cerro Prieto reservoir. Thus the rising fluid, in the natural flow, does boil. But something prevents such boiling from creating any extensive zone of significant steam content. If any such zone starts to form, it is flooded by diluting water. If there were some instability about two-phase fluid at Cerro Prieto, this would explain the observed dominance of dilution. Any time the flow pattern would permit a large boiling zone, the flow pattern alters to admit more diluting water. The small amount of boiling present reflects a balance between the tendency of all the upflow to boil as it rises, and a strong instability preventing the existence of a large two-phase zone. Such an instability has been conjectured by Grant (1981), in a form which applies only to reservoirs of homogeneous permeability. Fractured reservoirs are protected by their different relative permeabilities from such "collapse" or flooding of the two-phase fluid.

From the point of view of estimating the response of a reservoir to exploitation, the physical processes creating the natural state need not be well known; the reservoir processes are defined by exploitation. But Cerro Prieto has shown that the same process, dilution, dominates under exploitation as in the natural state.

Changes in composition - dilution or cold-sweep

The fluid discharged by wells under production has been observed to be falling in chloride content (Truesdell and Mañón 1977, Truesdell et al. 1978). This was attributed to the entry of cooler water, heated by passage through rock. On this cold-sweep interpretation, a thermal front would arrive, delayed behind the chemical front.

The detailed chemical histories (see examples below) show that the falling chloride contents are usually accompanied by falls in enthalpy and Na-K-Ca temperatures. In addition, some wells are open to more than one aquifer, or to a single aquifer containing a stratified fluid. Such a well can discharge at different times a different mix of fluids from its two aquifers, and so produce an apparent change in reservoir fluid attributed to a single aquifer. Well M20 at Cerro

Prieto has exhibited this sort of behavior (Mercado, 1970).

If a well feeds from two aquifers of different temperature, the initial discharge can be disproportionately from the hotter aquifer. A pressure balance shows that, if a cooler aquifer overlies a hotter one, there will be more drawdown in the well opposite the hotter aquifer (Fig. 10), and at small flow rates the cooler aquifer may not discharge at all. If the hotter aquifer is two-phase (or becomes so under drawdown), it then contains more compressible fluid: each unit drop in pressure expels more fluid than from a liquid aquifer.

These effects mean that a well open to two such aquifers may initially discharge preferentially from the hotter aquifer, especially if the well is on bleed rather than full flow, but with time this aquifer may become exhausted and more fluid is drawn from the cooler aquifer.

In the initial state of the field, the aquifer water was essentially produced by dilution of a deep chloride water apparently with gradational changes in chloride and enthalpy throughout the reservoir (Truesdell et al., 1979; see also Fig. 7). If the changes in a well's discharge are produced by drawing from different aquifers penetrated by the same well, the discharge fluid will follow this dilution line -- as all that is happening is that the well is discharging a different selection of fluid from an unchanging reservoir.

If, on the other hand, cooler waters are entering aquifers originally hot, and being heated as they do so, the well discharge will contain falling chloride, but its enthalpy will fall more slowly. In fact

$$(dCl/dH)_{cold\ sweep} = (\rho C/\phi\rho_w C_w)(dCl/dH)_{dil.}$$

where ρC is the volumetric heat capacity of wet rock (2.5×10^6 J/m^3 °C assumed), ϕ is porosity, $\rho_w C_w$, is the volumetric heat capacity of water, and $(dCl/dH)_{dil.}$ is derived from data in Figure 7.

Figure 11 shows the changes in chloride and enthalpy from 1973 to 1980. Enthalpy values were calculated from Na-K-Ca temperatures assuming that these are the temperatures of liquid feeding the wells and are not influenced by near-well boiling (Truesdell et al., 1979). A few changes show slopes close to dilution lines (M5, M9, M15A, M42 and, recently, M20) but most are strongly influenced by heat transfer from the reservoir rock. The trend toward cooler, lower chloride waters is consistent with a sweep through rock of 15 to 40 percent porosity, a reasonable range for the porosity of the reservoir (Lyons and van de Kamp, 1979).

The correlation of the chemical data identifies the reservoir process, while downhole temperature data is ambiguous.

Origin of the recharge

The chemical data indicates that where changes in well discharge composition have occurred, they have been largely in the direction of cold sweep -- entry of cooler water heated by passage into the contracting hot reservoir. It is interesting that the reverse process is not apparent -- entry of hotter waters, from greater depth. In the vicinity of M9 and possibly M25, the isotherms show a tongue of hot water surrounded by cooler waters (Fig. 8). Recharge in this area must be cooler, as only cooler water is available. Elsewhere temperatures apparently increase steadily with depth. Recharge has apparently drawn on the cooler waters above, in preference to hotter fluid beneath.

If the reservoir is a large sealed box, containing only liquid water, there is no reason for a preference for shallower waters. A region of low pressure would draw in fluid from both above and below, permeabilities being equal. However a bias is introduced into the system if the reservoir is not sealed, but has an "open" top. Elders et al. (1978) suggest that deep permeability was essentially eliminated by mineral deposition. The reservoir permeability also suffered from mineral deposition but solution of cementing minerals has produced secondary permeability (Lyons and van de Kamp, 1979). An open top with drainage could create a free water surface beneath the surface clays. Then the response of the system to deep withdrawal would be a steady fall in this water level, with the shallower waters steadily draining downwards into the hot reservoir, as the hot fluid is removed from beneath.

The analysis of Saltuklaroglu (1979a,b) strongly suggests that this is the case. From observation well data, he identifies the rate of fall of water level as 0.56×10^{-6} meter per ton of cumulative discharge. This parameter is essentially the inverse of the total storage capacity of the reservoir. (Compare with Wairakei, (Sorey and Fradkin, 1979)). If we ignore recharge, and use the specific volume of 300°C water, this is 0.4×10^{-6} meter per m^3 of withdrawal. The overall decrease to 1979 in reservoir pressure appears to be near 17±3 bars for 219×10^6 m^3 of cumulative discharge (Bermejo et al., 1979; Keshav Goyal, unpubl. data). This is 2 to 3 times the rate of pressure drop described to 1977 by Saltuklaroglu.

If the only mechanism present were decompression of single-phase liquid, the reservoir volume $A_T\phi h$ (area x porosity x thickness) can be calculated from the rate of fall of the water table (from Saltuklaroglu) and the liquid compressibility, C_w.

$$A_T\phi C_w h = 2.5 \times 10^6 \text{ m}^2$$

At 300°C, $C_w = 3\times10^{-9}$ Pa^{-1} $= 2\times10^{-5}$ m^{-1}

and $A_T\phi h = 10^{11}$ m^3 $= 100$ km^3

A totally unreasonable reservoir volume considering that the drawdown extends over only a few square kilometers!

If, on the other hand, there is a free surface on the top of the reservoir, removal of a cubic meter of water lowers the water surface by

$1/\phi A_T$ meters so the reservoir area times porosity becomes

$$\phi A_T = 2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 = 2.5 \text{ km}^2 = 0.25 \times 10 \text{ km}^2.$$

The falls in water level are roughly consistent with drainage of the reservoir over an area of 10 km^2, assuming 25 percent porosity. Thus over the time scale of years, the Cerro Prieto reservoir supplies the fluid discharge by a downward and lateral flow of water from the cooler aquifers above and to the side, and with a free surface forming at some level well above the producing aquifers.

The agreement can be made more precise by the use of the pressure drop 1973-1979 shown in Figure 7 of Bermejo et al., 1979 instead of the single representative pressure history of Saltuklaroglu (1979a,b). Integrating over the area in which contours are drawn gives

$$\int \Delta P dA = 10^{12} \text{ Pa m}^2$$

This estimate is doubled to allow for the area in which the contours close (outside the area drawn) and doubled again for the pressure drop outside the outer 100 psi contour

$$\int \Delta P dA = 4 \times 10^{12} \text{ Pa m}^2$$

If S is the storativity of the aquifer the total withdrawal 1973-1979 (about $2 \times 10^8 m^3$) is related to the integrated pressure drop by

$$Q = S \int \Delta P dA$$

This gives $S = 5 \times 10^{-5}$ m Pa^{-1}. If the aquifer is confined, $S = \phi C_w h$ and using the compressibility of 300°C water gives $\phi h = 2 \times 10^4$ m or 20 km. (Rock compressibility has been ignored, as the lack of deep subsidence indicates no major change in matrix volume.) If the aquifer is unconfined, $S = \phi / \rho_w g$, and this gives $\phi = 0.35$, where ϕ is the porosity that drains at the free surface. As the pressure drop extends laterally only a few kilometers, it is unlikely that it extends to a depth of several tens of kilometers. The unconfined aquifer provides a more acceptable interpretation.

The relative contribution of downward and lateral flow of cooler water has been disputed. Truesdell et al. (1978) suggest a large contribution from downward movement of lower chloride water in the south-central part of the field. Well discharges in this area (M26, M27, M8) showed large decreases in chloride from 1973-74 to 1977-78 while well discharges from the margin of the field (M11, M19A, M30, M14 and, after its initial flow, M21A) showed smaller decreases. Sanchez and de la Peña (1979) and Bermejo et al. (1979) indicate dominantly lateral flow to replace produced fluid. The enthalpy decreases shown by Bermejo et al. (1979) are fairly evenly spread over the field and do not show sharp decreases at the edges that should be produced by lateral flow.

Although Wairakei has also undergone drainage and its pressure declined accordingly (Sorey and Fradkin, 1979), the free surface that appeared in the system is at the bottom of the steam zone and cold, near-surface waters are not immediately pulled into the reservoir drainage system. The failure of Cerro Prieto to develop a steam zone means that drawdown has propagated upwards and laterally, inducing downflow from above and outside the reservoir.

Physical and chemical equilibria in flashing flow to a well

As fluid flows towards a discharging well, it encounters steadily falling pressures. If it flashes, the flow is two-phase, water and steam, and all the mass and energy in the flow must be partitioned between the variable amounts of the two phases. Figure 12, from Truesdell (1979) shows this process for a steady flow. As the flow is steady, the temperature of the rock is constant with time, and there is no heat transfer between fluid and reservoir. The fluid arriving from distance has some enthalpy, chloride, and gas content. All of these quantities must be conserved, since in a steady flow there is no source or sink to alter their amounts. The two-phase region near the well acts simply as a transmission system. The exceptions to this generalization are silica and other mineral substances saturated in the fluid.

In a non-steady or transient flow, all these properties may change in the drainage region near the well. Because the reservoir near the well is still falling in pressure and temperature, rock continues to transfer heat to the flowing fluid. This results in an enthalpy rise in the fluid near the well, over that flowing at a distance. The increased enthalpy causes increased boiling and concentration of salts in the liquid phase. (Most gases transfer entirely to the steam with even a small amount of boiling.) The decreased temperature and increased salt concentrations in the fluid cause supersaturation with quartz in the near-well region and precipitation occurs. Although quartz precipitation also occurs in the steady state it is enhanced during non-steady enthalpy transfer from the reservoir rock possibly because, due to relative permeability effects, the large degree of steam saturation reduces liquid flow velocity. As the steady state is approached steam saturation decreases, and the velocity of liquid flow increases until there is insufficient time for quartz precipitation. These effects may produce an increase in total fluid silica contents as a well with transient near-well boiling approaches a steady state.

It is of interest that the enthalpy and chemical histories are more sensitive to some aspects of field structure than is pressure. Pressure tests can outline field permeabilities and some aquifer structure (Schroeder et al. 1978, Rivera et al. 1978), but enthalpy and chemistry more definitely indicates the strong interconnection between the hot and cooler aquifers.

A fall in enthalpy has been interpreted as indicating recharge. Although not relevant to Cerro Prieto, the reverse is also true: if the discharge enthalpy rises beyond that expected of a

homogeneous aquifer, that indicates a confined aquifer.

SOME EXAMPLE WELLS AT CERRO PRIETO

For each well, the data considered and interpreted are the downhole measurements of pressure and temperature, the analyses of the water samples at surface from discharge or purge, and the production history of wellhead pressure, mass flow and enthalpy.

The chemical data used in these interpretations through 1977 are from Mañón et al. (1977) with additional analyses for 1977-1980 by the chemists of CFE. The completion profiles, and subsequent workovers, are given by Domínguez (1978). This gives the intervals of each well that are slotted liner, uncemented blind liner, or perforated casing. Production history, and some downhole measurements, are given by Bermejo et al. (1978). The present study is directed primarily toward the thermodynamic state of the reservoir fluid: liquid water or two-phase. Measurements are interpreted following the methods of Domínguez and Bermejo (1976), Bermejo et al. (1978) and Grant (1979b).

In most measurements after the well has warmed up, there is some flow: perhaps a small purge. If liquid water enters the well, it will flow up the well, producing an isothermal temperature profile and a hydrostatic pressure profile, until the flashpoint is reached in the well. If boiling (two-phase) fluid enters the well, temperature declines continuously above the entry point, and pressure gradient is below hydrostatic.

Even when the well is shut, during warmup or fully warmed up, the fluid in the well is often not static, but flowing between different aquifers to which the well is open, or from the bottom to the top of one aquifer. An isothermal segment of the temperature log implies that liquid water is flowing in the well, and a boiling-point profile (similar in shape to the boiling-point-for-depth curve) implies that there is a small upflow of boiling fluid in the well. The first case identifies liquid water as the reservoir fluid at the depth where fluid enters the well, and the second case identifies the reservoir fluid as two-phase.

Reservoir processes are also revealed by histories of certain chemical and physical variables in discharges from individual Cerro Prieto wells. These histories include temperatures indicated by the Na-K-Ca and silica geothermometers along with the enthalpy temperature (the temperature of liquid water with the measured enthalpy of the well discharge). Other histories show chloride concentrations in flashed brine along with calculated aquifer chloride concentrations. In these histories it is assumed that the Na-K-Ca geothermometer indicates the reservoir temperature away from the near-well boiling zone (Truesdell et al., 1979).

Well M-42

Downhole temperature logs (Fig. 13) show a rather varied character. T-5 and T-6 show an upflow of liquid at 290-295°C. T-14 shows 286°C at bottom hole, with hotter, probably boiling fluid entering the well near 1000 m.

During its first two months of production in 1976, discharge enthalpy was high, equivalent to 330°C water. It then fell to 275°C water, and remained constant during 1977. The Na-K-Ca temperature (Fig. 14) is consistently near 285°C in 1976, falling to 275°C by 1979, or fairly consistent with the downhole temperatures and enthalpies. Aquifer chlorides fell slowly during the same period (fig. 15).

It appears that M42 penetrated boiling fluid near 1000 m, and beneath there liquid water at 275-295°C. The two-phase fluid briefly supported a discharge at high enthalpy, but was soon exhausted or flooded. Later discharge, of stable character, is supplied by 275°C liquid. The brief high-enthalpy discharge is not of great importance in M42's history, but it is significant in showing the existence of some steam in the aquifer in 1976. Reservoir temperatures apparently decrease very rapidly above 1000 m.

After the start of production, well M42 apparently has had no near-well boiling (Fig. 14). Temperatures indicated by chemistry (Na-K-Ca and silica) agree with those indicated by enthalpy measurements assuming an all liquid feed (all indicated temperatures are probably only accurate to ± 5°C). In addition the measured downhole temperature (286°C in 1976) was in agreement with the Na-K-Ca temperature (other temperatures were not available then). The temperatures show a decline of 13°C in 4 years. Similarly the calculated aquifer chloride contents show a decline from 8500 to 8000 mg/Kg in 3 years (Fig. 15). The enthalpy-chloride slope (Fig. 11) suggests porosity exceeding 60 percent which is consistent with the lack of near-well boiling. Only wells M14 and M15A also show similar agreement of indicated temperatures and probable all liquid feed.

Well M-5

Figure 16 shows some downhole temperature logs from 1966 to 1970. The production history 1973-78, as with the other example wells, is given by Bermejo et al. (1978). Figure 17 and 18 shows the history of Na-K-Ca, enthalpy and silica temperatures and aquifer chloride, as determined from samples of water separated at surface from discharge.

The downhole temperatures indicate some nonuniformity in the reservoir fluid reaching the well. T-5 and T-6, measured with the well shut, indicate that the reservoir temperature at 1290 m exceeds 307°C. On purge, T-7 and T-8 show isothermal profiles below 1050 m, indicating an upflow in the well of liquid water, at 295-298°C. A pressure log measured on the same day as T-8 confirms that liquid water flows in the well (Bermejo et al. 1978).

On production since 1973, M5's performance has been very stable. The enthalpy has fallen slightly, from that of 300°C liquid to 290°C

liquid by 1980, and Na-K-Ca temperatures have fallen slightly, from about 300°C in 1970-73 to 285°C in 1980 (Fig. 17). Silica temperatures have risen from 270°C in 1973-74 to 290°C in 1978 but fell again to 275°C in 1980. The aquifer chloride has similarly fallen slightly. The enthalpy-chloride slope (Fig. 1) is very steep suggesting feed from fractures rather than cold sweep through a porous medium.

Apart from the silica temperatures, there is a very consistent picture: M5 produces mainly from single-phase liquid. This liquid was initially at 300°C, but has slowly fallen in temperature and chloride content to 290°C by 1980. There is some flashing due to drawdown near the well, but there is no extensive boiling zone around the well. The approximate agreement of silica, enthalpy, and Na-K-Ca temperatures from 1977-79 would indicate that there was then no flashing even locally near the well, but high enthalpy and low silica in 1974-75 and 1979-80 suggest periods of local boiling.

Well M-9

M9 has had a varied history. It was unsatisfactory as originally drilled, due to low temperatures towards bottomhole, and was perforated in a hotter, shallower zone. Interzonal flow is a strong feature of the downhole logs, with fluid entering or leaving the well at its two feeds, at 800-850 m and near 1250 m.

Downhole temperature logs are shown on Fig. 19. The reservoir temperature profile goes through a distinct maximum at the upper, perforated zone. T-11 records a maximum of 259°C at the upper zone, but this is an isolated measurement, with no indication that this is a stable temperature; reservoir temperature at this zone might have been higher. Below 800 m temperatures fall, to about 200°C near 1000 m, and then begin to rise again.

T-15, purging, shows water at 232°C entering near 1250 m, with hotter fluid being added to the flow between 700 and 750 m. T-13 shows a similar profile, with generally lower temperatures, to produce a total discharge of 230°C water. T-28 in 1977 now shows 230°C water entering the well near 750 m. M9 was cemented to 1248 m in 1976. Measurements in 1979 found a downflow present from about 800 m to 1100 m (Castañeda, 1980).

There is not much production history, as the well is liable to rapid deposition. Discharge enthalpy, as liquid water equivalent, was 253°C in 1973, 275-280°C in 1975 and 245°C in 1977. Chemical temperatures (Fig. 20) have been scattered: Na-K-Ca temperatures up to 290°C in 1970-72, falling to 240°C by 1975, silica temperatures rising slightly from 230°C in 1973 to nearly 240°C in 1975-78. Aquifer chlorides have shown an erratic falling trend.

Both chemical data and enthalpy are confused by the mixed nature of the well discharge: 200-230°C water is extracted from the reservoir below 1250 m, and hotter fluid from 750-850 m. The high Na-K-Ca temperatures, and the occasional high enthalpy indicate that this hotter fluid is of higher enthalpy than 260°C water. The initial boiling temperature at 800 m would have been about 280°C. Had there been some water at 280°C initially present, this would explain the higher inferred temperatures. This hotter fluid has not been a major part of the well's total discharge. With time, enthalpy and Na-K-Ca temperatures have fallen, and T-28 unambiguously shows cooler water entering through the perforations. Thus the fall in apparent temperature is not only caused by an increasing proportion of water from the deeper zone in the discharge but also from cooling of the upper zone.

In summary, M9 penetrated two producing zones. The upper zone has produced most of the fluid discharged. Within this zone there was originally some fluid at about 280°C. At later times cooler water has been discharged. It is unclear to what extent this cooler water may have been originally present in the productive (upper) aquifer.

Well M-15A

As in M5, some stratification of the reservoir fluid is visible. Temperature log T-4, on purge, is a nice boiling-point profile, indicating two-phase fluid at about 309°C at 1250 m (Fig. 21). Temperatures above this point are totally disguised by the boiling upflow in the well. Two years later logs T-8 and P-7 show the well discharging 254°C water. This liquid originates beneath 1130 m. T-9 shows 242°C water entering at 1100 m in 1977.

The enthalpy in 1974 was that of 300°C water, falling rapidly to 275°C by early 1975, and then slowly to 255°C by 1977 and rapidly again to 240°C by 1979 (Fig. 22). Na-K-Ca temperatures fell in agreement with the enthalpy, and silica temperatures were a little lower. As in the later discharges, it must be liquid water only that enters the well, the lower silica temperature probably does not reflect reservoir processes. The enthalpy-chloride slope suggests dilution rather than cold sweep (Fig. 11) like other wells with all liquid feed (M5, M14, M42).

It appears that M15A is open to an aquifer that contained initially a stratified fluid: boiling water at the bottom (bottom of drilled depth, not necessarily aquifer bottom), with cooler waters above. The discharge has been a mixture of these fluids, with the proportion of cooler fluids increasing with time. It is unclear whether this is due to the cooler fluids invading the originally hotter aquifer, or to the effective entry point to the well moving shallower as deeper aquifers lose pressure more rapidly or because of communication between layers through abandoned well M-15, 27 meters away (Mercado and Samaniego, 1978).

Well M-21A

M21A is of interest as it has discharged at an enthalpy far in excess of reservoir liquid. This enthalpy was initially equivalent to 375°C fluid, falling to 310°C water equivalent by 1978.

Na-K-Ca temperatures have fallen slowly, from about 300°C in 1974 to 270°C in 1980, while silica temperatures have risen from an initial 260°C to agreement with the Na-K-Ca in 1978 (Fig. 23). Aquifer chlorides have followed a scattered falling trend. The enthalpy-chloride slope suggests cold sweep through a porous medium with porosity near 30 percent (Fig. 11).

Temperature log T-2 shows a boiling-point profile on purge, indicating two-phase fluid at 316°C present at bottomhole (Fig. 24). T-8 shows boiling fluid at 1100 m. T-12 shows a very odd temperature profile on bleed, with 280°C water entering at 1080 m, and hotter temperatures beneath, in static fluid. It thus appears that within the open interval M21A has penetrated both two-phase fluid of quite high enthalpy, with possibly cooler (280°C) liquid contributing later discharge. The high enthalpy fluid might be from greater depths (to 1500 m) coming through abandoned well M-21, only 21 m away (Mercado and Samaniego, 1978) but there is no evidence from Na-K-Ca of fluid temperatures much above 300°C. Unlike other wells where boiling conditions briefly appeared, such as M15A, this boiling fluid has remained the dominant contribution to M21A's discharge. The comparison of T-8 and T-12 indicates a genuine change in reservoir fluid.

There is rough consistency between downhole temperatures and Na-K-Ca temperatures if it is assumed the discharge fluid derives from the two-phase aquifer without any addition of other fluid. The fall in Na-K-Ca temperatures is consistent with the fall in reservoir temperature that must have occurred with falling pressure. The enthalpy has fallen, indicating a diminishing steam excess in the fluid.

The behavior of this well is an extreme example of the expansion of local boiling into fresh hot rock. When the well head pressure was raised from about 7 bars to 30 bars in late 1978 the boiling ceased and enthalpy, Na-K-Ca and silica temperatures came into agreement. Later boiling started again and temperatures diverged. The low silica temperatures, and their rise to later agreement with other temperatures, are difficult to explain but may be related to the low liquid velocities at very high steam saturation as suggested earlier.

SUMMARY

Chemical and physical measurements indicate that unlike Wairakei, the western Cerro Prieto reservoir is not well sealed against the influx of cooler, lower chloride water. Predominant natural cooling of upflowing hot water is by mixing with cold water (dilution) rather than by boiling and steam loss and this process has accelerated in response to exploitation. Mixing of thermal water with cold water is facilitated by high permeability in the producing aquifer and in adjacent cold water aquifers and by the absence of a continuous low permeability barrier between these aquifers (Lyons and van de Kamp, 1979; Vonder Haar, 1980). Although, in the unexploited state, hot water was entering the production zone from below, this flow apparently has not increased greatly during exploitation because reservoir pressures are maintained by inflow of cold water. Recharge from below is also limited by relatively low permeability resulting from mineral deposition (Elders et al., 1978; Wilt and Goldstein, 1979). Even in the unexploited state, dilution has dominated over boiling as the main cooling mechanism for the Cerro Prieto fluid as shown by convective temperature-depth profiles in cooler water above the reservoir, the original linear enthalpy-chloride relations (fig. 7) and the small amount of boiling-induced depletion of noble gases (Mazor and Truesdell, 1981).

The chemical and enthalpy history of individual well discharges suggests that cooler water is entering the field from the sides and above and forming coalescing cones of lower chloride, lower enthalpy water, each with a chemical and thermal front advancing toward the well intake (Fig. 25). These fronts were originally at the upper boundary of the reservoir (the unit A-B contact of Puente and de la Peña, 1978) where steep temperature gradients were found in downhole measurements. Between 1975 and 1979 the chemical front reached some wells in the center of the older field (M8, M21A, M26, and M25) and may now be just appearing in other wells.

Although general boiling and production of an extensive two-phase zone has not occurred at Cerro Prieto, local near-well boiling is common. This near-well boiling causes enthalpy excesses that decrease or disappear with time and silica deficiencies that decrease but do not disappear. This local boiling results from local pressure decrease and intergranular (rather than fracture) flow to the wells. As long as the boiling zone is expanding, excess enthalpy is produced as heat is transferred from rocks to fluids cooled by boiling. The accelerated boiling causes increased evaporative concentration of dissolved silica and deposition of quartz near the well.

As the expansion of the boiling zone decreases or stops, the rocks come into thermal equilibrium with fluids and production of excess enthalpy diminishes and ceases. The cooled fluids within the now stabilized boiling zone continue to deposit quartz but at a diminished rate and the silica deficiency decreases. Both two-phase fluid flow and quartz deposition impede fluid flow to the wells but these effects are masked by the effects of the general pressure decrease.

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to thank our colleagues at the Lawrence Berkeley Laboratory, the Comision Federal de Electricidad, the Department of Scientific and Industrial Research (New Zealand), and the U.S. Geological Survey for stimulating discussions on the Cerro Prieto reservoir. In particular we would like to thank Marcelo Lippmann, Karsten Pruess and Keshav Goyal of LBL and Manuel Nathenson of the USGS for discussing and reviewing the manuscript and 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.

REFERENCES

Bermejo, F.J., Cortéz, C., and Aragón, A., 1978. Physical and thermodynamic changes observed in the Cerro Prieto geothermal reservoir, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 300-332.

Bermejo, F. J., Navarro, F. X., Castillo, B., Esquer, C.A., and Cortéz, C., 1979. Pressure variation in the Cerro Prieto reservoir during production, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 473-496.

Castañeda, M.O., 1980. Detection of feed zones in well M-9 at Cerro Prieto geothermal field, Preliminary report, Stanford University, July 2, 1980.

Domínguez, B., 1978. Well completion and development at Cerro Prieto, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 265-299.

Domínguez, B., and Bermejo, F.J., 1976. Present methods of opening and starting production in wells at Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Proceedings, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 1619-1633.

Donaldson, J. G., and Grant, M. A., 1981. Heat extraction fom geothermal systems, in Geothermal Systems, Principles and Case Histories, Rybach, L., and Muffler, L. J. P., eds., New York, Wiley-Interscience, p. 145-179.

Elders, W. A., Hoagland, J. R., McDowell, S. D., and Cobo, J. M., 1978. Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 68-79.

Grant, M. A., 1977. Broadlands - a gas dominated geothermal field, Geothermics, v. 6, p. 9-29.

Grant, M. A., 1979a. Fluid state at Wairakei, Proceedings, New Zealand Geothermal Workshop 1979, Auckland University, p. 79-84.

Grant, M. A., 1979b. Interpretation of downhole measurements in geothermal wells, Applied Mathematics Division, DSIR Report 88, Wellington New Zealand, 66 pp.

Grant, M. A., 1980. Changes in fluid distribution at Ohaki, Proceedings, 2nd New Zealand Geothermal Workshop, Auckland University, p. 69-74.

Grant, M. A., 1981. The effect of cold water entry into a liquid-dominated two-phase geothermal reservoir, Water Resources Research v. 17, pp. 1033-1043.

Grant, M. A., and Horne, R. N., 1980. The initial state and response to exploitation of Wairakei Geothermal field, Geothermal Resource Council Transactions, v. 4, p. 333-336.

Lyons, D. J., and van de Kamp, P. C., 1979. Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja, California, Mexico, p. 173-195.

Mahon, W. A. J., 1976. Review of hydrogeochemistry of geothermal systems - Prospecting, development and use, Proceedings, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 775-783.

Mañón, A., Mazor, E., Jiménez, 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.

Mazor, E., and Truesdell, A. H., 1981. Dynamics of a geothermal field traced by noble gases, Proceedings, 3rd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, (this volume).

Mercado, S., 1970. High activity hydrothermal zones detected by Na/K, Cerro Prieto, Mexico, Geothermics, Special Issue 2, v. 2, p. 1367-1376.

Mercado, S., 1976. Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Proceedings, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, p. 487-494.

Mercado, S., and Samaniego, F., 1978. An example of fluid migration between the layers on the Cerro Prieto Geothermal Field, Proceedings, 2nd Invitational Well-Testing Symposium, Lawrence Berkeley Laboratory report LBL-8883, p. 95-105.

Puente, I., and de la Peña, A., 1978. Geology of the Cerro Prieto geothermal field, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 17-40.

Rivera, R. J., Samaniego, V. F., Schroeder, R. C., 1979. Pressure test at the Cerro Prieto geothermal field, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 366-374.

Saltuklaroglu, M., 1979a. Interference effect of producing wells on observation wells in a geothermal field (Cerro Prieto), Proceedings, 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR40, p. 49-59.

Saltuklaroglu, M., 1979b. Use of observation well data in determining optimum well spring and recharge in a geothermal field, Proceedings, 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR40, p. 61-69.

Sánchez, J.J. and de la Peña, A., 1979. Preliminary geohydrologic study of Cerro Prieto I (U-1 and 2), Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p 135-145.

Schroeder, R. C, Goranson, C. B., Benson, S. M., and Lippmann, M. J., 1979. Well interference tests at the Cerro Prieto geothermal field, Baja

California, Mexico, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 357-365.

Sorey, M. L., and Fradkin, L. J., 1979. Validation and comparison of different models of the Wairakei Geothermal Reservoir, Proceedings, 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR40, p. 215-220.

Truesdell, A. H., 1979. Aquifer boiling may be normal in exploited high-temperature geothermal systems, Proceedings, 5th Workshop Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, SGP TR-40, p. 299-303.

Truesdell, A. H., and Mañón A., 1977. Geochemical indications of boiling in the aquifer of the Cerro Prieto geothermal field, Primera Reunión de Intercambio Técnico Sobre Geotermica, San Felipe, B. C., November, 1977 (in press).

Truesdell, A.H., Mañón, A., Jiménez, M. Sánchez, A., and Fausto, J., 1978. Geochemical evidence of drawdown in the Cerro Prieto, Mexico, geothermal field, Proceedings, 1st Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 130-138.

Truesdell, A. H., Thompson, J. M., Coplen, T. B., Nehring, N. L., and Janik, C. J., 1979. The origin of the Cerro Prieto geothermal brine, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 224-240.

Vonder Haar, S., 1980. Geology of the Cerro Prieto geothermal field, L.B.L. Earth Sciences Newsletter, v. 3, p. 1-5.

Wilt, M. J., and Goldstein, N. E., 1979. Resistivity monitoring at Cerro Prieto, Proceedings, 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, p. 419-433.

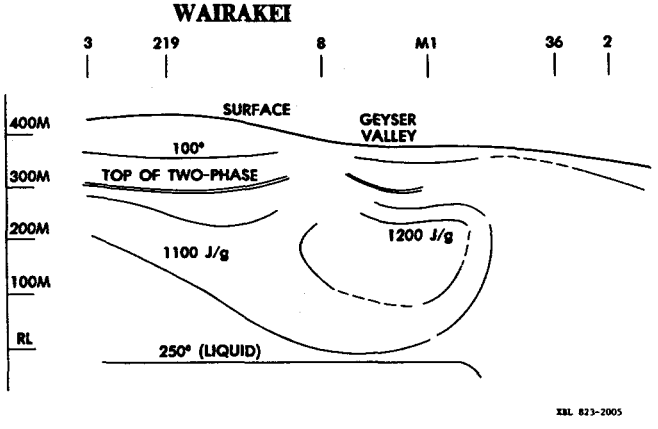


Figure 1. Northwest-southeast section showing initial state of the Wairakei, New Zealand, reservoir with single phase 250°C liquid below two-phase (water-steam) fluid flowing slowly upward to the surface (Grant 1979).

Figura 1. Corte transversal noroeste-sudeste mostrando el estado inicial del yacimiento de Wairakei, Nueva Zelandia, con una sola fase líquida a 250°C, debajo de fluido de dos fases (agua-vapor), que ascendiende lentamente hacia la superficie (Grant, 1979a).

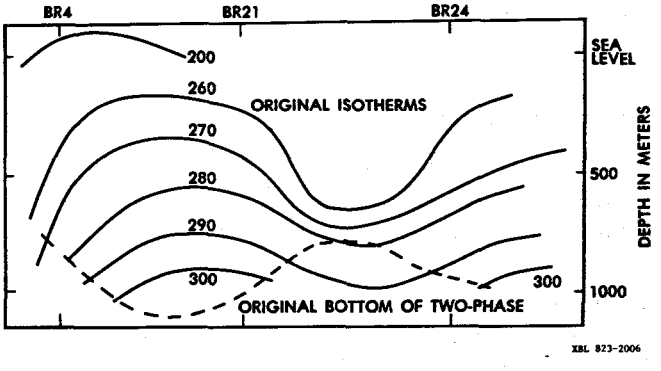
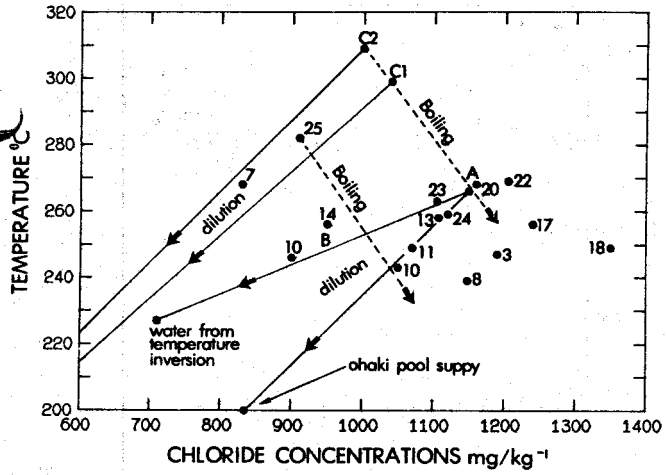


Figure 2. Initial state of the Broadlands, New Zealand, reservoir. The higher gas content and temperature of the fluid caused the two-phase zone to extend to a much greater depth than at Wairakei (Grant, 1977, 1980).

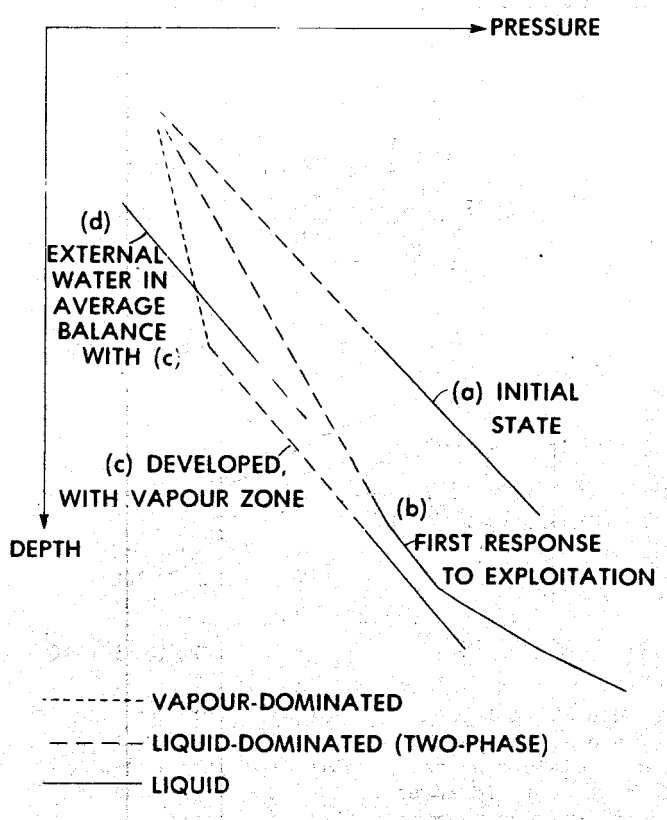
Figura 2. Estado inicial del yacimiento de Broadlands, Nueva Zelandia. El mayor contenido de gas y temperatura del fluido causó que la zona de dos fases se extendiera a profundidades mucho mayores que en Wairakei (Grant, 1977 y 1980).



XBL 823-2007

Figure 3. Boiling and dilution processes in reservoir fluids at Broadlands (Mahon, 1976).

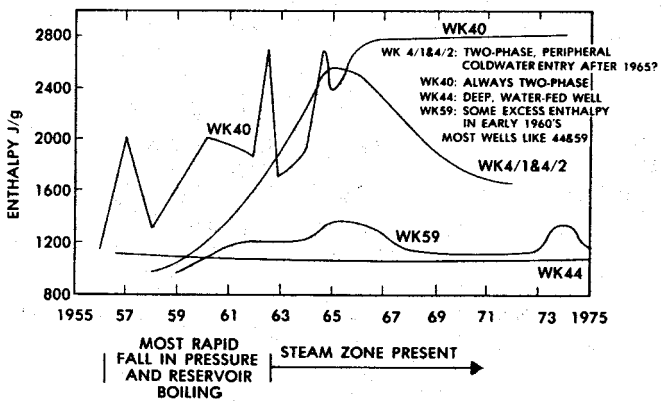
Figura 3. Procesos de ebullición y dilución en los fluidos del yacimiento de Broadlands (Mahon, 1976).



XBL 823-2008

Figure 4. Pressure-evolution with exploitation of a reservoir with an original two-phase zone overlying liquid.

Figura 4. Evolución de la presión con la explotación de un yacimiento que tiene una zona inicial de dos fases encima del líquido.



XBL 823-2009

Figure 5. Enthalpy histories for representative wells at Wairakei showing evolution of a two-phase zone from liquid domination to vapor domination with deep liquid unaffected.

Figura 5. Variación de la entalpía en pozos representativos de Wairakei, mostrando la evolución de una zona de dos fases dominada por líquido, a una zona dominada por vapor, sin afectar al líquido localizado a profundidad.

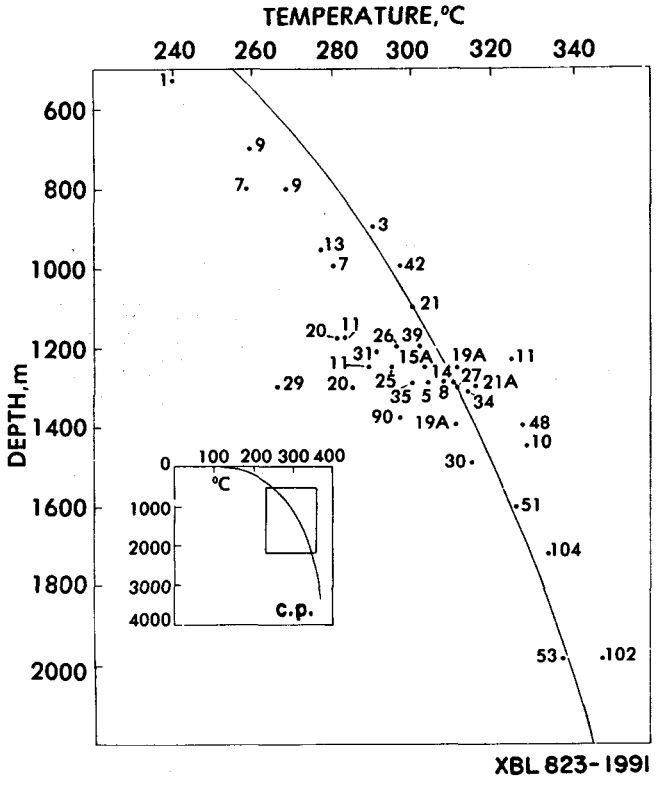


Figure 6. The increase of temperature with depth at Cerro Prieto. Most well temperatures fall close to the boiling-point-to-depth curve. The curve is approximate for Cerro Prieto because dissolved salts (raising temperatures) and gases (lowering temperatures) have been neglected. The inset shows the b.p. curve to the critical point (c.p.).

Figura 6. Aumento de temperatura con profundidad en Cerro Prieto. La mayoría de las temperaturas de pozo están cerca de la curva del punto de ebullición vs. profundidad. Para Cerro Prieto la curva es aproximada ya que no se han tomado en cuenta las sales disueltas (que aumentan la temperatura) ni los gases (que disminuyen la temperatura). La pequeña figura insertada muestra la curva de ebullición hasta el punto crítico (C.P.).

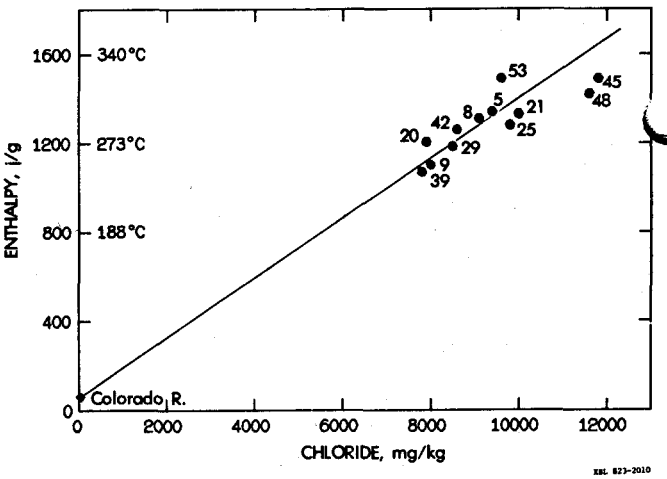


Figure 7. The approximate original chloride-enthalpy relationship of Cerro Prieto reservoir fluids obtained from wells when first produced. Note the mixing (dilution) with cold water (Colorado River).

Figura 7. Relación inicial aproximada de entalpía vs. cloruros en los fluidos del yacimiento de Cerro Prieto obtenidos cuando los pozos comienzan a producir. Nótese la mezcla (dilución) con agua fría (Río Colorado).

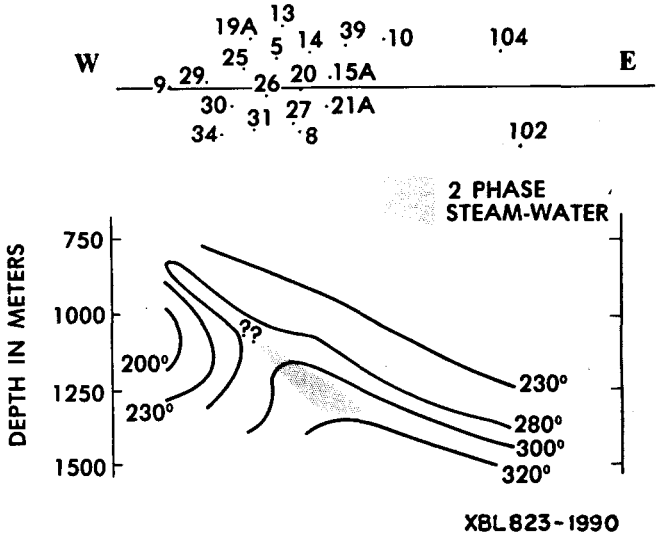
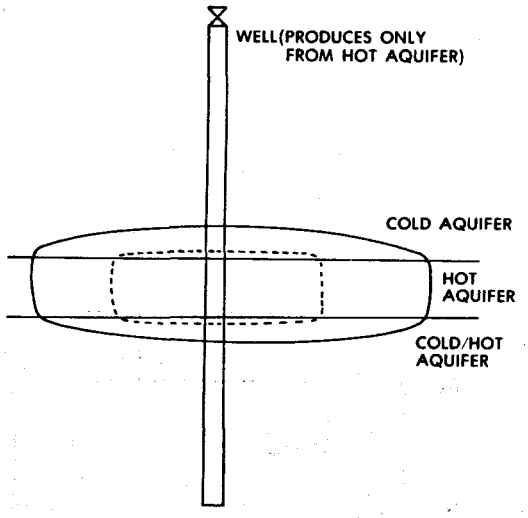


Figure 8. A thermal cross section of the relatively shallow western reservoir of Cerro Prieto in its undisturbed state. Note that the zone of two-phase fluid is surrounded by liquid and is relatively smaller than that of Wairakei or Broadlands.

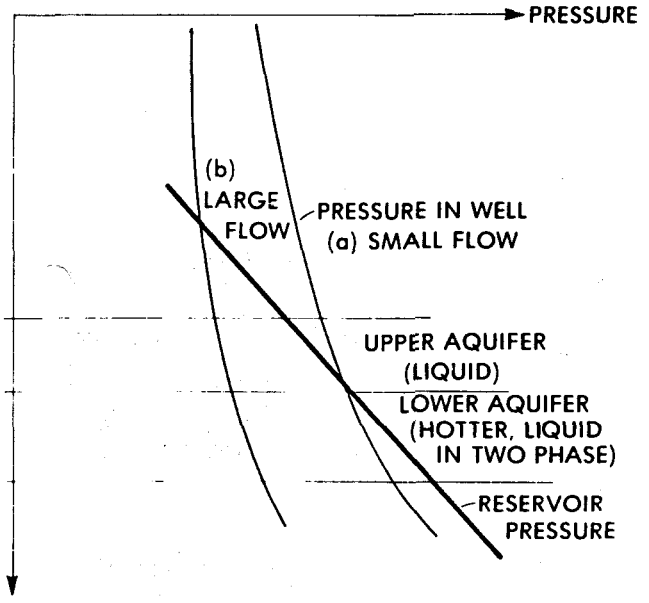
Figura 8. Un corte transversal de temperatura de la parte occidental relativamente somera del yacimiento de Cerro Prieto, en su estado inicial. Nótese que la zona de fluido de dos fases está rodeada por líquido, y que es relativamente más pequeña que la de Wairakei o Broadlands.



XBL 823-2011

Figure 9. A schematic diagram of the cold sweep process.

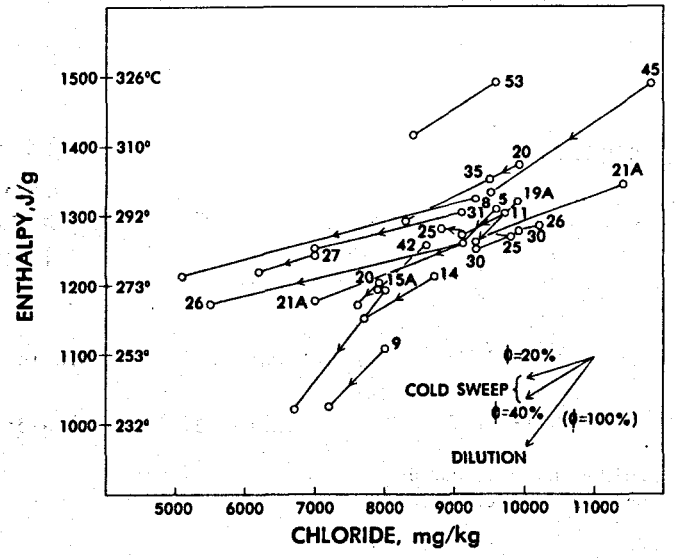
Figura 9. Diagrama esquemático del proceso de barrido frío. (La línea indica la posición inicial del fluido; la línea quebrada, la posición actual.)



XBL 823-2012

Figure 10. A well may produce from two aquifers; the hotter, higher pressure aquifer dominates at low flow rates but the cooler aquifer may contribute substantially at high flow rates.

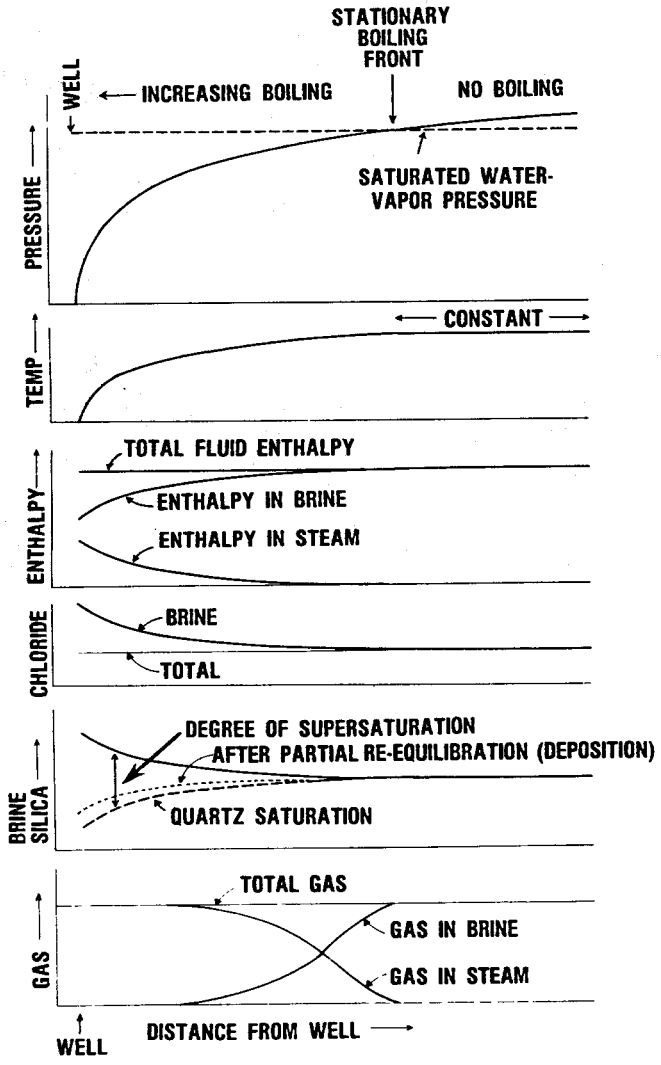
Figura 10. Registros de presión obtenidos bajo diferentes condiciones de flujo. Un pozo puede producir de dos acuíferos; el acuífero de mayor temperatura y presión domina a bajos gastos de producción, sin embargo el acuífero más frío puede contribuir substancialmente cuando los gastos son mayores.



XBL 823-1992

Figure 11. The change in enthalpy and chloride for wells at Cerro Prieto from 1973 to 1980. Some wells have shorter histories; wells with less than two years production have been omitted). The slopes for cold sweep and dilution (based on Fig. 7) are also shown.

Figura 11. Cambios en la entalpía y contenido de cloruros en pozos de Cerro Prieto entre 1973 y 1980. (Algunos pozos tienen historias más cortas; no se incluyen pozos con menos de dos años de datos de producción). Se muestran también las pendientes bajo condiciones de barrido frío y dilución (basadas en la Figura 7).



XBL 823-2013

Figure 12. Fluid properties in a steady state (stationary) boiling zone around a well.

Figura 12. Propiedades del fluido en una zona de ebullición cercana a un pozo bajo estado estacionario.

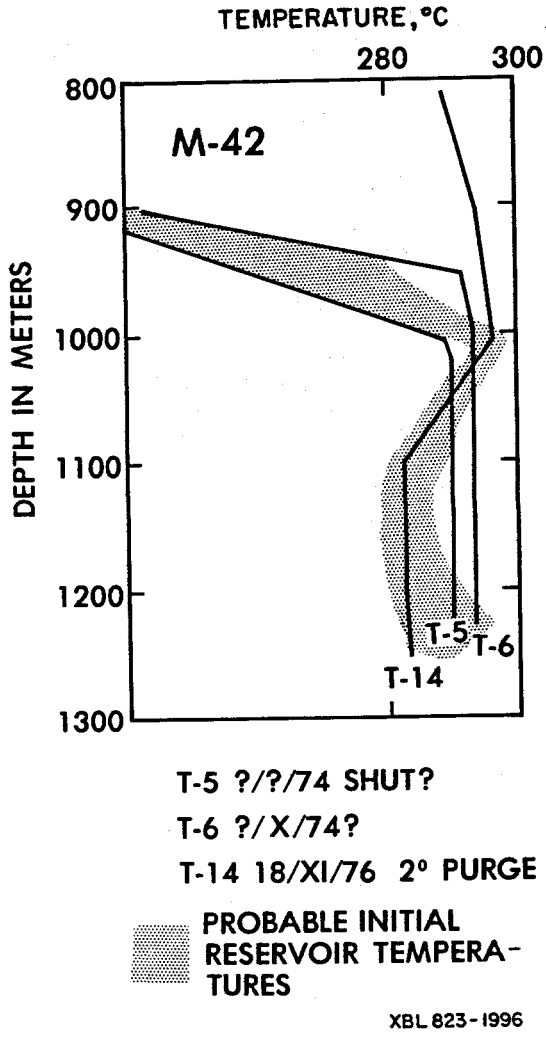


Figure 13. Downhole temperatures in well M-42.

Figura 13. Registros de temperatura del pozo M-42.

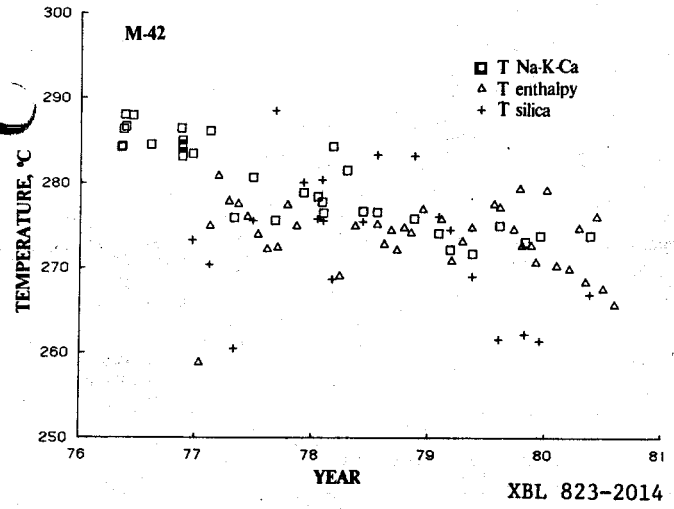


Figure 14. Chemical and enthalpy temperature history of fluids produced from well M-42. The agreement of Na-K-Ca, silica, and enthalpy temperatures indicates an all liquid feed to the well. For calculation methods see Truesdell et al. (1979).

Figura 14. Variación de la temperatura del pozo M-42, determinada a partir de las propiedades químicas y la entalpía de los fluidos producidos. El acuerdo entre las temperaturas basadas en Na-K-Ca, sílice y entalpía indica que el pozo está siendo alimentado sólo por líquido. Los métodos de cálculo utilizados están dados en Truesdell et al. (1979).

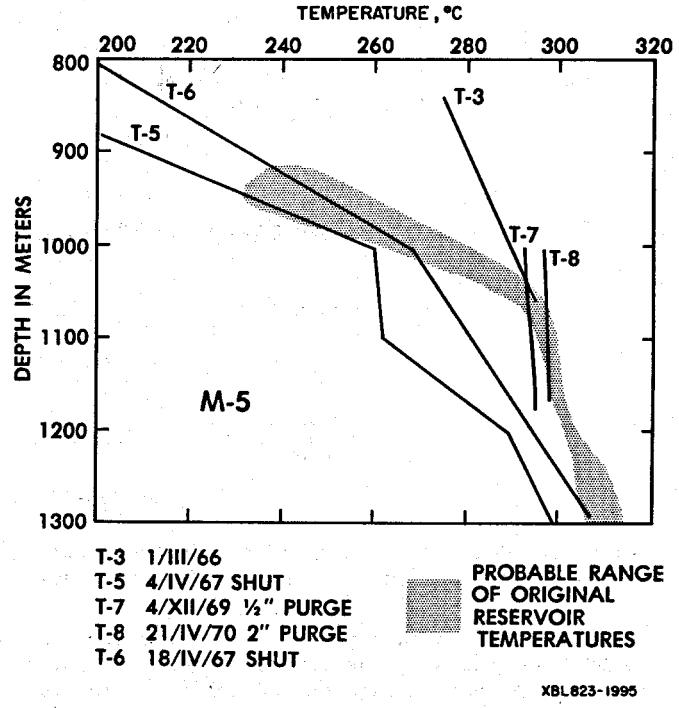


Figure 16. Downhole temperatures in well M-5.

Figura 16. Registros de temperatura del pozo M-5.

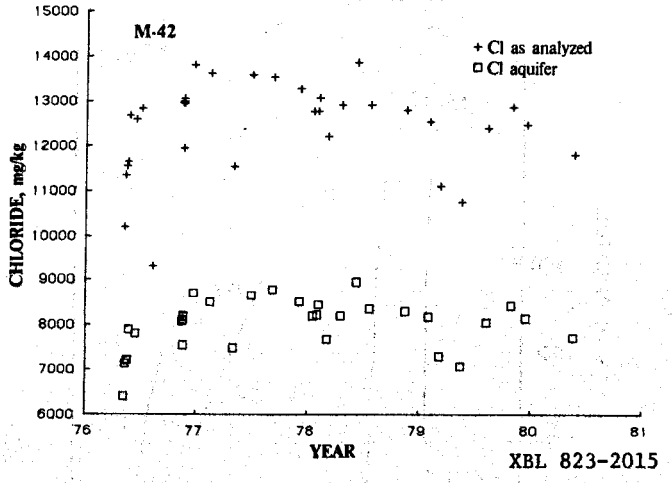


Figure 15. Chloride history of fluids from M-42. Aquifer chloride is calculated assuming that Na-K-Ca temperatures reflect reservoir temperatures (Truesdell et al., 1979). Note the small decline in aquifer chloride.

Figura 15. Variación de la cantidad de cloruros en los fluidos del pozo M-42. El contenido de cloruros en el acuífero está calculado asumiendo que la temperatura Na-K-Ca refleja la temperatura del yacimiento (Truesdell et al., 1979). Nótese la pequeña disminución en el contenido de cloruros del acuífero.

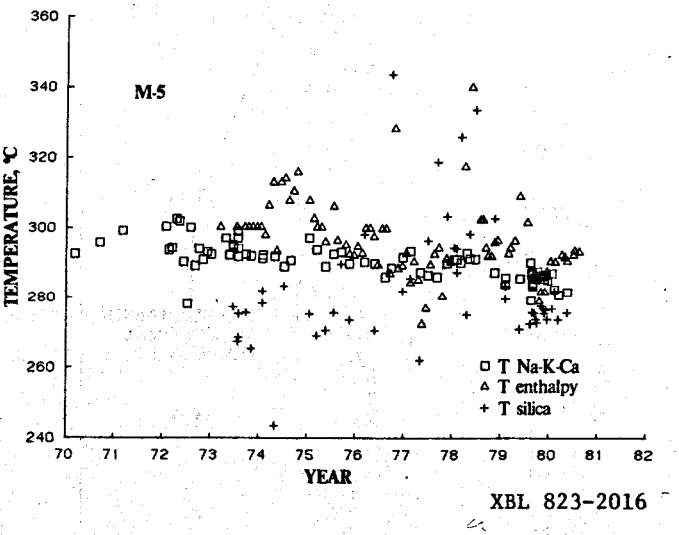
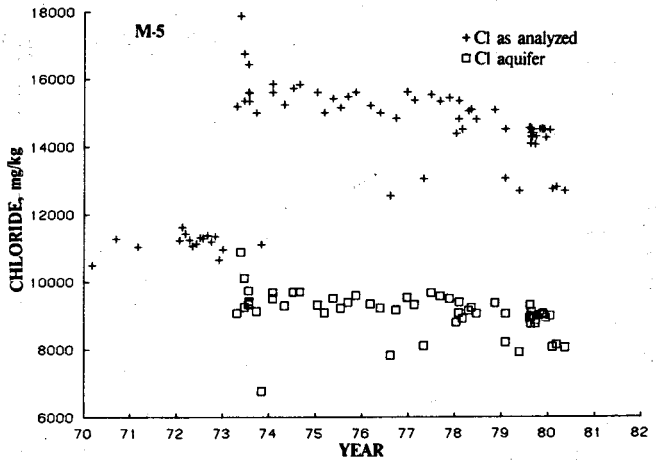


Figure 17. Chemical and enthalpy temperature history of fluids from well M-5. The small excesses in enthalpy temperatures and deficiencies in silica temperatures compared to the Na-K-Ca temperatures suggest limited near-well boiling.

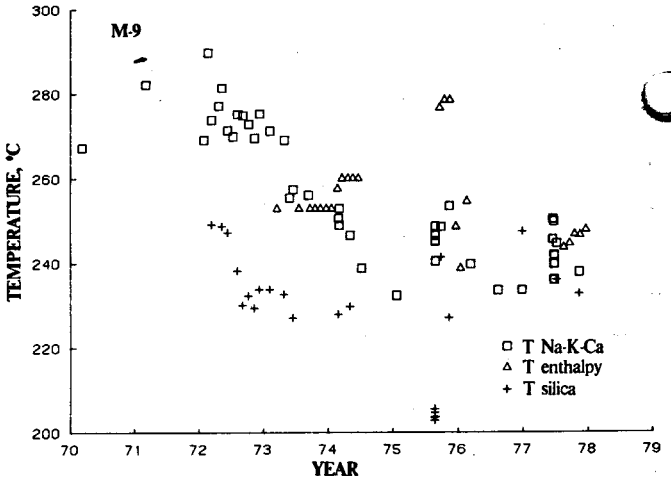
Figura 17. Variación de la temperatura del pozo M-5 determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía de los fluidos. Los pequeños excesos en las temperaturas basadas en la entalpía, y las deficiencias en las temperaturas basadas en la sílice, respecto a las temperaturas Na-K-Ca, sugieren una ebullición limitada a la zona cercana al pozo.



XBL 823-2017

Figure 18. Chloride history of fluids from well M-5. Note the small decline in aquifer chloride.

Figura 18. Variación a través del tiempo del contenido de cloruros en los fluidos producidos por el pozo M-5. Nótese la pequeña reducción de cloruros en el acuífero.



XBL 823-2018

Figure 20. Chemical and enthalpy temperature histories of fluids from well M-9. See text for discussion.

Figura 20. Variación de la temperatura del pozo M-9, determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía de los fluidos. Para mayores detalles véase el texto.

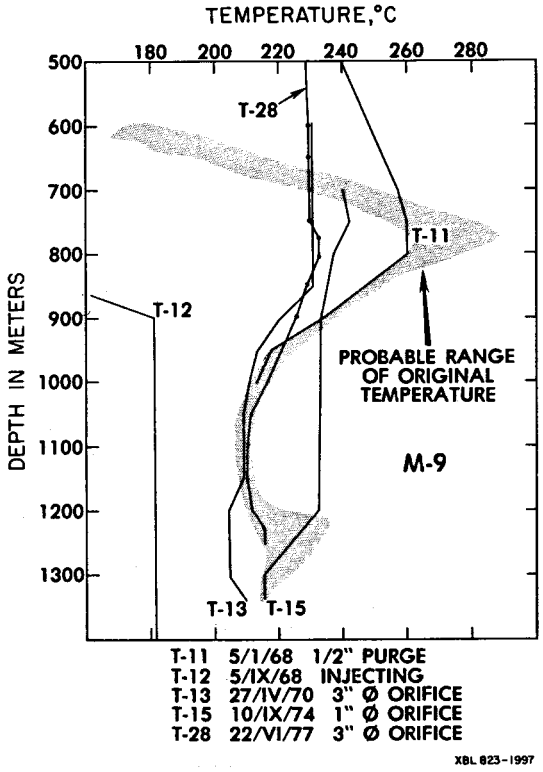


Figure 19. Downhole temperatures in well M-9. Note the inversion below 800 m.

Figura 19. Registros de temperatura del pozo M-9. Nótese la inversión de temperatura debajo de los 800 m.

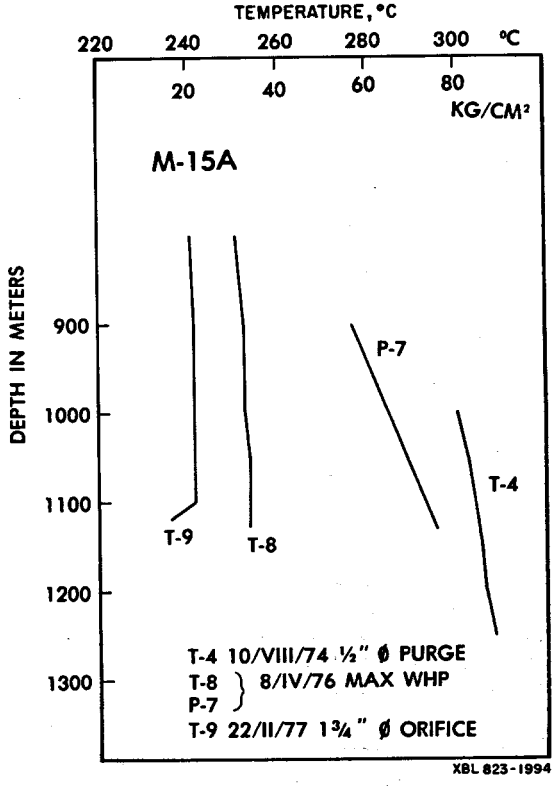


Figure 21. Downhole temperatures in well M-15A.

Figura 21. Registros de temperatura y presión del pozo M-15A.

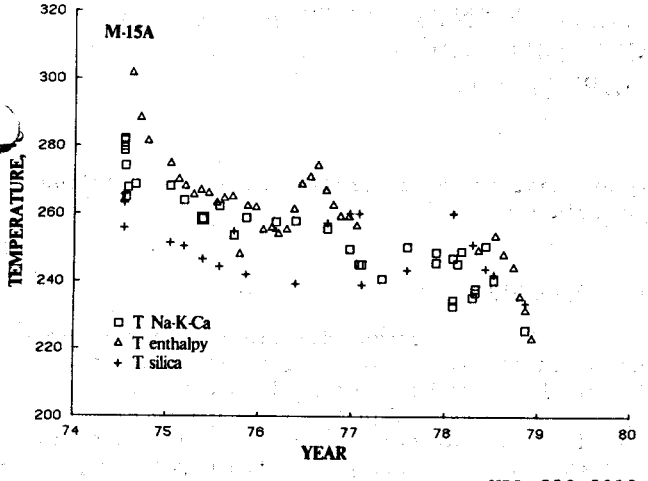


Figure 22. Chemical and enthalpy temperature histories of fluids from well M-15A. The small differences of enthalpy. Na-K-Ca and silica temperatures after 1975 suggest an all liquid feed.

Figura 22. Variación de la temperatura del pozo M-15A, determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía de los fluidos. Las pequeñas diferencias entre las temperaturas basadas en entalpía, sílice y Na-K-Ca después de 1975 sugieren que el pozo está siendo alimentado sólo por líquido.

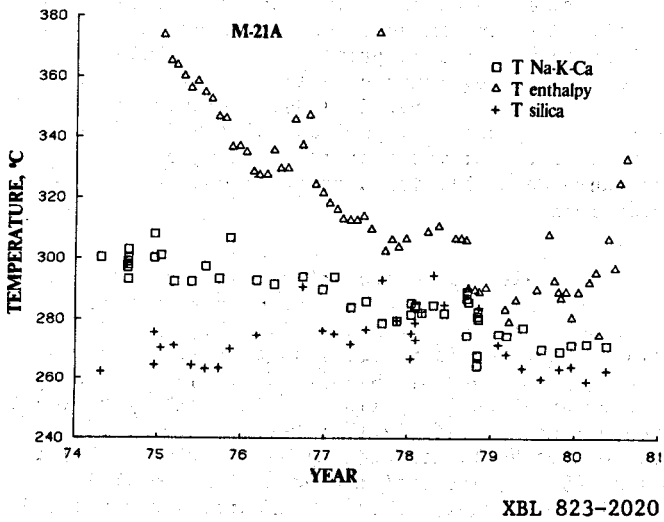


Figure 23. Chemical and enthalpy temperature histories of fluids from well M-21A. The large excesses in enthalpy temperatures and deficiencies in silica temperatures compared to Na-K-Ca temperatures indicate rapidly expanding (non steady state) boiling with massive heat transfer from rock to fluid.

Figura 23. Variación de la temperatura del pozo M-21A, determinada a partir de las propiedades químicas y de la entalpía y las deficiencias en las temperaturas basadas en la sílice, con respecto a las temperaturas Na-K-Ca indican una expansión rápida de la ebullición (estado transitorio) con gran transferencia de calor de la roca al fluido.

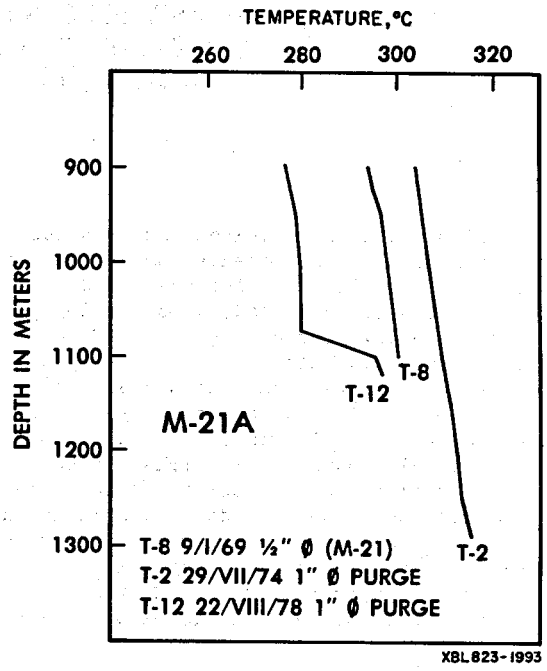


Figure 24. Downhole temperatures in well M-21A.

Figura 24. Registros de temperatura del pozo M-21A.

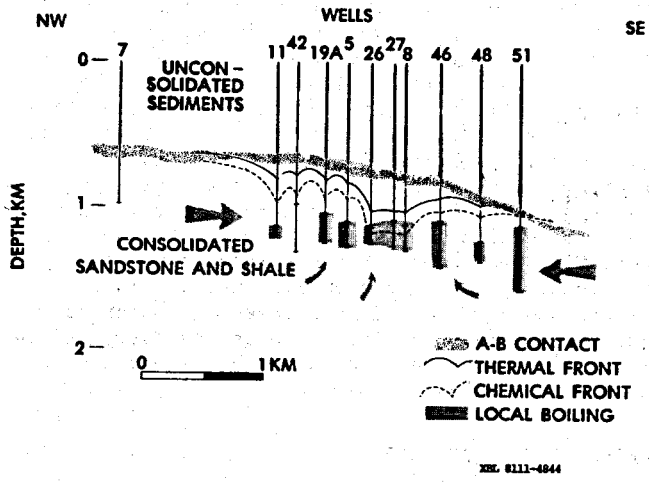


Figure 25. A schematic section across the western Cerro Prieto reservoir showing flows of hot and cold (stippled) water toward the producing wells, the chemical and thermal fronts, and zones of near well boiling.

Figura 25. Sección transversal esquemática de la parte oeste del yacimiento de Cerro Prieto mostrando flujos de agua caliente y fría (áreas punteadas) hacia los pozos productores, los frentes químicos y térmicos, y las zonas de ebullición cercanas a los pozos.

EVIDENCIAS QUIMICAS Y FISICAS DE EBULLICION Y ENTRADA DE AGUA FRIA EN EL YACIMIENTO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO INDUCIDAS POR LA EXPLOTACION

RESUMEN

Datos químicos y físicos sugieren que la parte occidental relativamente somera del yacimiento de Cerro Prieto está limitada por debajo por rocas de baja pereabilidad, y por arriba y los costados por una interfaz con aguas más frías. Alrededor o inmediatamente por encima del yacimiento no existe una barrera continua de permeabilidad. La permeabilidad dentro del yacimiento es predominantemente intergranular. En el estado natural, la mezcla con aguas más frías, y no la ebullición, es el proceso de enfriamiento dominante. La producción ha causado el desplazamiento de aguas calientes por aguas frías y no por vapor. Alrededor de la mayoría de los pozos existe localmente ebullición en respuesta a la disminución de presión. Sin embargo, no se ha formado una zona extensa de vapor.

INTRODUCCION

Antes de que un yacimiento geotérmico pueda ser modelado es necesario entender los procesos más importantes que ocurren en su estado natural y en respuesta a la explotación. Nosotros hemos tratado de utilizar las propiedades químicas de los fluidos y mediciones físicas para determinar el estado del yacimiento de Cerro Prieto antes de su explotación, y los cambios subsiguientes. Nuestra discusión se limita a la parte occidental relativamente somera (800-1300 m) del yacimiento de Cerro Prieto, la que fue explotada primero y sobre la cual existen suficientes datos para determinar los cambios debidos a su explotación. Trabajos publicados anteriormente sobre importantes campos dominados por aguas de alta temperatura que han sido explotados por largos períodos de tiempo se limitan esencialmente a Wairakei y Broadlands en Nuea Zelandia, y a Cerro Prieto. Cada uno de estos campos inicialmente presentaban descargas superficiales, como ser manantiales hirvientes y fumarolas, y tenían una amplia zona de flujo ascendente de fluido de dos fases. A pesar de que en su estado inicial estos campos fueron similares, éstos han respondido de manera muy distinta a la explotación.

WAIRAKEI Y BROADLANDS

Comunmente se ha observado que campos dominados por líquidos de altas temperaturas, a pesar de que en general producen inicialmente a entalpías correspondientes a la fase líquida o cercanas a líquida, bajo explotación pueden mostrar un considerable aumento en entalpía asociado con la ebullición en el yacimiento causada por la caída de presión (Saltuklaroglu, 1979a). En algunos casos los pozos pueden producir vapor seco. En esta sección se examina este proceso tal como se observa en los campos de Wairakei y Broadlands, en Nueva Zelandia. Este análisis se utiliza como base de comparación para Cerro Prieto, y para hacer resaltar los diferentes mecanismos físicos que actuan allí.

Estado inicial

Muchos sistemas de alta temperatura presentan en su estado natural amplias zonas de dos fases. Fuera de esta zona existe generalmente una región de agua líquida cercana al punto de ebullición que hierve cuando se explota el campo. El fluido de dos fases preexistente puede explicarse mediante el siguiente simple modelo del estado natural (estacionario): Supóngase que el campo está siendo alimentado a profundidad por un flujo ascendente de líquido a una temperatura base T_b. A medida que el fluido en el flujo natural asciende éste alcanzará una profundidad en la cual la presión es igual a la presión de ebullición. Arriba de esta profundidad el fluido ascendente tiene que enfriarse por dilución o ebullición. Si la estructura de la matriz del yacimiento o del flujo de fluidos es tal que la dilución por aguas subterráneas externas es de poca importancia, el fluido ascendente deberá ser enfriado por ebullición. Por encima de la profundidad a la que ocurre la primera ebullición, tanto el vapor como el agua ascienden hacia la superficie, y por lo tanto ambos están presentes en el yacimiento en su estado natural. Para que ambas fases puedan ascender, el gradiente vertical de presión en el yacimiento debe exceder levemente el gradiente hidrostático. La saturación de vapor debe ser bastante baja, pero no despreciable, para que el fluido del acuífero difiera solamente un poco del agua justo en su punto de ebullición correspondiente a la presión local.

Este modelo conceptual describe apropiadamente el estado inicial de los campos de Wairakei y Broadlands, en Nueva Zelandia. La Figura 1 muestra una sección transversal de Wairakei en su estado inicial (Grant, 1979a). El flujo natural asciende en el oeste, y fluye hacia arriba y hacia el norte. En el oeste la temperatura base es 265°C. Por encima de la profundidad de la primera ebullición (250°C) el yacimiento está lleno de fluido hirviente hasta los bordes del campo y hasta alcanzar los estratos de baja permeabilidad cercanos a la superficie o la superficie misma. La Figura 2 muestra una sección transversal de Broadlands en su estado inicial (Grant, 1980; Donaldson y Grant, 1981). En Broadlands, debido a que su contenido de gas es alto y variable, la temperatura de ebullición a una determinada profundidad no es constante.

En este estado inicial, la zona de dos fases se reconoce por las temperaturas de ebullición, y por presentar entalpías de descarga más altas que las del líquido. Como las entalpías pueden ser solamente un poco más altas que las del líquido, la observación de temperaturas de ebullición es la forma más sensible de detectar condiciones de dos fases.

El análisis químico de muestras del campo en su estado inicial también refleja la existencia o no de ebullición. Los gráficos cloruros-entalpía de Broadlands (Figura 3 de Mahon, 1976) requieren que el fluido ascendente haya sufrido considerable ebullición. De la misma forma los cambios en el contenido de gas reflejan la relativa importancia que tiene la ebullición o la dilución como mecanismos de enfriamiento del flujo natural ascendente.

Respuesta inicial a la explotación

La extracción de fluidos reduce las presiones. Si se extrae agua del líquido que está debajo del fluido de dos fases (tal como occurre en Wairakei), la superficie de contacto entre el líquido y la zona de dos fases desciende, y dicha zona se expande. Si se extrayeran los fluidos de la zona de dos fases, las presiones allí se reducirían, y se disminuiría también la saturación del líquido. La fracción de vapor en la zona de dos fases aumenta, siendo el vapor adicional suministrado por el agua en ebullición a medida que se enfría la roca del yacimiento. Este aumento en la fracción de vapor incrementa la movilidad del vapor en el yacimiento. Esto produce dos efectos: las entalpías de descarga de los pozos en la zona de dos fases aumentan, y comienzan a aparecer efectos de drenaje en el yacimiento.

Respuesta posterior a la explotación

Con el tiempo los efectos de drenaje se intensifican. Un cuerpo de fluido de dos fase de grandes dimensiones verticales en el cual ambas fases tienen gran movilidad es inestable y no puede persistir por mucho tiempo. El vapor se mueve hacia arriba y el agua hacia abajo, formándose una zona dominada por vapor sobre una dominada por líquido. Ambas zonas siguen siendo de dos fases pero tienen respectivamente pequeñas movilidades para el agua y el vapor. La Figura 4 muestra la evolución del perfil de presión. Datos reales de campo mostrando las etapas iniciales y finales correspondientes a Wairakei, fueron presentados por Grant y Horne (1980). Grant (1980) presenta las primeras dos etapas para Broadlands. La Figura 5 muestra la evolución de la entalpía de ciertos pozos representativos de Wairakei reflejando dichas tres etapas en la evolución del yacimiento.

En esta avanzada etapa el perfil de presión en el acuífero es muy diferente al perfil hidrostático. Para que la zona de vapor persista, o aún para que ésta se forme, el acuífero debe estar aislado de un contacto lateral con una masa de agua más fría. De otro modo, si esta masa de agua existe y está en contacto con el acuífero aunque ésta tenga la misma presión promedio del yacimiento, el vapor desaparecerá de la parte superior del acuífero para condensarse en esta agua más fría, y agua externa entrará a la parte inferior del acuífero (Figura 4). Para evitar este intercambio de fluidos los límites laterales del yacimiento deben ser tales que no permitan la entrada de agua externa más fría, o el yacimiento debe tener tal extensión lateral que la distancia misma proporcione suficiente separación para retrasar el avance de aguas frías. A medida que la presión del yacimiento disminuye debido a la explotación, éste se enfría por ebullición.

CERRO PRIETO

De la anterior descripción del modelo conceptual es evidente que el comportamiento de tal yacimiento se parece muy poco a Cerro Prieto. A pesar de que hay un exceso de entalpía en algunos pozos, este fenómeno sólo es de poca importancia en Cerro Prieto. Dichos pozos han tenido una tendencia a una disminución más que a un aumento en su entalpía. Nunca se ha formado nada parecido a una zona extensa de vapor. El mecanismo de enfriamiento dominante, tanto en el estado natural como durante la explotación, siempre ha sido la dilución más bien que la ebullición.

Estado inicial

La Figura 6 ilustra la profundiad de las más altas temperturas medidas en los pozos (Bermejo et al., 1979, y datos de CFE aún no publicados). Temperaturas mucho más altas que las correspondientes a la curva del punto de ebullición versus profundidad pueden resultar del flujo ascendente de fluidos dentro del pozo, o deberse a problemas del instrumento de medición. Temperaturas muy por debajo de dicha curva representan condiciones durante el calentamiento de los pozos después de su perforación, o zonas más frías en los bordes del yacimiento. Las temperaturas máximas a cada profundidad parecen estar cerca del punto de ebullición, lo cual indica que cierta ebullición ocurre en el estado natural, pero no indican el grado de ebullición.

En la Figura 7 se muestra un gráfico de entalpía versus cloruros durante la producción inicial de cada pozo, representando condiciones cercanas a las iniciales. Esto indica que el principal mecanismo de enfriamiento en el flujo natural es la dilución. La dispersión de los puntos alrededor de la línea de dilución debe compararse con los valores de Broadlands (Figura 3). Si el proceso principal de pérdida de calor en Cerro Prieto fuera la ebullición, la composición de los fluidos debería desplazarse hacia la composición del vapor (2670 J/g y 0 mg/kg Cl).

En la Figura 8 se muestra la distribución de temperaturas a lo largo de una sección transversal del yacimiento en su estado inicial, no perturbado. El patrón de las isotermas es similar al obtenido por Mercado (1976). El sombreado superpuesto señala la región en la que han existido condiciones de ebullición. Las isotermas indican el flujo ascendente, elevándose y curvándose hacia el oeste. En el centro mismo del flujo ascendente existieron condiciones de dos fases. Esta región de fluido de dos fases en el yacimiento representa una fracción mucho menor que en el caso de Wairakei o Broadlands. En conjunto, estos resultados indican que la ebullición, aunque ha jugado cierto papel en el enfriamiento del flujo natural, ha tenido relativamente poca importancia.

Es también importante que a diferencia de Wairakei y Broadlands, el yacimiento definido por su permeabilidad, se extiende mucho más allá

de la roca caliente. La roca del yacimiento es arenisca la que generalmente se considera permeable. Lyons y van de Kamp (1979) han demostrado que grandes volúmenes de arenisca altamente permeable se encentran no solamente dentro sino también por encima y alrededor del yacimiento geotérmico. Las aguas calientes ascendentes ocupan solamente una parte de esta estructura, siendo el resto ocupado por aguas más frías. Los registros de temperatura de los pozos indican que las regiones frías son permeables. Tipicamente, en los pozos más profundos, un gran espesor de roca fría es atravesado sin observarse un gran aumento en la tempertura; sólo cerca del fluido caliente del yacimiento aumentan rapidamente las temperaturas. Si la roca fría fuera impermeable las temperaturas aumentarían linealmente (debido a conducción) desde la superficie. La permeabilidad puede estar algo reducida en la parte superior del yacimiento debido a la presencia de estratos de lutitas. Sin embargo esto estratos no son continuos y no han actuado como capa sello, como lo indica la entrada al yacimiento de agua suprayacente, un punto que se dicute más abajo. La única zona continua e impermeable importante es la de las arcillas cercanas a la superficie.

Resumiendo, el yacimiento es un gran volumen de roca permeable. En su estado inicial la mayor parte de esta roca contenía agua fría a través de la cual se elevaba un penacho de agua caliente. En el centro de este penacho existía una pequeña región de fluido hirviente.

Respuesta a la explotación

La mayoría de los pozos producen de zonas de líquido (de una sola fase). Hay flasheo en la zona de drenaje inmediatamente adyacente al pozo pero no hay una ebullición que se extiende por todo el yacimiento. Los cambios debidos a la explotación son sencillos de explicar. La reducción de la presión se propaga desde el pozo hacia las regiones permeables cercanas, calientes o frías, cuyo fluido avanza hacia el pozo. Si hay agua más fría, ésta se calentará al intercambiar calor con la roca a medida que avanza. El flujo de fluido caliente hacia el pozo reduce las reservas de fluido del yacimiento, y el flujo de fluido frío reduce las reservas de calor del yacimiento.

Algunos pozos producen de la región inicial de dos fases. Esta región (Figura 8) se extiende un poco a lo largo del eje del flujo natural, pero en otras partes del yacimiento contiene sólo agua líquida. La extracción de fluidos reduce la presión cerca del pozo lo cual induce el movimiento de fluidos hacia el mismo. Si este fluido es de menor entalpía, la región de dos fases es eficazmente inundada por líquido más frío, volviéndose el pozo más normal, produciendo de la zona líquida. Este comportamiento se discute más abajo para el pozo M-15A.

Si se pudiera evitar la inundación rápida por el líquido más frío, dicha región del yacimiento podría evolucionar hacia una región con un casquete de vapor. Pero no hay ninguna estructura del yacimiento que pueda confinar tal casquete ante la distribución de presiones externas de manera tal que la zona de dos fases bajo explotación se vuelve inestable frente al avance del agua de la periferia. Por lo tanto, la reducción general de entalpía que se observa en los pozos de Cerro Prieto, extrayendo del yacimiento tanto líquido como líquido y vapor, es consecuencia de la abundancia de aguas más frías en íntimo contacto con los fluidos calientes. Los pozos inicialmente producen de los fluidos cercanos, pero con el tiempo los pozos producen de aguas más alejadas, las que generalmente son más frías.

En la Figura 9 se ilustra el proceso de barrido frío para un pozo que produce de una capa de agua caliente rodeada, arriba y abajo, por agua más fría. La línea llena representa la posición original de las partículas de agua que se producen en un determinado instante. Al llegar al pozo estas partículas tienen la temperatura original de la roca indicada por la línea quebrada. Con el tiempo ambas líneas se expanden e incluyen una proporción creciente del yacimiento frío.

De esta manera la producción enfría el yacimiento, principalmente por barrido frío y dilución. En Wairakei y Broadlands el enfriamiento por ebullición mantiene al yacimiento a temperaturas de saturación correspondientes a las presiones decrecientes. En Cerro Pieto la dilución y el barrido frío han reducido la temperatura del agua muy por debajo del punto de ebullición, excepto en zonas cercanas a los pozos donde las presiones han disminuido enormemente (Esto se discute más abajo).

A priori no está claro porque en un yacimiento el proceso de enfriamiento está dominado por ebullición, y en otro por dilución. La presencia de una pequeña cantidad de ebullición en el estado natural sugiere que de alguna manera el fluido de dos fases no puede existir en forma estable en el yacimiento de Cerro Prieto. O sea que bajo condiciones naturales, el fluido ascendente realmente hierve. Sin embargo algo impide que dicha ebullición produzca una extensa zona con un contenido importante de vapor. Si tal zona empieza a formarse, es inundada por aguas diluentes. Si hubiera alguna inestabilidad respecto a la existencia de dos fases en Cerro Prieto, esto explicaría la observada predominancia de la dilución. Cada vez que el patrón de flujo permitiera una gran zona de ebullición, el patrón de flujo se altera para admitir más aguas diluentes. La pequeña cantidad de ebullición presente, refleja un balance entre la tendencia del flujo ascendente a hervir a medida que se eleva, y una fuerte inestabilidad que impide la existencia de una extensa zona de dos fases. Tal inestabilidad ha sido conjeturada por Grant (1981) de una manera que es aplicable sólo para el caso de yacimientos con permeabilidad homogénea. Yacimientos con fracturas están protegidos de tal "colapso" o inundación del fluido de dos fases debido a sus diferentes permeabilidades relativas.

Para estimar la respuesta de un yacimiento a la explotación, no es necesario conocer perfectamente los procesos físicos que lo originaron. Los procesos en el yacimiento son determinados por la explotación. Sin embargo, Cerro Prieto muestra que el mismo proceso, el de dilución, ha dominado tanto durante la explotación como durante el estado natural.

Cambios en composición - dilución o barrido frío

Se ha observado una disminución en el contenido de cloruros en el fluido descargado por los pozos en producción (Truesdell y Mañón, 1977; Truesdell et al., 1978). Esto ha sido atribuido a la entrada de aguas más frías, calentadas al pasar a través de la roca. Bajo una interpretación de barrido frío, un frente térmico arribaría detrás de un frente químico.

El análisis detallado de los cambios de las propiedades químicas con el tiempo (ver más abajo) indican que la disminución en el contenido de cloruros está generalmente acompañada por reducciones en las entalpías y en las temperaturas Na-K-Ca (temperaturas basadas en el geotermómetro Na-K-Ca). Además, algunos pozos están abiertos a más de un acuífero, o a un solo acuífero que contiene fluido estratificado. En diferentes momentos, tal pozo puede descargar diferentes mezclas de fluidos de sus dos acuíferos, produciendo así un aparente cambio en el fluido del yacimiento, si tal cambio se le atribuye a un solo aquífero. El pozo M-20 de Cerro Prieto ha mostrado este tipo de comportamiento (Mercado, 1970).

Si un pozo está alimentado por dos acuíferos con diferentes temperaturas, la descarga inicial del acuífero más caliente puede ser desproporcionadamente mayor. Un balance de presión muestra que si un acuífero más frío yace encima de uno más caliente, habrá una mayor reducción de presión en el pozo frente al acuífero más caliente (Figura 10). Si los gastos son pequeños es posible que el acuífero más frío no descargue nada. Si el acuífero más caliente es de dos fases (o si se vuelve así al bajar la presión), éste contiene fluido más compresible, tal que por cada unidad de disminución de presión expulsa más fluido que un acuífero líquido.

Debido a estos efectos, un pozo abierto a dos de tales acuíferos puede inicialmente descargar preferentemente de un acuífero más caliente, especialmente si el pozo está produciendo a través de una purga en vez de estar completamente abierto. Sin embargo, con el tiempo este acuífero puede agotarse y más fluido es extraído del acuífero más frío.

En el estado inicial del campo, el agua del acuífero se originó esencialmente por dilución de aguas profundas ricas en cloruros las que aparentemente sufrieron cambios graduales en el contenido de cloruros y en la entalpía a través de todo el yacimiento (Truesdell et al., 1979; véase también la Figura 7). Si los cambios en la descarga de un pozo se deben a la producción de diferentes acuíferos penetrados, el fluido de descarga seguiría la línea de dilución -- ya que lo único que está ocurriendo es que el pozo está descargando proporciones distintas de fluidos de acuíferos de propiedades constantes.

Por otro lado, si aguas más frías entran los acuíferos originalmente calientes, al ser éstas calentadas la descarga del pozo va a presentar una disminución de cloruros, mientras que su entalpía va a disminuir más lentamente que en el caso de dilución. Esto está dado por:

$$(dCl/dH)_{barrido\ frío} = (\rho C/\phi\rho_w C_w)\ (dCl/dH)_{dilución}$$

donde ρC es la capacidad térmica volumétrica de la roca humeda (se supuso 2.5×10^6 J/m^3 °C), ϕ es la porosidad, $\rho_w C_w$ es la capacidad térmica volumétrica del agua, y $(dCl/dH)_{dilución}$ se deriva de los datos de la Figura 7.

La Figura 11 muestra los cambios en cloruros y entalpía de 1973 a 1980. Los valores de entalpía fueron calculados a partir de las temperaturas Na-K-Ca, asumiendo que éstas son las temperaturas del líquido que alimenta los pozos y que no están influenciadas por la ebullición vecina a los pozos (Truesdell et al., 1979). Algunos de estos cambios muestran pendientes cercanas a la línea de dilución (M-5, M-9, M-15A, M-42, y recientemente M-20) pero la mayoría están fuertemente influenciados por la transferencia de calor de la roca del yacimiento. La tendencia hacia aguas más frías, con menor contenido de cloruros, es consistente con un barrido frío a través de una roca con 15 a 40 por ciento de porosidad, un intervalo razonable de valores de porosidad para el yacimiento (Lyons y van de Kamp, 1979).

La correlación de los datos químicos identifica el proceso en el yacimiento, mientras que los datos de temperatura medidos en los pozos son ambiguos.

Origen de la recarga

Los datos químicos indican que donde han ocurrido cambios en la composición de la descarga de los pozos, estos cambios en su mayoría han sido en la dirección de un barrido frío -- entrada de agua más fría, calentada al pasar a través del volumen cada vez menor del yacimiento caliente. Es interesante notar que el proceso opuesto no se ha evidenciado -- la entrada de aguas más calientes proveniente de profundidades mayores. En la cercanía del pozo M-9, y posiblemente del pozo M-25, las isotermas muestran un volumen elongado de agua caliente rodeado por aguas más frías (Figura 8). La recarga en esta zona debe ser fría, dado que solamente hay agua más fría disponible. En otras partes las temperaturas aparentemente aumentan uniformemente con la profundidad. La recarga aparentemente ha atraido preferentemente aguas suprayacentes más frías en vez del fluido infrayacente más caliente.

Si el yacimiento fuera una gran caja sellada conteniendo sólo agua líquida no habría ninguna razón para que existiera una preferencia por las aguas someras. Suponiendo que las permeabilidades fueran iguales, una región de baja presión atraería los fluidos tanto de la región superior como de la inferior. Sin embargo, si el yacimiento no está sellado y tiene la parte superior abierta, se introduce una polarización en el sistema. Elders et al. (1978) sugieren que la permeabilidad a profundidad ha sido esencialmente eliminada por la deposición de minerales. La permeabilidad del yacimiento también fue afectada por la deposición de minerales, pero la disolución de minerales cementantes ha producido una permeabilidad secundaria

(Lyons y van de Kamp, 1979). Una parte superior abierta con infiltración puede crear un nivel freático debajo de las arcillas superficiales. Bajo tales condiciones la respuesta del sistema a la extracción profunda sería una caída continua del nivel de agua, con las aguas más someras drenando continuamente hacia abajo al yacimiento caliente, a medida que el fluido caliente se extrae de la parte inferior.

El análisis de Saltuklaroglu (1979a,b) sugiere que tal es el caso. A partir de datos de pozos de observación él determinó una velocidad de la caída del nivel del agua de 0.56×10^{-6} metros por tonelada de producción acumulativa. Este parámetro esencialmente es el inverso de la capacidad total de almacenamiento del yacimiento. (Compárase con Wairakei; Sorey y Fradkin, 1979).

Si ignoramos la recarga y usamos el volumen específico del agua a 300°C, esto resulta en 0.4×10^{-6} m por m^3 de fluido extraído. La disminución global de la presión del yacimiento hasta 1979 es de unas 17 ± 3 baras para 219×10^6 m^3 de producción acumulativa (Bermejo et al., 1979; K. Goyal, datos no publicados). Esto es aproximadamente 2 a 3 veces mayor que la velocidad de caída de presión dada por Saltuklaroglu para 1977.

Si el único mecanismo presente fuera el de decompresión del líquido (una sola frase), y si se calcula el volumen del yacimiento $A_T\phi h$ (area x porosidad x espesor) a partir de la velocidad de caída del nivel freático (dada por Saltuklaroglu), y usando la compresibilidad del líquido, C_w, se obtiene:

$$A_T \phi C_w h = 2.5 \times 10^6 \ m^2$$

A 300°C,

$$C_w = 3 \times 10^{-9} \ Pa^{-1} = 2 \times 10^{-5} \ m^{-1}$$

y

$$A_T \phi h = 10^{11} \ m^3 = 100 \ km^3$$

¡Un volumen del yacimiento completamente exagerado, considerando que el área afectada por la caída de presión sólo cubre unos pocos kilómetros cuadrados!

Si por otro lado hay un nivel freático en la parte superior del yacimiento la extracción de un metro cúbico de agua deprime el nivel de agua en $1/\phi A_T$ metros, por lo tanto el producto entre el área del yacimiento y su porosidad está dado por,

$$\phi A_T = 2.5 \times 10^6 \ m^2 =$$

$$2.5 \ km^2 = 0.25 \times 10 \ km^2.$$

Las caídas del nivel freático son aproximadamente consistentes con el drenaje del yacimiento sobre un área de 10 km^2, asumiendo una porosidad del 25 por ciento. Por lo tanto, en una escala de tiempo del orden de años, el yacimiento de Cerro Prieto aporta el fluido extraído mediante un flujo descendente y lateral de agua proveniente de los acuíferos más fríos situados arriba y alrededor del yacimiento, y que presentan un nivel freático muy por encima de los acuíferos productores.

El acuerdo se puede hacer más exacto usando la caída de presión entre 1973 y 1979 dada por Bermejo (1979) en su Figura 7, en vez de la sola variación representativa de Saltuklaroglu (1979a,b). Integrando sobre el área en la cual se han dibujado los contornos se obtiene:

$$\int \Delta P dA = 10^{12} \ Pa \ m^2$$

Esta estimación se multiplica por dos con el fin de incluir el área donde los contornos se cierran (fuera del área dibujada) y se duplica nuevamente considerando la caída de presión fuera de la isobara exterior de 100 psi,

$$\int \Delta P dA = 4 \times 10^{12} \ Pa \ m^2$$

Si S es la capacidad de almacenamiento del acuífero, la extracción total entre 1973 y 1979 (alrededor de 2×10^8 m^3) está relacionada con la integral de la caída de presión de la siguiente forma:

$$Q = S \int \Delta P dA$$

De esta forma $S = 5 \times 10^{-5}$ m Pa^{-1}. Si el acuífero está confinado, $S = \phi C_w h$, y si se usa la compresibilidad del agua a 300 °C se obtiene $\phi h = 2 \times 10^4$ m ó 20 km (se ha despreciado la compresibilidad de la roca ya que la ausencia de subsidencia a profundidad indica que no hay mayores cambios en el volumen de la matriz del acuífero). Si el acuífero fuera libre (no confinado), $S = \phi/\rho_w g$, y se obtiene $\phi = 0.35$, donde d es la porosidad que drena al caer el nivel freático. Dado que la caída de presión se extiende lateralmente sólo unos pocos kilometros, es improbable que se extienda a profundidades de varias decenas de kilómetros. El concepto de acuífero libre da una interpretación más aceptable.

La relativa contribución del flujo descendente y lateral de aguas más frías ha sido disputada. Truesdell et al. (1978) sugieren una gran aportación de flujo descendente de aguas con bajo contenido de cloruros en la parte centro-sur del campo. La descarga de los pozos de esta área (M-26, M-27, M-8) mostró una gran disminución en el contenido de cloruros de 1973-74 a 1977-78, mientras que la descarga de los pozos de la margen del campo (M-11, M-19A, M-30, M-14, y después de su flujo inicial, el M-21A) presentó una disminución de cloruros mucho menor. Sánchez y de la Peña (1979) y Bermejo et al. (1979) indican un flujo predominantemente lateral reemplazando el fluido producido. Las disminuciones de entalpía dadas por Bermejo et al. (1979) presentan una distribución relativemente uniforme sobre el campo y no muestran disminuciones abruptas en las márgenes del mismo, las que deberían resultar del flujo lateral.

Aunque Wairakei también ha sufrido drenaje, y la presión ha disminuido correspondientemen-

te (Sorey y Fradkin, 1979), la superficie freática que apareció en el sistema se encuentra en la base de la zona de vapor, y las aguas frías cercanas a la superficie no son inmediatamente atraídas al sistema de drenaje del yacimiento. El hecho de que no se ha desarrollado una zona de vapor en Cerro Prieto significa que la reducción de presión se propagó hacia arriba y lateralmente, induciendo el flujo descendente desde arriba y fuera del yacimiento.

Equilibrio físico y químico en el flujo con flasheo hacia un pozo

A medida que el fluido fluye hacia un pozo en producción, éste encuentra presiones cada vez menores. Si el fluido flashea, el flujo es de dos fases, líquido y vapor, y toda la masa y la energía del flujo se reparte entre las cantidades variables de las dos fases. La Figura 12, tomada de Truesdell (1979), muestra este proceso para un flujo estacionario. Dado que el flujo es constante, la temperatura de la roca no varía con el tiempo, y no hay transferencia de calor entre el fluido y la roca del yacimiento. El fluido que llega de cierta distancia tiene una determinada entalpía y contenido de gas y cloruros. Todas estas cantidades deben ser conservadas dado que en un flujo estacionario no hay una fuente o un sumidero que las altere. La región de dos fases cercana al pozo actúa simplemente como un sistema de transmisión. Las excepciones a esta generalización son la sílice y demás substancias minerales saturadas en el fluido.

En un flujo transitorio todas estas propiedades pueden cambiar en la región de drenaje cercana al pozo. Debido a que la presión y temperatura del yacimiento cerca del pozo están aún disminuyendo, la roca continúa transfiriendo calor al fluido en movimiento. Esto resulta en un aumento de entalpía en el fluido cercano al pozo con respecto al fluido que está fluyendo a cierta distancia del pozo. Este aumento de entalpía produce un aumento en la ebullición y en la concentración de sales en la fase líquida. (La mayoría de los gases son transferidos completamente al vapor aún con una pequeña cantidad de ebullición). La disminución de temperatura y el aumento en la concentración de sales en el fluido produce la supersaturación y precipitación de cuarzo en la región cercana al pozo. Aunque la precipitación de cuarzo también ocurre en el estado estacionario, ésta se intensifica durante la transferencia transitoria de entalpía de la roca del yacimiento debido posiblemente a efectos de permeabilidad relativa. El alto grado de saturación de vapor reduce la velocidad de flujo del líquido. A medida que se alcanza el estado estacionario disminuye la saturación de vapor y la velocidad de flujo del líquido aumenta hasta que no hay suficiente tiempo para que la precipitación de cuarzo ocurra. Estos efectos podrían producir un aumento en el contenido total de sílice en el fluido a medida que un pozo, con ebullición transitoria en su vecindad, se aproxima al estado estacionario.

Es interesante notar que la entalpía y las variaciones químicas son más sensibles a ciertas características estructurales del campo que a la presión. Pruebas de pozo pueden establecer las permeabilidades del campo y ciertas estructuras de los acuíferos (Schroeder et al., 1978; Rivera et al., 1978), pero la entalpía y las características químicas indican más claramente la gran interconección que existe entre los acuíferos calientes y fríos.

La disminución en entalpía ha sido interpretada como un indicio de recarga. A pesar de que no es pertinente a Cerro Prieto, lo opuesto también es cierto: si la entalpía de la descarga aumenta más allá de lo que se espera para un acuífero homogéneo, ésto indica la presencia de un acuífero confinado.

ALGUNOS EJEMPLOS DE POZOS EN CERRO PRIETO

Para cada pozo, los siguientes datos fueron considerados y analizados: registros de presión y temperatura, análisis de muestras de aguas obtenidas de la descarga o de purga, y evolución de las presiones de cabezal, gastos de masa y entalpías.

Los datos químicos utilizados en estas interpretaciones hasta 1977 son de Mañón et al. (1977), con análisis adicionales para 1977-1980 realizados por los químicos de CFE. Los perfiles tubulares y subsiguientes reparaciones están dados por Domínguez (1978), indicando para cada pozo los intervalos con liner ranurado, liners ciegos sin cementar, o tubería perforada. Las historias de producción y algunas mediciones realizadas en los pozos están dadas por Bermejo et al. (1978). El presente estudio está dirigido principalmente al estado termodinámico del fluido del yacimiento: agua líquida o de dos fases. Las mediciones son interpretadas siguiendo los métodos de Domínguez y Bermejo (1976), Bermejo et al. (1978), y Grant (1979b).

En la mayoría de las mediciones realizadas, una vez que el pozo ha sido calentado hay cierta cantidad de flujo: quizás a través de una pequeña purga. Si agua líquida entra al pozo, ésta va a ascender por el pozo produciendo un perfil isotérmico de temperatura y un perfil hidrostático de presión, hasta que se alcanza el punto de flasheo en el pozo. Si entra al pozo fluido en ebullición (dos fases), la temperatura disminuye continuamente arriba del punto de entrada, y el gradiente de presión es menor que el hidrostático.

Aún cuando el pozo está cerrado, durante el calentamiento o una vez que está caliente, el fluido en el pozo frecuentemente no está estático sino que fluye entre los diferentes acuíferos a los cuales el pozo está abierto, o desde la parte inferior a la superior de un acuífero. Una sección isotermal en un registro de temperatua indica que agua líquida está fluyendo dentro del pozo. Un perfil correspondiente al punto de ebullición (de forma similar a la curva del punto de ebullición vs. profundidad) implica que dentro del pozo hay un pequeño flujo ascendente de fluido en ebullición. El primer caso identifica al fluido del yacimiento que entra al pozo a profundidad como agua líquida. El segundo caso identifica al fluido del yacimiento como de dos fases.

Los procesos en el yacimiento también se manifiestan en las variaciones con el tiempo de ciertas variables químicas y físicas de la descarga de pozos individuales de Cerro Prieto. Estas historias incluyen las temperaturas indicadas por los geotermómetros de sílice y Na-K-Ca, junto con las temperaturas basadas en las entalpías (correspondientes a la temperatura del agua líquida con la misma entalpía que la medida en la descarga del pozo). Otras historias muestran concentraciones de cloruros en salmueras flasheadas, junto con los contenidos de cloruros calculadas para el acuífero. En estas historias se supone que el geotermómetro Na-K-Ca indica la temperatura del yacimiento fuera de la zona de ebullición cercana al pozo (Truesdell et al., 1979).

Pozo M-42

Los registros de temperatura de este pozo (Figura 13) presentan características algo variables. Los registros T-5 y T-6 muestran un flujo ascendente de líquido a 290°-295°C. El registro T-14 presenta una temperatura al fondo del pozo de 286°C, con fluido más caliente probablemente en ebullición, entrando al pozo alrededor de los 1000 m.

En 1976, durante sus primeros dos meses de producción, la entalpía de descarga fue elevada, equivalente a agua a 330°C. Luego disminuyó a una entalpía correspondiente a agua a 275°C, y permaneció constante durante 1977. La temperatura Na-K-Ca (Figura 14) permaneció en 1976 persistentemente cerca de 285°C; para 1979 disminuyó a 275°C, o sea que fue bastante coherente con las temperaturas de fondo de pozo y con las entalpías. Los cloruros del acuífero diminuyeron lentamente durante este mismo período (Figura 15).

Al parecer el pozo M-42 encontró fluido en ebullición cerca de los 1000 m, y más abajo, agua líquida a 275-295°C. El fluido de dos fases mantuvo brevemente una descarga con entalpía elevada, pero ésta fue pronto agotada o inundada. Producción posterior, con características estables, fue alimentada por líquido a 275°C. La breve descarga de alta entalpía no es de gran importancia en la historia del pozo M-42, pero es significativa dado que muestra la existencia en 1976 de cierto vapor en el acuífero. Las temperaturas del yacimiento aparentemente disminuyen muy rapidamente arriba de los 1000 m.

Después de comenzar a producir, el pozo M-42 aparentemente no ha presentado ebullición cerca del pozo (Figura 14). Las temperaturas indicadas por las características químicas (Na-K-Ca y sílice) corresponden con las indicadas por las mediciones de entalpía, asumiendo que solo líquido alimenta al pozo (todas las temperaturas indicadas probablemente tienen una precisión de ± 5°C). Además, la temperatura de fondo de pozo (286°C en 1976) estuvo de acuerdo con la temperatura Na-K-Ca (En ese entonces no se disponía de otras temperaturas). Las temperaturas muestran un descenso de 13 °C en 4 años. Del mismo modo, los contenidos de cloruros calculados para el acuífero muestran una disminución de 8500 a 8000 mg/kg en 3 años (Figura 15). La pendiente de la entalpía vs. cloruros (Figura 11) sugiere una porosidad de más de 60 por ciento, lo cual está de acuerdo con la ausencia de ebullición cerca del pozo. Unicamente los pozos M-14 y M-15A también muestran una correspondencia similar entre las temperaturas idicadas y una probable alimentación enteramente líquida.

Pozo M-5

La Figura 16 muestra algunos registros de temperaturas medidos en este pozo entre 1966 y 1970. La historia de producción entre 1973 y 1978, como en el caso de los otros pozos, está dada por Bermejo et al. (1978). Las Figuras 17 y 18 muestran las variaciones en las temperaturas basadas en Na-K-Ca, entalpía y sílice, y en el contenido de cloruros del acuífero, determinadas de muestras de agua separada obtenidas en la superficie.

Las temperaturas de fondo de pozo indican cierta no uniformidad en el fluido del yacimiento que llega al pozo. Los registros T-5 y T-6, medidos con el pozo cerrado, indican que la temperatura del yacimiento a 1290 m excede los 307°C. Los registros T-7 y T-8, obtenidos mientras el pozo producía a través de una purga, muestran perfiles isotermales debajo de los 1050 m, inidicando un flujo ascendente de agua líquida a 295-298°C en el pozo. Un registro de presión medido el mismo día que el T-8 confirma que agua líquida fluye por el pozo (Bermejo et al., 1978).

Bajo producción desde 1973, el redimiento del pozo M-5 ha sido muy estable. La entalpía ha disminuido levemente, desde una correspondiente a líquido a 300°C, a una correspondiente a líquido a 290°C, para 1980. Las temperaturas Na-K-Ca también han disminuido levemente, desde cerca de 300°C en 1970-73, a 285°C en 1980 (Figura 17). Las temperaturas basadas en la sílice han aumentado de 270°C en 1973-74, a 290°C en 1978, para disminuir nuevamente a 275°C en 1980. Del mismo modo, el contenido de cloruros en el acuífero ha disminuido levemente. La pendiente de la entalpía vs. cloruros (Figura 11) es muy empinada sugiriendo alimentación por fracturas más que por barrido frío a través de un medio poroso.

Aparte de las temperaturas basadas en la sílice, existe una interpretación muy coherente: El pozo M-5 es alimentado principalmente por líquido de una sola fase. Este líqudo estaba inicialmente a 300°C, pero su temperatura (y su contenido de cloruros) ha disminuido lentamente a 290°C, en 1980. Hay cierto flasheo debido a la reducción de presión cerca del pozo, pero no hay una extensa zona de ebullición alrededor del mismo. El acuerdo aproximado entre las temperaturas basadas en sílice, entalpía y Na-K-Ca en 1977-79 indicaría que no hubo flasheo ni siquiera localmente alrededor del pozo. Sin embargo, las entalpías elevadas y los bajos contenidos de sílice en 1974-75 y 1979-80 sugieren períodos de ebullición local.

Pozo M-9

El pozo M-9 ha tenido una historia variada. El pozo no fue satisfactorio tal como originalmente se lo construyó debido a la baja temperatura cerca del fondo, por lo que fue perforado en

una zona más somera, de mayor temperatura. El flujo entre zonas es una característica importante de los registros obtenidos, con fluido entrando o saliendo del pozo en las dos zonas productoras localizadas a 800-850 m y cerca de los 1250 m.

En la Figura 19 se muestran los registos de temperatura de este pozo. El perfil de temperatura en el yacimiento pasa por un marcado máximo en la zona perforada superior. El registro T-11 presenta un máximo de 259°C en la zona superior, pero ésta es una medición aislada y no hay indicación de que sea una temperatura estable. La temperatura del yacimiento en esta zona podría haber sido mucho más alta. Por debajo de los 800 m las temperaturas disminuyen a aproximadamente 200°C cerca de los 1000 m, y luego empiezan a aumentar nuevamente.

El registro T-15, tomado mientras el pozo producía a través de una purga, indica agua a 232°C entrando cerca de los 1250 m, con la adición de fluido más caliente entre los 700 y 750 m. El registro T-13 muestra un perfil similar con temperaturas generalmente más bajas, resultando en una descarga total de agua a 230°C. En 1977, el registro T-28 muestra agua a 230°C entrando al pozo cerca de los 750 m. El pozo M-9 fue taponado con cemento a 1248 m en 1976. Mediciones tomadas en 1979 indican un flujo descendente entre alrededor de los 800 a 1100 m (Castañeda, 1980).

No hay demasiados datos sobre la evolución de este pozo ya que tiende a incrustarse rapidamente. La temperatura basada en la entalpía de la descarga, dada como correspondiente a agua líquida, fue de 253°C en 1973, 275-280°C en 1975, y 245°C en 1977. Las temperaturas basadas en las propiedades químicas (Figura 20) han sido dispares. Las temperaturas Na-K-Ca alcanzaron hasta 290°C en 1970-72, cayendo a 240°C por 1975; las temperaturas basadas en la sílice aumentaron levemente, de 230°C en 1973, a cerca de 240°C en 1975-78. El contenido de cloruros del acuífero ha mostrado una tendencia a disminuir en forma errática.

Tanto los datos químicos como de entalpía resultan confusos debido a la naturaleza mixta de la descarga del pozo. Agua a 200-300°C es extraída del yacimiento por debajo de los 1250 m, y fluido más caliente de 750-850 m. Las elevadas temperaturas Na-K-Ca y la ocasional entalpía elevada indican que este último fluido tiene una entalpía mayor que agua a 260°C. La temperatura inicial de ebullición a 800 m debería haber sido alrededor de 280°C. La presencia inicial de cierta cantidad de agua a 280°C podría explicar las temperaturas inferidas más elevadas. Este fluido más caliente no ha sido parte importante de la descarga total del pozo. Con el tiempo las temperaturas basadas en la entalpía y en el geotermómetro Na-K-Ca han disminuido. El registro T-28 muestra, sin ninguna duda, agua más fría entrando a través de las perforaciones del pozo. Por lo tanto la disminución en la temperatura aparente no es simplemente debido a un aumento en la descarga de la proporción de agua proveniente de la zona más profunda, sino también por enfriamiento de la zona superior.

Resumiendo, el pozo M-9 penetró dos zonas productoras. La zona superior ha producido la mayoría del fluido descargado. Dentro de esta zona originalmente había cierta cantidad de fluido a 280°C; posteriormente agua más fría fue descargada. No está claro hasta que punto esta agua más fría podría haber estado presente originalmente en el yacimiento productor superior.

Pozo M-15A

Tal como en el caso del pozo M-5, se nota una cierta estratificación en el fluido del yacimiento. El registro de temperatura T-4, tomado mientras el pozo fluía a través de una purga, corresponde a un buen perfil de punto de ebullición, indicando fluido de dos fases alrededor de 309°C a 1250 m (Figura 21). Las temperaturas arriba de este punto están totalmente ocultadas por el fluido en ebullición que asciende por el pozo. Dos años después, los registros T-8 y P-7 muestran el pozo descargando agua a 254°C. Este líquido se origina debajo de los 1130 m. El registro T-9 muestra agua a 242°C entrando a 1100 m, en 1977.

En 1974, la entalpía correspondió a la de agua a 300°C, cayendo rapidamente a 255°C para comienzos de 1975, disminuyendo luego lentamente a 255°C para 1977, para luego volver a caer rapidamente a 240°C para 1979 (Figura 22). Las temperaturas Na-K-Ca disminuyeron en acuerdo con las de la entalpía, siendo las temperaturas basadas en la sílice un poco más bajas. Como en las descargas posteriores, solamente agua líquida debe entrar al pozo. La temperatura más baja dada por la sílice probablemente no indica los procesos que ocurren en el yacimiento. La pendiente de la entalpía vs. cloruros sugiere dilución más que barrido frío (Figura 11), tal como ocurre en otros pozos alimentados únicamente por líquido (M-5, M-14, M-42).

Al parecer el pozo M-15A estuvo abierto a un acuífero que inicialmente contenía un fluido estratificado: agua en ebullición en el fondo (el fondo del pozo no es necesariamente el fondo del acuífero), con aguas más frías por encima. La descarga ha sido una mezcla de estos fluidos, aumentando con el tiempo la proporción de fluidos más fríos. No está claro si esto se debe a que fluidos más fríos invaden el acuífero originalmente más caliente, o que el punto efectivo de entrada de fluidos al pozo asciende a medida que los acuíferos más profundos pierden presión más rapidamente, o por comunicación entre estratos a través del pozo abandonado M-15, localizado a 27 m del M-15A (Mercado y Samaniego, 1978).

Pozo M-21A

El pozo M-21A es de interés porque produjo a una entalpía en exceso a la de un yacimiento líquido. Esta entalpía era inicialmente equivalente a un fluido a 375°C, disminuyendo para 1978 al equivalente a agua a 310°C. Las temperaturas Na-K-Ca han disminuído lentamente, de cerca de 300°C en 1974, a 270°C en 1980, mientras que las temperaturas basadas en la sílice han aumentado de un valor inicial de 260°C hasta concordar con la temperatura Na-K-Ca, en 1978 (Figura 23). Los cloruros del acuífero han tendido a disminuir en forma dispersa. La pendiente de la entalpía vs. cloruros sugiere un barrido frío a través de un medio

poroso, con porosidad cerca del 30 por ciento (Figura 11).

El registro de temperatura T-2 muestra un perfil del punto de ebullición durante la descarga a través de una purga, indicando la presencia de fluido de dos fases a 316°C en el fondo del pozo (Figura 24). El registro T-8 muestra fluido en ebullición a 100 m. El registro T-12 muestra un perfil de temperatura muy raro durante producción a través de una purga, con agua a 280°C entrando a 1080 m, y temperaturas más calientes por debajo, con fluido estático. Por lo tanto parece que dentro del intervalo abierto, el pozo M-21A ha penetrado tanto fluido de dos fases de bastante elevada entalpía, como posiblemente líquido más frío (280°C) que posteriormente contribuyó a la descarga. El fluido de gran entalpía podría venir de profundidades mayores (hasta 1500 m) a través del pozo abandonado M-21, a sólo 21 m de distancia (Mercado y Samaniego, 1978). Sin embargo el geotermómetro Na-K-Ca no indica fluidos con temperaturas mucho mayores de 300°C. A diferencia de otros pozos donde las condiciones de ebullición aparecieron brevemente, como en el pozo M-15A, el fluido en ebullición ha continuado contribuyendo dominantemente a la descarga del pozo M-21A. La comparación entre los registros T-8 y T-12 indica un cambio real en el fluido del yacimiento.

Las temperaturas de fondo y las temperaturas Na-K-Ca están aproximadamente de acuerdo si se asume que el fluido producido proviene solamente del acuífero de dos fases, sin ninguna adición de otro fluido. La disminución de las temperaturas Na-K-Ca es coherente con la disminución de la temperatura del yacimiento que debió haber ocurrido con la disminución de la presión. La entalpía ha disminuido indicando una reducción en el exceso de vapor en el fluido.

El comportamiento de este pozo es un ejemplo extremo de la expansión de la ebullición local dentro de la roca caliente. Cuando la presión de la cabeza en éste pozo se incrementó a fines de 1978, de alrededor de 7 a 30 baras, cesó la ebullición y las temperaturas basadas en entalpía, Na-K-Ca y sílice coincidieron. Posteriormente comenzó nuevamente la ebullición, y las temperaturas divergieron. Las bajas temperaturas basadas en la sílice, y su posterior aumento hasta coincidir con las otras temperaturas son difíciles de explicar, pero podrían estar relacionadas con las bajas velocidades del líquido que ocurren cuando la saturación es muy alta de vapor, como se sugirió anterteriormente.

RECAPITULACION

Mediciones químicas y físicas indican que, a diferencia de Wairakei, la parte oeste del yacimiento de Cerro Prieto no está completamente cerrada a la entrada de aguas más frías de bajo contenido de cloruros. El enfriamiento natural predominante de las aguas calientes ascendentes es por mezcla con aguas frías (dilución) más que por ebullición y perdida de vapor. La dilución se ha acelerado en respuesta a la explotación. La mezcla de aguas termales con aguas frías ha sido facilitada por la alta permeabilidad del acuífero productor y de los acuíferos adyacentes de agua fría, y por la falta de una barrera continua de baja permeabilidad entre estos acuíferos (Lyons y van de Kamp, 1979; Vonder Haar, 1980). Aunque antes de comenzar la explotación agua caliente estuvo entrando a la zona de producción desde abajo, aparentemente este flujo no ha aumentado mayormente durante la explotación debido a que las presiones del yacimiento se han mantenido debido a la entrada de agua fría. La recarga desde abajo también está limitada por las permeabilidades relativamente bajas que resultan de la precipitación de minerales (Elders et al, 1978; Wilt y Goldstein, 1979). Aún antes de comenzar la explotación, el proceso de dilución ha dominado sobre el de ebullición como principal mecanismo de enfriamiento del fluido de Cerro Prieto, como lo indican los perfiles de temperatura de tipo convectivo de las aguas más frías situadas encima del yacimiento, las relaciones lineales originales entre la entalpía y los cloruros (Figura 7), y la pequeña reducción en la cantidad de gases nobles producida por la ebullición (Mazor y Truesdell, 1981).

La evolución de las características químicas y de la entalpía de las descargas de pozos individuales sugiere que agua más fría está entrando al campo desde arriba y los costados, formando conos coalescentes de aguas con bajo contenido en cloruros y baja entalpía, cada uno con un frente químico y térmico que avanza hacia la zona de alimentación de los pozos (Figura 25). Estos frentes originalmente se encontraban en el límite superior del yacimiento (el contacto entre las Unidades A y B de Puente y de la Peña, 1978) donde los registros midieron gradientes de temperatura empinados. Entre 1975 y 1979 el frente químico alcanzó algunos pozos en el centro del campo más antiguo (M-8, M-21A, M-25 y M-26) y podría estar por aparecer ahora en otros pozos.

Aunque en Cerro Prieto no ha ocurrido una ebullición general creando una extensa zona de dos fases, es común la ebullición local alrededor de los pozos. Esta ebullición cerca de los pozos produce excesos de entalpía que disminuyen o desaparecen con el tiempo, y deficiencias en sílice que disminuyen pero que no desaparecen. Esta ebullición local resulta de la disminución local de la presión, y del flujo intergranular (más que por fracturas) hacia los pozos. Mientras se expande la zona de ebullición se produce un exceso de entalpía al transferirse calor de las rocas a los fluidos que han sido enfriados por la ebullición. La ebullición acelerada produce un aumento, por evaporación, en la concentración de sílice disuelta y en la deposición de cuarzo cerca del pozo.

A medida que la expansión de la zona de ebullición disminuye o para, las rocas alcanzan un equilibrio térmico con los fluidos y la producción de un exceso de entalpía disminuye y cesa. Dentro de la zona de ebullición ahora estabilizada, los fluidos enfriados continúan depositando cuarzo pero a una taza menor, reduciéndose la deficiencia en sílice. Tanto el flujo de fluido de dos fases como la deposición de cuarzo impiden el flujo de fluido hacia los pozos, pero estos efectos son enmascarados por los efectos de la disminución general de presión.

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos agradecer a nuestros colegas del Lawrence Berkeley Laboratory, de la Comisión Federal de Electricidad, del Department of Scientific and Industrial Research (Nueva Zelandia), y del U.S. Geological Survey por las interesantes discusiones que hemos tenido sobre el yacimiento de Cerro Prieto. Quisiéramos agradecer especialmente a Marcelo Lippmann, Karsten Pruess y Keshav Goyal de LBL, y Manuel Natheson del USGS por discutir y revisar el manuscrito, y a P.C. Bennett y F.R. Portillo por su ayuda en la producción del trabajo. Este estudio fue auspiciado por el U.S. Department of Energy y el U.S. Geological Survey como parte del Acuerdo de Coorperación entre CFE y DOE.

RADON AND AMMONIA TRANSECTS ACROSS THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

L. Semprini and P. Kruger
Stanford University
Stanford, California, U.S.A.

ABSTRACT

Radon and ammonia transects, conducted at the Cerro Prieto geothermal field, involve measurement of concentration gradients at wells along lines of structural significance in the reservoir. Analysis of four transects showed radon concentrations ranging from 0.20 to 3.60 nCi/kg and ammonia concentrations from 17.6 to 59.3 mg/l. The data showed the lower concentrations in wells of lowest enthalpy fluid and the higher concentrations in wells of highest enthalpy fluid. Linear correlation analysis of the radon-enthalpy data indicated a strong relationship, with a marked influence by the two-phase conditions of the produced fluid. It appears that after phase separation in the reservoir, radon achieves radioactive equilibrium between fluid and rock, suggesting that the phase separation occurs well within the reservoir. A two-phase mixing model based on radon-enthalpy relations allows estimation of the fluid phase temperatures in the reservoir. Correlations of ammonia concentration with fluid enthalpy suggests an equilibrium partitioning model in which enrichment of ammonia correlates with higher enthalpy vapor.

INTRODUCTION

Radon and ammonia transects were conducted at the Cerro Prieto geothermal field to study flow and thermodynamic characteristics of the reservoir. The transect method, reported by Semprini and Kruger (1980), involves measurement of the concentration gradient of 3.83-day ^{222}Rn and stable NH_3 along a line of geothermal wells having structural significance in the reservoir. The combination of a radioactive, but chemically inert tracer, having a half-life commensurate with rate processes of interest and a non-radioactive, but chemically active component of the non-condensible gases, allows a two-tracer evaluation of the flow and thermodynamic characteristics of a geothermal reservoir.

Discussion of the use of radon in geothermal reservoir engineering was given by Kruger, Stoker, and Umaña (1977). The occurrence of radon in geofluids results from the decay of 1620-yr ^{226}Ra uniformly distributed in reservoir rock. Ammonia has excellent complementary properties as a reservoir tracer, although its occurrence in geothermal fluids is less clear. Allen and Day (1935) suggested a magmatic origin, whereas Facca and Tonani (1962) consider its origin from thermal degradation of sedimentary rock. Ammonia is quite soluble in water. Thus, its concentration in produced geofluids should remain more constant compared to carbon dioxide (Ellis, 1962).

In this study, radon and ammonia were used to examine two-phase flow characteristics in the Cerro Prieto reservoir. With conservative tracers and concurrent flow of the two phases, wellhead concentrations are expected to remain constant after phase separation. However, radon (and probably ammonia) are continually added to the fluid along its travel path. Since the source term of these two gases and their partition coefficient in the two-phase fluid determine the ultimate wellhead concentration as functions of transit time and location in the reservoir, the observed concentration gradients of the two tracers should be related to the transport history in the reservoir.

RADON TRANSPORT IN GEOTHERMAL FLUIDS

Two processes govern the radon wellhead content of geofluids: (1) radon emanation into the geofluid from the reservoir rock; and (2) convective transport of the geofluid through the reservoir. The extent of radon emanation is given by the emanating power, defined as the fraction of radon produced that escapes to the pore fluid. Studies on radon emanation from rock were conducted by Andrews and Wood (1972), Barretto (1975), and Macias (1981), among others. Emanation was shown to be a function of rock type, particle size, fluid density, and temperature.

Equilibrium radon concentration is achieved in a geothermal pore fluid when the emanation rate into the fluid equals the rate of radioactive decay in the fluid. The equilibrium concentration of radon in a pore fluid may be estimated by the relationship given by Stoker and Kruger (1975) and D'Amore et al (1978):

$$C_s = \frac{Em\ \rho_r}{\phi\ \rho_f} \qquad (1)$$

where C_s = mass concentration of radon in the pore fluid (nCi/kg)

Em = emanating power (nCi/kg)

ρ_r = rock density (kg/m^3)

ϕ = porosity

ρ_f = fluid density (kg/m^3)

Warren and Kruger (1979) discussed the importance of the equilibrium radon mass concentration being inversely proportional to the fluid density. This relationship is directly related to the ratio of rock volume to fluid mass. For example, a steam-dominated reservoir and a liquid-dominated reservoir both at 240°C can have equivalent volumetric radon concentrations in the reservoir pore fluids. However, the radon mass concentration would be 50 times greater in the steam reservoir due to the density differences of saturated steam and water at this temperature.

Mathematical models that describe the build-up of radon in a geofluid with convective transport have been discussed by Stoker and Kruger (1975), D'Amore and Sabroux (1976), and Warren and Kruger (1979).

The radial flow model of Stoker and Kruger (1975) represents radon accumulation in a non-compressible fluid for horizontal flow to the wellbore through a reservoir of homogeneous porosity and uniform radium content. The radial flow geometry results from the well completely penetrating the producing reservoir. Warren (1980) extended the radial model to include an initial radon concentration in the pore fluid at the production boundary. In this system, the boundary represents a boiling interface. In a liquid system, this boundary may represent a re-injection area or boiling front in a two-phase system. The total concentration at the wellbore is given by the following equation:

$$C_T = C_B \exp\left[\frac{-\lambda\pi H\phi}{Q}(r_e^2 - r_w^2)\right] + \frac{E}{\phi\rho_f}\left[1-\exp\left(\frac{-\lambda\pi H\phi}{Q}\right)(r_e^2 - r_w^2)\right] \quad (2)$$

where r_e = effective radius of the reservoir (m)

r_w = wellbore radius (m)

The effective pore volume of the reservoir is represented by the term, $\pi H\phi(r_e^2-r_w^2)$, which divided by the volumetric flowrate, Q, is the residence time in the system. The $\frac{E}{\phi\rho_f}$ term represents the radon accumulated during transport from the boundary, while the C_B term represents the radon concentration at the boundary which undergoes radioactive decay transport.

In all-liquid flowing wells, radon produced at the wellhead is probably at its equilibrium concentration with respect to the reservoir rock, unless a large change in a reservoir property, such as rock type, occurs near the wellbore. Experiments by Macias (1981) indicate that emanation is not very dependent on pressure in a liquid system. Emanation should be almost constant along the path for an all-liquid system of homogeneous porosity and uniform radium content. For two-phase flow, the system is more complicated; the mobility of one phase may be greater than the other. The phases may also have different residence times for radon build-up and decay, and radon exchange may occur between phases. Two transport models can be considered: (1) radial transport in which the two phases flow together to the wellbore, at the same or different velocities; (2) two-phase flow in which the liquid and vapor separate and enter wells at different production zones.

In these models, the equilibrium radon concentration of the two-phase fluid, C_T in (nCi/kg), may be represented by

$$C_T = x\frac{E_m\rho_r}{\phi\rho_V} + (1-x)\frac{E_m\rho_r}{\phi\rho_L} \quad (3)$$

where x = vapor phase mass fraction

(1-x) = liquid phase mass fraction.

According to equation (3), the equilibrium radon concentration should be dependent on the fraction of steam and water flowing into the well. The enthalpy of the fluid at a given reservoir temperature is also dependent on the vapor and liquid mass fractions

$$h_f = xh_V + (1-x)h_L \quad (4)$$

where h_V and h_L are the enthalpies of the vapor and liquid phases, respectively. Equations (3) and (4) indicate that radon concentrations should be linearly related to enthalpy if equilibrium radon concentrations are approached in each phase.

Figure 1 shows the results of a set of model calculations for radial transport using equations (2) and (3) with radon concentration growing independently in the vapor and liquid phases after separation. The results show that the extent to which equilibrium is achieved is dependent on the distance between the wellbore and site of phase separation and the relative mobilities of each of the phases, which determines the transport time after phase separation. The three curves in the figure show the effect of varying the pore volume fraction occupied by the steam. When the volume fraction is small, steam is moving to the wellbore at a greater velocity than the water. When boiling occurs near the wellbore, all three curves indicate that the radon concentration of the two-phase fluid entering the wellbore is equal to the initial equilibrium concentration in the water. As the boiling front moves away from the well, the two phases reaching the wellbore approach the equilibrium concentration of the two-phase mixture. The results also show that as the fraction of steam in the pore space increases, the distance required for build-up to equilibrium concentration decreases. Thus, the model offers hope that the tracer measurements may be useful in determining the distance of a boiling front from a well and relative permeabilities in the reservoir.

AMMONIA TRANSPORT IN LIQUID AND TWO-PHASE RESERVOIRS

The ammonia concentration in two-phase fluids can also be used to determine if the two phases are flowing together to the wellbore, or if one phase is being produced preferentially. If ammonia is conserved during steady state transport of the two phases, the ammonia of the combined flow should be equal to the ammonia concentration of the original liquid. If the vapor phase on separation is produced in a different production zone, the ammonia concentration is expected to increase with increasing vapor content. Enrichment of ammonia may also occur when the two phases are flowing together, but not at steady-state conditions. For example, Ellis and Mahon (1977) observed positive correlations between gas content of the two-phase fluid and enthalpy in the Broadlands field in New Zealand, suggesting preferential vapor flow.

SAMPLING METHODS

Radon samples were obtained at Cerro Prieto from the steam phase at the cyclone separators. Analysis for radon concentration was made at the Stanford laboratories by the technique developed by Stoker and Kruger (1975). Mass balance measurements at the separators were made to determine the partitioning of radon between the steam and water phases. The radon content of the water phase was determined by a double extraction method in which the first analysis determines the total radon content of the sample, while a second analysis 30 days later determines the radium content of the water. The free radon concentration in the water at the time of cyclone separation may then be calculated using both radon measurements for the water. Results from the mass balance tests on four separators at Cerro Prieto found the mass fraction of radon in the water phase represents less than 1% of the total radon produced in the well. The radon concentration at the wellhead is calculated from the measured concentration in the steam phase and the measured steam and water mass flows.

Ammonia concentrations were measured in the steam and brine phases for 10 of the 20 wells in the transect experiments. The partition coefficients for ammonia were calculated from the measured concentrations. From the range of values of 5.3 to 8.6, an average partition coefficient of 6.6 was used to estimate ammonia concentrations in unsampled wells. Wellhead ammonia concentrations were determined by the mass balance method.

RESULTS

Results from two transect experiments at Cerro Prieto are given in Tables 1 and 2. Data in Table 1 are from the October 1979 test in which samples were collected from 10 wells. Eight of these wells were located along a transect line running from north to south across the main production zone. The two other wells were sampled normal to the transect.

The March 1980 transect test involved sampling of 15 wells, including four wells which were sampled in the October test. A schematic diagram of the field, giving the location of the wells sampled during each test is shown in Figure 2.

One noteworthy observation of the data in Tables 1 and 2 is that the enthalpy of the fluids in the overall transects ranged from 1231 to 2360 kJ/kg, representing fluids flowing from all liquid to approximately 73% vapor at an assumed reservoir temperature of 290°C. The corresponding radon concentration ranged from 0.20 nCi/kg to approximately 3.60 nCi/kg. Table 3 gives the average radon conctrations observed in the tansects over various ranges of fluid enthalpy. In the two lowest enthalpy ranges 1230 to 1298 kJ/kg and 1300 to 1306 kJ/kg, the radon concentrations were fairly constant with average concentrations of 0.32 ± 0.07 nCi/kg and 0.31 ± 0.05 nCi/kg at respective average enthalpies of 1255 kJ/kg and 1303 kJ/kg. The fluid flowing from these low-enthalpy wells is predominantly liquid. The liquid phases should show more constant radon concentrations, since water density does not vary greatly with changes in temperature and pressure in the reservoir. As enthalpy increases, variations in radon concentration within an enthalpy range become greater. At an average enthalpy of 1361 kJ/kg, the average radon concentration was 0.35 ± 0.20 nCi/kg. The standard deviation of the average radon concentration increases as the enthalpy increases, corresponding to greater variations in concentration from well to well, probably caused by two-phase conditions in the higher enthalpy wells.

The increase in radon concentration with increase in enthalpy is especially apparent from the average results given in Table 3 for enthalpy values in the range of 1548 to 2210 kJ/kg, for which the average radon concentration increased from 0.58 to 2.13 nCi/kg.

Results of a linear regression analysis of radon concentration and enthalpy for both transect experiments are shown in Figure 3. The positive linear relationship with a correlation coefficient of 0.80 is influenced by the high radon concentrations in well M-45. The results from the regression analysis using average results from Table 3 are given in Table 4. The regression using average results is shown to have a greater slope and a higher correlation coefficient.

The predicted radon concentration for the linear radon-enthalpy relationship using equations (3) and (4) for reservoir temperatures of 270°C and 310°C are represented by the dashed lines in Figure 3. The volumetric equilibrium radon concentration of 146 nCi/m^3 of reservoir pore volume used for the estimates was determined using the average radon concentration of 0.20 nCi/kg for all-liquid flowing wells in the low enthalpy range (1255 kJ/kg) and assuming radioactive equilibrium. The best-fit regression line for the enthalpy-radon relationship shown in Figure 3 corresponds to a reservoir temperature of 290°C. This temperature falls within the 270°C to 350°C range in reservoir temperatures

predicted by Mañon et al (1978) using the Na-Ca-K geothermometer.

The ammonia concentrations in the total wellhead fluid show some degree of correlation to both radon concentration and fluid enthalpy. The lowest ammonia concentration of 17.6 mg/l was observed in well M-5, whose enthalpy of 1230 kJ/kg was the lowest observed. The highest ammonia concentration of 59.3 mg/l was in well M-45 that had the highest enthalpy content of 2360 kJ/kg. Average ammonia concentrations observed in various enthalpy ranges are given in Table 3. As noted for the radon data, average ammonia concentrations do not change greatly in the lower enthalpy ranges from 1230 to 1569 kJ/kg, but do increase with increasing enthalpy in the enthalpy range above 1569 kJ/kg.

Linear regression analyses were conducted for ammonia content in relation to radon content and ammonia content in relation to fluid enthalpy for all wells tested. Results of these analyses, given in Table 4, showed ammonia concentration positively correlated with radon concentration. Results from the enthalpy-ammonia regression analysis show a significant positive correlation of ammonia to enthalpy with a correlation coefficient of 0.80, a slope of 21.8 kJ/mg and y intercept of 833 kJ.

These correlations indicate that the ammonia concentration is also dependent on phase conditions in the reservoir. Results from the linear regression when average enthalpy and ammonia values are used, give a correlation coefficient of 0.96, a slope of 31.4 kJ/mg, and a y intercept of 543 kJ. The dependence of ammonia concentrations on phase conditions could result from either (1) the partitioning of ammonia between liquid and vapor phases; (2) the build-up of ammonia in liquid and vapor phases after phase separation, as ammonia emanates from the reservoir rock.

The possibility of the partitioning process for the relationship of ammonia concentration on phase conditions was further studied by phase equilibrium partitioning calculations for wells M-45, M-84, M-48, and M-51. It was assumed for these calculations that the ammonia concentration of 20 mg/l in low enthalpy wells represents the ammonia concentration in the liquid phase. The equilibrium ammonia concentration in the vapor phase of 80 mg/l was estimated from the liquid phase concentration of 20 mg/l and a value for the partition coefficient of 4.0, at a reservoir temperature of 290°C with assumed brine pH of 7.5.

Table 5 gives the results of these equilibrium partitioning calculations. The predicted ammonia concentrations are shown to match the measured concentrations with predicted values differing from actual measured values by less than 10%. These calculations indicate that ammonia is being partitioned between liquid and vapor phases and after phase separation, no additional ammonia is added to the fluid.

The partitioning to ammonia between liquid phases raises an important question. Does the radon-enthalpy relationship result from partitioning of radon between vapor and liquid phases with variations in concentration, resulting from preferential production of either phase in a well? The data for equilibrium partitioning in Table 5 are based on an equilibrium radon concentration in the liquid phase of 0.20 nCi/kg. The equilibrium concentration in the vapor phase of 40 nCi/kg was estimated using a conservative value of a partition coefficient of 200 at a reservoir temperature of 290°C. Results in Table 5 show radon concentrations predicted from the equilibrium calculations are much higher than those actually measured. These results indicate that the radon concentration is more likely dependent on the build-up in radon concentration in both water and steam phases after phase separation, than from partitioning of radon between phases.

To investigate the variations in radon, ammonia and enthalpy contents of the fluids in more detail, four sub-transects in the field were constructed using results from the two transect experiments. Figure 2 showed the location of each of the transects. Figure 4 shows the enthalpy and radon and ammonia concentration profiles along each of the transect lines.

Transect A-B in Figure 2, which runs north-south, shows increases in all three components in well M-45 compared to other wells along the transect. The radon concentration in well M-45 is approximately 15 times greater than the wells directly north in the transect, while the ammonia concentration is only 2.5 times greater. The wells to the north, M-11 through M-31, are producing fluids that have low and very constant enthalpy, radon and ammonia content, indicating predominately liquid phase flowing conditions in this area of the reservoir. The abrupt change of all three components at well M-45 indicates a two-phase reservoir is located in that area of the field. Wells M-50 and M-90 which are located furthest south had lower radon and enthalpy contents than well M-45, indicating that the two-phase conditions decrease at the southern edge of the field.

Transect line A-D runs along a northwest-southeast line. The concentration profile shows corresponding increases in radon and enthalpy content in several wells, well M-27 having a higher radon concentration than those in adjacent wells. This may indicate local two-phase conditions in the area of well M-27. Well M-48 located in the southern central area showed larger values of all three components. The radon concentration in well M-48 was approximately 5 times greater than in well M-8, while the enthalpy content and ammonia concentrations were 1.28 and 1.17 times greater. A decrease in the radon, enthalpy and ammonia content was observed in well M-51, south of M-48. However, these values suggest that two-phase conditions still exist in this area of the reservoir.

The transect along the east-west line C-E shows an interesting radon-enthalpy relationship. Wells M-105 and M-103 at the ends of the transect have higher enthalpies but lower radon concentra-

tions compared to wells M-50, M-51, and M-91. These results could indicate higher fluid temperatures at the ends of the transect, with the phases produced having lower radon concentration but higher enthalpies.

Cross-section B-F which runs in a northeast-southwest direction, shows a similar trend. The radon-enthalpy contents gradually increase from wells M-90 to M-51, indicating a gradual increase in the vapor content of the flowing phase. The abrupt increase in radon concentration in well M-48, indicates an increase in vapor content. The radon concentration gradually decreases in wells M-84, M-102, and M-104, to the northeast, but the enthalpy of the fluids remains high. Well M-84 has a higher enthalpy than M-48. Cross-sections C-E and B-F suggest that wells towards the outer edges of the field may have a radon-enthalpy relationship different from those wells in the central area of the field, along transect lines A-B and A-D. Two possible explanations for the difference are: (1) the temperature of the fluids vary within the field with high temperatures in the areas of wells M-105, M-84, M-102 and M-104; (2) equilibrium radon concentrations are not achieved in the area of these wells.

Variations in field temperatures at the start of exploitation have been predicted using Na-K-Ca geothermometry (Mañon et al., 1978). In the northern-central part of the field along transect lines A-B and A-D, predicted temperatures ranged from 270 to 310°C. Wells in the eastern part of the field which includes wells M-102, M-103 and M-104, had higher predicted temperatures between 330°C and 350°C. The enthalpy-radon correlation shown in Figure 3 indicates the radon concentrations in these eastern wells may be linear correlated to enthalpy along a higher temperature line than those within the central area of the field.

The temperatures predicted from Na-K-Ca geothermometry in the southern area of the field are greater than those suggested by the radon-enthalpy relationship. Predicted temperatures for wells M-90, 51, 50, 48, 45, 84 range from 330 to 340°C. Radon-enthalpy relationship shown in Figure 3 predicts temperature in wells M-50, M-51, M-48, along the best-fit temperature of 280°C, while M-84 is nearer a predicted temperature of 320°C. If the radon-enthalpy correlation and its relationship to fluid temperature is correct, these results would suggest a decrease in temperatures in the southern area of the field with exploitation, while temperatures have remained high in the eastern section. It is also noted that greater amounts of fluid have been produced from the southern central area of the field, compared to the eastern section. Exploitation may have caused a drawdown in temperature from those originally predicted by Na-K-Ca geothermometry.

The variability in radon concentrations appears to be dependent on two-phase conditions in the reservoir. Deviations from a linear radon-enthalpy relationship could be caused by variations in fluid temperature within the reservoir. Results indicate that the northern central area of the field flows predominately as a liquid phase, with evidence of two-phase conditions in the area of well M-27. In the southern central part of the field, a two-phase region exists in the areas of wells M-45, M-48, and M-84, with highest vapor/liquid ratios produced in well M-45. The ratio of vapor/liquid gradually decreases in wells further south. Wells on the northeast section of the field appear to be producing fluids from a higher temperature reservoir compared to the wells in the central area.

Deviations from the radon-enthalpy relationship appear to be more dependent on temperature variations within the field than on the non-attainment of radioactive equilibrium. If equilibrium radon concentrations are achieved in the wells, phase separation must be occurring away from the wellbore. Using the radial flow model given in equation (2), the radial distance of the boiling front to attain 95% of the equilibrium concentration can be estimated, e.g. for the flow conditions of well M-48. Well M-48 had estimated vapor and liquid flowrates in the reservoir of 43,000 kg/hr and 90,000 kg/hr respectively. To attain 95% of the equilibrium radon concentration, a retention time of 16.5 days is required. At the given liquid and vapor flowrates, in a 290°C reservoir with a porosity = 0.2 and a thickness = 200 m, the calculated pore volume is $4.4 \times 10^4 m^3$, corresponding to a radial boiling front at a distance of 62 m from the wellbore.

The assumption that equilibrium concentrations are achieved in the two-phase fluids suggests that phase separation is occurring away from the wellbore. The results from the transects do not prove equilibrium is achieved after phase separation. Radon concentrations dependence on phase conditions does indicate that after phase separation the residence time is long enough for radon to build up in both flowing phases.

NOMENCLATURE

C_B = radon concentration leaving a boiling front (nCi/kg)
C_s = mass concentration of radon in the pore fluid (nCi/kg)
C_T = total radon concentration in the wellbore fluid (nCi/kg)
E_m = emanating power (nCi/kg (rock))
E = emanating power (nCi/m^3 (rock))
H = reservoir thickness (m)
h_f = enthalpy of a two-phase mixture (kJ/kg)
h_v = enthalpy of steam phase (kJ/kg)
h_L = enthalpy of water phase (kJ/kg)
Q = volumetric flowrate (m^3/day)
r_e = effective radius of the reservoir (m)
r_w = wellbore radius (m)
x = vapor phase mass fraction
ρ_f = density of pore fluid (kg/m^3)
ρ_r = density of reservoir rock (kg/m^3)

ρ_V = steam phase density (kg/m^3)

ρ_L = water phase density (kg/m^3)

ϕ = porosity

λ = decay constant for radon (0.181/day)

ACKNOWLEDGMENT

The authors express their appreciation to the Comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejectiva de Cerro Prieto,, B.C. for their assistance in our study of the Cerro Prieto field. This research was carried out under Research Contract EY 76-S-03-0326 with the U.S. Department of Energy.

REFERENCES

Allen, E. T. and A. L. Day. 1935. Hot Springs of Yellowstone National Park, Carnegie Inst. Washington Pub. 466.

Andrews, J. N. and D. F. Wood. 1972. Mechanism of Radon Release in Rock and Matrices and Entry into Ground Waters, Institution of Mining and Metallurgy Transactions, 81: (792).

Barretto, P. M. C. 1975. Radon-222 Emanation Characteristics of Rocks and Minerals, National Energy Commission, Rio de Janeiro, Brazil, IAEA-PL-565/1.

D'Amore, F., R. Sabroux, J.C. and P. Zettewoog. 1978-79. Determination of Characteristics of Steam Reservoirs by Radon-222 Measurements in Geothermal Fluids, Paleoph, 117: 253-261.

D'Amore, F. and J. C. Sabroux. 1976. Signification de la Presence de Radon-222 dan les Fluides Geothermiques, Bull. Volcanol. 40: 1-10.

Ellis, A. J. 1962. Interpretation of Gas Analyses from the Wairakei Hydrothermal Area, New Zealand Journal of Science, 5: 434.

Ellis, A. J. and W. A. J. Mahon. 1977. Chemistry and Geothermal Systems, Academic Press, New York.

Facca, G. and F. Tonani. 1962. Natural Steam Geology and Geochemistry in Geothermal Energy, U. N. Conference New Sources of Energy, Rome, 2: 219-229.

Kruger, P., Stoker, A., and A. Umaña. 1977. Radon in Geothermal Reservoir Engineering, Geothermics, 5: 13-19.

Macias-Chapa, L. 1981. Radon Emanation in Geothermal Reservoirs, Engineers Thesis, Dept. of Civil Engineering, Stanford University.

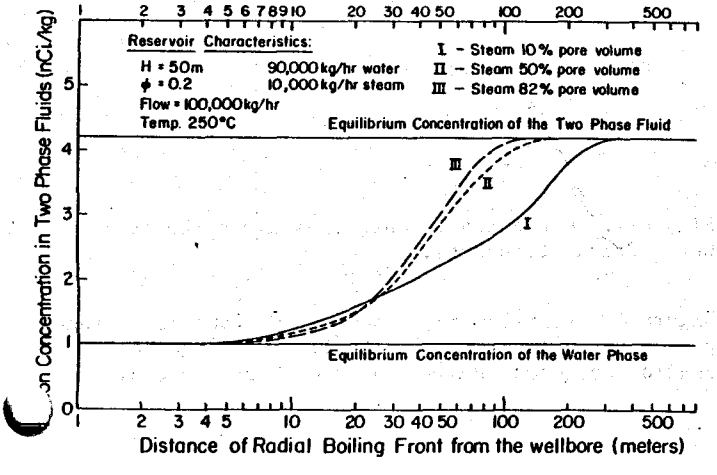
Mañón, A., Sanchez, A., Fausto, J.J., Jiménez, M.E., Jacobo, A., and I. Esquer. 1978. Modelo geoquimico preliminar del campo geotérmico de Cerro Prito, Proceedings of First Symposium on The Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, LBL-7098, pp. 83-94.

Semprini, L. and P. Kruger. 1980. Radon Transect Analysis of Geothermal Reservoirs, Paper SPE-8890, Trans. 50th Annual California Regional Meeting, SPE, Los Angeles, Apr. 9-11.

Stoker, A. and P. Kruger. 1975. Radon Measurements in Geothermal Reservoirs, Proceedings Second U.N. Symposium on the Use and Development of Geothermal Energy, San Francisco, CA.

Warren, G. 1980. Radon Transients in Vapor Dominated Geothermal Reservoirs, Engineers Thesis, Dept. of Civil Engineering, Stanford University.

Warren, G. and P. Kruger. 1979. Transients in Vapor Dominated Geothermal Reservoirs, California Regional Meeting, SPE and AIME Ventura, CA.



XBL 826-710

Figure 1. Theoretical prediction of the steady state wellhead radon concentration in a two-phase reservoir having a radial boiling front.

Figura 1. Predicción teórica de la concentración estacionaria de radón en el cabezal, para un yacimiento de dos fases con un frente radial de ebullición.

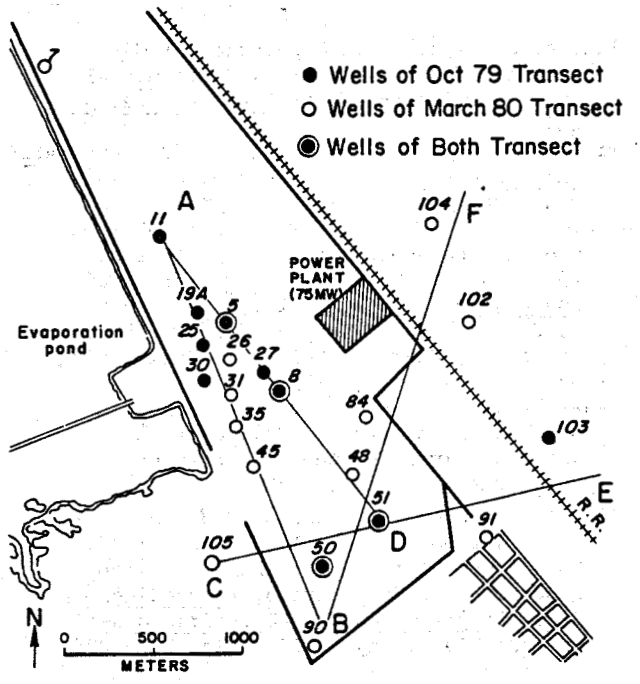


Figure 2. Location of wells and cross-section of the Cerro Prieto transect tests.

Figura 2. Localización de los pozos y de las secciones transversales en Cerro Prieto.

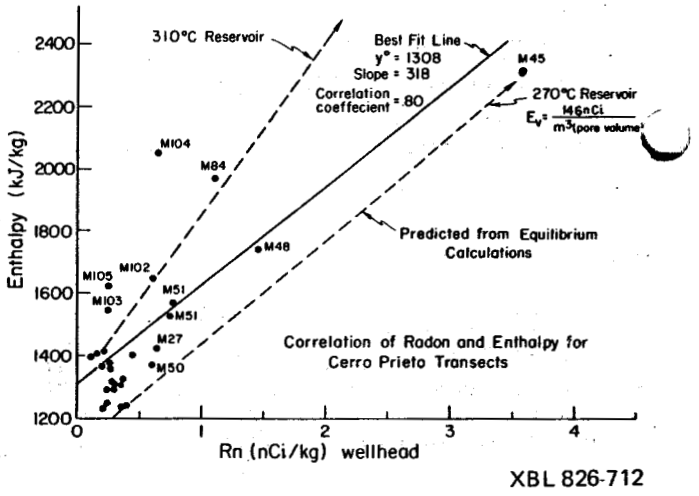


Figure 3. Linear correlation of radon concentration and fluid enthalpy in the Cerro Prieto transects.

Figura 3. Correlación lineal entre concentración y la entalpía de fluidos en las secciones transversales de Cerro Prieto.

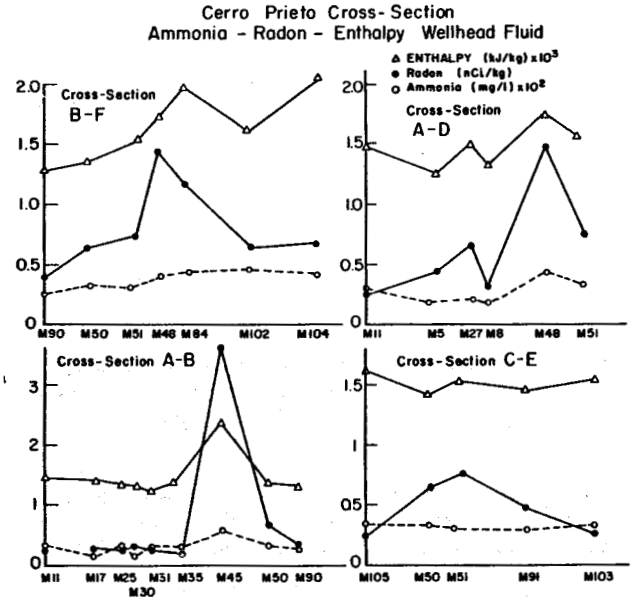


Figure 4. Concentration profiles along the four Cerro Prieto transects.

Figura 4. Perfiles de concentración (amoníaco, radón y entalpía del fuido de cabezal) a lo largo de las cuatro secciones transversales en Cerro Prieto.

Table 1. Cerro Prieto transect, October 1979.

Tabla 1. Cerro Prieto, sección transversal, Octubre 1979.

Well No.	P_{WH}* (psig)	P_{sep} (psig)	Enthalpy (kJ/kg)	Q_s (vapor) (t/hr)	Q_L (liquid) (t/hr)	Rn (vapor) (nCi/kg)	Rn (WH) (nCi/kg)	NH_3 (vapor) (mg/l)	NH_3 (WH) (mg/l)
M-11	95	92.5	1406	14.7	28.5	0.63	0.214	65.6	28.9
M-19A	100	97.5	1372	55.0	166.8	0.79	0.253	45.4	19.2
M-5	102	91.0	1230	31.5	92.6	1.46	0.370	48.1	17.6
M-25	225	96.0	1306	37.1	91.4	0.94	0.271	75.5	31.0
M-8	100	92.0	1306	34.4	83.4	0.97	0.283	40.2	16.0
M-27	92	92.0	1425	25.5	47.4	1.85	0.647	46.1	20.7
M-30	110	94.0	1302	49.7	123.6	1.07	0.307	47.7	18.8
M-51	121	118.0	1569	97.3	142.3	1.87	0.759	35.6	17.7
M-103	867	127.0	1546	117.0	183.7	0.63	0.246	67.6	32.5
M-50	125	108.0	1400	83.9	172.0	0.46	0.16	69.3	29.8

*Well data from the field operation report for October 1979 of the Comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, B.C.

Table 2. Cerro Prieto transect, March 1980.

Tabla 2. Cerro Prieto, sección transversal, Marzo 1980.

Well No.	P_{WH}* (psig)	P_{sep} (psig)	Enthalpy (kJ/kg)	Q_s (vapor) ((t/hr)	Q_L (liquid) (t/hr)	Rn (vapor) (nCi/kg)	Rn (WH) (nCi/kg)	NH_3 (vapor) (mg/l)	NH_3 (liquid) (mg/l)	NH_3 (WH) (mg/l)	$K = \frac{[NH_3]_{steam}}{[NH_3]_{liquid}}$
M-5	105	93.5	1300	31.3	77.1	1.35	0.39	78	ND	30.9	ND
M-26	405	96	1262	41.4	113.6	0.99	0.26	71	10.1	26.4	7.0
M-31	100	97.5	1231	31	91.2	1.01	0.26	72	8.4	24.5	8.6
M-35	130	95.5	1360	63.1	136.3	0.62	0.20	63	ND	26.5	ND
M-45	101	100.5	2360	24.6	6.1	4.50	3.60	71	11.9	59.3	6.0
M-84	108	100	1967	62.5	40.1	1.85	1.13	65	12.3	44.4	5.3
M-91	110	108	1398	79.5	158.9	0.44	0.15	59	ND	25.6	ND
M-105	135	123	1607	75.7	103.4	0.48	0.20	60	11.6	32.0	5.2
M-48	125	110	1741	65.8	67.4	2.89	1.43	71	ND	40.5	ND
M-90	109	108	1298	47.9	124.6	1.37	0.38	65	9.7	25.1	6.7
M-50	129	110	1348	81.3	188.6	2.06	0.62	80	ND	33.1	ND
M-51	117	115	1528	91.3	144.2	1.92	0.74	68	10.4	32.7	6.5
M-102	90	89	1645	28.5	33.9	1.36	0.62	88	12.0	46.7	7.3
M-104	110	106	2057	31.6	91.2	2.58	0.66	106	18.0	40.6	5.9
M-8	92.5	92	1365	19.8	42.1	0.92	0.29	85	11.0	34.7	7.7

*Well data from the field operations report for March 1980 of the Comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, B.C.

Table 3. Average rado concentrations at Cerro Prieto for average values of fluid enthalpy.

Tabla 3. Concentración promedio de radón en Cerro Prieto para valores promedio de entalpía de fluido.

Wells	Enthalpy Range (kJ/kg)	Radon Range (nCi/kg)	Ammonia Range (mg/ℓ)	Average Enthalpy (kJ/kg)	Average Radon (nCi/kg)	Average Ammonia (mg/ℓ)
5*,31,26,90	1230-1298	0.26 - 0.38	17.6 - 26.4	1255±32	0.32±0.07	23.4±3.9
5,30,8,25	1300-1306	0.27 - 0.39	18.8 - 31.0	1303±3	0.31±0.05	24.1±7.9
50,35,8,19A	1348-1372	0.20 -.62	19.2 - 34.2	1361±10	0.34±0.19	28.3±6.9
11,27,50	1400-1425	0.21 - 0.65	20.7 - 29.8	1410±13	0.34±0.27	26.5±5.0
103,51,51	1528-1569	0.25 - 0.75	17.7 - 32.7	1548±21	0.58±0.29	27.6±8.6
105,102	1607-1645	0.20 - 0.62	32 - 46.7	1626±27	0.41±0.30	39.9±10.9
48-84	1741-1967	1.13 -1.43	40.5 - 44.4	1854±160	1.28±0.21	42.5±2.8
104-45	2057-2360	0.66-3.60	40.6 - 59.3	2210±140	2.13±2.1	50.0±13

*The reported enthalpy of well M-5 was 1230 kJ/kg and 1300 kJ/kg in the October 1979 and March 1980 tests, respectively.

Table 4. Linear regression analyses from the Cerro Prieto transect y = mx + b.

Tabla 4. Análisis de regresión lineal para las secciones transversales de Cerro Prieto. (y = mx + b).

Results Used	x (axis)	y (axis)	intercept b	slope m	corr. coeff. r
All wells	Rn (nCi/kg)	H (kJ/kg)	1308	318	0.80
Average Results	Rn (nCi/kg)	H (kJ/kg)	1246	469	0.96
All wells	NH_3 (mg/ℓ)	H (kJ/kg)	833	21.8	0.80
Average Results	NH_3 (mg/ℓ)	H (kJ/kg)	543	31.4	0.96
All wells	NH_3 (mg/ℓ)	Rn (nCi/kg)	0.880	0.048	0.70
Average Results	NH_3 (mg/ℓ)	Rn (nCi/kg)	-1.19	0.058	0.87

Table 5. Equilibrium partitioning model for ammonia and radon in high enthalpy wells at Cerro Prieto.

Tabla 5. Modelo de partición de equilibrio para amoníaco y radón en pozon de alta entalpía en Cerro Prieto.

Well	Vapor* Fraction	Liquid* Fraction	NH_3** (predicted) (mg/l)	NH_3 (measured) (mg/l)	Deviation %	Rn*** (predicted) (nCi/kg)	Rn measured (nCi/kg)	Deviation %
M-45	73%	27%	64	59	9%	29	3.6	800%
M-84	53%	47%	48	41	3%	21	1.13	1800%
M-48	32%	68%	39	44	8%	13	1.43	900%
M-51	16%	84%	30	32.7	9%	6.4	.74	860%

*At 290°C

**Equilibrium Ammonia Concentration: Vapor Phase 80 mg/l
Liquid Phase 20 mg/l

***Equilibrium Radon Concentrations: Vapor Phase 40 nCi/kg
Liquid Phase 0.20 nCi/kg

SECCIONES TRANSVERSALES DE RADON Y AMONIACO A TRAVES DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

RESUMEN

Las secciones transversales de radón y amoníaco efectuadas en el campo geotérmico de Cerro Prieto, involucran mediciones de gradientes de concentración en pozos ubicados a lo largo de líneas de importancia estructural en el yacimiento. El análisis de cuatro secciones transversales mostró que las concentraciones de radón varían de 0,20 a 3,60 nCi/kg y las concentraciones de amoníaco de 17,6 a 59,3 mg/l. Los datos mostraron las concentraciones más bajas en pozos donde las entalpías del fluido son más bajas, y las concentraciones más elevadas en pozos con mayor entalpía de fluido. El análisis de correlación lineal de los datos de entalpía y de radón indicaron una fuerte relación, con una influencia marcada de las condiciones de dos fases del fluido producido. Aparentemente, después de la separación de fase en el yacimiento, el radón alcanza un equilibrio radioactivo entre fluido y roca, sugiriendo que la separación de fase ocurre bien dentro del yacimiento. Un modelo de mezcla de dos fases basado en las relaciones de entalpía-radón permite una estimación de las temperaturas de la fase fluida en el yacimiento. Las correlaciones de concentración de amoníaco con entalpía del fluido sugieren un modelo de partición de equilibrio en el cual el enriquecimiento en amoníaco está relacionado con una entalpía de vapor más elevada.

INTRODUCCION

Para estudiar las características termodinámicas y de flujo del yacimiento se efectuaron secciones transversales de radón y amoníaco en el campo geotérmico de Cerro Prieto. El método de secciones transversales descrito por Semprini y Kruger (1980) involucra mediciones del gradiente de concentración de ^{222}Rn, de una vida media de 3.83 días, y de NH_3 estable en pozos geotérmicos a lo largo de una línea de importancia estructural en el yacimiento. La combinación de un trazador radioactivo, pero químicamente inerte, de una vida media conmensurable con los procesos de interés, y de un gas no condensable y no radioactivo, pero químicamente activo, permite una evaluación del flujo y las características termodinámicas de un yacimiento geotérmico.

Kruger, Stoker y Umaña (1977) discutieron la aplicación del radón en ingeniería de yacimientos geotérmicos. La presencia del radón en geofluidos es consecuencia del decaimiento de ^{226}Ra, de una vida media de 1620 años que se encuentra uniformemente distribuido en la roca del yacimiento. El amoníaco tiene excelentes propiedades complementarias como trazador de yacimiento, aunque el origen de su presencia en fluidos geotérmicos es menos claro. Allen y Day (1935) sugirieron un origen magmático, mientras que Facca y Tonani (1962) consideraron que se debe a la degradación térmica de rocas sedimentarias. El amoníaco es bastante soluble en agua. Por lo tanto, su concentración en geofluidos producidos debería permanecer más constante que la del dióxido de carbono (Ellis, 1962).

En este trabajo, el radón y el amoníaco se utilizaron para examinar las características del flujo de dos fases en el yacimiento de Cerro Prieto. Con trazadores conservativos y flujo concurrente de las dos fases, se espera que las concentraciones en cabezal de pozo permanezcan constantes después de la separación de fase. Sin embargo, el radón (y probablemente amoníaco) continuan siendo agregados al fluido a lo largo de su trayectoria. Dado que el término fuente de estos dos gases y su coeficiente de partición en el fluido de dos fases determina la concentración final en el cabezal de pozo como función del tiempo de tránsito y ubicación en el yacimiento, los gradientes de concentración observados de los dos trazadores deberían estar relacionados con la historia de su transporte en el yacimiento.

TRANSPORTE DE RADON EN FLUIDOS GEOTERMICOS

Dos procesos gobiernan el contenido de radón en geofluídos en el cabezal: (1) la emanación del radón de la roca del yacimiento al geofluido; y (2) el transporte convectivo del geofluido a través del yacimiento. La cantidad de emanación del radón está dada por el poder de emanación definido como la fracción del radón producido que escapa al fluido del poro. Andrews y Wood (1972), Barretto (1975) y Macías (1981), entre otros, efectuaron estudios de la emanación del radón de rocas. Se demostró que la emanación es función del tipo de roca, tamaño de partículas, densidad del fluido, y temperatura.

La concentración de equilibrio del radón en un fluido de poro geotérmico se alcanza cuando la tasa de emanación es igual a la tasa de decaimiento radioactivo en el fluido. La concentración de equilibrio del radón en un fluido de poro puede estimarse mediante la relación dada por Stoker y Kruger (1975), y D'Amore et al. (1978):

$$C_s = \frac{Em\ \rho_r}{\phi\ \rho_f} \qquad (1)$$

donde C_s = concentración de masa del radón en el fluido de poro (nCi/kg);

Em = poder de emanación (nCi/kg);

ρ_r = densidad de la roca (kg/m^3);

ϕ = porosidad

ρ_f = densidad del fluido (kg/m^3)

Warren y Kruger (1979) discutieron la importancia de que la concentración de masa de radón en equilibrio sea inversamente proporcional a la

densidad del fluido. Esta relación se relaciona directamente al cociente entre el volumen de roca y la masa de fluido. Por ejemplo, un yacimiento predominado por vapor y otro por líquido, ambos a 240°C, pueden tener concentraciones volumétricas de radón equivalentes en los fluídos de poro del yacimiento. Sin embargo, la concentración de masa del radón sería 50 veces mayor en el yacimiento de vapor debido a las diferencias de densidad de vapor saturado y agua a dicha temperatura.

Stoker y Kruger (1975), D'Amore y Sabroux (1976) y Warren y Kruger (1979) presentaron modelos matemáticos que describen la acumulación de radón en un geofluido con transporte convectivo.

El modelo de flujo radial de Stoker y Kruger (1975) representa la acumulación de radón en un fluido no compresible para el caso de flujo horizontal hacia un pozo a través de un yacimiento de porosidad homogénea y con un contenido uniforme de radio. La geometría de flujo radial resulta de la penetración total del pozo en el yacimiento productor. Warren (1980) extendió el modelo radial, incluyendo una concentración inicial de radón en el fluido de poro en los límites de la zona de producción. En este sistema, la frontera representa una interfase en ebullición. En un sistema líquido, este límite puede representar un área de reinyección, o un frente de ebullición en un sistema de dos fases. La concentración total en el pozo está dada por la siguiente ecuación:

$$C_T = C_B \exp\left[\frac{-\lambda\pi H\phi}{Q}\left(r_e^2 - r_w^2\right)\right] + \frac{E}{\phi\rho_f}\left[1 - \exp\left(\frac{-\lambda\pi H\phi}{Q}\right)\left(r_e^2 - r_w^2\right)\right] \qquad (2)$$

donde r_e = radio efectivo del yacimiento (m);

r_w = radio del pozo (m).

El volumen efectivo de poro está representado por el término $\pi H\phi\ (r_e^2 - r_w^2)$, el que, dividido por el gasto volumétrico, Q, da el tiempo de residencia en el sistema. El término $E/\phi\rho_f$ representa el radón acumulado durante el transporte desde la frontera, mientras que el término C_B representa la concentración de radón en la frontera que experimenta transporte con decaimiento radioactivo.

En todos los pozos que producen líquido, el radón que se produce en el cabezal probablemente se encuentra en su concentración de equilibrio con respecto a la roca del yacimiento, a menos que ocurra un gran cambio en alguna propiedad del yacimiento cerca del pozo, tal como del tipo de roca. Experimentos realizados por Macías (1981) demostraron que en un sistema líquido la emanación no depende mucho de la presión. La emanación debería ser casi constante a lo largo del recorrido del fluido. En sistemas líquidos de porosidad homogénea y contenido uniforme de radio. El sistema es más complicado para flujo de dos fases; la movilidad de una fase puede ser mayor que la de la otra. Las fases también pueden tener diferentes tiempos de residencia para el aumento y decaimiento del radón, y puede haber un intercambio de radón entre las fases. Dos modelos de transporte pueden considerarse: (1) el transporte radial en el que las dos fases fluyen juntas hacia el pozo, a velocidades iguales o diferentes; (2) el flujo de dos fases en el que el líquido y el vapor se separan y entran a los pozos por diferentes zonas de producción.

En estos modelos, la concentración de equilibrio del radón en el fluido de dos fases, C_T en (nCi/kg) está dada por

$$C_T = x\frac{E_m\rho_r}{\phi\rho_V} + (1-x)\frac{E_m\rho_r}{\phi\rho_L} \qquad (3)$$

donde x = fracción de masa de la fase de vapor;

(1-x) = fracción de masa de la fase líquida.

De acuerdo a la ecuación (3), la concentración de equilibrio del radón debería depender de la fracción de vapor y agua que entra en el pozo. La entalpía del fluido a una dada temperatura del yacimiento depende también de las fracciones de masa de vapor y líquido.

$$h_f = xh_V + (1-x)h_L \qquad (4)$$

donde h_V y h_L son, respectivamente, las entalpías de las fases de vapor y líquida. Las ecuaciones (3) y (4) indican que las concentraciones del radón deberían relacionarse linealmente a la entalpía si, en cada fase, las concentraciones de radón se aproximan a las de equilibirio.

La Figura 1 muestra un conjunto de resultados para el transporte radial calculados utilizando las ecuaciones (2) y (3), con una concentración de radón que crece independientemente en las fases de vapor y líquida, después de la separación. Los resultados muestran que el grado de equilibrio alcanzado depende de la distancia entre el pozo y el punto de separación de fase, y de las movilidades relativas de cada fase, que determinan el tiempo de transporte después de dicha separación. Las tres curvas en la figura muestran el efecto de la variación en la fracción volumétrica de poro ocupada por el vapor. Cuando la fracción volumétrica es pequeña, el vapor se mueve hacia el pozo a mayor velocidad que el agua. Cuando ocurre ebullición cerca del pozo, las tres curvas indican que la concentración de radón en fluido de dos fases que entra al pozo es igual a la concentración de equilibrio inicial en el agua. A medida que el frente de ebullición se aleja del pozo, las dos fases que llegan al pozo se aproximan a la concentración de equilibrio de la mezcla de dos fases. Los resultados muestran también que, cuando se incrementa la fracción de vapor en el espacio poroso, decrece la distancia necesaria para alcanzar la concentración de equilibrio. De este modo, el modelo ofrece esperanza de que las mediciones del trazador puedan ser útiles para determinar la distancia de un frente de ebullición a un pozo y las permeabilidades relativas del yacimiento.

TRANSPORTE DE AMONIACO EN YACIMIENTOS LIQUIDOS Y DE DOS FASES

La concentración de amoníaco en fluídos de dos fases también puede utilizarse para determinar si las dos fases fluyen juntas hacia el pozo o si se está produciendo una fase preferencialmente. Si en estado estacionario se conserva el amoníaco durante el transporte de las dos fases, el amoníaco del flujo combinado debería ser igual a la concentración de amoníaco en el líquido original. Si después de la separación, la fase de vapor se produce en una zona de producción diferente, se espera que la concentración de amoníaco se incremente con el aumento del contenido de vapor. También puede ocurrir un enriquecimiento del amoníaco cuando las dos fases fluyen juntas, pero no en condiciones de régimen estacionario. Ellis y Mahon (1977), por ejemplo, observaron en el campo de Broadlands en Nueva Zelandia correlaciones positivas entre el contenido de gas del fluido de dos fases y la entalpía, sugiriendo flujo preferencial de vapor.

METODOS DE MUESTREO

Las muestras del radón se obtuvieron del vapor de los separadores ciclónicos de Cerro Prieto. Los análisis de la concentración del radón se efectuaron en los laboratorios de Stanford mediante la técnica desarrollada por Stoker y Kruger (1975). Se hicieron mediciones del balance de masa en los separadores para determinar la distribución del radón entre las fases de vapor y agua. El contenido de radón en la fase de agua se determinó por un método de doble extracción en el cual el primer análisis determina el contenido total de radón en la muestra, mientras que un segundo análisis, 30 días después, determina el contenido de radio en el agua. La concentración de radón libre en el agua al tiempo de la separación ciclónica puede ser calculada usando ambas medidas de radón para las aguas. Los resultados de las pruebas de balance de masa en cuatro separadores en Cerro Prieto demostraron que la fracción de masa del radón en la fase de agua representa menos del 1 % del total de radón producido por el pozo. La concentración de radón en el cabezal se calculó de la concentración medida en la fase de vapor y de los flujos de masa de vapor y agua.

Las concentraciones de amoníaco se midieron en el vapor y en la salmuera de 10 de los 20 pozos usados en las secciones transversales. Los coeficientes de partición para el amoníaco se calcularon de las concentraciones medidas. Del rango de valores de 5.3 a 8.6, se utilizó un coeficiente de partición promedio de 6.6 para estimar las concentraciones de amoníaco en los pozos no muestreados. Las concentraciones de amoníaco en los cabezales se determinaron por el método de balance de masa.

RESULTADOS

Las Tablas 1 y 2 muestran los resultados obtenidos en las dos secciones transversales realizadas en Cerro Prieto. Los datos de la Tabla 1 son de la prueba de octubre de 1979 en la que se tomaron muestras de 10 pozos. Ocho de esos pozos se localizan a lo largo de la línea de la sección transversal que corre de norte a sur a través de la zona principal de producción. Los otros dos pozos muestreados se ubican en forma normal a la sección transversal.

La sección transversal de marzo de 1980 involucró el muestreo de 15 pozos, incluyendo 4 de los de la prueba de octubre. En la Figura 2 se presenta un diagrama esquemático del campo con la ubicación de los pozos muestreados en cada prueba.

Una observación digna de notar de los datos de las Tablas 1 y 2 es que en las secciones transversales la entalpía de los fluidos varía de 1231 a 2360 kJ/kg representando flujo desde un fluido enteramente líquido hasta uno con aproximadamente 73% de vapor a una temperatura de yacimiento de 290°C. La correspondiente concentración de radón varía de 0.20 nCi/kg a, aproximadamente 3.60 nCi/kg. La Tabla 3 muestra las concentraciones de radón promedio observadas en las secciones transversales sobre varios intervalos de entalpía de fluido. En los dos intervalos de entalpía más bajos, de 1230 a 1298 kJ/kg y de 1300 a 1306 kJ/kg, las concentraciones de radón fueron bastante constantes, con concentraciones promedios de 0.32 ± 0.07 nCi/kg y 0.31 ± 0.05 nCi/kg a entalpías promedios respectivas de 1255 kJ/kg y 1303 kJ/kg. El fluido que fluye de estos pozos de baja entalpía es predominantemente líquido. Las fases líquidas deberían mostrar concentraciones de radón más constantes dado que la densidad del agua no varía mucho con los cambios de temperatura y presión del yacimiento. A medida que aumenta la entalpía, las variaciones de la concentraciones de radón dentro de un intervalo de entalpía dado se hacen mayores. A una entalpía promedio de 1361 kJ/kg, la concentración promedio de radón fue de 0.35 ± 0.20 nCi/kg. La desviación estandar de la concentración promedio de radón se eleva cuando se eleva la entalpía, correspondiendo a mayores variaciones en concentración de pozo a pozo, causadas probablemente por condiciones de dos fases en los pozos de entalpía más elevada.

El incremento en la concentración de radón con el incremento de la entalpía es más evidente en los resultados promedios de la Tabla 3, para valores de entalpía en el intervalo de 1548 a 2210 kJ/kg, en el que la concentración promedio de radón aumentó de 0.58 a 2.13 nCi/kg.

En la Figura 3 se muestran para ambas resultados de un análisis de regresión lineal entre la concentración del radón y la entalpía La relación lineal positiva con un coeficiente de correlación de 0.80 está influenciada por el alto contenido de radón del pozo M-45. En la Tabla 4 se dan los resultados del análisis de regresión realizado utilizando los resultados promedio de la Tabla 3 usando resultados promedios. La regresión tiene una pendiente mayor y un coeficiente de correlación más alto.

En la Figura 3 se representa mediante líneas cortadas la concentración de radón predicha por la relación lineal radón-entalpía usando las ecuaciones (3) y (4) para temperaturas de yacimiento de 270°C y 310°C. La concentración de radón de equilibrio volumétrico de 146 nCi/m^3 de volumen de poro de yacimiento utilizado en las estimaciones se determinó usando la concentración promedio de radón de 0. 20 nCi/kg para todos los pozos que producen

enteramente líquido en el intervalo de entalpía baja (1255 kJ/kg) y asumiendo equilibrio radioactivo. La línea de regresión de mejor ajuste para la relación entalpía-radón que se observa en la Figura 3 corresponde a una temperatura de yacimiento de 290°C. Esta temperatura cae dentro del intervalo de 270°C a 350°C predicho por Mañón el al. (1979) utilizando el geotermómetro de Na-Ca-K.

Las concentraciones de amoníaco en el flujo total de cabezal muestran cierto grado de correlación con la concentración del radón y la entalpía del fluido. La más baja concentración de amoníaco de 17.6 mg/l se observó en el pozo M-5 cuya entalpía de 1230 kJ/kg fue la más baja observada. El pozo M-45 presentó la más alta concentración de amoníaco, de 59.3 mg/l, y el contenido más alto de entalpía, de 2360 kJ/kg. En la Tabla 3 se muestran las concentraciones promedio de amoníaco observadas en varios intervalos de entalpía. Como fuera notorio en los datos del radón, las concentraciones promedio de amoníaco no cambiaron mayormente en los intervalos de entalpías bajas (de 1230 a 1569 kJ/kg), pero sí aumentaron con el incremento de la entalpía en los intervalos de entalpía mayores que 1569 kJ/kg.

Para todos los pozos estudiados se efectuaron análisis de regresión lineal entre el contenido de amoníaco y el contenido de radón, y entre el contenido de amoníaco y la entalpía del fluido. En la Tabla 4 se muestran los resultados de estos análisis. Estos mostraron que la concentración de amoníaco correlaciona positivamente con la concentración del radón. Los resultados del análisis de regresión entalpía-amoníaco mostraron una correlación significativa y positiva del amoníaco con la entalpía, con un coeficiente de correlación de 0.80, una pendiente de 21.8 kJ/mg y una ordenada en el origen de 833 kJ.

Dichas correlaciones indican que la concentración del amoníaco depende también de las condiciones de fase en el yacimiento. Los resultados de la regresión lineal donde se utilizan los valores promedio de entalpía y amoníaco dan un coeficiente de correlación de 0,96, una pendiente de 31.4 kJ/mg y una ordenada en el origen de 543 kJ. La dependencia de las concentraciones de amoníaco de las condiciones de fase podría resultar de: (1) la partición del amoníaco entre las fases líquida y de vapor; o (2) la acumulación de amoníaco en las fases líquida y de vapor después de la separación de fases, a medida que el amoníaco emana de la roca del yacimiento.

La posibilidad del proceso de partición para explicar la dependencia de la concentración de amoníaco de las condiciones de fase se estudió además mediante cálculos de partición de equilibrio de fase para los pozos M-45, M-84, M-48 y M-51. Se asumió en dichos cálculos que la concentración de amoníaco de 20 mg/l en los pozos de baja entalpía representa la concentración de amoníaco en la fase líquida. La concentración de equilibrio del amoníaco en la fase de vapor de 80 mg/l se estimó de la concentración de fase líquida de 20 mg/l y de un valor de 4.0 para el coeficiente de partición, a una temperatura de yacimiento de 290°C, con un pH estimado para la salmuera de 7.5.

La Tabla 5 da los resultados de estos cálculos de partición de equilibrio. Se muestra que las concentraciones predichas de amoníaco concuerdan con las concentraciones medidas, con valores calculados que difieren en menos de un 10% de los valores reales medidos. Dichos cálculos indican que el amoníaco se particiona entre las fases líquida y de vapor, y que después de la separación de fase no se agrega al fluido ningún amoníaco adicional.

La partición del amoníaco entre las fases líquida y de vapor impone una pregunta importante. ¿Proviene la relación radón-entalpía de la partición del radón entre las fases de vapor y líquida con variaciones en la concentración debidas a una producción preferencial en un pozo de una u otra fase? Los datos de partición de equilibrio de la Tabla 5 se basan en una concentración de equilibrio del radón de 0.20 nCi/kg en la fase líquida. La concentración de equilibrio de 40 nCi/kg en la fase de vapor se calculó utilizando un valor conservativo del coeficiente de partición de 200 a una temperatura de yacimiento de 290°C. Los resultados en la Tabla 5 muestran que las concentraciones de radón deducidas de los cálculos de equilibrio son mucho más elevadas que las medidas. Dichos resultados indican que la concentración del radón probablemente depende más del aumento en la concentración de radón en ambas fases,(agua y vapor), después de la separación de fase, que de la partición del radón entre fases.

Con el objeto de investigar en detalle las variaciones en los contenidos de radón, amoníaco y entalpía en los fluidos, se elaboraron cuatro sub-secciones transversales en el campo, utilizando resultados de las dos secciones transversales. La Figura 2 muestra la ubicación de cada sección transversal. La Figura 4 muestra la variación de la entalpía, y de la concentración de radón y amoníaco a lo largo de cada una de las secciones transversales.

La sección transversal A-B en la Figura 2, que corre de norte a sur, muestra el incremento de los tres componentes en el pozo M-45 comparado con otros pozos de la sección. En el pozo M-45 la concentración de radón es aproximadamente 15 veces mayor que la de los pozos al norte de la sección transversal, mientras que la concentración de amoníaco es sólo 2.5 veces mayor. Los pozos al norte, del M-11 al M-31, producen fluidos que tienen entalpías y contenidos de radón y amoníaco bajos y muy constantes, indicando en esta parte del yacimiento condiciones de flujo predominantemente de fase líquida. El cambio abrupto de los tres componentes en el pozo M-45 indica que existe un yacimiento de dos fases en esa zona del campo. Los pozos M-50 y M-90, que se hallan más al sur, tienen menor contenido de radón y entalpía que el pozo M-45, demostrando que las condiciones de dos fases disminuyen en el borde sur del campo.

La sección transversal A-D corre a lo largo de una línea noroeste-sudeste. En varios pozos, el perfil de concentración muestra el corresponiente incremento en el contenido de radón y entalpía, mientras que el M-27 tiene una concentración de radón más elevada que la de los pozos adyacentes. Esto puede indicar condicio-

nes locales de dos fases en el área del pozo M-27. El pozo M-48, localizado al sur de la zona central, mostró valores mayores de los tres componentes. La concentración de radón en el pozo M-48 fue aproximadamente 5 veces mayor que en el pozo M-8, mientras que la entalpía y las concentraciones de amoníaco fueron 1.28 y 1.17 veces mayores. En el pozo M-51, al sur del M-48, se observó una disminución del contenido de radón, entalpía y amoníaco. Sin embargo, estos valores sugieren que aún existen condiciones de dos fases en esta área del yacimiento.

La sección transversal a lo largo de la línea C-E que corre de este a oeste muestra una relación interesante entre radón y entalpía. Los pozos M-105 y M-103, al final de la sección transversal, tienen entalpías más elevadas pero concentraciones de radón más bajas, en comparación con los pozos M-50, M-51 y M-91. Dichos resultados podrían indicar temperaturas de fluido más altas hacia los extremos de la sección transversal, con fases producidas que tienen concentraciones de radón más bajas pero entalpías más elevadas.

La sección transversal B-F que corre en una dirección noreste-sudoeste, muestra una tendencia similar. La entalpía y el contenido de radón aumentan gradualmente desde el pozo M-90 al M-51, indicando un incremento gradual del contenido de vapor en la fase que fluye. El aumento abrupto en la concentración de radón en el pozo M-48 indica un incremento del contenido de vapor. La concentración de radón disminuye gradualmente en los pozos M-84, M-102 y M-104, al noreste, pero la entalpía de los fluidos permanece alta. El pozo M-84 tiene una entalpía más elevada que el M-48. Las secciones transversales C-E y B-F sugieren que los pozos más cercanos a los límites del campo pueden tener una relación radón-entalpía diferente a la de los pozos del área central del campo, a lo largo de las secciones transversales A-B y A-D. Hay dos explicaciones posibles para dicha diferencia: (1) la temperatura de los fluidos varía dentro del campo, con temperaturas elevadas en las áreas de los pozos M-105, M-84, M-102 y M-104, y (2) no se logran las concentraciones de equilibrio de radón en el área de dichos pozos.

Variaciones en las temperaturas del campo al comenzar la explotación se predijeron utilizando geotermometría de Na-K-Ca (Mañón et al., 1978). Las temperaturas predichas variaron de 270°C a 310°C en la parte norte de la zona central del campo, a lo largo de las secciones transversales A-B y A-D. Los pozos al este del campo, incluyendo los pozos M-102 y M-103 y M-104 tuvieron temperaturas predichas más elevadas, entre 330°C y 350°C. La correlación entalpía-radón que se observa en la Figura 3 indica que en estos pozos situados al este, las concentraciones de radón pueden estar correlacionadas linealmente con la entalpía a lo largo de una línea de temperatura más alta que la de la zona central del campo.

En la parte sur del campo las temperaturas predichas por geotermometría de Na-K-Ca son mayores que las sugeridas por la relación radón-entalpía. Las temperaturas predichas para los pozos M-90, 51, 50, 48, 45, y 84 varían de 330°C a 340°C. La relación radón-entalpía mostrada en la Figura 3 predice que las temperaturas de los pozos M-50, M-51, M-48, estarán a lo largo de la línea de mayor ajuste de 280°C, mientras que el M-84 está más próximo a una temperatura predicha de 320°C. Si la correlación radón-entalpía y su relación con la temperatura del fluido es correcta, estos resultados sugerirían una disminución en las temperaturas en el área sur del campo en explotación, mientras que han permanecido elevadas en la sección este. Nótese también que se han producido mayores cantidades de fluido de la parte sur de la zona central del campo que en la sección este. La explotación puede haber ocasionado una disminución de la temperatura con respecto a la predicha al principio mediante la geotermometría de Na-K-Ca.

La variabilidad de las concentraciones de radón parece depender de las condiciones de dos fases en el yacimiento. Las variaciones en la temperatura del fluido dentro del yacimiento podrían causar las desviaciones de la relación lineal radón-entalpía. Los resultados indican que en la parte norte de la zona central del campo el fluido es predominantemente líquido, con evidencia de condiciones de dos fases en el área del pozo M-27. En la parte sur de la zona central del campo existe una región de dos fases, en el área de los pozos M-45, M-48 y M-84, con el más alto cociente vapor/líquido producido en el pozo M-45. El cociente vapor/líquido decrece gradualmente en los pozos ubicados más hacia el sur. Los pozos de la sección norte del campo parecen producir fluidos de un yacimiento de temperatura más elevada los pozos del área central.

Las desviaciones de la relación radón-entalpía parecen más dependientes de las variaciones de temperatura dentro del campo que de la falta de equilibrio radioactivo. Si se alcanza concentraciones de equilibrio de radón en los pozos, la separación de fase debe ocurrir lejos del pozo. Utilizando el modelo de flujo radial que se da en la ecuación (2), puede estimarse la distancia radial del frente de ebullición para lograr 95% de la concentración de equilibrio, por ejemplo para las condiciones de flujo del pozo M-48. En este pozo se han estimado, gastos de vapor y líquido en el yacimiento de 43.000 kg/hr y 90.000 kg/hr respectivamente. Para lograr 95% de la concentración de equilibrio del radón se requiere un tiempo de retención de 16.5 días. Con los gastos de líquido y de vapor dados, en un yacimiento de 290°C, con una porosidad de 0.2, y un espesor de 200 m, el volumen de poro calculado es 4.4×10^4 m^3, correspondiendo a un frente radial de ebullición a 62 m del pozo.

La suposición de que las concentraciones de equilibrio se logran en los fluidos de dos fases, sugiere que la separación de fase tiene lugar fuera del pozo. Los resultados de las secciones transversales no prueban que se alcance el equilibrio después de la separación de fases. La dependencia de las concentraciones de radón de las condiciones de fase indican que después de la separación de fase, el tiempo de permanencia es suficiente como para que el radón se acumule en ambas de las fases que están fluyendo.

NOMENCLATURA

C_B = concentración de radón saliendo de un frente en ebullición (nCi/kg).

C_s = concentración de masa de radón en el fluido de poro (nCi/kg).

C_T = concentración total de radón en el fluido del pozo (nCi/kg).

E_m = poder de emanación (nCi/kg (roca)).

E = poder de emanación (nCi/m^3 (roca)).

H = espesor del yacimiento (m).

h_f = entalpía de una mezcla de dos fases (kJ/kg).

h_v = entalpía de la fase de vapor (kJ/kg).

h_L = entalpía de la fase líquida (kJ/kg).

Q = gasto volumétrico (m^3/día).

r_e = radio efectivo del yacimiento (m).

r_w = radio del pozo (m).

x = fracción de masa de la fase vapor.

ρ_f = densidad del fluido de poro (kg/m^3).

ρ_r = densidad de la roca de yacimiento (kg/m^3).

ρ_v = densidad de la fase vapor (kg/m^3).

ρ_L = densidad de la fase líquida (kg/m^3).

ϕ = porosidad.

$\bar{\lambda}$ = constante de decaimiento del radón (0.181/día).

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su reconocimiento a la Comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, B.C. por su ayuda en nuestro estudio del campo de Cerro Prieto. Este trabajo se llevó a cabo bajo el Contrato de Investigación EY 76-S-03-0326 con el Departamento de Energía de Estados Unidos.

RELATIONSHIP BETWEEN WATER CHEMISTRY AND SEDIMENT MINERALOGY IN THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD: A PRELIMINARY REPORT

J. N. Valette-Silver
Centre de Recherches de Sédimentologie Marine de Perpignan
Université de Perpignan
Perpignan, France

and

J. M. Thompson and J. W. Ball
U.S. Geological Survey
Menlo Park, California, U.S.A.

ABSTRACT

The chemical compositions of waters collected from the Cerro Prieto geothermal production wells and hydrothermal emanations are different. Compared to the Cerro Prieto well waters, the surficial waters generally contain significantly less potassium, slightly less calcium and chloride, and significantly more magnesium and sulfate.

In comparison to the unaltered sediments, the changes in the mineralogy of the altered sediments appear to be controlled by the type of emanation (well, spring, mud pot, "geyser", fumarole, or cold pool). However, an increase in quartz and potassium feldspar percentages seems to be characteristic of the majority of the sediments in contact with geothermal fluids.

Here, we report on preliminary attempts to model the chemical processes occurring in the Cerro Prieto geothermal field using chemical equilibrium calculations. For this purpose we utilized the chemical compositions of thermal waters (well and surficial emanation) as input data to make calculatons with SOLMNEQ and WATEQ2 computer programs. We then predict the theoretical mineral composition of altered sediments and compare it to the mineralogy actually observed in the solid samples. The interpretation of the similarities and discrepancies noted between predicted and observed mineralogies will lead to a better understanding of rock-water interactions at Cerro Prieto and especially to evaluate the influence of fluid chemistry on the sediments in the past decade.

INTRODUCTION

Since 1960, more than 81 geothermal wells, ranging in depth from 1.5 to 3.5 km, have been drilled in the Cerro Prieto Geothermal Field. Mañón et al. (1977) published locations, lithologies, and chemical analyses for all wells completed prior to 1977. Chemical compositions for all wells studied after 1977 are reported by Fausto et al. (1979 and 1981). In 1977 under the auspices of the Comisión Federal de Electricidad - Department of Energy (CFE-DOE) agreement, U.S. Geological Survey personnel began extensive sampling of the production well waters yearly. Concurrently, personnel from the Institute of Geophysics and Planetary Physics at the University of California, Riverside (IGPP-UCR) began extensive studies of several hundred core and cuttings samples from approximately 50 wells (Elders et al., 1978a, 1978b, and 1979, and 1981).

Mercado (1968) published chemical analyses of some hydrothermal emanations then observed in the Cerro Prieto region. In 1979, the IGPP-UCR group began detailed examination of the hydrothermal emanations (Valette and Patiño, 1979; Valette-Silver et al., 1981) located west of the production field (figure 1). The study included 163 fluid samples and 120 altered and unaltered sediment samples collected from inside the orifices and from approximately two meters away from the orifices. All samples were analyzed by various published procedures (Watson, 1978; Elders et al, 1978a, 1978b, and 1979; Valette and Patiño, 1979; Skougstad et al., 1979; and Valette-Silver et al., 1981).

Until recently, interpretations of the fluid chemistry have been made without consideration of the chemistry and mineralogy of the country rocks and sediments. Here, the interaction of the two systems is used in an attempt to model the chemical processes occurring in the Cerro Prieto Geothermal Field. For this purpose the chemical composition of the geothermal waters (wells and surficial emanations sampled in 1979) is utilized as basic data to equilibrium calculations. These calculations allow prediction of the sediment mineralogy associated with the thermal waters. Assuming the validity of calculations, the similarities and differences between the observed and predicted altered sediment mineralogy are indicative of the active chemical processes occurring in the geothermal field.

Methodology

To calculate the theoretical mineralogy of the altered sediments associated with the different categories of thermal waters (wells, hot springs, mud pots, "geysers", fumaroles, and

cold pools) two computer programs were used - SOLMNEQ (Kharaka and Barnes, 1973) and WATEQ2 (Truesdell and Jones, 1974; Plummer et al., 1976; Ball et al., 1979 and 1980). Both computer programs are able to calculate whether the water is supersaturated, undersaturated, or in equilibrium with respect to a given mineral at a given temperature.

The computer programs calculate activity products (AP) for various chemical species dissolved in the thermal water and compare them to equilibrium constants for various minerals at given temperatures (KT). If for a mineral the log(AP/KT) is positive, then the thermal water is supersaturated with respect to that mineral and it should be precipitating out of solution. If the log(AP/KT) is negative, then the thermal water is undersaturated with respect to that mineral and it should be dissolving into solution. If the log(AP/KT) is zero, then the mineral and solution are in equilibrium. Because the limitations of each computer program are different, a brief description of both follows below.

SOLMNEQ

SOLMNEQ (Kharaka and Barnes, 1973) was written to calculate the equilibrium distribution of the more common chemical species in aqueous solution. The equilibrium distribution of some 162 chemical species and the reaction state with respect to 158 solid phases can be calculated. SOLMNEQ also calculates the Gibbs free energy difference (ΔG_{diff}='delg') which is the difference between the actual and the equilibrium state. For a given reaction occurring at specified temperature and pressure, ΔG_{diff} is calculated in kilocalories from the expression $\Delta G_{diff} = RT\ln(AP/K)$ where AP is the activity product and K is the equilibrium constant. Data used by the computer program include pH, Eh, density, temperature, and chemical composition of the water. SOLMNEQ can calculate equilibrium distributions from 0° to 350°C. Kharaka (oral communication, 1981) just revised the 1973 original version of SOLMNEQ introducing newly published thermodynamic data, thus significantly increasing the accuracy of the calculations.

WATEQ2

WATEQ2 computer program performs essentially the same calculations as SOLMNEQ does and uses the same input data. The thermodynamic data used by WATEQ2 has been extensively evaluated and revised (Ball et al., 1979 and 1980) since publication of the original WATEQ (Truesdell and Jones, 1974). Several metals and ligands have been added to the original version by Ball et al. (1980) so that WATEQ2 now calculates the equilibrium distribution of 220 aqueous species and the solubility indices [$SI=\log(AP/K_{sp})$] for 309 different solid phases (where AP is the activity product and K_{sp} is the thermodynamic equilibrium constant at the measured water temperature). The equilibrium constants in WATEQ2 are corrected by either the Van't Hoff equation or by a mathematical expression based on an empirical relationship between $\log(K_{sp})$ and temperature. Equilibrium constants are not corrected beyond 100°C and 1 bar pressure thus limiting WATEQ2's usefulness to temperatures less than 100°C.

Although the quality of the thermodynamic data used in the programs appears to be equivalent, the programmers of SOLMNEQ and WATEQ2 did not always use the same sources. Thus, the differences in the thermodynamic data along with differences in programming may influence the results of the calculations. Therefore, we have used, whenever possible, both SOLMNEQ and WATEQ2 to predict the mineralogy of the altered sediments. However, for temperatures >100°C, only SOLMNEQ was used.

Another problem affecting the accuracy of theoretical calculations is the completeness and quality of the chemical data. The chemical analyses reported here are reasonably complete (tables 1 and 2) and the quality of all the analyses is equivalent. The methods used for the surficial emanations include instrumental neutron activation analysis (INAA), atomic absorption spectrometry, atomic emission spectrometry, and volumetric analysis. In the wells aluminum was determined by emission spectrometry in a direct current, argon plasma instead of by INAA, and pH, NH_3, and SO_4^{2-} were determined on site rather than in the laboratory.

Summary of previous results

Most data used in this report were obtained from previous studies (i.e., Elders et al., 1978a, 1978b, and 1981; Valette and Patiño, 1979; Valette-Silver et al., 1981). Therefore we shall review only the pertinent features of the fluid chemistry and of the sediment mineralogy.

WATER CHEMISTRY

Chemistry of surficial waters

The hydrothermal manifestations located in the west of the producing geothermal field can be classified into the following five different categories (table 1):

1. Hot springs--temperatures near 90°C, pH values ranging between 6.5 and 8.0, Eh values between -25 and +100 mV, salinities near 15 g/kg, low sulfate and aluminum concentrations and moderate silica concentrations (mean of ~40 samples).

2. Mud pots--temperatures between 90° and 100°C, pH values less than 8, negative Eh values, salinities typically less than 5 g/kg, but sometimes approaching 15 g/kg, high sulfate and low silica concentrations (mean of ~30 samples).

3. "Geyser"--temperatures close to 100°C, pH values near 2, positive Eh measurements, salinities generally less than 2 g/kg, high silica and aluminum concentrations, and low Na/K weight ratio (mean of ~15 samples).

4. Fumaroles--two temperature ranges, one near 45°C, the other between 80° and 100°C, pH of

fluid condensates from 3 to 8, negative Eh values, salinities less than 1 g/kg, sulfate and chloride concentrations near 500 and 100 mg/kg, respectively (mean of ~30 samples).

5. Pools--temperatures less than 45°C, pH ranging from 1 to 5, negative Eh values, salinities approaching 30 g/kg, and high sulfate concentrations (mean of ~45 samples).

The chemistry of the surficial thermal waters show considerable variation between categories but can be considered homogenous within each category of discharge; however, there are only slight variations in silica, magnesium, bicarbonate, and sulfate concentrations (Valette and Patiño, 1979). We have used the chemical compositions of spring N29, mud pot N21, "geyser" N46, fumarolic condensate N12C, and cold pool N5 to make equilibrium calculations because the chemistries of these emanatioons are representative of each category (table 1).

Chemistry of the well waters

The chemical compositions of the well waters from the Cerro Prieto I geothermal field (the original production field) are essentially homogeneous (table 2). This is illustrated by Schoeller diagrams on north-south and west-east cross sections (figure 2a and b). The pH of condenced flashed brine varies between 6 and 8. The Na-K-Ca geothermometer (Fournier and Truesdell, 1973) indicates a maximum subsurface temperature of 290°C in the production aquifer(s) of Cerro Prieto I. Compared to seawater the flashed Cerro Prieto brine has a lower salinity (~15 g/kg) with exceedingly low magnesium, sulfate and bicarbonate concentrations and with elevated potassium, lithium, boron, ammonia, and silica concentrations (Mañón et al., 1977; Truesdell et al., 1981; J.M. Thompson, unpublished data, 1979). Because well M-5, located in the original part of the production field, is still one of the best producers and its chemical composition is representative of the Cerro Prieto I field (figure 1), we have used its chemistry as input data to SOLMNEQ and WATEQ2.

Compared to the well waters, the chemical analyses of the surficial emanations, particularly the hot springs, indicate that the emanations have have generally less potassium, calcium, and chloride and have more magnesium and sulfate. These changes are attributed to mixing of hydrothermal and meteoric ground waters and to rock-water interaction during ascent of the thermal fluids (Valette and Patiño, 1979; and Elders et al., 1979).

SEDIMENT MINERALOGY

Altered sediment mineralogy in the surface emanations

In comparison to unaltered sediments, the hydrothermally altered sediments usually show formation of quartz, amorphous silica, plagioclase (albite), potassium feldspar (adularia), and pyrite, as well as depletion of calcite, dolomite and, frequently, gypsum (table 3). These results were obtained from X-ray diffraction, thin section, electron microscope, and scanning electron microscope studies. However, the mineralogy of the altered sediments appears to be controlled by the type of surface emanation. Table 3 shows the sediment mineralogy of hot spring N29, mud pot N21, "geyser" N46, fumarole N12C, and cold pool N5.

Well mineralogy

From X-Ray diffraction analyses and thin sections, Elders et al. (1978a, 1978b, and 1979) have reported gradational changes in well mineralogy from top to bottom as a function of increasing temperature and, for the sandstone, have divided these changes into four temperature-dependent mineral assemblages:

Montmorillonite-kaolinite zone (25° to 150°-180°C)
Illite-chlorite zone (180° to 230°C)
Calc-aluminum silicate zone (230° to 315°C) (epidote, wairakite, prehenite, and actinolite)
Biotite-stilpnomelane zone (315° to 350°C).

In well M-5 the thermal gradient is especially steep in the last 400m - from a measured 180°C at 800m to 290°C at 1250m depth. As the temperature in the well increases, modifications of the mineralogy in the surrounding rocks are observed. These changes follow those described by Elders et al. (1978a, 1978b, and 1981). In addition to temperature effects, Elders studies (Elders et al, 1978a, 1978b, and 1981) indicate that mineralogical variations appear to be a function of intrinsic permeability of the rock, thus, as a function of the sediment grain size. Usually the same mineral zone occurs in the sandstone at a lower temperature than in the shale and the last two mineral assemblages observed in the sandstone at high temperature are generally absent in the shale. Consequently, Elders et al. (1978b and 1981) considers the reactions occurring in the sandstone are more symptomatic of the reservoir conditions than those ocurring in the shale. The differences between the sandstone and shale mineralogy in well M-5 near the bottom of the well are shown in figure 3a and 3b and in table 3. The shale mineralogy is typical of the illite-chlorite zone; whereas, the sandstone mineralogy is characteristic of the calc-aluminum silicate zone.

The comparison of mineralogy in the altered sediments collected from the wells (~2500 samples) and from the surficial emanations (~120 samples), especially in the hot springs, show some similarities: in general, an increase in quartz and feldspar abundances with subsequent disappearance of montmorillonite, kaolinite, dolomite, and calcite. Chlorite, absent in the surficial sediments, is often associated with illite in the well mineralogy. The progressive changes noted for the wells are spread over the temperature range 150° to 350°C; whereas, the changes for the surficial emanations occur <100°C.

DISCUSSION OF RESULTS

The results of the theoretical calculations along with the minerals actually observed in the altered sediments are presented in table 4 for the surficial emanations and in table 5 for well M-5. There are slight differences obtained between the results obtained by SOLMNEQ and WATEQ2 which probably reflect the influence of the variations in the thermodynamic constants used. The value of log(AP/KT) is usually 10 percent higher for SOLMNEQ calculation than for the WATEQ2 calculation; for example, from cold pool N5 we obtained: quartz 2/1.6, albite 11/9.9, adularia -9/-8.3, kaolinite -11/-10, anhydrite 0.7/0.56, respectively. For our purposes we are mainly concerned about the sign of log(AP/KT) because this gives the nature of the chemical process involved, dissolution or precipitation. As can be seen from tables 4 and 5, the sign of log(AP/KT) of the various minerals using SOLMNEQ and WATEQ2 is generally concordant (80 out of 84 pairs). There is total agreement in sign of log(AP/KT) for emanations N46, N12C and N5 and for well M-5 (when the calculation was made at 25°C). The agreement appears to be best for the low temperature calculations (~ 25°C) and probably reflects the greater similarity of the thermodynamic constants used in both programs.

The four discrepancies noted in the results are found in the surficial emanations from spring N29 (plagioclase, potassium feldspar, and illite) and from mud pot N21 (quartz). At Cerro Prieto, when opposite signs are found in the log(AP/KT) calculated for the same mineral, generally SOLMNEQ calculations match the mineralogy of the altered sediments better than WATEQ2 does; however, further investigation of this problem is necessary. Because the discrepancies imply antagonistic phenomena for a particular mineral and because we cannot presently explain them, we have not included these data in the discussion below. The results of the SOLMNEQ and WATEQ2 calculations are generally quite consistent; indicating that the differences in the thermodynamic constants used does not strongly affect the sign of log(AP/KT) nor the predicted behavior of a mineral.

Another problem that can affect the results of the theoretical calculations is that of missing chemical constituents. In the surficial emanations, for example, minor conponents such as boron, fluoride, ammonia, and gas concentrations have not been routinely determined. The chemical analyses of the production wells are slightly more complete and some gas data for the production wells have been reported (Nehring and Fausto, 1978; Nehring and D'Amore, this vol). We have not systematically investigated the effect of missing data items in this preliminary report. If a missing chemical component is critical to a predicted state of some mineral, no prediction is reported; however, if the missing component is deemed noncritical, then a prediction is reported.

Comparison between observed and predicted mineralogy of altered sediments

Surficial emanations

In the surficial emanations two patterns emerge from comparing the predicted and observed mineralogy (table 4): those having a good agreement between observed and predicted mineral behavior and those indicating some disprepancies in agreement. In the former category are included cold pool N5 and hot spring N29. The good agreement between predicted and observed mineral behavior suggests that the water and local sediment have had sufficient time to react, implying either that the water chemistry has not changed significantly in the recent past (preceding the 1979 collection) or that the chemical kinetics are rapid. The first explanation is preferred.

The latter category is exemplified by the "geyser" N46, the mud pot N21, and the fumarolic condensate N12C. Here, discrepancies between predicted and observed behavior are noted for plagioclase, potassium feldspar, and alunite in the "geyser", plagioclase, illite, and montmorillonite in the mud pot, and plagioclase, potassium feldspar, and anhydrite for the fumarole, implying that some of the predicted reactions have not occurred as expected. This suggest that the water chemistry has changed recently and that the sediments have retained the mineralogy corresponding to an earlier state or that the chemical kinetics are slow. Here, the first explanation is also preferred. The difference noted in the samples for plagioclase, potassium feldspar, montmorillonite and illite may be explained by chemical changes, especially in the silica, aluminum, calcium, and potassium concentrations.

The differences between the concordant samples (N5 and N29) and the discordant ones (N46, N21, and N12C) cannot be explained simply by problems with precision or completeness of data. Both data sets are of equal quality and are missing the same components.

Well M-5

In the interpretation of results obtained from this well, we will not only compare the predicted and observed mineralogy as we did for the surficial emanations, but we will also try to determine the influence of temperature and of granulometric variations (Elders et al., 1978b) on the calculations.

In well M-5 the water was initially in the aquifer at a temperature near 280°C; it is flashed in the well to 160°C, the separator temperature; finally it is withdrawn, cooled to 25°C and sampled. The computer program SOLMNEQ was used at each of these temperatures to calculate the log(AP/KT) (table 5). Because of its temperature limitations, WATEQ2 was not used for calculations at 160° and 280°C; hence, there is no check on the consistency of the calculations made by the computer program SOLMNEQ at these temperatures. Elders et al. (1978b) have observed variations in the mineral assemblages from shale to sandstone in the production wells at Cerro Prieto. Therefore,

differences between the observed and predicted mineral behavior will be examined here for any granulometric effect.

When the SOLMNEQ and WATEQ2 calculations are made at 25°C, the temperature measured in the well at 9 meters depth, the comparison of the predicted mineral composition to the observed mineralogy of the bulk sediments collected at 9 meters indicates discrepancies for more than half of the studied minerals. This indicates that the water reacting with the sediments at 9 meters and at 25°C is substantially different from that collected in the well separator and supports the hypothesis that the hydrothermal fluid has been diluted during its ascent, probably by meteoric water. Unfortunately, only the bulk mineralogy of altered sediment is available; no comparison with either the sandstone or shale observed mineral composition is possible.

At 160°C, the temperature measured at 800 meters in the well, SOLMNEQ predicts the dissolution of all minerals present in the altered sediments; however, four discrepancies between the observed and predicted mineralogy are noted for both sandstone and shale. In the well sediments at 800 meters, the percentage of quartz, potassium feldspar, calcite, and chlorite increases in the sandstone and the percentage of quartz, illite, chlorite, and anhydrite increases in the shale.

At 280°C, the temperature measured at 1250 meters depth in the well, the SOLMNEQ calculations indicate that most of the minerals present in the original sediment, except chlorite should be dissolving. The predicted mineralogy agrees with the observed shale mineralogy (2 discrepancies) better than with the observed sandstone mineralogy (6 disprepancies) collected from the well bottom. Quartz and illite, which are predicted to be undersaturated, are precipitating in shales. Quartz, plagioclase, potassium feldspar, dolomite, chlorite, and zeolite are predicted to be dissolving when, in fact, their percentages are increasing in the altered sandstones. Chlorite, which is predicted to be present in both shale and sandstone, is observed only in the shale and is absent from the sandstone.

From the results obtained at the three temperatures, the best match between the observed and calculated mineral behavior is found for the shale at 280°C, indicating that the chemical composition of the waters sampled from the well is similar to that which has left its "signature" on the bottom sediments. However, some discrepancies exist, in particular, quartz is predicted to be undersaturated when it is actually precipitating in the sediments. This may indicate a problem in the sampling of the water because silica may have been lost onto the well bore or in the separator between the well bottom and the sampling point. The precipitation of silica may also remove aluminum and potassium ions. If so, then the predictions of chlorite, plagioclase, potassium feldspar, and illite behavior may also be affected.

The calculations made at 25°C show that cooling effects alone cannot explain the numerous discrepancies observed in this case. It suggests that mixing processes have occurred between the thermal water and another type of water (probably near surface meteoric water) as the fluid migrates from a depth of 1250 meters to the surface. Elders et al. (1978b, 1979, and 1981) have indicated that the sandstones respond to changes in temperature more completely than the shales do. Here, the shale mineralogy matches the predicted mineralogy better than the sandstone mineralogy does. Obviously, this difference in conclusions between Elders et al. (1978a and 1978b) and our results must be reconciled.

CONCLUSIONS

In this preliminary report, the observed mineralogies of the altered sediments from hydrothermal emanations (five types) and from a production well have been compared to predicted mineralogies obtained using the computer programs SOLMNEQ and WATEQ2. In the examples discussed, the correlation between the predicted and observed mineralogy are dependent on the type of emanation: the minerals observed in hot spring N29 and cold pool N5 are in good agreement with the minerals predicted. For well M-5, "geyser" N46, the fumarolic condensate N12C, and mud pot N21, several discrepancies were found between the observed and the predicted mineralogy. We propose that in the altered sediments the behavior of the minerals carries the "signature" of the chemical composition of water in contact with them. Thus, a correlation between the observed and predicted mineralogy indicates that the water has had sufficient time to react with the sediments and implies that relatively slow changes in the water chemistry are occuring over time. Where there is discordance between the observed and predicted mineralogy, we propose that the altered sediments have retained the chemical "signature" of a previous water in contact with them, implying the existence of recent changes in the fluid chemistry. These changes are probably due to mixing processes. This interpretation is based on a small sample data set and must be considered tentative. These preliminary results indicate that the procedure is potentially useful in following and evaluating the chemical process occurring at the Cerro Prieto geothermal field in the recent past.

ACKNOWLEDGMENTS

We especially thank Y. Kharaka, U.S. Geological Survey, for his help with the computer program SOLMNEQ and its data interpretation. We thank P. Silvers and others at Scripps Institution of Oceanography for assisting in the editing of this manuscript. We also thank M. Lippmann and R. Zelwer for their editorial assistance and patience. This study received financial support from U.S. Department of Energy, the French Centre National de la Recherche Scientifique, and the U.S. Geological Survey.

REFERENCES

Ball, J.W., Jenne, E.A., and Nordstrom, D.K., 1979. WATEQ2-a computerized chemical model for trace and major element speciation and mineral equilibria of natural waters, in Jenne, E.A., ed., Chemical modeling in aqueous systems. Speciation, sorption, solubility and kinetics: American Chemical Society Symposium Series 93, p. 815-835.

Ball, J.W., Nordstrom, D.K., Jenne, E.A., 1980. Additional and revised thermochemical data and computer code for WATEQ2-a computerized chemical model for trace and major element speciation and mineral equilibria of natural waters: U.S. Geological Survey Water Resources Investigations 78-116, 109 p.

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: Geothermal Resources Council, Transactions, 2, p. 177-180.

Elders, W.A., Hoagland, J.R., Olson, E.R., McDowell, S.P., 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.

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 First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, San Diego, September 20-22, 1978, LBL report 7098, p 68-75.

Elders, W.A., Hoagland, J.R., and Williams, A.E., 1981. Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: Geothermics, vol 10 (3/4), p. 245-253.

Fausto, J.J., Jiménez, M.E., and Esquer, I., 1981. Current state of the hydrothermal geochemistry studies at Cerro Prieto: Abstracts, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, March 24-26, San Francisco, CA. p 22.

Fausto, J.J., Sánchez, A., Jiménez, M.E., Esquer, I., and Ulloa, F., 1979. Hydrothermal geochemistry of the Cerro Prieto geothermal field: Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, 17-19 October 1979, Mexicali, Baja California, Mexico, p. 199-223.

Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothemometer for natural waters: Geochim. et Cosmochim. Acta, vol 37, p. 1255-1275.

Kharaka, Y.K., and Barnes, I., 1973. SOLMNEQ: Solution-mineral equilibrium computations, U.S. Geological Survey Computer Cont., Report PB-215-899, 81 pp.

Mercado, S., 1968. Localización de zonas de máxima actividad hidrotermal por medio de proporciones químicas, Campo Geotérmico Cerro Prieto, Baja California, México: Sociedad Química de México, III Congreso Mexicano de Química Pura y Aplicada, 32p.

Mañón, A., Mazor, E., Jiménez, M., Sánchez, A., Fausto, J., and Zenizo, C., 1977. Extensive geochemical studies in the geothermal field of Cerro Prieto: Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL 7019, 113 p.

Nehring, N.L., and D'Amore, F., 1981. Gas chemistry and thermometry of the Cerro Prieto Geothermal Field: Proceedings, Third symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, March 24-26, 1981, San Francisco, CA. (this vol.).

Nehring, N.L., and Fausto, J.J., 1978. Gases in steam from Cerro Prieto geothermal brines: Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Sept. 20-22, 1978, San Diego, CA., p. 127-129.

Plummer, L.N., Jones, B.F., and Truesdell, A. H., 1976. WATEQF, a fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters: U.S. Geological Survey Water Resources Investigations 76-13, 63 p.

Skougstad, M.W, Fishman, M.J., Friedman, L.C., Erdman, D.E., and Duncan, S.S., 1979. Methods for the determination of inorganic substances in water and fluvial sediments: U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations, Book 5, Chapter A1, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 626 p.

Truesdell, A.H., and Jones, B.F., 1974. WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters: U.S. Geological Survey Journal of Research, V2(2), p. 233-248.

Truesdell, A.H., Thompson, J.M., Coplen, T.B., Nehring, N.L., and Janik, C.J., 1981. The origin of the Cerro Prieto geothermal brine: Geothermics, vol 10 (3/4), p 225-238.

Valette, J.N., and Patiño, I.E., 1979. Geochemistry of the surface emissions in the Cerro Prieto Geothermal Field: Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Mexicali, Baja California, Mexico, October 17-19, 1979, p. 241-250.

Valette-Silver, J.N., Patiño, I.E., Elders, W.A., Collier, P., and Hoagland, J.R., 1981. Hydrothermal alteration of sediments associated with surface emissions from the

Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico : Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, March 24-26, San Francisco, CA (this vol.).

Watson, J.C., 1978. Sampling and analysis methods for geothermal fluids and gases: Pacific Northwest Laboratory, Richland, Washington, D.O.E. contract no. EY-76-C-06-1380, PNL-MA-572, UC-66d, 282 p.

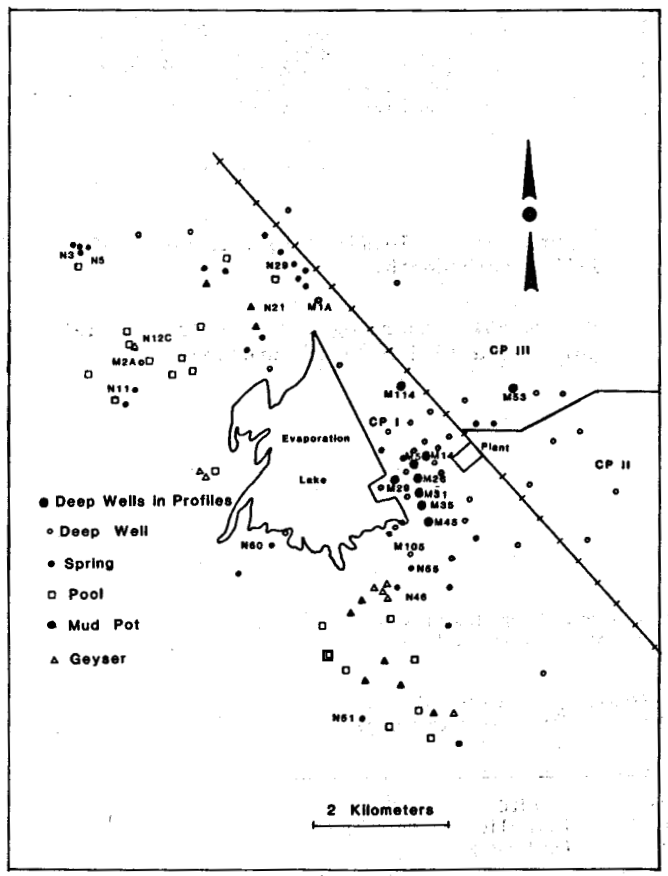


Figure 1. Location map of deep wells and surficial thermal features in the Cerro Prieto region.

Figura 1. Mapa de localización de los pozos profundos y de los rasgos termales superficiales en la región de Cerro Prieto.

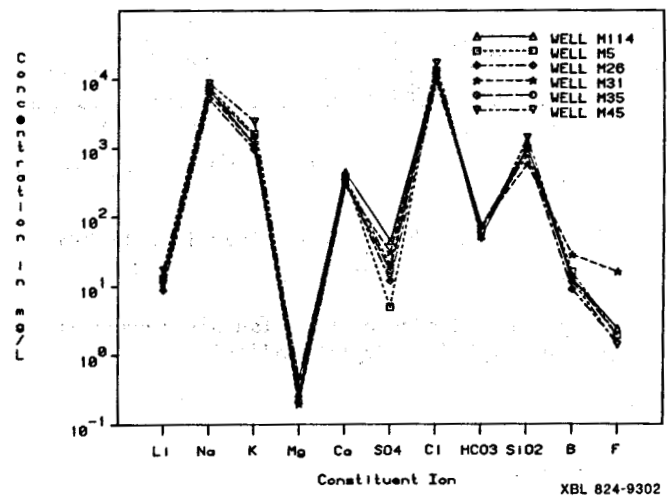


Figure 2a. Schoeller diagram for producing wells located along a N-S section.

Figura 2a. Diagrama de Schoeller para pozos productores localizados a lo largo de una sección norte-sur.

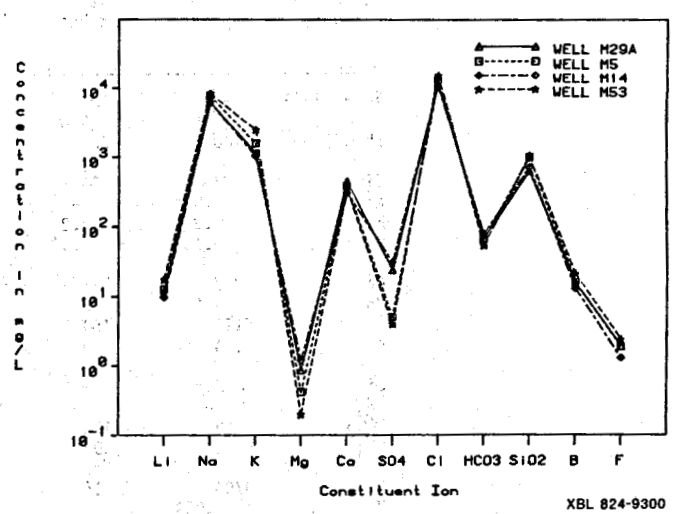


Figure 2b. Schoeller diagram for producing wells located along an E-W section.

Figura 2b. Diagrama de Schoeller para pozos productores localizados a lo largo de una sección oeste-este.

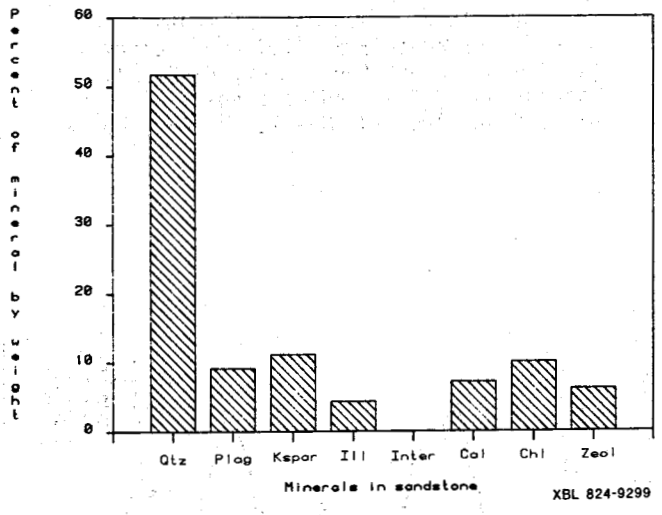


Figure 3a. Sandstone mineralogy in well M-5 at 1242 meters depth.

Figura 3a. Mineralogía de las areniscas del pozo M-5 a 1227 m de profundidad.

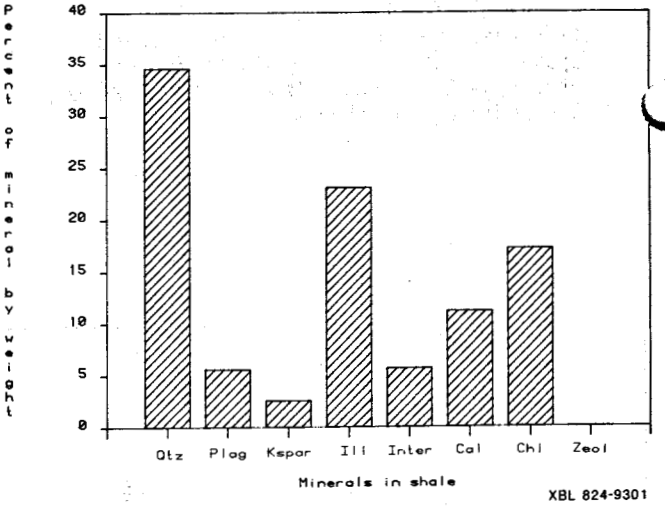


Figure 3b. Shale mineralogy in well M-5 at 1242 meters depth.

Figura 3b. Mineralogía de las lutitas del pozo M-5 a 1242 m de profundidad.

Table 1. Chemical characteristics of the different categories of water collected from the Cerro Prieto field (concentration in mg/kg, from Valette and Patino, 1979).

Tabla 1. Características químicas de las diferentes categorías de agua recolectada en el campo de Cerro Prieto (concentraciones dadas en mg/kg, de Valette y Patiño, 1979).

Sample No. Category	N29 Spring	N21 Mud Pot	N46 "Geyser"	N12C Fumarolic Condensate	N5 Cold Pool
Temp. (C°)	89	100	99.5	90	22
pH	7.6	6.8	2.0	8.5	2.0
Eh(mV)	+100	-335	+310	-155	-400
SiO_2	73	30	400	-*	200
Al	.034	-	12.78	.015	93.5
Fe	.35	.2	117	-	53
Mn	.13	.04	1.83	.0036	1.88
Ca	357	38	128	12.2	2285
Mg	4.6	2	72	4	163
Na	5115	160	92	19.2	953
K	664	19	157	9	157
Li	12.4	2.3	.06	-	1.5
NH_3	-	-	400	-	6.8
HCO_3	65	124	0	4	0
SO_4	31	307	5088	501	5203
Cl	8794	14	31	65	1258
V	.004	-	.08	.00001	.17

* - means constituent not determined

Table 2. Chemical composition of selected Cerro Prieto production wells (concentrations in mg/kg).

Tabla 2. Composición química de pozos productores seleccionados de Cerro Prieto (conentraciones dadas en mg/kg).

Well Number	M-5	M-14	M-26	M-29A	M-31	M-35	M-45	M-53	M-114
Date	30 Jan 79	31 Jan 79	31 Jan 79	15 May 79	1 Feb 79	1 Feb 79	1 Feb 79	16 May 79	2 Feb 79
pH	7.22	7.11	5.72	7.38	7.38	7.18	6.80	6.36	7.24
SiO_2	1005	720	806	644	579	1016	1420	1057	1020
Al	.17	- *	-	-	-	.16	-	-	.18
Ca	386	310	345	448	281	307	369	352	445
Mg	.42	1.21	.48	.87	.20	.22	.31	.20	.28
Na	7610	6180	5080	6170	6030	6840	877	8180	6950
K	1580	1040	956	1140	1120	1470	2450	2480	1100
Li	12.7	9.7	8.9	11	11.2	13.5	17.2	17.5	13.0
Rb	8.2	5.4	5.4	-	6.4	8.2	12.2	-	6.1
Cs	1.1	0.8	0.8	-	.9	1.2	1.6	-	0.8
NH_4	20.6	19	18	23	17	19	21	41	18
HCO_3	66	79	73	69	76	73	50	54	53
SO_4	5	31	12	24	31	17	20	4	40
Cl	13300	10900	9180	11500	10700	12400	17200	15800	12000
F	1.9	1.3	1.5	1.9	1.6	1.9	1.4	2.4	2.4
Br	42	31	27	34	35	37	49	42	40
B	16	13	9	16	11	13	17	21	13
H_2S	.11	.46	.35	.08	.15	.05	.09	.08	.78

* - means constitiuent not analyzed

Table 3. Mineralogy of various altered sediments from the Cerro Prieto I area (values in weight percent).

Tabla 3. Mineralogía de varios sedimentos alterados del área Cerro Prieto I (valores dados en por ciento en peso).

		Surface Emanations						Well M-5			
								Sandstone		Shale	
Mineral	Non altered Sediment*	Spring N29	Mud Pot N21	"Geyser" N46	Fumarole Condensate N12C	Cold Pool N5	Bulk Sample 9m	800m	1227m	854m	1242m
Quartz	28	72	57.3	71.3	35.3	34.4	25.6	48.1	51.7	30.1	34.6
Plagioclase	6.6	9.6	9.1	8.4	7.2	3.7	6.2	6.5	9.2	3.3	5.6
Potassium Feldspar	7.6	11.8	10.8	11.2	9.3	6.2	6.1	9.5	11.2	2.5	2.6
Illite	9.5	4.5	-	-	-		8.5	2.8	4.4	12.3	23.1
Interlayered Montmorillonite	11.5	-	-	-	-	-	28.4	-	-	26.1	5.7
Montmorillonite	9.7		11.0		-	-	7.8	-	-	-	-
Kaolinite	7.6	-	4.9	-	2.8	-	5.2	-	-	-	-
Calcite	11.6	2.1	3.6	-	-	-	9.0	26.4	7.2	9.1	11.2
Dolomite	2.3	-	-	-	-	-	3.2	-	-	5.1	-
Chlorite	-	-	-	-	-	-	-	-	10.1	9.7	17.2
Ankerite	-	-	-	-	-	-	-	6.7	-	-	-
Zeolite	-	-	-	-	-	-	-	-	6.2	-	-
Pyrite	-	0.1	3.4	2.2	3.0	-	-	-	-	.6	-
Sulfur	-	-	-	-	19.9	14.5	-	-	-	-	-
Anhycrite	-	-	-	-	2.4	35.3	-	-	-	.9	-
Gypsum	2.6	-	-	-	20.2	5.9	-	-	-	-	-
Halite	.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sylvite	.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alunite	-	-	-	6.9	-	-	-	-	-	-	-
Hematite	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.0	100.1	100.1	100.0	100.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.1	100.0

* Value calculated as the mean of 15 analyses of unaltered sediment

Table 4. Comparison between observed and predicted mineralogy of altered sediments collected from the surficial vents.

Tabla 4. Comparación entre mineralogía observada y predicha en sedimentos alterado recolectados de las manifestaciones superficiales.

Mineral	T=25°C S[1]	T=25°C W[2]	T=25°C O_{bulk}[3]	T=160°C S	T=160°C O_{SS}[4]	T=160°C O_S[5]	T=280°C S	T=280°C O_{SS}[6]	T=280°C O_S[7]
Quartz	+[8]	+	=+[9]	=-	+	=+	-[10]	+	+
Plagioclase	+	+	=-[11]	-	=-	-	-	+	-
Potassium feldspar	+	+	-	-	+	-	-	+	-
Illite	+	+	-	-	-	+	-	-	+
Montmorillonite	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Kaolinite	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Calcite	=-	=-	-	-	+	-	-	-	=-
Dolomite	-	-	+	-	-	-	-	+	-
Chlorite	-	-	NO[11]	-	+	+	+	-	+
Zeolite	+	+	NO	-	-	-	-	+	-
Gypsum	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anhydrite	-	NC	NO	-	-	+	-	-	-
Halite	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Alunite	NC	-	NO	NC[12]	NO	NO	NC	NO	NO

1. S = SOLMNEQ prediction
2. W = WATEQ2 prediction
3. O_{bulk} = Observed in bulk sediment at 9m depth
4. O_{SS} = Observed in sandstone at ~800m depth
5. O_S = Observed in shale at ~800m depth
6. O_{SS} = Observed in sandstone ~1250m depth
7. O_S = Observed in shale ~1250m depth
8. + = Mineral precipitating
9. =+ = Mineral in approximate equilibrium, tendency to precipitate
10. - = Mineral dissolving
11. =- = Mineral in approximate equilibrium, tendency to dissolve
12. NO = Mineral not observed
13. NC = Mineral not calculated

1. S = Predicho por SOLMNEQ
2. W = Predicho por WATEQ2
3. O_{bulk} = Observado en sedimento global a 9 m de profundidad
4. O_{SS} = Observado en arensca a unos 800 m de profundidad
5. O_{SS} = Observado en lutita a unos 800 m de profundidad
6. O_{SS} = Observado en arenisca a unos 1250 m de profundidad
7. O_S = Observado en lutita a unos 1250 m de profundidad
8. + = Mineral precipitando
9. =+ = Mineral en equilibrio aproximado, tendencia a precipitando
10. - = Mineral disolviendo
11. =- = Mineral en equilibrio aproximado, tendencia a disolver
12. NO = Mineral no observado
13. NC = Mineral no calculado

Table 5. Comparison between observed and predicted mineralogy of altered sediments collected from well M-5.

Tabla 5. Comparación entre mineralogía observada y predicha en sedimentos alterado recolectados del pozo M-5.

Sample Number / Temperature	Spring N29 T=89°C			Mud Pot N21 T=100°C			"Geyser" N46 T=99.5°C			Condensate N12C T=90°C			Cold Pool N5 T=22°C		
	S[1]	W[2]	O[3]	S	W	O	S	W	O	S	W	O	S	W	O
Quartz	+[4]	=+[5]	+	+	=	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Plagioclase	+	-[6]	+	-	-	+	-	-	+	-	NC[7]	+	-	-	-
Potassium Feldspar	+	-	+	+	+	+	-	-	+	-	NC	+	-	-	-
Illite	+	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Montmorillonite	-	-	-	-	NC	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kaolinite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Calcite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dolomite	-	-	-	-	-	-	-	-		-	NC	-	-	-	-
Pyrite	NC	NC	+	NC	NC	+	NC	NC	+	NC	NC	+	NC	NC	NO[8]
Sulfur	NC	NC	NO	NC	NC	NO	NC	NC	NO	NC	NC	+	NC	NC	+
Anhydrite	-	-	NO	-	-	NO	=-	=-	NO	-	NC	+	=+	=+	+
Gypsum	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	NC	+	+	=+	+
Halite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sylvite	-	NC	-	-	NC	-	-	NC	-	-	NC	-	-	NC	-
Alunite	NC	-	NO	NC	NC	NO	NC	-	+	-	NC	NO	NC	-	NO

S = SOLMNEQ prediction
W = WATEQ2 prediction
O = Observed mineral
+ = Mineral precipitating
= = Mineral in approximate equilibrium, + indicates tendency to precipitate, - indicates tendency to dissolve
- = Mineral dissolving
NC = Not calculated
NO = Not observed

S = Predicho por SOLMNEQ
W = Predicho por WATEQ2
O = Mineral observado
+ = Mineral precipitando
= = Mineral en equilibrio approximado, + indica tendencia a precipitar, - indica tendencia a disolver
- = Mineral disolviendo
NC = No calculado
NO = No observado

RELACION ENTRE LA QUIMICA DEL AGUA Y LA MINERALOGIA DE LOS SEDIMENTOS DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

RESUMEN

Las composiciones químicas de las aguas recolectadas de los pozos de producción geotérmica y de las emanaciones hidrotermales de Cerro Prieto son diferentes. En comparación con las aguas de los pozos, las aguas superficiales contienen significativamente menos potasio, ligeramente menos calcio y cloruro, y significativamente más magnesio y sulfato.

En comparación con los sedimentos no alterados, los cambios en la mineralogía de los sedimentos alterados parecen estar controlados por el tipo de emanación (pozo, manantial, hoya de lodo, "géiser", fumarola, o laguna fría). Sin embargo, un aumento en los porcentajes de cuarzo y feldespato potásico parece ser característico de la mayoría de los sedimentos en contacto con fluidos geotérmicos.

Presentamos aquí un informe sobre los intentos preliminares de modelar los procesos químicos que ocurren en el campo geotérmico de Cerro Prieto usando cálculos de equilibrio químico. Para dicho propósito utilizamos las composiciones químicas de las aguas termales (emanaciones superficiales y de los pozos) como datos de entrada para los programas de cómputo SOLMNEQ y WATEQ2. Luego predecimos la composición mineralógica teórica de los sedimentos alterados y la comparamos con la mineralogía observada en las muestras sólidas. La interpretación de las similaridades y discrepancias entre las mineralogías predichas y observadas conducirá a un mejor entendimiento de las interacciones roca-agua en Cerro Prieto y especialemnte a una evaluación de la influencia que ha tenido la química del fluido sobre los sedimentos durante los últimos diez años.

INTRODUCCION

Desde 1960 más de 81 pozos geotérmicos, entre 1.5 y 3.5 km de profundidad, han sido perforados en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Mañón et al. (1977) publicaron la ubicación, litología, y análisis químicos de todos los pozos completados hasta 1977. Fausto et al. (1981 y 1979) informaron sobre las composiciones químicas de todos los pozos estudiados después de 1977. En 1977, bajo los auspicios del acuerdo entre la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y el Departamento de Energía (DOE), el personal del U.S. Geological Survey de Menlo Park, California, comenzó un extensivo muestreo anual de los pozos bajo producción. Al mismo tiempo, el personal del Institute of Geophysics and Planetary Physics de la Universidad de California, Riverside (IGPP-UCR) inició estudios extensivos de varios cientos de muestras de núcleos y recortes obtenidos de aproximadamente 50 pozos (Elders et al., 1978a, 1978b, 1979 y 1981).

Mercado (1968) publicó análisis químicos de algunas emanaciones hidrotermales observadas en aquel entonces en la región de Cerro Prieto. En 1979 el grupo de IGPP-UCR comenzó un examen detallado de las emanaciones hidrotermales (Valette y Patiño, 1979; Valette-Silver et al., 1981) localizadas al oeste del campo bajo producción (Figura 1). Ese estudio incluyó 163 muestras de fluidos y 120 muestras de sedimentos alterados y no alterados recolectados dentro de los orificios y a unos dos metros de los mismos. Todas las muestras fueron analizadas utilizando procedimientos descritos en la literatura (Watson, 1978; Elders et al., 1978a, 1978b y 1979; Valette y Patiño, 1979; Skougstad et al., 1979; y Valette-Silver et al., 1981).

Hasta hace poco, la interpretación de la química del fluido se hacía sin tomar en cuenta la química y la mineralogía de las rocas y sedimentos de caja. En este trabajo se utiliza la interacción de los dos sistemas para modelar los procesos químicos que ocurren en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Para este propósito se usa la composición química de las aguas geotérmicas (de pozos y emanaciones muestreadas en 1979) como datos básicos para los cálculos de equilibrio. Estos cálculos permiten predecir la mineralogía de los sedimentos asociados con las aguas termales. Asumiendo la validez de estos cálculos, las similitudes y diferencias entre la mineralogía observada y predicha de los sedimentos alterados son indicativas de los procesos químicos que ocurren actualmente en el campo geotérmico.

METODOLOGIA

Para calcular la mineralogía teórica de los sedimentos alterados asociados con la diferentes categorías de aguas termales (de pozos, manantiales calientes, hoyas de lodo, "géisers", fumarolas y lagunas frías) se utilizaron dos programas de cómputo: SOLMNEQ (Kharaka y Barnes, 1973) y WATEQ2 (Truesdell y Jones, 1974; Plummer et al., 1976; Ball et al., 1979 y 1980). Ambos programas permiten calcular si el agua está sobresaturada, no saturada, o en equilibrio con respecto a un mineral dado a cierta temperatura.

Dichos programas de cómputo calculan productos de actividad (AP) para varias especies químicas disueltas en el agua termal, y los comparan con las constantes de equilibrio de ciertos minerales a dadas temperaturas (KT). Si para un mineral log (AP/KT) es positivo, el agua termal está sobresaturada con respecto a dicho mineral y éste debería precipitar de la solución. Si el log (AP/KT) es negativo, el agua termal no está saturada con respecto a

dicho mineral, y significa que éste debería estar disolviéndose en la solución.
Si log (AP/KT) es cero, el mineral y la solución están en equilibrio. Debido a que las limitaciones de cada programa de cómputo son diferentes, a continuación se presenta una breve descripción de ambos.

SOLMNEQ

El programa de cómputo SOLMNEQ (Kharaka y Barnes, 1973) fue escrito para calcular la distribución de equilibrio de las especies químicas más comunes en solución acuosa. Pueden calcularse la distribución de equilibrio de unas 162 especies químicas y el estado de reacción con respecto a 158 estados sólidos. SOLMNEQ también calcula la energía libre de Gibbs (ΔG_{diff} = 'delg') que es la diferencia entre el estado real y el de equilibrio. Dada una reacción a una temperatura y presión específica, ΔG_{diff} se calcula en kilocalorías de la expresión $\Delta G_{diff} = RT\ln (AP/K)$, donde AP es el producto de actividad y K la constante de equilibrio. Los datos usados por el programa incluyen pH, Eh, densidad, temperatura, y composición química del agua. SOLMNEQ puede calcular distribuciones de equilibrio entre 0 y 350°C. Kharaka (comunicación personal, 1981) acaba de modificar SOLMNEQ incluyendo datos termodinámicos recientemente publicados, aumentando así significativamente la precisión de los cálculos.

WATEQ2

El programa de cómputo WATEQ2 realiza esencialmente los mismos cálculos que el programa SOLMENQ, y utiliza los mismos datos de entrada. Los datos termodinámicos usados en WATEQ2 han sido ampliamente evaluados y revisados (Ball et al., 1979 y 1980) desde la publicación de la versión original WATEQ (Truesdell y Jones, 1974). Varios metales y grupos de coordinación han sido adicionados a la versión original de Ball et al. (1980), tal que ahora WATEQ2 calcula la distribución de equilibrio de 220 especies químicas y los índices de solubilidad [SI = $\log (AP/K_{sp})$] para 309 fases sólidas diferentes (donde AP es el producto de actividad y K_{sp} la constante termodinámica de equilibrio a la temperatura del agua). Las constantes de equilibrio en WATEQ2 están modificadas, ya sea por la ecuación de Van't Hoff, o por una expresión matemática basada en la relación empírica entre $\log(K_{sp})$ y temperatura. Las constantes de equilibrio no están corregidas por encima de 100°C y 1 bara de presión, lo que limita el uso de WATEQ2 a temperaturas menores de 100°C.

A pesar de que la calidad de los datos termodinámicos utilizados por los programas parecen ser equivalentes, no necesariamente usan las mismas fuentes de datos. Por lo tanto las diferencias en los datos termodinámicos y en la forma de programar pueden afectar el resultado de los cálculos. Por eso, cuando fue posible, se usaron tanto SOLMNEQ como WATEQ2 para predecir la mineralogía de los sdedimentos alterados. Para temperaturas mayores de 100°C se usó solamente SOLMNEQ.

Otro problema que afecta la precisión de los cálculos teóricos es la integridad y calidad de los análisis químicos. Los análisis químicos presentados aquí son razonablemente completos (Tablas 1 y 2), y la calidad de todos los análisis es equivalente. Los métodos utilizados para las emanaciones superficiales incluye un análisis de activación neutrónica (INAA), espectrometría de absorción atómica, espectrometría de emisión atómica, y análisis volumétricos. En los pozos, el aluminio se determinó utilizando espectrometría de emisión en un plasma de argón de corriente contínua, en lugar de INAA, y el pH, NH_3 y SO_4^{2-} fueron determinados en el campo y no en el laboratorio.

Resumen de resultados anteriores

La mayoría de los datos usados en este informe fueron obtenidos de estudios anteriores (i.e., Mañón et al., 1977; Elders et al., 1978a, 1978b y 1979; Valette y Patiño, 1979; Valette-Silver et al., 1981). Por lo tanto, discutiremos solamente las características pertinentes a la química del fluido y a la mineralogía de los sedimentos.

QUIMICA DEL AGUA

Química de las aguas superficiales

Las manifestaciones hidrotermales localizadas al oeste del campo geotérmico bajo producción pueden clasificarse en cinco diferentes categorías (Tabla 1):

1. Manantiales calientes -- temperaturas cercanas a 90°C, pH entre 6.5 y 8.0, Eh entre -25 y +100 mV, salinidades cercanas a 15 g/kg, bajas concentraciones de sulfato y aluminio, y concentraciones moderadas de sílice (promedio de unos 40 valores).

2. Hoyas de lodo -- temperaturas entre 90 y 100°C, pH menor de 8, Eh negativo, salinidades tipicamente menores de 5 g/kg, pero a veces alcanzando hasta 15 g/kg, concentraciones elevadas de sulfato y bajas concentraciones de sílice (promedio de unos 30 valores).

3. "Géiser" -- temperaturas cercanas a 100°C, pH cercano a 2, Eh positivo, salinidades generalmente menores de 2 g/kg, concentraciones elevadas de sílice y aluminio, y bajos índices Na/K, dados en peso (promedio de unos 15 valores).

4. Fumarolas -- dos intervalos de temperatura, uno cercano a 45°C, y el otro entre 80 y 100°C, el pH del fluido condensado varía entre 3 y 8, Eh negativo, salinidades menores de 1 g/kg, concentraciones de sulfato y cloruro cercanos a los 500 y 100 mg/kg, respectivamente (promedio de unos 30 valores).

5. Lagunas -- temperaturas menores de 45°C, pH entre 1 y 5, Eh negativo, salinidades cercanas a 30 g/kg, y elevadas concentraciones de sulfato (promedio de unos 45 valores).

Las características químicas de las aguas termales superficiales varían considerablemente entre dichas categorías, pero se pueden considerar homogéneas dentro de cada una de las categorías en que se clasifican las descargas. Sin embargo, sólo hay leves variaciones en las concentraciones de sílice, magnesio, bicarbonato y sulfato (Valette y Patiño, 1979). Para realizar cálculos de equilibrio hemos utilizado las composiciones químicas del manantial N29, la hoya de lodo N21, el "géiser" N46, el condensado de la fumarola N12C, y de la laguna fría N5, debido a que su química es representativa de cada una de las categorías (Tabla 1).

Química de las aguas de pozo

La composición química de las aguas de los pozos del área Cerro Prieto I (parte del campo explotada originalmente) son esencialmente homogéneas (Tabla 2). Esto está ilustrado por los diagramas de Schoeller a lo largo de las secciones norte-sur y oeste-este (Figuras 2a y 2b). El pH del condensado de las salmueras flasheadas varía entre 6 y 8. El geotermómetro de Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973) indica una temperatura máxima en el subsuelo de 290°C en el (los) acuífero(s) productor(es) de Cerro Prieto I. Comparado con el agua de mar, las salmueras flasheadas de Cerro Prieto tienen una salinidad menor (~15 g/kg), con concentraciones extremadamente bajas de magnesio, sulfato y bicarbonato, y concentraciones elevadas de potasio, litio, boro, amoníaco y sílice (Mañón et al., 1977; Truesdell et al., 1981; J.M. Thompson, datos no publicados, 1979). Debido a que el pozo M-5, localizado en la parte inicialmente explotada del campo, es aún uno de los mejores productores y su composición química es representativa del área Cerro Prieto I (Figura 1), hemos usado su composición química como dato de entrada para los programas SOLMNEQ y WATEQ2.

Comparado con las aguas de pozo, los análisis químicos de las emanaciones superficiales, particularmente de los mananiales calientes, indican que las emanaciones tienen menos potasio, calcio y cloruro y más magnesio y sulfato. Estos cambios se atribuyen a la mezcla de aguas hidrotermales con aguas subterráneas meteóricas, y a la interacción roca-agua durante el ascenso de los fluidos termales (Valette y Patiño, 1979; y Elders et al., 1979).

MINERALOGIA DE LOS SEDIMENTOS

Mineralogía de los Sedimentos alterados en las emanaciones superficiales

La comparación entre los sedimentos sin alterar y los que han sido alterados hidrotermalmente indica la formación de cuarzo, sílice amorfa, plagioclasa (albita), feldespato potásico (adularia) y pirita, y la reducción de calcita, dolomita y yeso (Tabla 3). Estos resultados fueron obtenidos mediante difracción de rayos X, secciones delgadas, microscopio electrónico y microscopio electrónico con barrido. Sin embargo, la mineralogía de los sedimentos alterados parece estar controlada por el tipo de emanación superficial. La Tabla 3 muestra la mineralogía de los sedimentos del manantial caliente N29, de la hoya de lodo N21, del "géiser" N46, de la fumarola N12C y de la laguna fría N5.

Mineralogía de los pozos

Basado en análisis de difracción de rayos X y secciones delgadas, Elders et al. (1978a, 1978b y 1979) han presentado los cambios graduales en la mineralogía de los pozos desde la parte superior a la inferior en función del aumento de temperatura, y, para las areniscas, han dividido estos cambios en cuatro asociaciones mineralógicas dependientes de la temperatura:

zona de montmorillonita-caolinita (25 a 150-180°C)

zona de illita-clorita (180-230°C)

zona de silicatos de calcio y aluminio (230 a 315°C) (epidota, wairakita, prehenita y actinolita)

zona de biotita-estilpnomelano (315 a 350°C)

En el pozo M-5 el gradiente térmico es particularmente empinado en los últimos 400 m - de 180°C medidos a 800 m, a 290°C a 1250 m de profundidad. A medida que aumenta la temperatura en el pozo se observan cambios en la mineralogía de la roca circundante. Estos cambios siguen aquellos descritos por Elders et al. (1978a, 1978b y 1981). Además de los efectos de temperatura, los estudios de Elders et al. (1978a, 1978b y 1981) indican que los cambios mineralógicos parecen variar en función de la permeabilidad intrínsica de la roca, o sea, varían en función del tamaño de grano de los sedimentos. Generalmente la misma zona mineralógica ocurre en las areniscas a una temperatura menor que en las lutitas, y las últimas dos asociaciones mineralógicas observadas a altas temperaturas en las areniscas generalmente no aparecen en las lutitas. Por consiguiente, Elders et al. (1978b y 1981) consideran que las reacciones que ocurren en las areniscas son más sintomáticas de las condiciones en el yacimiento que aquellas que ocurren en las lutitas. En las Figuras 3a y 3b y en la Tabla 3 se muestran las diferencias entre la mineralogía de las lutitas y de las areniscas cerca del fondo del pozo M-5. La mineralogía de las lutitas es típica de la zona de illita-clorita, mientras que la de las areniscas es típica de la zona de silicatos de calcio y aluminio.

Comparando la mineralogía de los sedimentos alterados recolectados de los pozos (~2500 muestras) y de las emanaciones superficiales (~120 muestras), especialmente de los manantiales calientes, se observan ciertas similitudes: en general un aumento en las abundancias de cuarzo y feldespato, y la subsiguiente desaparición de montmorillonita, caolinita, dolomita y calcita. La clorita, que no ocurre en los sedimentos superficiales, está frecuentemente asociada con illita en la mineralogía de los pozos. Los progresivos cambios que se observan en los pozos están distribuídos a lo largo de un intervalo de temperatura entre 150 y 360°C; mientras que los cambios en las emanaciones superficiales ocurren a temperaturas menores de 100°C.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Los resultados de los cálculos teóricos, junto con los minerales observados realmente en los sedimentos alterados, se presentan en la Tabla 4 para las emanaciones superficiales, y en la Tabla 5 para el pozo M-5. Existen pequeñas diferencias entre los resultados obtenidos por los programas SOLMNEQ y WATEQ2 que probablemente reflejan variaciones en las constantes termodinámicas utilizadas. El valor de log(AP/KT) es normalmente un 10 por ciento más alto para los cálculos de SOLMNEQ que para los de WATEQ2. Por ejemplo, para la laguna fría N5 se obtuvo: cuarzo 2/1.6, albita 11/9.9, adularia -9/-8.3, caolinita -11/-10, anhidrita 0.7/0.56. Para nuestros propósitos estamos principalmente interesados en el signo de log(AP/KT) ya que indica la índole del proceso químico involucrado - disolución o precipitación. Como se puede apreciar de las Tablas 4 y 5, el signo de log(AP/KT) de los diversos minerales usando SOLMNEQ y WATEQ2 generalmente concuerda (80 de 84 pares). Existe un acuerdo total en el signo de log(AP/KT) para las emanaciones N46, N12C y N5, y para el pozo M-5 (cuando el cálculo se hizo a 25°C). El acuerdo parece ser mejor para los cálculos a baja temperatura (~25°C) y probablemente reflejan la gran similitud de las constantes termodinámicas utilizadas en ambos programas.

Las cuatro discrepancias que se observaron en los resultados corresponden a las emanaciones superficiales del manantial N29 (plagioclasa, feldespato potásico e illita), y de la hoya de lodo N21 (cuarzo). En Cerro Prieto, si se obtienen signos opuestos para un mismo mineral, los cálculos de SOLMNEQ generalmente corresponden mejor con la mineralogía de los sedimentos alterados que los dados por WATEQ2. Sin embargo, se necesitará estudiar mejor este problema. Debido a que las discrepancias implican fenómenos opuestos para un mineral dado y porque actualmente no podemos explicarlas, no hemos incluído estos datos en la discusión que se presenta más abajo. Los resultados de los cálculos de SOLMNEQ y WATEQ2 son normalmente bastante coherentes; las diferencias en las constantes termodinámicas utilizadas no afectan mucho el signo de log(AP/KT) ni el comportamiento predicho del mineral.

La falta de ciertos constituyentes químicos es otro de los problemas que pueden afectar los resultados de los cálculos teóricos. Por ejemplo, en las emanaciones superficiales, los componentes secundarios como boro, fluor, amoníaco y las concentraciones de gas no fueron determinados habitualmente Los análisis químicos de los pozos productores son más completos, y algunos datos sobre los gases de estos pozos han sido presentados (Nehring y Fausto, 1978; Nehring y D'Amore, este volumen). En este informe preliminar no hemos investigado sistematicamente el efecto de la falta de datos. Si falta algun componente químico que sea crítico para predecir el estado de algún mineral, se omite la predicción; sin embargo, si el componente que falta no se considera crítico, se presenta la predicción.

COMPARACION ENTRE LA MINERALOGIA OBSERVADA Y PREDICHA DE LOS SEDIMENTOS ALTERADOS

Emanaciones superficiales

Al comparar la mineralogía predicha y observada de las emanaciones superficiales (Tabla 4) aparecen dos patrones: aquellos en los cuales existe un buen acuerdo entre las mineralogía predicha y observada, y aquellos donde hay un total desacuerdo. En la primera categoría se encuentran la laguna fría N5 y el manantial caliente N29. El buen acuerdo entre el comportamiento mineral predicho y observado sugiere que el agua y el sedimento local han tenido suficiente tiempo para reaccionar, lo que implica que las características químicas del agua no han cambiado significativamente en tiempos recientes (antes del muestreo de 1979), o que la cinética química es rápida. La primera explicación es preferible.

El "géiser" N46, la hoya de lodo N21 y el condensado de la fumarola N12C ilustran la segunda categoría. En este caso se observan las discrepancias entre la mineralogía observada y predicha (para plagioclasa, feldespato potásico y alunita en el "géiser"; para plagioclasa, illita y montmorillonita en la hoya de lodo; y para anhidrita en la fumarola), lo que implica que algunas de las reacciones predichas no han ocurrido tal como se esperaba. Esto sugiere que la química del agua ha cambiado recientemente y que los sedimentos han retenido la mineralogía correspondiente a un estado anterior, o que la cinética química es lenta. Aquí se prefiere la primera explicación. Las diferencias observadas en las muestras para la plagioclasa, feldespato potásico, montmorillonita e illita pueden explicarse por cambios químicos, especialemnte en las concentraciones de sílice, aluminio, calcio y potasio.

Las diferencias entre las muestras concordantes (N5 y N29) y las muestras discordantes (N46, N21 y N12C) no pueden ser explicadas simplemente por problemas relacionados con la precisión o la integridad de los datos. Ambos conjuntos de datos son de la misma calidad y les faltan los mismos componentes químicos.

Pozo M-5

En la interpretación de los datos de este pozo, no solamente compararemos la mineralogía predicha y observada como hicimos con las emanaciones superficiales, sino que también trataremos de determinar la influencia de la temperatura y de las variaciones granulométricas (Elders et al., 1978b) sobre los cálculos.

En el pozo M-5 el agua del acuífero estaba inicialmente a una temperatura cercana a 280°C. Ésta es flasheada dentro del pozo a 160°C (la temperatura del separador), y finalmente es extraída, enfriada a 25°C y muestreada. El programa de cómputo SOLMNEQ fue usado a cada una de estas temperaturas para calcular log(AP/KT) (Tabla 5). Debido a sus limitaciones en el intervalo de temperatura, el programa WATEQ2 no fue usado para los cálculos a 160 y a 280°C. Por lo tanto, no se comprobó la coherencia de los valores calculados por el programa SOLMNEQ a dichas temperaturas. Elders et al. (1978b) han observado variaciones en las asociaciones mineralógicas entre las lutitas y areniscas de los pozos productores de Cerro Prieto. Por lo tanto se estudiarán las diferencias entre la mineralogía predicha y observada para determinar cualquier efecto debido a la granulometría.

Cuando se realizan cálculos utilizando SOLMNEQ y WATEQ2 a 25°C, la temperatura medida en el pozo a 9 m de profundidad, la comparación entre la composición mineralógica predicha y observada de los sedimentos globales recolectados a 9 m de profundidad indica discrepancias para más de la mitad de los minerales estudiados. Esto indica que el agua reaccionando con los sedimentos a 9 m de profundidad y a 25°C es substancialmente diferente del agua obtenida del separador. Esto apoya la hipótesis de que el fluido hidrotermal ha sido diluido durante su ascenso, probablemente por aguas meteóricas. Desgraciadamente sólo se tiene la mineralogía global del sedimento alterado; no es posible realizar una comparación con la mineralogía que se observa en las areniscas o lutitas.

A 160°C, la temperatura medida en el pozo a 800 m, el programa SOLMNEQ predice la disolución de todos los minerales presentes en los sedimentos alterados. Sin embargo, se observan cuatro discrepancias entre la mineralogía predicha y observada, tanto para la arenisca como la lutita. En el pozo a 800 m los porcentajes de cuarzo, feldespato potásico, calcita y clorita aumentan en la arenisca, y los porcentajes de cuarzo, illita, clorita e anhidrita aumentan en la lutita.

A 280°C, la temperatura medida en el pozo a 1250 m de profundidad, los cálculos de SOLMNEQ indican que la mayoría de los sedimentos presentes en el sedimento original, con excepción de la clorita, deberían estar disolviendose. La mineralogía predicha concuerda mejor con la mineralogía observada en la lutita (2 discrepancias) que con la observada en la arenisca (6 discrepancias) obtenida del fondo del pozo. El cuarzo y la illita, predichos a estar no saturados, precipitan en las lutitas. Se predice que cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, dolomita y zeolita están disolviendo, cuando en realidad sus porcentajes en las areniscas alteradas están aumentando. La clorita, que se predice estar presente tanto en la lutita como en la arenisca, se observa sólo en la lutita pero no en la arenisca.

De los resultados obtenidos a las tres temperaturas, la mejor concordancia entre la mineralogía observada y predicha se obtiene para la lutita a 280°C. Esto indica que la composición química de las aguas muestreadas del pozo son similares a las que dejaron su "firma" en los sedimentos del fondo del pozo. Sin embargo existen algunas discrepancias. En particular, se predice que el cuarzo debe estar no saturado, cuando en la readidad está siendo precipitado en los sedimentos. Esto podría indicar un problema en el muestreo del agua ya que puede haberse perdido sílice en el pozo o en el separador, entre el fondo del pozo y el punto de muestreo. La precipitación de sílice también puede remover iones de aluminio y potasio. Si es así, las predicciones de clorita, plagioclasa, feldespato potásico e illita también pueden estar afectadas.

Los cálculos hechos a 25°C muestran que los efectos de enfriamiento por sí solos no pueden explicar las numerosas discrepancias observadas en este caso. Esto sugiere que han ocurrido procesos de mezcla entre las aguas termales y otro tipo de aguas (probablemente aguas meteóricas cercanas a la superficie) al migrar a la superficie desde 1250 m de profundidad. Elders et al. (1978b, 1979 y 1981) han predicho que las areniscas responden más rapidamente a cambios de temperatura que las lutitas. Aquí la mineralogía de las lutitas concuerda mejor con la mineralogía predicha que la de las areniscas. Evidentemente habrá que reconciliar la diferencia entre las conclusiones de Elders et al. (1978a y 1978b) y nuestros resultados.

CONCLUSIONES

En este informe preliminar se ha comparado la mineralogía observada en los sedimentos alterados de las emanaciones hidrotermales (cinco tipos) y de un pozo productor, con la mineralogía predicha por los programas de cómputo SOLMNEQ y WATEQ2. En los ejemplos presentados, la correlación entre la mineralogía predicha y observada depende del tipo de emanación: los minerales observados en el manantial caliente N29, y la laguna fría N5 coinciden bien con los minerales predichos. Se encontraron varias discrepancias entre la mineralogía predicha y observada en el pozo M-5, el "géiser" N46, el condensado de la fumarola N12C, y la hoya de lodo N21. Proponemos que en los sedimentos alterados el comportamiento de los minerales lleva la "firma" de la composición química del agua que está en contacto con ellos. Por lo tanto, una correlación entre la mineralogía observada y predicha indica que el agua ha tenido suficiente tiempo para reaccionar con los sedimentos, e implica que cambios realtivamente lentos

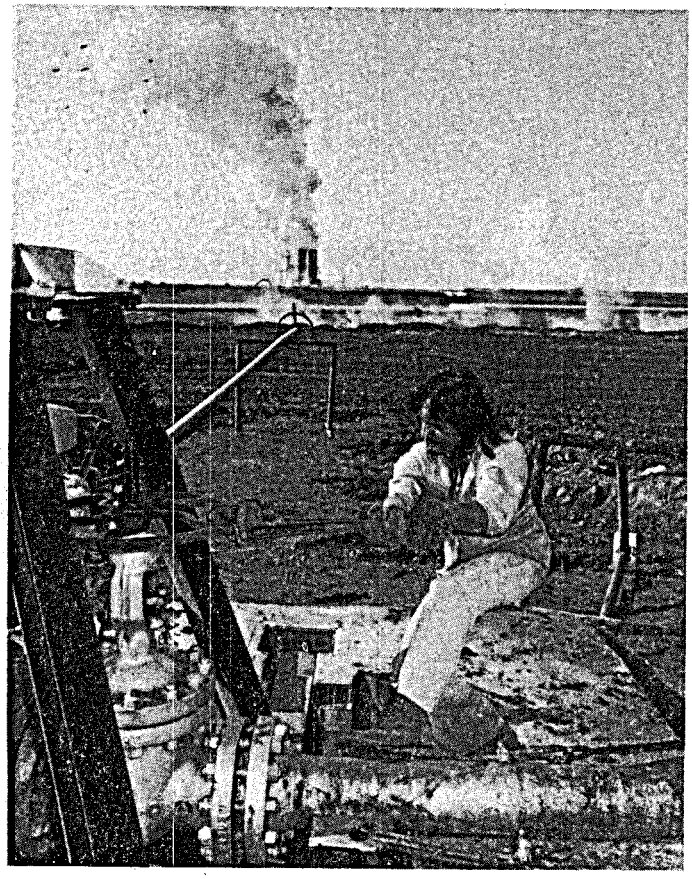
en la composición química están ocurriendo con el transcurso del tiempo. Donde hay una discordancia entre la mineralogía predicha y observada, proponemos que los sedimentos alterados han retenido la "firma" química del agua que previamente en contacto con ellos, lo que implica cambios recientes en la química del fluido. Estos cambios probablemente se deban a procesos de mezcla. Esta interpretación está basada en un pequeño conjunto de muestras y debe considerarse como tentativa. Estos resultados preliminares indican que el procedimiento es potencialmente útil para seguir y evaluar los procesos químicos que ocurrieron recientemente en el campo geotérmico de Cerro Prieto.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos especialmente a Y. Kharaka del U.S. Geological Survey por su ayuda con el programa SOLMNEQ y la interpretación de datos. Agradecemos a Paul Silvers y otros del Scripps Institution of Oceanography por asistirnos en la edición del manuscrito. También agradecemos a M. Lippmann and R. Zelwer por su ayuda editorial y su paciencia. Este estudio fue financiado por el U.S. Department of Energy, el Centre National de la Recherche Scientifique de Francia, y el U.S. Geological Survey.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

SUBSIDENCE
ASENTAMIENTO DEL TERRENO



RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS DE NIVELACION DE PRIMER ORDEN REALIZADOS EN EL VALLE DE MEXICALI Y EN EL CAMPO DE CERRO PRIETO

A. de la Peña L.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del 3er levantamiento de Control Vertical realizado por la Dirección General de Geografía del Territorio Nacional (antes DETENAL), en los meses de Noviembre y Diciembre de 1979 y los del cálculo de los desniveles de campo, así como la graficación de los datos comparativos de los levantamientos de 1977, 1978 y 1979.

Así mismo, se exponen los resultados que se obtuvieron de una nivelación de 2do. orden llevada a cabo para verificar los posibles movimientos de la superficie del terreno como consecuencia del sismo ocurrido el día 8 de Junio de 1980, con epicentro a 15 Km. al Sureste del Poblado Guadalupe Victoria y de magnitud ML= 6.7, que ocasionó el agrietamiento del terreno y la formación de volcancillos de arena con expulsión de agua en el campo de Cerro Prieto y sus alrededores. Dicha nivelación se realizó del banco BN-10067 ubicado en el cruce del canal Solfatara y la vía del ferrocarril Sonora-Baja California, al BN-10055 localizado en Estación Delta.

INTRODUCCION

El objetivo principal de este estudio fue el de comparar los datos que se han obtenido de las nivelaciones de precisión realizadas en el Valle de Mexicali durante los años de 1977, 1978 y 1979 y que tuvieron como propósito detectar asentamientos o levantamientos de la superficie del terreno y su variación a través del tiempo, y tratar de definir si son debidos a fallas activas que periodicamente motivan eventos sísmicos y reacomodo de las capas del subsuelo y/o por la extracción de agua de acuíferos tanto para fines agrícolas como geotérmicos.

ANALISIS Y REPRESENTACION DE LAS VARIACIONES VERTICALES DETECTADAS EN LAS RES NIVELACIONES

Con la información proporcionada por las nivelaciones corridas a lo largo de los bancos de nivel construidos para tal fin (Fig. No. 1), se construyó la tabla No. 1, en la cual se indican las discrepancias obtenidas en los años 77-78, 77-79 y 78-79. Tomando la información de esta tabla, se graficaron las diferencias de elevaciones ortométricas obtenidas durante 1977-1978 y 1977-1979, tomando como línea base ó cero, la nivelación de 1977 (línea horizontal). Para facilitar su análisis, el trabajo se dividio en 4 tramos:

TRAMO I (Fig. No. 2)

Se inicia en el BN A-1225 localizado en la ciudad de Calexico Cal., E. U. A., y termina en el BN-DDF-65 ubicado sobre la carretera Mexicali-San Felipe al pie de la Sierra de Cucapá.

Durante el período 77-78 en este tramo se observaron asentamientos y levantamientos del terreno sin seguir una tendencia definida, detectándose un asentamiento máximo de 50mm. en el BN-10011 y un levantamiento máximo de 28mm. en el BN-10017. En 77-79, se detectó que todo este tramo sufrió un asentamiento en relación con el intervalo 77-78, con excepción del BN-10002 que continuó levantándose hasta 30mm.

TRAMO II (Fig. No. 3)

Corresponde a un circuito que se inicia en el BN-DDF-65 sobre la carretera Mexicali-San Felipe, pasa por el campo de Cerro Prieto y por las faldas del volcán de Cerro Prieto y termina en el mismo banco DDF-65

En el intervalo 1977-1978, el comportamiento del terreno fue similar al del tramo anterior con ascensos hasta de 20mm. entre los BN-10066 y 10067 y descensos máximos de 28mm. en el BN-10127 y de 48mm. en el BN-10042. En el área de explotación del campo , se observó un asentamiento entre los BN-10059 al 10062 de 8mm. En el intervalo de tiempo de 1977 a 1979 prácticamente el terreno sufrió un asentamiento general, acentúandose en el área del campo entre los BN-10054 y el BN-10064 con descenso hasta de 76mm. en el BN-10060.

TRAMO III (Fig. No. 4)

Se inicia en el BN-10067 sobre la carretera Pascualitos-Pescadero cerca del cruce con el canal Solfatara y termina en el BN-10109 localizado sobre la línea Internacional México-E. U. A.

Al graficar las discrepancias obtenidas de los levantamientos 1977-1978, se observó que en este tramo la superficie del terreno sufrió un levantamiento general con máximos de 33.0mm. y 33.1 mm. en los BN-10090 y 10095 respectivamente. Así mismo, de 1977 a 1979 la gráfica correspondiente nos muestra que del BN-10067 al 10083 hubo un asentamiento del terreno con relación a 1978 que fue disminuyendo hacia el BN-10083; a partir del banco 10085 el levantamiento detectado en el período 77-78 se incrementó, con un máximo de 62.1 mm. en el BN-10100. Los bancos 10098, 10103, 10105 y 10109 sufrieron hundimientos con relación al período 77-78.

TRAMO IV (Fig. No. 5)

Este tramo ubicado en territorio de E. U., comprende del BN R-1225 que se encuentra en la ciudad de Caléxico Cal., cercano a la línea internacional al BN-10145 ubicado a 4.94 Km. Al Sur de la unión de las carreteras 98 y 115, sobre el costado este de esta última carretera que va hacia Holtville

En este tramo el terreno sufrió un levantamiento general en el período 1977-1978, con un máximo de 38.7mm. en el BN-10138. Para el período 1977-1979 con excepción del BN-10109 que descendió 25.2mm., se incrementó considerablemente el levantamiento de la superficie del terreno alcanzado hasta 90.7mm. en el BN-10139.

No se tuvo información de los BN-10110 y 10111, porque fueron destruidos y fue necesario reemplazarlos.

ANALISIS DE LOS EFECTOS DEL TERREMOTO DEL 8 DE JUNIO DE 1980

El día 8 de Junio ocurrió un evento sísmico cuyo epicentro se localizó en el Poblado Guadalupe Victoria a 15 Km., aproximadamente al SE del campo de Cerro Prieto; este evento tuvo una magnitud de 6.7 en la escala de Ritcher (Fig. No. 6). Los principales efectos se resintieron precisamente en el área de Cerro Prieto y sus alrededores, donde se formaron inumerables agrietamientos, principalmente a lo largo de caminos y bordos, así como volcancillos de arena con expulsión de agua.

Una explicación de los efectos que causó este sismo, podría ser que los sedimentos consolidados a profundidad, actuaron como colchón de las arcillas, arenas y del nivel freático somero. En respuesta a las aceleraciones generadas por el evento, se produjo la liquefacción local de los sedimentos inconsolidados, dando origen a colapsos, asentamientos y levantamientos del terreno y la formación de volcancillos.

Para verificar la magnitud de los movimientos del terreno ocasionados por el sismo, se llevó a cabo una nivelación de 2do. orden del BN-10055 localizado en Estación Delta, al BN-10131 ubicado en las faldas del volcán de Cerro Prieto.

TRAMO V

Las discrepancias que se obtuvieron de esta nivelación de 2do. orden con relación a la de 1977, se graficaron (Fig. No. 7), observándose que los asentamientos que se habían detectado en 1978 y 1979 en el área del campo entre los BN-10057 y 10063, se acentuaron considerablemente con valores hasta de 492mm. en el BN-10060.

CONCLUSIONES

1.- En la parte occidental del Valle de Mexicali, se observó que los desplazamientos del terreno varían en forma irregular sin presentar una tendencia uniforme de hundimientos o levantamientos de la superficie del terreno.

2.- En el circuito que abarca el campo de Cerro Prieto, (Tramo II) en forma general, prevalecen las mismas condiciones que las mencionadas en el párrafo anterior, con excepción de la zona del campo en explotación donde los asentamientos del terreno se han ido incrementando a través del tiempo, acentúandose considerablemente como consecuencia del sismo "Victoria" ocurrido el día 8 de Junio de 1980.

3.- Una posible explicación del asentamiento registrado en el área del campo podría ser la extracción de agua geotérmica, la cual se incrementó considerablemente a raíz de la puesta en operación de las Unidades 3 y 4 de C. P., habiéndose extraído hasta el año de 1980 aproximadamente 176 millones de m^3 de agua, esta extracción debe de haber propiciado los hundimientos registrados que posiblemente fueron intensificados como consecuencia del sismo del 8 de Junio.

4.- En la porción Norte y Nor-Oriental del Valle, se ha detectado que la superficie del terreno ha sufrido un levantamiento general que se va

incrementando hacia la frontera con E. U. A., y que bien puede ser ocasionado por fallas activas como la Imperial que periódicamente provocan eventos telúricos el reacomodo de las capas del subsuelo.

5.- En vista de la importancia que tienen para el campo de Cerro Prieto y otras posibles zonas geotérmicas en el Valle de Mexicali los movimientos de la corteza terrestre detectados, se ha decidido continuar con las mediciones anuales de nivelación de precisión por un período mínimo de 3 años.

REFERENCIAS

García, J. R.,"Estudios de Nivelación de primer orden en Cerro Prieto". Actas 2do. Simposio Sobre el Campo de Cerro Prieto (pags. 274 a 293). Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, México D. F., Diciembre de 1980, Control Geodésico de Nivelación de primer orden en la Zona Geotérmica de Cerro Prieto, Mexicali, Baja California Norte.

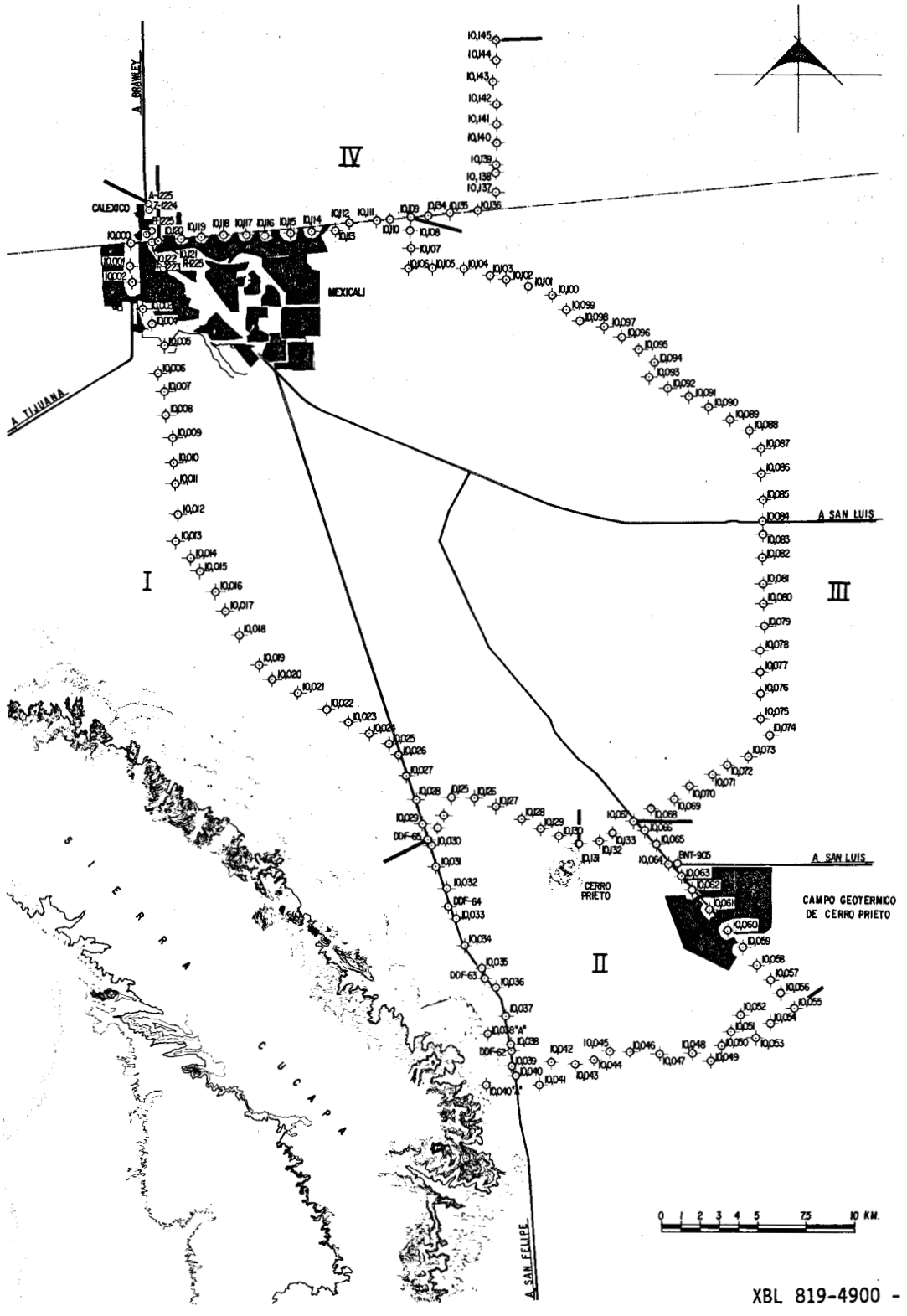


Figura 1. Red de control vertical en el Valle de Mexicali.

Figure 1. Leveling survey network in the Mexicali Valley.

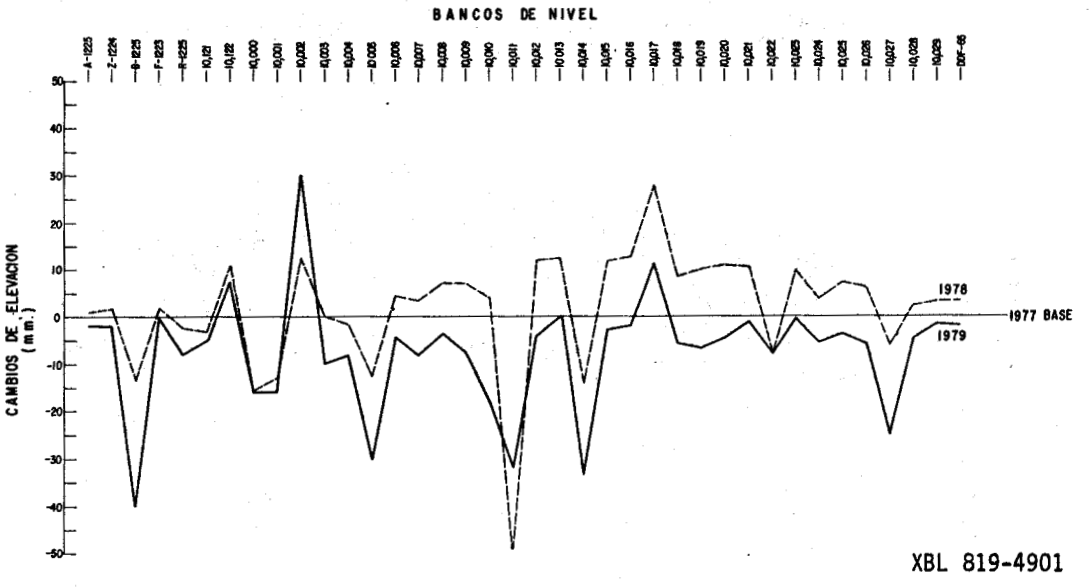


Figura 2. Diferencia de elevaciones ortométricas obtenidas durante 1977-1978 y 1977-1979 tomando como base la nivelación de 1977 (línea horizontal). Tramo I.

Figure 2. Differences in ortometric elevations measured between 1977-1978 and 1977-1979 using the 1977 data as datum (horizontal line). Section I.

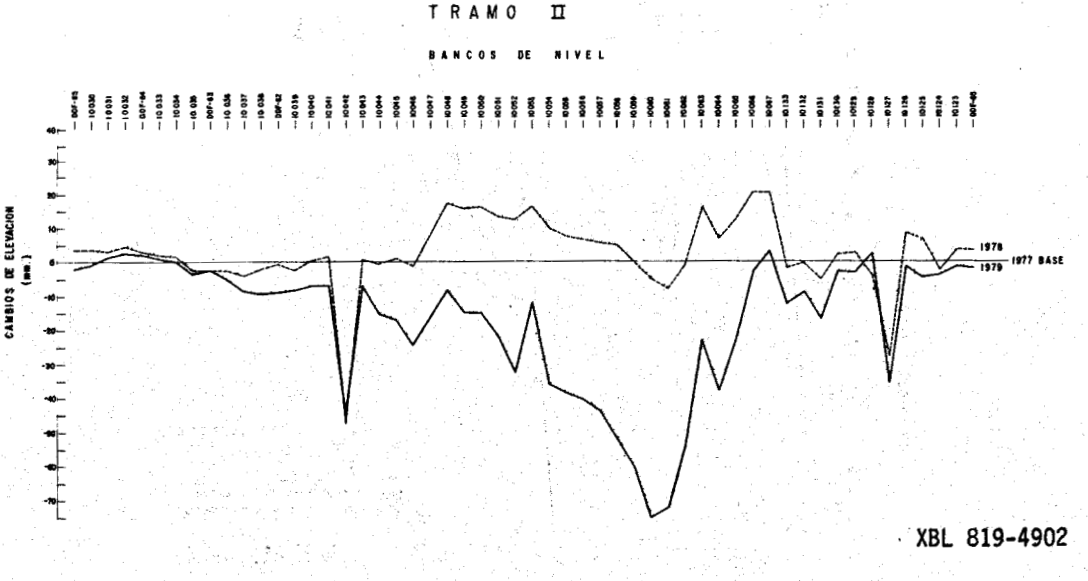


Figura 3. Diferencia de elevaciones ortométricas obtenidas durante 1977-1978 y 1977-1979 tomando como base la nivelación de 1977 (línea horizontal). Tramo II.

Figure 3. Differences in ortometric elevations measured between 1977-1978 and 1977-1979 using the 1977 data as datum (horizontal line). Section II.

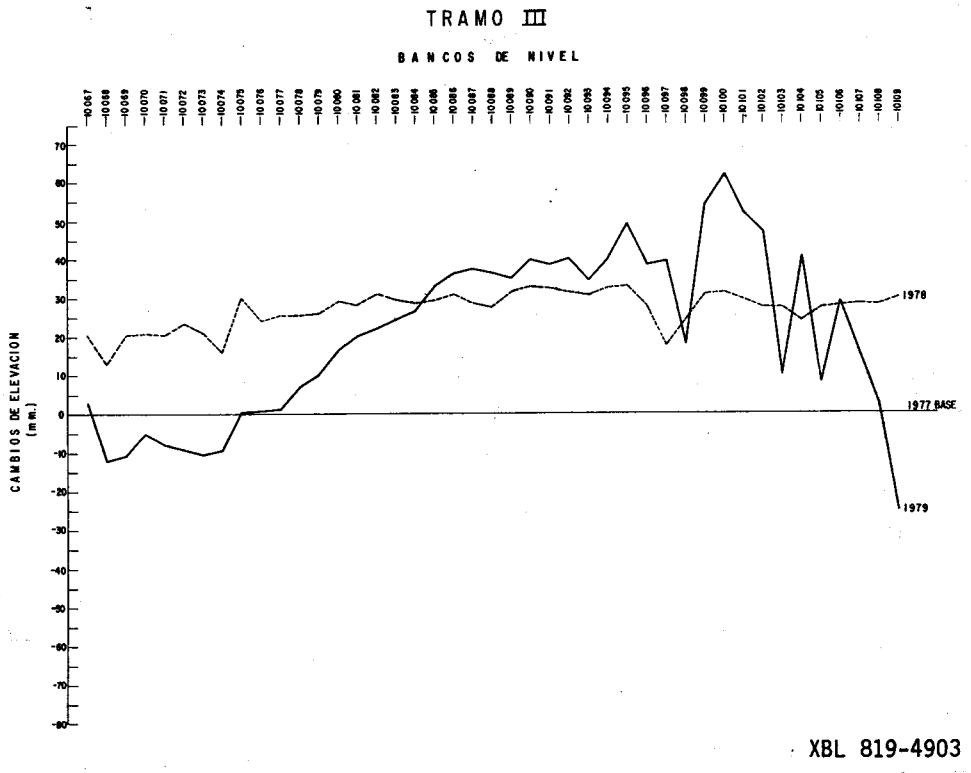


Figura 4. Diferencia de elevaciones ortométricas obtenidas durante 1977-1978 y 1977-1979 tomando como base la nivelación de 1977 (línea horizontal). Tramo III.

Figure 4. Differences in ortometric elevations measured between 1977-1978 and 1977-1979 using the 1977 data as datum (horizontal line). Section III.

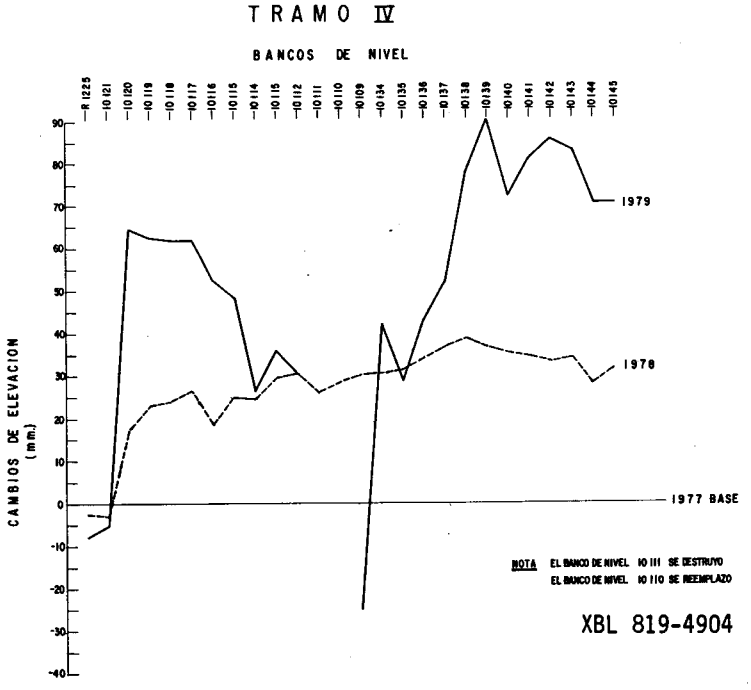
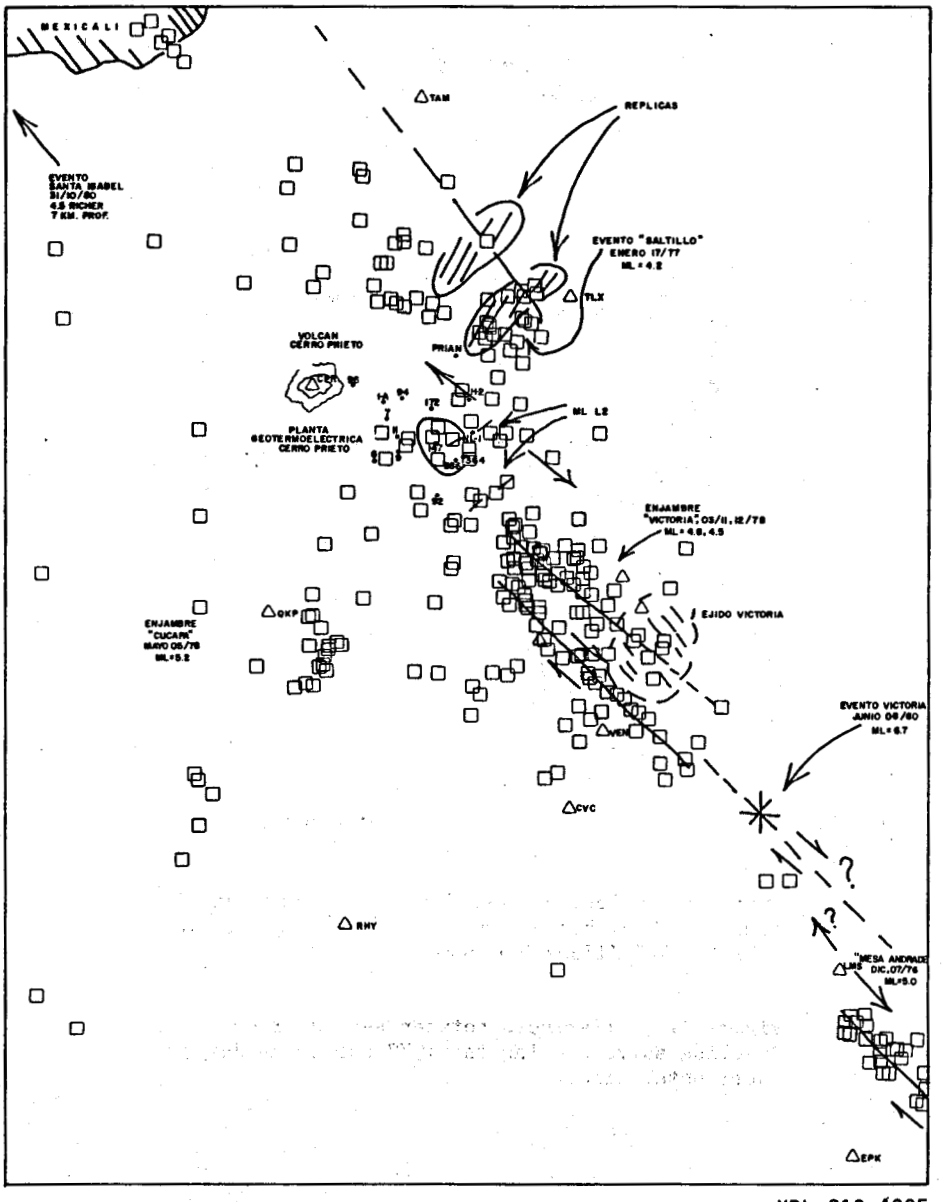


Figura 5. Diferencia de elevaciones ortométricas obtenidas durante 1977-1978 y 1977-1979 tomando como base la nivelación de 1977 (línea horizontal). Tramo IV.

Figure 5. Differences in ortometric elevations measured between 1977-1978 and 1977-1979 using the 1977 data as datum (horizontal line). Section IV.



XBL 819-4905

Figura 6. Mapa sísmico del Valle de Mexicali de 1977-1980 (jun. 1980).

Figure 6. Seismic activity map of the Mexicali Valley for the 1977-1980 period (June 1980).

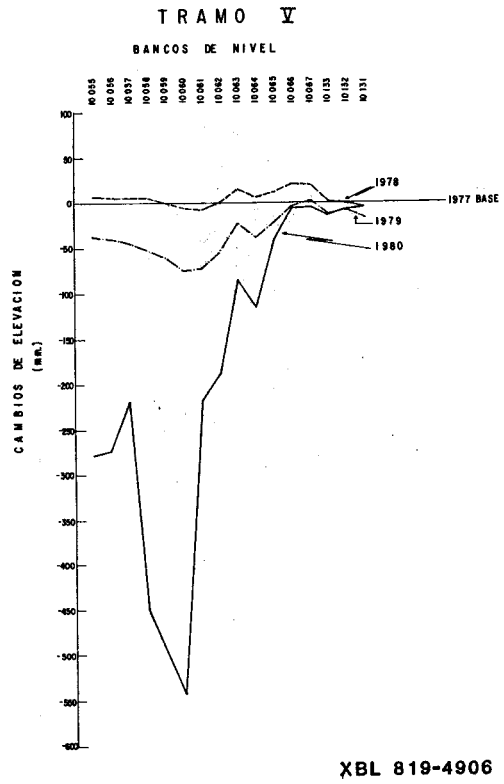


Figura 7. Diferencia de elevaciones entre nivelaciones de 2do. orden tomando como base la nivelación de 1977 (línea horizontal).

Figure 7. Differences between second-order leveling surveys using the 1977 survey as datum (horizontal line).

TABLA 1. DISCREPANCIA ENTRE LOS TRES LEVANTAMIENTOS

TABLE 1. DIFFERENCES BETWEEN THE THREE FIRST-ORDER LEVELING SURVEYS

	ELEVACIONES (m)			DISCREPANCIAS (mm)		
BNP	AÑO 1977	AÑO 1978	AÑO 1979	AÑOS 77 - 78	AÑOS 77 - 79	AÑOS 78 - 79
Y1224	6.1330	6.1330	6.1330			
A1225	0.7861	0.7871	0.7842	1.0	- 1.9	- 2.9
Z1224	0.6317	0.6335	0.6297	1.8	- 2.0	- 3.8
B1225	1.3144	1.3010	1.2746	-13.4	-39.8	-26.4
F1223	1.6313	1.6334	1.6310	2.1	- 0.3	- 2.4
R1225	1.3342	1.3319	1.3263	- 2.3	- 7.9	- 5.6
10121	0.9149	0.9119	0.9098	- 3.0	- 5.1	- 2.1
10122	1.0301	1.0410	1.0374	10.9	7.3	- 3.6
10000	-0.5090	-0.5246	-0.5251	-15.6	-16.1	- 0.5
10001	1.4799	1.4670	1.4639	-12.9	-16.0	- 3.1
10002	2.7931	2.8056	2.8233	12.5	30.2	17.7
10003	2.3282	2.3284	2.3182	0.2	-10.0	-10.2
10004	2.5398	2.5384	2.5318	- 1.4	- 8.0	- 6.6
10005	3.3414	3.3287	3.3117	-12.7	-29.7	-17.0
10006	3.0168	3.0212	3.0125	4.4	- 4.3	- 8.7
10007	4.9077	4.9111	4.8990	3.4	- 8.7	-12.1
10008	4.0565	4.0636	4.0529	7.1	- 3.6	-10.7
10009	4.7038	4.7110	4.6963	7.2	- 7.5	-14.7
10010	5.0460	5.0501	5.0279	4.1	-18.1	-22.2
10011	5.2351	5.1850	5.2034	-50.1	-31.7	18.4
10012	5.6354	5.6472	5.6313	11.8	- 4.1	-15.9
10013	6.4272	6.4399	6.4272	12.7	0.0	-12.7
10014	6.5004	6.4864	6.4666	-14.0	-33.8	-19.8
10015	6.1263	6.1383	6.1234	12.0	- 2.9	-14.9
10016	6.6214	6.6342	6.6196	12.8	- 1.8	-14.7
10017	7.1038	7.1318	7.1152	28.0	11.4	-16.6
10018	7.7839	7.7922	7.7782	8.3	- 5.7	-14.0
10019	7.6387	7.6489	7.6321	10.2	- 6.6	-16.8
10020	8.2582	8.2692	8.2536	11.0	- 4.6	-15.6
10021	8.2072	8.2178	8.2062	10.6	- 1.0	-11.6
10022	8.3678	8.3598	8.3605	- 8.0	- 7.3	0.7
10023	9.3358	9.3459	9.3352	10.1	- 0.6	-10.7
10024	8.8361	8.8401	8.8308	4.0	- 5.3	- 9.3
10025	8.9290	8.9365	8.9253	7.5	- 3.7	-11.2
10026	9.3212	9.3275	9.3156	6.3	- 5.6	-11.9
10027	8.9224	8.9162	8.8975	- 6.2	-24.9	-18.7
10028	8.4818	8.4844	8.4775	2.6	- 4.3	- 6.9
10029	10.4787	10.4833	10.4780	3.6	- 1.7	- 5.3
DDF65	11.3709	11.3746	11.3688	3.7	- 2.1	- 5.8
10030	12.7570	12.7604	12.7559	3.4	- 1.1	- 4.5
10031	27.1991	27.2023	27.2005	3.2	1.4	- 1.8
10032	29.2495	29.2538	29.2522	4.3	2.7	- 1.6
DDF64	35.5873	35.5903	35.5895	3.0	2.2	- 0.8
10033	37.1971	37.1990	37.1983	1.9	1.2	- 0.7
10034	44.5047	44.5061	44.5048	1.4	0.1	- 1.3
10035	46.2079	46.2054	46.2044	- 2.5	- 3.5	- 1.0
DDF63	46.4960	46.4934	46.4933	- 2.6	- 2.7	- 0.1
10036	40.2500	40.2475	40.2451	- 2.5	- 4.9	- 2.4
10037	28.8627	28.8588	28.8541	- 3.9	- 8.6	- 4.7
10038	23.4897	23.4875	23.4801	- 2.2	- 9.6	- 7.4
DDF62	20.0070	20.0062	19.9979	- 0.8	- 9.1	- 8.3
10039	18.8009	18.7983	18.7924	- 2.6	- 8.5	- 5.9
10040	19.9498	19.9501	19.9428	0.3	- 7.0	- 7.3
10041	9.9994	10.0011	9.9926	1.7	- 6.8	- 8.5
10042	10.9333	10.8860	10.8891	-47.3	-44.2	3.1
10043	9.8865	9.8870	9.8745	0.5	-12.0	-12.5
10044	10.2870	10.2864	10.2717	- 0.6	-15.3	-14.7
10045	9.9632	9.9643	9.9462	1.1	-17.0	-18.1
10046	10.9272	10.9259	10.9027	- 1.3	-24.5	-23.2
10047R	11.1475	13.1557	13.1312			-24.5
10048	11.4861	11.5033	11.4776	17.2	- 8.5	-25.7
10049	12.0243	12.0397	12.0092	15.4	-15.1	-30.5
10050	12.2808	12.2967	12.2656	15.9	-15.2	-31.1
10051	12.3930	12.4061	12.3708	13.1	-22.2	-35.3
10052	11.8650	11.8773	11.8323	12.3	-32.7	-45.0
10053	12.5655	12.5814	12.5534	15.9	-12.1	-28.0
10054	11.3187	11.3289	11.2825	10.2	-36.2	-46.4
10055	10.7061	10.7138	10.6675	7.7	-38.6	-46.3

	ELEVACIONES (m)			DISCREPANCIAS (mm)		
BNP	AÑO 1977	AÑO 1978	AÑO 1979	AÑOS 77 - 78	AÑOS 77 - 79	AÑOS 78 - 79
10056	10.3613	10.3680	10.3209	6.7	-40.4	-47.1
10057	11.1471	11.1525	11.1030	5.4	-44.1	-49.5
10058	12.7849	12.7897	12.7326	4.8	-52.3	-57.1
10059	12.3831	12.3831	12.3225	0.0	-60.6	-60.6
10060	11.4626	11.4573	11.3873	- 5.3	-75.3	-70.0
10061	10.1361	10.1281	10.0637	- 8.0	-72.4	-64.4
10062	9.7717	9.7708	9.7170	- 0.9	-54.7	-53.8
10063	10.6334	10.6492	10.6104	15.8	-23.0	-38.8
10064	11.4466	11.4533	11.4086	6.7	-38.0	-44.7
10065	11.9597	11.9720	11.9367	12.3	-23.0	-35.3
10066	11.4440	11.4644	11.4409	20.4	- 3.1	-23.5
10067	11.8762	11.8968	11.8790	20.6	2.8	-17.8
10068	13.7444	13.7574	13.7323	13.0	-12.1	-25.1
10069	12.6245	12.6451	12.6141	20.6	-10.4	-31.0
10070	13.7663	13.7871	13.7612	20.8	- 5.1	-25.9
10071	13.9603	13.9806	13.9523	20.3	- 8.0	-28.3
10072	14.2110	14.2343	14.2555	23.3	44.5	21.2
10073	13.8614	13.8822	13.8509	20.8	-10.5	-31.3
10074	14.3363	14.3523	14.3267	16.0	- 9.6	-25.6
10075	10.7774	10.8073	10.7777	29.9	0.3	-29.6
10076	13.2209	13.2448	13.2457	23.9	24.8	0.9
10077	11.5310	11.5564	11.5320	25.4	1.0	-24.4
10078	12.5899	12.6155	12.5969	25.6	7.0	-18.6
10079	12.3019	12.3280	12.3118	26.1	9.9	-16.2
10080	11.5212	11.5503	11.5379	29.1	16.7	-12.4
10081	13.4990	13.5273	13.5192	28.3	20.2	- 8.1
10082	13.9099	13.9408	13.9321	30.9	22.2	- 8.7
10083	14.5029	14.5322	14.5325	29.3	29.6	0.3
10084	14.3202	14.3461	14.3468	25.9	26.6	0.7
10085	15.0857	15.1150	15.1188	29.3	33.1	3.8
10086	15.7310	15.7620	15.7673	31.0	36.3	5.3
10087	14.5530	14.5816	14.5905	28.6	37.5	8.9
10088	15.0070	15.0344	15.0435	27.4	36.5	9.1
10089	14.7185	14.7500	14.7536	31.1	35.1	3.6
10090	14.5994	14.6324	14.6392	33.0	39.8	6.8
10091	14.3961	14.4285	14.4347	32.4	38.6	6.2
10092	13.8376	13.8691	13.8778	31.5	40.2	8.7
10093	13.9520	13.9824	13.9866	30.4	34.6	4.2
10094	15.5138	15.5463	15.5539	32.5	40.1	7.6
10095	15.2135	15.2466	15.2627	33.1	49.2	16.1
10096	15.8148	15.8428	15.8531	28.0	38.3	10.3
10097	15.0047	15.0224	15.0443	17.7	39.6	21.9
10098	13.7651	13.7500	13.7832	-15.1	18.1	33.2
10099	14.5423	14.5733	14.5963	31.0	54.0	23.0
10100	12.8990	12.9304	12.9611	31.4	62.1	30.7
10101	12.0026	12.0321	12.0552	29.5	52.6	23.1
10102	11.0500	11.0775	11.0977	27.5	47.7	20.2
10103	12.2044	12.2318	12.2153	27.4	10.1	-17.3
10104	13.7209	13.7448	13.6805	23.9	40.4	-64.3
10105	12.8799	12.9070	12.8877	27.1	7.8	-19.3
10106	8.8882	8.9164	8.9174	28.2	29.2	1.0
10107	10.7093	10.7377	10.7252	28.4	15.9	-12.5
10108	10.9049	10.9329	10.9024	28.0	2.5	-30.5
10109	11.2005	11.2305	11.1753	30.0	-25.2	-55.2
10110R	12.4589	12.4876	11.9722	28.7		
10111R	13.1276	13.1536	9.5925	26.0		
10112	6.6447	6.6750	6.6748	30.3	30.1	- 0.2
10113	5.8730	5.9024	5.9088	29.4	35.8	6.4
10114	5.2311	5.2554	5.2577	24.3	26.6	2.3
10115	4.8800	4.9050	4.9287	25.0	48.7	23.7
10116	3.7189	3.7376	3.7716	18.7	52.7	34.0
10117	2.9705	2.9969	3.0324	26.4	61.9	35.5
10118	2.5224	2.5462	2.5846	23.8	62.2	38.4
10119	1.6356	1.6584	1.6979	22.8	62.3	39.5
10120	1.2592	1.2765	1.3235	17.3	64.3	47.0
10121	0.9081	0.9126	0.9612	4.5	53.1	48.6
10123	8.7283	8.7318	8.7270	3.5	- 1.3	- 4.8
10124	8.9099	8.9072	8.9059	- 2.7	- 4.0	- 1.3

RESULTS OF THE FIRST ORDER LEVELING SURVEYS IN THE MEXICALI VALLEY AND AT THE CERRO PRIETO FIELD

ABSTRACT

This paper presents the results obtained from the third leveling survey carried out by the Dirección General de Geografía del Territorio Nacional (previously DETENAL) during November and December 1979. Calculations of the changes in field elevation and plots showing comparisons of the 1977, 1978, and 1979 surveys are also presented.

Results from a second order leveling survey performed to ascertain the extent of ground motion resulting from the 8 June 1980 earthquake are presented. This magnitude ML = 6.7 earthquake with epicenter located 15 km southeast of the Guadalupe Victoria village, caused fissures on the surface, the formation of small sand volcanos, and the ejection of ground water in the vicinity of the Cerro Prieto field. This leveling survey was carried out between benchmark BN-10067 at the intersection of the Solfatara canal and the Sonora-Baja California railroad, and benchmark BN-10055 located at the Delta station.

INTRODUCTION

The main objective of this study was to compare the data obtained from the precision leveling surveys that have been made in the Mexicali Valley during 1977, 1978, and 1979, whose purpose was the detection of ground subsidence or uplift and their variations with time. We hoped to define whether these ground movements were due to active faults which periodically cause seismic events and the rearrangement of subsurface layers, and/or whether they are the result of the extraction of water from aquifers, both for agricultural and geothermal uses.

ANALYSIS AND GRAPHIC REPRESENTATION OF VERTICAL CHANGES MEASURED IN THE THREE SURVEYS

Table 1 shows the discrepancies in the elevations obtained in the years 1977-78, 1978-79, and 1979-80. this information was obtained from the leveling surveys made along benchmarks expressly built for that purpose, whose location is shown in Figure 1. Using the information in Table 1, we plotted the differences in orthometric elevations between 1977 and 1978, and between 1977 and 1979, taking the data from the 1977 survey as the datum or zero line. To facilitate the analysis of this data, the work was divided into four sections.

SECTION I (Figure 2)

This section extends from benchmark BN-A-1225 located in the city of Calexico, California, to benchmark BN-DDF-65 located on the Mexicali-San Felipe highway at the foot of the Cucapá Range.

During the 1977-78 period, subsidence and uplift without a clearly defined tendency were observed, with a maximum subsidence of 50 mm at BN-10011 and a maximum uplift of 28 mm at BN-10017. During the 1977-79 period all this section experienced subsidence relative to the 1977-78 period, with the sole exception of BN-10002, which continued to rise up to 30 mm.

SECTION II (Figure 3)

This section extends along a circuit starting at benchmark BN-DDF-65 on the Mexicali-San Felipe highway, passing through the Cerro Prieto field and the sides of the Cerro Prieto volcano, ending at the same BN-DDF-65 benchmark.

During the 1977-78 period, the pattern of ground movement was similar to that of Section I, with uplifts of up to 20 mm between benchmarks BN-10066 and BN-10067, and maximum subsidence of 28 mm and 48 mm at benchmarks BN-10127 and BN-10042 respectively. Within the field's production area, a subsidence of 8 mm was observed between benchmarks BN-10059 and BN-10062. Between 1977 and 1979, the ground experienced widespread subsidence which was most pronounced in the area of the field between BN-10054 and BN-10064, with subsidence of up to 76 mm at BN-10060.

SECTION III (Figure 4)

This section begins at benchmark BN-10067 on the Pascualito-Pescadero highway, near the crossing with the Solfatara canal, and ends at BN-10109 located on the Mexico-US border.

The plot of the differences between the 1977 and 1978 sureys shows that this section experienced a general uplift with maxima of 33.0 mm and 33.1 mm at benchmarks BN-10090 and BN-10095 respectively.

During the 1977-79 period, there was subsidence in relation to 1978 between benchmarks BN-10067 and BN-10083, decreasing towards the latter. Starting at benchmark BN-10085, the uplift observed for the 1977-78 period continued to increase, reaching a maximum of 62.1 mm at benchmark BN-10100. Benchmarks BN-10098, 10103, 10105, and 10109 experienced subsidence in relation to the 1977-78 period.

SECTION IV (Figure 5)

This section is located in US territory, and extends from benchmark BN-R-1225 in the city of Calexico, California, near the international border, to benchmark BN-10145, located 4.94 km south of the junction of highways 98 and 115, on the east side of highway 115 going towards Holtville.

During the 1977-78 period, this section

experienced a general uplift with a maximum of 38.7 mm at BN-10138. For the 1977-79 period, with the exception of benchmark BN-10109 which sunk 25.2 mm, this section underwent a considerable uplift, reaching 90.7 mm at BN-10139.

There was no information on benchmarks BN-10110 and BN-10111 since they were destroyed and had to be replaced.

ANALYSIS OF THE EFFECTS OF THE 8 JUNE 1980 EARTHQUAKE

On 8 June 1980, a seismic event took place, with epicenter located at the village of Guadalupe Victoria, approximately 15 km SE of the Cerro Prieto field. This event had a magnitude of 7.6 on the Richter scale (Figure 6). The main effects of this earthquake were felt in the area of Cerro Prieto and its environs, where numerous fissures appeared, mostly along roads and levees, as well as small sand volcanos and sand boils.

A plausible explanation for the effects of this earthquake could be that consolidated sediments at depth acted as a sort of cushion for the overlying sands, clays and shallow water table. In response to the acceleration generated by the event, local liquefaction of the unconsolidated sediments took place, giving rise to collapses, subsidence and ground uplift, and to the creation of the small sand volcanos.

In order to ascertain the magnitude of the ground movement caused by the earthquake, a second-order leveling survey was carried out from benchmark BN-10055, located at the Delta Station, to benchmark BN-10131, located on the sides of the Cerro Prieto volcano.

SECTION V

The differences in elevation between 1977 and this second order survey were plotted (Figure 7), showing that the subsidence that had been observed in 1978 and 1979 in the area of the field between benchmarks BN-10057 and BN-10063 had increased considerably, reaching values of up to 492 mm at benchmark BN-10060.

CONCLUSIONS

1. In the western portion of the Mexicali Valley, it was observed that ground movements exhibit irregular trends, without a uniform uplift or subsidence tendency.

2. Over the circuit covering the Cerro Prieto field (Section II), in general, the same conditions described in the preceding paragraph prevail, with the exception of the production zone of the field, where ground subsidence has increased with time. This subsidence was considerably increased as a result of the "Victoria" seismic event of 8 June 1980.

3. A possible explanation of the subsidence recorded in the area of the field could be the extraction of geothermal fluid, which increased considerably when Units 3 and 4 of Cerro Prieto came into operation. Up until 1980, 176×10^6 m^3 of water had been extracted at the field. This may have favored the observed subsidence, which was further intensified as a result of the 8 June 1980 earthquake.

4. In the northern and north-eastern portions of the Mexicali Valley, the ground surface has experienced a general uplift, increasing toward the US border, which may well be due to active faults, such as the Imperial fault, which periodically cause seismic movements and the rearrangement of subsurface layers.

5. In view of the importance that the measured crustal movements have for the Cerro Prieto field and other geothermal zones of the Mexicali Valley, the decision has been made to continue with yearly precision leveling surveys for a minimum of three more years.

PROPERTIES OF CERRO PRIETO ROCK AT SIMULATED IN SITU CONDITIONS

J. F. Schatz
Terra Tek, Inc.
Salt Lake City, Utah, U.S.A.

ABSTRACT

Rocks from the Cerro Prieto Geothermal Field were tested under simulated in situ conditions in the laboratory to determine their properties and response to pore pressure reduction as would be caused by reservoir production. The primary purpose of the project was to provide information on compaction and creep as they may contribute to surface subsidence. Results show typical compressibilities for reservoir rocks of about $1x10^{-6}$ psi^{-1} and creep compaction rates of about $1x10^{-9}$ sec^{-1} when triggered by 1000 psi pore pressure reduction. This creep rate would cause significant porosity reduction if it continued for several years. Therefore it becomes important to learn how to correctly extrapolate such data to long times.

INTRODUCTION

As part of the Lawrence Berkeley Laboratory's Geothermal Subsidence Research Management Program, Terra Tek, Inc. has studied the physical processes leading to subsidence in geothermal reservoirs. The general objective of this project was to provide information on rock properties that could be used to understand, model and predict reservoir rock compaction that could cause subsidence. Project tasks included core collection in the field, rock testing in the laboratory, with both short-term and creep tests, and constitutive modeling to describe creep compaction behavior. Most of these results are fully described in other publications[1,2,3]. It is the purpose of this paper to give a final summary of test results obtained for rock from the Cerro Prieto Geothermal Field in Baja, California, Mexico.

DESCRIPTION OF ROCKS

Cores were obtained from existing storage at Cerro Prieto. An attempt was made to select material for testing that was representative of the field in general, although this attempt was somewhat limited by core availablity. Figure 1 shows a simplified map of the geothermal field, with the identifying labels and locations of wells from which core was obtained for testing. Figure 2 shows a schematic cross-section of the field, indicating the depths from which cores were obtained in the various wells. This cross-section is not meant to be an accurate representation of the geology, but instead it is meant to be a guide to identifying core location. Fluid was also obtained from a wellhead in the field. The fluid was preserved by acidification and stored for later use.

Table 1 shows the wells and depths from which the 40 feet of total core were obtained. A summary of properties is given in Table 2. In general, these rocks were medium to fine grained sandstones with about 20% porosity. Mineralogy was sedimentary with varying amounts of alteration. The main evidence of alteration was appearance of epidote and authigenic silica, and disappearance of calcite. Fluid chemistry (adjusted to reservoir conditions) was about 20,000 ppm dissolved solids (mostly salts) with near-saturation values of silica and moderate amounts of carbon dioxide.

Table 3 shows specific values of porosity and calcite content for the rocks tested. Calcite content is emphasized because fluid chemistry equilibrium played a role in many of the creep and permeability test results, and carbonate equilibrium proved the most difficult to control. Thus, results are considered more reliable for rocks which contained little or no calcite.

TEST PROCEDURES

Several Terra Tek testing systems were used for this work. The general sample configuration and capabilities are shown in Figure 3. All tests were run at or near simulated in situ conditions of confining pressure, pore pressure, temperature, and fluid chemistry. Most test samples were right circular cylinders 2 inches in diameter by 4 inches long.

In general, test confining pressures were less than or equal to 1 psi per foot of burial and pore pressures and temperatures were obtained from field information. A summary of conditions is given in Table 4. Axial load was applied in most tests such that total axial stress was approximately 1 psi per foot of burial and ratio of effective axial stress to effective confining pressure was 3/2.

Four types of tests were run, as described in the following:

Basic Tests: These tests consisted of achieving reservoir conditions, and then initiating one of three possible perturbations:

a) Reduction of pore pressure to simulate reservoir production while holding other stresses constant, to obtain a compressibility for compaction modeling.

b) Increase of confining pressure while holding other stresses constant, to check validity of effective stress concepts.

c) Reduction of pore pressure, while adjusting axial load and confining pressure to maintain uniaxial compaction, to simulate a one-dimensional compaction condition commonly used in reservoir modeling.

Ultrasonics: These tests, at elevated temperature and pressure, were to determine ultrasonic velocities at in situ conditions, and then the change in ultrasonic velocity as caused by reduction of pore pressure. The purpose was to see if compaction-caused velocity increase was enough to be detected downhole with sonic tools, or at the surface with seismic instrumentation.

Permeability: A number of rocks were tested for permeability at in situ condition, and changes caused by pore pressure reduction. These tests were to assist in reservoir modeling.

Creep: These tests consisted of achieving reservoir conditions, reducing pore pressure, as in many of the previous tests, but then holding these conditions for long periods of time (up to weeks). It was the intention of these tests to determine if compaction continued, as a time-dependent effect, long after stress and pressure changes ceased. This effect could have important implications for compaction/subsidence modeling.

For all tests described, fluid chemistry was monitored and controlled to be as representative of reservoir conditions as possible. Special and extensive precautions were taken for creep tests, since chemical-mechanical interaction could play a role in creep.

TEST RESULTS

Basic Tests

Average results are shown in Table 5, in terms of equivalent compressibility (volume strain increment divided by effective stress increment) for each test type. A typical test of the pore pressure cycling type is shown in Figure 4. In this test the effective stress has been increased and decreased several times to show the effect of cyclic discharge/recharge. Note the slight stiffening for each cycle and the permanent (irreversible) compaction.

Ultrasonic Velocities

Ultrasonic velocities given in Table 6 generally increased with 1000 psi reduction in pore pressure (due to compaction). Average increase in V_p was 1.3% and in V_s was 2.1%. These increases were easily measurable under controlled laboratory conditions; however, it is uncertain if they could be observed in the field because of signal-to-noise and repeatability problems.

Permeability

Permeabilities were measured at in situ pressures and at room temperature, elevated temperature, 1000 psi pore pressure reduction and after creep. Average results are given in Table 7. Little or no reduction is seen as caused by pore pressure decrease; however, significant reduction is associated with creep. It is uncertain as to how much of the creep-associated reduction is associated with non-equilibrium chemical effects and how much would occur in a field situation.

Creep

Average creep results are given in Table 8. Creep rate decreases as test duration increases. The observed creep rate of about 10^{-9}/record appears at first to be insignificant. However, if the rate were to continue for six years, all porosity would be removed! Therefore, it becomes important to learn how to extrapolate such creep rates observed in a few days or weeks to several years. Figure 5 shows the results of three typical creep tests. The initial volume decrease is caused by initial pore pressure reduction, and decrease thereafter is caused by creep.

INTERPRETATION AND CONCLUSIONS

Compressibilities of Cerro Prieto cores, as obtained from instantaneous behavior in response to stress changes that simulate reservoir production, are typical of porous reservoir sandstones. Compressibilities are of the order 1×10^{-6} psi^{-1}. Ultrasonic velocities increase by 1-2% coincident with porosity decrease. It is uncertain if this small a change in sonic velocity could be used as a field diagnostic tool.

Permeabilities, in the range of a few millidarcies, and strongly affected by creep, are quite low. It seems quite likely that the fluid flow paths in the rocks tested here, which are intact and unfractured, are not representative of what occurs in the reservoir. It follows that fractures or other conduits to fluid must play a role in reservoir production.

Creep, as triggered by pore pressure reduction, is a significant phenomena in these rocks, and if continued at the rate observed in the laboratory would lead to significant reduction in porosity over a period of years in the field. It becomes important to develop a method of extrapolation of time-dependent behavior as observed in the laboratory to the longer times that correspond to reservoir production. Effective compressibility when creep is accounted for (defined as long term volume change divided by pore pressure change) may be several orders of magnitude greater than initial apparent compressibilities.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to acknowledge the support and assistance of the U.S. Department of Energy, Division of Geothermal Energy, the Lawrence Berkeley Laboratory Earth Sciences Division, and the Comi-

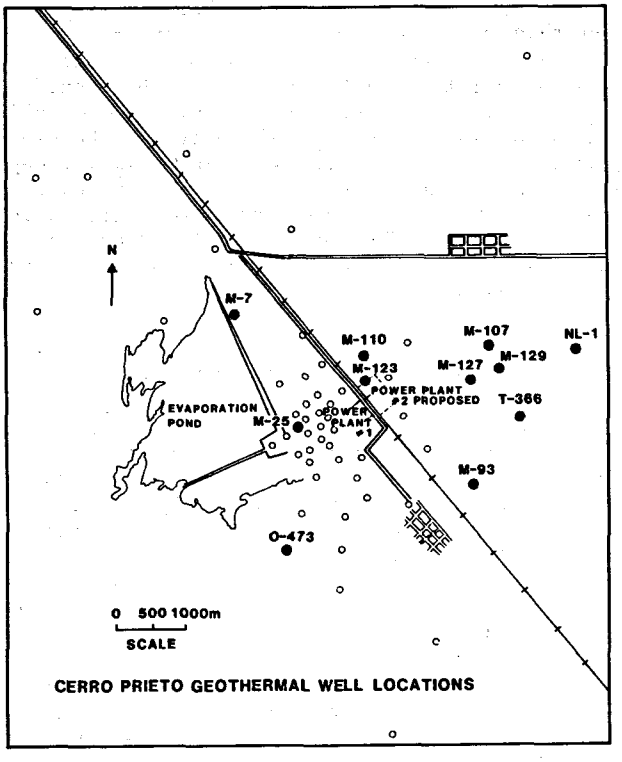
sion Federal de Electricidad of Mexico. Individuals who contributed significantly were John Nobel of LBL (now at Phillips Petroleum), Ing. Alfredo Mañon of CFE, Ahmed Abou-Sayed of Terra Tek, and Kenneth Wolgemuth of Terra Tek (now at Amerada Hess).

REFERENCES

1. Schatz, J.F., S. Carlisle and K. Wolgemuth, "Creep Compaction of Geothermal Reservoir Rock", in Proc. 21st U.S. Symposium on Rock Mechanics, University of Missouri, Rolla, 1980.

2. Abou-Sayed, A.S., J.F. Schatz and K. Wolgemuth, "Compaction and Permeability of Cerro Prieto Cores: A Laboratory Evaluation", in Proc. 2nd Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexicali, 1979.

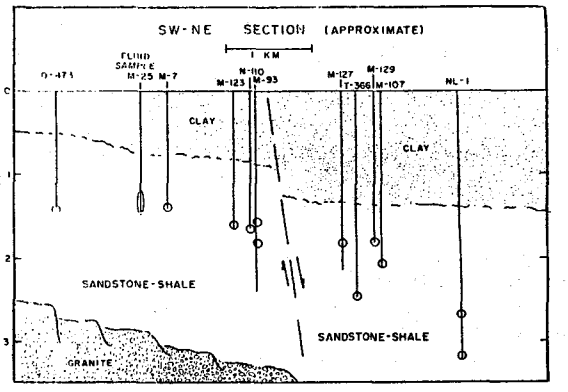
3. Schatz, J.F. and K.M. Wolgemuth, "Physical Processes of Subsidence in Geothermal Reservoirs", Terra Tek, Inc. Report in Preparation, 1981.



XBL 826-714

Figure 1. Simplified map of the Cerro Prieto Geothermal Field, showing wells from which core was obtained for testing.

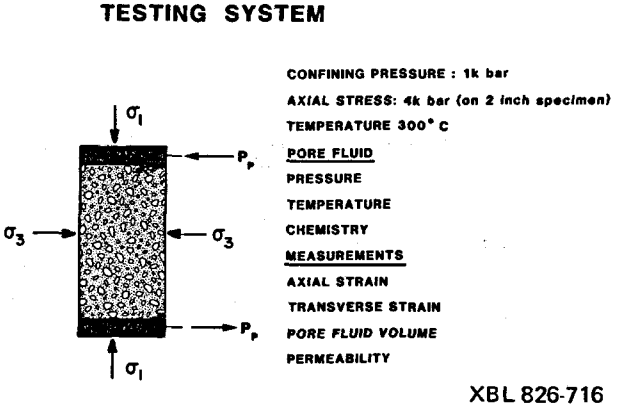
Figura 1: Mapa simplificado del Campo Geotérmico de Cerro Prieto mostrando los pozos de los cuales se obtuvieron los núcleos utilizados en las pruebas.



XBL 826-715

Figure 2. Schematic cross-section of Cerro Prieto Field showing core depths (not meant to be geologically accurate).

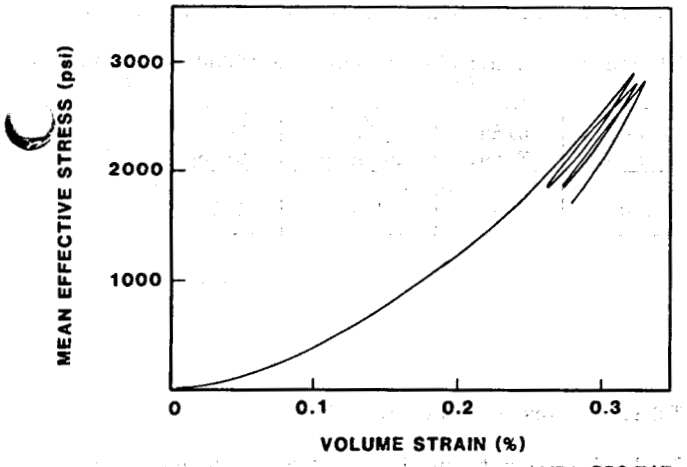
Figura 2: Corte transversal esquemático del Campo de Cerro Prieto mostrando las profundidades de los núcleos (no intenta ser geologicamente exacto).



XBL 826-716

Figure 3. Test system capabilities, showing schematic representation of test sample.

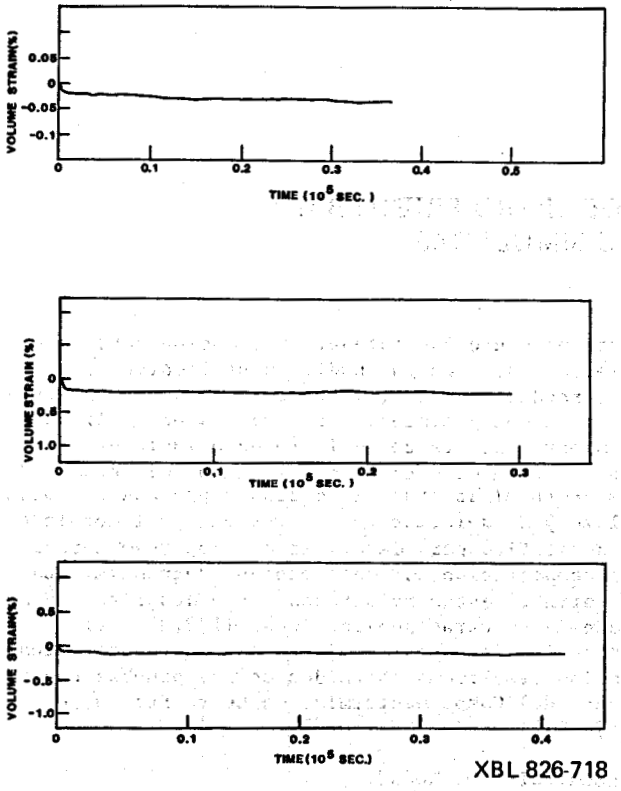
Figura 3: Capacidades del sistema de pruebas, mostrando una representación esquemática de una muestra.



XBL 826-717

Figure 4. Basic pore pressure cycling test on Cerro Prieto core from Well M-107, depth 6,936 ft, initial porosity 18.6%.

Figura 4: Prueba básica de variaciones cíclicas de presion de poro en un núcleo del pozo M-107 de Cerro Prieto a una profundidad de 6,936 pies, con porosidad inicial de 18.6 por ciento.



XBL 826-718

Figure 5. Typical creep results, Cerro Prieto rock. Uppermost curve is 0473, middle is M127 and bottom is M110. Average creep rate seen here is 1.9×10^{-9}/sec.

Figura 5: Resultados típicos de deformación progresiva para rocas de Cerro Prieto. La curva superior es para el pozo O-473, la del medio para el pozo M-127 y la inferior para el pozo M-110. La velocidad promedio de deformación progresiva mostrada aquí es de 1.9×10^{-9}/sec.

Table 1. Core obtained.

Tabla 1. Núcleos obtenidos.

	Well	Depth (ft)
Cerro Prieto (40 ft)	M-7	4600
	M-93	5100, 5900, 6400, 7800
	M-107	5300, 7000
	M-110	5400
	M-127	6100, 7100
	M-129	5300, 5900
	NL-1	9000, 10,500
	O-473	4500
	T-366	8200

Table 2. Summary of properties.

Tabla 2. Resumen de las propiedades.

	C.P. (280°C)
Porosity	20%
Grain Density	2.7
Mineralogy	Altered Sedimentary
Fluid Chemistry	20,000 ppm Silica
	CO_2

Table 3. Specific core properties.

Tabla 3. Propiedades específicas de los núcleos.

Well	Depth (m)	Porosity (%)	Calcite (%)
M-107	2115	25	0
M-110	1644	15	0
M-127	1871	17	0
NL-1	2735	18	0
T-366	2522	20	0
M-7	1410	19	1
O-473	1384	23	1
M-93	1566, 1804	39	6
M-129	1802	17	8

Table 4. Test conditions.

Tabla 4. Condiciones de pruebas.

Temperature, T	250-300°C
Confining Pressure, P_c	3000-7000 psi
Pore Pressure, P_p	1500-3000 psi
Axial Load, L	as appropriate (see text)

Table 5. Basic test results.

Tabla 5. Resultados de pruebas básicas.

	Compressibility ($x10^{-6}$ psi^{-1})
Reduced P_p	0.7
Increased P_c	0.9
Reduced P_p (Uniaxial)	0.8

Table 6. Ultrasonic results.

Tabla 6. Resultados ultrasónicos.

	V_p (km/sec)	V_s (km/sec)
Initial P_p	3.95	2.36
Reduced P_p	4.00	2.41

Table 7. Permeability results (millidarcies).

Tabla 7. Resultados de permeabilidad (milidacies).

Room Temp.	High Temp.	P_p Reduced	Post Creep
4.0	2.4	2.4	1.5

Table 8. Creep results.

Tabla 8. Resultados de deformación progresiva.

	Duration (10^5/sec)	Volume Strain Rate (10^{-9}/sec)
Cerro Prieto Shorter Term	0.2	7.2
Cerro Prieto Longer Term	4.0	0.3

PROPIEDADES DE LAS ROCAS DE CERRO PRIETO BAJO CONDICIONES IN-SITU SIMULADAS

RESUMEN

Rocas del Campo Geotérmico de Cerro Prieto fueron estudiadas bajo condiciones in situ simuladas para determinar sus propiedades y su respuesta a la reducción de presión de poro que se produciría por la explotación del yacimiento. El propósito principal del proyecto fue obtener información sobre compactación y deformación progresiva porque las mismas podrían contribuir al asentamiento del terreno. Los resultados muestran compresibilidades típicas para rocas de yacimiento de alrededor de 1 x 10^{-6} psi^{-1} y velocidades de compactación de deformación progresiva de alrededor de 1 x 10^{-9} sec^{-1} provocadas por una reducción de presión de poro de 1000 psi. Esta velocidad de deformation progresiva podría ocasionar una reducción significativa de la porosidad si continuara durante varios años. Por lo tanto, es importante sober cómo extrapolar correctamente tales datos a períodos largos de tiempo.

INTRODUCCION

Como parte del Geothermal Subsidence Research Managment Program del Lawrence Berkeley Laboratory, Terra Tek, Inc. ha estudiado los procesos físicos que conducen al asentamiento del terreno en yacimientos geotérmicos. El objetivo general de este proyecto fue obtener información sobre propiedades de roca que pudieran utilizarse para comprender, modelar, y predecir la compactación de la roca del yacimiento que pudiera producir asentamiento. Las tareas del proyecto incluyeron la recolección de núcleos en el campo, el estudio de rocas en el laboratorio mediante pruebas de corto plazo y de deformación progresiva, y el modelado constitutivo para describir el comportamiento de la compactación por deformación progresiva. La mayoría de estos resultados están descritos en más detelle en otras publicaciones [1,2,3]. El propósito de este trabajo es dar un resumen final de los resultados obtenidos en las pruebas con rocas del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, en Baja California, México.

DESCRIPCION DE ROCAS

Los núcleos seleccionodos para las pruebas se obtuvieron en los almacenes de Cerro Prieto. Para las pruebas se intentó seleccionar material que fuera representativo del campo en general, pero este intento se vió limitado por la disponibilidad de núcleos. La Figura 1 muestra un mapa simplificado del campo geotérmico, indicando la localización de pozos de donde se obtuvieron los nucleos utilizados en las pruebas. La Figura 2 muestra un corte transversal esquemático del campo

indicando las profun- didades a las cuales se obtuvieron los núcleos en los varios pozos. Este corte transversal no intenta representar la geología con exactitud, sino que pretende ser una guía para identificar la ubicación de núcleos. También se obtuvieron muestras de fluido de un cabezal de pozo. Dicho fluido se preservó mediante acidificación y se almacenó para uso posterior.

La Tabla 1 muestra los pozos y profundidades de donde se obtuvieron los 40 pies de núcleo total. En la Tabla 2 se ofrece un resumen de las propiedades de las rocas. En general, estas rocas eran areniscas de grano mediano a fino con una porosidad de alrededor del 20 por ciento. La mineralogía era sedimentaria con cantidades variables de alteración. La principal evidencia de alteración fue la aparición de epídota y de sílice autigénica, y la desaparición de calcita. La química del fluido (ajustada a las condiciones del yacimiento) fue de alrededor de 20,000 ppm de sólidos disueltos (principalmante sales), con valores de sílice cercanos a la saturación y cantidades moderadas de dióxido de carbono.

La Tabla 3 muestra valores específicos de porosidad y contenido de calcita para las rocas estudiadas. Se enfatiza el contenido de calcita porque el equilibrio químico del fluido juega un papel en muchos de los resultados de las pruebas de deformación plástica y permeabilidad, y porque se encontró que el equilibrio de los carbonatos es el más difícil de controlar. Por lo tanto, los resultados se consideran más fidedignos para rocas con poco o ningún contenido de calcita.

PROCEDIMIENTOS DE LAS PRUEBAS

En este trabajo se utilizaron varios sistemas de pruebas de Terra Tek. En la Figura 3 se muestra la configuración general de la muestra y las capacidades generales del sistema de pruebas. Todas las pruebas se efectuaron bajo condiciones de presión de confinamiento, presión de poro, temperatura y química del fluido iguales o cercanos a las condiciones <u>in situ</u>. La mayor parte de las muestras de la prueba fueron cilindros circulares de 2 pulgadas de diámetro por 4 pulgadas de largo.

En general, las presiones de confinamiento de las prubas fueron menores que o iguales a 1 psi por pie de profundidad; las presiones de poro y las temperaturas se obtuvieron de datos del campo. En la Tabla 4 se resume las condiciones de prueba. En la mayoría de las pruebas se aplicó una carga axial de modo que el total del esfuerzo axial fuera aproximadamente de 1 psi por pie de profundidad, y el cociente entre el esfuerzo axial efectivo y la presión de confinamiento efectivo fuera 3/2.

Como se describe a continuación, se corrieron cuatro tipos de pruebas:

<u>Pruebas básicas</u>: Las mismas consistieron en lograr primero condiciones de yacimiento, seguidas luego de una de las siguientes tres posibles perturbaciones:

a) Reducción de la presión de poro para simular la producción del yacimiento mientras los otros esfuerzos se mentienen constantes, para obtener una compresibilidad para el modelado de compactación.

b) Incremento de la presión de confinamiento mientras los otros esfuerzos se mentienen constantes, para comprobar la validez de los conceptos de esfuerzo efectivo.

c) Reducción de la presión de poro mientras se ajusta la carga axial y la presión de confinamiento para mantenere una compactación uniaxial, simulando la condición de compactación unidimensional usada comunmente en el modelado de yacimientos.

<u>Ultrasónicas</u>: Dichas pruebas, realizadas a elevada temperatura y presión, se utilizaron para determinar las velocidades ultrasónicas bajo condiciones <u>in situ</u>, y luego para determinar el cambio de velocidades ultrasónica causado por la reducción de la presión de poro. El propósito fue determinar si el incremento de velocidad causado por la compactación es suficiente como para ser detectado dentro del pozo con sondas sonicas o en la superficie con instrumentación sísmica.

<u>Permeabilidad</u>: Se examinó la permeabilidad de un número de rocas bajo condiciónes <u>in situ</u> y se estudiaron los cambios ocasionados por la reducción de la presión de poro. Estas pruebas fueron realizadas en apoyo al modelado del yacimiento.

<u>Deformación Plástica</u>: Estas pruebas consistieron en establecar primero condiciones de yacimiento, reduciondo luego la presión de poro, como en muchas de las pruebas anteriores, pero manteniendo luego estas condiciones por largos períodos de tiempo (de hasta semanas). El propósito de estas pruebas fue determinar si la compactación continuaba, como un efecto dependiente del tiempo, mucho después que cesaran los cambios de esfuerzo y de presión. Este efecto podría tener implicaciones importantes en el modelado de compactación oly asentamiento del terreno.

En todas las pruebas descritas se monitoreó y controlaron las propiedades quimica de los fluidos de manera que fueran representativas de las condiciones del yacimiento. En las pruebas de deformación progresiva se tomaron especiales y extensas precauciones ya que las interacciones químico-mecánicas pueden ser un factor en la deformación progresiva.

RESULTADOS DE LAS PRUEBAS

<u>Pruebas Básicas</u>:

En La Tabla 5 se muestran los resultados promedio, en términos de compresibilidad equivalente (incremento de la deformación volumética dividido por el incremento de esfuerzo efectivo) para cada tipo de prueba. En la Figura 4 se muestra el resultado de una prueba típica en la que se hizo variar en forma cíclica la presión de poro. En dicha prueba, el esfuerzo efectivo fue aumentado y disminuído varias veces para mostrar

el efecto de descarga/recarga cíclica. Nótese en cada ciclo la pequeña rigidizacion y la compactación permanente (irreversible).

Velocidades ultrasónicas:

Las velocidades ultrasónicas dadas en la Tabla 6 aumentan generalmente con una reducción de 1000 psi en la presión de poro (debido a compactación). El incremento promedio en V_p fue del 1.3 por ciento y en V_s del 2.1 por ciento. Estos incrementos fueron facilmente medibles bajo condiciones de laboratorio controladas; sin embargo, se duda que puedan ser observadas en el campo debido a relaciones señal-ruido y problemas de repetibilidad.

Permeabilidad

Las permeabilidades se midieron a presiones in situ, a temperatura ambiente, temperatura elevada, reducción de presión de poro de 1000 psi, y después la deformación progresiva. En la Tabla 7 se dan los resultados promedio. Se observa poca o ninguna reducción ocasionada por la disminución de la presión de poro; sin embargo, una reducción significativa se asocia con la deformación progresiva. Es incierto cuánta de la reducción asociada con la deformación progresiva se deba a efectos químicos de no-equilibrio y cuánta reducción ocurriria bajo condiciones de campo.

Deformación Progresiva

En la Tabla 8 se ofrecen los resultados promedio de deformación progresiva. La velocidad de deformación progresiva decrece cuando aumenta la duración de la prueba. La velocidad de deformación progresiva observada de alrededor de 10^{-9}/registro parace insignificante al principio. Sin embargo, si la misma continuara por seis años, se eliminaría toda la porosidad. Por lo tanto, es importante saber como extrapolar a varios años las velocidades de deformación progresiva observadas en unos pocos días o semanas. La Figura 5 muestra los resultados de tres típicas pruebas de deformación progresiva. La disminución inicial de volumen es causada por la reducción inicial de la presión de poro y la posterior disminución se debe a la deformació progresiva.

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

Las compresibilidades de los núcleos de Cerro Prieto obtenidas del comportamiento instantáneo en respuesta a cambios de efuerzo que simulan la explotación del yacimiento son típicas de yacimientos de areniscas porosas. Las compresibilidades son del orden de 1×10^{-6} psi^{-1}. Las velocidades ultrasónicas aumentan un 1-2 por ciento coincidiendo con la disminución de porosidad. Es incierto si este pequeño cambio en la velocidad sónica podría utilizarse en el campo como una herramienta de diagnóstico.

Las permeabilidades son muy bajas, del orden de unos pocos milidarcies, y fuertemente afectadas por la deformación progresiva. Parace muy probable que las trayectorais de flujo del fluido en las rocas aquí examinadas, que están intactas y no fracturadas, no sean representativas de lo que sucede en el yacimiento. Se deduce que las fracturas u otros conductos que permitan el paso del fluído deben jugar un papel en la explotación del yacimiento.

La deformación progresiva provocada por la reducción de la presión de poro es un fenómeno importante en estas rocas, y si continuara a la velocidad observada en el laboratorio, conduciría a una gran reducción de la porosidad en el campo en un período de años. Es importante desarrollar un método de extrapolación del comportamiento dependiente del tiempo observado en la laboratorio para períodos mayores, correspondientes a la duracion de la explotación yacimiento. La compresibilidad efectiva, cuando se tiene en cuenta la deformación progresiva (definida como el cambio a largo plazo del volumen dividido por el cambio de presión de poro) puede ser varios órdenes de magnitud mayor que las compresibilidades aparentes iniciales.

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos agradecer el apoyo y ayuda del U.S. Department of Energy, División of Geothermal Energy, de la Earth Sciences Division del Lawrence Berkeley Laboratory, y de la Comisión Federal de Electricidad de México. Personas que contribuyeron enormemente fueron John Noble del LBL (ahora con Phillips Petroleum), Ing. Alfredo Mañón de CFE, Ahmed Abou-Sayed de Terra Tek y Kenneth Wolgemuth de Terra Tek (ahora con Amerada Hess).

MEASURED GROUND-SURFACE MOVEMENTS, CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

B. L. Massey
U.S. Geological Survey
Denver, Colorado, U.S.A.

ABSTRACT

The Cerro Prieto geothermal area in the Mexicali Valley, 30 kilometers southeast of Mexicali, Baja California, incurred slight deformation because of the extraction of hot water and steam, and probably, active tectonism. During 1977-78, the U.S. Geological Survey established and measured two networks of horizontal control in an effort to define both types of movement. These networks consisted of: (1) A regional trilateration net brought into the mountain ranges west of the geothermal area from stations on an existing U.S. Geological Survey crustal-strain network north of the international border; and (2) a local net tied to stations in the regional net and encompassing the present and planned geothermal production area.

Electronic distance measuring instruments were used to measure the distances between stations in both networks in 1978, 1979 and 1981. Lines in the regional net averaged 25 km. in length and the standard deviation of an individual measurement is estimated to be approximately 0.3 part per million of line length. The local network was measured using different instrumentation and techniques. The average line length was about 5 km. and the standard deviation of an individual measurement approached 3 parts per million per line length.

Ground-surface movements in the regional net, as measured by both the 1979 and 1981 resurveys, were small and did not exceed the noise level. The 1979 resurvey of the local net showed an apparent movement of 2 to 3 centimeters inward toward the center of the production area. This apparent movement was restricted to the general limits of the production area. The 1981 resurvey of the local net did not show increased movement attributable to fluid extraction.

INTRODUCTION

The Cerro Prieto geothermal area is approximately 30 km. (kilometers) southeast of Mexicali, Baja California, in the Mexicali Valley. Twenty-seven production wells clustered in an area slightly more than 5.5 $km.^2$ (square kilometers) discharge approximately 3,400 metric tons per hour of water-steam mixture.[1] This water leaves the area by canal or evaporation as less than 1% is re-injected.

The withdrawal of large volumes of fluids from subsurface reservoirs commonly is accompanied by the development of large stresses within the reservoir formations.[2] The resulting strains at depth within the reservoir tend to be transmitted to the surface, resulting in measurable deformation of the land surface. From an analysis of measured surface changes, insight may be obtained on the nature of subsurface deformation, and also on the mechanical and recharge characteristics of the reservoir system.

Three networks of precise geodetic control were established during 1977-78 to measure the natural tectonic and induced surface deformation around the geothermal area. A first-order leveling network was established by DETENAL (Dirección General de Estudios del Territorio Nacional, Mexico D.F., Mexico) to measure vertical changes from the international border south through the geothermal field.[3] Two networks were established by the U.S. Geological Survey to measure horizontal deformation. These are: (1) A regional trilateration net that is a southward extension of the pre-existing crustal-strain net in southern California; and (2) a local network of horizontal control established in the vicinity of and through the production area. This report is concerned only with the measurement and analysis of horizontal changes.

NETWORK LAYOUT

The regional trilateration net that was extended southward from the existing crustal-strain net north of the border is shown in Figure 1. Stations on the local net (solid triangles) that were tied to stations on the regional net (open triangles) also are shown, as is the location of the production area.

SURVEYING EQUIPMENT USED

The regional net was measured with a long range (as much as 40 km.) Spectra-Physics Model 3G Geodolite. This instrument also was used in tying local-net stations to stations on the regional net. Lines on the local net were measured with a medium range (as much as 12 km. under good conditions) Kueffel and Esser Ranger III in 1978 and 1979. A Hewlett-Packard Model 3808A was used in 1981. (The use of brand names in this report is for identification only and does not imply endorsement by the U.S. Geological Survey.) The Ranger III and Geodolite instruments both use a modulated helium-neon laser beam in the visible spectrum. The Hewlett-Packard instrument uses an invisible modulated infrared beam. The precision of the measurements using the Ranger III and Hewlett-Packard instrument is $\pm$ (5 mm + 3 ppm), whereas the precision of the measurements using the Geodolite[4] is $\pm$ (3 mm + 0.2 ppm). The retro-reflectors used to measure both nets are commercially available units of conventional design. They are designed so a light ray or beam projected from an instrument is returned to the instrument

along the path of propagation.

MEASURED GROUND-SURFACE MOVEMENTS

The initial measurement of the regional net was made during January and February 1978, with subsequent measurements during March 1979 and April 1981. The local net (Figure 2) was first measured in February and March 1978. Subsequent measurements were made during March 1979 and January 1981. Lengths of the lines for the regional net are listed in Table 1 and are arc distances reduced to sea level. Line lengths for the local net are listed in Table 2 and are mark-to-mark measurements.

Strain accumulation was determined from changes in the lengths of lines within the networks assuming a uniform strain field 5. The orientation and magnitude of the maximum and minimum principal strain rates for the portion of the regional net east of the Cerro Prieto Volcano is shown in Figure 3. The strain accumulation rate for the 1978-79 period is less than one part per million and is not significant at the two standard deviation or 95% confidence level. A nonuniform strain field resulted from displacements due to the June 8, 1980 Victoria Guadalupe earthquake (M. Lisowski, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, oral communication). Consequently, no strain analysis was computed for this portion of the regional network for the period 1978-81. The data obtained on the portion of the regional net east of the Cerro Prieto volcano during the 1981 resurvey are being analyzed to determine the earthquake effects; these data will be reported by others and is not part of this report.[6]

The principal strain diagram (Figure 4) for the portion of the regional net west of the Cerro Prieto volcano shows a slight expansion or positive dilatation for the 1978-79 period. The maximum principal strain rate is marginally significant and oriented in a northeast-southwest direction. The principal strain rates for the same area for the period 1978-81 (Figure 5) shows no significant strain accumulation.

The maximum and minimum principal strain rates determined from measurements within the production area are shown in Figure 6 for the 1978-79 period. This diagram of the strain accumulation rates shows a significant inward movement toward the center of the production area in a northeast-southwest direction (31 ± 6 parts per million per year) with a slight expansion in the northwest-southeast direction (2 ± 1 parts per million per year). The strain diagram for those same lines covering the production area for the 1978-81 period (Figure 7) shows a similar orientation, but a lower rate of 18 ± 5.6 ppm per year in the maximum principal strain and a higher rate of 3.4 ± 1.7 ppm per year for the minimum principal strain.

The principal strain diagrams for the local net, excluding the lines through the production area, for the periods 1978-79 and 1978-81 (Figures 8 and 9) show very little strain accumulation. The principal strain rates are significantly less than the noise level, except for the maximum principle strain for the 1978-81 period which is only marginally significant.

CONCLUSIONS

Ground-surface movement inward toward the center of the production area due to fluid extraction has occurred during the study period (1978-81). This movement occurred principally during the period of 1978-79; it is confined to the production area, and probably does not exceed 6 or 7 cm. A consistent change in length of the lines through the production area for the 1978-81 period similar to the general shortening that occurred in 1978-79 was not observed. Consequently, no increase in the rate of deformation resulting from continuing fluid extraction appears evident for the longer time period.

Any ground-surface movements that occurred outside the production area, excluding probable earthquake-induced movement, are small, as shown by the strain rates displayed in Figures 3, 4, 5, 8, and 9. No movement resulting from fluid extraction is evident outside the production area.

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank our colleagues in the U.S. Geological Survey, Lawrence Berkeley Laboratory and expecially those in the Comisión Federal de Electricidad whose assistance and cooperation made this work possible. 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 with technical coordination by the Lawrence Berkeley Laboratory.

REFERENCES

1 Goyal, K.P., Miller, C.W., Lippman, M.J., and Vonder Harr, S.P., Evolution history of the Cerro Prieto field due to geothermal fluid production, Lawrence Berkeley Laboratory (1981) report LBL-12680 (in preparation).

2 Lofgren, B. E., and Massey, B. L., 1978, Monitoring crustal strain, Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico: U.S. Geological Survey Open-File Report 79-204.

3 Garcia, J. R., 1979, Geodetic control, first order leveling in the Cerro Prieto geothermal zone, Mexicali, Baja California North, Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Mexicali, Mexico, October 1979

4 Savage, J. C., and Prescott, W. H., 1973, Precision of geodolite measurements for determining fault movements: Journal of Geophysical Research, v. 78, p. 6001-6008.

5 Prescott, W. H., Savage, J. C., and Kinoshita, W. T., 1978, Strain accumulation rates in the western United States between 1970 and 1978: Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5423-5435.

6 Lisowski, M., and Ruthven, D. W., Deformation near the epicenter of the 1980 Victoria, Mexico earthquake, U.S. Geological Survey, 1981 (in preparation).

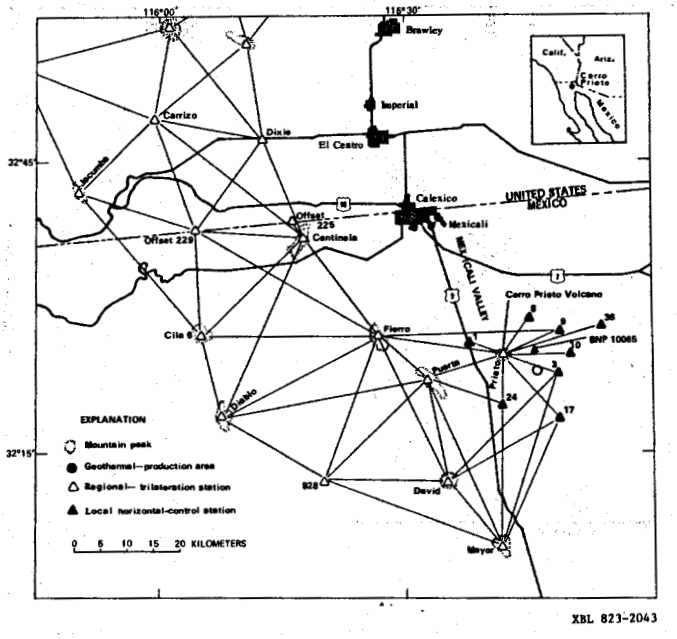


Figure 1. Regional-trilateral network of horizontal-control and bedrock ties, northern Baja California and southern California.

Figura 1. Red regional de trilateración de control horizontal, y estaciones de liga en roca firme, norte de Baja California y sur de California.

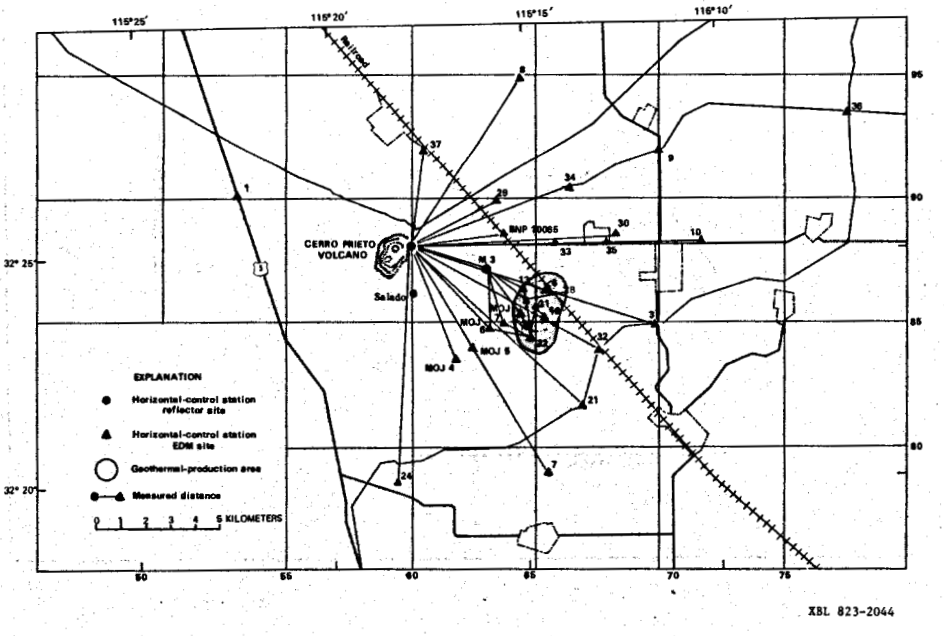
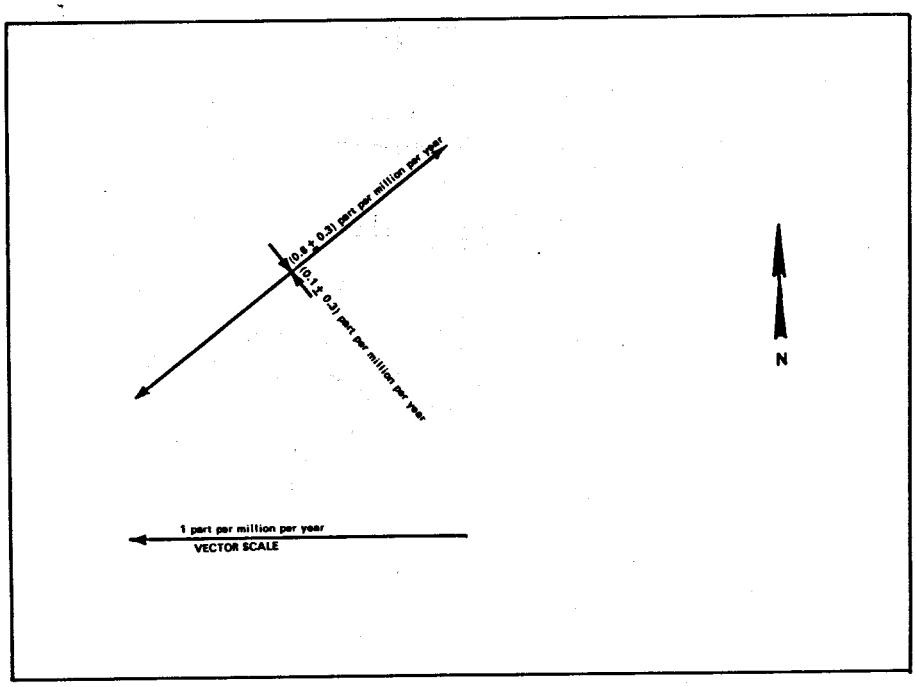


Figure 2. Local network of horizontal control, Cerro Prieto geothermal area.

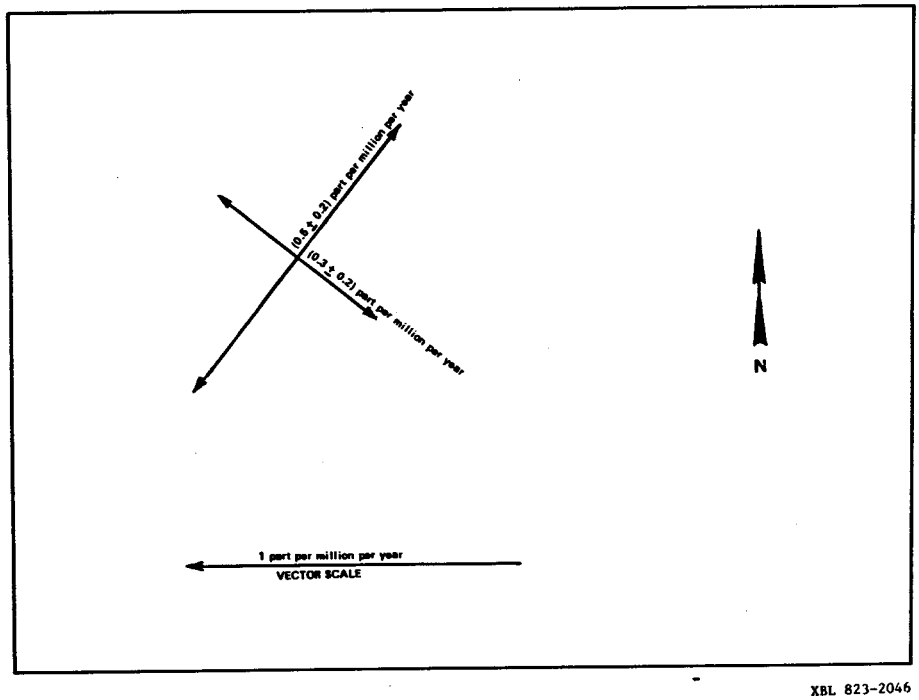
Figura 2. Red local de control horizontal, area geótermica de Cerro Prieto.



XBL 823-2045

Figure 3. Principal strain diagram, regional net, Cerro Prieto Volcano east, 1978-79.

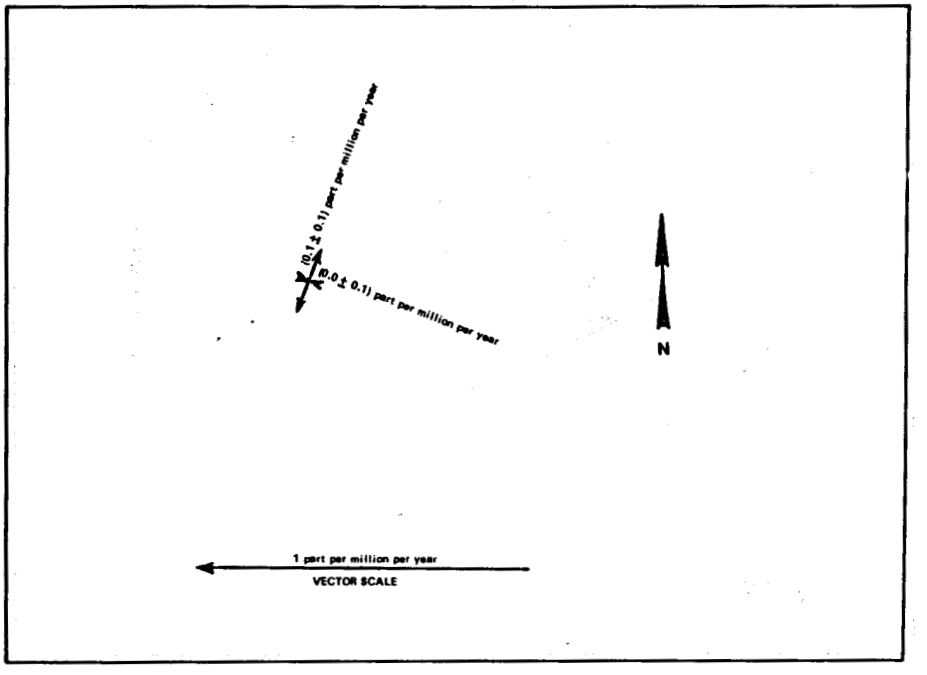
Figura 3. Diagrama de deformación principal, red regional, al este del volcán Cerro Prieto, 1978-79.



XBL 823-2046

Figure 4. Principal strain diagram, regional net, Cerro Prieto Volcano west, 1978-79.

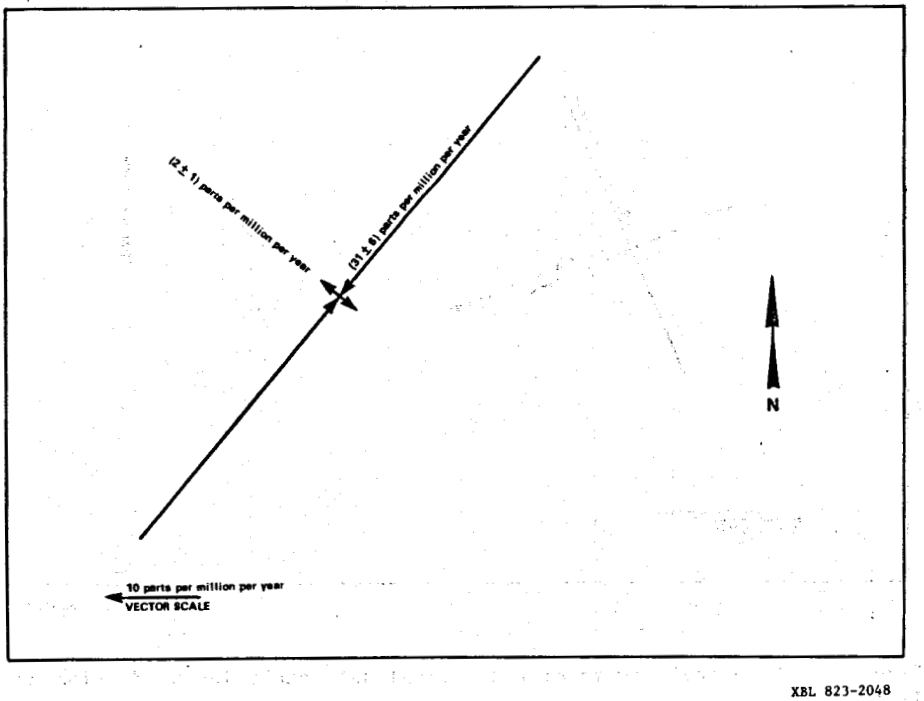
Figura 4. Diagrama de deformación principal, red regional, al oeste del volcán Cerro Prieto, 1978-79.



XBL 823-2047

Figure 5. Principal strain diagram, regional net, Cerro Prieto Volcano west, 1978-81.

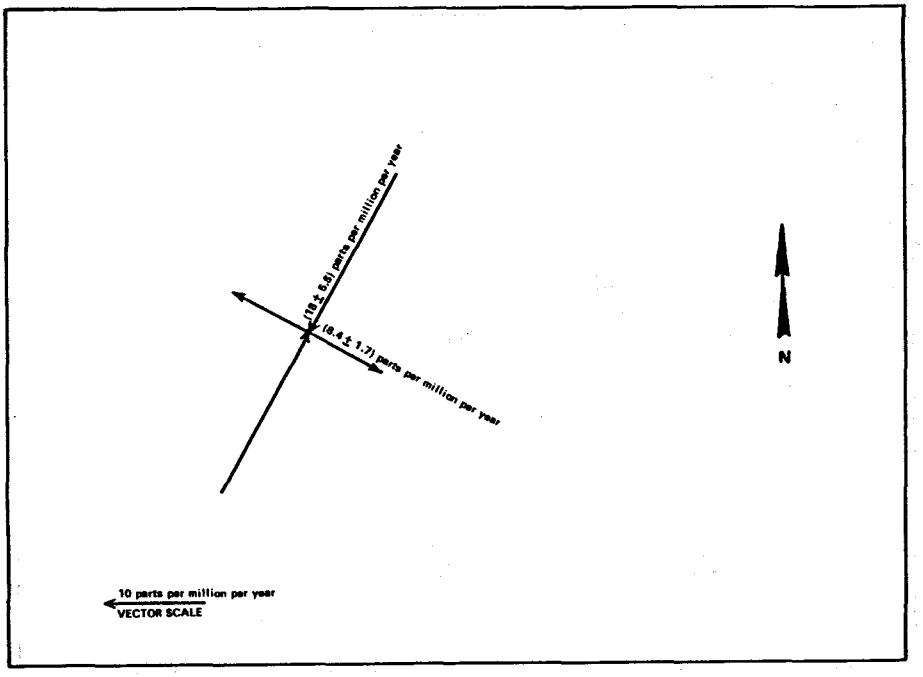
Figura 5. Diagrama de deformación principal, red regional, al oeste del volcán Cerro Prieto, 1978-81.



XBL 823-2048

Figure 6. Principal strain diagram, production area, 1978-79.

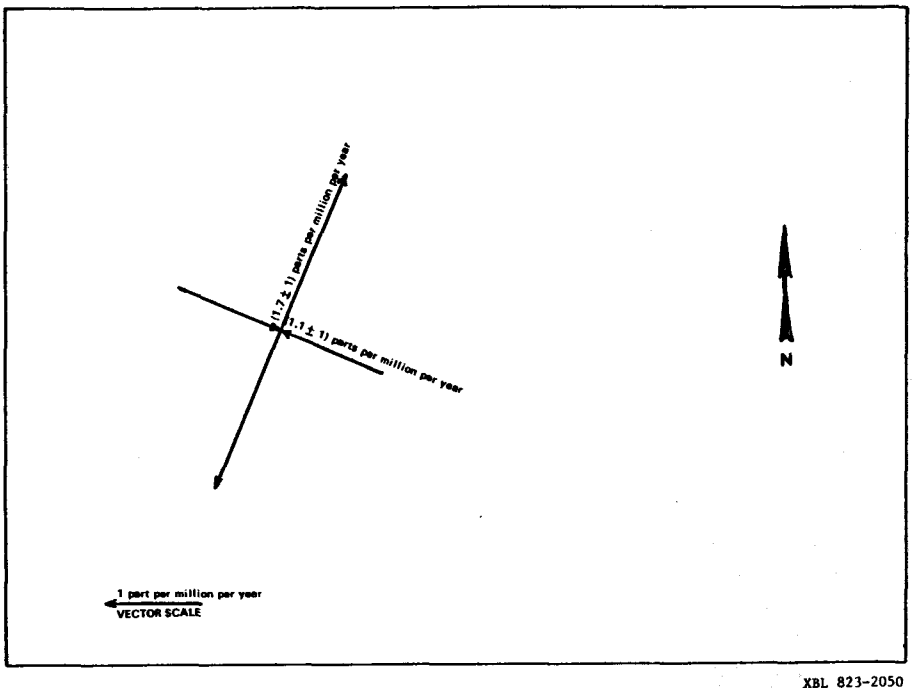
Figura 6. Diagrama de deformación principal, área de producción, 1978-79.



XBL 823-2049

Figure 7. Principal strain diagram, production area, 1978-81.

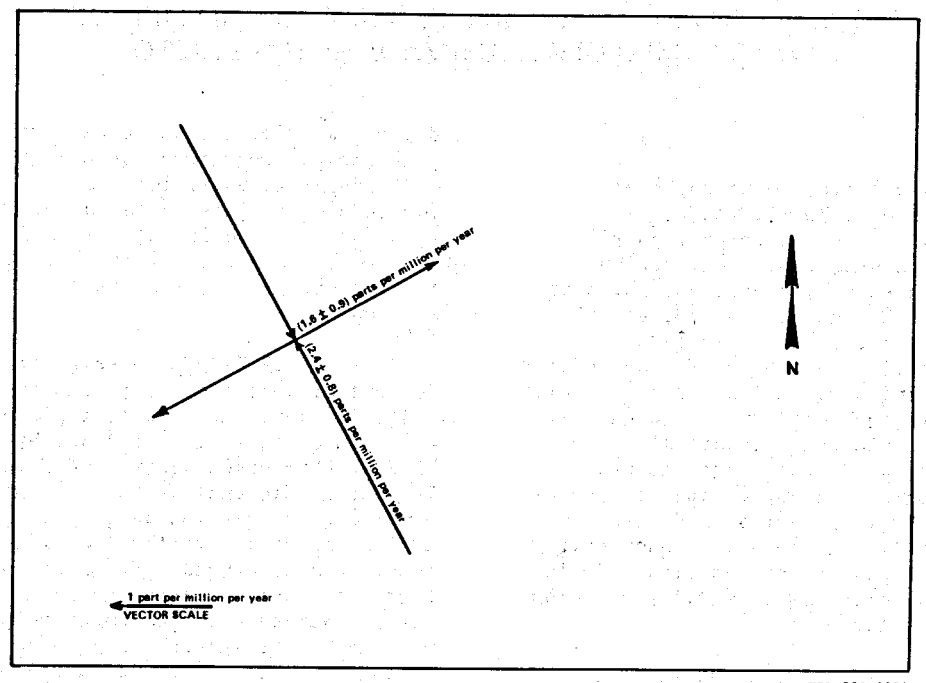
Figura 7. Diagrama de deformación, área de producción,1978-81.



XBL 823-2050

Figure 8. Principal strain diagram, local net, excluding production area lines, 1978-81.

Figura 8. Diagrama de deformación principal, red local, excluyendo las líneas en el área de producción 1978-79.



XBL 823-2051

Figure 9. Principal strain diagram, local net, excluding production area lines, 1978-81.

Figura 9. Diagrama de deformación principal, red local, excluyendo las líneas en el área de producción, 1978-81.

Table 1. Measured distances, regional net (see Figure 1).

Tabla 1. Distancias medidas, red regional (véase la Figura 1).

Station	to	Station	1978 (meters)	1979 (meters)	1981 (meters)
Prieto		1	6,037.565	6,037.582	6,037.587
Prieto		10	12,559.994	12,559.996	12,560.011
Prieto		17	15,536.748	15,536.748	15,536.637
Prieto		24	9,301.380	9,301.380	9,301.381
Prieto		3	11,011.117	11,011.116	11,011.162
Prieto		36	19,672.411	19,672.426	19,672.442
Prieto		8	8,419.082	8,419.085	8,419.070
Prieto		9	11,493.270	11,493.277	11,493.264
Prieto		BNP10065	4,152.209	4,152.222	4,152.215
David		3	28,613.141	28,613.159	28,612.970
David		17	24,664.483	24,664.502	24,664.447
David		928	22,394.765	22,394.791	22,394.754
Puerta		24	14,927.416	14,927.423	14,927.364
Puerta		928	27,394.736	27,394.757	27,394.747
Puerta		Prieto	14,715.652	14,715.656	14,715.661
Fierro		9	34,557.181	34,557.207	34,557.228
Fierro		928	29,345.950	29,345.976	29,345.976
928		Diablo	22,858.437	22,858.445	22,858.440
Centinela		Carrizo	36,448.092	36,448.104	36,448.081
Centinela		Cila 6	27,132.181	27,132.188	27,132.182
Centinela		Diablo	37,926.342	37,926.356	37,926.347
Centinela		Dixie	20,451.178	20,451.194	20,451.185
Centinela		Fierro	23,306.474	23,306.481	23,306.468
Cila 6		Diablo	16,291.250	16,291.253	16,291.243
Cila 6		Fierro	33,545.804	33,545.814	33,545.806
Cila 6		Jacumba	35,921.953	35,921.950	35,921.947
David		Fierro	28,583.973	28,583.984	28,583.979
David		Puerta	17,432.973	17,432.980	17,432.988
Diablo		Fierro	33,564.783	33,564.802	33,564.802
Diablo		Puerta	39,969.087	39,969.109	39,969.092
Fierro		Prieto	24,093.036	24,093.053	24,093.026
Fierro		Puerta	12,936.809	12,936.818	12,936.796
Mayor		17	27,632.873	27,632.887	27,632.912
Mayor		3	34,803.830	34,803.844	34,803.588
Mayor		928	35,743.618	35,743.619	35,743.640
Mayor		David	18,348.882	18,348.893	18,348.897
Mayor		Prieto	36,333.403	36,333.400	36,333.422
Mayor		Puerta	34,698.138	34,698.138	34,698.154
Offset 225		Centinela	—	3,286.302	3,286.261
Offset 229		Centinela	20,919.438	20,919.452	20,919.442
Offset 229		Cila 6	20,192.326	20,192.327	20,192.332
Offset 229		Fierro	40,186.238	40,186.256	40,186.226

Table 2. Measured distances, local net (see Figure 2).

Tabla 2. Distancias medidas, red local (véase la Figura 2).

Station	to	Station	1978 (meters)	1979 (meters)	1981 (meters)
Volcano		3	10,449.933	10,449.924	10,449.957
Volcano		32	8,754.654	8,754.638	8,754.642
Volcano		21	9,518.471	9,518.450	9,518.346
Volcano		24	9,551.576	9,551.585	9,551.606
Volcano		Salado	1,604.609	1,604.602	1,604.600
Volcano		MOJ-6	4,691.886	4,691.897	4,691.891
Volcano		MOJ-5	4,783.270	4,783.270	4,783.215
Volcano		MOJ-4	5,023.537	5,023.532	5,023.488
Volcano		7	10,971.736	10,971.751	10,971.646
Volcano		M-3	3,213.154	3,213.168	3,213.209
Volcano		10	11,892.135	11,892.116	11,892.158
Volcano		30	8,410.425	8,410.416	8,410.455
Volcano		37	3,991.452	3,991.455	3,991.448
Volcano		8	7,841.617	7,841.629	7,841.613
Volcano		29	3,893.782	3,893.798	3,893.790
Volcano		34	6,945.904	6,945.912	6,945.898
Volcano		BNP10065	3,448.201	3,448.198	3,448.183
22		MOJ-6	1,864.480	1,864.473	1,864.536
22		MOJ-7	1,405.206	1,405.190	1,405.228
22		38	1,092.476	1,092.457	1,092.434
22		31	1,157.141	1,157.123	—
22		13	1,897.392	1,897.371	1,897.386
M-3		6	2,747.375	2,747.371	2,747.432
M-3		28	2,307.706	2,307.711	2,307.730
M-3		13	1,910.646	1,910.669	1,910.694
M-3		MOJ-6	2,487.884	2,487.842	2,487.773
M-3		38	2,406.650	2,406.650	2,406.702
M-3		MOJ-7	2,346.150	2,346.124	2,346.102
M-3		22	3,473.331	3,473.341	3,473.363
M-3		18	3,222.790	3,222.788	3,222.826

MOVIMENTOS DE LA SUPERFICIE DEL TERRENO MEDIDOS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

RESUMEN

El área geotérmica de Cerro Prieto en el Valle de Mexicali, 30 kilómetros al sudeste de Mexicali, Baja California, sufrió una leve deformación debido a la extracción de vapor y agua caliente y, probablemente, a un tectonismo activo. Durante 1977-1978, el U.S. Geological Survey estableció y relevó dos redes de control horizontal con el fin de definir ambos tipos de movimiento. Estas redes consisten en: (1) una red regional de trilateración extendida hasta las sierras situadas al oeste del área geotérmica desde estaciones de una red del U.S. Geological Survey establecida anteriormente para medir la deformación de la corteza al norte de la frontera internacional; y (2) una red local ligada a las estaciones de la red regional y que cubre las zonas de producción geotérmica actual y futura.

En 1978, 1979 y 1981 se utilizaron instrumentos electrónicos de medición de distancias para determinar las distancias entre las estaciones de ambas redes. La longitud promedio de las líneas de la red regional fue de 25 km, y la desviación estándar de cada medición se estimó en aproximadamente 0.3 partes por millón de longitud de línea. La red local fue medida utilizando diferentes instrumentos y técnicas. La longitud promedio de las líneas fue aproximadamente 5 km y la desviación estándar de cada medición fue de unas 3 partes por millón de longitud de línea.

En la red regional los movimientos de la superficie del terreno determinados por los levantamientos que se repitieron en 1979 y 1981 fueron pequeños y no excedieron el nivel de ruido. La repetición del levantamiento de la red local realizada en 1979 mostró un movimiento aparente de 2 a 3 cm hacia el centro del área de producción. Este movimiento aparente estuvo restringido a los límites generales del área de producción. La repetición del levantamiento de la red local completada en 1981 no mostró un aumento del movimiento atribuible a la extracción de fluidos.

INTRODUCCION

El área geotérmica de Cerro Prieto se encuentra en el Valle de Mexicali a unos 30 km al sudeste de Mexicali, Baja California. Veintisiete pozos productores agrupados en un área algo mayor de 5.5 km^2 descargan aproximadamente 3400 toneladas de mezcla agua-vapor por hora[1]. El agua deja el área a través de un canal o se evapora; menos de 1% de la misma es reinyectada.

La extracción de grandes volúmenes de fluidos de yacimientos del subsuelo generalmente está acompañada por la generación de grandes esfuerzos en las formaciones del yacimiento[2]. Las deformaciones resultantes a profundidad, dentro del yacimiento, tienden a ser transmitidas hacia la superficie, produciendo deformaciones detectables en la superficie del terreno. Del análisis de los cambios medidos en la superficie se puede obtener una idea de la naturaleza de las deformaciones en el subsuelo, y también de las características mecánicas del sistema del yacimiento y de su recarga.

En 1977-1978 se establecieron tres redes de control geodético de precisión para medir las deformaciones tectónicas e inducidas de la superficie alrededor del área geotérmica. DETENAL (Dirección General de Estudios del Territorio Nacional de México) estableció una red de nivelación de primer orden para medir los cambios verticales al sur de la frontera internacional pasando por el campo geotérmico[3]. Para medir deformaciones horizontales el U.S. Geological Survey estableció dos redes: (1) una red regional de trilateración, que constituye una extensión hacia el sur de la red preexistente en el sur de California, y (2) una red local de control horizontal establecida en el área de producción y sus alrededores. Este trabajo discute solamente las mediciones y el análisis de los cambios horizontales.

ARREGLO DE LA RED

En la Figura 1 se muestra la red regional de trilateración que se extendió hacia el sur desde la red que actualmente existe para medir deformaciones de la corteza al norte de la frontera. Se muestran también las estaciones de la red local (triángulos sólidos) que se ligaron con las estaciones de la red regional (triángulos abiertos), así como la ubicación de la zona de producción.

EQUIPO DE RELEVAMIENTO UTILIZADO

La red regional se midió con un Geodolito Spectra-Physics modelo 3G de largo alcance (hasta 40 km). Este instrumento también se utilizó para vincular las estaciones locales con las estaciones de la red regional. En 1978 y 1979 las líneas de la red local fueron medidas con un Kueffel y Esser Ranger III de mediano alcance (hasta 12 km bajo buenas condiciones). En 1981 se utilizó un Hewlett-Packard modelo 3808A. (La mención de marcas comerciales en este trabajo es sólo para efectos de identificación y no implica endoso por parte del U.S. Geological Survey). El Ranger III y el Geodolito utilizan un haz laser de helioneón modulado en el espectro visible. El instrumento Hewlett-Packard usa un haz infrarrojo modulado en el espectro no visible. La precisión de las mediciones es ±(5 mm + 3 ppm) usando los instrumentos Ranger III y Hewlett-Packard, y ±(3 mm + 0.2 ppm) si se utiliza el Geodolito[4]. Los retrorreflectores que se usaron en las mediciones de ambas redes son uni-

dades disponibles comercialmente, de diseño convencional. Están diseñados tal que un rayo o haz de luz proyectado desde un instrumento es reflejado hacia el mismo a lo largo de la trayectoria de propagación.

MOVIMIENTOS MEDIDOS DE LA SUPERFICIE DEL TERRENO

La primera medición de la red regional se efectuó durante enero y febrero de 1978; los relevamientos subsiguientes se realizaron en marzo de 1979 y abril de 1981. La red local (Figura 2) se midió por primera vez en febrero y marzo de 1978; subsiguientes mediciones se efectuaron durante marzo de 1979 y enero de 1981. Las longitudes de las líneas de la red regional, especificadas en la Tabla 1, son distancias de arco reducidas a nivel del mar. Las longitudes de la líneas de la red local, detalladas en la Tabla 2, son mediciones de estación a estación.

La acumulación de deformación se determinó a partir de cambios en las longitudes de las líneas dentro de las redes, asumiendo un campo de deformación uniforme[5]. En la Figura 3 se muestra la orientación y magnitud de las tasas de deformaciones principales máximas y mínimas para la parte de la red regional al este del volcán Cerro Prieto. La tasa de acumulación de deformación para el período 1978-79 es menos que una parte por millón, y no es significativa a dos desviaciones estándar o a 95% de niveles de confianza. Un campo de deformación no uniforme resultó de los desplazamientos debidos al terremoto Guadalupe Victoria del 8 de unio de 1980 (M. Lisowski, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, comunicación oral). Por lo tanto no se realizó un análisis de la deformación para esta parte de la red regional para el período 1978-81. Los datos obtenidos en la parte de la red regional al este del volcán Cerro Prieto durante el relevamiento que se repitió en 1981 están siendo analizados con el fin de determinar los efectos del terremoto. Estos datos serán publicados por otros y no forman parte de este trabajo.[6].

El diagrama de deformación principal (Figura 4) para la parte de la red regional al oeste del volcán Cerro Prieto para el período 1978-79 muestra una pequeña expansión o dilatación positiva. La tasa de la deformación principal máxima es marginalmente significativa, teniendo una orientación NE-SO. Para la misma área las tasas de deformación principal correspondientes al período 1978-81 (Figura 5) no presentan una acumulación significativa de deformación.

Las tasas de las deformaciones principales máximas y mínimas determinadas a partir de mediciones dentro del área de producción para el período 1978-79, se muestran en la Figura 6. Este diagrama de las tasas de acumulación de deformaciones muestra un movimiento importante hacia el centro del área de producción en dirección NE-SO (31 ± 6 partes por millón por año), y una pequeña expansión en dirección NO-SE (2 ± 1 partes por millón por año). El diagrama de deformación para aquellas mismas líneas que cubren el área de producción para el período 1978-81 (Figura 7) muestra una orientación similar pero con una tasa menor para la deformación principal máxima (18 ± 5.6 partes por millón por año), y una tasa mayor para la deformación principal mínima (8.4 ± 1.7 partes por millón por año.

Los diagramas de deformación principal para la red local, cuando se excluyen las líneas a través del área de producción para los períodos 1978-79 y 1978-81 (Figuras 8 y 9) muestran muy poca acumulación de deformación. Las tasas de deformación principal son significativamente menores que el nivel de ruido, excepto para la deformación principal máxima para el período 1978-81 la cual es sólo marginalmente significativa.

CONCLUSIONES

Un movimiento de la superficie del terreno hacia el centro del área de producción, debido a la extracción de fluidos, ha ocurrido durante el período de estudio (1978-81). Este movimiento ocurrió principalmente durante el período 1978-79; está restringido al área de producción y probablemente no excede los 6 o 7 cm. Durante el período 1978-81 no se ha observado un cambio uniforme en la longitud de las líneas a través del área de producción similar al acortamiento general que ocurrió en 1978-79. Por lo tanto para el período más largo no hubo un aumento aparente en la tasa de deformación debido a la extracción contínua de fluidos.

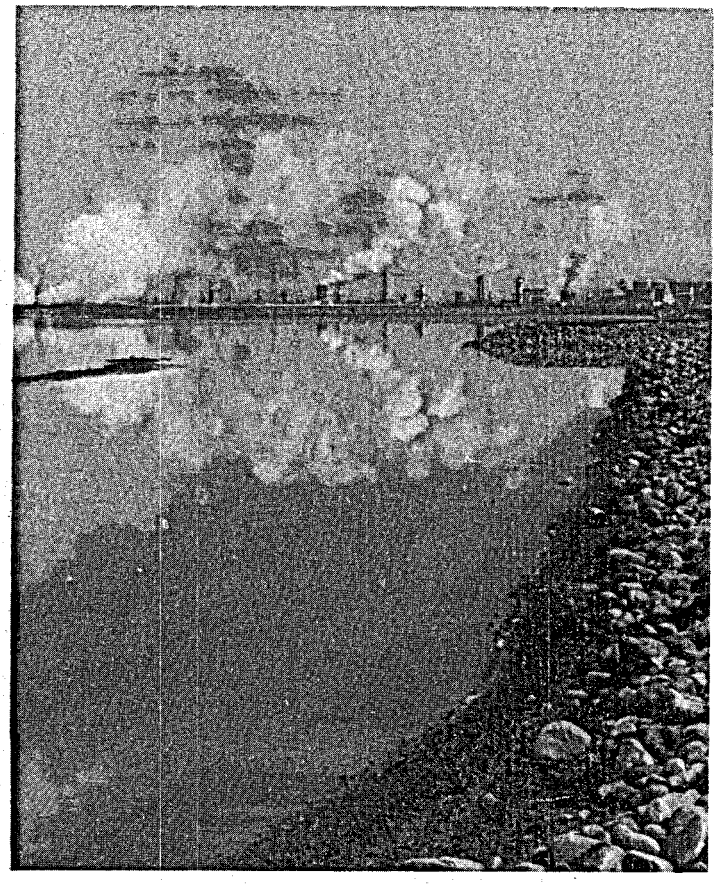
Todo movimiento de la superficie del terreno que ocurrió fuera del área de producción, excluyendo probablemente los movimientos inducidos por terremotos, ha sido pequeño, como lo indica las tasas de deformación presentadas en las Figuras 3, 4, 5, 8 y 9. Fuera del área de producción ningún movimiento resultante de la extracción de fluidos es evidente.

AGRADECIMIENTOS

Quisieramos agradecer a nuestros colegas del U.S. Geological Survey, Lawrence Berkeley Laboratory y especialmente aquellos de la Comisión Federal de Electricidad por la ayuda y cooperación que hicieron posible este trabajo. Este trabajo fue auspiciado por el U.S. Department of Energy y por el U.S. Geological Survey como parte del acuerdo de cooperación entre CFE y DOE, con la coordinación técnica del Lawrence Berkeley Laboratory.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

GEOHYDROLOGY
GEOHIDROLOGIA



GEOHIDROLOGIA DEL ACUIFERO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

J. Sánchez R. y A. de la Peña L.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

RESUMEN

El presente trabajo resume la información actualizada del acuífero geotérmico de Cerro Prieto con especial énfasis en la zona original de Explotación, es decir, donde se ubican los pozos que aprovechan el acuífero Alfa, del cual se extrae el vapor para las unidades 1 y 2. Se presentan también unos breves comentarios del acuífero Beta el cual se encuentra subyaciendo al acuífero Alfa en el área de C. P. I., extendiéndose además hacia el Este constituyendo lo que se conoce como Cerro Prieto II y III. En la fig. 1, se indica la ubicación de la zona de estudios.

Los acuíferos Alfa y Beta se diferencian entre otras cosas, por presentar minerales y cementantes característicos y presentar temperaturas y profundidades del nivel piezométrico diferentes, por ejemplo en el área del pozo E-1 se tiene:

	Prof. del nivel Piezométrico	Temperatura
Acuífero Alfa (pozos M-8, M-31 y M-35)	325m	300°C
Acuífero Beta (Pozo E-1)	230m	330°C

Por la diferencia de niveles, se puede asegurar que localmente no hay comunicación hidráulica entre ambos acuíferos, situación que se comprobó con la prueba de interferencia que se realizó teniéndo el pozo E-1 como productor en el acuífero Beta y el pozo M-46 de monitoreo en el acuífero Alfa, no habiéndose observado ninguna interferencia entre ellos.

A continuación se presenta la información geológica, geohidrológica y geoquímica de Cerro Prieto.

GEOLOGIA

Geomorfología

El campo de Cerro Prieto se encuentra ubicado en la planicie de inundación del Río Colorado, formando parte de la provincia fisiográfica de "Sierras de Baja California", la que se une a la zona desértica de Sonora por el Delta del Río Colorado.

Estratigrafía

Cretacio Superior.- Está representado en el área por rocas ígneas intrusivas, que forman parte del gran batolito granítico que se encuentra a lo largo de la Península de Baja California.

Esta unidad ha sido alcanzada durante las perforaciones efectuadas en Cerro Prieto por los pozos M-3 a 2,579m., M-96 a 2,718m. y S-262 a 1,473m., de profundidad.

Su clasificación al microscopio corresponde a un granito de biotita. Dicha unidad constituye el basamento del Valle de Mexicali.

Terciario

Esta unidad que sobreyace al basamento granítico, está constituída por lutitas, lutitas limolíticas, limolitas de color gris a negro y areniscas. Las lutitas y lutitas limolíticas presentan coloración de gris a negro, correspondiendo estas últimas a las zonas de mayor metamorfismo. Esta unidad de sedimentos consolidados finos, se encuentra interdigitada con areniscas de cuarzo y escaso feldespato, de grano fino a grueso de color blanco a blanco grisáceo, cementados con carbonato de calcio y/o sílice.

Las lodolitas constituyen la cobertura de los sedimentos anteriores y constituyen la zona de transición entre los sedimentos consolidados y los no consolidados. Normalmente presentan una coloración café.

Pleistoceno y Reciente

Están representados por los sedimentos que constituyen la planicie aluvial del Valle de Mexicali, la que está constituída por una mezcla heterogénea en cuanto a composición, orígen y medio de depósito, los cuales son principalmente, atendiendo a su tamaño; gravas, arenas, limos y arcillas.

Unidades Hidroestratigraficas

Se han identificado tres acuíferos principales comprendidos en dos unidades hidroestratigráficas:

1.- Unidad Aluvial.- Presenta morfología de llanuras y está constituída por depósitos lacustres y de ríos antiguos formados por arcillas, limos, arenas y escasas gravas. Su espesor varía de 700m., en la zona de explotación de Cerro Prieto I, Unidades 1 y 2 a 2,000m., en el pozo NL-1 ubicado al Este de Cerro Prieto I.

El conjunto aluvial tiene una estructura heterogénea, presentando tanto zonas impermeables como permeables, predominando estas últimas en las partes arenosas de los antiguos cauces del Río Colorado, que están labrados sobre sedimentos arcillosos. El aluvión se comporta como unidad de permeabilidad media y alta.

2.- Unidad de Lutitas y Areniscas.- Se encuentra subyacente a la unidad aluvial y a la zona de transición.En la fig. 2, se observa que Cerro Prieto I, se encuentra entre las fallas Cerro Prieto, Michoacán y Pátzcuaro, mismas que originaron el levantamiento del basamento, sobre del cual descansa. En las secciones de las figs. 3 y 4, se observa gráficamente la estructura que estas fallas originaron. En ellas también se observa que el tamaño del acuífero Alfa es bastante reducido debido al sistema de fallas que lo afectó, pues aparentemente antes de que fuera afectado por el tectonismo, se extendía hacia el Noreste, (Cerro Prieto II). De cualquier manera, en la actualidad, presenta en cuanto a dimensiones sólo una fracción del Beta y parece ser sólo un remanente de éste.

HIDROLOGIA SUBTERRANEA

Acuífero Alfa

El acuífero Alfa es explotado actualmente por un promedio de 20 pozos con profundidades de 1,300 a 1,700m., sus areniscas productoras se caracterizan litologicamente por estar cementadas con carbonato de calcio. Dichas areniscas se encuentran intercaladas con pequeños cuerpos lenticulares de lutitas y limolitas mismos que por no ser contínuos presentan permeabilidad vertical por la presencia de cuerpos de areniscas entre éstos. Unicamente cuando los espesores de lutitas y limolitas forman estratos contínuos y potentes, tal como se encuentran en la cima y base de este acuífero, se puede decir que existe una efectiva capa sello que evita la migración de fluídos en sentido vertical.

Por su posición estructural la capacidad geotérmica del acuífero Alfa es limitada, ya que se encuentra en la cima de un horst granítico, debido a lo cual no existe continuidad estratigráfica, situación por lo cual presenta las siguientes condiciones en su periferia.

Al Noroeste y Suroeste; los sedimentos conforme se retiran de la zona de explotación se caracterizan (pozos M-6, M-3, M-7, Q-757 y M-94), por volverse eminentemente arenosos, siendo escasos o nulos los sedimentos finos constituídos por lutitas y limolitas, es decir, la capa sello tiende a desaparecer. Esta porción funciona como un buen acuífero, mismo que suministra parte del agua que se extrae en Cerro Prieto, aunque las temperaturas en éste son un poco inferiores a las de la zona de explotación.

Al Noreste, por efecto de la falla Michoacan, cuya ubicación en planta se indicó en la figura 2, el acuífero Alfa se encuentra en contacto con el acuífero aluvial del Valle de Mexicali (fig. 3), mismo que proporciona gran parte del flujo hidráulico que se aprovecha en Cerro Prieto, con el inconveniente, desde el punto de vista geotérmico, que las aguas contenidas en él son frías.

Al Sureste, (Area de los pozos M-34, M-8 y M-21), antes que se construyeran los pozos que suministran vapor a las unidades 3 y 4 (1978-1979), parte de la recarga hidráulica provenía de esta parte. Al entrar en operación los pozos de las unidades 3 y 4, gran parte de la recarga hidráulica fue aprovechada por estos pozos, lo que motivó que los pozos de las unidades 1 y 2, declinaran su producción, pues esa recarga estaba constituída por agua a muy elevada temperatura.

Curvas de igual profundidad de los niveles piezométricos

La máxima profundidad del nivel piezométrico en el acuífero Alfa, para los años 1976 y 1978, (fig. 6), inferido a partir de los registros de presión, es del orden de 450m., mismo que se encuentra en el centro del campo en el área de los pozos M-5, M-25 y M-14. Los niveles más someros, con profundidades de 150 a 200m., se encuentran en los pozos M-9, M-114 y M-130. Se pueden considerar estas profundidades en la actualidad como vigentes, ya que las observaciones piezométricas, nos indican que de esos años a la fecha las variaciones han sido mínimas.

Flujo hidráulico subterráneo

Del mismo plano con las curvas de igual profundidad del nivel piezométrico, correspondiente a 1976 a 1978, (fig. 6), se puede observar que la dirección del flujo hidráulico, es en el área de explotación antigua (pozos U-1 y U-2), es de la periferia hacia el centro del

campo. Obviamente, esta dirección es producto de la explotación del agua geotérmica.

Por lo que respecta a la parte sureste del campo, donde se ubican los pozos que suministran vapor a las Unidades 3 y 4, los niveles piezométricos indican que en esos años existía un máximo piezométrico en el área de los pozos M-50, M-51 y M-91, el cual se drenaba en dos direcciones principales: hacia el Noreste, es decir, hacia la zona de explotación antigua y hacia el Sureste. En virtud de que en alguno de los pozos en que se detectó dicho máximo, están terminados tanto en el acuífero Alfa como en el Beta, no se ha definido si este máximo piezométrico afecta sólo un acuífero o ambos. Es posible que en la actualidad, la mayoría del flujo hidráulico mencionado anteriormente, tenga una dirección preferencial hacia el Noreste, es decir, hacia el área con mayor número de pozos y por ende de mayor extracción de agua geotérmica, ya que las curvas de isoprofundidad representan las direcciones que tenía el acuífero geotérmico hace 4 años, los cuales no se han podido actualizar, debido a que la mayoría de los pozos están en operación y no es posible tomarles registros de presión a flujo restringido.

Magnitud del abatimiento

En el plano de curvas de igual profundidad del nivel piezométrico para 1970, (fig. 7), se observa que las profundidades máximas en el centro del campo eran de 200m. En el plano de isoprofundidades para 1976-1978, se observa que la máxima profundidad era del orden de 450m., lo que significó un abatimiento máximo de 300m., que representó una caída de presión de 30 Kg/cm^2, a una profundidad aproximada de 1,300m., es decir, la profundidad media del acuífero Alfa. El abatimiento medio en toda la zona de pozos de las unidades 1 y 2, fue de 144.6m., es decir, 14.46 Kg/cm^2.

En las figuras 8 y 9, se indican en sección NW-SE del pozo M-11 al M-51 y SW-NE del pozo M-6 al M-10 las variaciones de los niveles piezométricos para el período de 1973-1977.

Propiedades hidrodinámicas del acuífero

En base a los abatimientos observados en la zona de explotación y en el pozo M-6, y aplicando las ecuaciones de Theis y Jacob, se estimó un coeficiente de transmisibilidad de 0.0034 m^2/s y un coeficiente de almacenamiento de 0.005, valores que, aplicados a las ecuaciones geohidrológicas, nos proporcionan abatimientos similares a los observados en el acuífero. Así mismo, de la aplicación de las mencionadas ecuaciones y de la variación de las presiones y niveles piezométricos en los pozos de observación, se infiere las que el acuífero alcanzó su equilibrio hidrodinámico. Es decir, las variaciones del nivel piezométrico han sido mínimas en los últimos años, e inclusive se han registrado recuperaciones como se puede observar en las figuras 10 y 11, que corresponden a las curvas de abatimiento de los pozos M-6 y M-34, este último ubicado en la zona de explotación.

Como nota adicional, se estimó utilizando la ecuación de Darcy, que la velocidad efectiva del agua en la periferia del campo, entre los pozos M-9 y M-29, es del orden de 2m/día, velocidad que se espera sea verificada en el próximo mes de Agosto, a través de la inyección y detección de radioisótopos en los pozos seleccionados para el efecto.

Conclusiones

Por lo antes expuesto, se puede decir con respecto a la geohidrología, que no hay problema en cuanto al suficiente suministro de agua, debido a la alta permeabilidad del acuífero para fines geotérmicos, pero es esta condición junto con la distribución de temperaturas, las limitantes para el aprovechamiento de la energía geotérmica, pues una extracción mayor implica una velocidad mayor del flujo de agua de la periferia hacia el centro del campo y por consiguiente una disminución del tiempo de contacto agua-roca, lo que se traduce en una menor oportunidad del agua para adquirir la energía calorífica almacenada en la roca. Esta situación se vuelve crítica sobre todo en la parte Este del campo, donde por efecto de las condiciones estructurales del campo, la recarga hidráulica proviene del acuífero aluvial que lo limita, con el inconveniente que las aguas contenidas en él son de menor temperatura.

GEOQUIMICA DE LOS CLORUROS

Con objeto de complementar y comprobar las deducciones inferidas a partir de la información geohidrológica se recurrió al estudio de la concentración y la variación en el tiempo de los cloruros en el fluído geotérmico, ya que éstos han demostrado ser una herramienta muy útil para inferir la dirección y orígen de la recarga hidráulica subterránea.

Lo anterior, se debe a que la concentración de cloruros en el agua, es afectada muy poco por la interacción con las rocas a alta temperatura, pero en cambio, sí puede ser afectada de manera apreciable por procesos tales como la ebullición o la mezcla con aguas de diferentes concentraciones de cloruros.

Para el presente informe se trabajó con las concentraciones de cloruros en el acuífero, calculadas a partir de las concentraciones a presión atmosférica, para lo cual se emplearon las siguientes ecuaciones:

$$Cac = Car\ (1 - f)$$

$$f = \frac{ha - h100}{\lambda} \quad \text{Donde}$$

Cac=Concentración en el acuífero
Car=Concentración a la presión atmosférica
f =Fracción de agua evaporada
ha =Entalpía del agua en el acuífero
h100=Entalpía del agua a 100°C y presión atmosférica
λ =Calor latente de vaporización 100°C

Con los valores de la concentración de cloruros en el acuífero, se elaboraron las curvas de isocloruros para 1975, 1977 y 1980, las cuales se describen a continuación:

Curvas de isocloruros de 1975

En ellas (fig. 12), se observa que las concentraciones máximas se localizan en el centro del campo, en los pozos M-26, M-25, M-19 y M-30 con 10,315, 9,779, 9,636 y 9,597ppm., respectivamente. Las concentraciones menores se presentan en la parte Este en el pozo M-15, con 7,592ppm., y al Oeste en el pozo M-9, con 7,720ppm.

La parte Este, presenta concentraciones menores debido al aporte hidráulico, con aguas de mejor calidad, provenientes del acuífero aluvial del Valle de Mexicali, que lo limita lateralmente.

El pozo M-21, presentaba una concentración de cloruros elevada que pudiera deberse a la influencia local de una pequeña fractura o falla, la cual aportaba fluidos geotérmicos con diferente composición química. Esta deducción es debida a que dicho pozo, siempre mostró características muy peculiares que lo han apartado del comportamiento general observado en la mayoría de los pozos.

Curvas isocloruros de 1977

En ellas (fig. 13), se aprecia que las concentraciones máximas corresponden al centro del campo, en los pozos M-19 y M-25 con 9,484 y 9,560ppm., respectivamente. Las concentraciones más bajas se tuvieron en el pozo M-15A con 6,700ppm., y en el M-19 con 6,708ppm., es decir en la parte Este del campo, así como en el pozo M-9 con 7,356ppm., localizado en la parte Oeste del campo.

De lo anterior se desprende que en el centro del campo, la disminución con respecto a 1975, fue de 200 a 250ppm., es decir fue mínima, mientras que en la parte Este, alcanzó diferencias hasta de 900ppm. (pozo M-15A). Este abatimiento en los cloruros, sugiere que el acuífero Alfa está siendo alimentado por aguas del acuífero aluvial del Valle de Mexicali, el cual está constituído en esta parte por aguas de menor temperatura y mejor calidad química, en este caso, con menor contenido de cloruros por lo que, al circular hacia la zona de explotación de Cerro Prieto I, va diluyendo las aguas del acuífero geotérmico caracterizada originalmente por su elevado contenido de cloruros.

Por lo que respecta al flanco Oeste, los cloruros variaron en menor proporción, debido a que en esta parte las aguas de los acuíferos aluviales que limitan al campo, tienen concentración de cloruros un poco menor a las del acuífero geotérmico, de acuerdo a los análisis realizados en el pozo M-6 y en los barrenos de uso múltiple BCP-5, 13, 19 y 11.

Curvas de isocloruros de 1980

En ellas (fig. 14), se observa que las concentraciones más altas se localizan en el centro del campo con valores de 8,857 a 9,325ppm., siendo las diferencias con respecto a 1977 hasta de 500ppm., en el pozo M-30. En el flanco Este las variaciones fueron del orden de 1,100ppm., en el pozo M-14 y de 2,245ppm., en el pozo M-21.

Este abatimiento en la concentración de cloruros sobre todo en la parte Este, indica que el campo de Cerro Prieto I, actualmente en explotación está siendo afectado por la entrada de agua de menor temperatura y bajo contenido de cloruros. Las curvas y las variaciones de cloruros en el acuífero, nos indican claramente de donde proviene la recarga hidráulica constituída por aguas de diferente calidad y confirman las direcciones del flujo hidráulico subterráneo, inferidas a partir de la geohidrología, por lo que se puede considerar a la geoquímica como una herramienta muy importante de la geohidrología.

ACUIFERO BETA

El acuífero Beta se encuentra en la parte Oeste de la falla Michoacán, subyaciendo al acuífero Alfa y al Este de dicha falla comprende las nuevas áreas en desarrollo denominadas Cerro Prieto II y III, cubriéndo hasta donde se conoce actualmente una superficie aproximada de 20 Km^2.

Las profundidades de los pozos terminados en este acuífero varían de 2000 a 3000m., situación favorable para la explotación geotérmica, ya que involucran un espesor de captación hidráulica y

térmica de por lo menos 1000m. Así mismo, los espesores de las areniscas productoras son por lo menos tres veces mayores a las del acuífero Alfa.

Curvas de igual profundidad de los niveles piezométricos.

Con los niveles piezométricos de los pozos terminados en el acuífero Beta, mismos que fueron inferidos de los registros de presión de fondo realizados en ellos, se formó el plano con las curvas de igual profundidad del nivel piezométrico (fig. 15), en el cual se observa un máximo piezométrico en el área de los pozos M-102, M-107 y M-109, mismo que se drena en dos direcciones principales: hacia el Noroeste y hacia el Sureste. Este máximo piezométrico también se observa en C. P. I., en el área de los pozos M-50, M-51 y M-48 y parece ser originado por una zona de mayor permeabilidad debida a fracturamiento, ya que esa zona presenta las temperaturas más elevadas, con un alineamiento similar al del máximo piezométrico.

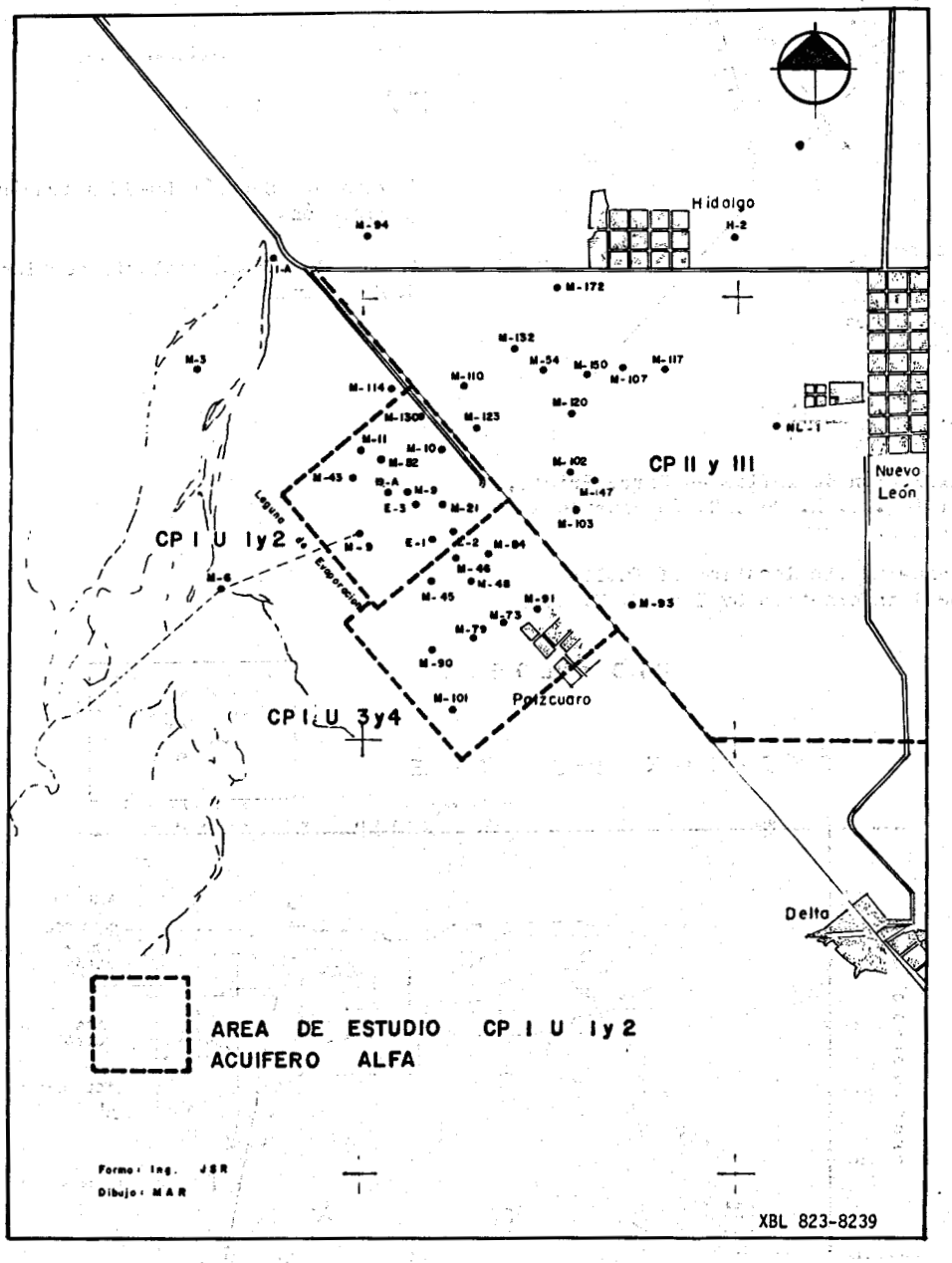


Figura 1. Area de estudio: Acuífero Alfa, Cerro Prieto I, Unidades 1 y 2.

Figure 1. Study area: Alfa aquifer, Cerro Prieto I, Units 1 and 2.

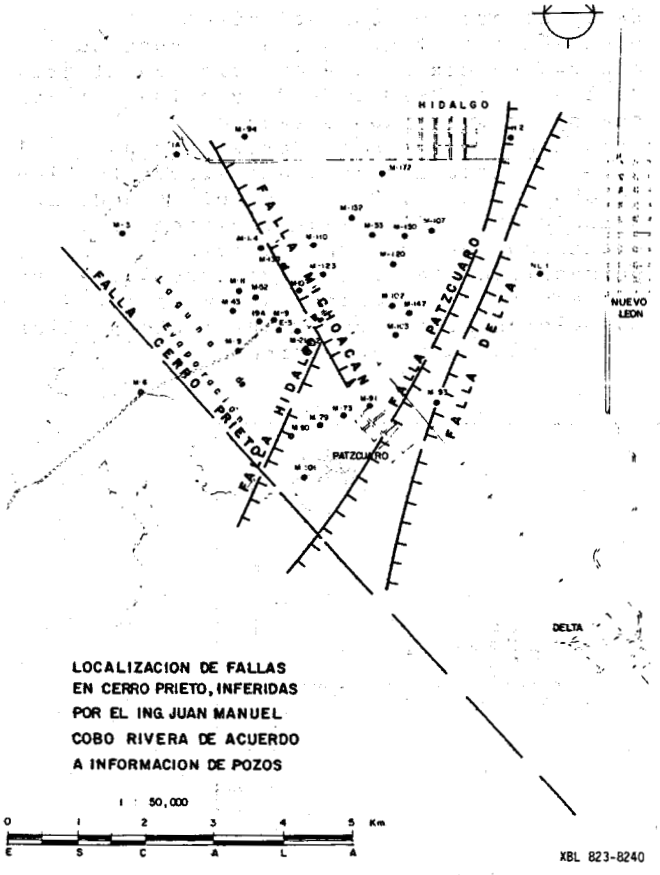


Figura 2. Localización de fallas en Cerro Prieto, inferidas por el Ing. J. M. Cobo R. de acuerdo a información de pozos.

Figure 2. Map showing the location of faults inferred from well information by Ing. J. M. Cobo R.

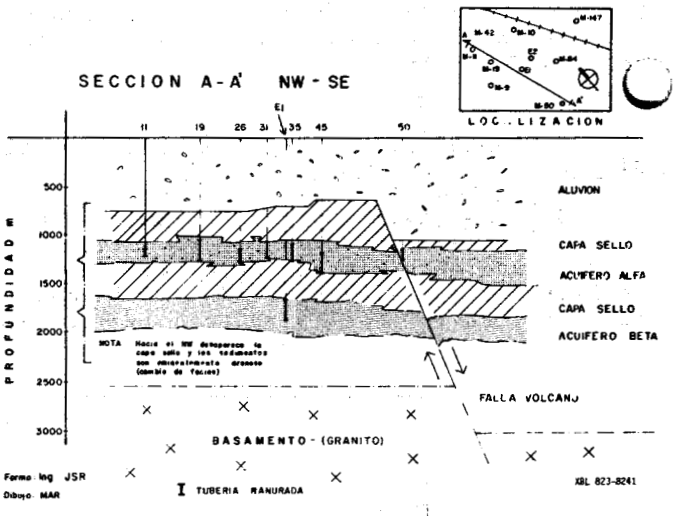


Figura 3. Sección NO-SE a través de la zona de producción.

Figure 3. NW-SE geologic section across the production area.

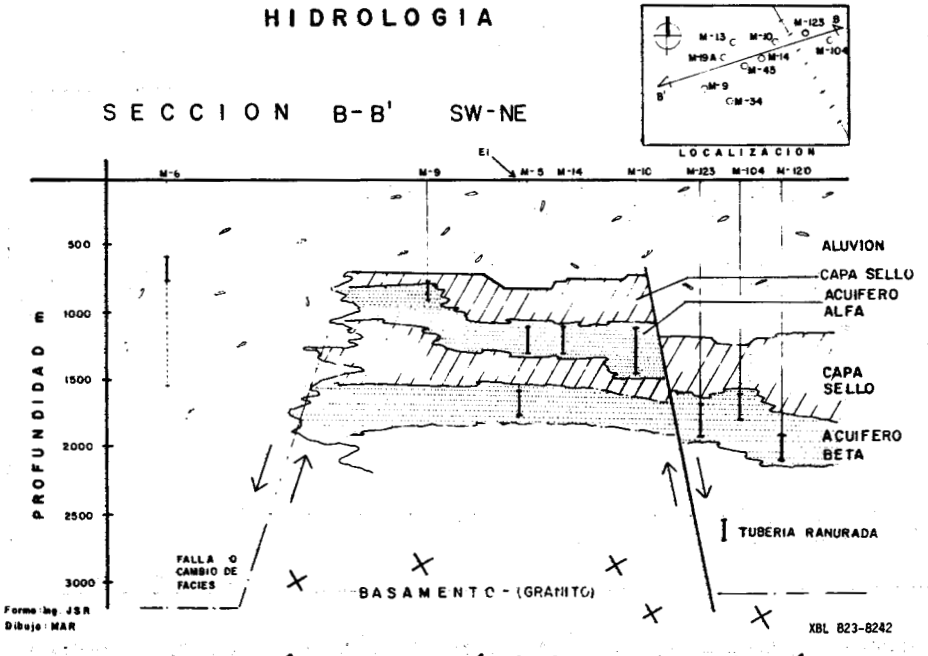


Figura 4. Sección SO-NE a través de la zona de producción.

Figure 4. SW-NE geologic section across the production area.

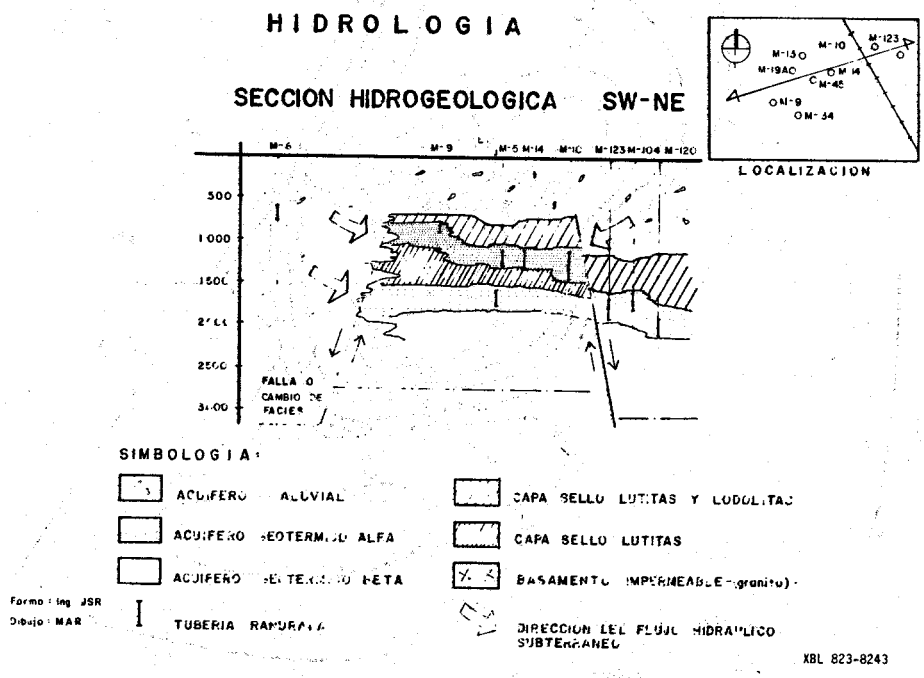


Figura 5. Sección SO-NE a través de la zona de producción.

Figure 5. SW-NE hydrogeologic section across the production area.

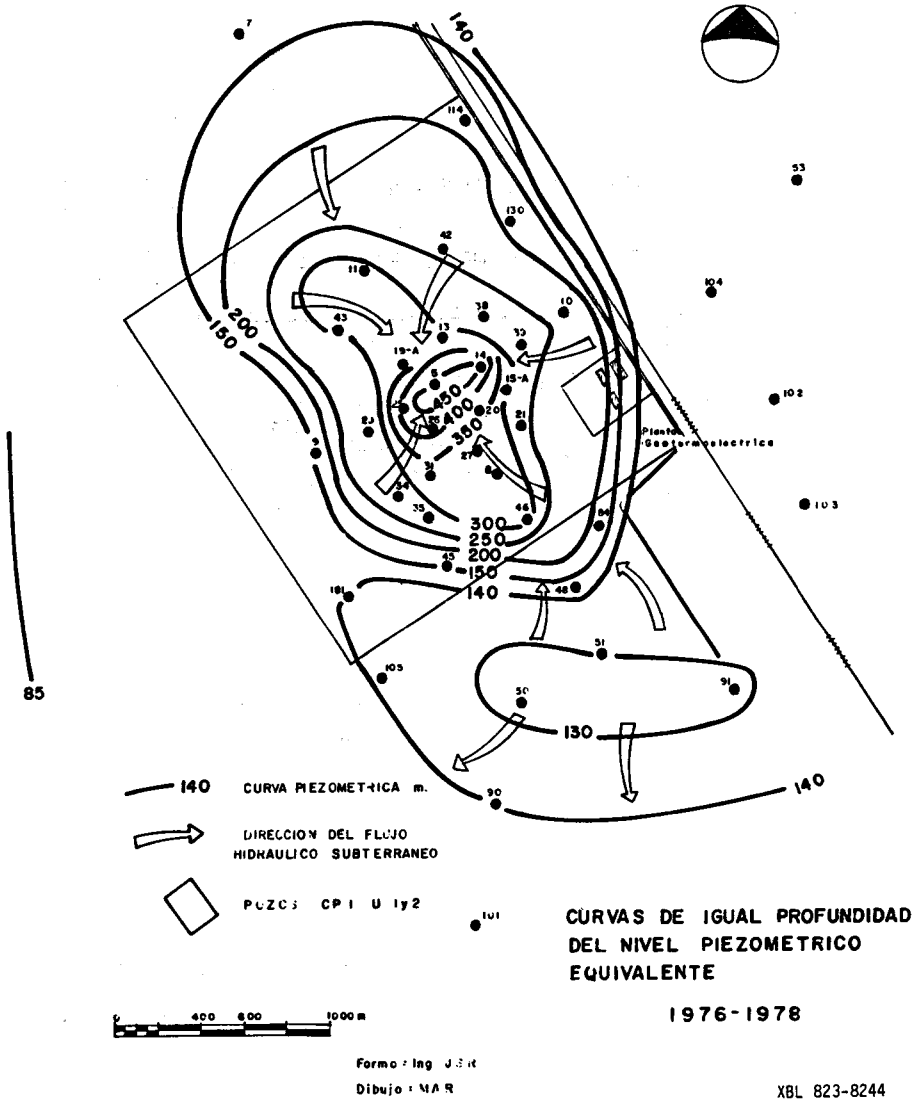


Figura 6. Contornos de igual profundidad del nivel piezométrico equivalente. 1976-1978 (en m).

Figure 6. Piezometric map (equivalent depth in meters) for 1976-1978.

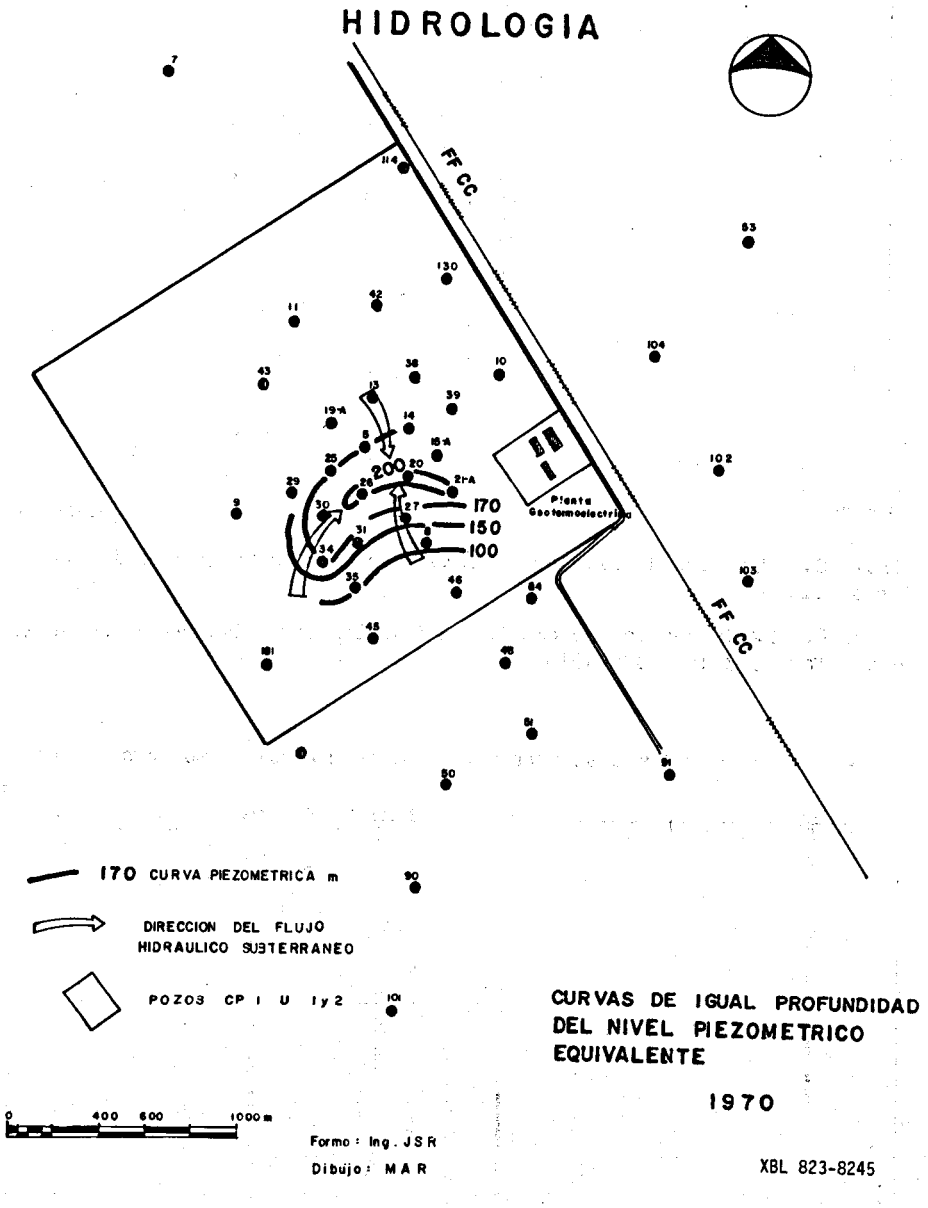


Figura 7. Contornos de igual profundidad del nivel piezométrico equivalente. 1970 (en m).

Figure 7. Piezometric map (equivalent depth in meters) for 1970.

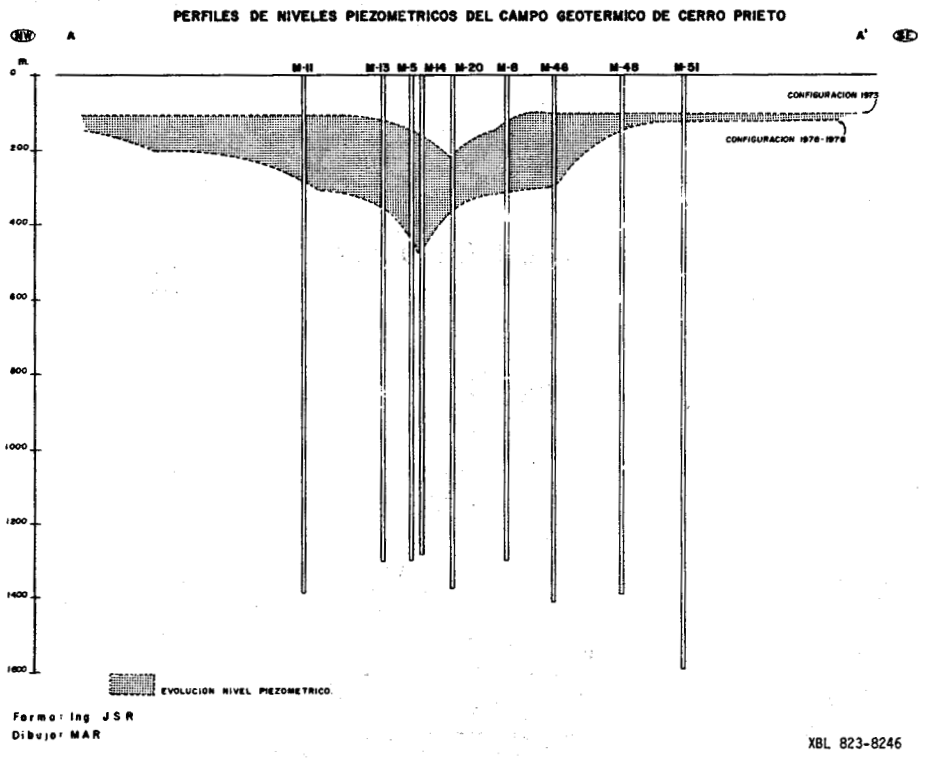


Figura 8. Perfiles de niveles piezométricos del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Figure 8. NW-SE section across the production area showing piezometric levels for 1973 and 1976-1978.

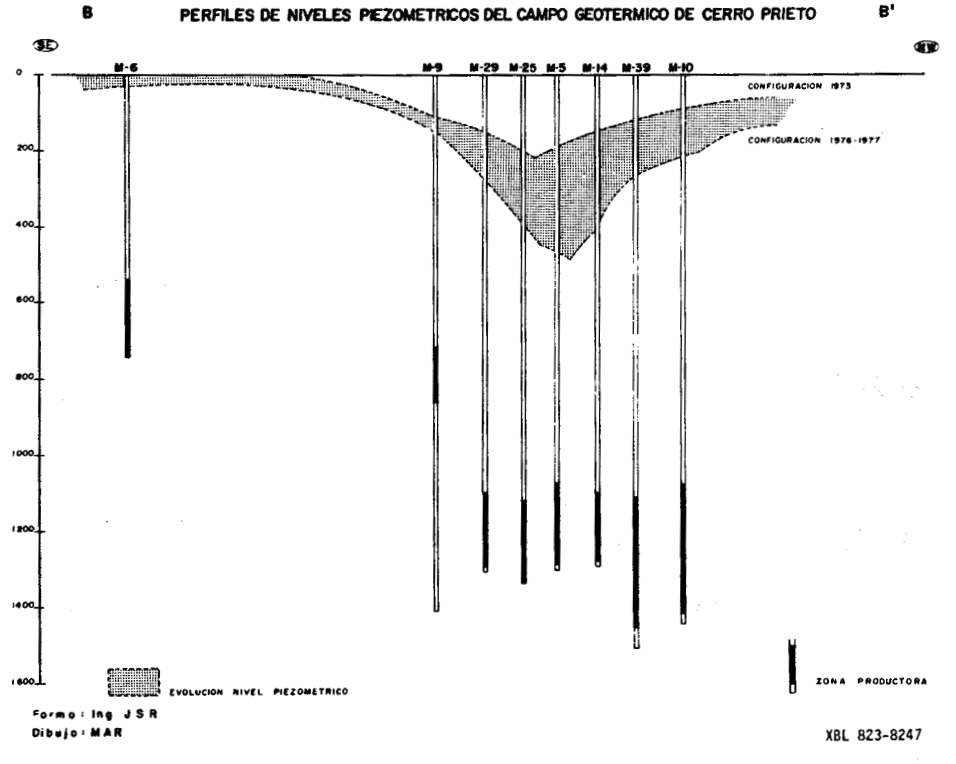
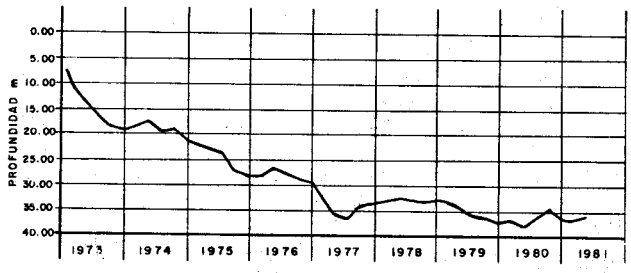


Figura 9. Perfiles de niveles piezométricos del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Figure 9. SE-NW section across the production area showing piezometric levels for 1973 and 1976-1977.



CURVA DE PROFUNDIDAD DEL NIVEL PIEZOMETRICO DEL POZO M-6

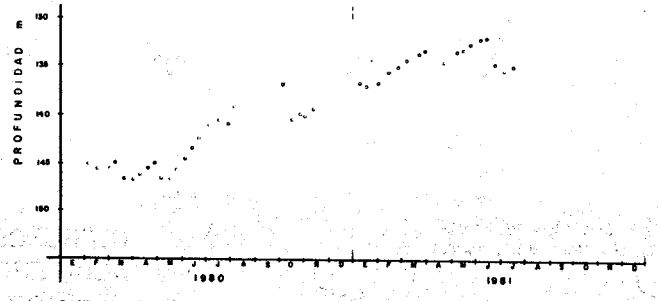
CAMPO GEOTERMICO CERRO PRIETO

XBL 823-8248

A

Figura 10. Curva de profundidad del nivel piezométrico del pozo M-6.

Figure 10. Piezometric levels in well M-6 (depth in m).



CURVA DE PROFUNDIDAD DEL NIVEL PIEZOMETRICO

DEL POZO M-34

XBL 823-8249

Figura 11. Curva de profundidad del nivel piezométrico del pozo M-34.

Figure 11. Piezometric levels in well M-34 (depth in m).

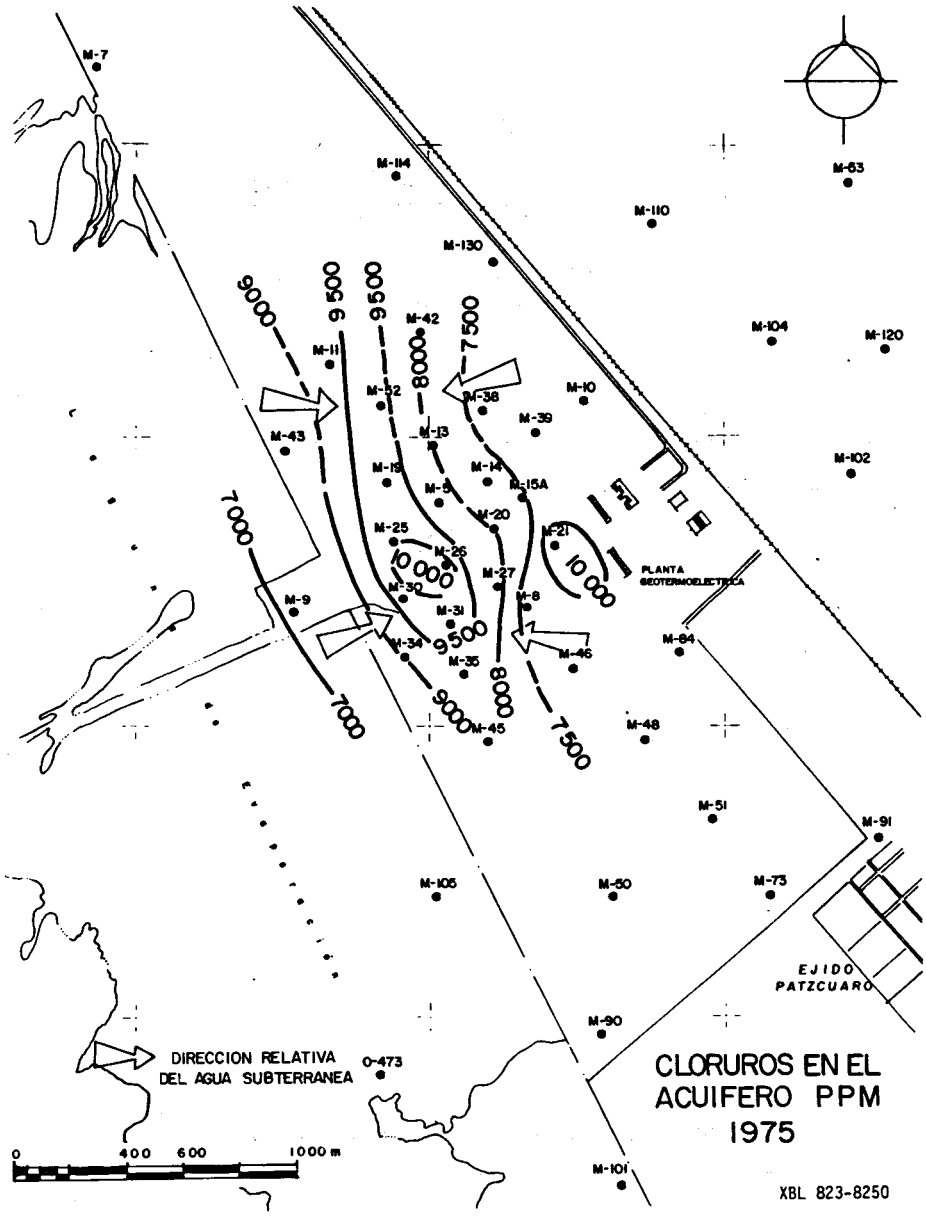


Figura 12. Concentración de cloruros en el acuífero para 1975 (en ppm).

Figure 12. Iso-chloride concentration map for 1975 (in ppm).

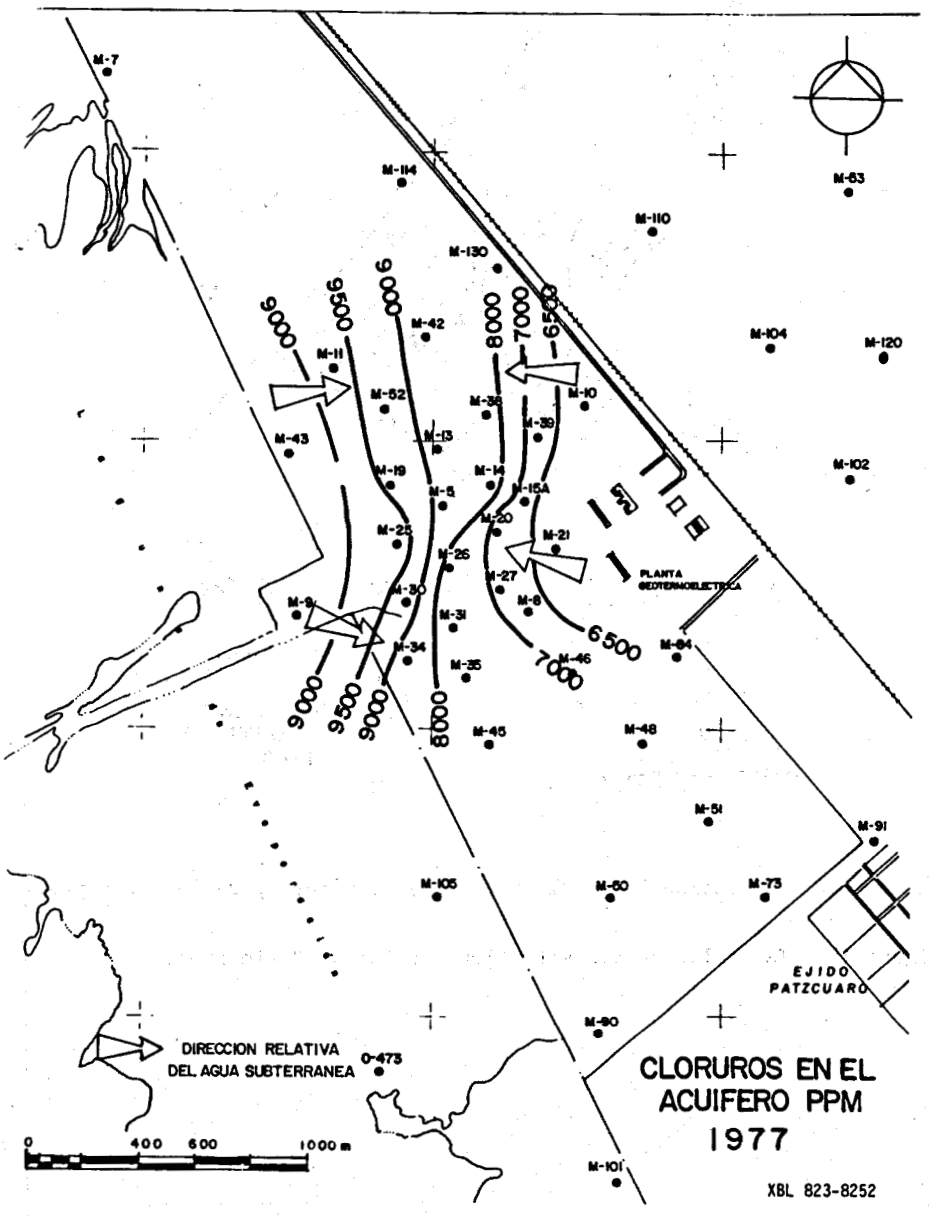


Figura 13. Concentración de cloruros en el acuífero para 1977 (en ppm).

Figure 13. Iso-chloride concentration map for 1977 (in ppm).

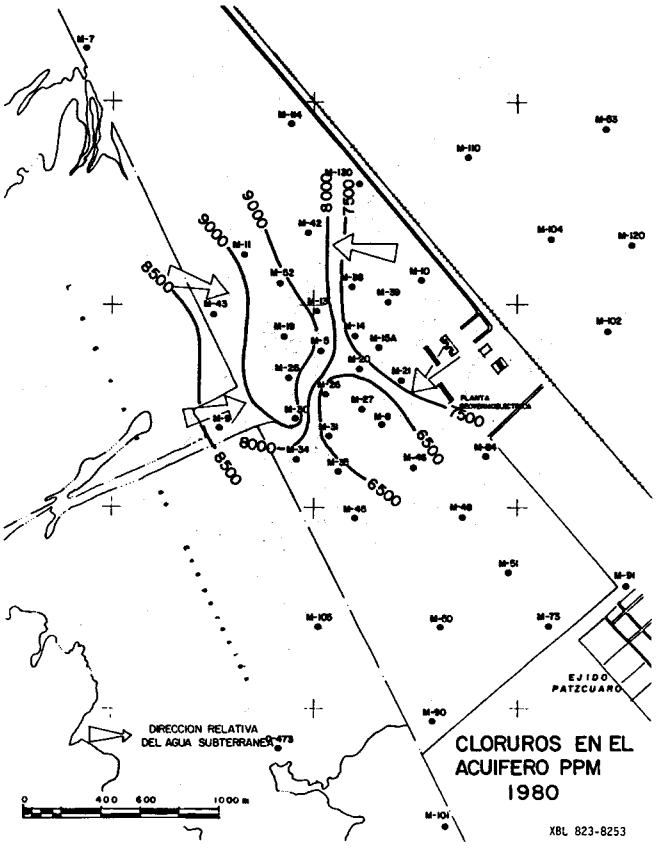


Figura 14. Concentración de cloruros en el acuífero para 1980 (en ppm).

Figure 14. Iso-chloride concentration map for 1980 (in ppm).

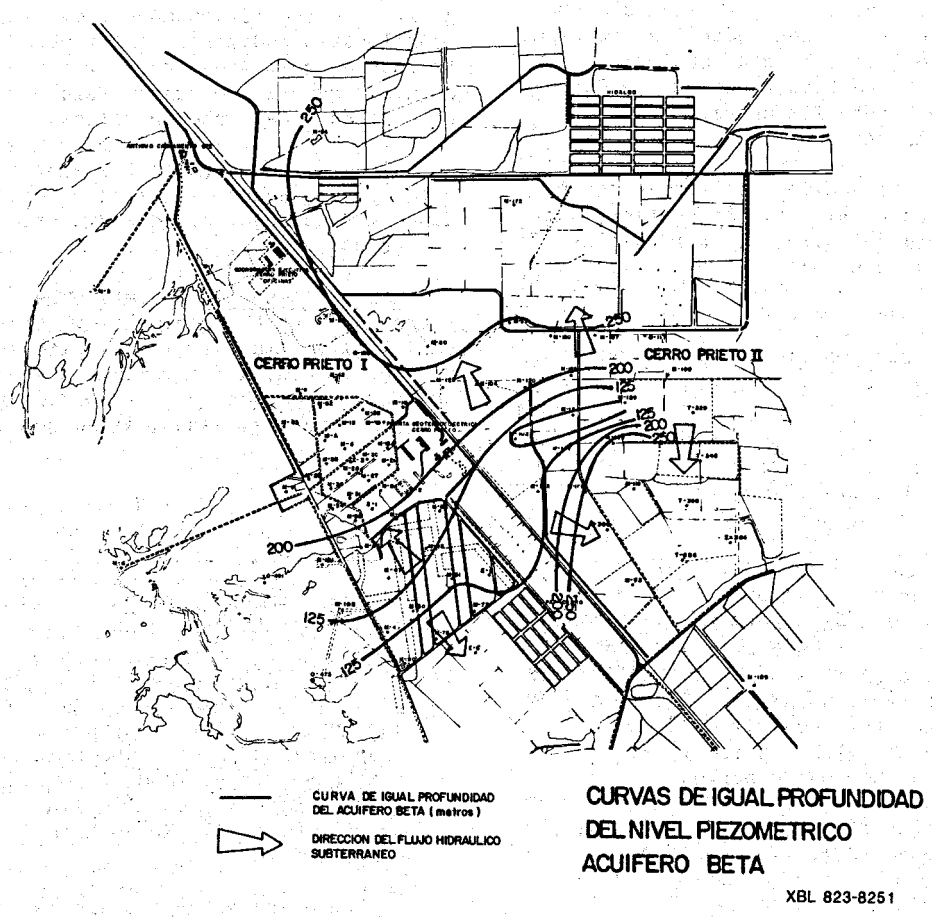


Figura 15. Contornos de igual profundidad del nivel piezométrico - acuífero Beta (en m).

Figure 15. Piezometric map for Beta aquifer (depth in m).

GEOHYDROLOGY OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL AQUIFER

ABSTRACT

The present study summarizes the most recent information on the Cerro Prieto geothermal aquifer, with special emphasis on the initial production zone where the wells completed in the Alpha aquifer are located. These wells produce steam for power plant units 1 and 2. Brief comments will also be made on the Beta aquifer, which underlies the Alpha aquifer in the Cerro Prieto I area and which extends to the east to what is known as the Cerro Prieto II and Cerro Prieto III areas. Figure 1 shows the location of the area studied.

The Alpha and Beta aquifers differ in their mineralogy and cementing mineral composition, temperatures, and piezometric levels. For example, in the area of well E-1 we have:

	Piezometric Level	Temperature
Alpha Aquifer Wells M-8, M-31, and M-35	325 m	300°C
Beta Aquifer Well E-1	230 m	330°C

The difference in piezometric levels indicates that there is no local communication between the two aquifers. This situation has been verified by a well interference test, using well E-1 as a producer in the Beta aquifer and well M-46 as the observation well in the Alpha aquifer. No interference between them was observed.

Next we present information on the geology, geohydrology, and geochemistry of Cerro Prieto.

GEOLOGY

Geomorphology

The Cerro Prieto field is located on the flood plain of the Colorado River. It belongs to the "Baja California Ranges" physiographic province, which is joined to the Sonora Desert zone by the Colorado River delta.

Stratigraphy

Upper Cretaceous. This unit is represented in the area by intrusive igneous rocks which form part of the large granitic batholith of the Baja California peninsula. At Cerro Prieto this unit has been reached by well M-3 at 2579 m, well M-96 at 2718 m, and S-262 at 1473 m depth. On the basis of microscopic analysis, this rock has been classified as a biotite granite. This unit constitutes the basement of the Mexicali Valley.

Tertiary. This unit overlies the granitic basement and consists of shales, silty shales, and sandstones. The shales and silty shales are grey to black in color, the latter corresponding to a greater degree of metamorphism. This unit of fine consolidated sediments is interbedded with fine-to-coarse, white-to-greyish-white sandstones, with abundant quartz and scarce feldspars, cemented by calcium carbonate and/or silica.

The mudstones cover the above sediments and constitute a transition zone between the consolidated and unconsolidated sediments. Usually, they are brown colored.

Pleistocene and Recent. These units are represented by the sediments which form the Mexicali Valley alluvial plain. With regard to composition, origin, and environment of deposition, they are very heterogeneous. According to granulometry they are gravels, sands, silts and clays.

Hydrostratigraphic Units

Three main aquifers have been identified within two stratigraphic units:

1. Alluvial Unit. This unit has been deposited in an alluvial plain and is made up of lacustrine and ancient alluvial deposits. It consists of clays, silts, sands, and some gravels. Its thickness varies from 700 m, in the production zone of Cerro Prieto I wells for units 1 and 2, to 2000 m in well Nuevo León 1, located east of Cerro Prieto I.

   The alluvial assemblage is heterogeneous, presenting impermeable and permeable zones. The latter dominate the sandy portions of the ancient channels of the Colorado River, which have been carved over the clayey sediments. The alluvium behaves as a unit of medium to high permeability.

2. Shale and Sandstone Unit. This unit underlies the alluvial and transition zones. In Figure 2, it can be seen that Cerro Prieto I is located between the Cerro Prieto, Michoacán, and Pátzcuaro faults, which bound the basement horst on which this unit rests. The cross sections of Figures 3, 4, and 5 illustrate the structure caused by these faults. In these figures, one can also see that the Alpha aquifer is quite small in size because of these faults. Before being affected by tectonism, it apparently extended towards the northwest (Cerro Prieto II). Its present dimensions are only a fraction of those of the Beta aquifer, and it appears to be only the remainder of a larger reservoir.

GROUNDWATER HYDROLOGY

Alpha Aquifer

The Alpha aquifer is currently being exploited by an average of 20 wells 1300 to 1700 m deep. Lithologically, its producing sandstones are characterized by the presence of calcium carbonate. These sandstones are interbedded with small lenticular bodies of shales and siltstones. Because these bodies are not continuous, they permit vertical fluid flow between the interspersed sandstones. Only when the shales and siltstones form thick continuous layers, such as at the top and bottom of this aquifer, is there an effective caprock which impedes the vertical migration of fluids.

The geothermal capacity of the Alpha aquifer is limited because of its structural emplacement on top of a granitic horst. For this reason, there is no stratigraphic continuity, a situation which causes the following conditions along its periphery:

Towards the northwest and southwest, as one moves away from the production region, the sediments become predominately sandy (wells M-6, M-3, M-7, Q-757, and M-94), and finer sediments, such as shales and siltstones, are rare or absent, i.e., the caprock tends to disappear. This area acts as a good aquifer, one which may be supplying part of the water extracted at Cerro Prieto, although its temperatures are somewhat lower than those of the production zone.

To the northeast, because of the Michoacán fault, shown in Figure 2, the Alpha aquifer is in contact with the alluvial aquifer of the Mexicali Valley (Figure 3), which supplies a large portion of water produced at Cerro Prieto. From the geothermal point of view, the cold waters of this recharge are a drawback.

To the southeast (region of wells M-34, M-8, and M-21), part of the hydraulic recharge came from this area before the wells which supply steam to units 3 and 4 of the power plant were built (1978-1979). When the wells for units 3 and 4 came into operation, much of this very-hot-water recharge was taken up by these wells, and the production of wells supplying units 1 and 2 consequently declined.

Piezometric Maps

The maximum depth of the piezometric level of the Alpha aquifer for 1976 and 1978 is of the order of 450 m, as inferred from the pressure logs (Figure 6). This value was found at the center of Cerro Prieto I in the area of wells M-5, M-25, and M-124. Shallower piezometric levels, with depths of 150 to 200 m, are found in wells M-9, M-114, and M-130. These piezometric level depths can be assumed to be unchanged, since piezometric observations made since those years show minimal variations.

Groundwater Flow

The 1976-1978 piezometric (Figure 6), indicates that the direction of the groundwater flow in the old production area (wells for units 1 and 2) is from the periphery towards the center of the field. Obviously, this flow direction results from the extraction of geothermal water.

In the southeastern portion of the field, where the wells supplying units 3 and 4 are located, the piezometric levels for 1976-1978 indicate that there was a piezometric high in the area of wells M-50, M-51, and M-91 which drained in two main directions: to the northeast, towards the old production area, and to the southeast. Because some of the wells in which this high was detected have their completion interval open to both the Alpha and Beta aquifers, it has not yet been determined whether the piezometric maximum affects one or both aquifers. However, because the piezometric map indicates the flow directions in the geothermal aquifer four years ago, it is likely that most of the above-mentioned groundwater is moving towards the northeast. This is toward the area with the largest number of wells, and therefore the area where most of the geothermal waters are being extracted. It has not been possible to make this data current because most of the wells are under production, and it is not feasible to get pressure logs under restricted flow conditions.

Magnitude of the Drawdown

In the piezometric map for 1970 (Figure 7), the maximum piezometric depth at the center of the field was 200 m. In the 1976-78 map, the maximum depth was about 450 m, which indicates a maximum drawdown of 300 m. This represents a pressure drop of 30 kg1300 m depth, which is the average depth of the Alpha aquifer. The average drawdown in all of the zone supplying units 1 and 2 was 144.6 m (14.46 kg/cm^2).

The cross sections of Figures 8 and 9 illustrate the changes in piezometric level for the 1973-1977 period. Figure 8 shows a northwest-southeast section from well M-11 to well M-51; and Figure 9, a southwest-northeast section from well M-6 to well M-10.

Hydrodynamic Properties of the Aquifer

Based on the drawdown observed in the production zone and in well M-6 and by applying the Theis and Jacob equations, we estimated a transmissivity of 0.0034 m^2/s and a storage coefficient of 0.005. Using these values in the geohydrologic equations, we get similar drawdowns to those observed in the aquifer. Furthermore, from these equations and from the variations in pressures and piezometric levels in observation wells, we inferred that the aquifer has reached a hydrodynamic equilibrium. This is substantiated by the minimal changes in piezometric levels in the last few years. In fact, some recoveries have been observed, as illustrated in Figures 10 and 11 corresponding to the drawdown curves for wells M-6 and M-34, the latter located in the production area.

Using Darcy's equation, we estimated the effective water velocity at the periphery of the

field, between wells M-9 and M-29, and obtained a value of about 2 m/day, a value which we hope to verify next August by performing an injection test using radioisotopes.

Conclusion

Because of the high permeability of the aquifer there are no hydrogeologic problems with regard to sufficient water supply. However, this feature and the temperature distribution act as limiting factors to the effective exploitation of the geothermal energy because a higher rate of production implies a higher rate of groundwater flow from the periphery towards the center of the field. Therefore water-rock contact time decreases, thus giving the water less time to extract heat from the rock. This situation becomes critical especially in the eastern part of the field where, because of the structural features of the area, the hydraulic recharge is from the cold water alluvial aquifer which bounds the reservoir.

CHLORIDE GEOCHEMISTRY

To complement and verify the deductions reached from geohydrologic information, we studied the chloride concentration in the geothermal fluids and its variation with time. Chlorides have proven to be a very useful tool for inferring the direction and source of the ground water recharge. This is true because the concentration of chlorides in water is affected very little by interactions with the high temperature rocks but can be significantly affected by boiling or mixture of waters of different chloride concentration.

In the present study, we used the aquifer chloride concentration computed from the concentrations at atmospheric pressure. The following equations were used:

$$Cac = Car\ (1-f)$$

$$f = (ha-h100)/\lambda$$

where

Cac = Concentration in the aquifer

Car = Concentration under atmospheric pressure

f = Evaporated water fraction

ha = Enthalpy of the aquifer water

h100 = Enthalpy of water of 100°C and atmospheric pressure

λ = latent heat of vaporization at 100°C

Iso-Chloride Concentration Map for 1975

Using the values of aquifer chloride concentration, we prepared iso-chloride concentration maps for 1975, 1977 and 1980. The iso-chloride concentration map (Figure 12) shows that the maximum concentrations were found at the center of the old field (Cerro Prieto I) in wells M-26, M-25, M-19, and M-30, with values of 10,315, 9779, 9636, and 9597 ppm, respectively. Lower concentrations were found towards the east in well M-15 (7592 ppm), and to the west in well M-9 (7720 ppm). The eastern part of Cerro Prieto I has lower concentrations due to the contribution of less saline waters coming from the Mexicali Valley alluvial aquifer, which bounds the field laterally.

Well M-21 displayed a high chloride concentration which could be due to the influence of a minor fracture or fault supplying geothermal fluids of different chemical composition. This was deduced from the fact that this well has always had rather peculiar characteristics which have set it apart from most of the other wells.

Iso-Chloride Concentration Map for 1977

The map in Figure 13 shows that the maximum concentrations appear at the center of Cerro Prieto I in wells M-19 and M-25, with 9484 and 9560 ppm, respectively. The lowest concentrations were obtained in well M-15A, (6700 ppm) and M-139 (6,708 ppm), both in the eastern portion of Cerro Prieto I, and in well M-9 (7,356 ppm) in the western portion.

This data indicates that, since 1975, there have been minimal decreases (200-250 ppm) over the central portion of the area, whereas in the eastern portion of the area, differences of up to 900 ppm were observed (well M-15A). This drop in chloride content suggests that the Alpha aquifer is being replenished by waters from the Mexicali Valley alluvial aquifer, which in this region contains colder and less-saline waters, i.e., with a lower chloride content. As it flows towards the Cerro Prieto I production zone, this water dilutes the waters of the geothermal aquifer, originally characterized by their high chloride content.

On the western flank, the chlorides varied to a lesser extent because, in this part of the field, the bounding alluvial aquifers have only a slightly lower chloride concentration than that of the geothermal aquifer, according to the analysis of waters from well M-6 and from the shallow wells BCP-5, 13, 19, and 11.

Iso-Chloride Concentration Map for 1980

The map in Figure 14 shows that the highest concentrations are found at the center of the area in well M-30, with values of 8857 and 9325 ppm and differences of up to 500 ppm in 1977. Toward the eastern flank, changes of the order of 1,100 ppm were observed in well M-14 and 2,245 ppm in well M-21.

This decline in chloride concentration, especially in the eastern portion, indicates that the Cerro Prieto I field, currently under production, is being affected by the entry of cooler waters with a lower chloride concentration. The contour maps and the variations in the aquifer chloride concentration clearly indicate where the recharge

of different quality waters is coming from, and confirm the direction of groundwater flow inferred from geohydrology. For this reason, we consider geochemistry to be a very useful geohydrological tool.

BETA AQUIFER

West of the Michoacán fault, the Beta aquifer is located under the Alpha aquifer. East of that fault, it comprises the new Cerro Prieto II and Cerro Prieto III areas which are under development. From what is presently known, this aquifer covers an area of about 20 km^2.

The depths of the wells that have been completed in this aquifer vary between 2000 and 3000 m, a favorable situation for geothermal production, since heat and mass could be extracted from a thickness of at least 1000 m. Furthermore, the thickness of the producing sandstones are at least three times greater than those of the Alpha aquifer.

Piezometric Map

Based on pressure logs obtained in wells completed in the Beta aquifer a piezometric map was prepared (Figure 15). A piezometric high can be seen in the area of wells M-102, M-107, and M-109 which drains in two main directions: towards the northwest and southeast. This piezometric high can also be observed in Cerro Prieto I, in the area of wells M-50, M-51, and M-48, and appears to be due to a zone of higher permeability caused by fracturing. This is inferred from the alignment of the higher temperature isotherms in this zone, which is similar to that of the piezometric high.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

GEOPHYSICS
GEOFISICA

PRECISION GRAVITY STUDIES AT CERRO PRIETO — A PROGRESS REPORT

R. B. Grannell,* R. C. Kroll,* R. M. Wyman,** and P. S. Aronstam*†

*California State University
Long Beach, California, U.S.A.

**University of Nevada
Boulder City, Nevada, U.S.A.

INTRODUCTION

The initial intent of the precision gravity effort at Cerro Prieto was twofold: 1) The measurement of precise gravity values at repeated intervals (annually) which, when reduced to observed gravity differences between a stable base and field stations, and when accompanied by repeated leveling, could provide information about changes in the reservoir with time. The interpretation of the reduced data could be indicative of both mass and elevation changes. 2) The data could also be reduced to Bouguer anomaly values, whose interpretation would yield information concerning regional geologic structure.

To these two original objectives, a third and fourth have now been added: 3) Careful statistical analyses of field data provide a case study for the assessment of the utility of the gravity method in monitoring reservoir changes with time. Comprehensive assessments of precision gravity in this and other applications are only now being initiated, and are not widely available in the literature (Grannell et al., 1981b). One outgrowth of this effort would be an evaluation of the precision capabilities of available state-of-the-art instrumentation. 4) The Cerro Prieto gravity effort could form an integral part of a more comprehensive study of temporal changes in the Salton Trough, if the survey were to be tied in to similar efforts (both gravity and leveling) being conducted across the border, most notably at Heber.

The gravity survey which has been carried out at Cerro Prieto to meet the aforementioned objectives has been an ongoing project for more than three years, and the initial installation of stations has been followed by three sets of repetitions. This paper will concentrate on the second and third set of repeated gravity values, and their comparison with previous data. For more complete information on the earlier phases of the work, two full-length articles (Chase et al., 1979, and Grannell et al., 1981) are useful.

DATA COLLECTION AND REDUCTION

A third and fourth year of precision gravity data collection and reduction have now been completed at the Cerro Prieto geothermal field. The details of the collection and reduction processes are, for the most part, similar to the procedures followed in the previous two years (Chase et al., 1979; Grannell et al., 1981). In summary, 66 permanently monumented stations were occupied between December and April of 1979-80 and 1980-81 by a LaCoste and Romberg gravity meter (G300) at least twice, with a minimum of four replicate values obtained each time. Station 20 alternate, a stable base located on Cerro Prieto volcano, was used as the reference base for the third year and all the stations were tied to this base, using four to five hour loops. During the fourth year, precision problems were encountered in using a small car on the bumpy volcano road, and the base was moved to Station 20 lower down on the volcano. The station locations are shown on Figure 1.

The field data were reduced to observed gravity values by (1) multiplication with the appropriate calibration factor; (2) removal of calculated tidal effects; (3) calculation of average values at each station, and (4) linear removal of accumulated instrumental drift which remained after carrying out the first three reductions.

Following the reduction of values and calculation of gravity differences between individual stations and the base stations, standard deviations were calculated for the averaged occupation values (two to three per station). In addition, pooled variance calculations were carried out to estimate precision for the surveys as a whole.

PRECISION OF MEASUREMENT AND INTERPRETATION OF RESULTS

Table 1 lists all gravity data taken to date, and contains four double columns. Each double column consists of the gravity differences followed by the standard deviations for those differences at all the stations occupied in a particular year. The most recent set of data is tabulated under the heading "Year Four."

One rather striking feature of the third year data (in comparison with previous values) is the remarkable improvement in precision. For most stations, the standard deviations are less than 10 microgals. This is borne out by the pooled variance calculation, which yielded an overall standard deviation for the entire survey of 8 microgals. This figure is quite small, and compares quite favorably with values obtained on Vancouver

† Now at the University of California, Riverside

Island with meter G300 during the summer of 1979, where many more occupations were made per station using a different field technique, and transport was over smooth paved roads (Grannell et al., 1981b). We ascribe the improvement in precision here to the use of a spring-mounted transport box which damped out vibrations which are deleterious to precision, and to use of a larger car with a central location for the gravity meter. A substantial decrease in the quantity and magnitude of tares (in which the instrument drifts, generally upward and permanently at an excessive and variable rate) was observed in this data collection and transport is still considered to be the single greatest deterrent to high precision gravimetry. During the fourth year, the use of a smaller car and a rear location caused some deterioration of the standard deviations; this was partially corrected by relocating the meter and selecting a base station with a less bumpy access. Use of a heavier vehicle was also effective. Pooled variance calculations ranged from 7 to 11 microgals for parts of the survey conducted under different transport conditions.

Another factor which was helpful was the reduction of a large part of the data in the field as it was collected, using previously generated tidal correction tables. This permitted extra reoccupations of stations with poor quality precisions, and the culling of data where a tare caused excessive and non-removable drift; one entire loop of stations in 1979-80 was rejected on this basis.

For the most part, an examination of the year to year gravity differences show no significant variations. The criteria used here to define "significant variations" were twofold: (1) The observed gravity variations should be in excess of the square root of the added variances of the stations used to define a particular variation; and (2) a variation should affect several stations, and in the same sense (all increased, or all decreased). It is recognized that this is restrictive, but groups of stations which meet these criteria are likely to exhibit real variations.

The most prominent variations in gravity occurred over a large portion of the geothermal field between the second and third repetitions (third and fourth years). Significant changes of .02 mgal or more, all in a positive sense, were found at some 20 gravity stations; the maximum value was nearly +.09 mgal. The prominent changes appear to be temporally associated with the Victoria earthquake of 1980, which occurred on June 8, between the two sets of repetitions. This earthquake caused considerable ground deformation, with the maximum value being more than 40cm of ground subsidence (de la Peña L., 1981).

The sense, location, and magnitude of this maximum deformation correlate well with the observed maximum gravity change, if one assumes the gravity change to be along a Bouguer gradient of .06 mgal/ft (increasing for subsidence). The gravity changes are plotted on Figure 1, with a contour interval for the isogal lines of .02 mgal. The changes appear to be spatially associated with the Hidalgo fault, in that the largest gravity variations occur east of, and in close proximity to, this fault (its trace is shown on Figure 1). However, some changes in gravity differences also occurred west of the fault in the older part of the field, in the vicinity of wells 9, 29, 25, 5, 14, 39 and 10, just north and west of the power plant. No significant changes in gravity had been observed previously in this area. Although some of the subsidence associated with the earthquake may have been due to lurching of surficial sediments, we feel that much of it occurred at depth in the producing zones. There is some evidence to support this contention: (1) the largest changes in gravity are confined to the geothermal field, and few stations outside the field, located in a similar sedimentary sequence, were affected at all; and (2) deformation to the southeast, toward the earthquake epicenter but away from the field, decreases in magnitude. Therefore, the cause of the subsidence appears to be due to production of the field; the removal of the buoyant support for overlying materials did not result in immediate subsidence, perhaps because of a fundamental strength of indurated materials which must be overcome. The earthquake then acted as the triggering mechanism to initiate the subsidence.

The magnitude of the gravity changes is not very large, less than should have occurred if no recharge were occurring. The gravity results are thus not in disagreement with the interpretation of resistivity decreases (Wilt and Goldstein, 1981), which suggests recharge of colder, shallower groundwater as an operative mechanism within the field.

Outside the producing zone to the northeast, small positive gravity changes occurred in the vicinity of Jalapa prior to the third year of occupation. Although the changes are small (ranging from .015 to .030 mgal), they are observed at six different stations in that area (refer to Table I), and minor subsidence has also been detected in the interpretation of leveling data taken during the same time interval (de la Peña L., personal communication, 1981). We interpret these changes to be due to the 1979 Mexicali earthquake (M = 6+), since the earthquake occurred just prior to the third year repetition, and the leveling data show increasing amounts of elevation decrease toward the Mexicali airport, which was located near the epicenter of that earthquake.

SUGGESTIONS FOR FURTHER WORK

At the present time, more than 3000 individual gravity readings have been taken at the Cerro Prieto geothermal field over an interval of slightly more than three years. The collection of this quantity of data has so far precluded any evaluation beyond reduction to observed gravity values and simple statistical calculations. Our next step is to achieve a more sophisticated statistical analysis of values for individual stations. To that end, we need to calculate the most probable values of the means and the corresponding estimated errors of those means; since these statistics are concerned with means based on several repetitions, rather than on the likelihood for error of individual values (as expressed by the standard deviations), smaller changes in

gravity are liable to be significant, and we may thus detect earlier (non-earthquake related) gravity changes due to the production process (for instance associated with boiling around some of the older wells where recharge may not be complete). Careful culling of the first two data sets is also needed, since these data were inferior in precision to the last two data sets, but contain many useful data currently being masked by imprecisions. Appropriate exclusion criteria must be applied to extreme data.

The gravity data must also be integrated with other types of data which have been collected during the same time interval. Of particular value would be quantitative integration with the leveling data (allowing separation of elevation and mass effects using Whitcomb's 1976 equations), and with the electrical resistivity data, placing limits on the types of changes possible (which must be compatible with both data sets). Careful analysis of mass removal (from production figures) would allow modeling of the gravity changes which should have occurred in the absence of both reinjection and recharge. This may allow some quantitative estimate of the amount of recharge which is occurring in the field.

We also feel that the gravity collection effort at Cerro Prieto should be continued. This need not be a full set of data every year; rather, selected stations (15 to 20 of the total, mainly in the producing zone, with bedrock ties) should be done annually, and the entire gravity station array done every other year. Second order leveling should accompany each gravity effort. We have yet to collect a sequence of two repetitions of high precision which were not separated by deforming seismic activity.

ACKNOWLEDGMENTS

The work reported here was generally funded by the U. S. Department of Energy through the Lawrence Berkeley Laboratory. Considerable logistical support was provided not only by personnel from LBL, but also by several Mexican scientists and engineers working for the Comisión Federal de Electricidad at Cerro Prieto. To all these individuals, too numerous to mention individually, we extend our heartfelt thanks.

REFERENCES CITED

Chase, D. S., Clover, R. C., Grannell, R. B., Leggewie, R. M., Eppink, J., Tarman, D. W., and Goldstein, N. E., 1979, Precision gravity studies at Cerro Prieto: First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Proceedings, Lawrence Berkeley Laboratory technical paper LBL - 7098, p. 249-257.

de la Peña L., A., 1981, Results from the first order leveling surveys carried out in the Mexicali Valley and at the Cerro Prieto field, Baja California: Third symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Abstracts, Lawrence Berkeley Laboratory technical paper LBL - 11967, p. 26.

Grannell, R. B., Tarman, D. W., Clover, R. C., Leggewie, R. M., Aronstam, P. S., Kroll, R. C., and Eppink, J., 1981, Precision Gravity Studies at Cerro Prieto - The Second Year: Second symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Proceedings p. 329.

Grannell, R. B., Simila, G., Whitcomb, J. H., Aronstam, P. S., and Clover, R. S., 1981b, An assessment of applicability of using precise surface gravity measurements to monitor the response of a geothermal reservoir to exploitation: A final technical report submitted to the Lawrence Berkeley Laboratory in partial fulfillment of D. O. E. Contract 6633802, 158 p.

Whitcomb, J. H., 1976, New vertical geodesy: Journal of geophysical research, v. 81, p. 4937-4944.

Wilt, M. J. and Goldstein, N. E., 1981, Results from two years of resistivity monitoring at Cerro Prieto: Third symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, Mexico, Abstracts, Lawrence Berkeley Laboratory technical paper LBL - 11967, p. 32.

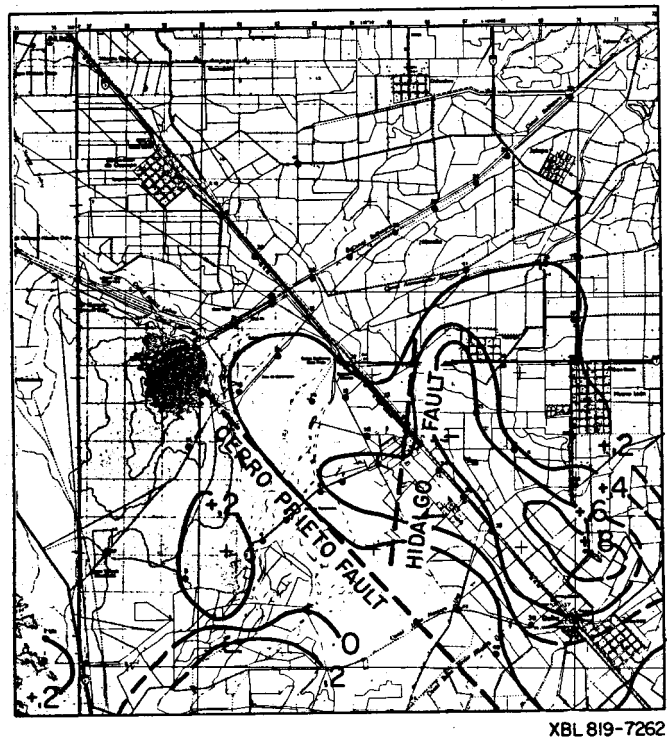


Figure 1. Map of gravity changes which occurred between the 1979-80 and 1980-81 repetitions. Coutour interval is .02 mgal. The pattern of changes is spatially associated with the geothermal field and with the Hidalgo and Cerro Prieto faults.

Figura 1. Mapa de los cambios de gravedad que ocurrieron entre las repeticiones de 1979-80 y de 1980-81. El intervalo entre contornos es .02 mgal. La configuración de los cambios está espacialmente asociada con el campo geotérmico y con las fallas de Hidalgo y Cerro Prieto.

Table 1. Summary of observed gravity differences between station 20 bis on Cerro Prieto volcano and other stations in the Cerro Prieto geothermal field network. All gravity differences (under First, Second, Third, and Fourth Year headings) and standard deviations (under S headings) are in milligals.

Tabla I. Resumen de las diferencias de gravedad observadas entre la estación 20 bis, localizada sobre el volcán de Cerro Prieto, y otras estaciones de la red del campo geotérmico de Cerro Prieto. Todas las diferencias de gravedad (bajo los encabezamientos Primero, Segundo, Tercero, y Cuarto Año) y las desviaciones estándar (bajo los encabezamientos S) están dadas en miligals.

Station	First Year	S	Second Year	S	Third Year	S	Fourth Year	S
1 bis	19.075	.022	19.063	.008	19.057	.004	19.079	.003
1	20.870	.022	20.846	.013	20.844	.006	20.871	.013
2	17.417	.013	17.391	.010	17.400	.001	17.405	.006
3	9.839	.030	9.812	.015	9.802	.006	9.824	.004
4	13.800	.024	13.813	.004	13.821	.004	13.840	.014
5	16.363	.019	16.326	.105	16.385	.002	16.400	.009
6	18.943	.481	18.684	.054	18.705	.001	18.751	.004
7	19.719	.032	19.734	.046	19.758	.005	-	-
7 bis	-	-	-	-	19.777	.006	19.831	.009
8	21.024	.042	21.026	.037	21.040	.008	-	-
9	21.479	.025	21.487	.030	21.502	.011	21.544	.006
10	20.848	.475	20.545	.051	20.566	.006	20.632	.013
11	15.053	.018	15.046	.005	15.055	.003	15.068	.001
12	20.808	.006	20.826	.007	20.814	.000	20.851	.018
12 bis	21.493	.002	21.521	.010	21.509	.004	21.533	.013
13	23.498	.004	23.511	.009	23.516	.010	23.513	.014
13 bis	24.088	.001	24.112	.010	24.107	.004	24.132	.013
14	21.917	.053	21.894	.015	21.907	.008	-	-
14 bis	-	-	22.093	.015	22.102	.008	22.127	.001
15	22.638	.011	22.587	.162	-	-	-	-
15 bis	-	-	-	-	22.634	.003	22.651	.003
16	22.189	.018	22.192	.019	22.203	.001	-	-
17	21.376	.007	21.386	.001	21.399	.013	21.463	.013
18	19.611	.004	19.635	.008	19.618	.007	19.674	.011
19	17.966	.011	17.984	.003	17.990	.001	18.010	.014
19 bis	-	-	-	-	17.874	.001	17.882	.006
20	18.552	.022	18.537	.019	18.537	.010	18.548	.010
21	24.995	.012	24.973	.012	25.000	.003	25.006	.018
22	25.407	.019	25.396	.012	25.406	.000	25.402	.011
23	21.607	.008	21.619	.022	21.623	.008	-	-
23 bis	22.300	.014	22.249	.011	-	-	-	-
24	19.215	.006	19.213	.007	19.237	.004	19.231	.002
25	17.496	.010	17.483	.005	17.502	.008	17.501	.012
26	15.874	.061	15.906	.008	15.914	.005	15.920	.012
27	14.827	.004	14.826	.007	14.831	.006	14.859	.011
28	14.257	.009	14.262	.004	14.273	.001	14.283	.011
29	14.500	.009	14.502	.004	14.532	.008	14.546	.005
30	25.528	.010	25.532	.007	25.539	.005	25.547	.007
30 bis	-	-	25.103	.010	25.107	.016	25.126	.004
31	24.286	.015	24.279	.004	24.288	.010	24.298	.007
32	23.578	.801	23.568	.008	23.579	.007	23.587	.011
33	22.485	.144	22.525	.142	22.650	.000	22.671	.014
34	18.985	.017	18.968	.055	18.919	.023	-	-
34 bis	-	-	18.901	.007	-	-	18.970	.005
35 bis	-	-	16.387	.037	16.426	.003	16.443	.011
36	13.353	.023	13.328	.057	13.371	.003	13.447	.006
37	9.144	.016	9.091	.093	9.143	.003	9.201	.016
38	13.187	.017	13.205	.008	13.212	.008	13.262	.008
38 bis	-	-	12.758	.014	12.768	.004	12.797	-
39	11.427	.000	11.425	.010	11.434	.005	11.471	.007
40	12.570	.006	12.595	.010	12.596	.005	12.602	.012
41	10.146	.023	10.155	.008	10.142	.007	10.238	.003
42	16.170	.031	16.170	.015	16.182	.000	16.210	.008
43 bis	-	-	17.926	.007	17.919	.002	17.942	.008
44	16.901	.003	16.918	.006	16.917	.005	16.937	.006
45	15.403	.001	15.414	.010	15.425	.006	15.435	.003
46	16.791	.011	16.799	.002	16.799	.011	16.826	.011
47	17.603	.010	17.616	.018	17.623	.012	17.622	.006
48	20.646	.025	20.646	.006	20.646	.011	20.644	.001
49	26.985	.190	27.105	.012	27.104	.008	27.132	.009
50	13.077	.004	13.077	.006	13.075	.005	13.091	.005
51	-	-	7.810	.002	7.811	.001	7.797	.006
52	-	-	11.650	.012	11.650	.000	11.651	.006
53	-	-	13.037	.019	13.041	.000	13.045	.008
54	-	-	16.997	.012	17.000	.001	17.020	-
110	-	-	-	-	9.323	.009	9.327	.018

ESTUDIOS DE GRAVEDAD DE PRECISION EN CERRO PRIETO — INFORME DE AVANCE

INTRODUCCION

Inicialmente los objetivos de las medidas de gravedad de precisión en Cerro Prieto fueron dos: 1) La repetición anual de la medición de valores precisos de gravedad que, reducidos a diferencias de gravedad observadas entre una base permanente y estaciones de campo, y acompañadas por repetidos nivelamientos, pudieran proveer información sobre cambios en el yacimiento a través del tiempo. La interpretación de los datos reducidos serían indicativos de cambios de masa y de elevación. 2) Los datos podrían también reducirse a valores de anomalía de Bouguer cuya interpretación daría información concerniente a la estructura geológica regional.

A estos dos objetivos originales, se han agregado ahora tercer y cuarto objetivos: 3) Cuidadosos análisis estadísticos de datos de campo proveen un caso de estudio para la evaluación de la utilidad del método de gravedad en el monitoreo de los cambios del yacimiento con el tiempo. Evaluaciones completas de gravedad de precisión para ésta y otras aplicaciones se han iniciado sólo recientemente y no se encuentran disponibles ampliamente en la literatura técnica (Grannell et al. 1981b). Un subproducto de este trabajo podría ser una evaluación de la capacidad de precisión de la instrumentación más adelantada disponible actualmente. 4) El estudio de gravedad de Cerro Prieto podría ser parte integral de un estudio más completo de los cambios temporales en la depresión de Saltón si el levantamiento se vinculara a estudios similares (de gravedad y nivelación) llevados a cabo del otro lado de la frontera, especialmente en Heber.

El relevamiento de gravedad que se ha efectuado en Cerro Prieto para alcanzar los objetivos previamente mencionados es un proyecto que ha estado en marcha por más de tres años. La ocupación inicial de estaciones fue seguida por tres conjuntos de repeticiones. Este trabajo se concentrará sobre el segundo y el tercer conjunto de valores de gravedad y su comparación con datos previos. Las fases anteriores de este estudio han sido descritos por Chase et al, 1979 y Grannell et al, 1981.

OBTENCIÓN Y REDUCCIÓN DE DATOS

En el campo geotérmico de Cerro Prieto se han completado el tercer y cuarto año de obtención de datos de precisión de gravedad y su correspondiente reducción. Los detalles de los procesos de colección y reducción de datos son, en su mayoría, similares a los procedimientos seguidos en los dos años previos (Chase et al, 1979; Grannell et al, 1981). En resumen, entre diciembre y abril de 1979-80 y de 1980-81 se ocuparon, al menos dos veces, 66 estaciones permanentes con un gravímetro LaCoste y Romberg (G300), obteniendose cada vez un mínimo de cuatro medidas. La estación 20 alterna, una base estable ubicada sobre el volcán de Cerro Prieto, se usó como base de referencia en el tercer año, y todas las estaciones se ligaron a dicha base por medio de circuitos cuyo levantamiento duraba de cuatro a cinco horas. Durante el cuarto año, se encontraron problemas con la precisión de las medidas al utilizar un automóvil pequeño para el transporte del gravímetro sobre la despareja carretera del volcán, y la base se trasladó a la estación 20 situada a menor elevación sobre el volcán. La Figura 1 muestra la ubicación de las estaciones.

Los datos de campo se redujeron a valores de gravedad mediante (1) multiplicación por el factor de calibración apropiado; (2) remoción de los efectos de marea calculados; (3) cálculo de los valores promedios de cada estación y (4) remoción lineal de la deriva instrumental acumulada que quedaba luego de efectuarse las primeras tres reducciones.

Después de la reducción de valores, y de calcular las diferencias de gravedad entre las estaciones individuales y las estaciones base, se calcularon las desviaciones estándar para los valores de ocupación promediados (2 ó 3 por estación). Además, se llevaron a cabo cálculos agrupados de varianza, para estimar la precisión global de los relevamientos.

PRECISION DE LAS MEDICIONES E INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

La Tabla 1 es una lista de todos los datos de gravedad tomados hasta la fecha. La tabla contiene cuatro columnas dobles; cada columna doble consiste en diferencias de gravedad, seguidas de las desviaciones estándar para aquellas diferencias en todas las estaciones ocupadas en un año dado. El conjunto de datos más reciente se tabuló bajo el encabezamiento "Year Four" (Cuarto Año).

Una característica sorprendente de los datos del tercer año (en comparación con valores previos) es el notable incremento en la precisión. Para la mayoría de las estaciones, las desviaciones estándar son menores que 10 microgales. Esto es señalado por los cálculos de varianza agrupada, que dieron una desviación estándar total de 8 microgales para el entero relevamiento. Este valor es bastante pequeño y compara bastante favorablemente con valores obtenidos en la Isla de Vancouver con el gravímetro G300 durante el verano de 1979, donde se efectuaron muchas más ocupaciones por estación, utilizando una técnica de campo diferente, y

donde el transporte fue sobre rutas pavimentadas en buen estado (Grannell et al., 1981b). Atribuímos el incremento en la precisión al uso de una caja de transporte montada sobre resortes que amortiguó vibraciones perjudiciales para la precisión, y al uso de un vehículo más grande, ubicando el gravímetro en el centro del mismo. En este relevamiento se observó una disminución sustancial en la cantidad y la magnitud de las taras (en la cual el instrumento deriva, generalmente permanentemente hacia valores mayores a una velocidad excesiva y variables). El transporte del gravímetro se considera aún como el mayor impedimento en la gravimetría de alta precisión. Durante el cuarto año, el uso de un automóvil más pequeño y una ubicación trasera de la caja de transporte ocasionó algunos deterioros en las desviaciones estándar; esto se corrigió parcialmente reubicando el gravímetro y seleccionando una estación base con un acceso con menos baches. El uso de un vehículo más pesado también fue efectivo. Los cálculos de varianza agrupada variaron entre 7 y 11 microgales para partes del relevamiento realizado bajo condiciones de transporte diferentes.

Otro factor útil fue la reducción de una gran parte de los datos en el campo, a medida que se obtenían, utilizando tablas de corrección de mareas generadas previamente. Esto permitió reocupaciones adicionales de estaciones con precisiones de baja calidad, y la eliminación de datos donde una tara ocasionó una desviación excesiva y no removible; sobre esta base se rechazó un entero circuito de estaciones de 1979-80.

En su mayor parte, un examen de las diferencias de gravedad de año en año no muestra variaciones significativas. Los criterios que se utilizaron aquí para definir "variaciones significativas" fueron dos: (1) Las variaciones de gravedad observadas deben ser superiores a la raíz cuadrada de la suma de las varianzas de las estaciones utilizadas para definir una variación dada; y (2) Una variación debe afectar varias estaciones y en el mismo sentido (todas incrementadas o todas disminuídas). Se reconoce que esto es restrictivo, pero es probable que grupos de estaciones que cumplan este criterio exhiban variaciones reales.

Las variaciones más notorias de gravedad tuvieron lugar sobre una gran parte del campo geotérmico entre la segunda y tercera repetición (tercero y cuarto años). Se encontraron cambios significativos de .02 mgal o más, todos en sentido positivo, en 20 estaciones gravimétricas. El valor máximo fue cercano a + .09 mgal. Los cambios prominentes parecen estar asociados temporalmente con el terremoto Victoria del 8 de junio de 1980 que ocurrió entre los dos conjuntos de repeticiones. Este terremoto ocasionó una deformación considerable del terreno, con un valor máximo de más de 40 cm de asentamiento de terreno (de la Peña L., 1981).

El sentido, ubicación y magnitud de esta deformación máxima se correlaciona con el máximo cambio de gravedad observado, si se supone que el cambio de gravedad ocurre a lo largo de un gradiente de Bouguer de .06 mgal/ft (aumentado por el asentamiento del terreno). Los cambios de gravedad están ilustrados en la Figura 1 usando un intervalo entre contornos de .02 mgal. Los cambios parecen estar asociados espacialmente con la falla Hidalgo en cuanto a que los mayores cambios de gravedad ocurren al este y muy cerca de la misma (en la Figura 1 se muestra su traza). Sin embargo, también tuvieron lugar cambios en las diferencias de gravedad al oeste de la falla, en la parte más antigua del campo, en la vecindad de los pozos 9, 29, 25, 5, 14, 39 y 10, justo al norte y al oeste de la planta generadora. Previamente no se habían observado cambios de gravedad en esta área. Aunque parte del asentamiento del terreno asociado con el terremoto podría deberse al sacudimiento de los sedimentos superficiales, nosotros creemos que la mayor parte tuvo lugar a profundidad en las zonas productoras. Hay algunas evidencias que apoyan este argumento: (1) los cambios más grandes de gravedad están confinados al campo geotérmico, y sólo unas pocas estaciones fuera del mismo ubicadas en una secuencia sedimentaria parecida se vieron afectadas; y (2) la deformación hacia el sudeste, hacia el epicentro sísmico (alejandonos del campo), decrece en magnitud. Por consiguiente, la causa del asentamiento parece deberse a la explotación del campo; la extracción del soporte boyante de los materiales suprayacentes no dió como resultado un asentamiento inmediato, quizás por causa de una resistencia fundamental de los materiales endurecidos que debe vencerse. El sismo actuó, entonces, como un mecanismo disparador para iniciar el asentamiento del terreno.

La magnitud de los cambios de gravedad no es muy grande, menor que la que debería haber ocurrido si no hubiera recarga. Los resultados de gravimetría no están en desacuerdo con la interpretación de las disminuciones de resistividad (Wilt y Goldstein, 1981), que sugiere recarga de agua subterránea más fría, y somera, como un mecanismo actuando dentro del campo.

Fuera de la zona de producción, al noreste, cambios pequeños (variando de .015 a .030 mgal) se observaron en seis estaciones diferentes en esa área (ver Tabla 1), y también se ha detectado asentamiento menor en la interpretación de datos de nivelación obtenidos durante el mismo periodo de tiempo (de la Peña L., comunicación personal, 1981). Interpretamos que estos cambios se deben al sismo de Mexicali de 1979 (M = 6+), dado que el mismo ocurrió justo antes de la repetición del tercer año, y los datos de nivelación muestran crecientes cantidades de decrementos de elevación hacia el aeropuerto de Mexicali, que estaba ubicado cerca del epicentro de dicho sismo.

SUGERENCIAS PARA FUTUROS TRABAJOS

Hasta el presente se han tomado más de 3000 lecturas individuales de gravedad en el campo geotérmico de Cerro Prieto en un período

de poco más de tres años. La recolección de esta cantidad de datos ha imposibilitado hasta ahora cualquier evaluación más allá de la reducción a valores de gravedad observados y simples cálculos estadísticos. Nuestro próximo paso será llevar a cabo un análisis estadístico más sofisticado de valores para estaciones individuales. Con ese fin, necesitamos calcular los valores más probables de los promedios y los correspondientes errores estimados de los mismos; dado que estas estadísticas se refieren a promedios basados en varias repeticiones más que a la probabilidad de error de valores individuales (como los expresados por las desviaciones estándar), pequeños cambios de gravedad podrían resultar significativos, y así podríamos detectar cambios de gravedad anteriores (no relacionados con sismos) debidos a procesos de producción (por ejemplo asociados con ebullición alrededor de algunos de los pozos más antiguos donde la recarga no es total). También se necesita un entresacado cuidadoso de los primeros conjuntos de datos, dado que los mismos fueron inferiores en precisión a los últimos dos conjuntos de datos, pero contienen muchos datos útiles que están generalmente ocultos por imprecisiones. Deben aplicarse criterios de exclusión apropiados a los datos extremos.

Los datos de gravedad deben también integrarse con otros tipos de datos que se han reunido durante el mismo intervalo de tiempo. Sería de particular valor la integración cuantitativa con los datos de nivelación (permitiendo la separación de efectos de elevación y masa utilizando las ecuaciones de Whitcomb de 1976), y con los datos de resistividad eléctrica, poniendo límites sobre los tipos de cambios posibles (los que deben ser compatibles con ambos conjuntos de datos). Un cuidadoso análisis de la extración de masa (de los datos de producción) permitiría el modelado de los cambios de gravedad que deberían haber sucedido en ausencia de reinyección y recarga. Esto podría permitir alguna estimación cuantitativa de la cantidad de recarga que está ocurriendo en el campo.

También pensamos que debería continuar la recolección de datos de gravedad en Cerro Prieto, no necesariamente un conjunto completo de datos cada año. Más bien deberían medirse anualmente estaciones seleccionadas (15 a 20 del total, principalmente en la zona de producción, con vinculación al basamento) y un conjunto completo de estaciones de gravedad cada dos años. Cada relevamiento de gravedad debería estar acompañado de una nivelación de segundo orden. Todavía tenemos que coleccionar una secuencia de dos repeticiones de alta precisión entre las cuales no haya ocurrido una actividad sísmica deformante.

Agradecimientos

Este estudio fue financiado por el Departamento de Energía de Estados Unidos a través del Lawrence Berkeley Laboratory. Considerable apoyo logístico fue prestado no sólo por personal de LBL, sino también por varios científicos e ingenieros mexicanos de la Comisión Federal de Electricidad en Cerro Prieto. A todas estas personas, demasiado numerosas para mencionarlas individualmente, les extendemos nuestras sinceras gracias.

ATENUACION DE ONDAS DE CORTE EN LA REGION DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

C. A. Reyes Z.,* A. Albores L.,* J. A. Chang,* H. Alonso E.,** A. Mañón M.**
*Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada
Ensenada, Baja California, México
**Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Utilizando datos de sismos ocurridos en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto grabados con instrumentos digitales de alta calidad con registro de tres-componentes estudiamos la atenuación de ondas de Corte y ondas de Coda. Lecturas precisas de arribo de ondas de corte y ondas compresionales junto con estimaciones confiables de los hipocentros nos proporcionan un conjunto único de datos para los valores aparentes de la razón de Poisson. Trayectorias de los rayos de las fuentes sísmicas (6 a 12 km. profundidad) se han utilizado para estudiar la atenuación de las ondas de corte a través de la estructura del campo geotérmico y, en general, del graben tensional de Cerro Prieto.

La atenuacaión de ondas de coda se ha estudiado y utilizado para las estimaciones del valor aparente de "Q" regional. Los valores de "Q" de las ondas coda son considerablemente mayores que los esperados a bajas frecuencias pero consistentes con los valores que se han asumido para el Valle Imperial a altas frecuencias. Los valores de "Q" para ondas de corte y coda son dependientes de la frecuencia (aumentando con la frecuencia).

Se presenta un estudio sobre la correlación entre la atenuación y el valor aparente de la razón de Poisson con mediciones de presión temperatura, y porosidad en los pozos productores de vapor. Los resultados sobre la potencialidad de los métodos sísmicos pasivos para la exploración y estudio de yacimientos geotérmicos se discuten.

SHEAR WAVE ATTENUATION IN THE REGION OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

Using data from earthquakes in the region of the Cerro Prieto steam field recorded with high quality three-components digital event recorders we studied the attenuation of Shear and Coda waves. Precise timing of shear and compressional waves along with high quality estimates of hypocenters have provided a unique set of data for apparent values of the Poisson ratio. Ray paths form seismic sources (6 to 12 km. depth) have been used to study the attenuation of shear waves through the structure of the steam field and, in general, of the Cerro Prieto tensional graben.

Coda wave attenuation has been studied and used for estimates of the apparent regional Q-values. Q-values for coda waves are higher than expected at low frequencies but consistent with the assumed values for the Imperial Valley at high frequencies. Q-values for shear and coda waves have been found to be frequency dependent (increasing with frequency).

A study is presented on the correlation between the attenuation and the apparent Poisson's ratio with measurements of pressure, temperature and porosity in the steam wells. The results on the potential of passive seismic methods in the exploration and study of geothermal reservoirs are discussed.

SEISMICITY AND ARRIVAL-TIME RESIDUALS FROM THE VICTORIA EARTHQUAKE OF JUNE 9, 1980

V. Wong and J. Frez
Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada
Ensenada, Baja California, México

Abstract

We have studied hypocenter distribution in space and time of the aftershock activity from the Victoria Earthquake of June 9, 1980. We conclude that the main event excited aftershocks in several pre-existing nests at the northwest end of the Cerro Prieto Fault, but no significant activity occurred at the immediate neighborhood of the main event. The depth of the aftershocks increases with the distance from the northwest end of the fault and this feature might be related with the higher temperatures and the spreading center located between the ends of the Imperial and Cerro Prieto Faults.

The significance of the arrival-times residuals for local and regional stations is discussed both for P and S-waves and the importance of obtaining station corrections is emphasized. The non-uniqueness in determining a structure which minimizes the residuals is illustrated. We present two different structures which satisfy the local data.

Introduction

On June 9, 1980 an earthquake of magnitude 6.1 (Caltech) occurred about 50 kilometers to the southeast of Mexicali, B.C., Mexico. The event was located near the northwest end of the Cerro Prieto Fault. This fault is a part of the San Andreas System. It extends northwest from the shore of the California Gulf as far as a quaternary volcanic cone, the Cerro Prieto Volcano. This end of the Cerro Prieto Fault is connected with the southeast end of the Imperial Fault by complex tectonic features which are interpreted as a spreading center (Lomnitz et al, 1970; Elders et al, 1972).

A few hours after the main event, a local network of 6 seismological stations were put in place and began to monitor the aftershock activity. This work is the result of a common effort of the Institute of Geophysics and Planetary Physics (IGPP) at the University of California at San Diego and the Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C. (CICESE). The local network was composed of high-gain stations with either analogical (smoked paper) or digital recording. These stations are the same or very similar to the ones previously used in this area (Albores et al, 1980; Majer et al, 1980). Additional data was provided by 3 stations from RESNOR, the regional network that CICESE maintains to study the seismicity of the northwest of Mexico. Figure 1 shows the location of the stations used in this study. The local network operated for about 6 days until June 15, 1980.

Location of the Main Shock and Related Focal Mechanism

All the hypocenters reported here were located by using the program HYPO 71 (Lee and Lahr, 1975). The regional data used for locating the main event consisted of readings of P-wave arrivals from the Caltech-USCGS Southern California network, from a few strong motion stations operated jointly by the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) and IGPP, and three stations from RESNOR. We had several difficulties in estimating the hypocenter of the main event. First, there was an azimuthal gap of almost 180°; second, station corrections were not known, specially for the stations operating in Mexico. We estimated the station corrections by using well-recorded aftershocks of this event and of the Mexicali earthquake of October 15, 1979 (Chávez and González, 1981). The result of several numerical tests puts the hypocenter at about 32°13' ± 2'N, 115°03' ± 2'W, focal depth of 12 km ± 4 km, origin time at 03:28:19.7 ± 0.7.

We used 75 teleseismic observations of compressional or dilatational first motions of P-waves. The solution of the focal mechanism is well constrained and gives a vertical fault with a strike of about 305° and right-lateral motion. The solution may allow the presence of a small dip in the fault, but no dip-component of the motion.

Foreshock activity was recorded by RESNOR, with a couple of events during the first days of June and at least 7 shocks in the focal area of the main event on June 7.

Aftershock Seismicity

All sufficiently recorded events were located. Both P and S phases were used when available. Given preliminary locations, we then used the arrival-time residuals to edit the data.

It is difficult to assess the accuracy of the locations, especially considering that only 4-8 stations were used in the calculations. To minimize the errors, we selected those cases where the distributions of the stations was nearly uniform in azimuth and the arrival-time residuals were well-behaved. Additionally, we made several numerical experiments to test the effect of using different structures and initial solutions in the hypocenter determinations. The results of these experiments show that individual solutions may vary up to distances of about 4 km; however, the general patterns reported here are quite stable.

The aftershock epicenters (Figure 1) appear to

occupy two regions of high activity. One is concentrated as a nest in the neighborhood of the station SON. The other spreads from the northwest end of the Cerro Prieto Fault toward the southeast end of the Imperial Fault and may be composed by a sequence of several nests. Figure 1 also indicates a gap in the aftershock activity between the locations of the main event and the regions described above. Independent hypocenter determinations made by Caltech indicate that very few events ocurred in this gap. Therefore, this feature can be considered real.

The epicentral distribution shown in Figure 1 follows the general pattern of the seismicity recorded in the Imperial Valley where the seismic activity tends to concentrate at the offsets in the major strike-slip faults of the region (Johnson, 1979). Particularly, the aftershock distribution of Figure 1 is similar to results obtained from microseismicity studies of the northwest end of the Cerro Prieto Fault (Reyes, 1979; Albores et al, 1980).

A vertical profile along the Cerro Prieto Fault (Figure 2.b) shows that the two regions with large number of aftershocks occur at different depths, the activity becoming deeper as we go away from the northwest end of the fault. The determination of hypocenter depth is structure dependent; however, numerical experiments suggest that the general trend shown in Figure 2.b is real although the computed depths may vary when dissimilar structures are used in the hypocenter locations. The same change in depth for the seismicity near the northeast end of the Cerro Prieto Fault has been reported by Reyes (1979). The study of the aftershock sequence of the Mexicali earthquake of October 15, 1979 also indicates an analogous behavior (Chávez and González, 1981), i.e. a decrease in the depth of the aftershocks at the ends of the faults, in this case, the Imperial Fault.

In Figure 2.a, we can see the position of the epicenters in relation to time. Due to instrumental problems, we started to locate the aftershocks 24 hours after the occurrence of the main event. Determinations made by Caltech partially cover this gap by locating 23 aftershocks in this interval of time. Three of these aftershocks are estimated to be very near the main event, all the others being in the regions of high seismicity defined above. The migration of aftershocks shown in Figure 2.a starts at the northwest end of the Cerro Prieto Fault, then the activity propagates—with increasing depth—to the southeast, and finally the end of the fault becomes predominantly active again. Chávez and González (1981) report also a systematic migration in the position of the aftershocks for the Mexicali earthquake of October 15, 1979; they found that the activity sequentially covers the entire Imperial Fault.

Summarizing, we believe that the main event excited aftershocks in several pre-existing nests at the northwest end of the Cerro Prieto Fault, but not significant activity at the immediate neighborhood of the main event. The change in depth of the aftershock activity might be related with higher temperatures at the end of the fault, i.e., near a postulated spreading center. A further interpretation of these results as well as those regarding the time migration of aftershocks of the earthquakes in this area is a matter of further research.

The Analysis of Arrival-Time Residuals

Regional Data. We use arrival-time observations from both the Caltech-USCGS Southern California network and the aftershock sequences of two main events; the Mexicali earthquake of October 15, 1979 (62 aftershocks) and the Victoria earthquake of June 9, 1980 (12 aftershocks). In general, the hypocenters were located by arrival times from 10-25 stations. The azimuthal gap for these determinations was about 90°; structure-2 (see Table 1) was used in these calculations. Other published structures (Kanamory and Hadley, 1975; Johnson and Hadley, 1976; Ebel et al, 1978; Reyes 1979) did not fit the data so well.

The station corrections were obtained by averaging the arrival-time residuals. These corrections are of three types: a) Negative corrections for near stations (epicentral distances less than 50 km) which are situated over a granitic surface geology; examples of stations and residuals of this class are AMS (-0.50), SUP(-0.35), SGL(-0.40), CH2(-0.25), QKP(-0.40). b) Positive corrections for near stations which are situated over sediments in or near the Imperial Valley; examples are BON(+0.40), BSC(+0.30), VER(+0.35), TYL(+0.25). c) Positive corrections for stations situated near the Pacific coast in the Peninsula Ranges; examples are BAR(+0.50), PLM(+0.70), IKP(+0.25), TRI(+1.50). The results for stations in the Peninsula Ranges might be due to a more continental structure with lower crustal velocities and a thicker crust in comparison to the structure existing in the Imperial Valley which is thought to be more oceanic and/or tectonic.

We found differences in the corrections obtained from both sets of aftershocks. The corrections obtained from the Victoria earthquake are larger in about 0.10 sec - 0.15 sec; also, the standard deviations of the residuals of this aftershock sequence (0.15 sec - 0.25 sec) are larger than the ones corresponding to the aftershocks of the Mexicali earthquake (0.10 sec or less). These larger residuals for the aftershock sequence of the Victoria earthquake could be due to larger heterogeneity or poor quality of the data. Presently, we do not have a clear opinion concerning this point.

We used the station corrections obtained from the aftershocks of the Mexicali earthquake in the locations of the main event, but we did not have corrections for two stations RAB and VPL, both located in Mexico in the Peninsula Ranges. The arrival times of these two stations seems to be incompatible with the others, except if we apply large positive corrections (about +1.30 sec) to RAB and VPL.

In Figure 3, we can see the arrival-time residuals of S-waves for the aftershocks of the Mexicali earthquake; the residuals are plotted as a function of the epicentral distance. Two

features should be mentioned. First, we can see an earlier arrival for the first 50 km and with a slope of 0.10 sec/km. This feature is also present in similar figures corresponding to aftershocks of the Victoria earthquake which show the same arrival at distances less than 25 km and with more dispersion. The physical meaning of these arrivals will be discussed in future papers. Here, we want to emphasize the risk in locating hypocenters with first arrivals of S-waves, especially when they belong to only a few near stations.

Local Data. A rather large number of aftershocks of the Victoria earthquake can be located if we are constrained to use only local data (epicentral distances less than about 25 km). Again, structure-2 fitted well the P and S-observations if a ratio of P to S-velocities are fixed at about 1.73. Structure-1 was also used in these determinations, but here we need a velocity ratio of about 2.2 for stations with epicentral distances less than 10 km and about 1.80 for more distant stations. Wadati diagrams support this second value, but, again, scattered points indicate greater values for nearer stations. The main difference between structure-1 and structure-2 is the presence of sediments. They are equivalent because they produce similar behavior of the residuals as well as similar seismicity distributions. For a lateral homogeneous earth and uniform station distribution about the focus, the location of the epicenter is not structure dependent. However, the estimates for the focal depth and the origin time may present a trade-off. The hypocenter will be estimated deeper for structures with lower mean velocities and a consequent change in the origin time will follow. Results from numerical experiments indicate that our estimates of focal depths may vary about 4 km depending on the structure we are using, even with acceptable station distribution about the epicenters.

Other Results

We were not able to obtain composite focal mechanism for the nests that are observed in Figure 1 and 2. Uncertainties found in the instrumental phase of several stations of our network account for this situation. Similar uncertainties precluded us to study the magnitude distribution of the sequence of aftershocks. We think that is important to test if the focal mechanisms obtained previously in this area (Reyes, 1979; Albores, et al, 1980) coincide with the ones for similar nests and corresponding to the aftershock sequence of the Victoria earthquake. Further research is being made in this regard.

Visual inspection of seismograms shows the seismic waves undergo a strong attenuation of the high-frequency components of the spectrum when the path passes through the region around the northwest end of the Cerro Prieto Fault. Observations from TYL indicate that the southern limit of the attenuating structure is at about 32°21'N, but we were unable to estimate a northern limit to this region. Late wave-arrivals also show attenuation of the high-frequency components.

Conclusions

Our study is a part of an effort to use the seismicity of the region near and between the ends of the Imperial and Cerro Prieto faults to study the structure and tectonics of the diverse parts of this region. We report preliminary determinations of station corrections, a structure which seems to satisfy the data quite well and, for a major earthquake on this area, the hypocenter, focal mechanism and the aftershock distribution in space as well as in time. The importance of using aftershock sequences of large earthquakes consists of providing us with data to determine accurate station corrections in this area. The complementary use of the observations of aftershock sequences as well as the continuous monitoring of microseismic activity will allow us to attack the more difficult problem of the lateral heterogeneous structure of this region.

Acknowledgments

The authors wish to express their gratitude to the numerous investigators of the IGPP, at the UCSD, and CICESE who provided data, advice, and discussions through this study, particularly to M. Reichle, R. Simons, D. Chávez, J. González, A. Reyes and F. Suárez.

References

Albores, A., A. Reyes, J.N. Brune, J. González, L. Garcilazo and F. Suárez. (1980) "Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto geothermal field" Geothermics, Vol. 9, pp 65-77.

Chávez, D., and J. González (1981) "The Mexicali earthquake of October 15, 1979" (in preparation)

Ebel, J.E., L.J. Burdick and G.S. Stewart (1978) "The source mechanism of the August 7, 1966 El Golfo Earthquake", Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 68, pp. 1281-1292.

Elders, W.A., R.W. Rex, T. Meidar, P.T. Robinson, and S. Biehler (1972) "Crustal spreading in Southern California", Science, Vol. 178, pp. 15-24.

Johnson, C.E. (1979) "Seismotectonics of the Imperial Valley of Southern California", Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.

Johnson, C.E. and D.M. Hadley (1976) "Tectonic implications of the Brawley earthquake swarm, Imperial Valley, California, January 1975", Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 66, pp. 1133-1144.

Kanamori, H. and D.M. Hadley (1975) "Crustal structure and temporal velocity change in Southern California", Pure and Appl. Geophys. Vol. 113, pp. 257-280.

Lee, W.H.K. and J.C. Lahr (1975) "HYPO 71: A computer program for determining hypocenters magnitude and first motion pattern of earthquake" U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.

Lomnitz, C., F. Mooser, C.R. Allen, J.N. Brune, and W. Thatcher (1970) "Seismicity and tectonics of the Northern Gulf of California region, Mexico. Preliminary results." Geof. Int., Vol. 10 pp. 37-48.

Majer, E.L., T.V. McEvilly, A. Albores, and S. Diaz (1980) "Seismological studies at Cerro Prieto", Geothermics, Vol. 9, pp. 79-88

Reyes, A. (1979) "Estudio de microsismicidad del sistema de fallas transformadas Imperial-Cerro Prieto", Informe Técnico GEO79-01, CICESE, Ensenada, B. C., México.

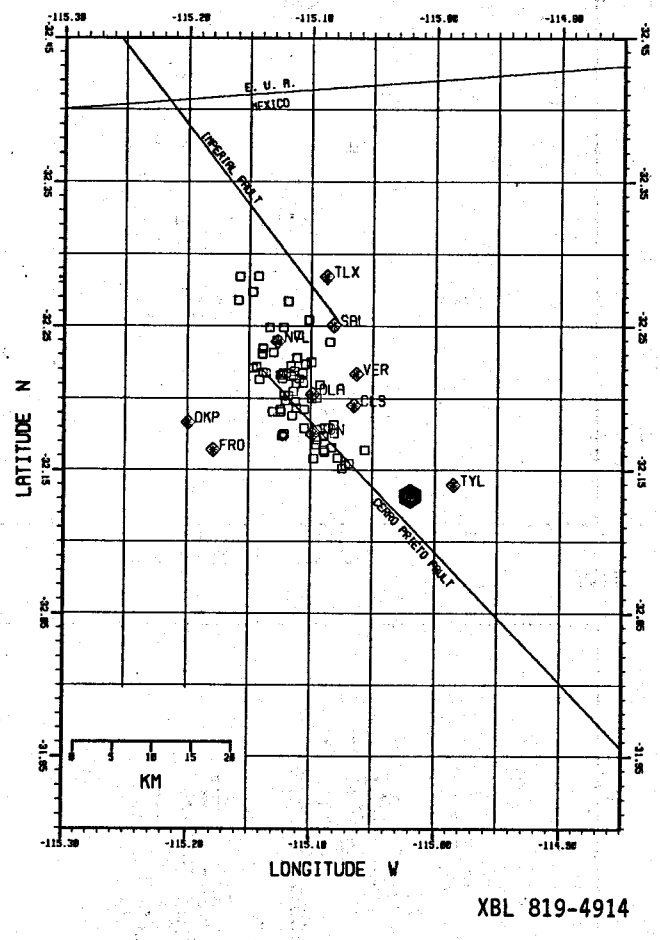


Figure 1. Map of seismograph stations (local network) and epicenter of the main event and aftershocks. The solid diamond represents the epicenter of the main event.

Figura 1: Mapa de las estaciones sismográficas (red local) y epicentro del evento principal y réplicas. El diamante sólido representa el epicentro del evento principal.

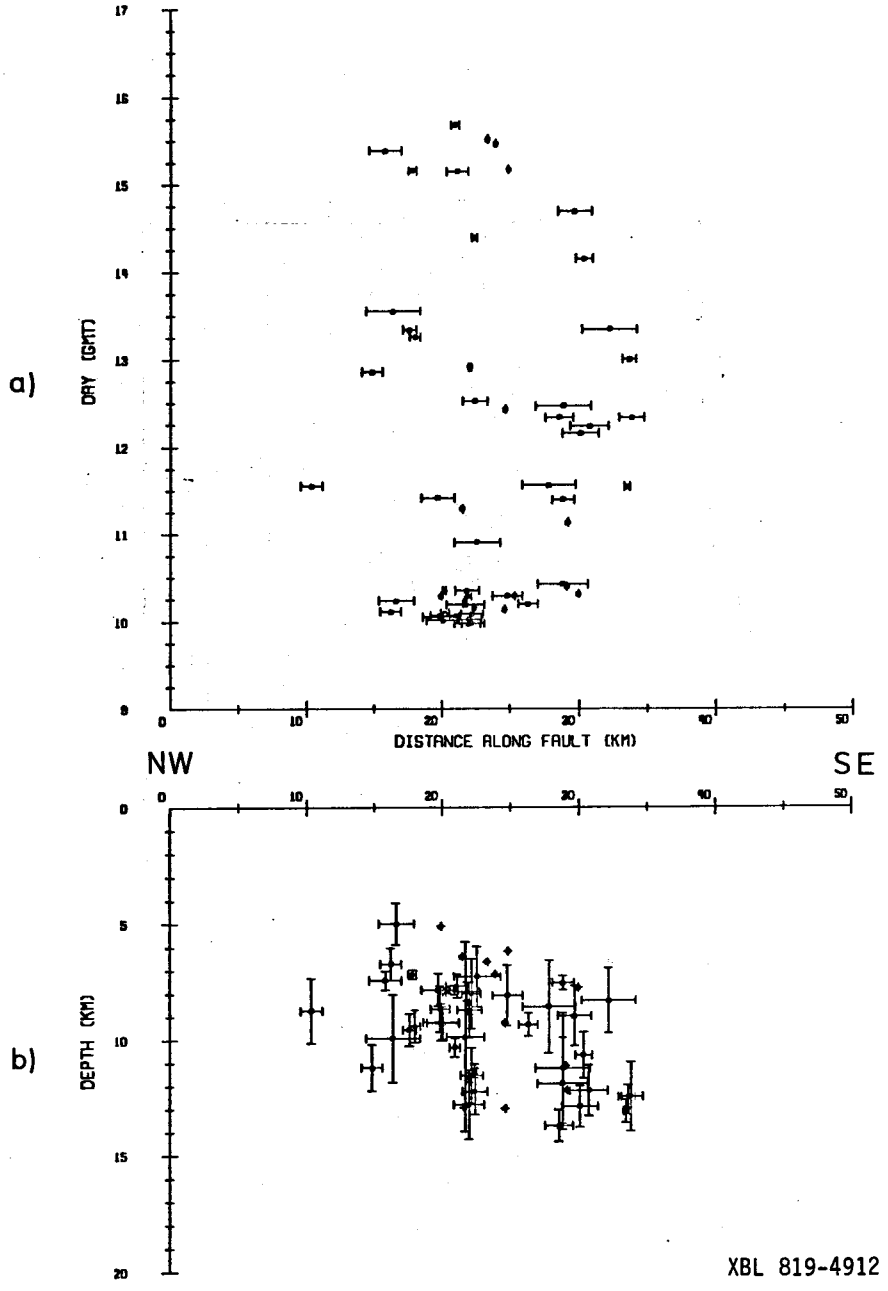
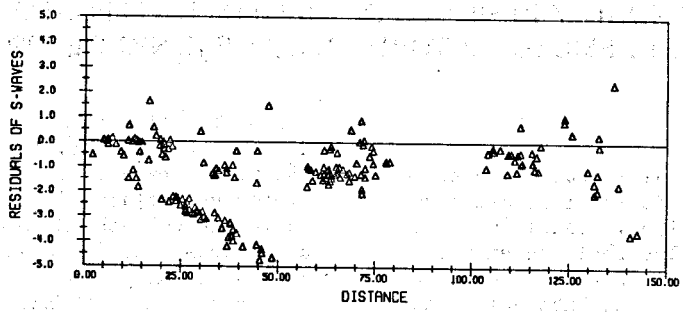


Figure 2. (a) Aftershock distribution in time and space (distance along the Cerro Prieto fault). (b) Cross-section of aftershock activity along the fault.

Figura 2: (a) Distribución de réplicas en tiempo y espacio (distancia a lo largo de la falla de Cerro Prieto). (b) Corte transversal de la actividad de réplica a lo largo de la falla.



XBL 819-4913

Figure 3. Arrival time residuals for S-waves as a function of epicentral distance for aftershocks of the Mexicali earthquake of October 15, 1979.

Figura 3: Residuos de tiempos de llegada para ondas S en función de la distancia epicentral para réplicas del sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979.

Table 1. Layered structures mentioned in this study.

Tabla 1: Estructuras en capas mencionadas en este estudio.

Structure-1		Structure-2	
Depth km	P-Velocity km/sec	Depth km	P-Velocity km/sec
0.000	4.500	0.000	2.000
7.000	6.500	2.700	4.000
20.000	8.000	8.000	6.000
		14.000	7.200
		20.000	7.700

Table 2. Location of seismological stations mentioned in this study.

Tabla 2: Localización de estaciones sismológicos mencionadas en este estudio.

STATION	LATITUDE	LONGITUDE
AMS	33°08.48'N	115°15.25'W
BON	32°41.67'N	115°16.11'W
BSC	32°43.49'N	115°02.64'W
CH2	33°17.77'N	115°20.17'W
CLS	32°19.50'N	115°06.50'W
FRO	32°16.37'N	115°17.88'W
IKP	32°38.93'N	116°06.48'W
NVL	32°23.91'N	115°12.66'W
OLA	32°20.25'N	115°09.38'W
PLM	33°21.21'N	116°51.70'W
RAB	31°41.42'N	115°54.32'W
QKP	32°18.30'N	115°19.92'W
SGL	33°38.95'N	115°43.52'W
SON	32°17.50'N	115°09.83'W
SUP	32°57.31'N	115°49.43'W
TLX	32°28.39'N	115°08.71'W
TRI	31°53.00'N	116°39.85'W
TYL	32°13.95'N	114°58.70'W
VER	32°21.67'N	115°06.32'W
VPL	32°22.30'N	116°35.84'W

SISMICIDAD Y RESIDUOS DE TIEMPOS DE LLEGADA DEL TERREMOTO VICTORIA DEL 9 DE JUNIO DE 1980

RESUMEN

Hemos estudiado la distribución en espacio y tiempo de hipocentros de réplicas del sismo Victoria del 9 de junio de 1980. Concluímos que el evento principal excitó las réplicas en varios nidos pre-existentes sobre el extremo noroeste de la falla de Cerro Prieto, pero no hubo actividad significativa en la vecindad inmediata del evento principal. La profundidad de las réplicas aumenta con la distancia desde el extremo noroeste de la falla, característica que podría relacionarse con las temperaturas más altas y el centro de dispersión localizado entre los extremos de las fallas Imperial y Cerro Prieto.

Se discute el significado de los residuos de tiempos de llegada, tanto para las ondas P como S, en estaciones locales y regionales, y se enfatiza la importancia de hacer correciones de estación. Se ilustra la no unicidad en la determinación de la estructura que minimice los residuos. Se presentan dos estructuras diferentes que satisfacen los datos locales.

INTRODUCCION

El 9 de junio de 1980 tuvo lugar un sismo de magnitud 6.1 (Caltech) a unos 50 kilómetros al sudeste de Mexicali, Baja California, México. El evento se localizó cerca del extremo noroeste de la falla de Cerro Prieto. Esta falla es parte del sistema de San Andrés. Se extiende desde la costa del Golfo de California hacia el noroeste hasta el volcán Cuaternario de Cerro Prieto. Este extremo de la falla de Cerro Prieto se conecta con el extremo sudeste de la Falla Imperial por medio de estructuras tectónicas complejas que se interpretan como un centro de dispersión (Lomnitz et al., 1970; Elders et al., 1972).

Pocas horas después del evento principal, se estableció una red local de 6 estaciones sismológicas que comenzó a monitorear la actividad de réplicas. Dicho trabajo fué resultado de un esfuerzo conjunto del Institute of Geophysics and Planetary Physics (IGPP) de la Universidad de California en San Diego y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, (CICESE). La red local se compuso de estaciones de elevada ganancia con registradores analógicos (papel ahumado), o digitales. Estas estaciones son las mismas o similares a las utilizadas previamente en esta zona (Albores et al., 1980; Majer et al., 1980). Tres estaciones de RESNOR, la red regional que CICESE mantiene para estudiar la sismicidad del noroeste de México, proveyeron datos adicionales. La Figura 1 muestra la ubicación de las estaciones utilizadas en este estudio. La red local operó durante aproximadamente 6 días, hasta el 15 de junio de 1980.

UBICACION DEL SISMO PRINCIPAL Y MECANISMO FOCAL RELACIONADO

Todos los hipocentros que se informan aquí fueron localizados mediante el uso del programa HIPO 71 (Lee y Lahr, 1975). Los datos regionales utilizados para ubicar el evento principal consistieron en lecturas de las llegadas de ondas P de la red de Caltech/USCGS del Sur de California, de unas pocas estaciones de movimientos fuertes operadas conjuntamente por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y IGPP, y de tres estaciones de RESNOR. Tuvimos varias dificultades para estimar el hipocentro del evento principal. Primero, hubo falta de datos sobre un sector azimutal de casi 180°; segundo, se desconocían las correcciones de estación, especialmente para las estaciones que operaban en México. Las correcciones de estación fueron estimadas utilizano réplicas bien registradas de este evento y del sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979 (Chávez y González, 1981). El resultado de varias pruebas numéricas ubicó el hipocentro cerca de 32° 13' ± 2'N, 115° 03' ± 2'W, profundidad focal de 12 km ± 4 km, tiempo de origen 03:23:19.7 ± 0.7.

Utilizamos 75 observaciones telesísmicas de primeros movimientos compresionales o dilatacionales de ondas P. La solución del mecanismo focal está bien constreñida y da una falla vertical con un rumbo de aproximadamente 305° y movimiento lateral derecho. La solución permite la presencia de un pequeño buzamiento en la falla, pero el movimiento no tuvo una componente en la dirección del buzamiento.

Actividad previa al sismo fue registrada por RESNOR, con un par de eventos durante los primeros días de junio, y por lo menos 7 movimientos en el área focal del evento principal del 9 de junio.

SISMICIDAD DE REPLICAS

Se localizaron todos los eventos suficientemente registrados. Se utilizaron ambas fases, la P y la S, cuando estuvieron disponibles. Teniendo las ubicaciones preliminares, utilizamos los residuos de tiempos de llegada para editar los datos.

Resulta difícil evaluar la precisión de las localizaciones, especialmente considerando que se utilizaron en estos cálculos sólo 4-8 estaciones. Para minimizar los errores, seleccionamos aquellos casos donde la distribución de las estaciones era bastante uniforme en azimuth y donde los residuos de tiempos de llegada se comportaron bien. Además, realizamos varios experimentos numéricos para probar el efecto de utilizar diferentes estructuras y soluciones iniciales en las determinaciones de hipocentro. Los resultados de dichos experimentos muestran que las soluciones individuales pueden variar hasta distancias de alrededor de 4 km; sin embargo, los patrones generales descritos aquí son muy estables.

Los epicentros de las réplicas (Figura 1) parecen ocupar dos zonas de gran actividad. Una

se concentra como un nido en las vecindades de la estación SON. La otra se extiende desde el extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto hacia el extremo sudeste de la Falla Imperial y puede estar formada por una secuencia de varios nidos. La Figura 1 también indica una región sin actividad de réplicas entre las ubicaciones del evento principal y las regiones descritas arriba. Determinaciones independientes del hipocentro realizadas por Caltech demostraron que en esta región ocurrieron muy pocos eventos. Por lo tanto esta característica puede considerarse verdadera.

La distribución epicentral que se observa en la Figura 1 sigue el patrón general de sismicidad registrado en el Valle Imperial, donde la actividad sísmica tiende a concentrarse en los desalineamientos en las principales fallas de deslizamiento de rumbo de la región (Johnson, 1979). Particularmente, la distribución de las réplicas de la Figura 1 es similar a los resultados obtenidos de los estudios de microsismicidad del extremo noroeste de la falla de Cerro Prieto (Reyes, 1979; Albores et al., 1980).

Un perfil vertical a lo largo de la Falla de Cerro Prieto (Figura 2b) muestra que las dos regiones con un gran número de réplicas están a diferentes profundidades, volviéndose más profunda la actividad a medida que nos alejamos del extremo noroeste de la falla. La determinación de la profundidad del hipocentro depende de la estructura; sin embargo, experimentos numéricos sugieren que la tendencia general que se observa en la Figura 2b es verdadera aunque las profundidades computadas puedan variar cuando se utilizan estructuras disímiles para calcular la ubicación del hipocentro. Reyes (1979) indicó el mismo cambio en profundidad para la sismicidad cercana al extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto. El estudio de la secuencia de réplicas del sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979 también indica un comportamiento análogo (Chávez y González, 1981), i.e. una disminución en la profundidad de las réplicas en los extremos de las fallas, en este caso, la Falla Imperial.

En la Figura 2b podemos ver la posición de los epicentros en relación al tiempo. Debido a problemas de instrumentación, comenzamos a localizar las réplicas 24 horas después de ocurrido el evento principal. Las determinaciones efectuadas por Caltech cubren parcialmente este período, ubicando 23 réplicas en este intervalo de tiempo. Se estima que tres de dichas réplicas están próximas al evento principal, estando todas las otras en las regiones de alta sismicidad definidas arriba. La migración de las réplicas que se observa en la Figura 2a comienza en el extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto, propagandose con incremento de la profundidad -- hacia el sudeste, y finalmente el extremo de la falla se vuelve predominantemente activo nuevamente. Chávez y González (1981) también reportan una migración sistemática en la posición de las réplicas para el sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979; ellos encontraron que la actividad cubre secuencialmente la entera Falla Imperial.

Resumiendo, creemos que el evento principal excitó réplicas en varios nidos pre-existentes en el extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto pero no una actividad significativa en la vecindad inmediata del evento principal. El cambio de profundidad de la actividad de réplica podría relacionarse con temperaturas más altas hacia el extremo de la falla; i.e. cerca del postulado centro de dispersión. Una interpretación más detallada de estos resultados así como de aquellos referentes a la migración temporal de las réplicas de los sismos de esta área, sería el objeto de una investigación adicional.

EL ANALISIS DE RESIDUOS DE TIEMPOS DE LLEGADA

Datos regionales. Se utilizaron observaciones de tiempos de llegada de la red Caltech-USCGS del Sur de California y las secuencias de réplicas de dos eventos principales, el sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979 (62 réplicas) y el sismo Victoria del 9 de junio de 1980 (12 réplicas). En general, los hipocentros se ubicaron usando tiempos de llegada de 10-25 estaciones. La falta de datos azimutales para dichas determinaciones fue de alrededor de 90°. En estos cálculos se usó la estructura 2 (ver Tabla 1). Otras estructuras publicadas no se ajustan tan bien a los datos (Kanamory y Hardley, 1975; Johnson y Hadley, 1976; Ebel et al., 1978; Reyes, 1979).

Las correcciones de estación se obtuvieron promediando los residuos de tiempo de llegada. Estas correcciones son de tres tipos: (a) correcciones negativas para estaciones cercanas (distancias epicentrales menores de 50 km) que se sitúan sobre roca granítica; ejemplos de estaciones y residuos de esta clase son AMS (-0.50), SUP (-0.35), SGL (-0.40), CH2 (-0.25), QKP (-0.40). (b) Correcciones positivas para estaciones cercanas localizadas sobre sedimentos en o próximas al Valle Imperial, como son BON (+0.40), BSC (+0.30), VER (+0.35), TYL (+0.25). (c) Correcciones positivas para estaciones ubicadas cerca de la costa del Pacífico, en las Sierras de la Península; como son BAR (+0.50), PLM (+0.70), IKP (+0.25), TRI (+1.50). Los resultados para las estaciones de las Sierras de la Península podrían deberse a una estructura más continental, con velocidades corticales más bajas y una corteza más espesa en comparación con la estructura existente en el Valle Imperial, que se piensa es más oceánica y/o tectónica.

Encontramos diferencias en las correcciones obtenidas a partir de ambos conjuntos de réplicas. Las correcciones que se obtuvieron del sismo Victoria son alrededor de 0.10 - 0.15 sec mayores; también, la desviación estándar de los residuos de esta secuencia de réplicas (0.15 - 0.25 sec) son mayores que las que corresponden a las réplicas del sismo de Mexicali (0.10 sec o menos). Dichos residuos mayores para la secuencia de réplicas del sismo Victoria pueden deberse a una mayor heterogeneidad o a datos de pobre calidad. Actualmente, no tenemos una opinión clara en lo concerniente a este punto.

Utilizamos las correcciones de estación obtenidas de las réplicas del sismo de Mexicali en la ubicación del evento principal, pero no obtuvimos correcciones para las estaciones RAB y VPL, ambas ubicadas en México en las Sierras de la Península. Los tiempos de llegada de estas dos esta-

ciones parecen ser incompatibles con los otros a menos que apliquemos correcciones positivas mayores (alrededor de + 1.30 sec) a RAB y VPL.

En la Figura 3 podemos observar los residuos de tiempos de llegada de ondas S para las réplicas del sismo de Mexicali; los residuos están graficados en función de la distancia epicentral. Deberían mencionarse dos características. Primero, podemos observar un arribo adelantado para los primeros 50 km y con una pendiente de 0.10 sec/km. Esta característica está también presente en figuras similares correspondientes a réplicas del sismo Victoria que muestran el mismo arribo a distancias menores de 25 km y con más dispersión. En futuros trabajos se discutirá el significado físico de estos arribos. Aquí, queremos recalcar el riesgo de ubicar hipocentros usando los primeros arribos de ondas S, especialmente cuando los mismos pertenecen solamente a estaciones próximas.

Datos locales. Si nos circunscribimos a utilizar sólo datos locales, pueden ubicarse un número bastante grande de réplicas del sismo Victoria (distancias epicentrales menores de 25 km). De nuevo, la estructura 2 ajustó bien las observaciones de ondas P y S si la razón de velocidades de ondas P a ondas S se fija en aproximadamente 1.73. También se utilizó la estructura 1 en estas determinaciones, pero para este caso se necesitó un cociente de velocidades de alrededor de 2.2 para estaciones con distancias epicentrales menores de 10 km, y de alrededor de 1.80 para estaciones más distantes. Los diagramas de Wadati apoyan este segundo valor, pero, nuevamente, los puntos dispersos indican valores mayores para estaciones más cercanas. La diferencia principal entre las estructuras 1 y 2 es la presencia de sedimentos. Las estructuras son equivalentes porque producen un comportamiento similar de los residuos así como similares distribuciones de sismicidad. Para una tierra lateral homogénea y una distribución uniforme de estaciones alrededor del foco, la ubicación del epicentro no depende de la estructura. Sin embargo, el aumento en la precisión de la estimación de la profundidad local es a costo de la reducción de la precisión de la medida del tiempo de origen. El hipocentro se estimará a mayor profundidad para estructuras con velocidades medias más bajas y con un consecuente cambio en el tiempo de origen. Resultados de experimentos numéricos indican que nuestras estimaciones sobre profundidades focales pueden variar alrededor de 4 km dependiendo de la estructura utilizada, aun con una aceptable distribución de estaciones sobre los epicentros.

OTROS RESULTADOS

No hemos podido obtener un mecanismo focal compuesto para los nidos que se observan en las Figuras 1 y 2. Esto se debe a incertidumbres en la fase instrumental encontradas en varias de las estaciones de nuestra red. Incertidumbres similares nos imposibilitan estudiar la distribución de magnitud de la secuencia de réplicas. Pensamos que es importante probar si los mecanismos focales obtenidos previamente en esta zona (Reyes, 1979; Albores et al., 1980) coinciden con los correspondientes a nidos similares correspondientes a la secuencia de réplicas del sismo Victoria. A este respecto se efectuará una investigación adicional.

Una inspección visual de simogramas muestra que los componentes de alta frecuencia del espectro de ondas sísmicas padecen una fuerte atenuación cuando la trayectoria pasa a través de la zona vecina al extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto. Observaciones desde TYL indican que el límite sur de la estructura atenuante está alrededor de 32°21'N pero no hemos podido estimar un límite norte para dicha región. Llegadas de ondas tardías también muestran atenuación de los componentes de alta frecuencia.

CONCLUSIONES

Nuestro estudio es parte de un esfuerzo para utilizar la sismicidad de la región cercana a y entre los extremos de las fallas Imperial y de Cerro Prieto para estudiar la estructura y tectónica de las diversas partes de esta región. Se discuten determinaciones preliminares de las correcciones de estación, una estructura que parece satisfacer bastante bien los datos y, para un sismo mayor en esta zona, el hipocentro, mecanismo focal y la distribución de réplicas en espacio así como en tiempo. La importancia de utilizar secuencias de réplicas de grandes sismos consiste en proveernos con datos para determinar correcciones precisas de estación en esta zona. El uso complementario de las observaciones de secuencias de réplica, así como el monitoreo continuo de actividad microsísmica, nos permitirá atacar el problema más difícil de la estructura lateral heterogénea de esta región.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud a los numerosos investigadores del IGPP, del UCSD y CICESE que proveyeron datos, consejos y discusiones durnate este estudio, particularmente a M. Reichle, R. Simons, D. Chávez, J. González, A. Reyes y F. Suárez.

DETAILED MICROEARTHQUAKE STUDIES AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

E. L. Majer
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

and

T. V. McEvilly
Seismographic Station
Department of Geology and Geophysics
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

INTRODUCTION

Since 1973, the Department of Energy (previously the Energy Research and Development Administration), through the University of California's Lawrence Berkeley Laboratory and Berkeley Seismographic Station, has been investigating the utility of detailed microearthquake surveys for delineating geothermal reservoirs and as an aid in determining reservoir properties (Majer, 1978; Majer and McEvilly, 1979).

As part of this program, two detailed microearthquake surveys have been carried out at the Cerro Prieto Geothermal Field in northern Mexico. The first survey was conducted in February of 1978 (Majer et al., 1978), and the second in December of 1980. Each survey had similar array dimensions and overall sensitivity, with a lower magnitude threshold near M_L=1.0. The 1978 survey lasted for 4 weeks, as compared to 17 days for the 1980 study. Both experiments used the same sensors and FM telemetry equipment, with the exception that no horizontal geophones were used in 1980.

As can be seen from Figures 1 and 2, the dimensions of the arrays were quite small when compared to the more conventional seismic monitoring being carried out by the Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Although two additional stations have been added to the CICESE array, their station spacing is still such that our entire array can fit between any two of the CICESE stations. We have found from our previous geothermal studies that to attain sufficient location accuracy relative to detailed tectonic features and production-related activities, it is necessary to have station spacings on the order of 0.5 to 1.0 km. This station density also provides sufficient sensitivity to define seismicity patterns with a survey of reasonable time duration.

Data from the first survey were recorded on an FM analog 14-channel magnetic tape recorder with frequency response from D.C. to 80 Hz. The 1980 data were digitized at 100 samples per sec with 12 bit resolution and analyzed on-line in the field using the Automated Seismic Processor, or ASP system, developed at LBL (McEvilly et al., 1980). This ASP system was developed to maximize the efficiency of microearthquake surveys, allowing flexibility in experimental procedures with a minimum of the traditional labor intensive post processing.

Briefly, ASP is a parallel processing system designed around the RCA 1802 CMOS microprocessor. It is a low powered system (1 W per channel) that can be operated from 12 V batteries for extended periods of time. The system has 15 data channels, each of which automatically detects events, measures arrival times and amplitudes, and computes and fits Fast Fourier Transforms (FFT) for long period level, corner frequency, and high frequency slope for both P- and S-waves. As each channel microcomputer, or WORKER (see Figure 3), detects an event, it transmits this information to a central microcomputer, or BOSS, which then determines the nature of the detection from validity criteria specified by the user. After the BOSS has determined an event to be an earthquake of interest, it uses the collected data from the WORKERS to calculate the hypocenter location, running b-values (for both P and S amplitudes), event count and categorization, P-wave first motion data, and source properties (moment, stress drop, source radius, fault displacement, high frequency spectral slope) using the spectral model of Brune (1970, 1971). Any or all of the above processing results, including the body of WORKER data, may be printed out. Although all processing is automated and done on line in the field, ASP has proven to yield results equal in detection capabilities and quality to the more traditional laboratory network data processing.

1978 WORK AT CERRO PRIETO

Shown in Figure 1 is the station distribution and results of the 1978 survey. The shaded regions are areas of detected earthquake activity outside of the network where location accuracy was poor. It is notable that the shaded region southeast of the production zone along the railroad track, was the location of the February 1978 M_L= 4.7 event which occurred one day after the completion of the 1978 study. During 4 weeks of monitoring, 74 events were recorded with S-P times of less than 5 seconds. Six of these events were

located reliably within the production zone. The six events were part of a swarm of 20 events having almost identical S-P times which occurred over a two-day period. The earthquakes were located at depths between 2 and 3 km near stations 4 and 5. The subsurface model consisted of two layers over a half space. P and S velocities were (2.0, 0.8), (3.5, 2.0) and (5.5, 2.3) km/sec respectively, with layer thicknesses of 1 and 2 km for the top and second layer, respectively (sandstones, shales in the alluvial section, granitic basement). Adequate azimutnal coverage for first motion studies was obtained for only a few events occurring within the array, providing fault plane solutions consistent with strike-slip motion. However, the fault plane solution ambiguity could not be resolved between right lateral movement on a vertical northwest trending fault and a left lateral slip on a vertical northeast trending fault.

Considering the general tectonic nature of the Salton Trough, the complex faulting and structure within the Cerro Prieto production zone, and conventional wisdom at that time regarding geothermal seismicity, it was somewhat surprising that microearthquake activity should be so low. However, the East Mesa geothermal region located about 50 km northeast of Cerro Prieto also exhibits a lack of seismicity within the geothermal zone (McEvilly and Schecter, 1978). On the other hand, The Geysers geothermal field in Northern California is seismically active. It was clearly important to know if the seismic character of the field was changing over time, and, if so, whether these changes could be correlated to the on-going heat and mass extraction. A possible mechanism for such behavior calls for rapid fluid withdrawal in zones of high temperature where insufficient recharge may cause localized zones of partial water depletion, resulting in a change from a single phase (liquid) reservoir to a two phase system. Volumetric changes, thermal stress and weakening of material may also all occur and lead to triggering of microearthquake activity within the production zones.

1980 WORK AT CERRO PRIETO

Shown in Figure 2 are the station distribution and results for the November-December 1980 microearthquake survey. During 17 days of recording, 119 events were detected by 4 or more stations. Forty of these events were located within the production region. Twenty-nine of the 40 were judged to be good quality locations with epicenter errors less than ±0.5 km. The estimated error in depth is ±1.0 km. As can be seen in Figure 2, the events seem to lie along the Hidalgo fault zone with a slight tendency to cluster near the center of the main production zone. The depths of earthquakes in this region varied from 2 to 5 km.

Compared to the 1978 results, there seems to be an increase in activity within the production zone. Although an M_L=6.7 event took place 25-30 km southeast of the field in June of 1980, we have no reason to relate the apparent increase in activity to this event. The activity within the production zone is not on the same fault zone (Victoria) that produced the magnitude 6.7 event. Since the completion of the December 1980 study, one monitoring station as been kept operational near well M-6. Two months of recording have shown that the microearthquake activity within a 5-6 km radius (S-P times less than 1 second) around well M-6 has been constant and on the order of 2-3 events per day. There has been occasional swarm activity some 10-15 km from M-6 (S-P times greater than 2 seconds). This activity may be part of the aftershock sequence of the June 1980 shock, however, the activity within the field area does not exhibit the characteristic decay rate of aftershock sequences. Although aftershock sequences often tend to migrate towards the ends of the main fault, it is unusual to have aftershock activity on a completely different fault system. On the other hand, the events observed to occur within the field may have been induced or triggered by the June 1980 event in the sense that the increased stress at the ends of the Victoria fault that produced the June 1980 event, may be a cause of the activity within the geothermal field where the materials may be more susceptible to failure. Monitoring by CICESE has indicated little or no activity at the other end of the Victoria fault.

POSSIBLE EFFECTS DUE TO PRODUCTION

Shown in Figure 4, are the bottom hole pressure values as a function of time for wells within the main production zone and in the region of microearthquake activity (Goyal et al., 1981). These values were calculated from wellhead pressures with corrections for scaling and variable well diameters. Two significant features should be noted. The first is that the general reservoir pressure declines with time. The second is that the pressure difference at 1200 m depth between the wells is decreasing. Similar trends can also be seen in the calculated temperature values for the same wells at the 1200 m level (Figure 5). Even though these calculated temperature values are subject to inaccuracies, they support a trend toward a general decrease and equalization of pressure and temperature within the main production zone. The temperature values obtained from geochemical analysis of waters from these wells also indicate a temperature decrease and equalization of the same magnitude (Goyal et al., 1981).

Given that there has been an increase in seismic activity within the production zone, what, if anything, does this indicate about reservoir parameters? As previously stated, the areas of pressure and temperature decrease coincide with areas of increased seismic activity. The Geysers steam field in northern California has also exhibited an increase in microearthquake activity with increased production (Marks et al., 1981). The Geysers activity is undoubtedly related to the dynamics of the subhydrostatic system that is constantly undergoing change from increased production activities. Evidence of the onset of a similar localized subhydrostatic pressure condition at the Cerro Prieto field is seen in the trend toward an equalization of pressures and temperatures in the older parts of the production zone. Another indication of subhydrostatic condition is

the ease with which water is accepted back into the reservoir region at injection well M-9 (M-9 is the only injection well at the present time). Additional geophysical evidence pointing to changing reservoir conditions comes from the dipole-dipole resistivity monitoring experiments that have been carried out during the last two years over the production region (Wilt and Goldstein, 1981). These measurements have shown a significant increase in the high resistivity zone at reservoir depths in the center of the production zone. This expanding area of high resistivity may be due to an expanding steam region due to net fluid withdrawal.

The net mass loss by fluid withdrawal may also lead to a net volume change which has been shown to be related to earthquake activity (McGarr, 1976). Failure would be in a direction consistent with the maximum principal stress, which for this region is horizontal. First-order leveling studies have shown a slight subsidence (approximately 10-20 mm) in the field area since 1977, indicating that volume change is occurring within the production area (de la Peña, 1981). While our 1978 study indicated strike-slip motion, the 1980 study also indicated normal faulting within the production region. In addition, the 1978 events occurred at the edge of the production region, possibly associated with the Cerro Prieto fault system rather than the Hidalgo fault, which at present seems to be controlling the seismicity within the immediate production zone.

Yearly repetitive precision gravity measurements (±15 μgal) have not indicated a change within the reservoir area (Grannell et al., 1981). Therefore, any change in gravity due to net mass loss from fluid withdrawal may be partially offset by a mass increase (although there would still be a volume decrease) due to precipitation of minerals in the reservoir region. Elevation changes of only several centimeters or more can be detected by the gravity measurements. However, the gravity studies did detect the same 30 cm of subsidence and surface slumping in the field apparently caused by the June 1980 magnitude 6.7 quake. The b-values for microearthquakes inside the production zone as compared to events outside, are another indication that the stress distribution within the production zone is anomalous. For the two months following the June 1980 earthquake, the events within the production zone have a 1.25b value, versus 0.8 for events outside the reservoir region. Microearthquakes at the Geysers also exhibit a slightly higher b-value for events inside the production zone versus outside (Majer and McEvilly, 1979; Marks et al., 1981).

In addition to mass, heat is also being withdrawn from this region [approximately 10^{17} calories since 1973 (Goyal et al., 1981)]. This cooling effect may be resulting in the buildup of thermal stresses. It has been proposed that microearthquakes in geothermal regions may occur in response to thermal contraction which increases the effective normal stress (Denlinger and Moench, 1979). If this mechanism is operating, microearthquakes may be indicating regions of maximum cooling (thermal contraction). In a north-south cross-section, the earthquake cluster lies beneath the production wells (Figure 6). Although the accuracy of the hypocenter locations is only a kilometer, the location of the cluster relative to the known reservoir extent and production activities area is intriguing.

The microearthquakes may also be indicating the structure that is controlling fluid flow. Shown in Figure 7 is a three-dimensional contour of the hypocenter locations in the main production zone. The contoured surface was constrained at the surface to be the trace of the Hidalgo fault. Figure 7 is a view from the southeast looking along the railroad tracks towards Cerro Prieto. This contoured zone does not necessarily correspond to an exact fault surface, but rather it may represent a zone of weakness where fracture permeability may dominate and control the recharge-discharge for the reservoir region. This earthquake surface coincides almost exactly with a vertical source distribution used by Corwin et al. (1978) to explain a self-potential (sp) anomaly centered on the field. Assuming that the SP anomaly is indicative of fluid flow (i.e. streaming potential effect) then this may also be another indication that this microearthquake-self potential plane is related to a feature which is controlling fluid movement within the production zone.

Studies of well logs for density variation within the production zone (Howard et al., 1981) show that there is a general decrease in porosity with depth. However, there are local zones within the producing horizons that show secondary porosity or density reductions. These areas of net mass deficiency, possibly due to material dissolution, occur to the east of the microearthquake self potential plane, terminating at its boundary. This suggests that the fluid flow is from the east to the center of the production zone. Before production, fluid flow was probably controlled exclusively by natural discharge, i.e., mud volcanoes, hot springs, etc. These natural areas of discharge would allow mineral precipitation possibly forming the densified zones observed in the center of the main production region. Many of these discharge features appear in the same region as the surface expression of the self-potential anomaly. Furthermore, the repetitive dipole-dipole resistivity studies indicate that the predominant fluid flow is from east to west towards the center of the production zone. This is reflected by the differential resistivity between 1978 and 1980. These studies support strongly an encroachment of fluid at depth towards the base of the microearthquake self potential plane. The dipole-dipole and microearthquake studies indicate that the dissolution-precipitation process is still an on-going phenomenon within this area, that is, active faulting implies that conduits may still exist that caused the development of this geothermal region.

CONCLUSION

There appears to be an increase in seismic activity within the Cerro Prieto production zone since early 1978. The microearthquake activity is now more or less constant at a rate of 2-3 events per day. The b-values within the field are

significantly higher inside the production zone than are those for events on faults outside of the production region. The earthquakes seem to be controlled by the Hidalgo fault, although slight clustering was observed in the center of the main production region. The earthquakes within the production zone may reflect the reservoir dynamics associated with heat and mass withdrawal. Mechanisms such as volume change, thermal stresses and weakening of materials associated with boiling (i.e., phase changes, dissolution) may all be responsible for the increased seismic activity. Although a small reinjection program has started, the pressure drawdown conditions existing within the field would imply that increased pore pressure resulting from the injection activities is not responsible for the increased seismic activity.

ACKNOWLEDGMENT

This work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies, of the U.S. Department of Energy under Contract No. DE-AC03-76SF00098.

The assistance of CFE personnel during our field experiment is gratefully acknowledged.

REFERENCES

Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from Earthquakes, J. Geophys. Res., v. 75, pp. 5697-5009.

_____ , 1971. Correction (to Brune 1970), J. Geophys. Res., v. 76, p. 5002.

Corwin, R.F., H. F. Morrison, S. Díaz C., and A. Albores L., 1978. Self potential studies at the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico. Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, California, LBL-7098, pp. 204-215.

de la Peña L., A., 1981. Results from the first order levelling surveys carried out in the Mexicali Valley and at the Cerro Prieto field, in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).

Denlinger, R. P. and A. Moench, 1979. Stress changes due to fluid depletion at The Geysers steam field in northern California (abstract), Am. Geophys. Union Fall Meeting. San Francisco, California .

Goyal, K. P., C. W. Miller, M. J. Lippmann and S. Vonder Haar, 1981. Analysis of Cerro Prieto production data, in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).

Grannell, R. B., R. C. Kroll, R. M. Wyman, and P. S. Aronstam, 1981. Precision gravity studies at Cerro Preito -- A progress report, in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).

Howard, J. H., S. P. Vonder Haar, and S. E. Halfman, 1981. Computer assisted well log analysis at Cerro Prieto, in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).

Majer, E. L., 1978. Seismological investigations in geothermal regions, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, California, LBL-7054, 225 pp.

Majer, E. L., T. V. McEvilly, A. Albores L. and S. Díaz C., 1978. Seismological studies at the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja Claifornia, Mexico. Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, Calfiornia, LBL-7098, pp. 239-245.

Majer, E. L. and T. V. McEvilly, 1979. Seismological investigation of The Geysers geothermal field, Geophysics, v. 44, No. 2, pp 246-269.

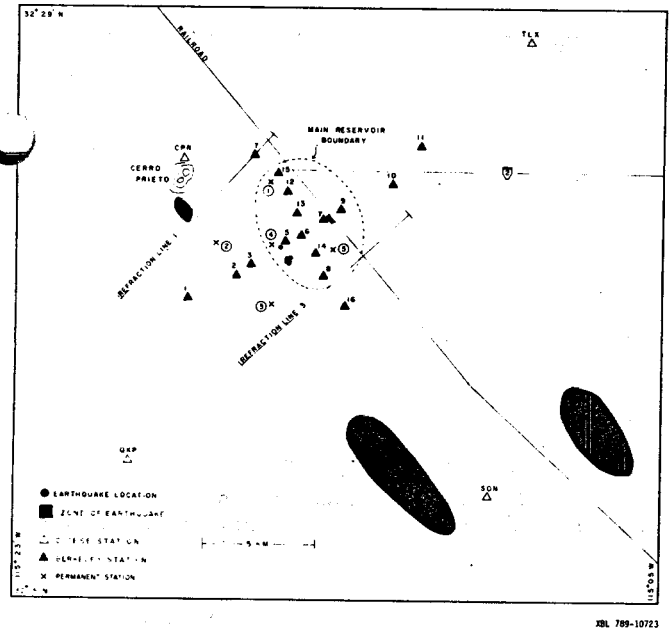
Marks, S. M., R. S. Ludwin, R. B. Louie, and C. G. Bufe, 1980. Seismic monitoring at The Geysers geothermal field, California, USGS Open File Report 78-798.

McEvilly, T. V. and B. Schecter, 1978. East Mesa seismic study No. 3, UCID 4030, 34 pp.

McEvilly, T. V., E. L. Majer, J. Bartschi, J. Heinsen, and R. O'Connell, 1980. Automated Seismic Processor, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11236, pp. 7-11.

McGarr, A., 1976. Seismic moments and volume change, J. Geophys. Res., v. 81, pp. 1437-1494.

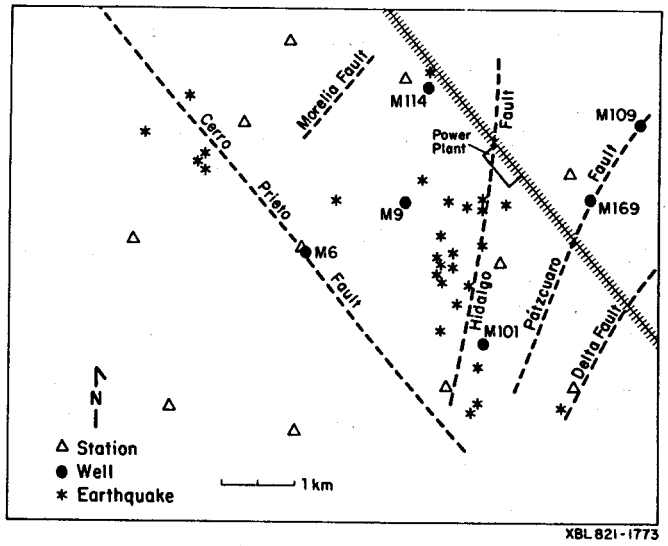
Wilt, M. J. and N. E. Goldstein, 1981. Results from two years of resistivity monitoring at Cerro Prieto, in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-11967, (this volume).



XBL 789-10723

Figure 1: Station distribution and results from 1978 survey. Note the dense station spacing relative to the CICESE array dimensions, and the lack of seismicity within the production zone.

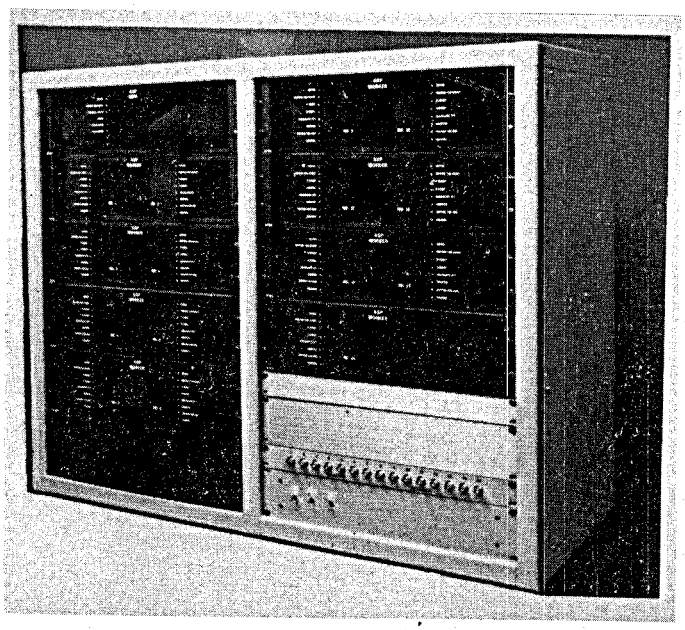
Figura 1. Distribución de estaciones y resultados del levantamiento de 1978. Nótese el denso espaciamiento de estaciones relativo a las dimensiones de la red de CICESE y la falta de sismicidad dentro de la zona de producción.



XBL 821-1773

Figure 2: Station distribution and results from 1980 survey.

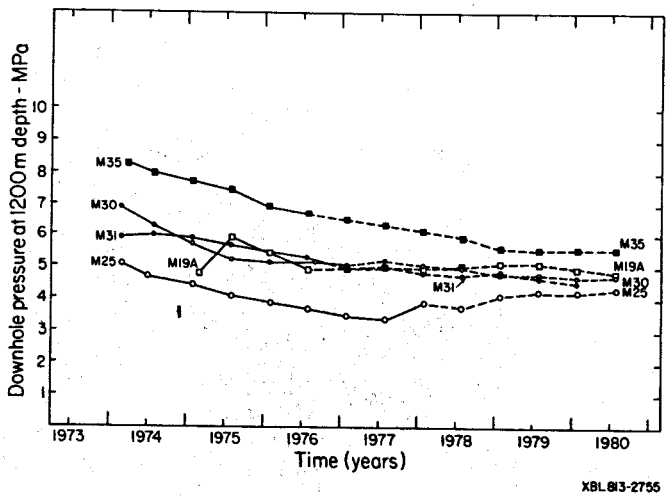
Figura 2. Distribución de estaciones y resultados del levantamiento de 1980.



CBB 803-3236

Figure 3: The Automated Seismic Processor (ASP) in field-ready state. See text for explanation.

Figura 3. El Procesador Sísmico Automático (ASP) listo para ser usado en el campo. Ver el texto para la explicación.



XBL 813-2755

Figure 4: Computed downhole pressures at 1200 m depth in production wells M-19A, M-25, M-30, M-31, and M-35 under flowing conditions (from Goyal et al., 1981).

Figura 4. Presiones de fondo de pozo computadas a 1200 m de profundidad en los pozos productores M19-A, M-25, M-30, M-31, y M-35 bajo condiciones de flujo (de Goyal et al., 1981).

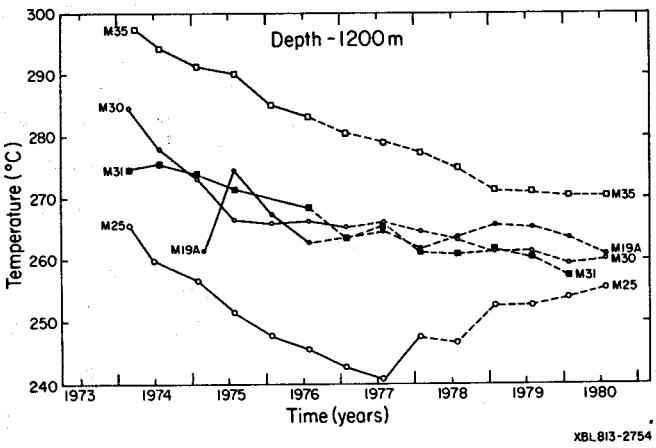


Figure 5: Computed downhole temperatures at 1200 m depth in production wells M-19A, M-25, M-30, M-21, and M-35 under flowing conditions (from Goyal et al., 1981).

Figura 5. Temperaturas de fondo de pozo computadas a 1200 m de profundidad en los pozos productores M-19A, M-25, M-30, M-31, y M-35 bajo condiciones de flujo (de Goyal et al., 1981).

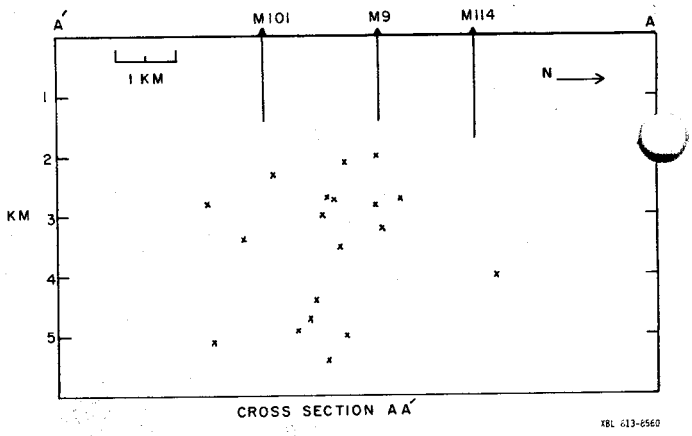


Figure 6: North-south cross section of microearthquake distribution in the Cerro Prieto production zone.

Figura 6. Corte transversal norte-sur de la distribución de microsísmos en la zona de producción de Cerro Prieto.

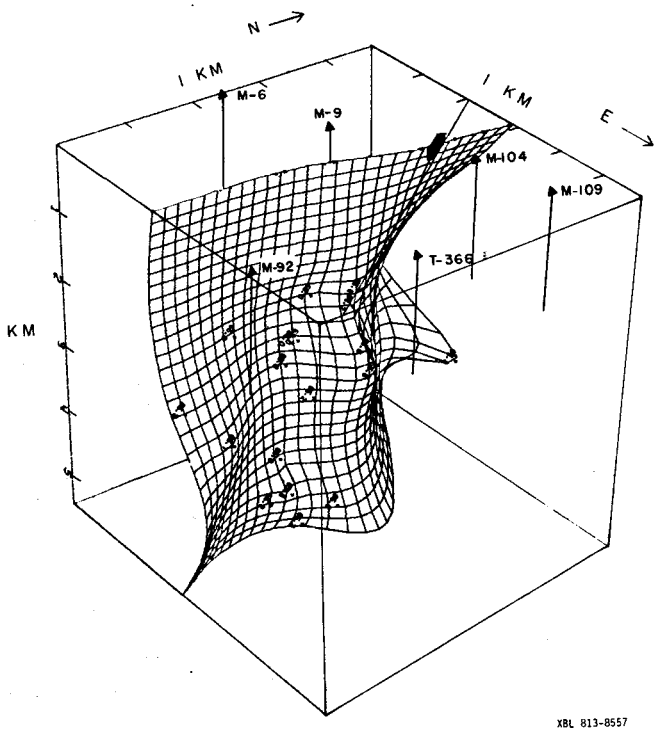


Figure 7: A 3-dimensional contouring of the microearthquake distribution in the Cerro Prieto production zone. The contoured surface was constrained at ground level by the trace of the Hidalgo fault.

Figura 7. Distribución tridimensional de microsismos en la zona de producción de Cerro Prieto. La superficie sísmica fue constreñida a coincidir con la traza de la falla Hidalgo en la superficie.

ESTUDIOS MICROSISMICOS DETALLADOS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

INTRODUCCION

Desde 1973, el Departamento de Energía (previamente Energy Research and Development Administration) a través del Lawrence Berkeley Laboratory (LBL) de la Universidad de California, y la Estación Sismográfica de Berkeley han estado investigando la utilidad de levantamientos microsísmicos detallados para delinear yacimientos geotérmicos y como ayuda en la determinación de propiedades del yacimiento (Majer, 1978; Majer y McEvilly, 1979).

Como parte de este programa, se han llevado a cabo dos levantamientos detallados en el campo geotérmico de Cerro Prieto en el norte de México. El primer levantamiento se efectuó en febrero de 1978 (Majer et al, 1978), y el segundo en diciembre de 1980. En ambos levantamientos la red tuvo dimensiones y sensibilidades totales similares, con un umbral mínimo de magnitud cercano a M_L=1.0. El levantamiento de 1978 duró 4 semanas en tanto que el de 1980 tomó 17 días. Ambos experimentos utilizaron los mismos sensores y equipo de telemetría FM, con la excepción de que en en 1980 no se usaron geófonos horizontales.

Como puede observarse en las Figuras 1 y 2, las dimensiones de las redes fueron bastante pequeñas si se las compara con el monitoreo sísmico más convencional efectuado por en Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE). Aunque se han agregado dos estaciones adicionales a la red de CICESE, el espaciamiento entre estaciones es tal que toda nuestra red puede ubicarse entre dos de las estaciones de CICESE. De nuestros estudios geotérmicos previos encontramos que para lograr suficiente precisión de localización respecto a las características tectónicas detalladas y las relacionadas a actividades de producción, es necesario tener espaciamientos entre estaciones del orden de 0.5 a 1 km. Esta densidad de estaciones provee también suficiente sensibilidad para definir patrones de sismicidad con un estudio de razonable duración.

Los datos del primer levantamiento se registraton en un grabador magnético FM analógico de 14 canales con una respuesta de frecuencia que se extinde entre CD y 80 Hz. Los datos de 1980 se digitalizaron a 100 muestras por segundo, con una resolución de 12 bits, y se analizaron en línea en el campo con el Procesador Sísmico Automático, o sistema ASP, desarrollado en LBL (McEvilly, 1980). Dicho sistema ASP se desarrolló para maximizar la eficiencia de los estudios sísmicos, permitiendo flexibilidad en los procedimientos experimentales con un mínimo del procesamineto intensivo posterior usado comunmente.

Brevemente, ASP es un sistema de procesamiento paralelo diseñado alrededor del microprocesador RCA 1802 CMOS. Es un sistema de bajo consumo de energía (1W por canal) que puede operar por largos períodos con baterías de 12 V. El sistema tiene 15 canales de datos, cada uno de los cuales detecta eventos automaticamente, mide los tiempos de llegada y amplitudes, y computa y ajusta Transformadas Rápidas de Fourier (FFT) para nivel de largo período, frecuencia de rincón, y pendiente de alta frecuencia para ondas P y S. A medida que cada canal microcomputador, o WORKER (ver Figura 3), detecta un evento, transmite la información a un microcomputador central, o BOSS, el que determina luego la naturaleza de la detección de acuerdo a criterios de validez especificados por el usuario. Luego que el BOSS determinó que un evento es un sismo de interés, utiliza los datos registrados por los WORKERS para calcular la ubicación del hipocentro, valores aproximados de b (para amplitudes P y S), categorización y conteo del evento, datos de primer movimiento de onda P, y propiedades de la fuente (momento, disminución de esfuerzo, radio de la fuente, desplazamiento de la falla, pendiente espectral de alta frecuencia) utilizando el modelo espectral de Brune (1970, 1971). Cada uno o todos los resultados procesados arriba descritos pueden imprimirse, incluyendo el conjunto de los datos del WORKER. Aunque todo el procesamiento es automático y efectuado en línea en el campo, ASP ha demostrado rendir resultados iguales en capacidad de detección y en calidad al más tradicional procesamiento de datos en el laboratorio.

TRABAJO EN CERRO PRIETO EN 1978

En la Figura 1 se observa la distribución de estaciones y los resultados del estudio de 1978. Las zonas sombreadas son áreas de actividad sísmica detectada fuera de la red, donde la exactitud de localización fue pobre. Resulta notable que la zona sombreada al sudeste de la zona de producción, a lo largo de la ruta del ferrocarril, fue la localización del evento de M_L=4.7 de febrero de 1978 que tuvo lugar al día siguiente de la finalización del estudio de 1978. Durante las 4 semanas de monitoreo se grabaron 74 eventos con timepos S-P de menos de 5 segundos. Seis de dichos eventos se localizaron fidedignamente dentro de la zona de producción. Los seis fueron parte de un enjambre de 20 eventos que ocurrieron en un período de dos días con tiempos S-P casi idénticos. Los sismos se localizaron a profundidades entre 2 y 3 km cerca de las estaciones 4 y 5. El modelo del subsuelo consistió de dos estratos sobre un semiespacio. Las velocidades P y S fueron (2.0, 0.8),(3.5, 2.0) y (5.5, 2.3) km/sec, respectivamente, con espesores de estrato de 1 y 2 km para el estrato superior y el segundo, respectivamente (areniscas y lutitas en la sección aluvial, basamento granítico). Sólo para unos pocos eventos ocurridos dentro de la red se obtuvo una cobertura azimutal adecuada para estudios de primer movimiento, proveyendo soluciones de plano de falla consistentes con desplazamiento de rumbo. Sin embargo, la ambigüedad en la solución de plano de falla no pudo resolverse entre lateral derecho sobre una falla vertical con rumbo noroeste y un

deslizamiento lateral izquierdo sobre una falla vertical con rumbo noreste.

Considerando la naturaleza tectónica general de la Depresión de Saltón, el complejo fallamiento y estructura dentro de la zona de producción de Cerro Prieto, y lo que se sabía entonces sobre la sismicidad geotérmica, fue de algún modo sorprendente que la actividad microsísmica fuera tan baja. Sin embargo, la región geotérmica de East Mesa, ubicada a unos 50 km al noreste de Cerro Prieto, también exhibe una falta de sismicidad dentro de la zona geotérmica (McEvilly y Schechter, 1978). Por otra parte, el campo geotérmico The Geysers en el norte de California es sísmicamente activo. Es importante saber si el caracter sísmico del campo varía con el tiempo, y de ser así, si estos cambios podrán relacionarse con la extracción de masa y calor que tiene lugar en el campo. Un mecanismo posible para tal comportamiento sería una extracción rápida de fluido en zonas de alta temperatura, donde insuficiente recarga podría crear localmente zonas de agotamiento parcial de agua, dando como resultado un cambio de yacimiento de una sola fase (líquida) a un sistema de dos fases. También pueden ocurrir cambios volumétricos, esfuerzos térmicos, y debilitamiento de material que provoquen actividad microsísmica dentro de las zonas de producción.

TRABAJO EN CERRO PRIETO EN 1980

La Figura 2 muestra la distribución de estaciones y los resultados del estudio mocrosísmico de noviembre-diciembre de 1980. Durante 17 días de registro se detectaron 119 eventos en más de 4 estaciones. Cuarenta de dichos eventos se localizaron dentro de la zona de producción. Veinteinueve de los 40 fueron juzgados como localizaciones de buena calidad, con errores de epicentro menores de $\pm$ 0.5 km. El error estimado en profundidad es de $\pm$ 1.0 km. Como se observa en la Figura 2, los eventos parecen ubicarse a lo largo de la zona de la falla de Hidalgo, con una pequeña tendencia a agruparse cerca del centro de la zona principal de producción. La profundidad de los sismos en esta región varió entre 2 y 5 km.

Comparando con los resultados de 1978, parece que existeiera un incremento en la actividad dentro de la zona de producción. Aunque en junio de 1980 tuvo lugar un evento de M_L=6.7, 25-30 km al sudeste del campo, no hay razón para relacionar el aparente incremento en la actividad con este evento. La actividad sísmica de la zona de producción no se halla sobre la misma zona de fallas (Victoria) que produjo el evento de magnitud 6.7. Desde la finalización del estudio de diciembre de 1980, se ha mantenido en operación una estación de monitoreo cerca del pozo M-6. Dos meses de registro mostraron que la actividad microsísmica ha permanecido constante dentro de un radio de 5-6 km (tiempos S-P menores de 1 segundo) alrededor del pozo M-6, con 2-3 eventos por día. Ocasionalmente, ha habido actividad de enjambre a unos 10-15 km de M-6 (tiempos S-P mayores de 2 segundos). Dicha actividad puede ser parte de la secuencia de réplicas del movimiento del junio de 1980; sin embargo, la actividad dentro del área del campo no muestra el índice de decaimiento característico de las secuencias de réplicas. Aunque dichas secuencias de réplicas tienden, a menudo, a migrar hacia los extremos de la falla principal, es inusual tener actividad de réplica en un sistema de fallas completamente diferente. Por otra parte, los eventos que ocurrieron dentro del campo pueden haber sido inducidos o provocados por el evento de junio de 1930 en el sentido que el aumento del los esfuerzos en los extremos de la falla Victoria que produjo dicho evento puede ser una causa de la actividad dentro del campo geotérmico, donde los materiales pueden ser mas susceptibles a la ruptura. El monitoreo de CICESE indicó poca o ninguna actividad en el otro extremo de la falla Victoria.

EFECTOS POSIBLES DEBIDOS A LA PRODUCCION

En la Figura 4 se observan los valores de presión de fondo de pozo en función del tiempo para pozos dentro de la zona principal de producción y en la región de actividad microsísmica (Goyal et al., 1981). Dichos valores fueron calculados a partir de presiones de cabezal de pozo, con corecciones por incrustaciones y diámetros variables de las tuberías. Pueden destacarse dos características importatntes. La primera es que la presión general del yacimiento disminuye con el tiempo. La segunda es que está decreciendo la diferencia de presión entre los pozos a 1200 m de profundidad. Tendencias similares pueden verse también en los valores de temperatura calculados para los mismos pozos para el nivel de 1200 m (Figura 5). Aun cuando estos valores de temperatura calculados pueden tener errores, respaldan la existencia de una tendencia hacia una disminución e igualación de presión y temperatura dentro de la zona principal de producción. Los valores de temperatura obtenidos del análisis geoquímico de las aguas de estos pozos indican también una disminución e igualación de temperaturas de la misma magnitud (Goyal et al., 1981).

Dado que ha habido un incremento en la actividad sísmica dentro de la zona de producción, que efectos tuvo, si indica esto algo, respecto a los parámetros del yacimiento? Como se expuso previamente, las áreas de disminución de presión y temperatura coinciden con las areas donde ha aumentado la actividad sísmica. El campo de vapor The Geysers en el norte de California también mostró un aumento en la actividad microsísmica al incrementar la producción (Marks et al., 1981). Indudablemente, la actividad en The Geysers está relacionada con la dinámica del sistema subhidrostático que constantemente experimenta cambios debidos a crecientes actividades de producción. Se observa evidencia del inicio de una condición similar de presión subhidrostática localizada en el campo de Cerro Prieto en la tendencia a una igualación de presiones y temperaturas en las zonas más antiguas del área de producción. Otra indicación de condición subhidrostática es la facilidad con que el pozo M-9 acepta el agua reinyectada a la región del yacimiento (M-9 es el único pozo inyector en la actualidad). Evidencia geofísica adicional referente al cambio en las condiciones del yacimeinto proviene del monitoreo de la

resistividad dipolo-dipolo que se ha efectuado en la zona de producción durante los últimos dos años (Wilt y Goldstein, 1981). Estas mediciones mostraron un incremento significante de resistividad en la zona de alta resistividad a profundidades del yacimiento en el centro de la zona de producción. Dicha área de alta resistividad en proceso de expnasión puede deberse a la expansión de una región de vapor debido a la extracción neta de fluido.

La pérdidad de masa neta por extracción de fluido puede conducir también a un cambio de volumen neto que, como fuera demostrado, se relaciona con la actividad microsísmica (McGarr, 1976). La ruptura estaría en una dirección compatible con el esfuerzo principal máximo, que es horizontal en esta región. Estudios de nivelación de primer orden mostraron un pequeño asentamiento del tereno (aproximadamente 10-20 mm) en el área del campo desde 1977, indicando que está teniendo lugar un cambio en el volumen dentro del área de producción (de la Peña, 1981). Mientras que nuestro estudio de 1978 indicó movimiento de desplazamiento de rumbo, el de 1980 también indicó fallamiento normal dentro de la zona de producción. Además, los eventos de 1978 ocurrieron en el límite de la zona de producción, asosciados posiblemente con el sistema de fallas de Cerro Prieto más que con la falla Hidalgo, la que en la actualidad parece estar controlando la sismicidad dentro del área de producción.

Mediciones de precisión de gravedad repetidas anualmente ($\pm$ 15 µgales) no indicaron un cambio dentro del área del yacimiento (Grannell et al., 1981). Por consiguiente, cualquier cambio de gravedad debido a pérdida de masa neta por la extracción de fluido puede ser compensado parcialmente por un aumento de masa debido a precipitación de minerales en la región del yacimiento (aunque habría una disminución del volumen). Mediante mediciones de gravedad pueden detectarse cambios de elevación, de sólo algunos centímetros o más, Sin embargo, los estudios de gravedad detectaron los mismos 30 cm de asentamiento y hundimiento de la superficie en el campo, ocasionado aparentemente por el sismo de magnitud 7.7 de junio de 1989. Los valores de b para microsismos dentro de la zona de producción comparados con los eventos fuera de la misma son otra indicación de que la distribución de esfuerzos es anómala dentro de la zona de producción. Durante los dos meses posteriores al sismo de junio de 1980, los eventos dentro de la zona de producción tuvieron un valor de b de 1.25, contra 0.8 para eventos fuera de dicha zona. Los microsismos en The Geysers exhiben también un valor b un poco más alto para eventos dentro de la zona de producción que para los de afuera (Majer y McEvilly, 1979; Marks et al., 1981).

Aparte de la masa, también se extrae calor de esta zona (aproximadamente 10^{17} calorías desde 1973 [Coyal et al., 1981]). Este efecto de enfriamiento puede ocasionar una acumulación de esfuerzos térmicos. Se propuso que los microsismos en regiones geotérmicas pueden ser una respuesta a la contracción térmica que aumenta el esfuerzo normal efectivo (Denlinger y Moench, 1979). Si este mecanismo está actuando, los microsismos pueden estar indicando regiones de máximo enfriamiento (contracción térmica). En un corte transversal norte-sur, el enjambre de sismos yace debajo de los pozos en producción (Figura 6). Aunque la precisión de las localizaciones de los hipocentros es de sólo 1 km, la ubicación del grupo relativa a la extensión conocida del yacimiento y las actividades del área de producción es intrigante.

Los microsismos también pueden indicar la estructura que está controlando el flujo de fluido. En la figura 7 se muestra una superficie tridimensional de las localizaciones de hipocentros en la zona principal de producción. Dicha superficie fue constreñida a coincidir con la traza de la falla Hidalgo en la superficie. La Figura 7 es una vista desde el sudeste a lo largo de la vía del ferrocarril hacia Cerro Prieto. La zona de hipocentros no corresponde necesariamente a una superficies exacta de falla, pero puede representar más bién una zona de debilidad donde puede dominar la premeabilidad de fractura y que controla la recarga-descarga de la región del yacimiento, Esta superficie sísmica coincide casi exactamente con una distribución vertical de fuente utilizada por Corwin et al. (1981) para explicar una anomalía de autopotencial (SP) centrada en el campo. Suponiendo que la anomalía de SP indica flujo de fluido (i. e., efecto de potencial electocinético) esto puede entonces ser otro índicio de que este plano de microsismos/autopotencial se relaciona con un razgo que controla el movimiento del fluido dentro de la zona de producción.

Estudios de variación de densidad dentro de la zona de producción utilizando registros geofísicos de pozo (Howard et al., 1981) muestran que hay una disminución general en la porosidad al aumentar la profundidad. Sin embargo, hay zonas locales dentro de los horizontes de producción que meustran porosidad secundaria o reducciones de densidad. Estas áreas de neta deficiencia de masa, debida posiblemente a disolución de material, se dan al este del plano de microsismo/autopotencial, terminando en este plano. Esto sugiere que fluido fluye desde el este hacia el centro de la zona de producción. Probablemente antes de comenzar la explotación, el flujo de fluido estaba controlado exclusivamente por la descarga natural, i. e., volcanes de lodo, manantiales calientes, etc. Estas áreas naturales de descargea permitirían la precipitación de minerales, formando, posiblemente, las zonas densificadas observadas en el centro de la zona principal de producción. Muchas de estas manifestaciones aparecen en la misma región que la anomalía de autopotencial. Además, los estudios repetitivos de resistividad dipolo-dipolo indican que el flujo de fluido predominante es del este al oeste, pasando por el centro de la zona de producción. Esto se refleja en el cambio de resistividad entre 1978 y 1980. Estos estudios apoyan fuertemente una invasión de fluido a profundidad nacia la base del plano microsísmico/autopotencial. Los estudios microsísmicos y de dipolo-dipolo indican que el proceso de disolución y precipitación es un fenómeno que todavía está ocurriendo dentro del área, o sea, el fallamiento activo implica que aun

pueden existir conductos que crearon esta región geotérmica.

CONCLUSION

Desde principios de 1978 parece existir un incremento en la actividad sísmica dentro de la zona de producción en Cerro Prieto. Ahora, la actividad microsísmica es más o menos constante, con una tasa de 2-3 eventos por día. Los valores de b en el campo son significativamente más altos dentro de la zona de producción que los eventos relacionados con fallas fuera de dicha zona. Los sismos parecen estar controlados por la falla Hidalgo, anque se observó un ligero agrupamiento en el centro de la zona principal de producción. Los sismos dentro del área de producción podrían reflejar la dinámica del yacimiento asociada con la extracción de calor y masa. Mecanismos tales como cambio de volumen, esfuerzos térmicos y debilitamiento de materiales asociados con ebullición (i.e., cambios de fase, disolución) pueden ser todos responsables del incremento de la actividad sísmica. Aunque se ha iniciado un pequeño programa de reinyección, las condiciones de abatimiento de presión existentes dentro del campo implicarían que el incremento de la presión de poro que resultó de las actividades de inyección no es resposnsable del incremento de la actividad sísmica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies del Departamento de Energía de los Estados Unidos bajo contrato No. W-DE-AC03-76SF00098.

Se agradece la ayuda del personal de la CFE durante nuestro experimento de campo.

MAGNETOTELLURIC STUDIES AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

W. M. Goubau and N. E. Goldstein
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

and

J. Clarke
Department of Physics
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

INTRODUCTION

During three years of magnetoteluric surveying, we have acquired data at 26 sites distributed over 190 km^2 around the production area (Figure 1). The MT studies were undertaken to provide subsurface resistivity data to supplement the dipole-dipole and Schlumberger dc resistivity surveys conducted by LBL and CFE, respectively. In particular, we were hopeful that the MT technique would give us better information on basement depth and configuration than the other methods. As we shall see below, our results far exceeded this modest aspiration.

THE METHOD

The magnetotelluric method involves the determination of the surface impedance tensor $\underline{\underline{Z}}(\omega)$ of the earth over a wide range of frequencies, typically 10^{-3} to 10^{2} Hz. The signal is provided by naturally occuring electrical currents in the ionosphere and magnetosphere that create plane-wave electromagnetic radiation. The time-varying magnetic fields $\underline{\underline{H}}(t)$ induce currents in the earth that give rise to horizontal electric fields $\underline{\underline{E}}(t)$ whose components are related to the magnetic field through the impedance tensor $\underline{\underline{Z}}(\omega)$ where,

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega), \quad (1)$$

and

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega). \quad (2)$$

$\underline{\underline{E}}(\omega)$ and $\underline{\underline{H}}(\omega)$ are the Fourier components of $\underline{\underline{E}}(t)$ and $\underline{\underline{H}}(t)$. To determine $\underline{\underline{Z}}(\omega)$ experimentally, we use the remote reference technique (Gamble et al., 1979a, 1979b, 1980) In remote reference MT, one makes simultaneous magnetic measurements at a base and a reference station located several kilometers apart and cross-correlates $E(\omega)$ and $H(\omega)$ at the base station with the reference magnetic fields $R(\omega)$. Ignoring the dependence on ω for the sake of brevity, the impedance tensor is determined by solving the two pairs of equations

$$\overline{E_x R_x^*} = Z_{xx}\overline{H_x R_x^*} + Z_{xy}\overline{H_y R_x^*}, \quad (3)$$

$$\overline{E_x R_y^*} = Z_{xx}\overline{H_x R_y^*} + Z_{xy}\overline{H_y R_y^*}, \quad (4)$$

and

$$\overline{E_y R_x^*} = Z_{yx}\overline{H_x R_x^*} + Z_{yy}\overline{H_y R_x^*}, \quad (5)$$

$$\overline{E_y R_y^*} = Z_{yx}\overline{H_x R_y^*} + Z_{yy}\overline{H_y R_y^*}, \quad (6)$$

where * denotes complex conjugate, and the bar denotes an average over data records and/or a narrow band of frequencies.

When the conductivity of the earth varies laterally, the incident electromagnetic fields also induce a vertical component of magnetic field $H_z(\omega)$ that is related to $\underline{\underline{H}}(\omega)$ through the tipper $\underline{\underline{T}}(\omega)$:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y. \quad (7)$$

The tipper is an extremely useful function for locating lateral discontinuities caused by faulting. In practice, we determine $\underline{\underline{T}}$ with the remote reference method by solving the equations

$$\overline{H_z R_x^*} = T_x\overline{H_x R_x^*} + T_y\overline{H_y R_x^*}, \quad (8)$$

and

$$\overline{H_z R_y^*} = T_x\overline{H_x R_y^*} + T_y\overline{H_y R_y^*}. \quad (9)$$

EXPERIMENTAL PROCEDURE

To detect the magnetic fields, we use very sensitive ($\approx 10^{-5}$ nT/$\sqrt{Hz}$) 3-component SQUID

magnetometers (Clarke et al., 1976). The horizontal components of the electric field are found by measuring the voltage between pairs of buried Cu-$CuSO_4$ electrodes, usually separated by 200 m. Signals from the remote reference magnetometers are telemetered via FM radio to the recording vehicle at the base station. All seven channels of signals (E_x, E_y, H_x, H_y, H_z, R_x, R_y) are recorded digitally on a Gould 6000 data logger sampling at 1 Hz, thus preserving the longer period data for later analysis. Simultaneously, the shorter-period signals are band-pass filtered and analyzed directly in the field by means of an LSI-11 mini-computer. The computer permits us to carry out real-time processing of data in the 10^{-2} to 40 Hz range. The in-field analysis provides estimates of the apparent resistivities

$$\rho_{ij} = 0.2\ |Z_{ij}|^2/f, i,j=x,y$$

tipper components T_x and T_y, as well as the variances of these estimates (ρ_{ij} in ohm-m and $f = \omega/2\pi$). This is a cost-efficient procedure because it substantially reduces post-field analysis costs while also giving an immediate indication of data quality.

In the LBL MT system, some post-field data processing is required. First, we process the Gould 6000 data for all sites. Then, we combine data for all frequencies and station locations to find a regional strike, defined as the direction in which the conductivity of the region spanned by the survey has the greatest invariance (Gamble et al., 1981). The regional strike may be determined in two ways: either from the tipper data, or from the impedance data. The tipper-derived regional strike, sometimes called the tipper strike, is the direction along which the quantity

$$A(\theta) = \sum_i W_i\ |T_x(\theta)|^2 \qquad (10)$$

is a minimum. Here, the summation is over all frequencies and station locations, θ is the angle between the measurement coordinates and the strike, and W_i is a rotationally invariant weight given by

$$W_i = g(T)\sigma_i^{-2}(T). \qquad (11)$$

In Equation 11, T is the period and σ_i is the variance in the estimate of $|T_x|$. The function g(T) turns out to be a relatively unimportant factor that we introduced to weigh the value of T_x by the electromagnetic wave penetration depth in the earth at period T. We have found essentially no difference in the strike determination using the three different factors $g(T) = 1$, $T^{1/2}$, and $T^{3/2}$. The tipper strike angle θ_T is given by

$$\theta_T = \frac{1}{2}\tan^{-1}\ \frac{2\sum_i \text{Real}\ (T_{xi}T^*_{yi})W_i}{\sum_i(|T_{xi}|^2 - |T_{yi}|^2)W_i}\ . \qquad (12)$$

To find the impedance strike angle θ_Z, we minimize

$$B(\theta_Z) = \sum_i W_i(|Z_{xxi}|^2 + |Z_{yyi}|^2), \qquad (13)$$

$$W_i = g(T)[\sigma_i^2(Z_{xx}) + \sigma_i^2(Z_{yy})]^{-1}\ . \qquad (14)$$

The impedance strike angle θ_z is given by

$$\theta_z = \frac{1}{4}\tan^{-1}\ \frac{2\sum_i \text{Real}(Z_{xyi} + Z_{yxi})(Z^*_{yyi} - Z^*_{xxi})W_i}{\sum_i |Z_{xyi} + Z_{yxi}|^2 - |Z_{yyi} - Z_{xxi}|^2 W_i}\ . \qquad (15)$$

Equation (15) yields the minimum for $B(\theta_Z)$ in the range $-\pi/2$ to $\pi/2$. To obtain a unique strike, we choose the angle that lies within 45° of θ_T. If the conductivity of the earth has significant three dimensional structures, θ_T and θ_Z will, in general, be different. However, of the two angles, θ_Z tends to agree better with the geologic regional strike defined by mountain ranges and dominant faults. Therefore, in presenting our MT data, we usually choose a coordinate system with one axis defined by the impedance strike. All our results are presented in a right-handed coordinate system with +z down and +x along the strike.

RESULTS

At Cerro Prieto, we were able to establish a relatively well-defined strike of N27W ± 1.5° (magnetic). Not surprisingly, this direction is very close to the geologic grain defined by traces of the major strike-slip faults (Cerro Prieto and Imperial) and by the range-bounding Cucapá fault. Because the earth around the geothermal field is not strictly two-dimensional, the tipper relationship (Equation 7) becomes a useful means for mapping important, local 3-D effects.

As noted elsewhere (Gamble et al., 1979c, Gamble et al., 1980) the data along Line D-D' were strongly two-dimensional in character. After several forward modeling iterations to fit the MT data, supported by the dc dipole-dipole interpretation (Wilt et al., 1980), we developed the subsurface resistivity model shown in Figure 2. From the left side of the figure, the first three vertical boundaries correspond respectively to traces of the Cucapá, Cerro Prieto, and Michoacán faults. The fourth vertical boundary is a somewhat artificial boundary that we had to introduce to fit the data. We now believe it to represent a hydrological effect, possibly the influx of cooler, less saline Colorado River water from the east. It is doubtful that this feature extends as deeply as shown in our model.

Between the Cucapá Mountains and the Cerro Prieto volcano, we see a deep basin confirmed by gravity and seismic reflection and interpreted

to contain marine and pro-delta sediments overlying possible volcanic rocks at a depth of 2 km. Beneath the Cerro Prieto volcano, we observe a zone of relatively resistive rocks (3 ohm-m) at shallow depth which correlates with a local gravity maximum. We believe that both the enhanced resistivity and density are caused by a combination of hydrothermally altered sediments (Elders et al., 1979a and 1979b) and relatively shallow basement rocks, the latter intersected by well M-96 near Station 4 (Prián, 1979). Drill hole and seismic data near this line show generally lower temperature rocks (150°C at 2700m) and a basement high (<2500 depth to basement).

A detailed, numerical, two-dimensional interpretation did not seem to be warranted for Line E-E' which passes over the main production area. Tipper results at stations along this line indicated major inhomogeneities lying outside the vertical plane defined by the line of stations. Unable to perform a rigorous 3-D numerical interpretation of the data, Gamble et al. (1980) inductively derived a resistivity model consistent with general features of the data. Viewed along Line E-E' (Figure 3), the model bears a close resemblance to the two dimensional model of Line D-D'. However, parallel to regional strike, along Line F-F', they envisioned a narrow resistive zone (10 ohm-m), striking north-south, with its apex several hundred meters beneath the power plant, plunging southward at a shallow angle (Figure 4). Although their interpretation was considered at first to be speculative, the model was substantiated by drill hole geology and resistivity logs (S. Halfman, 1981, personal communication). For example, the dashed curve in Figure 5 is the resistive body obtained by Gamble replotted and shown in relation to the A/B contact. This contact, somewhat gradational in nature, is accepted as the boundary between unconsolidated deltaic sediments (Unit A) and consolidated ones (Unit B); the latter boundary is now recognized to be the top of the zone of hydrothermal metamorphism (Elders et al., 1979a and 1979b). The resistive zone is also aligned roughly with the axis of a large self-potential anomaly (Corwin et al., 1980) that may be caused by a combination of thermal and fluid flow effects.

Having thus established an interest for tracing this plunging zone to the south, we added a number of new stations in 1980, including the stations along Line G-G' (Figure 1). Figure 6 is an apparent resistivity pseudosection along G-G' where the data are rotated to represent the condition of the electric field parallel to regional strike, approximately perpendicular to the figure. The pseudosection in Figure 7 is for the same data with the electric field perpendicular to the regional strike. In many respects, these two pseudosections share qualitative similarities to data taken on the other NE-SW lines. The apparent differences in the two pseudosections is typical of areas with complex resistivity structures.

On Line G-G' we see clearly the effect of the surface conductor in the area of the thermal manifestations, near the Laguna Volcano (Stations 18 and 20). We also observe a pronounced vertical boundary near Station 23, 2 km SE of Nuevo León. In their Schlumberger resistivity survey, Razo et al. (1980) observed the same discontinuity and ascribed it to a NW-SE striking fault. Although we have no other evidence for a fault in this direction, Line G-G' does cross the trace of the NE-SW Delta fault in this area. However, it may not be necessary to invoke a fault boundary to explain the discontinuity. Perhaps these data may indicate a hydrologic boundary characterized by a wedge of cooler Colorado River delta water encroaching from the east-north-east. The shape of the ρ_{yx} contours at long period at Stations 23 and 25 suggest that a hotter, more conductive zone may occur at depth, either within the relatively cool delta waters or below them.

To complement the apparent resistivity pseudosections, Figures 8 and 9 show the tipper amplitudes T_y and T_x. T_y is proportional to the inclination of the total magnetic field vector perpendicular to geologic strike; T_x is the corresponding function parallel to geologic strike. The large values of T_y at Station 21 (Figure 8) are caused by the contrast between the resistive Cucapá Mountains and the conductive sediments. This effect has been observed on all lines. The anomalously large tipper at 1 Hz beneath Stations 18 and 22 (Figure 9) may be caused by the plunging resistive zone postulated by Gamble et al. (1979c), and confirmed by later drilling results. If the region around Line G-G' were nearly two-dimensional, the tipper component T_x (Figure 9) should be nearly zero at all frequencies. In fact, it is not, thereby indicating a northeast-southwest trending inhomogeneity near the line. We note that high tipper values run across the entire line of stations. This suggest a fairly continuous structure, possible shallow basement (as found in Well S-262) or more resistive sediments extending from Line G-G' southward.

In Figures 10 and 11, the tippers T_x and T_y are presented in plan view for f = 1 Hz. We observe immediately the regional geological/hydrological complexity at a depth of 500 to 1000 m, the approximate depth of penetration of 1 Hz electromagnetic waves. T_y (Figure 10) is sensitive to resistivity features parallel to regional strike: the Cucapá range (A); a thick, conductive basin (B); the resistive zone enclosing the reservoir (C); and a complex effect reflecting the encroachment of colder Colorado River waters in a very thick sedimentary pile (D). The cause of the large value of T_y at Station 23 is not yet known.

T_x (Figure 11) brings out the three-dimensional complexities. The maximum in the center is caused by the hydrothermal alteration zone coming close to the surface. The high values running along Line G-G' could represent a boundary, either shallower basement or waters of different composition and temperature. Whether this represents a boundary for the reservoir is a particularly important matter that deserves further consideration.

Finally, Figure 12 shows a preliminary

interpretation of the data spanning the 12 km interval between Stations 18 and 25 (Line G-G'). Here, we have fitted the ρ_{xy} (E vector parallel-to-strike component) reasonably well around the contact (probably a gradational effect) near Station 23. The simple model shown in the insert suggests a lateral discontinuity in the vicinity of Nuevo León. This model compares very well to the observed data shown in Figure 6. However, the model does not fit well to the ρ_{yx} data set (Figure 7), indicating that the actual subsurface resistivity picture is more complex than shown.

CONCLUSIONS

The MT method has provided us with a great deal of information, some of which is supported by other geophysical techniques and drill hole results. Some of the MT data which bear on possible boundaries of the geothermal resource are more speculative at this time. However, these results are an adequate first approximation to reservoir dimensions where exploratory wells have yet to be drilled.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Geothermal and Hydropower Technologies Division of the U.S. Department of Energy under Contract Number DE-AC03-76SF00098.

The authors would like to thank Michael Wilt for his help in modeling the MT data for Line G-G', Robert Miracky for his assistance in data acquisition and processing; and the scientific staff of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto for their assistance and support of the field survey.

REFERENCES

Clarke, J., Goubau, W.M., and Ketchen, M.B., 1976, "Tunnel Junction dc SQUID: Fabrication, Operation and Performance", J. Low Temp. Phys., V.25, pp.99-144.

Corwin, R.F., Morrison, H.F., Díaz C., S., and Rodríguez B., J., 1980, "Self-potential Studies at the Cerro Prieto Geothermal Field", Geothermics, V.9, pp.39-47.

Elders, W.A., Hoagland, J.R., McDowell, S.D., and Cabo R., J.M., 1979a, "Hydrothermal Mineral Zones in the Geothermal Reservoir of Cerro Prieto", Geothermics, V.8, pp.201-210.

Elders, W.A., Hoagland, J.R., and Williams, A.E., 1979b, "Distribution of Hydrothermal Mineral Zones in the Cerro Prieto Geothermal Field of Baja California, Mexico", in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México, (Mexicali) pp.57-69.

Gamble, T.D., Goubau, W.M., and Clarke, J., 1979a, "Magnetotellurics with a Remote Magnetic Reference", Geophysics, V.44, pp.53-68.

____, 1979b, "Error Analysis for Remote Reference Magnetotellurics", Geophysics, V.44, pp.959-968.

Gamble, T.D., Goubau, W.M., Goldstein, N.E., Miracky, R., Stark, M., and Clarke, J., 1979c, "Magnetotelluric Studies at Cerro Prieto", in Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México, (Mexicali) pp.405-413.

Gamble, T.D., Goubau, W.M., Goldstein, N.E., and Clarke, J., 1980, "Reference Magnetotellurics at Cerro Prieto", Geothermics, V.9, pp.49-63.

Gamble, T.D., Goubau, W.M., Miracky, R., and Clarke, J., 1981, "Magnetotelluric Regional Strike", Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory Report No. LBL-10846. Submitted to Geophysics.

Lyons, D.J. and van de Kamp, P.C., 1979, "Subsurface Geological and Geophysical Study of the Cerro Prieto Geothermal Field", in Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, pp. 173-198.

Prián C., R., 1979, Development Possibilities at the Cerro Prieto Geothermal Area, Baja California Norte", in Proceedings of the Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, pp.146-161.

Puente, C., I., and A. de la Peña L., 1979 "Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field," Geothermics, V. 8, No. 3/4, pp. 155-176.

Razo M., A., Arellano G., F., and Fonseca L., H., 1980, "CFE Resistivity Studies at Cerro Prieto", Geothermics, V.9, pp.7-11.

Wilt, M.J., Goldstein, N.E., and Razo M., A., 1980, "LBL Resistivity Studies at Cerro Prieto", Geothermics, v.9, pp. 15-26.

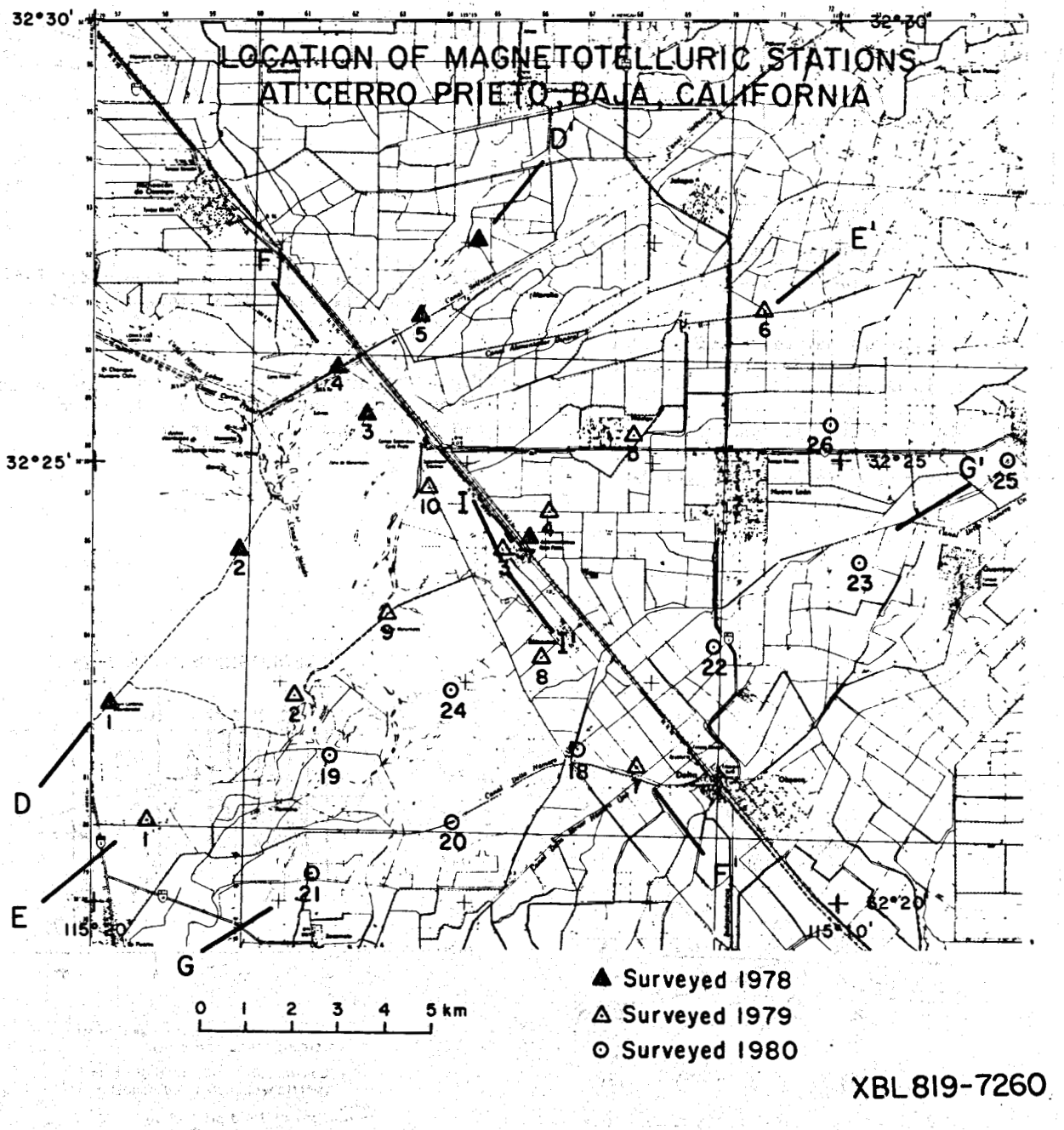


Figure 1. Location of Magnetotelluric Stations at Cerro Prieto, Baja California.

Figura 1. Ubicación de las estaciones magnetotelúricas en Cerro Preito.

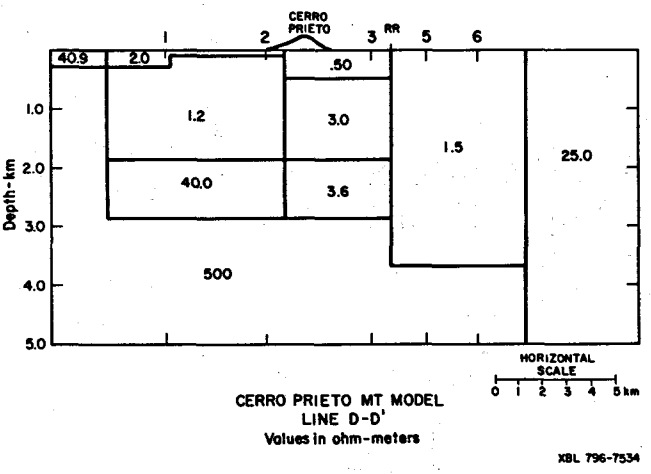


Figure 2. Two-dimensional resistivity model along line D-D' derived from magnetotelluric data. Values in ohm-meters.

Figura 2: Modelo de resistividad tridimensional a lo largo de la Línea D-D' derivado de los datos magnetotelúricos. Valores dados en ohm-m.

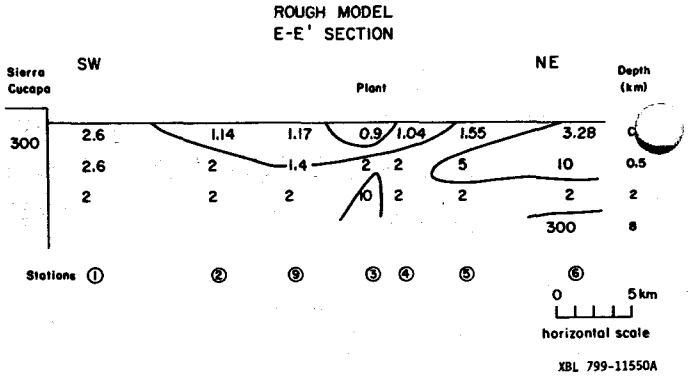


Figure 3. Approximate subsurface model inferred from magnetotelluric data along line E-E'. Values in ohm-meters.

Figura 3: Modelo aproximado del subsuelo inferido de datos magnetotelúricos a lo largo de la Línea E-E'. Valores dados en ohm-m.

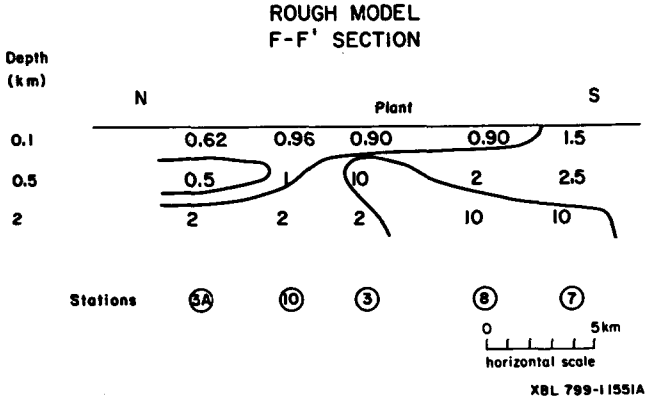


Figure 4. Approximate subsurface model inferred from magnetotelluric data along line F-F'. Values in ohm-meters.

Figura 4: Modelo aproximado del subsuelo inferido de datos magnetotelúricos a lo largo de la Línea F-F'. Valores dados en ohm-m.

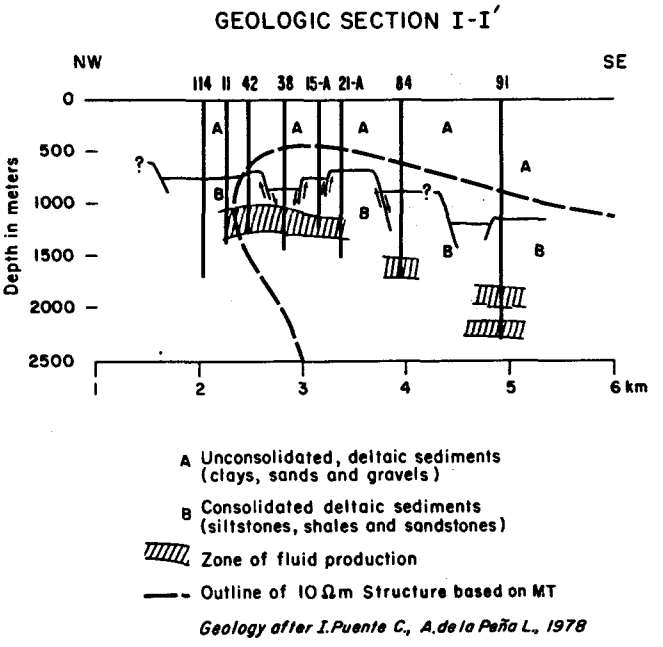


Figure 5. Outline of the 10 ohm-m structure of Figure 4 plotted in relation to the A/B contact. The geologic section I-I' is from Puente C., I., and de la Peña L., A., 1978.

Figura 5: Contorno de la estructura de 10 ohm-m de la Figura 4 trazada en relación al contacto A/B. La sección geológica I-I' es de Puente, y de la Peña, 1978.

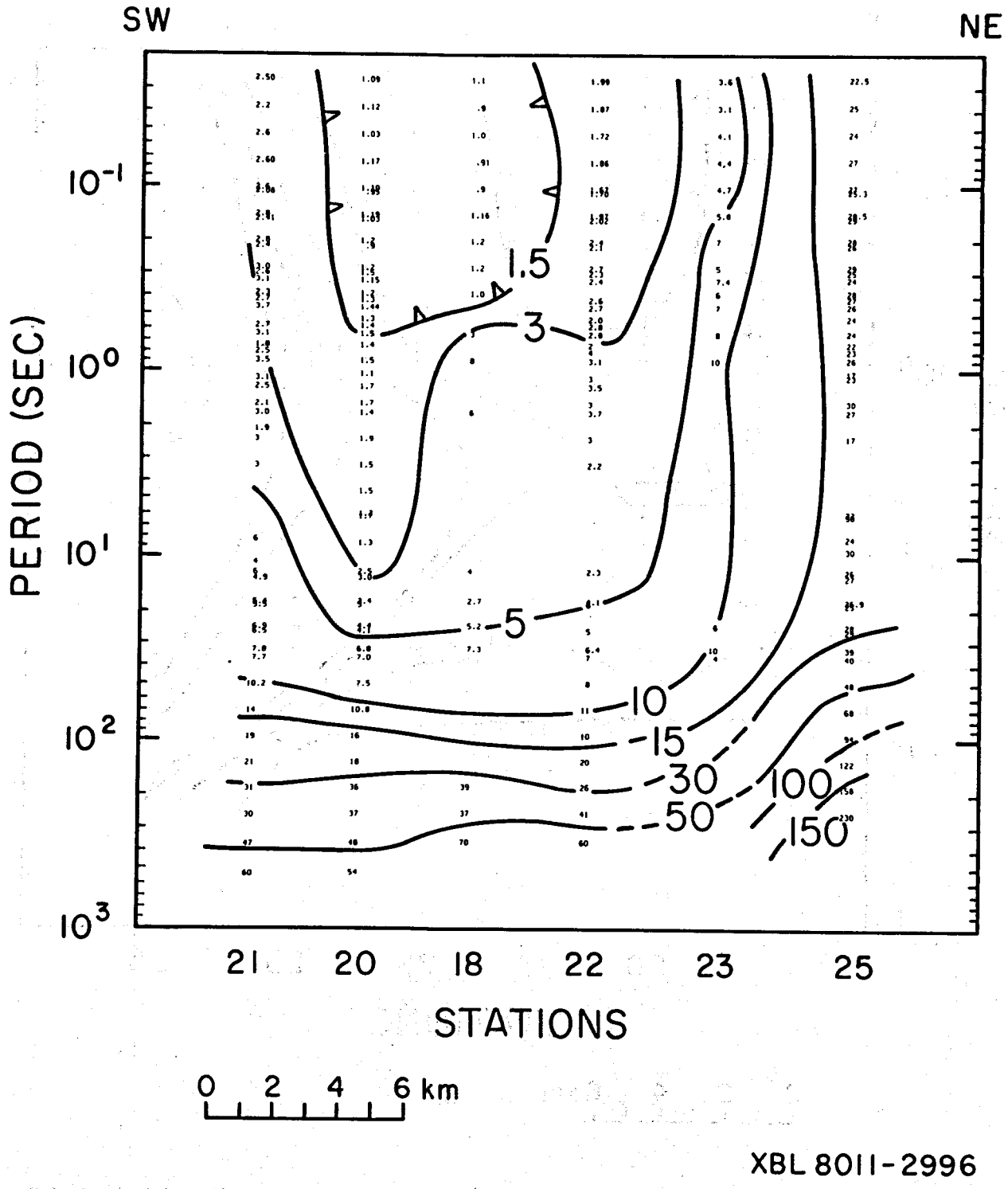
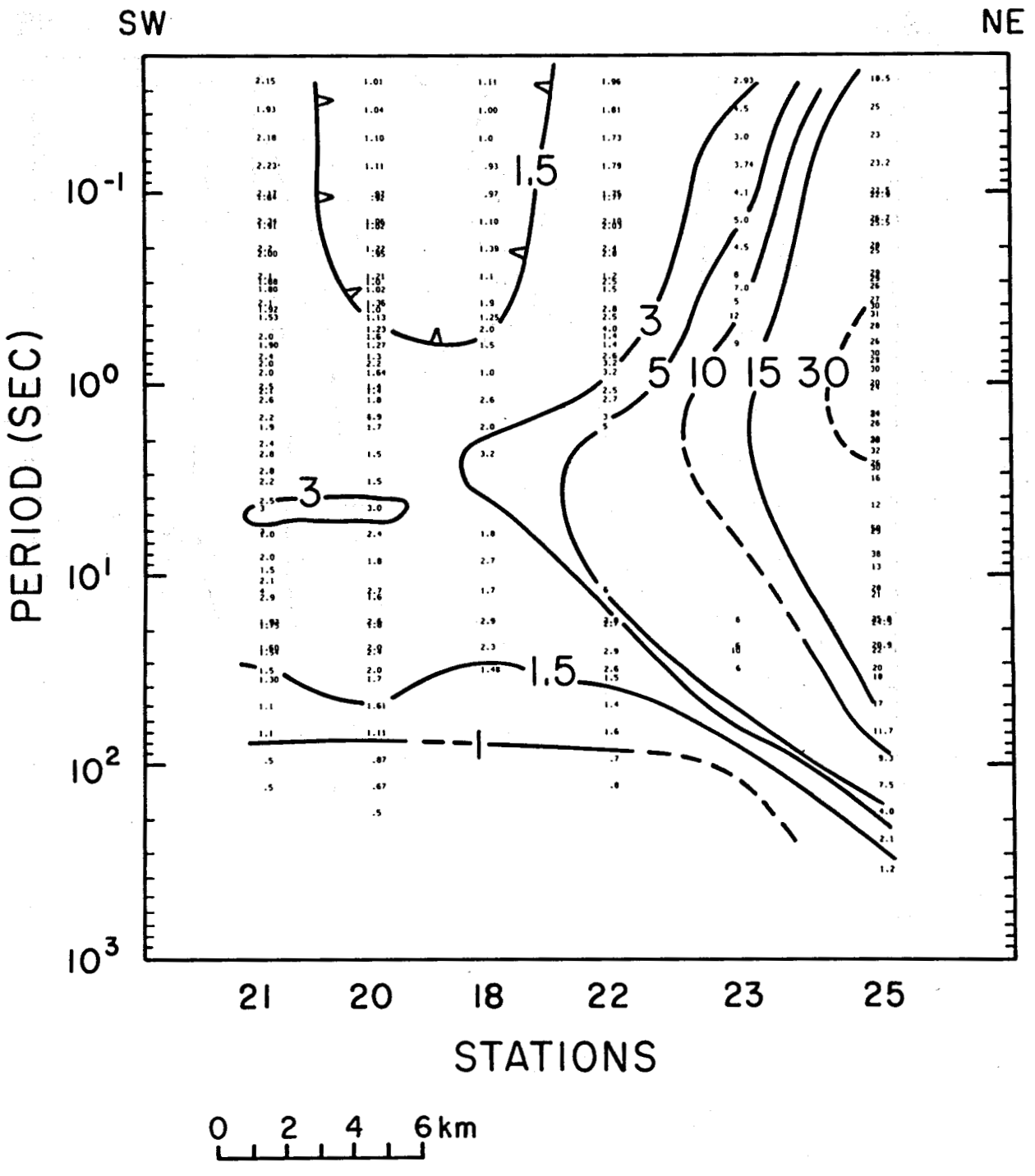


Figure 6. Apparent resistivity pseudosection along line G-G'. Electric field parallel to regional strike, which is approximately perpendicular to the figure. Values in ohm-m.

Figura 6. Seudosección de resistividad aparente a lo largo de la Línea G-G'. El campo eléctrico es paralelo al rumbo regional, que es aproximadamente perpendicular a la figura. Valores en ohm-m.



XBL 8011-2995

Figure 7. Apparent resistivity pseudosection along line G-G'. Electric field perpendicular to regional strike, or approximately in the plane of the section. Values in ohm-m.

Figura 7. Seudosección de resistividad aparente a lo largo de la Línea G-G'. El campo eléctrico es perpendicular al rumbo regional o aproximadamente en el plano de la sección. Valores dados en ohm-m.

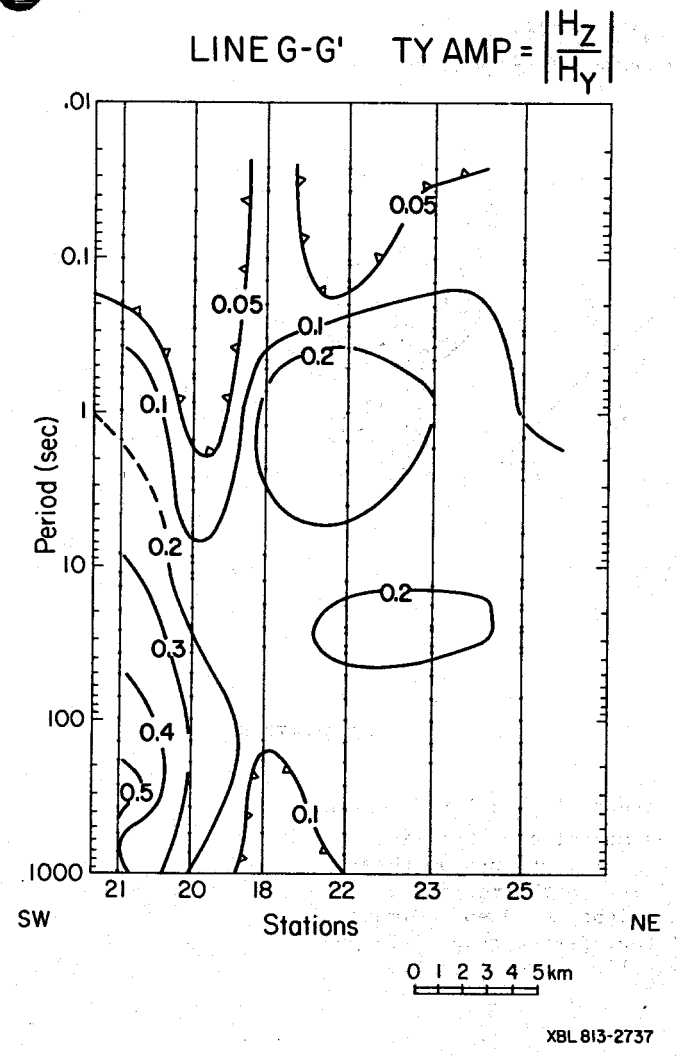


Figure 8. Tipper amplitude, T_y, along line G-G'. Horizontal magnetic field, H_y, is approximately parallel to line G-G' and H_z is the vertical component.

Figura 8: Amplitud de tipper, T_y, a lo largo de la Línea G-G'. El campo magnético horizontal, H_y, es aproximadamente paralelo a la Línea G-G', y H_z es la componente vertical.

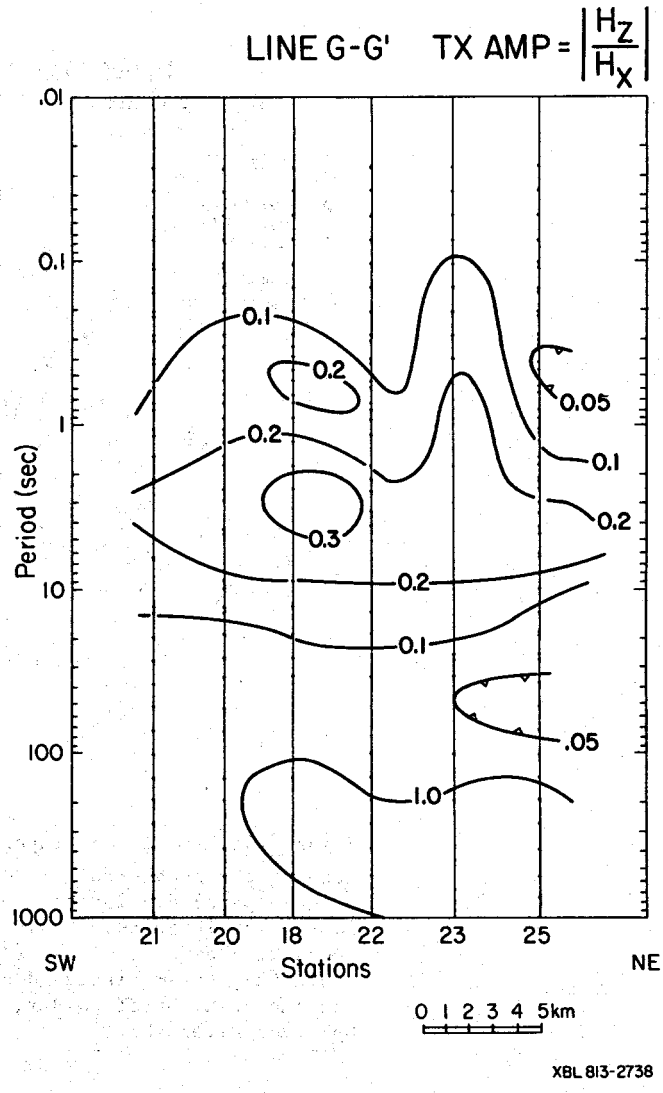


Figure 9. Tipper amplitude, T_x, along line G-G'. Horizontal magnetic field, H_x, is approximately perpendicular to the section and H_z is the vertical component.

Figura 9. Amplitud de tipper, T_x, a lo largo de la Línea G-G'. El campo magnético horizontal, H_x, es aproximadamente perpendicular a la sección, y H_z es la componente vertical.

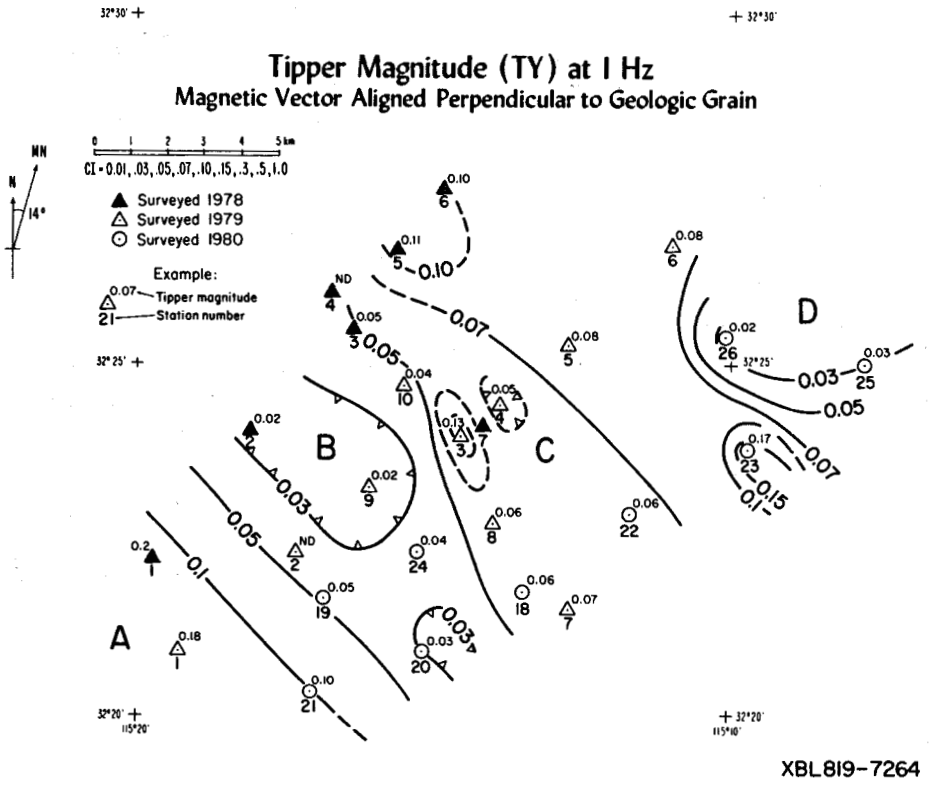


Figure 10. Map of the tipper amplitude, T_y, at 1 H_z over the area of the geothermal field. The magnetic vector is aligned perpendicular to geologic grain, or in a northeast-southwest direction. T_y is sensitive to the resistive rocks of the Cucupá Range (A), an elongate, deep sedimentary basin (B), the resistive dome of the reservoir apex (C) and the encroachment of colder, less saline water from the Colorado River (D).

Figura 10. Mapa de la amplitud de tipper, T_y, a 1 H_z en el área del campo geotérmico. El vector magnético está alineado perpendicularmente al grano geológico, o en una dirección noreste-sudoeste. Cucapá (A), una cuenca sedimentaria elongada y profunda (B), el domo resistivo del ápice del yacimiento (C), y la invasión de las aguas del Río Colorado, más fría y menos salinas (D).

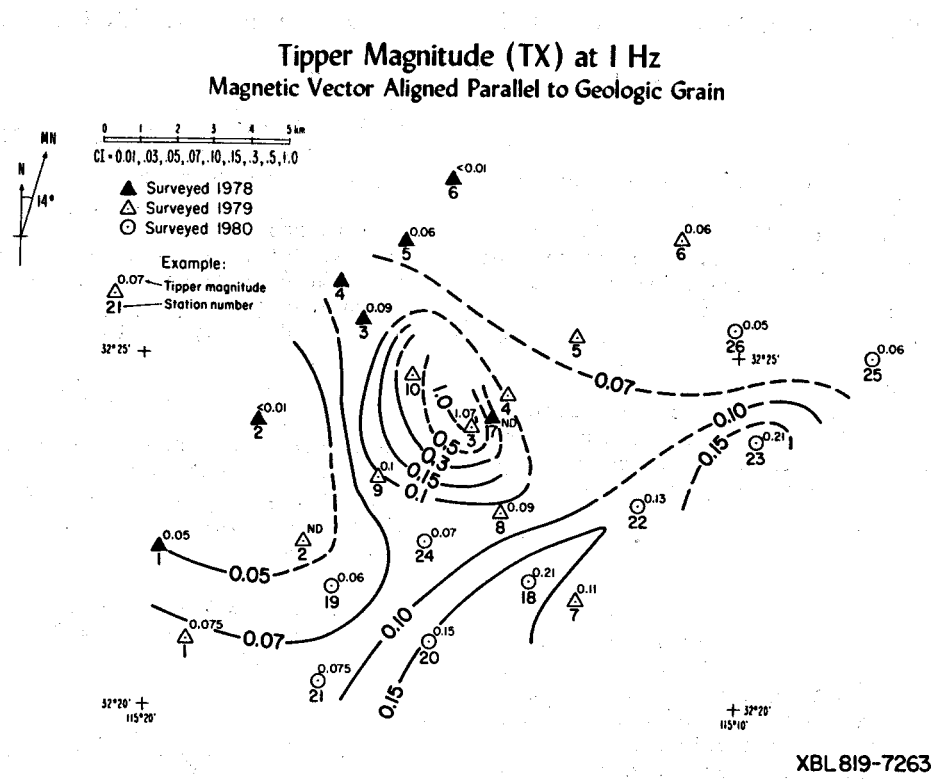


Figure 11. Map of the tipper amplitude, T_x, at 1 H_z over the area of the geothermal field. The magnetic vector is aligned parallel to geologic grain, or in a northwest-southeast direction.

Figura 11. Mapa de la amplitud de tipper, T_x, a 1 H_z en el área del campo geotérmico. El vector magnético está alineado paralelo al grano geológico o en una dirección noroeste-sudeste.

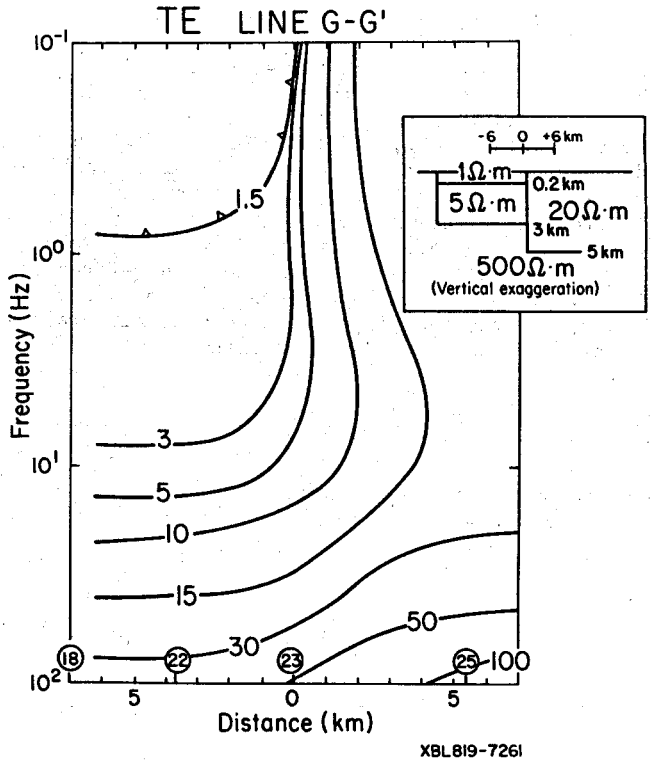


Figure 12. Preliminary interpretation of data along line G-G' based on the electric field parallel to strike component. The modeled results shown here may be compared to the observed data shown in Figure 6. Values in ohm-meters.

Figura 12: Interpretación preliminar de los datos a lo largo de la Línea G-G' basada en el campo eléctrico paralelo a la componente de rumbo. Los resultados modelados mostrados aquí pueden compararse con los datos observados que se muestran en la Figura 6. Valores dados en ohm-m.

ESTUDIOS MAGNETOTELURICOS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

INTRODUCCION

Durante tres años de levantamiento magnetotelúrico (MT), hemos registrado datos en 26 estaciones distribuidas sobre 190 km^2 alrededor de la zona de producción (Figura 1). Los estudios MT se efectuaron para obtener datos de resistividad del subsuelo con el objeto de suplementar los levantamientos de resistividad dipolo-dipolo y Schlumberger (cc) efectuados por LBL y CFE respectivamente. En particular, esperábamos que la técnica MT nos daría mejor información que los otros métodos acerca de la profundidad y configuración del basamento. Como veremos más abajo, nuestros resultados excedieron considerablemente esta modesta aspiración.

METODOLOGIA

El método magnetotelúrico involucra la determinación del tensor de impedancia de la superficie de la tierra $\underline{\underline{Z}}(\omega)$ sobre un ancho intervalo de frecuencias, típicamente 10^{-3} a 10^{2} Hz. La señal es causada por corrientes eléctricas naturales en la ionosfera y magnetosfera, que crean radiación electromagnética en forma de ondas planas. Las variaciones del campo magnético con el tiempo $\vec{H}(t)$ inducen corrientes en la tierra que dan origen a campos eléctricos horizontales $\vec{E}(t)$ cuyos componentes están relacionados con el campo magnético a través del tensor de impedancia $\underline{\underline{Z}}(\omega)$, donde

$$E_x(\omega) = Z_{xx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{xy}(\omega)H_y(\omega), \qquad (1)$$

y

$$E_y(\omega) = Z_{yx}(\omega)H_x(\omega) + Z_{yy}(\omega)H_y(\omega). \qquad (2)$$

$\vec{E}(\omega)$ y $\vec{H}(\omega)$ son los componentes Fourier de $\vec{E}(t)$ y $H(t)$. Para determinar $\underline{\underline{Z}}(\omega)$ experimentalmente, utilizamos la técnica de referencia remota (Gamble et al., 1979a, 1979b, 1980). En MT de referencia remota se hacen mediciones magnéticas simultáneas en la base y en una estación de referencia ubicada a various kilómetros de distancia y se correlacionan $E(\omega)$ y $H(\omega)$ de la estación base con los campos magnéticos de referencia $R(\omega)$. Ignorando la dependencia de ω para ser breve, el tensor de impedancia se determina resolviendo los dos pares de ecuaciones

$$\overline{E_x R_x^*} = Z_{xx}\overline{H_x R_x^*} + Z_{xy}\overline{H_y R_x^*}, \qquad (3)$$

$$\overline{E_x R_y^*} = Z_{xx}\overline{H_x R_y^*} + Z_{xy}\overline{H_y R_y^*}, \qquad (4)$$

y

$$\overline{E_y R_x^*} = Z_{yx}\overline{H_x R_x^*} + Z_{yy}\overline{H_y R_x^*}, \qquad (5)$$

$$\overline{E_y R_y^*} = Z_{yx}\overline{H_x R_y^*} + Z_{yy}\overline{H_y R_y^*}, \qquad (6)$$

donde * denota complejo conjugado y la barra denota un promedio sobre registros de datos y/o una banda angosta de frecuencias.

Cuando la conductividad de la tierra varía lateralmente, los campos electromagnéticos incidentes también inducen una componente vertical de campo magnético $H_z(\omega)$ que se relaciona con $\vec{H}(\omega)$ a través del tipper $\vec{T}(\omega)$:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \qquad (7)$$

El tipper es una función extremadamente útil para localizar discontinuidades laterales ocasionadas por fallas. En la práctica, determinamos $\vec{T}$ con el método de referencia remota resolviendo las ecuaciones

$$\overline{H_x R_x^*} = T_x\overline{H_x R_x^*} + \overline{T H_y R_x^*} \qquad (8)$$

y

$$\overline{H_z R_y^*} = T_x\overline{H_x R_y^*} + T_y\overline{H_y R_y^*} \qquad (9)$$

Procedimiento Experimental

Para detectar los campos magnéticos, utilizamos magnetómetros SQUID de 3 componentes muy sensibles ($\simeq 10^{-5}$ nT/$\sqrt{\text{Hz}}$) (Clarke et al., 1976). Las componentes horizontales del campo eléctrico se obtienen midiendo el voltaje entre pares de electrodos de Cu - $CuSO_4$ enterrados, generalmente con una separación de 200 m. Las señales de los magnetómetros de referencia remota se transmiten vía radio FM al vehículo registrador de la estación base. Los siete canales de señales (E_x, E_y, H_x, H_y, H_z, R_x, R_y) se grabaron digitalmente en un registrador de datos Gould 6000 muestreando a 1 Hz, preservando de este modo los datos con períodos más largos para análisis posteriores. Simultaneamente, las señales de período corto se filtran con pasabandas y se analizan directamente en el campo por medio de un mini-computador LSI-11. El computador nos permite llevar a cabo procesamiento de datos en tiempo real en el intervalo de frecuencias de 10^{-2} a 40 Hz. El análisis en el campo provee estimaciones de las resistividades aparentes

$$\rho_{ij} = 0.2|Z_{ij}|^2/f, \qquad i,j = x,y$$

de las componentes del tipper T_x y T_y, así como las varianzas de estas estimaciones (ρ_{ij} en ohm-m y $f=\omega/2\pi$). Este es un procedimiento eficiente en cuanto a costo porque reduce sustancialmente los costos de análisis posteriores mientras que proporciona también una indicación inmediata de la calidad de los datos.

En el sistema de LBL se requiere algún procesamiento posterior de datos. Primero, procesamos los datos registrados con el Gould 6000 para todos las estaciones. Luego, combinamos datos pa-

ra todas las frequencias y localizaciones de estación para encontrar un rumbo regional, definido como la dirección en la cual la conductividad de la región cubierta por el relevamiento tiene la ayor invariancia (Gamble et al., 1981). El rumbo egional puede determinarse de dos maneras: o de los datos del tipper o de los datos de impedancia. El rumbo regional derivado del tipper, llamado algunas veces el rumbo de tipper, es la dirección a lo largo de la cual la cantidad

$$A(\theta) = \sum_i W_i |T_x(\theta)|^2 \qquad (10)$$

es un mínimo. Aquí, la sumatoria es sobre todas las funciones y localizaciones de estación, θ es el ángulo entre las coordenadas de medición y el rumbo, y W_i es un peso rotacionalmente invariante dado por

$$W_i = g(T)\sigma_i^{-2}(T) \qquad (11)$$

En la ecuación 11, T es el período y σ_i es la varianza en la estimación de $|T_x|$. La función $g(T)$ resulta ser un factor de relativamente poca importancia que introdujimos para pesar el valor de T_x por la profundidad de penetración de onda electromagnética en la tierra a períodos T. Esencialmente no hemos encontrado diferencia en la determinación del rumbo utilizando tres factores diferentes: $g(T) = 1$, $T^{1/2}$ y $T^{3/2}$. El ángulo del rumbo de tipper θ_T está dado por

$$\theta_T = \frac{1}{2}\tan^{-1}\frac{2\sum_i \text{Real}\,(T_{xi}T^*_{yi})W_i}{\sum_i (|T_{xi}|^2 - |T_{yi}|^2)W_i} \qquad (12)$$

Para encontrar el ángulo del rumbo de impedancia θ_Z, minimizamos

$$B(\theta_Z) = \sum_i W_i(|Z_{xxi}|^2 + |Z_{yyi}|^2), \qquad (13)$$

$$W_i = g(T)\left[\sigma_i^2(Z_{xx}) + \sigma_i^2(Z_{yy})\right]^{-1}. \qquad (14)$$

El ángulo de rumbo de la impedancia θ_z está dado por

$$\theta_z = \frac{1}{4}\tan^{-1}\frac{2\sum_i \text{Real}(Z_{xyi} + Z_{yxi})(Z^*_{yyi} - Z^*_{xxi})W_i}{\sum_i |Z_{xyi} + Z_{yxi}|^2 - |Z_{yyi} - Z_{xxi}|^2 W_i} \qquad (15)$$

a ecuación (15) da el mínimo para $B(\theta_Z)$ en el ntervalo $-\pi/2$ a $\pi/2$. Para obtener un rumbo único, elegimos el ángulo que difiere en menos de 45° de θ_T. Si la conductividad de la tierra tiene estructures tridimensionales significativas, θ_T y θ_Z serán, en general, diferentes. Sin embargo, de los dos ángulos, θ_Z tiende a concordar mejor con el rumbo geológico regional definido por cadenas de montañas y fallas dominantes. Por consiguiente, al presentar nuestros datos de MT, generalmente elegimos un sistema de coordenadas con un eje definido por el rumbo de la impedancia. Todos nuestros resultados se presentan en un sistema coordenado de mano derecha con + z hacia abajo y + x a lo largo del rumbo.

Resultados

En Cerro Prieto pudimos establecer un rumbo relativamente bien definido de N27W ± 1.5° (magnético). No sorprende que esta dirección sea muy cercana al grano geológico definido por trazas de las mayores fallas de desplazamiento de rumbo (Cerro Prieto e Imperial) y por la falla de Cucapá que limita la sierra. Esta coincidencia sugiere que estas fallas (de cierta forma) ayudan a establecer tanto la estructura del basamento como el régimen hidrogeológico. Dado que el subsuelo alrededor del campo geotérmico no es estrictamente bidimensional, la relación del tipper (Ecuación 7) se transforma en una herramienta útil para indicar importantes efectos tridimensionales locales.

Como se indicó en otras publicaciónes (Gamble et al., 1979c, Gamble et al., 1980), los datos a lo largo de la Línea D-D' tuvieron un carácter fuertemente bidimensional. Luego de varias iteraciones de modelado para ajustar los datos MT, apoyados por la interpretación dipolo-dipolo de cc (Wilt et al., 1980), desarrollamos el modelo de resistividad del subsuelo que se muestra en la Figura 2. Sobre el lado izquierdo de la figura, los primeros tres límites verticales corresponden, respectivamente, a las trazas de las fallas de Cucapá, Cerro Prieto y Michoacán. El cuarto límite vertical es uno más o menos artificial que tuvimos que introducir para ajustar los datos. Ahora creemos que éste representa un efecto hidrológico, posiblemente la entrada desde el este de aguas más frías y menor salinas del Río Colorado. Se duda que este razgo se extienda hasta la profundidad indicada en nuestro modelo.

Entre la Sierra de Cucapá y el volcán de Cerro Prieto vemos una cuenca profunda, confirmada por gravedad y reflexión sísmica, e interpretada como conteniendo sedimentos marinos y pro-delta que yacen sobre posibles rocas volcánicas a una profundidad de 2 km. Debajo del volcán de Cerro Prieto, observamos una zona de rocas relativamente resistivas (3 ohm-m) a profundidades someras que correlaciona con un máximo de gravedad local. Creemos que la resistividad y la densidad realzadas están causadas por una combinación de sedimentos hidrotermalmente alterados (Elders et al,1979 a y 1979b) y un basamento relativamente somero, el que fue intersectado por el pozo M-96 localizado cerca de la estación 4 (Prian, 1979). Datos de pozo y datos sísmicos cercanos a esta línea muestran generalmente rocas de temperatura más baja (150°C a 2.700 m) y un alto en el basamento (<2500 m de profundidad al basamento).

Una interpretación numérica, bidimensional, detallada de la Línea E-E', que pasa sobre la zona principal de producción, no parece ser necesaria.

Resultados de tipper en las estaciones a lo largo de esta línea indicaron inhomogeneidades mayores que yacen fuera del plano vertical definido por la línea de estaciones. Al no poder efectuar una interpretación numérica tridimensional rigurosa de los datos, Gamble et al, (1980) derivaron inductivamente un modelo de resistividad compatible con las características generales de los datos. Observado a lo largo de la Línea E-E' (Figura 3), el modelo es bastante similar al modelo bidimensional de la Línea D-D'. Sin embargo, paralelamente al rumbo regional, a lo largo de la Línea F-F', ellos concibieron una angosta zona resistiva (10 ohm-m) de rumbo norte-sur, con su ápice a varios cientos de metros debajo de la planta generadora, buzando hacia el sur con un ángulo pequeño (Figura 4). Aunque en un principio esta interpretación se consideró especulativa, el modelo fue posteriormente verificado por registros geológicos de pozos y por registros de resistividad (S. Halfman, 1981, comunicación personal). Por ejemplo, en la Figura 5, la línea curva cortada es el cuerpo resistivo que obtuvo Gamble, redibujado y mostrado en relación al contacto A/B. Dicho contacto, de naturaleza más o menos gradacional, se acepta como límite entre los sedimentos deltaicos no consolidados (Unidad A) y los consolidados (Unidad B); este último límite es aceptado hoy como la parte superior de la zona de metaformismo hidrotermal (Elders et al., 1979 a y 1979b). La zona resistiva está también alineada aproximadamente con el eje de una gran anomalía de autopotencial (Corwin et al., 1980) que puede estar provocada por una combinación de efectos termales y de flujo de fluido.

Dado nuestro interés en seguir explorando esta zona que buza hacia el sur, agregamos en 1980 un número de estaciones nuevas, incluyendo las estaciones a lo largo de la Línea G-G' (Figura 1). La Figura 6 es una seudosección de resistividad aparente a lo largo de la Línea G-G', donde los datos han sido rotados para representar la condición del campo eléctrico paralelo al rumbo regional, aproximadamente perpendicular a la figura. La seudosección en la Figura 7 es para los mismos datos, con el campo eléctrico perpendicular al rumbo regional. En muchos aspectos, estas dos seudosecciones comparten similaridades cualitativas con los datos tomados sobre las otras líneas de orientación NE-SO. Las diferencias entre las dos seudosecciones son típicas de zonas con estructuras complejas de resistividad.

Sobre la Línea G-G' vemos claramente el efecto de la capa conductora superficial en la zona de las manifestaciones termales, cerca de la Laguna Volcano (Estaciones 18 y 20). También observamos un marcado límite vertical cerca de la estación 23, 2 km al SE de Nuevo León. En su relevamiento de resistividad Schlumberger, Razo et al., (1980) observaron la misma discontinuidad y la atribuyeron a una falla de rumbo NO-SE. Aunque no tenemos otra evidencia de la existencia de una falla en esta dirección, la Línea G-G' cruza la traza de la falla Delta, de rumbo NE-SO, en esta zona. Sin embargo, puede no ser necesario invocar una falla para explicar la discontinuidad. Quizás estos datos puedan indicar una barrera hidrológica caracterizada por una cuña de agua más fría del delta del Río Colorado que penetra desde el este-noreste. La forma de los contornos de ρ_{yx} a períodos largos en las Estaciones 23 y 25 sugiere que una zona más conductiva y más caliente puede existir a mayor profundidad, ya sea en medio de las aguas relativamente frías del delta o por debajo de las mismas.

Complementando las seudosecciones de resistividad aparente, las Figuras 8 and 9 muestran las amplitudes de tipper T_y y T_x. T_y es proporcional a la inclinación del vector magnético total del campo perpendicular al rumbo geológico. El contraste entre la resistiva Sierra Cucapá y los sedimentos conductivos causa los grandes valores de T_y en la Estación 21 (Figura 8). Este efecto fue observado en todas las líneas. El anomalmente alto valor del tipper a 1 Hz por debajo de las estaciones 18 y 22 (Figura 9) puede estar ocasionado por la zona resistiva postulada por Gamble et al., (1979c) y confirmada por posteriores resultados de perforación. Si la región alrededor de la Línea G-G' fuera aproximadamente bidimensional, la componente T_x del tipper (Figura 9) debería ser cercana a cero para todas las frecuencias. En realidad no lo es, indicando con eso una inhomogeneidad de tendencia noreste-sudoeste cerca de la línea. Notamos que altos valores de tipper se obienen a lo largo de toda la línea de estaciones. Esto sugiere una estructura bastante continua, posiblemente un basamento somero (como el encontrado en el pozo S-262), o sedimentes más resistivos que se extienden desde la Línea G-G' hacia el sur.

En las Figuras 10 y 11 los tipper T_x y T_y se presentan en planta para f = 1 Hz. Observamos inmediatamente la complejidad regional geológica/hidrológica a una profundidad de 500 a 1000 m, la profundidad aproximada de penetración de ondas electromagneticas de 1 Hz. T_y (Figura 10) es sensible a las características de resistividad paralelas al rumbo regional: la Sierra Cucapá (A); una cuenca conductiva de gran espesor (B); la zona resistiva que rodea al yacimiento (C); y un efecto complejo que refleja la invasión de las aguas más frías del Río Colorado en una columna sedimentaria muy gruesa (D). No se conoce la causa del alto valor de T_y en la Estación 23.

El la Figura 11, T_x pone de manifiesto las complejidades tridimensionales. La zona de alteración hidrotermal que llega cerca de la superficie causa el máximo presente en el centro de la figura. Los altos valores que se observan a lo largo de la Línea G-G' podrían representar un límite, sea un basamento menos profundo o aguas de composición y temperatura diferente. Si esto representa un límite para el yacimiento es un asunto particularmente importante que merece más consideración.

Finalmente, la Figura 12 muestra una interpretación preliminar de los datos que se extienden a lo largo del intervalo de 12 km entre las Estaciones 18 y 25 (Línea G-G'). Aquí, hemos ajustado el valor de ρ_{xy} (vector E paralelo a la componente del rumbo) razonablemente bien alrededor del contacto (probablemente un efecto gradacional) cerca de la Estación 23. El modelo simple que se observa en la inserción sugiere una discontinuidad lateral en la vecindad de Nuevo León. Dicho modelo se compara muy bien con los datos observados que se muestran en la Figura 6. Sin embargo, el modelo no cuadra bien con el conjunto de datos de ρ_{yx} (Figura 7) indicando que la estructura de resistividad del sub

suelo es más compleja que lo que sugiere nuestro modelo.

Conclusiones

El método MT nos ha provisto de una gran cantidad de información, parte de ella apoyada por otros ténicas geofísicas y resultados de pozos perforados. Algunos de los datos MT que están relacionados con los posibles límites del recurso geotérmico son por el momento algo más especulativos. Sin embargo, estos resultado constituyen una adecuada primera aproximación a las dimensiones del yacimiento en lugares donde aún no se han perforado pozos exploratorios.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Geothermal and Hydropower Technologies, Division of the U.S. Department of Energy bajo contrato No.DE-AC03-76SF00098.

Los autores quisieran agradecer a Michael Wilt por su ayuda en modelar los datos MT para la Línea G-G', a Robert Miracky por su ayuda en la obtención y procesamiento de datos; y al personal científico de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto por su asistencia y apoyo en el trabajo de campo.

RESULTS FROM TWO YEARS OF RESISTIVITY MONITORING AT CERRO PRIETO

M. J. Wilt and N. E. Goldstein
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

ABSTRACT

Dipole-dipole resistivity measurements for the combined purposes of reservoir delineation and resistivity monitoring were first made at Cerro Prieto in 1978 and have continued on an annual basis since then. Two 20 km long dipole-dipole lines with permanently emplaced electrodes at one kilometer spacings were established over the field area; one of these lines is remeasured annually. Resistivity measurements are taken using a 25 kW generator capable of up to 80A output and a microprocessor controlled signal averaging receiver; this high power-low noise system is capable of highly accurate measurements even at large transmitter-receiver separations. Standard error calculations for collected data indicate errors less than 5 percent for all points, but 95 percent confidence intervals show error limits about 2-4 times higher. Analysis of collected data indicate little change in the apparent resistivity of the upper 300 m over the field production zone and that in this section measurements are relatively insensitive to the annual rainfall cycle. Apparent resistivity increases were observed over the older producing zone at Cerro Prieto at depths of 1 km and greater. Large zones of decreasing apparent resistivity were observed flanking the zone of increases on both sides. The increase in apparent resistivity in the production region may be due to an increasing fraction of steam in the reservoir resulting from a production related decline in reservoir pressure. Alternatively the increases may be the result of fresh water influx from the Colorado river. The zone of declining resistivity flanking the area of increase may be due to the movement of saline waters into the reservoir region as a result of the pressure decline. Quantitative modeling of observed changes is impractical owing to the high uncertainty in estimating apparent resistivity changes and the nonuniqueness of models.

INTRODUCTION

Beginning in 1978, Lawrence Berkeley Laboratory (LBL), in cooperation with the Comisión Federal de Electricidad in Mexico (CFE), began a project of monitoring changes in subsurface resistivity with surface resistivity measurements over an area of intense steam and water production at the Cerro Prieto geothermal field in Baja California, Mexico (Figure 1). The project goals include: (a) the delineation of subsurface resistivity structure at Cerro Prieto and reservoir boundaries and (b) the feasibility of detecting changes in the subsurface resistivity (e.g., due to continuing fluid production) from surface measurements. The project plan was to establish a permanent array of stations and to duplicate the measurement on a yearly basis for the purpose of observing changes in subsurface conditions.

The resistivity structure derived from surface measurements has been described in Wilt and Goldstein (1979). In this paper, we present the results of two years of resistivity monitoring at Cerro Prieto. We describe the field system used for measurements and the methods for obtaining high quality repeatable data. In addition, observed changes over the two year span will be examined in terms of the existing two-dimensional resistivity model. Finally, an attempt is made to explain geological and hydrological processes related to groundwater withdrawal and tectonism.

EXPERIMENT DESIGN

The dipole-dipole resistivity method was chosen for the resistivity monitoring array at Cerro Prieto. This method, which is commonly used in mining exploration, was chosen for several reasons: (a) the ease in establishing the relatively few permanent electrodes needed for monitoring; (b) the inherent sensitivity of the method to laterally discontinuous resistivity structure; and (c) the relatively short lengths of wire needed for field operation.

A schematic diagram of the field system is shown in Figure 2. The 25 kW generator is capable of providing square wave currents of up to 80 amps peak to peak into the ground at up to 1200 volts for square wave periods from 1 to 1000 seconds. This power source proved ideal for the Cerro Prieto survey since it is portable yet powerful enough to provide adequate signals for distant stations. Because of the highly conductive ground at Cerro Prieto, 40 second period square waves were used to minimize inductive coupling effects. Trials of 10 second period square waves showed severe inductive attenuation for distant sites which resulted in erroneously low apparent resistivity estimates.

With the LBL system, signals are received at four dipoles simultaneously at integer multiples of 1 to 10 times the 1 km transmitter dipole length. The signals are detected with porous pot copper-copper sulfate electrodes and electronically filtered and amplified. Filtering is necessary to remove 60 Hz and telluric noise. After analog processing, the signals are digitized, decomposed into Fourier components and stacked using a

multichannel spectrum analyzer (Morrison et al., 1978). This system was found to be very effective for obtaining high quality data since it was possible to eliminate much of the noise prior to stacking and efficiently reduce the remaining noise by stacking the signals from four dipoles simultaneously.

Two 20 km long dipole-dipole lines oriented east-west were established in the field area (Figure 1). Line D-D′ is outside of the producing field area and lies adjacent to the Cerro Prieto volcano; this line was primarily used for background information. Line E-E′ crosses directly over the production zone (Figure 3) and is remeasured on an annual basis for monitoring purposes. Measurements are taken at 130 points to a maximum n-spacing of 8, which corresponds to a transmitter-receiver separation of 9 km and a maximum depth of penetration of about 3 km. A minimum of 30 square wave cycles were averaged at each site; and, for the distant sites, where signals are weakest, more than 200 cycles were averaged. Measurements were often taken during the evening hours and during weekends, when telluric and cultural noise levels were lowest. Almost half of the points were measured twice or more during each annual field session. This was done to estimate repeatibility of measurements over a short time interval and to compare short time repeatability with errors estimated from individual data sets.

RESULTS

Estimate of Error. For all measurements, means and standard deviations (σ) of apparent resistivities were computed, and from these quantities and N, the number of cycles averaged, the percent standard error (SE) was computed,

$$\text{percent SE} = \frac{\sigma}{\overline{\rho}_A \sqrt{N}} \times 100$$

where $\overline{\rho}_A$ is the average apparent resistivity. This number estimates the error in the mean of a given data set. With only random noise in the signal this is a reasonable estimate of the measurement error. Unfortunately, signals are often contaminated by non-random sources (i.e., power lines, fence lines, vehicular traffic), and such sources could provide a bias to the data measurements. To estimate how severe this bias can be, we made repeat measurements over particular points two and three times during each annual survey. The time interval between measurements ranged from 12 hours to 8 days. For some of these data, 95 percent confidence limits were calculated, as displayed in Table 1. In all cases, we find that the calculated confidence intervals exceed the standard errors by a factor of 2-4. In addition, the differences between the means of remeasured values usually fall within the confidence interval. The last two entries in the table show the results when the transmitter and receiver position were interchanged. The calculated means for this case are very close to each other; however, the errors are much larger when the transmitter is located at stations 12 and 13. The error difference is probably due to the higher noise level at stations 7 and 8, which are close to the power plant.

Although it is likely that the confidence intervals provide a more accurate representation of actual error, their calculation for three sets of data is a formidable task. Because of the limited number of observations taken for each point, the accuracy of these more rigorous confidence interval calculations is still suspect. We have therefore limited error calculations to the standard error. The advantage of this approach is that it gives a fairly accurate representation of relative error for values in the pseudosection. A pseudosection plot of standard errors for the fall 1980 data set is given in Figure 4. This figure shows errors increasing with separation, and relatively greater errors are observed in the western end of the line where it is comparatively more difficult to impress large currents in the ground. Errors are relatively low in the central and eastern portions of the line, which overlie the reservoir region.

Observed Apparent Resistivity Changes. Figure 5 is a line plot of observed apparent resistivity differences for n-spacings of 1 and 4 over line E-E′. The plot shows percent difference calculations for two sets of data relative to baseline measurements taken in the spring of 1979. For the n=1 line plot (Figure 5a), the differences are large for both sets of data at the western end of the line but relatively small elsewhere.

To assess the effect of the annual rainfall cycle on subsurface conditions, a set of measurements taken in the fall of 1980, at the end of the dry season, is compared with measurements taken in the spring of the same year. Figure 5a shows that the apparent resistivity differences for measurements taken over the producing field (stations 6-13) at the n=1 spacing are very small for both data sets. This indicates that the clays and muds in this region are relatively insensitive to the annual rainfall cycle. In contrast, the apparent resistivity differences of the near surface in the alluvial fan material adjacent to the Cucapa mountains (stations 1-5) is much greater; this suggests that the resistivity of the near surface in this region is very sensitive to the annual rainfall cycle.

In Figure 5b, the apparent resistivity differences for an n=4 spacing are plotted for both spring and fall of 1980 data sets relative to the 1979 baseline. The n=4 spacing corresponds to a maximum depth of penetration of about 1300 m. The figure indicates a significant increase in apparent resistivity over the older production zone at Cerro Prieto (stations 7-11) and significant decreases in an apparent resistivity for the areas flanking the high. A similar pattern is observed for n spacings of 3 through 7. Because these changes are observed only at the larger separation, this suggests that significant resistivity changes are occurring at depth in the producing reservoir at Cerro Prieto as well as in

the region surrounding the reservoir.

Interpretation of results. Figures 6a and 6b are pseudosection plots of apparent resistivity differences from the spring and fall of 1980 data respectively, relative to the 1979 baseline measurements. The differences, plotted in percent, show apparent resistivity increases as greater than 25 percent for points adjacent to the Cucapá mountains, but also show decreases as much as 25 percent in regions immediately eastward and westward from the present steam production zone. Both sets of data show a similar pattern. For n spacings greater than 2, a significant increase in apparent resistivity is observed over the present steam production zone flanked on either side by large regions of decreasing apparent resistivity. Differences for both figures are contoured at 2 and 5 percent, which is close to or within the confidence limits for these data. Because the changes occur for clusters or groups of points in the psuedosection that increase or decrease together, the observed pattern of differences is probably significant, although the actual shape of the patterns may be sensitive to measurement error. The magnitude of such changes does, however, suggest significant subsurface variations caused by extensive fluid withdrawal and subsequent groundwater recharge into the system.

Figure 7 shows the present two-dimensional dipole-dipole resistivity model over the region encompassing the producing zone. For the purpose of analyzing apparent resistivity changes, we briefly discuss the working two-dimensional model presented in an earlier paper (Wilt and Goldstein, 1979). The most striking feature of the model is the relatively resistive (4.0 ohm-m) body associated with the zone of present steam production. The body is also associated with a zone of increased consolidation (de la Peña et al., 1979) and metamorphic minerals (Elders et al., 1979). Well log analysis has indicated that both sands and shales increase in resistivity in this region (although for the shales the increase is more dramatic) and that the bulk density is greater and bulk porosity lower than for corresponding rocks outside this zone (Lyons and van de Kamp, 1979; Elders et al., 1981).

Immediately east of this 4.0 ohm-m resistivity zone lies a thin, steeply inclined conductive body. This region correlates well with a plane of microearthquake hypocenters on the Hidalgo fault (Majer and McEvilly, 1981) and the inferred source plane location for the observed self-potential anomaly (Corwin et al., 1979). Well log analysis indicates that this region is characterized by warm water and low resistivity sands and shales (Díaz et al., 1981). One explanation is that this area corresponds to a plume of ascending hot waters connecting the zone of deep production east of the power plant to the shallower production zone adjacent to and west of the plant (Elders et al., 1981). It is also possible that this zone represents a mixing area for upward-moving hot waters and colder waters moving in from the sides or downward from above. East of this conductor, the rocks gradually increase in resisitivity indicating fresher pore waters as we approach the Colorado River. West of the steam production zone the resistivity at depth is low, less than 1.5 ohm-m. Lyons and van de Kamp (1979) have interpreted this section as a sequence of marine beds saturated with partially evaporated sea water.

With this conceptual model, it is possible to explain in a general way the observed apparent resistivity changes at Cerro Prieto. An increase in apparent resistivity in the older, shallower-producing zone can be explained by an increase in steam fraction in the formation due to production or by a replacement of produced waters by less saline Colorado River water, or a combination of these two. Evidence for the former comes from the observation that enthalpy has increased and pressure has decreased in many of the older wells over the past several years (Goyal et al., 1981). The chemistry of produced waters has also changed markedly over the past several years to more closely resemble Colorado River water (Grant et al., 1981). This, along with isotopic evidence (Williams and Elders, 1981), suggests significant fresh water recharge for the geothermal system. For a 10 percent increase in resistivity in a year, a 15 percent replacement of reservoir waters with waters one-tenth as saline would be required. Considering the annual fluid production at Cerro Prieto (Goyal et al., 1981), this is not unreasonable.

A possible explanation for the regions of resistivity decrease on either side of the high is that more saline waters are moving towards the reservoir in response to the pressure drop caused by production. East of the power plant, the apparent resistivity decreased by as much as 25 percent for a large region extending from the surface to great depths. If faulting is important in this region, as suggested by self-potential measurements and microearthquake surveys, then flow channels may be created by fault induced fracturing. The pore fluids may then be moving fairly rapidly in response to the production pressure drop.

In order to quantify these observations, an attempt was made to match the observed differences by perturbing the working two-dimensional model. It was quickly discovered, however, that the range of acceptable models that match the data is very large. A second drawback is that the pattern of observed differences is not well-defined due to the margin of error in the field data.

CONCLUSIONS

The two year resistivity monitoring experiment has yielded some significant results: (1) It is possible and feasible to monitor a geothermal reservoir with surface resistivity measurements but even in the most ideal situation the measurement error may be large relative to the expected change. (2) At Cerro Prieto, large changes in apparent resistivity were observed for the production region and surrounding area. The observed 10 percent increase in apparent

resisitivity in the older production region may be due to local boiling or to fresh water invasion. The large decrease in apparent resistivity on the flanks of the producing zone may be due to the movement of more saline groundwater into the reservoir region in response to the pressure drop. (3) Because of the nonuniqueness of models and the present level of measurement error, it is not feasible to quantitatively interpret data by perturbing the working two-dimensional model in order to match the observed changes.

ACKNOWLEDGMENT

The authors wish to acknowledge the help of Deborah Hopkins who was involved in error calculations. We also wish to thank Alfred Truesdell, Ernest Majer, Keshav Goyal, Sergio Díaz, and Héctor Fonseca for valuable discussions.

This work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies of the U.S. Department of Energy under Contract DE-AC03-76SF00098.

REFERENCES

Corwin, R. F., H. F. Morrison, S. Díaz C., and B. Rodríguez J., 1978. Self potential studies at the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, September 1978. Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-7098, p. 204-210.

de la Peña L., A., I. Puente C., and E. Díaz C., 1979. Modelo geológico del campo geotérmico de Cerro Prieto, in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, in Mexicali, Mexico, October 1979, Comisión Federal de Electricidad, pp. 29-52.

Díaz C., S., I. Puente C., A. de la Peña L., 1981. Proposed geologic model based on geophysical well logs, in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, (this volume).

Elders, W. A., J. R. Hoagland, and A. E. Williams, 1979. Distribution of hydrothermal mineral zones in the Cerro Prieto geothermal field of Baja California, Mexico, in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, in Mexicali, Mexico, October 1979, Comisión Federal de Electricidad, pp. 57-65.

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

Goyal, K. P., C. W. Miller, M. J. Lippmann, and S. P. Vonder Haar, 1981. Analysis of Cerro Prieto production data in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, (this volume).

Grant, M. A., A. H. Truesdell and A. Mañón M., 1981. Production induced boiling and cold water entry in the Cerro Prieto geothermal reservoir indicated by chemical and physical measurements in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, (this volume).

Lyons, D. J., P. C. van de Kamp, S. Vonder Haar, J. Noble, and J. H. Howard, 1980. Subsurface geological and geophysical study of the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, in Mexicali, Mexico, October 1979, Comisión Federal de Electricidad, pp. 173-186.

Majer, E. L. and T. V. McEvilly, 1981. A detailed microearthquake study at the Cerro Prieto geothermal field in Proceedings, Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, (this volume).

Morrison, H. F., N. E. Goldstein, M. Hoversten, G. Oppliger, and C. Riveros, 1978. Description, field test and data analysis of a controlled source EM system (EM-60), Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-7088.

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

Wilt, M. J. and N. E. Goldstein, 1979. Resistivity monitoring at Cerro Prieto, in Proceedings, Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, in Mexicali, Mexico, October 1979, Comisión Federal de Electricidad, pp. 419-428.

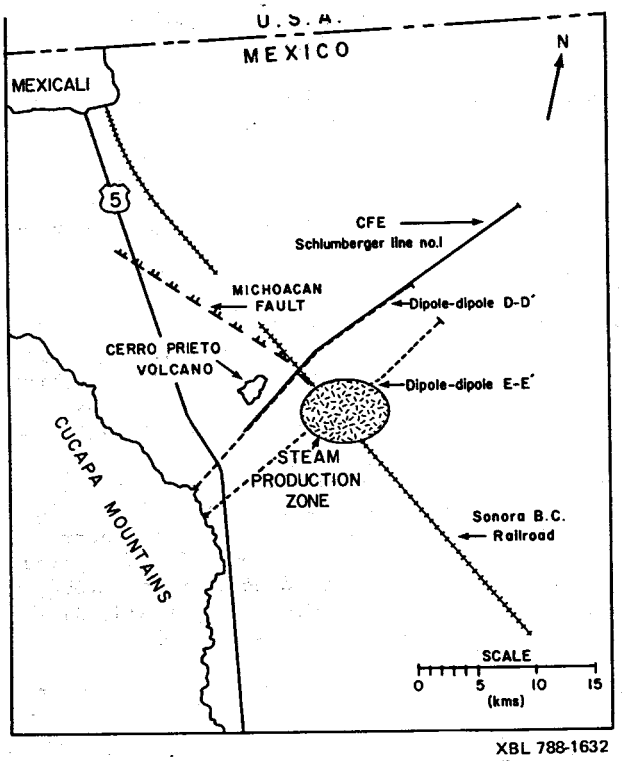


Figure 1. Project location map LBL resistivity project.

Figura 1. Mapa de ubicación del levantamiento de resistividad del LBL.

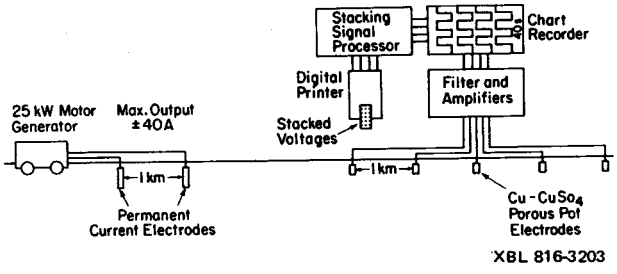


Figure 2. Schematic design diagram of the LBL dipole-dipole resistivity system.

Figura 2. Diagrama esquemático del sistema de resistividad dipolo-dipolo del LBL.

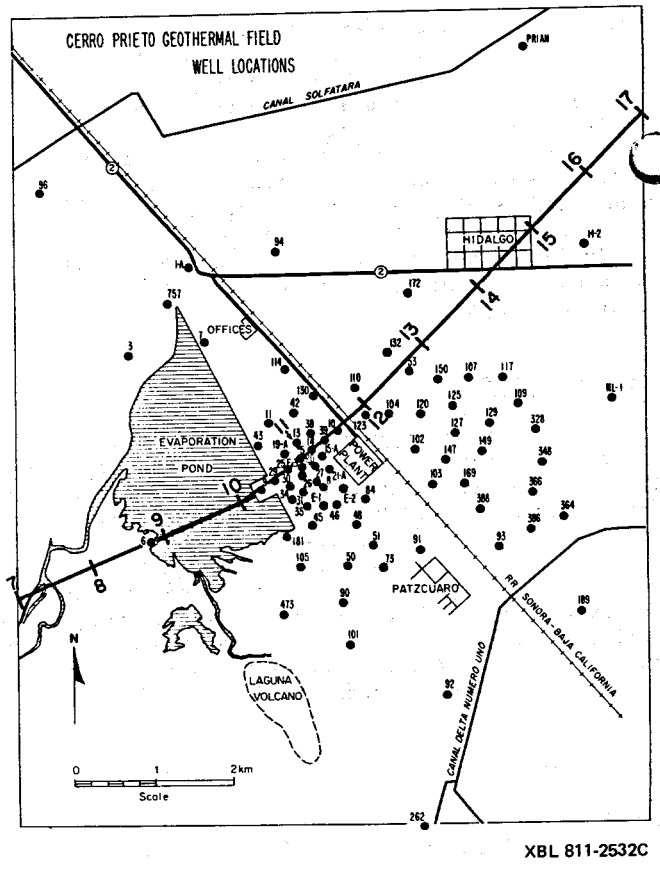


Figure 3. Station location map for dipole-dipole resistivity line E-E'.

Figura 3. Mapa de ubicación de las estaciones de la línea de resistividad dipolo-dipolo E-E'.

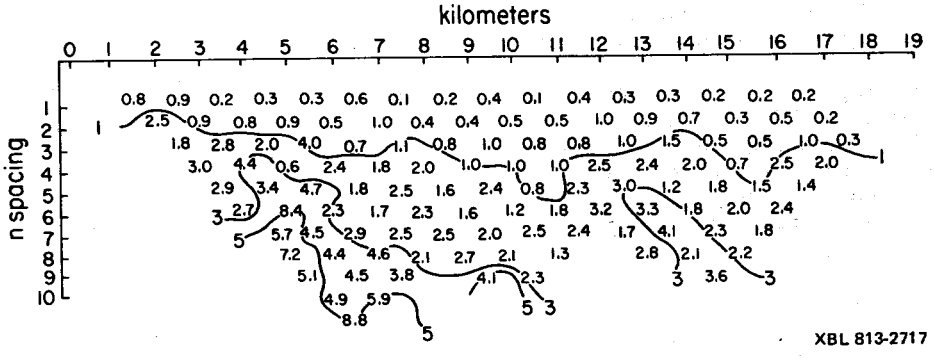


Figure 4. Pseudosection plot of standard errors (SE) for fall 1980 data set.

Figura 4. Seudosección de errores estándar (SE) para los datos del otoño de 1980.

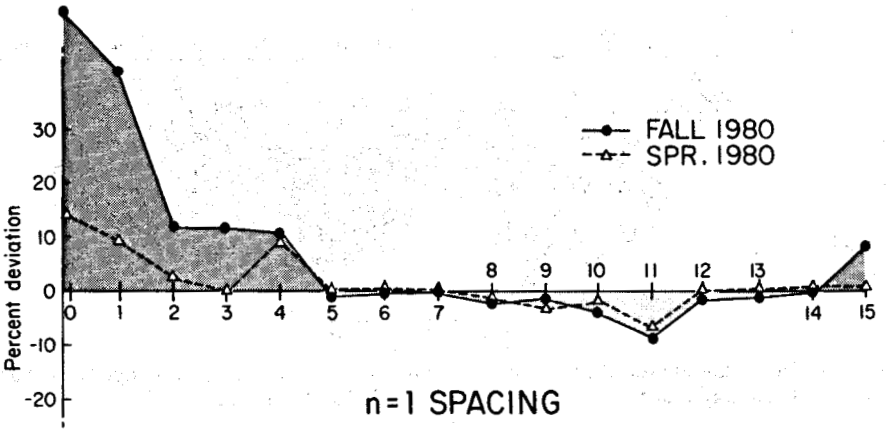
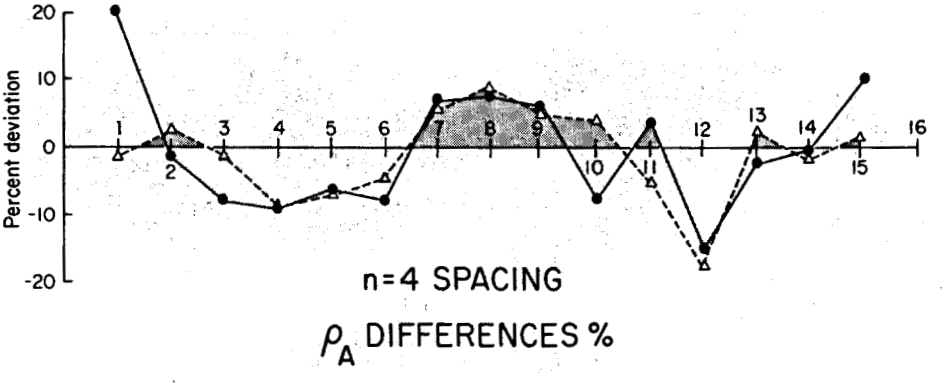


Figure 5a. Line plot of percent apparent resistivity differences relative to 1979 baseline measurements, spacing n = 1.

Figura 5a. Porcentaje de las diferencias de resisitividad aparente relativas a las mediciones de línea de base de 1979, separación n = 1.



XBL 813-2715A

Figure 5b. Line plot of percent apparent resistivity differences relative to 1979 baseline measurements, spacing n = 4.

Figura 5b. Porcentaje de las diferencias de resistividad aparente relativas a las mediciones de línea de base de 1979, separación n = 4.

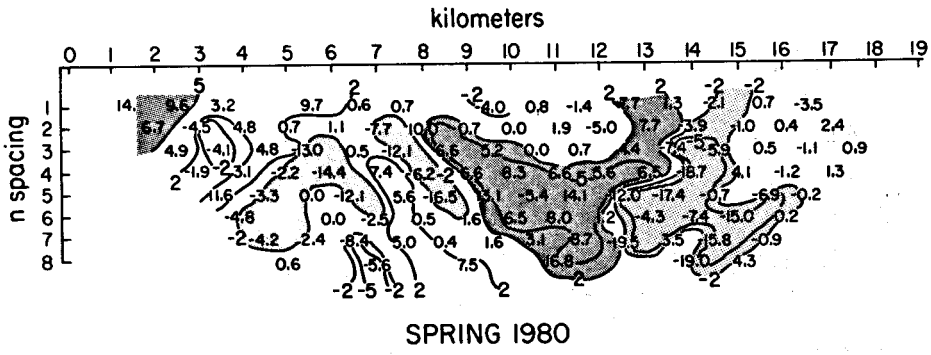
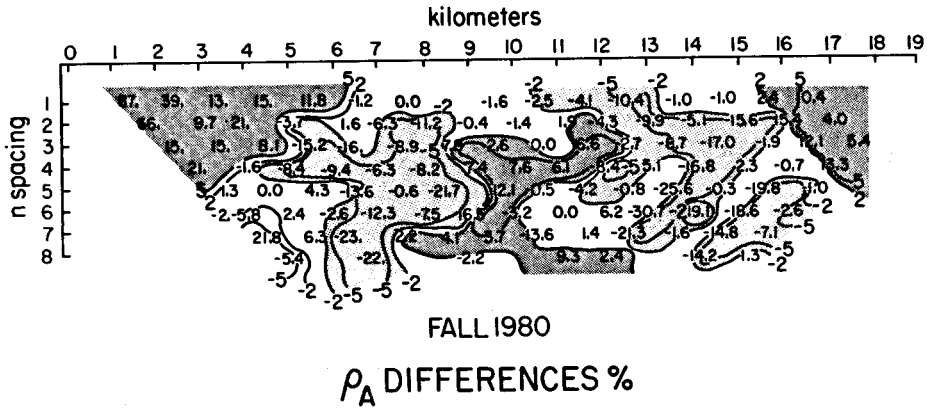


Figure 6a. Pseudosection plot of apparent resistivity differences for spring 1980 data set relative to spring 1979 data set.

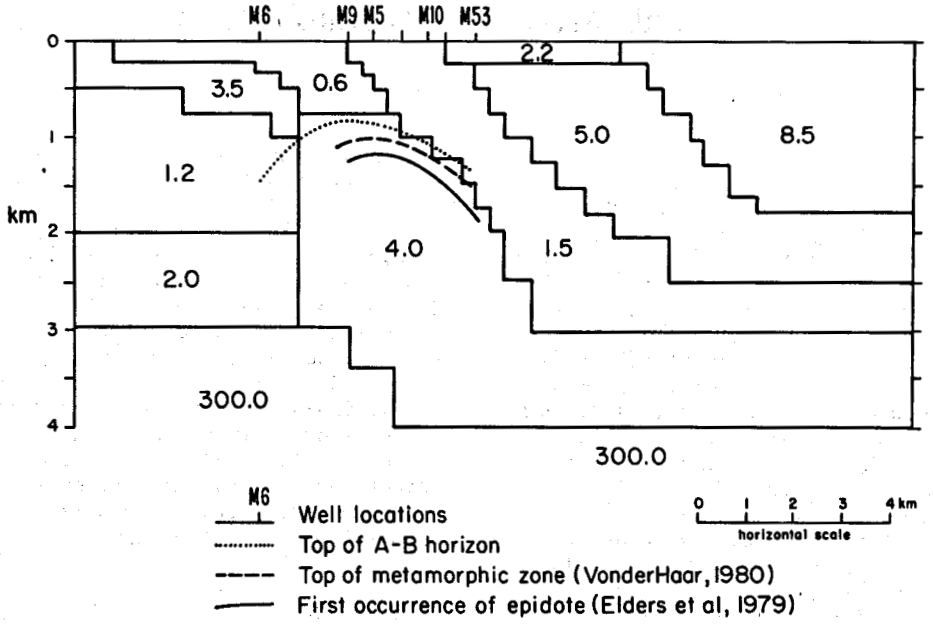
Figura 6a. Seudosección de las diferencias de resistividad aparente para los datos del otoño de 1980 relativo a los datos de la primavera de 1979.



XBL 813-2718A

Figure 6b. Pseudosection plot of apparent resistivity differences for fall 1980 data set relative to spring 1979 measurements.

Figura 6b. Seudosección de las diferencias de resistividad aparente para los datos del otoño de 1980 relativo a los datos de la primavera de 1979.



XBL 801-6761

Figure 7. Expanded version of two-dimensional resistivity model over line E-E'. Well locations are shown at the top of the figure.

Figura 7. Versión ampliada del modelo de resistividad bi-dimensional a lo largo de la línea E-E'. En la parte superior de la figura se muestra la ubicación de los pozos.

Table 1. Confidence limits of apparent resistivity estimates for various transmitter-receiver dipole separations.

Tabla 1. Límites de confianza de resistividad aparente para varias separaciones entre el dipolo transmisor y receptor.

DATA POINT T	R	ρ_A	SE(%)	95%CI(+)	CI/SE
8-9	5-6	1.686	.8	2.0	2.5
8-9	5-6	1.697	.9	2.4	2.7
6-7	11-12	2.121	1.8	6.0	3.3
6-7	11-12	2.083	1.6	4.6	2.9
7-8	13-14	2.807	1.8	5.0	2.8
7-8	13-14	2.692	1.9	4.9	2.6
12-13	7-8	1.813	3.6	10.0	2.9
7-8	12-13	1.808	3.0	6.5	3.2

T = Transmitting dipole stations
R = Receiving dipole stations
ρ_A = Apparent resistivity
SE = Percent Standard Error
CI = 95% Confidence Interval
CI/SE = 95% CI/SE

RESULTADOS DE DOS AÑOS DE MONITOREO DE LA RESISTIVIDAD EN CERRO PRIETO

RESUMEN

Mediciones de resitividad dipolo-dipolo con el doble propósito de delinear el yacimiento y de monitorear la resistividad del campo se han llevado a cabo anualmente en Cerro Prieto desde 1978. En el área del campo se establecieron dos líneas dipolo-dipolo de 20 km de longitud con electrodos permanentes emplazados a 1 km de distancia entre sí; una de esas líneas se mide anualmente. Las mediciones de resistividad se realizan utilizando un generador de 25 kW con una corriente de salida de hasta 80A y un receptor promediador de señales controlado por un microprocesador. Este sistema de alta potencia y bajo ruido es capaz de mediciones altamente precisas, aún con grandes separaciones entre el transmisor y el receptor. Los cálculos estándar de error para datos obtenidos indican errores menores del 5 % para todos los puntos. Los límites de confianza de 95% muestran márgenes de error 2-4 veces más altos. El análisis de los datos obtenidos muestran un cambio pequeño en la resistividad aparente en los 300 m superiores en la zona de producción del campo; en dicha región las mediciones son relativamente insensibles al ciclo pluvial anual. En la zona de producción más antigua de Cerro Prieto se observaron incrementos de la resistividad aparente a profundidades de 1 km y mayores. Grandes zonas de disminución de la resistividad aparente se observaron a ambos lados de la zona de incremento. El aumento de la resistividad aparente en la región de producción puede deberse al incremento de la fracción de vapor en el yacimiento como resultado del abatimiento de la presión del mismo relacionado con la producción. Alternativamente, los aumentos de resistividad pueden ser el resultado de la entrada de agua dulce del Río Colorado. La zona de resistividad declinante que flanquea el área de aumento puede deberse a la entrada de aguas salobres en la región del yacimiento como consecuencia del abatimiento de la presión. El modelado cuantitativo de los cambios observados es impráctico debido a la gran incertidumbre en la estimación de los cambios de resistividad aparente y la falta de unicidad de los modelos.

INTRODUCCION

A comienzos de 1978, el Lawrence Berkeley Laboratory (LBL) en cooperación con la Comisión Federal de Electricidad de México (CFE) comenzó en el área de intensa producción de vapor y agua del campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México (Fig. 1) un proyecto de monitoreo de cambios en la resistividad del subsuelo mediante mediciones de la resistividad desde la superficie. Los objetivos del proyecto incluyen: a) la delineación de la estructura de resistividad en el subsuelo de Cerro Prieto y de los límites del yacimiento, y b) la factibilidad de detectar cambios en la resistividad del subsuelo (e.g. debido a la producción contínua de fluidos), a partir de mediciones hechas en la superficie. El programa era de establecer un conjunto permanente de estaciones y repetir anualmente las mediciones con el fin de observar cambios en las condiciones subterráneas.

Wilt y Goldstein (1979) describieron la estructura de la resistividad derivada de las mediciones de superficie. En este trabajo presentamos los resultados de dos años de monitoreo de la resistividad en Cerro Prieto. Describimos el equipo utilizado en las mediciones y los métodos para obtener datos repetibles de alta calidad. Además, se examinarán los cambios observados en el lapso de dos años en términos del modelo bi-dimensional de resistividad existente. Finalmente, se hace un intento de explicar los procesos geológicos e hidrológicos relacionados con la extracción de aguas subterráneas y el tectonismo.

DISEÑO DEL EXPERIMENTO

El método de resistividad dipolo-dipolo fué seleccionado para el monitoreo de la resistividad en Cerro Prieto. Este método, utilizado comunmente en exploraciones de minería, fué seleccionado por varias razones: a) la facilidad de establecer los relativamente pocos electrodos permanentes necesarios para el monitoreo; b) la sensibilidad inherente de este método a estructuras de resistividad lateralmente discontinuas y c) las longitudes de cable relativamente cortas que son necesarias para las operaciones de campo.

En la Figura 2 se muestra un diagrama esquemático del equipo utilizado. El generador de 25 kW es capaz de proveer corrientes de onda cuadrada de hasta 80 amps de cresta a cresta, y de hasta 1200 volts para períodos de onda cuadrada de 1 a 1000 segundos. Esta fuente de energía resultó ideal para el estudio en Cerro Prieto dado que, aunque portatil, es suficientemente poderosa para proveer señales adecuadas a las estaciones más distantes. Se utilizaron ondas cuadradas de un período de 40 segundos para minimizar los efectos de acoplamiento inductivo resultantes de la alta conductividad del terreno en Cerro Prieto. Pruebas de ondas cuadradas de un período de 10 segundos mostraron atenuación inductiva severa en lugares distantes, dando como resultado estimaciones de resistividad aparente erroneamente bajas.

Con el sistema del LBL, las señales se reciben en cuatro dipolos simultaneamente a distancias que son múltiples enteros, entre 1 y 10 veces, de la longitud de 1 km del dipolo transmisor. Las señales son detectadas con electrodos porosos de cobre-sulfato de cobre, y filtradas y amplificadas electronicamente. Es necesario filtrar las señales para remover el ruido telúrico y el de 60 Hz. Después del procesado analógico, las señales se digitalizan, se descomponen en sus componentes de Fourier, y se adicionan ("stacking") utilizando un analizador de espectro multicanal (Morrison et al 1978). Se encontró que este sistema es muy efectivo para obtener datos de alta calidad dado que es posible eliminar buena parte del ruido antes del

adicionado ("stacking") y reducir eficientemente el ruido restante adicionando simultaneamente las señales de cuatro dipolos.

Dos líneas dipolo-dipolo de 20 km de longitud orientadas este-oeste se establecieron en el campo (Figura 1). La línea D-D' está fuera del área de producción del campo y es adyacente al volcán Cerro Prieto. Dicha línea se utilizó principalmente para obtener información de fondo. La línea E-E', que cruza directamente sobre la zona de producción (Figura 3), se usa para medir anualmente la resistividad con fines de monitoreo. Las mediciones se efectúan en 130 puntos a una separación (n) máxima de 8, que corresponde a una separación transmisor-receptor de 9 km y a una profundidad máxima de penetración de 3 km. En cada lugar se promediaron un mínimo de 30 ciclos de onda cuadrada. Para estaciones distantes, donde las señales son más débiles, se promediaron más de 200 ciclos. Las mediciones se efectuaron a menudo en horas de la noche y en fines de semana, cuando los niveles de ruido telúrico y cultural son más bajos. Durante cada campaña anual, casi la mitad de los puntos se midieron dos veces o más. Esto se hizo para estimar la repetibilidad de las mediciones en intervalos de tiempo cortos, y para comparar la repetibilidad de corto plazo con errores estimados de conjuntos individuales de datos.

RESULTADOS

Estimación de error. Para todas las mediciones se computaron promedios y desviaciones estándares (σ) de resistividad aparente, y de esas cantidades y del número de ciclos promediado (N), se computó el error estandar porcentual (SE),

$$\text{percentaje SE} = \frac{\sigma}{\rho_A \sqrt{N}} \times 100$$

donde ρ_A es la resistividad aparente promedio. El error estándar (SE) estima el error en el promedio de un conjunto dado de datos. Es una estimación razonable del error de la medición si el ruido en la señal fuera solamente aleatorio. Desafortunadamente, las señales están a menudo contaminadas por fuentes no aleatorias (i.e. líneas de tensión, líneas de alambrados, tránsito vehicular) y dichas fuentes podrían provocar errores sistemáticos en las mediciones de datos. Para estimar cuán severos pueden ser estos errores, realizamos mediciones repetidas 2 y 3 veces en determinados puntos durante cada levantamiento anual. El intervalo entre mediciones varió entre 12 horas y 8 días. Como se muestra en la Tabla 1, se calcularon límites de confianza de 95% para algunos de estos datos. En todos los casos, encontramos que los límites de confianza calculados excedieron los errores estándares por un factor de 2 a 4. Además, las diferencias entre los promedios de valores remedidos cayeron, usualmente, dentro del límite de confianza. Las últimas dos entradas de la Tabla 1 muestran los resultados cuando se intercambiaron las posiciones del receptor y el transmisor. Los promedios calculados para este caso están muy próximos entre sí; sin embargo, los errores son mucho mayores cuando el transmisor se ubica en las estaciones 12 y 13. La diferencia de error se debe, probablemente, al nivel de ruido más elevado en las estaciones 7 y 8, que se encuentran próximas a la planta generadora.

Aunque es probable que los límites de confianza den una representación más precisa del error real, su cálculo para tres conjuntos de datos es una tarea enorme. Dado el número limitado de observaciones tomadas en cada punto, la precisión de estos límites de confianza más rigurosos es sospechosa. Por lo tanto, hemos limitado nuestros cálculos de error al de los errores estándar. La ventaja de esta aproximación es que da una representación bastante precisa del error relativo para valores de la seudosección. En la Figura 4 se muestra una representación en seudosección de errores estándares para el conjunto de datos del otoño de 1980. Esta figura muestra errores que aumentan con la separación entre transmisor y receptor, y se observan errores relativamente mayores en el extremo occidental de la línea donde es comparativamente más difícil introducir corrientes mayores en el suelo. Los errores son relativamente bajos en las partes central y oriental de la línea que cruza la región del yacimiento.

CAMBIOS OBSERVADOS EN LA RESISTIVIDAD APARENTE

En la Figura 5 se muestran las diferencias observadas en la resistividad aparente de la línea E-E', para separaciones (n) iguales a 1 y 4. El gráfico muestra cálculos del porcentaje de diferencia para dos conjuntos de datos relativos a mediciones de línea de base hechos en la primavera de 1979. Para el gráfico correspondiente a n = 1 (Figura 5a) para ambos conjuntos de datos las diferencias son grandes en el extremo oeste de la línea, pero relativamente pequeñas en todo el resto.

Para estimar los efectos del ciclo pluvial anual sobre las condiciones en el subsuelo, se efectuaron una serie de mediciones en el otoño de 1980, al final de la estación seca, con el fin de compararlas con mediciones efectuadas en la primavera del mismo año. La Figura 5a muestra que las diferencias de resistividad aparente para mediciones efectuadas sobre el campo de producción (estaciones 6-13), con separaciones n = 1, son muy pequeñas en ambos conjuntos de datos. Esto demuestra que las arcillas y lodos de la región son relativamente insensibles al ciclo pluvial anual. Por contraste, las diferencias de resistividad aparente son mucho mayores cerca de la superficie en el material de abanico aluvial adyacente a la sierra Cucapá (estaciones 1-5). Esto sugiere que la resistividad de la parte somera de esta región es muy sensible al ciclo pluvial anual.

En la Figura 5b se grafican las diferencias de resistividad aparente para separaciones n = 1 para las series de datos de primavera y otoño de 1980, relativas a la línea de base de 1979. Las separaciones n = 4 corresponden a una profundidad máxima de penetración de alrededor de 1300 m. La figura indica un incremento significativo en la resistividad aparente en la zona de producción más antigua de Cerro Prieto (estaciones 7 - 11) y una disminución significativa en las áreas que flanquean la zona antedicha. Un patrón similar se observa para separaciones con n entre 3 y 7. Dado que estos cambios se observan sólo con las separa-

ciones más grandes, esto sugiere que en Cerro Prieto están ocurriendo cambios significativos de resistividad a profundidad tanto en el yacimiento bajo producción como en la región que rodea al yacimiento.

Interpretación de los Resultados: Las Figuras 6a y 6b son seudosecciones de diferencias de resistividad aparente correspondientes respectivamente a los datos de la primavera y del otoño de 1980, relativos a las mediciones de línea de base de 1979. Las diferencias, dadas en porcentaje, muestran incrementos de resistividad aparente de hasta 25% en puntos adyacentes a la sierra de Cucapá. También muestran disminuciones de hasta 25% en regiones inmediatamente hacia el este y el oeste de la actual zona de producción. Ambas series de datos muestran un patrón similar. Para separaciones mayores de 2 se observa un incremento significativo de resistividad aparente en la actual zona de producción, flanqueada a ambos lados por grandes zonas donde la resistividad aparente está disminuyendo. En ambas figuras las diferencias se contornean para 2 y 5%, lo que está cerca o dentro de los límites de confianza para estos datos. Dado que en la seudosección los cambios ocurren en grupos de puntos que aumentan o disminuyen conjuntamente, el patrón observado de diferencias es probablemente significativo, aunque su forma real puede ser sensible a errores de medición. Sin embargo, la magnitud de tales cambios sugiere variaciones significativas en el subsuelo causadas por una extensa extracción de fluído y subsecuente recarga subterránea del sistema.

La Figura 7 muestra el actual modelo de resistividad bi-dimensional dipolo-dipolo para la región que abarca la zona de producción. Con el propósito de analizar los cambios de resistividad aparente, discutimos brevemente a continuación el modelo bi-dimensional del campo presentado en un trabajo anterior (Wilt y Goldstein, 1979). El rasgo más sobresaliente del modelo es el cuerpo relativamente resistivo (4.0 ohm-m) asociado con la zona actual de producción. Este cuerpo también está asociado con una zona de mayor consolidación (de la Peña et al., 1979), y de minerales metamórficos (Elders et al., 1979). Análisis de registros geofísicos de pozos indicaron que tanto la resistividad de las arenas como la de las lutitas aumentan en esta zona (aunque para las lutitas el incremento es más dramático), y que la densidad es mayor y la porosidad más baja que la de las rocas correspondientes localizadas fuera de esta zona (Lyons y van de Kamp, 1979; Elders et al., 1981).

Inmediatamente al este de esta zona de 4.0 ohm-m de resistividad, yace un cuerpo conductivo delgado, sumamente inclinado. Esta región correlaciona bien con un plano de hipocentros microsísmicos localizado sobre la falla Hidalgo (Majer y McEvilly, 1981) y con la ubicación inferida del plano de la fuente de la anomalía de autopotencial observada en el campo (Corwin et al., 1979). Análisis de registros de pozos indican que esta zona se caracteriza por aguas calientes, y arenas y lutitas de baja resitividad (Díaz et al., 1981). Una explicación es que esta zona corresponde a un penacho de aguas calientes ascendentes que conectan la zona de producción profunda situada al este de la planta generadora con la región de producción de menor profundidad situada al oeste de y adyacente a la planta (Elders et al., 1981). También es posible que ésta sea un área de mezcla entre aguas calientes ascendentes y aguas más frias descendentes o que fluyen horizontalmente. Al este de este cuerpo conductivo, las rocas aumentan gradualmente en resistividad indicando aguas de poro más dulces a medida que nos aproximamos al Río Colorado. Al oeste de la zona de producción de vapor, la resistividad a profundidad es baja, menos de 1.5 ohm-m. Lyons y van de Kamp (1979) interpretaron esta sección como una secuencia de estratos marinos saturados con agua de mar parcialmente evaporada.

Con este modelo conceptual es posible explicar, de un modo general, los cambios de resistividad aparente observados en Cerro Prieto. Un aumento en la resistividad aparente en la zona de producción más antigua y poco profunda puede explicarse por un incremento en la fracción de vapor en la formación debido a la producción, o por un reemplazo de las aguas profundas por aguas menos salobres del Río Colorado, o por una combinación de ambas causas. Evidencia de la primera viene de la observación de que en muchos de los pozos antiguos durante los últimos años la entalpía se ha elevado y ha descendido la presión (Goyal et al., 1981). También han variado marcadamente en los últimos años las características químicas de las aguas producidas hacia un mayor parecido con las del Río Colorado (Grant et al., 1981). Esto, junto con la evidencia isotópica (Williams y Elders, 1981), sugiere que existe una recarga significativa de agua fresca en el sistema geotérmico. Para provocar en un año un aumento del 10% en la resistividad sería necesario un reemplazo del 15% de las aguas del yacimiento con aguas de salinidad 10 veces menor. Esto no es irrazonable dada la producción anual de fluidos en Cerro Prieto (Goyal et al., 1981).

Una posible explicación para las zonas donde la resitividad decrece a ambos lados del máximo es que otras aguas salobres se mueven hacia el yacimiento en respuesta a la caida de la presión causada por la producción. Al este de la planta generadora, en una gran área que se extiende desde la superficie hasta gran profundidad, la resistividad aparente disminuyó hasta un 25%. Si el afallamiento es importante en esta zona, como lo sugieren las mediciones de autopotencial y las investigaciones microsísmicas, pueden crearse canales de flujo mediante el fracturamiento inducido por fallas. Los fluidos de poro podrían entonces moverse bastante rapidamente en respuesta a la caída de presión debida a la producción.

Con el fin de cuantificar estas observaciones, se realizó un intento de reproducir los cambios observados perturbando el modelo bi-dimensional elaborado. Sin embargo, pronto descubrimos que el número de modelos aceptables que pueden corresponder a los datos es muy grande. Una segunda desventaja es que el patrón de cambios observado no está bien definido debido al margen de error de los datos de campo.

Conclusiones

El monitoreo de resistividad durante dos años ha rendido algunos resultados significativos: 1) Es posible y viable monitorear un yacimiento geotérmico midiendo la resistividad desde la super

ficie; sin embargo, aún bajo las mejores condiciones, el error de medición puede ser grande en relación al cambio esperado. 2) En Cerro Prieto se observan grandes cambios de resistividad aparente en la zona de producción y áreas circundantes. El incremento de 10% en resistividad aparente observado en la zona de producción más antigua puede deberse a ebullición local o a invasión de agua dulce. La gran disminución de la resistividad puede deberse a la entrada de agua subterránea más salobre a la región del yacimiento en respuesta a la caída de la presión. 3) Debido a la falta de unicidad de los modelos y al nivel actual de error de medición, no es factible interpretar cuantitativamente los cambios de resistividad perturbando el modelo bi-dimensional elaborado para igualar los cambios observados.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer la ayuda de Deborah Hopkins que colaboró en los cálculos de error. También quieren agradecer a Alfred Truesdell, Ernest Majer, Keshav Goyal, Sergio Díaz y Héctor Fonseca por valiosas discusiones.

Este trabajo contó con el apoyo del Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technology del Departamento de Energía de Estados Unidos bajo contrato DE-AC03-76SF00098.

EXTENSION DEL CAMPO DE CERRO PRIETO Y FUTURAS ZONAS CON PROBABILIDADES GEOTERMICAS EN EL VALLE DE MEXICALI

H. L. Fonseca L., A. de la Peña L., I. Puente C., y E. Díaz C.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

RESUMEN

En una evaluación general de las condiciones geológico-estructurales dentro de su marco tectónico regional, y con la integración de los trabajos geológicos y geofísicos realizados en el Campo de Cerro Prieto, se intenta establecer la posible extensión del mismo, así como otras zonas que podrían tener probabilidades de desarrollo geotérmico dentro del Valle de Mexicali.

Este trabajo tiene como antecedente la información obtenida de los pozos construídos a la fecha, y la información geológica y geofísica disponible con lo cual se esta contribuyendo a la formación del modelo geológico que en forma generalizada establece la geometría de lo que podría constituir el yacimiento geotérmico del campo de Cerro Prieto.

En lo que respecta a las áreas con probabilidades geotérmicas dentro del Valle de Mexicali, se ha tomado como apoyo inicial para los subsiguientes estudios, las manifestaciones de temperaturas anómalas detectadas en los pozos construídos para riego. En base a esa primera información, se procedió a realizar trabajos de gravimetría y magnetometría, para continuar con los de Sísmica de Reflexión y Refracción, así como la construcción de pozos de uso múltiple de ± 1200 m de profundidad.

Al describir los resultados en la integración final de estos trabajos junto con la geología de la región, se sugiere interés exploratorio en las áreas de Este de Cerro Prieto, Tulecheck, Riito, Aeropuerto-Algodones y San Luis Río Colorado, Son.

INTRODUCCION

Después de 15 años de detalladas investigaciones, estudios técnicos e ininterrumpido esfuerzo y la experiencia obtenida con la operación de la Central Geotermoeléctrica de Cerro Prieto de 180,000 KW de capacidad, se demostraron los beneficios de la utilización de la energía geotérmica para la generación de electricidad. El exámen de dichos resultados ha motivado asimismo que la Comisión Federal de Electricidad decidiera desarrollar un programa de construcción de nuevas centrales geotermoeléctricas en Cerro Prieto mediante las cuales se contará en 1984 con una capacidad instalada de éste tipo de 620,000 KW.

Simultaneamente, se han venido realizando diversas exploraciones en el Valle de Mexicali cuyos programas tienen como objetivo principal estimar la potencialidad de algunas áreas de anomalías térmicas, que de resultar comercialmente explotables, y en adición a las reservas ya conocidas, se estima que habrá suficiente vapor para instalar una capacidad de generación geotermoeléctrica del orden de 1000 MW en el Valle de Mexicali.

Con el afán de contribuir al desarrollo de las obras geotérmicas de ésta región, en el presente trabajo se exponen algunas condiciones geológico-estructurales propicias para la existencia de ambientes geotérmicos y la relación de ciertas anomalías geofísicas con zonas que podrían tener probabilidades de desarrollo geotérmico incluyendo la posible extensión del Campo de Cerro Prieto.

Cabe mencionar que algunas áreas interpretadas como prospectos geotérmicos, han sido señaladas tomando en cuenta la posición geográfica e información respecto a los campos geotérmicos del Valle Imperial y, la característica común de éstos, de encontrarse en máximos gravimétricos, cuando unicamente Salton Sea tenía termalidad superficial (Fig. No. 1). Asimismo, se hizo un estudio riguroso de los máximos observados en el Valle de Mexicali, obteniendo como conclusión que no todos ellos son de prospección ya que algunos son representativos unicamente de elevaciones del basamento.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS GENERALES

El Valle de Mexicali en el cual se encuentra el Campo de Cerro Prieto, forma parte de la provincia fisiográfica del Golfo de California. Topográficamente es una superficie plana en donde sobresale unicamente la prominencia conocida como el Volcán de Cerro Prieto de 225 msnm*.

Es parte de la región del Delta del Río Colorado cuyos sedimentos Cuaternarios y Terciarios están constituídos predominantemente por rocas clásticas, de orígen Deltáico y de Piedemonte. Los sedimentos deltáicos, se han diferenciado en dos unidades litológicas: sedimentos no consolidados y consolidados, siendo en éstos últimos, en donde se encuentran los acuíferos sobrecalentados. Estas rocas consolidadas (Lutitas y Areniscas), sobreyacen a su vez discordantemente a un basamento granítico y metasedimentario del Cretásico Superior (Fig. No. 2).

Estructuralmente el Valle está caracterizado por una serie de grabens y horsts resultantes de zonas de apertura cortical asociados a movimientos de rumbo NO-SE de las fallas Cerro Prieto, Imperial y San Andrés (Fig. No. 3).

Estas fallas y las del área en general son parte del sistema San Andrés que penetra en el Golfo como un cortejo de grandes fallas dispuestas en echelón (Fig. No. 4) que a su vez componen una red global de cadenas volcánicas, grietas en el

* msnm= Metros sobre el nivel del mar.

suelo oceánico y profundas fosas oceánicas, Todo ello representan los límites entre las amplias placas móviles del Pacífico y Americana (Fig. No. 5).

Esta es una zona que se ha caracterizado por una tectónica con geometrías de cuencas de régimen transformado, de gran actividad sísmica y terremotos de foco somero, en donde la corteza terrestre ha sufrido adelgazamiento, y por consecuencia acercamiento de material ígneo del manto, originando con ello algunas áreas de alto flujo térmico.

Dado que el Golfo de California se ubica entre la zona de dispersión de las placas, éstas en su movimiento han provocado esfuerzos en la corteza y el manto, trayendo como consecuencia el desplazamiento de grandes bloques (Fig, No, 6) lo que que ha dado lugar a la formación de fosas como la Wagner que se conecta a través de la falla Cerro Prieto con el Valle de Mexicali.

Es importante hacer notar que la base geológica más relevante de este trabajo, es partir primeramente de un bosquejo de apertura de corteza y desprendimiento continental cuyos efectos han dado lugar a la formación del Golfo de California. Partiendo de panoramas regionales y agrupando argumentos y datos se ha comprendido el modelo geológico cuyo semblante principal es: originalmente en tiempos del Plioceno (?) la Península de Baja California formaba parte de un macizo granítico continental, pero debido a complejos esfuerzos de la corteza y del manto, y del movimiento de las placas Americana y del Pacífico, se inició su separación (Anderson, D, 1971). Esto ha traído como consecuencia que durante el proceso de distensión dió y continúa dando lugar al agrietamiento, desplazamietno de grandes bloques, descubrimiento del piso oceánico, y penetración de magma cuyas evidencias mucho se han publicado.

Un aspecto local respecto de lo anterior es que en el caso de los Valles de Mexicali e Imperial, justo en la porción noroccidental del Golfo de California; con el sistema de fallas San Andrés como tenor, se han manifestado una serie de fenómenos tectónicos que incluyen alta sismicidad en la zona, desprendimientos basamentarios en los flancos al SO y NE de los valles, fallas transformadas con desplazamietnos vertical y horizontal, intrusiones magmáticas, existencia de volcanes, y una variedad de zonas de alto flujo térmico, que son los que propician los ambientes geotérmicos. Esto último ha motivado las exploraciones tanto en el Valle Imperial como en el Valle de Mexicali dando como resultado en el primero el descubrimiento de ocho regiones geotérmicas denominadas Salton Sea, Heber, East Mesa, North Brawley, East Brawley, Glamis, Dunes y Border, algunas de las cuales recién empiezan su explotación (Fig, No, 7).

Respecto al Valle de Mexicali, aunque su explotación geotérmica se inició en 1973 con el campo de Cerro Prieto, a la luz de las últimas exploraciones se ha interpretado que el campo se extiende hacia el oriente de su actual localización, y se detectaron además cuatro áreas prospectivas denominadas: Tulecheck, Rifto, Aeropuerto-Algodones y San Luís R.C.

En la geología local del campo de Cerro Prieto se ha analizado y entendido que la falla Cerro Prieto (ó San Jacinto) de rumbo NO-SE tiene su evidencia en diferentes estudios desde el Golfo de California hasta el volcán de Cerro Prieto y contrariamente a lo que antes se pensaba, no es aportadora de fluídos sino mas bién actúa como límite del campo.

Al norte del campo principal en producción con base a estudios de geofísica y correlación de pozos se determinó otra falla denominada Morelia con orientación SO-NE (Fig. No. 8) y está considerada asimísmo como limitante . Dicha falla forma parte de un sístema llamado Volcano de orientación general SO-NE que cuenta además con tres zonas de fallas denominadas Delta, Pátzcuaro e Hidalgo. Este sístema de afallamientos, oblícuo al patrón tectónico regional de orientación NO-SE, es una clara evidencia del desplazamiento en echelón característico de las fallas transformes en el Valle de Mexicali. Ello hace pensar que las fallas del sístema Volcano al encontrarse en lo que se ha sugerido como un centro de dispersión; se pueden considerar como principales conductoras de calor y de fluídos sobrecalentados.

POSIBLE EXTENSION DEL CAMPO DE CERRO PRIETO

Numerosos autores han llevado a cabo estudios de diferente naturaleza sobre el Campo de Cerro Prieto, Contribuciones notables han sido hechas y mucho se ha discutído sobre los límites del yacimiento. No obstante, aunque éste ha sido delimitado al SO por la falla Cerro Prieto, al NO por una franja que pasaría por los pozos M-3, M-172 y H-2, al SE por el S-262, M-92 y M-189, queda pendiente la delimitación hacia el E (Fig, No, 8), En base a lo anterior, dado que las temperaturas son altas hacia ese rumbo, se estima que las perforaciones exploratorias deberán ser enfocadas con esta orientación y ese es uno de los primeros argumentos que soportan el atractivo al Este de Cerro Prieto al Oriente del Ejido Nuevo León.

En este resúmen se agrupan resultados de un análisis efectuado a diversos estudios geológico-geofísicos llevados a cabo por la C.F.E. en el Campo de Cerro Prieto y zonas adyacentes, apoyando tecnicamente el interés exploratorio hacia el oriente y se describen a continuación algunas características geológicas que se esperan detectar conforme se realícen las perforaciones, Dichas características se pueden resumir en lo siguiente:

1.- Se ha postulado que el Campo de Cerro Prieto se localíza en un centro de dispersión activo producto del movimiento lateral derecho de las fallas transformadas Cerro Prieto e Imperial (Elders, et al, 1972). Como consecuencia del movimiento relativo de estas fallas, se formó otro sistema aparentemente perpendicular, al que se le ha denominado Volcano (Calderón 1962, Puente, 1978) con rumbo general SO-NE y las fallas que aquí intervienen son de tensión y por consiguiente abiertas, por las que es factible el ascenso del material calorífico que calienta el agua almacenada en los sedimentos permeables. Actualmente no se ha comprobado esta teoría, sin embargo, la zona de pozos construídos,

clasificados como productores, queda ubicada en esta área y pendiente a la exploración queda la franja hacia el ENE, al E, y hacia el ESE.

Aunque los afallamientos en áreas de centros de dispersión son complejos y difíciles de determinar, hasta el momento, con apoyo en los diferentes estudios geológicos y geofísicos que se han realizado, se infirieron en el área de Cerro Prieto cuatro fallas del sistema Volcano: Morelia, Hidalgo, Pátzcuaro y Delta y se ha deducido que podrían estar relacionadas con la génesis del campo. Las isotermas de máximas temperaturas registradas en el campo manifiestan similitud con éste patrón de orientación (ENE) (Fig. No.8).

2.- Un posible atenuante al párrafo anterior es el hecho de que estas fallas (Volcano) no fueron detectadas con claridad en los recientes estudios sísmicos de Reflexión y Refracción (GYMSA, 1980). Sin embargo, éstas podrían tener un efecto suave en los patrones de reflexión (Fig. No. 9) o cambiar a rumbo E como ocurre con la falla Delta en la cercanía del pozo NL-1 (al Sur), y también las curvas de isotermas podrían cambiar al mismo rumbo, no obstante tomando en cuenta lo mencionado en el párrafo No. 1 respecto al centro de dispersión y contemplando la información gravimétrica en su correlación con la sismología y los pozos profundos, permiten suponer que ubicándose dentro del marco de localización de éste centro de dispersión, un efecto local del metamorfismo hidrotermal creado podría ser un incremento en la densidad de los sedimentos debido a la presencia de sílice y carbonatos en las porosidades intergranulares que en proceso convectivo de las salmueras sobrecalentadas se depositaron dando lugar a la generación del máximo gravimétrico en forma de domo que se observa entre el campo de Cerro Prieto y el Ejido Nuevo León y se extiende hacia el Este (Fig, No, 10) y con el podría relacionarse asimismo la posible extensión del campo.

3.- La información aportada por los estudios recientes de sísmica de Reflexión y Refracción al Este del campo de Cerro Prieto (GYMSA, 1980) indica que la cima de los sedimentos consolidados en el área propuesta como extensión del campo puede esperarse a $\pm$ 2500 m de profundidad, y en lo que se refiere al ambiente estructural se manifiesta el afallamiento mas intenso al Sur dentro de este marco de localización hacia donde dicho contacto puede encontrarse mas profundo.

Es evidente el atractivo exploratorio del sector oriental del campo. Se exponen algunas bases técnicas en apoyo a éstas propuestas con el objeto de observar o decidir, de los problemas ejidales que aquí se presentaran para la construcción de pozos. Sin embargo, es importante hacer notar que al no poderse precisar la extensión hacia el oriente, durante las construcciones que aquí se realizaran deberá darse prioridad a las localizaciones más cercanas al pozo NL-1 (al Este), dado que con ello se contribuiría a incrementar las posibilidades de éxito para la perforación de cualquier pozo que se construya cercano a la falla Imperial ya que hacía ese sector no existe actualmente alguna evidencia de temperatura anómala. Podría implicar que esta zona está inactiva hidrotermalmente, o bién las capas superficiales no consolidadas son tan permeables que las infiltraciones o el flujo de los acuíferos subterráneos del Río Colorado no permiten la presencia térmica superficial.

AREA DE TULECHECK

El interés geotérmico en el Area de Tulecheck se originó por la presencia de manifestaciones hidrotermales que se exhiben en forma de manantiales de agua caliente, fumarolas y hervideros de lodos, aproximadamente 17 Km al NO del volcán de Cerro Prieto (Fig. No. 11).

Esta anomalía geotérmica se ha denominado "Tulecheck", porque el área comprende las manifestaciones hidrotermales en los drenes de riego Huisteria y Tulecheck, y las temperaturas altas (165°C) de algunos pozos perforados para uso múltiple a 1200 m de profundidad en los alrededores.

Dentro del marco de la geología regional, la zona geotérmica se localiza 6 Km al Noreste del complejo granítico que forma la Sierra de los Cucapás, a escasos 150 m al Noreste del contacto que forman los sedimentos arcillo-arenosos más recientes que afloran en el Valle de Mexicali y los sedimentos de piedemonte que le subyacen y afloran en una amplia faja paralela a las estribaciones de la Sierra de los Cucapás.

Los sedimentos de piedemonte en los que predominan clásticos angulosos y fragmentos de granito micáceo, presentan un echado general al Noreste cuya disposición en capas con estratificacion cruzada varía de 0°a 12° (Razo, 1967).

Las primeras perforaciones realizadas en la zona, indican que el plano de contacto entre los sedimentos de piedemonte y los depósitos aluviales que le sobreyacen tiene una inclinación aproximada a la del buzamiento de los sedimentos de piedemonte.

Tectónicamente, el área se sitúa en la zona de influencia de la falla San Jacinto. Aunque la traza principal se localiza a 6 Km aproximadamente al NE su constante actividad debió contribuir al fracturamiento en los bloques de basamento granítico (?) situando parte del área como un horst con una profundidad de $\pm$ 1500 m (Fig. No. 12).

Desde el punto de vista comercial, el interés geotérmico de esta zona no radica precisamente en el área de manifestaciones ya que aquí es unicamente la zona de disipación térmica en superficie.

Referente a las estimaciones geológicas, en estos estudios se indica que la disipación termal ocurre en forma inclinada a través de los depósitos de piedemonte por su mayor permeabilidad, lo cual indica que los depósitos arcillo-arenosos que forman los sedimentos aluviales actúan como sello a dichas disipaciones. El problema principal es el orígen del calor.

Teoricamente el flujo calorífico debería provenir de alguna fuente cercana a la falla Cerro Prieto (San Jacinto). Sin embargo, los resultados del pozo M-4 construído a 2004 m de profundidad no evidencían lo anterior (60°C a 2000 m).

Continuando con el análisis estructural, los estudios gravimétricos indican que el basamento del área forma parte de la prolongación a profundidad de las rocas predominantemente graníticas que floran en la Sierra Cucapá y el Mayor (Fig. No. 13). Lo anterior se deduce del ordenamiento de contornos de anomalías de Bouguer mismas que sugieren la presencia de una sierra sepultada cuya morfología tiene su máxima expresión 9 Km al NO del Volcán de Cerro Prieto en las inmediaciones del campo de Cerro Prieto y el Area de Tulecheck. Argumentando favorablemente lo descrito, los pozos S-262, M-3 y M-96 cortaron granítica a profundidades que varían desde 1470 m hasta 2730 m.

Las manifestaciones superficiales en el Area de Tulecheck hacen pensar en situaciones virtualmente semejantes a las de la Laguna Volcano en el Area de Cerro Prieto, en donde resumidamente se tiene, una zona de disipación térmica en superficie, la falla Cerro Prieto que limita a profundidad al bloque de granito al Oriente y la zona del yacimiento geotérmico en el bloque de basamento caído al Oriente de la falla.

En Tulecheck, la zona de disipación es de menores dimensiones y aunque no sería la falla Cerro Prieto la que limita al basamento muy bien podría ser otra que de acuerdo a los contornos gravimétricos tiene orientación aproximada O-E. Referente a la zona propuesta como de probabilidades de desarrollo geotérmico, si bien los puntos anteriores cumplen con las condiciones iniciales de un campo geotérmico, hasta ahora los estudios de prefactibilidad realizados en la zona de Tulecheck no lo sitúan como buen campo. Ello puede deberse a que se ha estado explorando en las proximidades del cruce de la falla O-E con el contacto entre los sedimentos permeables e impermeables donde la energía se ha estado disipando. No obstante, partiendo de la base de que las fallas en el basamento y el efecto de éstas hasta ciertos niveles estratigráficos hacen posible el ascenso de fluídos de orígen magmático, éstos al mezclarse con acuíferos de otros niveles, son los que originan el vapor. Tomando en cuenta lo anterior, se sugiere el orígen del calor en la periferia de la estructura basamentaria en el bloque caído de la falla O-E, al norte de Tulecheck.

Con éste concepto aún no se ha resuelto cual zona sería dentro del área de Tulecheck la de mayor interés. En ésta área existe el inconveniente de que no se ha descubierto un estrato que reúna las condiciones de sello. Por otra parte, su proximidad a las estribaciones de la Sierra Cucapá hace suponer un espesor considerable de depósitos de piedemonte. No obstante, por razones de carácter hidrotermal es posible que éste sello exista a profundidad.

Considerando que los altos gravimétricos que se localizan en el Ejido Xochimilco y en los Virreyes, al Norte de Tulecheck, podrían haber sido producidos en la misma forma que el máximo gravimétrico observado en el Campo Geotérmico de Heber (por sedimentos plegados, densificados y alterados hidrotermalmente), uno de ellos ubicado 6 Km al Sur de Heber continúa desde el norte y corresponde con un máximo de temperaturas observado en el mapa de isotermas a 450 m de profundidad (Fig. No. 14). Esto implica que podría existir alguna interconexión entre el campo de Heber y Tulecheck. Ello se deduce porque el área tiene estimado un espesor de ± 4500 m de sedimentos y por la forma de las anomalías gravimétricas es difícil que éstas representen la morfología del basamento.

Dado lo anterior, se proponen exploraciones de detalle en el área norte de Tulecheck (Fig. No. 13) con estudios geofísicos de Sismología de Reflexión, y construcción de más pozos de uso múltiple de ± 1200 m de profundidad, con lo cual se formaría un criterio mejor definido en la propuesta de localización de pozos exploratorios profundos hacia ese sector.

AREA DE RIITO

El interés exploratorio en el área de Riito, Son. se originó por la presencia de temperaturas superiores a la normal detectadas en pozos construídos para riego (Fig. No. 15).

En base a esa primera información se han realizado diversos estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos que incluyen desde la geología superficial, potencial espontáneo y muestreo geoquímico, hasta las perforaciones someras (± 600 m) para uso múltiple y los estudios sismológicos de Reflexión y Refracción.

Por lo que respecta a la geología superficial, esta región de Riito es parte del Delta del Río Colorado cuyos sedimentos estan constituídos predominantemente por rocas clásticas de orígen deltáico.

Tectónicamente esta región queda también en la zona de influencia del sistema de fallas San Andrés. En consecuencia, ésta es una zona de gran actividad sísmica (Fig. No. 16).

Uno de los rasgos de mayor interés observado en ésta área, es el hecho de que aquí tiene su expresión en superficie, en la Mesa de Andrade, la falla Cerro Prieto. De ello se deriva que, la constante actividad de la falla, y el sistema al que pertenece en general, han contribuído a la formación de estructuras paralelas a la orientación de ésta (SE-NO) y algunas otras como la Riito de rumbo SO-NE visible también superficialmente en la Mesa de Andrade.

Esto podría implicar que la situación estructural necesaria para la formación de un ambiente geotérmico, queda cubierta al poder ser posible el movimiento del flujo hidrotérmico.

En los estudios gravimétricos realizados, las anomalías indican que al E de Riito; donde fué observado un gran máximo (Fig. No. 17) este puede ser interpretado como el reflejo de una zona densificada.

Diez Km al SO (de Riito), un mínimo gravimétrico en el Ejido Oviedo Mota, refleja la prolongación al NO de una gran depresión estructural proveniente del Golfo de California. Este mínimo que parece señalar un área de considerable espesor sedimentario (Superior a 7000 m) se ha interpretado por su ubicación como una gran fosa; quizá la prolongación de la cuenca Wagner en cuyos sedimentos la densificación

hidrotermal ha sido tenue o tiene poco efecto gravimétrico.

En base a lo anterior, el interés exploratorio en el área de Riíto sería mayor hacia el máximo que hacia la depresión. Sin embargo, es conveniente mencionar que este máximo, dadas sus dimensiones, puede tener orígen isostático y no reflejar coherentemente una densificación de sedimentos. En consecuencia, el siguiente paso ha sido el de definir, ya sea en las prominencias o en las estribaciones de dicho máximo el sítio que reúna las mejores condiciones estructurales. Esto se ha inferido en parte en base a la interpretación de los mismos estudios gravimétricos y sismológicos de Reflexión y Refracción en los que fué detectada una falla con caída hacia el SO diéz Km al oriente de Riíto (Fig. No. 17) que se observa paralela a la Cerro Prieto y podría ser propicia para alguna actividad hidrotermal. Se sugiere la construcción de uno o más pozos exploratorios al SO de ésta falla en su localización sismológica.

En lo que se refiere a los regístros de Reflexión estos manifiestan una estratificación buzante en general hacia el SO (Fig. No. 18).

En la zona de interés propuesta, al SO de la falla, los estratos reflectores se presentan uniformes y homogéneos hasta los 900 m y subyacientes a éstos, se inicia la atenuación de dichos reflectores. De aquí se interpreta que a ± 900 m exíste una diferencia en el grado de consolidación de los sedimentos y podría representar la cima de un paquete de consolidados con espesor hasta de 1500 m, a cuya profundidad (± 2400 m); en donde se observa el último horizonte reflector, se podría marcar el contacto de un cuerpo más denso y compacto.

Ya que en ésta área, sugerida de interés exploratorio, es difícil detectar el basamento a ± 2400 m de profundidad, se proponen que los pozos que se perforen se construyan, a 3500 m con el fín de conocer la estratigrafía y termalidad de la zona.

En lo que respecta a la magnetometría aquí, las anomalías no observan correspondencia con las de Bouguer (Fig. NO, 19). Ello significa que no son originadas por la misma fuente. Empero, dos pequeños máximos magnéticos observados, uno en el Ejido Plan de Ayala y el otro en el pueblo de Riíto, se correlacionan con los mapas de 2º Derivada y Residuales gravimétricos, (Figs. 20, 21). En este caso, se han interpretado por su ubicación junto a la falla Cerro Prieto, como el reflejo de posibles cuerpos de orígen ígneo, de alto contenido de minerales ferromagnesianos, densos y de alta suceptibilidad magnética.

Cabe mencionar que aunque es difícil decidir la profundidad de los cuerpos causantes de dichas anomalías magnéticas, dada la termalidad del área éstos podrían ser la fuente de calor. Por consiguiente en donde se localízan, implican interés exploratorio. Como un apoyo a lo anterior, en el campo geotérmico "Salton Sea" (350°C) el pozo Elmore Nº 1 penetró en un cuerpo ígneo de composición intermedia con abundante contenido de magnetita a 2123 m de profundidad (Griscom y Muffler, 1971) y en el campo de "Heber" (215°C) el pozo Holtz Nº 1 alcanzó diabasa a 1366 m (Browne, 1977). Ambos campos se encuentran en máximos magnéticos por lo que el orígen de éstas anomalías ha sido atribuído a cuerpos ígneos relativamente jovenes actualmente en etapa de enfriamiento (Randall, 1968).

Es evidente que lo anterior deberá complementarse con otros estudios de detalle lo cual reduce los argumentos para la inmediata localización de pozos exploratorios profundos en estas áreas. No obstante, las perforaciones someras (± 600 m) para uso múltiple llevados a cabo por ésta C.F.E., indícan temperaturas de hasta 64°C a los 450 m cuyos gradientes varían desde 1,59 C/30 m hasta 3,49 C/30 m (Fig. No. 22).

Los párrafos mencionados son con el fín de sustentar otras propuestas de localización en esta área de Riíto que se encontrarían en el flanco suroccidental del máximo gravimétrico, en la prominencia del máximo magnético y cercano a la traza de la falla Cerro Prieto.

El caso del máximo magnético del Ejido Plan de Ayala no se contempla en esta propuesta dado que la información que se tiene de ese sítio no es suficiente, pero deben programarse mas estudios de exploración dado que también ahí existen evidencias de termalidad.

AREA AEROPUERTO - ALGODONES

Aeropuerto-Algodones se ha denominado así porque comprende dos zonas con probabilidades geotérmicas: una al Oeste del Aeropuerto Internacional Rodolfo Sánchez Taboada, y la otra, entre dicho aeropuerto y el pueblo de Algodones.

El interés exploratorio de la zona Aeropuerto Oeste se originó por la presencia de temperaturas superiores a la normal detectadas en pozos construídos para riego y por su ubicación junto a la falla Imperial que reúne parcialmente los requisitos estructurales ya que podría ser propicia para la existencia de alguna actividad geotérmica. Por otra parte, la cercanía al Campo Geotérmico de Heber en el Valle Imperial, y la posible continuación de la anomalía térmica de Heber hacia el Valle de Mexicali, parece indicar que podría tener alguna relación con el máximo gravimétrico que se presenta como una elevación estructural al poniente de la falla Imperial en las proximidades del aeropuerto (Fig. No. 13).

Partiendo de lo anterior, se comenta la información geofísica y geológica existente, sustentando las propuestas de localización de pozos exploratorios en el área.

Por lo que respecta a la gravimetría, en estudios anteriores se interpreta la posible existencia de un horst (Fonseca y Razo, 1978, Reyes Z., 1979). Por otra parte, las temperaturas superiores a la normal registradas en la zona sugieren que este máximo gravimétrico de orientación NO-SE, limitado en su flanco Suroccidental por la falla Imperial pudo ser provocado no por una elevación del basamento, sino por una densificación de los sedimentos. Ello podría significar que el máximo se produjo por las altas temperaturas de las aguas de formación que en un proceso convectivo, en su migración y enfriamiento depositaron sílice y carbonatos en las porosidades intergranulares de los sedimentos

incrementando así la densidad de los mismos y consecuentemente el campo gravitacional.

Esto se ha relacionado porque también en los campos geotérmicos de Heber, East Mesa, Brawley, Salton Sea y Dunnes etc., aunque no serían las mismas condiciones estructurales, existen máximos gravimétricos que han sido interpretados en forma similar. En base a lo anterior, la zona del máximo sugiere interés exploratorio.

En éste lugar, la información preliminar suministrada por los estudios recientes de sísmica de Reflexión y Refracción (GYMSA, 1980) indica en el área un ambiente estructural bastante irregular quizá originado por la constante actividad de la falla Imperial (Fig. No. 23). Por otra parte, de acuerdo a la gravimetría se ha podido definir una alineación en los valores de anomalías de Bouguer de orientación NE-SO que podría implicar la presencia de otra falla. Un detalle interesante observado aquí, es que en la intersección de ésta falla con la Imperial, fué localizado el epicentro del sismo de magnitud 6.6 ocurrido en octubre de 1979 (CICESE, 1979) (Fig. No. 16).

Una aparente inconvenencia referente a la localización de un pozo en ésta área es que de acuerdo a la información existente del Valle Imperial éste máximo en el lado americano continúa en parte y aunque si manifiesta gradientes de temperaturas anómalos no se ha descubierto ninguna evidencia de temperaturas comercialmente explotables. Se podría entender como una antigua zona de intenso metamorfismo hidrotermal actualmente de menor actividad. Esto se interpreta en su correlación con la magnetometría al no presentarse ninguna anomalía fuerte o representativa de basamento o de algún intrusivo ígneo capaz de alterar el campo magnético del área lo cual argumenta favorablemente a la presencia de un cuerpo metamorfico como productor de ésta anomalía gravimétrica.

Sumado a lo descrito otros trabajos geofísicos realizados en años anteriores en el Valle Imperial, manifiestan espesores de hasta 6000 m para el paquete sedimentario (Fig. No. 24).

Por lo expuesto en los párrafos anteriores, aunque no se tenga termalidad comercial en la localización de éste máximo en el lado americano, los gradientes de temperaturas que se incrementan hacia el SE en el lado mexicano, el virtual cuerpo metamórfico observado aquí, con algo de temperatura detectada de acuerdo a la información de los pozos A-1 (80° C) y A-2 (85°C) construídos hasta 1100 m de profundidad (Fig. No. 13), así como la estratigrafía atravezada por éstos que indican a dicha profundidad el inicio de la zona de la de transición de los sedimentos no consolidados con los consolidados, y la situación estructural, manifiestan en el área interés de perforación exploratoria.

Dentro de ésta misma Area de Aeropuerto-Algodones, en un análisis tectónico efectuado a los recientes estudios de gravimetría y magnetometría de la porción oriental del Aeropuerto, se detectaron cuatro fallas que han sido correlacionadas con las detectadas en el lado americano y corresponden a las denominadas Algodones, San Andrés, Calipatria y Brawley.

La falla Algodones cuyo reflejo superficial resulta evidente al Oeste de Pilot Knob en el pueblo de Los Algodones, manifiestan en el mapa de Anomalías de Bouguer un plano de fractura con escalonamiento hacia el centro de la depresión del macízo predominantemente granítico que aflora en el Cerro mencionado (Fig. No. 25). Con caída al SO de éste basamento superficial, se estima su salto de $\pm$ 800 m, de profundidad.

Aunque a ésta falla se le ha relacionado con el campo geotérmico de Glamis en el Valle Imperial, dado su corto paso en la porción mexicana cercano al pueblo de los Algodones y la ausencia de actividad termal en el área, en ésta posición dicha falla no tiene interés exploratorio.

La falla de San Andrés cuya evidencia en superficie se manifiesta 17 Km al Oeste del Pilot Knob, queda bién delimitada por la gravimetría en la porción estudiada. Asimismo, indica un salto mayor a los 2000 m al SO en los bloques del basamento cuya profundidad se estima superior a los 6000 m y de composición desconocida.

La falla Calipatria tiene una marcada correspondencia con el alineamiento de los contornos de anomalías de Bouguer y forma parte de una aparente elevación estructural en el flanco occidental de un máximo gravimétrico.

Este máximo es la prolongación al SE del observado en la zona geotérmica denominada "Border" en el Valle Imperial, misma que es continuación isotermal del Area de "East Mesa".

En base a lo anterior, y tomando en cuenta que existe termalidad en la zona (Fig. No. 26), ésta anomalía gravimétrica que se le ha denominado Aeropuerto Este representa interés ya que se ha supuesto originada en la misma forma que los máximos gravimétricos observados en los campos geotérmicos mencionados. Es decir, el hidrotermalismo ha incrementado la densidad de los sedimentos alterando con ello el campo gravitacional y la falla Calipatria podría ser el conducto que propicia dicho proceso.

AREA DE SAN LUIS RIO COLORADO

El Area de San Luís R.C. se ha considerado como prospecto geotérmico por la actividad termal observada en una serie de pozos construídos para riego.

Con esos antecedentes se han realizado muestreos geoquímicos con cuyos geotermoindicadores Na-K y Na-K-Ca se determinaron temperaturas de 130°C. Por otra parte, un pozo construído a 3217 m de profundidad con objetivos petroleros, hacia el NE justo en la frontera internacional (Fig. No. 25), reveló una temperatura de 138°C.

Esta temperatura podría considerarse como gradiente normal, pero una serie de circunstancias inducen a pensar que este pozo es un importante indicador de actividad geotérmica ya que su proximidad al Río Colorado y el área de afectación de sus acuíferos subterráneos a profundidad, pudieron haber influído a que no se registraran temperaturas superiores. Asimismo, es importante mencionar que éste pozo se localíza en el flanco Occidental de una depresión siendo la parte más levantada al Oeste de San Luís R.C.

En un resúmen desde el punto de vista tectónico, aunque la zona de influencia de apertura de corteza y separación de la península es muy amplia, en la zona que abarca el Valle de Mexicali al NE del Campo de Cerro Prieto el mayor relleno sedimentario ocurre entre las fallas Cerro Prieto y San Andrés en el área estudiada. Consistentemente, por esfuerzos tensionales y caída gravitacional, los bloques del basamento tienen un escalonamiento desde donde afloran en las Sierras Cucapá, el Mayor y el Pilot Knob, hasta las fallas indicadas.

Lo anterior es con el fín de señalar que en la porción central del Valle de Mexicali tanto al SO de la falla Cerro Prieto, como al NE de la falla San Andrés, las anomalías de gravedad y magnéticas ubicadas en éstos sítios, tienen estrecha relación y su orígen ha sido atribuído al relieve y concentración de minerales magnéticos del basamento mencionado.

Estructuralmente hablando, éstos son los primeros datos que se tienen del área de San Luís R.C. y sus alrededores.

Los sítios que se han clasificado aquí como atractivos exploratorios, se han relacionado a altos gravimétricos observados entre las fallas San Andrés y Cerro Prieto en donde ocurre el mayor depósito sedimentario. Con fundamento en ello, los máximos gravimétricos observados uno al Oeste de San Luís R.C. y otro en el pueblo de Paredones, dada la igual correspondencia con máximos magnéticos (Fig. No. 27) y su posición respecto a la falla San Andrés, se han asociado a intrusiones ígneas intrasedimentarias con posible alteración metamórfica según se manifiesta en la termalidad del área detectada por geoquímica y en el pozo construído a 3217 m de profundidad.

En el máximo gravimétrico que se encuentra al SO de San Luís R.C. en Lagunitas Norte, no hay correspondencia con algún alto magnético lo cual podría implicar que el de gravedad fué causado por densificación hidrotermal en los sedimentos que puede ser el reflejo de un cuerpo metamórfico sin fuerte magnétismo ignorándose si tenga actividad termal.

Es importante mencionar que en toda esta región de San Luís R.C. la capa areno-arcillosa superficial y la infiltración de los acuíferos del Río Colorado pueden contribuir a enmazcarar las anomalías térmicas en superficie o bién estas no exísten, por lo cual, se proponen exploraciones sismológicas y pozos de uso múltiple (hasta $\pm$ 1200 m), hacia los altos gravimétricos, que normen y actualícen un mejor criterio en la futura localización de pozos exploratorios profundos hacia esa zona.

CONCLUSIONES

El contexto geológico que es la base de la selección de sítios considerados en este trabajo como prospectos geotérmicos, ha sido un análisis regional de las evidencias geológico-estructurales observadas en el Valle de Mexicali que es una zona de dispersión de corteza causada por grandes esfuerzos ocurridos como producto de mecanismos tridimensionales provocados por la separación de la península, de la placa continental. Así, al hacer analogías geomorfológicas y asociar rasgos geológicos que afloran en las sierras de los alrededores del Valle de Mexicali, en éste reporte se ha creado una hipótesis sobre la formación de la Laguna con el objeto de comprender mejor la tectónica regional que coadyuvaría a un mejor apoyo en las interpretaciones que aquí se exponen. Dado lo anterior, los datos geológicos, geofísicos, termales, e información de pozos se han integrado resultando de ello que:

Las Sierras Cucapá y El Mayor derivan isostáticamente a partir de la Sierra de Juárez con un desplazamiento de orientación no bién definido sobre una cubierta simaica dando lugar a la formación de nuevos centros de apertura cortical como la Laguna Salada. Estas Sierras han deslizado cizallantemente algunos bloques perífericos con raíces de menor resistencia a los esfuerzos tensionales ocasionando una caída gravitacional de esos bloques hacia los centros de apertura cuyos ejes de elongación son las actuales trazas de fractura observadas en diferentes estudios.

En el marco téctonico del Valle de Mexicali se manifiestan tales desprendimientos en forma escalonada hacia el centro de la depresión quedando ésta situación expuesta en los mapas de Anomalías de Bouguer y Magnético al representar fielmente dichas anomalías el relieve del basamento a profundidad que aflora en las Sierras Cucapá y El Mayor. Por otra parte, una serie de mínimos gravimétricos que se encuentran circunvolucionando a ese basamento, son una clara evidencia de las inconsistencias de masa provocadas por un fuerte contraste de lateral de densidad al iniciarse una caída abrupta de dicho basamento que marca el principio del área de mayor depósito sedimentario. Un ejemplo de lo anterior es la porción oriental del campo de Cerro Prieto.

Hacia el otro lado de la depresión, en el área Suroccidental del pueblo de Algodones, otro desplazamiento de bloques resulta similar ya que partiendo aparentemente de la Sierra Cargo Muchacho Mountains y el Pilot Knob hacia la depresión, en la falla de Algodones principia otro escalonamiento hasta la falla San Andrés, y las anomalías de Bouguer y Magnéticas reflejan la morfología del basamento de esa área.

En la selección de sítios clasificados en éste reporte como atractivos geotérmicos, éstos se han relacionado a máximos gravimétricos que no representan al basamento, ubicados en las áreas de mayor relleno sedimentario, postulando el orígen de algunos de ellos a densificación de sedimentos por hidrotermalísmo generado en un proceso convectivo de acuíferos sobrecalentados dada la termalidad detectada en algunos de esos sítios. Asimísmo, otros máximos han sido relacionados a intrusiones ígneas intrasedimentarias ubicadas junto a las grandes fallas por su particular correspondencia con máximos magnéticos.

Finalmente, con el apoyo de éstas interpretaciones el Campo de Cerro Prieto se extiende hacia el oriente de su actual localización sin precisar su dimensión a través de un máximo gravimétrico en forma de domo, y en las Areas de Tulecheck, Ríito, Aeropuerto-Algodones y San Luís Río Colorado ha quedado señalado lo atractivo de un programa de exploración geotérmica que incluya

pozos de uso múltiple hasta ± 1200 m, Sismología de Reflexión y pozos exploratorios profundos según se propone en las páginas anteriores.

BIBLIOGRAFIA

Anderson Don L., Noviembre, 1971. "Deriva Continental y Tectónica de placas. La Falla de San Andrés" Selecciones de Scientific American.

Biehler, S. and J. Combs, 1972 Correlation of gravity and geothermal anomalies in the Imperial Valley, Southern California (Abs) Geol. Soc. , Amer Abstracts with rograms, v. 4., No. 3.

Biehler, S. 1971 Gravity Studies in the Imperial Valley, In Cooperative Geological-Geochemical investigations of geothermal resources in the Imperial Valley area of California, Univ. Calif. Riverside, Education Research Service.

Browne, 1977, Occurrence and hydrothermal alteration of diabasa, Heber Geothermal Field, Imperial Valley, California. Institute of Geophysics and Pla-etary Physics University of California, Riverside , California. 92521. UCR/IGPP-77/79.

Carey, S.W., 1961, In Continental Drift (Geology. Dept. Symp., Univ. of Tasmania, Hobart, Aust., 1958),pp. 177-355; W. Halminton, Bull. Geol. Soc. Amer., 72, 1307.

Calderon, A., Geólogos Consultores Asociados (1962), "Levantamiento Sismológico de Refracción en la Zona Geotérmica de Cerro Prieto, Municipio de Mexicali, Estado de Baja California"; Inédito; Archivo de la Comisión Federal de Electricidad.

Combs. J., 1971, Heat Flow Geothermal Resources estimate for the Imperial Valley, In Cooperative Geophysical Geochemical Investigations of Californ-a (Univ. Calif. Riverside).

Crowell, J.C., 1974, Origin of late Cenozoic brines of Southern California in "Tectonics and Sedimentations"' Soc. of Economic Paleon, and Mineralogists Spec, Pub. No. 22, W.R. Dickinson, Ed., pp. 190-204.

De la Peña L.A. y Puente C.I. 1979, "El Campo Geotérmico de Cerro Prieto", 92nd meeting, San Diego. Geological Society of America. Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, Comisión Federal de Electricidad.

Dobrin M.B. "Introducción a la prospección Geofísica. P-266-292. Ed Omega 1969. Segunda Impresión.

Elders, W.A., R.W. Rex, T. Robinson and S. Biehler, 1972, Crustal Spreading in Southern California; Science, 178.

Elders, W.A., J.R. Hoagland, E.R. Olson, S.D. Mcdowell and P. Collier, 1978, A. Comprenhensive Study of sample from geothermal reservoirs: Petrology and light stable Isotope Geochemistry in the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México UCR/IGPP 78/26.

Fonseca L., H.L. Davenport C., Puente C.I., y De la Peña, A., Cerro Prieto Geothermal Field, CFE'S Geophysical Studies 51th Anual International Meeting And Exposition Society of Exploration Geophysicists, Los Angeles, Ca, 1981.

Fonseca L., H.L. y Razo M.A., 1979 "Estudios Gravimétricos, Magnetométricos y de Sísmica de Reflexión en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto. 2o. Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Comisión Federal de Eléctricidad.

Gastil, G.R., Allison, E.C., Phillips, R.P., 1971 Reconnaissance geologic map of the State of Baja California: Prepared by the Students and Staff of the Universidad Autónoma de Baja California and San Diego State College.

Griscom, A., and L.J.P. Muffler, 1971, Salton Sea Aeromagnetic Map, U.S.G.C., Washington D.C. Map GP-754.

GYMSA Fotogrametría, S.A. Estudio Sismológico de Reflexión y Refracción en las áreas de "Cerro Prieto Este", "Tule CHeck", y "Rifto", Mexicali, B.C. Marzo 1981

Heartherton, T., W.J.P. MacDonald, and G.E.K. Thompson, 1966, Geophysical Methods in Geothermal Prospecting in New Zeland, Bull. Volcanol., v. 29. pp-485-497.

Howard J., Apps. J.A., et al 1978, "Geothermal Resource and Reservoir Investigations of U.S. Bureau of Reclamation Lease holds at East Mesa, Imperial Valley, California," October, 1878, Lawrence Berkeley Laboratory, University of California, Berkeley, California.

Kovack, R.L., Allen, C.R., and Press F., 1962. "Geophysical Investigations in the Colorado Delta Region"; Jour Geophys, Res., v. 67, p-2485-2871.

Lambert, W.D. and Darling, F.W. "Values of Theoretical Gravity on the International Ellipsoid", Bull, Geodesique, No. 32, October, November, December, 1971.

Lomnitz, C., F. Mooser, C. Allen, J.N. Bruce and W. thatchr, 1970, Seismicity of the Gulf of California Region, México - Preliminary Results; Geofis. Inst. 10,37.

Meidav, T. and Howard J.H., 1979 "An Update of Tectonics and Geothermal Resource Magnitude of the Salton Sea Geothermal Resource", Geothermal Resource Cou-cil, Transactions, vol. 3, September, 1979.

Meidav, T. y Rex W.R. 1970, "Geophysical Investigations for Geothermal Energy Sources, Imperial Valley, California". Phase I:1968 Field Project.

Nettleton, L.L., 1976, Gravity and Magnetics in Oil Prospecting, New York, McGraw-Hill.

Puente, C.I., 1978, Geology of the Cerro Prieto Geothermal Field (abs.): Abstracts, 1st. Simposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México: Lawrence Berkeley Laboratory Rept. LBL-7098 ABS,p.6.

Randall, W. An Analysis of the Subsurface Structure and Stratigraphy of the Salton Sea Geothermal Anomaly, Imperial Valley, California, Ph.D. Dissertation, University of California, Riverside (1974).

Rex, R.W. E.A. Babcock, S. Biehler, J. Combs, T.B. Coplen, W.A. Elders, R.B.Fugerson, Z. Garfunkel, T. Meidav and P.F. Robinson, 1971, Cooperative Geologycal, Geophysical-Geochemical Investigations of Geothermal Resource in the Imperial Valley Area of California. UCR/IGPP.

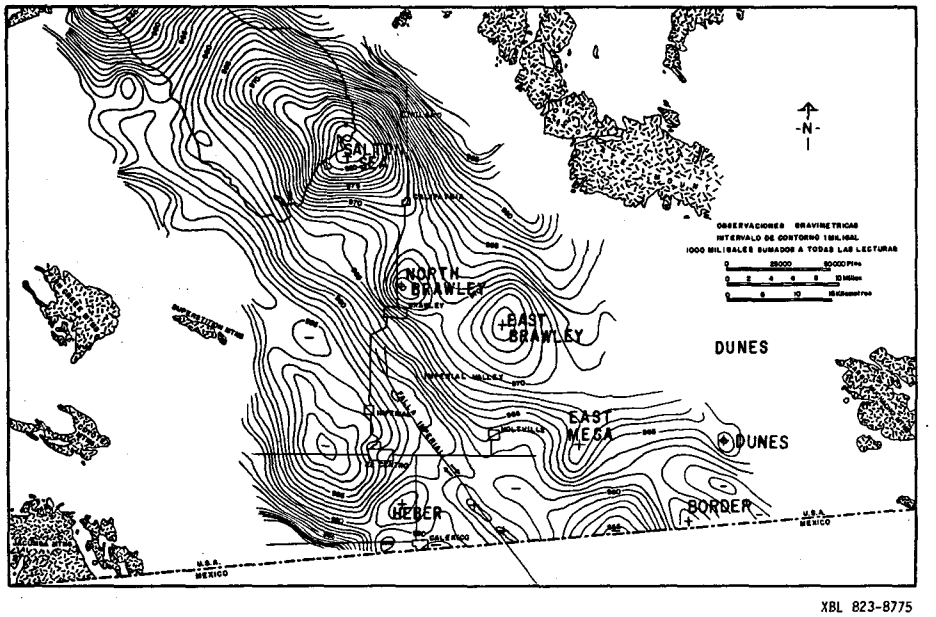
Reyes, Z,C.A., 1979, Estudio de Microsismicidad del Sistema de fallas transformadas Imperial-Cerro Prieto, Informe Técnico GEO79-01, Centro de Investigacion Científica y de Educación Superior de Ensenada,

Reyes, Z,C,A., 1980 Reporte Preliminar del Sismo "Victoria" Baja California Norte del 8 de Junio de 1980 (ML=6,7) Informe Técnico GEO80-02, C,I,C,E,S,E., Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Junio, 1980,

Silva Saldivar Pedro, 1977, Separación Regional-Residual y Segunda Derivada Vertical en Gravimetría, Tesis apra obtener la maestria en Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Instituto de Geofísica.

Talwani Manick, Worzel J. Lamar and Landisman Mark, "Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Medocine Submarine Fracture Zone",

Velasco Hernández, J., y Martínez Bermúdez, J.J., 1963 "Levantamiento Gravimétrico en la Zona Geotérmica de Mexicali, B,C,"; Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 24 p, inedit.



XBL 823-8775

Figura 1. Anomalía de Bouguer del Valle Imperial (tomado de Biehler, 1971).

Figure 1. Bouguer anomaly map of the Imperial Valley (taken from Biehler, 1971).

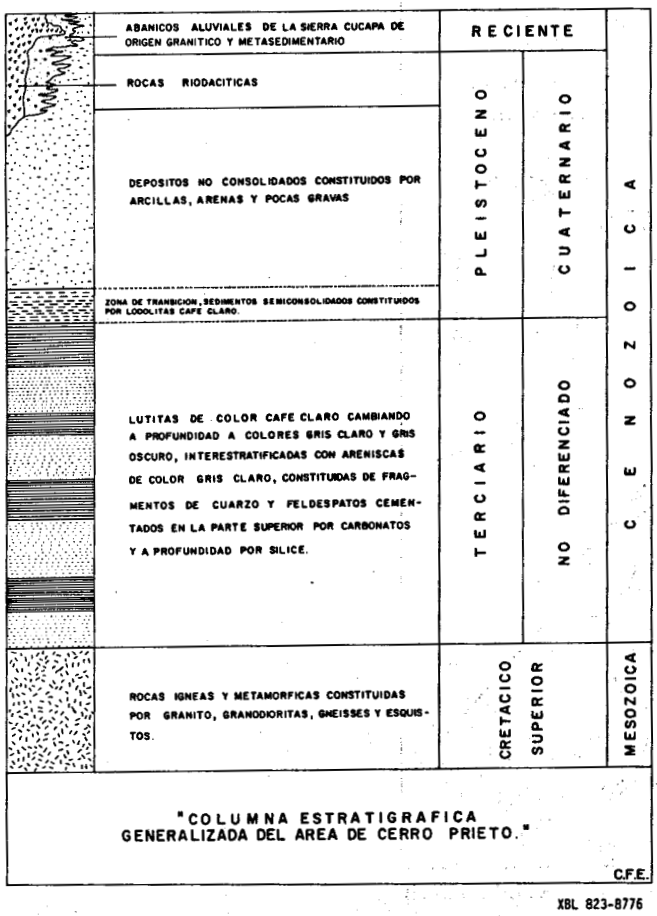


Figura 2. Columna estratigráfica generalizada del área de Cerro Prieto.

Figure 2. Generalized stratigraphic column of the Cerro Prieto area.

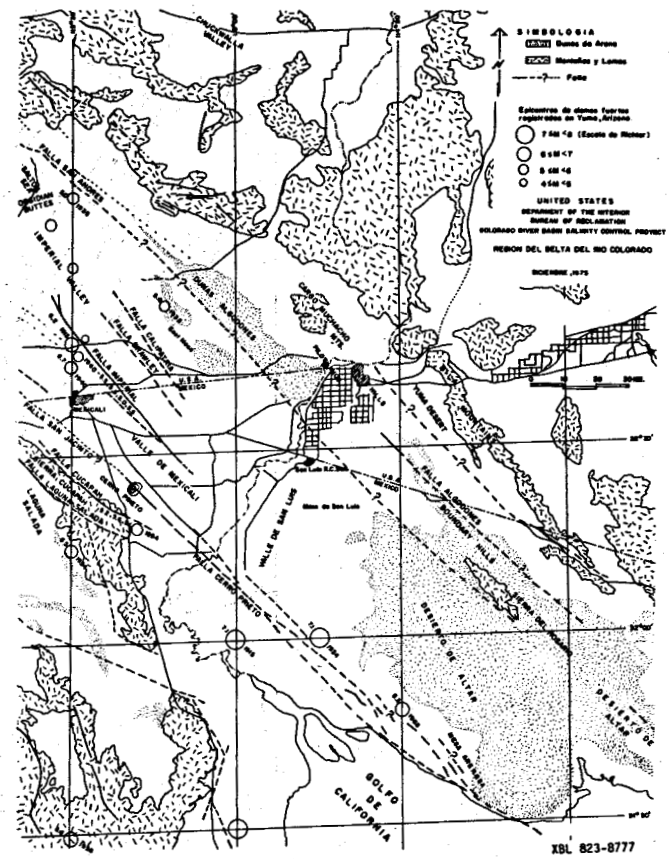


Figura 3. Mapa fisiográfico y tectónico de la región del delta del Rio Colorado.

Figure 3. Physiographic and tectonic map of the Colorado River Delta region.

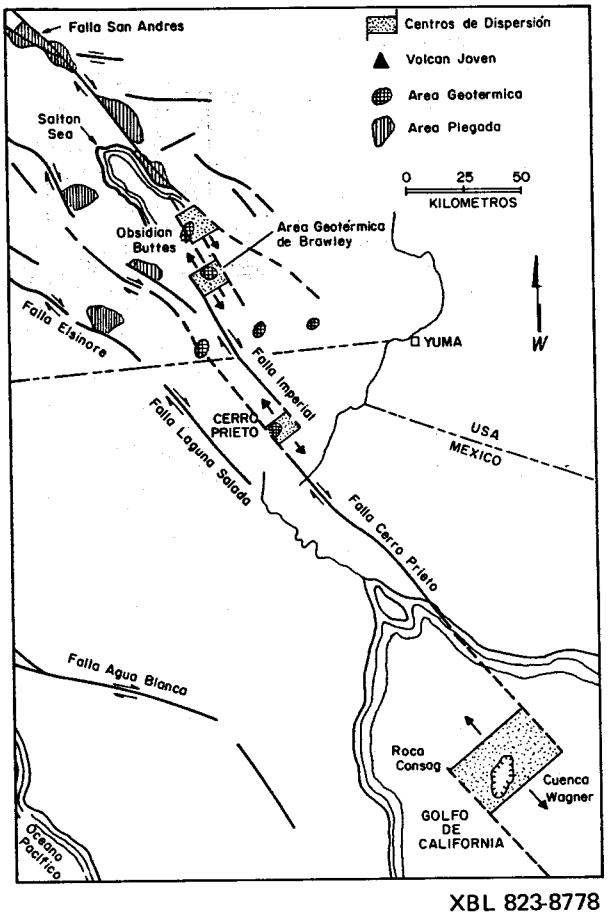
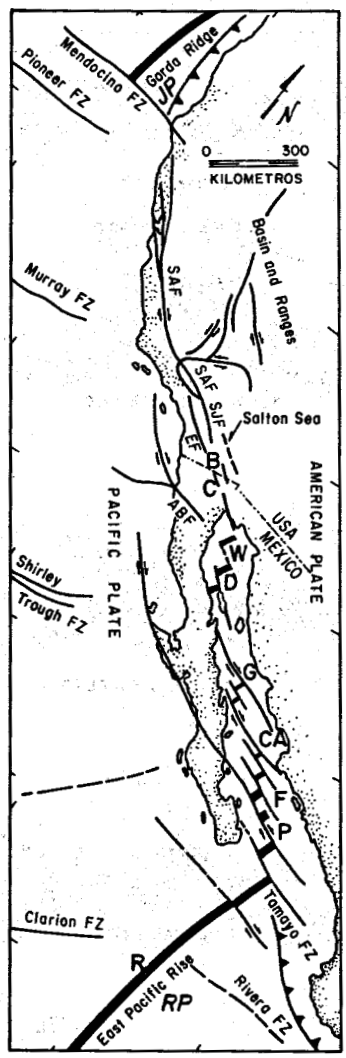


Figura 4. Modelo de fallas transformes y centros de dispersión propuesto por Elders et al., 1972.

Figure 4. Transform fault and spreading center model proposed by Elders et al. (1972).



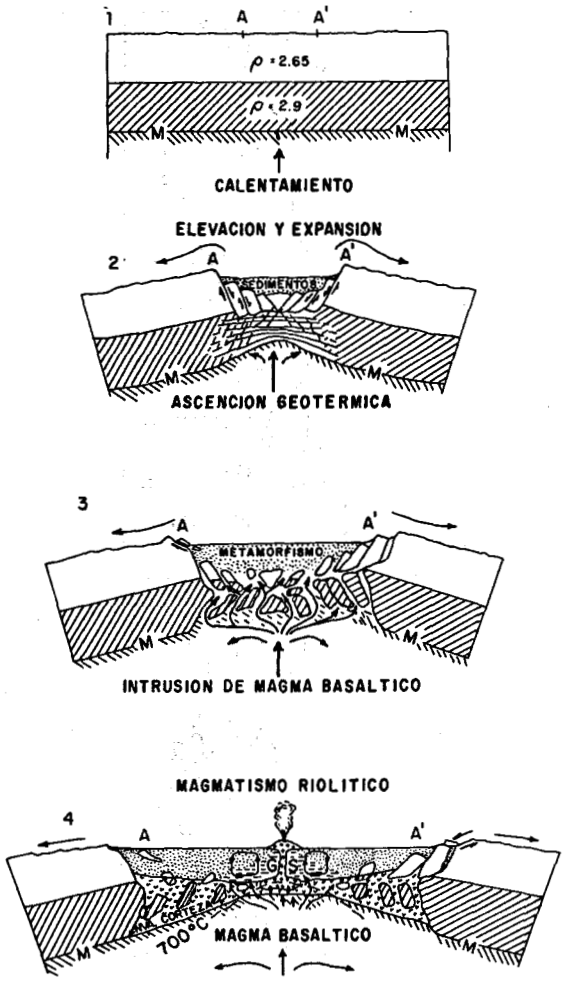
XBL 823-8778A

Figura 5. Ambiente tectonico general de la depresion Salton y el Golfo de California. La Costa del Pacífico en Norteamérica esta dominada por sistemas de fallas transformes y conecta a la triple union Mendocino con la triple confluencia Rivera. Asimismo, muestra las zonas de distension (pull apart basins) entre los segmentos de falla en Echelon en el Golfo de California.

Las zonas de fractura oceánica (FZ) y fallas continentales (F) son líneas negras continuas. Las que estan en duda son representadas por líneas discontinuas.

Otras abreviaciones: SAF = Falla de San Andres; EF = Falla Elsinore; SJF = Falla San Jacinto; ABF = Falla de Agua Blanca; JP = Falla de Juan de Fuca; RP = Placa Rivera; W= Cuenca Wagner; D = Cuenca Delfín; G = Cuenca de Guaymas; CA = Cuenca Carmen; F = Cuenca Farallon; P = Cuenca Pescadero; ▲ Volcán holocenico; B = Salton Buttes; C = Cerro Prieto, y R = Revillagigedo (Tomado de Elders y otros, 1972, Lawver y Williams, 1979, y Dickson y Snider, 1979)

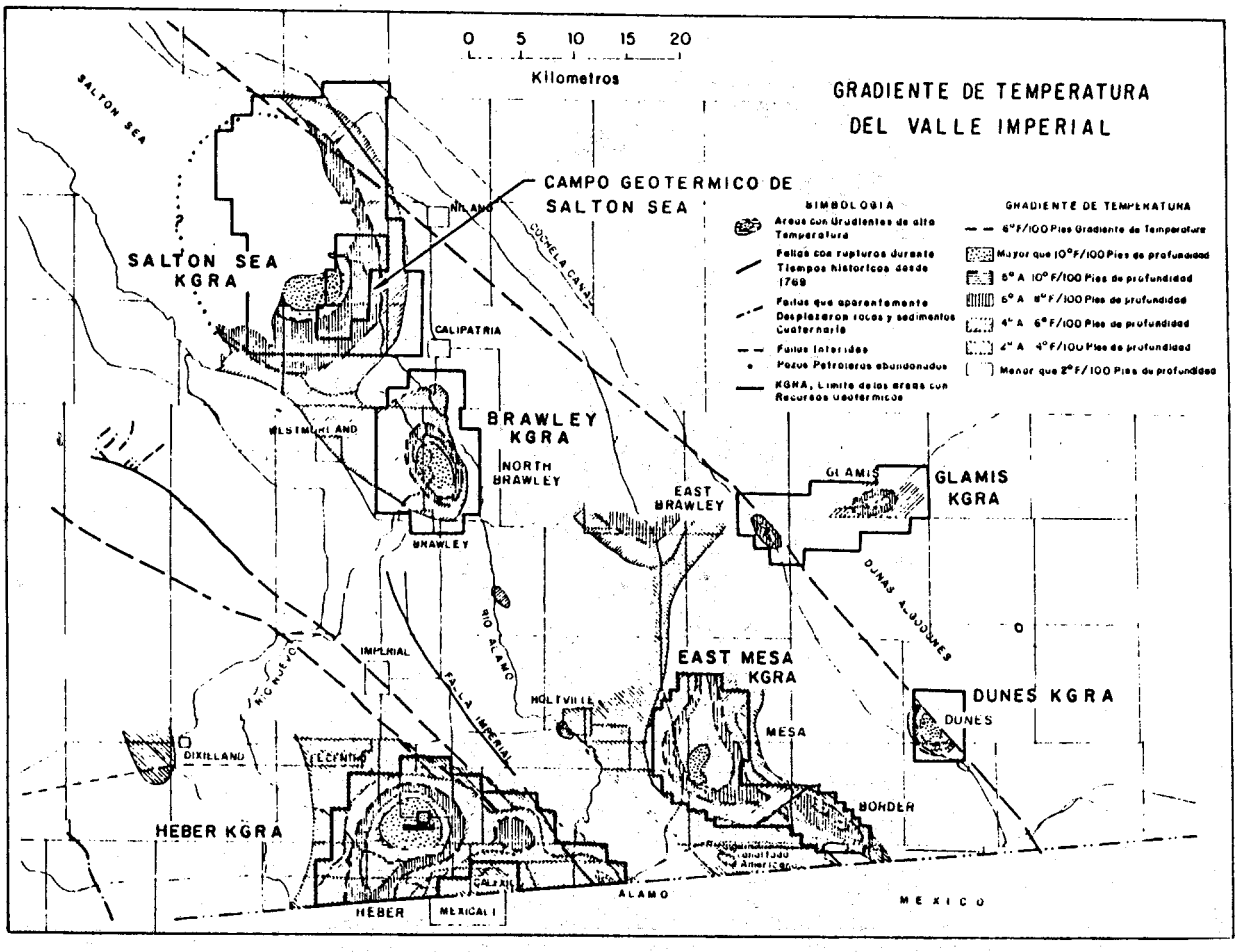
Figure 5. Gross tectonic environment of the Salton Trough. The Pacific Coast of North America is dominated by transform fault systems, which connect the Mendocino triple junction to the Rivera triple junction. Also shown are pull-apart basins between en echelon fault segments in the Gulf of California. Oceanic fracture zones (FZ) and continental faults (F) are solid black lines, dashed where uncertain. Other abbreviations: SAF = San Andreas Fault; EF = Elsinore Fault; SJF = San Jacinto Fault; ABF = Agua Blanca Fault; JP = Juan de Fucca Plat; RP = Rivera Plate; W = Wagner Basin; D = Delfin Basin; G = Guaymas Basin; CA = Carmen Basin; F = Farallon Basin; P = Pescadero Basin; ▲ = Holocene volcanoes; B = Salton Buttes; C = Cerro Prieto; and R = Revillagigedo. (From Elders, et al., 1972; Lawver and Williams, 1979, and Dickinson and Snyder, 1979).



XBL 823-8779

Figura 6. Modelo de agrietamiento y generación de magma. Las secciones son trazadas paralelas a las fallas de desplazamiento de rumbo. Paso 1: dos capas de la corteza descansan sobre una zona caliente en el manto. M, disconitnuidad Moho, AA', puntos de referencia para movimientos posteriores. Paso 2: expansión hacia arriba y lateral; una depresión se inicia y se llena parcialmente por sedimentos. Paso 3: la depresión es invadida por magma basáltico; luego ocurre el metemorfismo de los sedimentos y el deslizamiento gravitacional de las paredes en declive. Paso 4: derretimiento del basamento y la expulsión del magma riolitico. Salmuera caliente ascendente causa metamorfismo de esquistos verdes a profundidades superficiales (tomado de Elders, 1972).

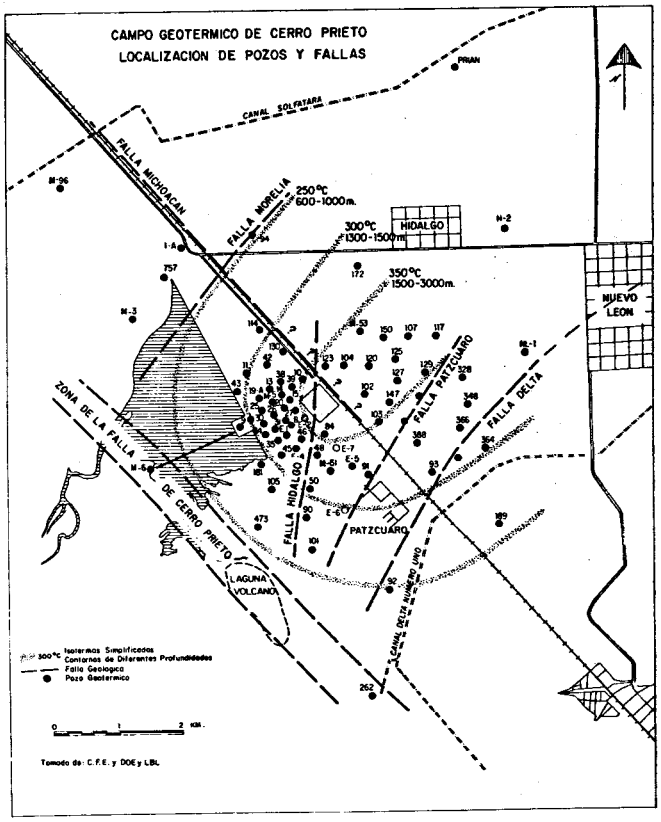
Figure 6. Model of rifting and magma generation. The sections are drawn parallel to strike-slip faults. Stage 1: Two layers of crust overlie a hot zone in the mantle. M, Moho discontinutity; A and A', reference points for later movements. Stage 2: Upward and lateral expansion; a trough is initiated and partly filled in by sediments. Stage 3: The widening trough is invaded by basaltic magma; metamorphism of the sediments and gravitational sliding of the tilted walls occur. Stage 4: Melting of the basement and extrusion of rhyolitic magma. Ascending hot brines cause greenschist metamorphism (GS) at shallow depth.



XBL 823-8780

Figura 7. Plano de gradiente de temperatura del Valle Imperial, mostrando las áreas con recursos geotérmicos de la región del Salton Sea (tomado de Combs, 1971).

Figure 7. Temperature gradient map of the Imperial Valley, showing the geothermal resources of the Slaton Sea area (taken from Combs, 1971).



XBL 823-8781

Figura 8. Mapa de la zona del campo geotérmico de Cerro Prieto mostrando la localización de pozos y fallas.

Figure 8. Map of the Cerro Prieto area indicating faults and important isotherms.

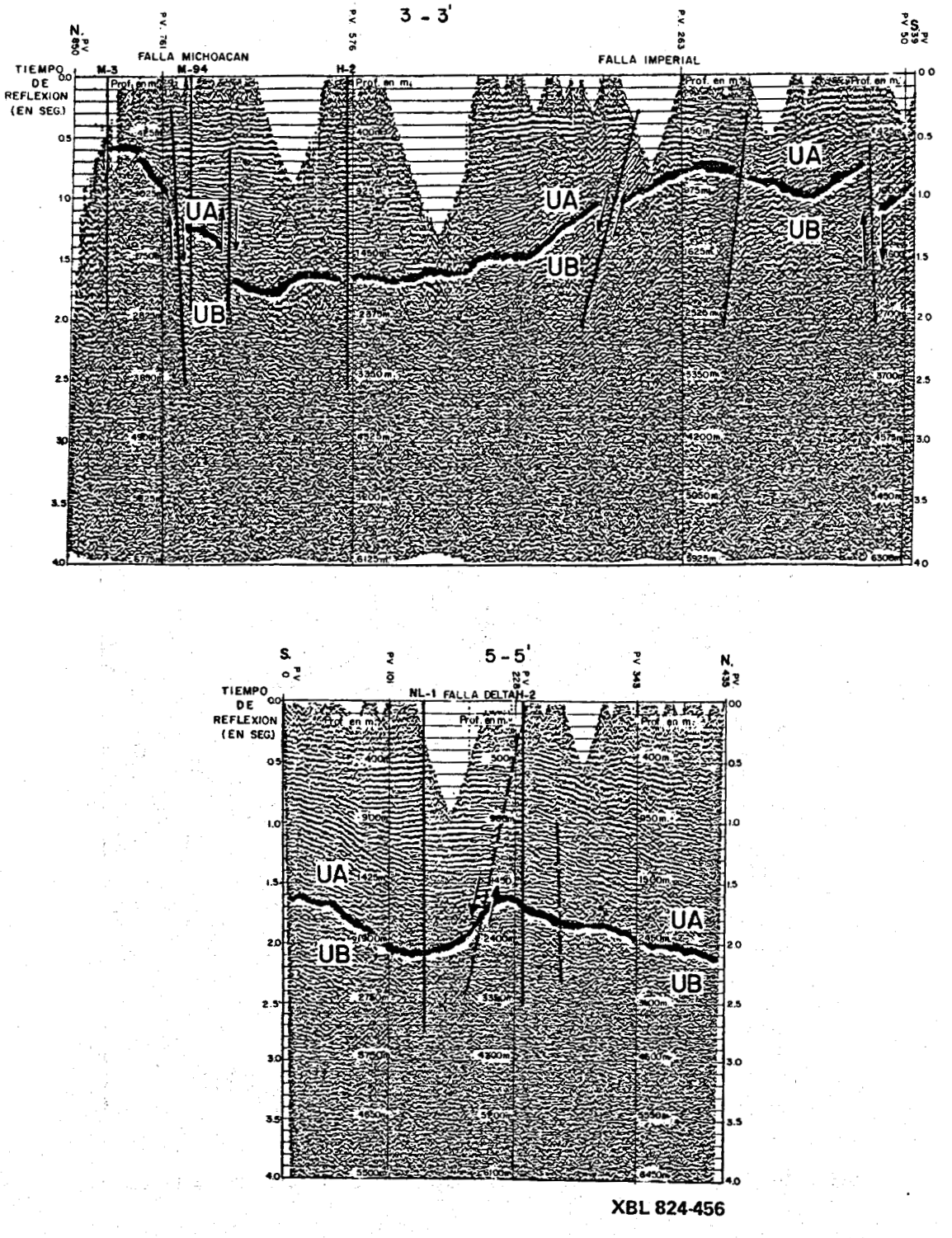
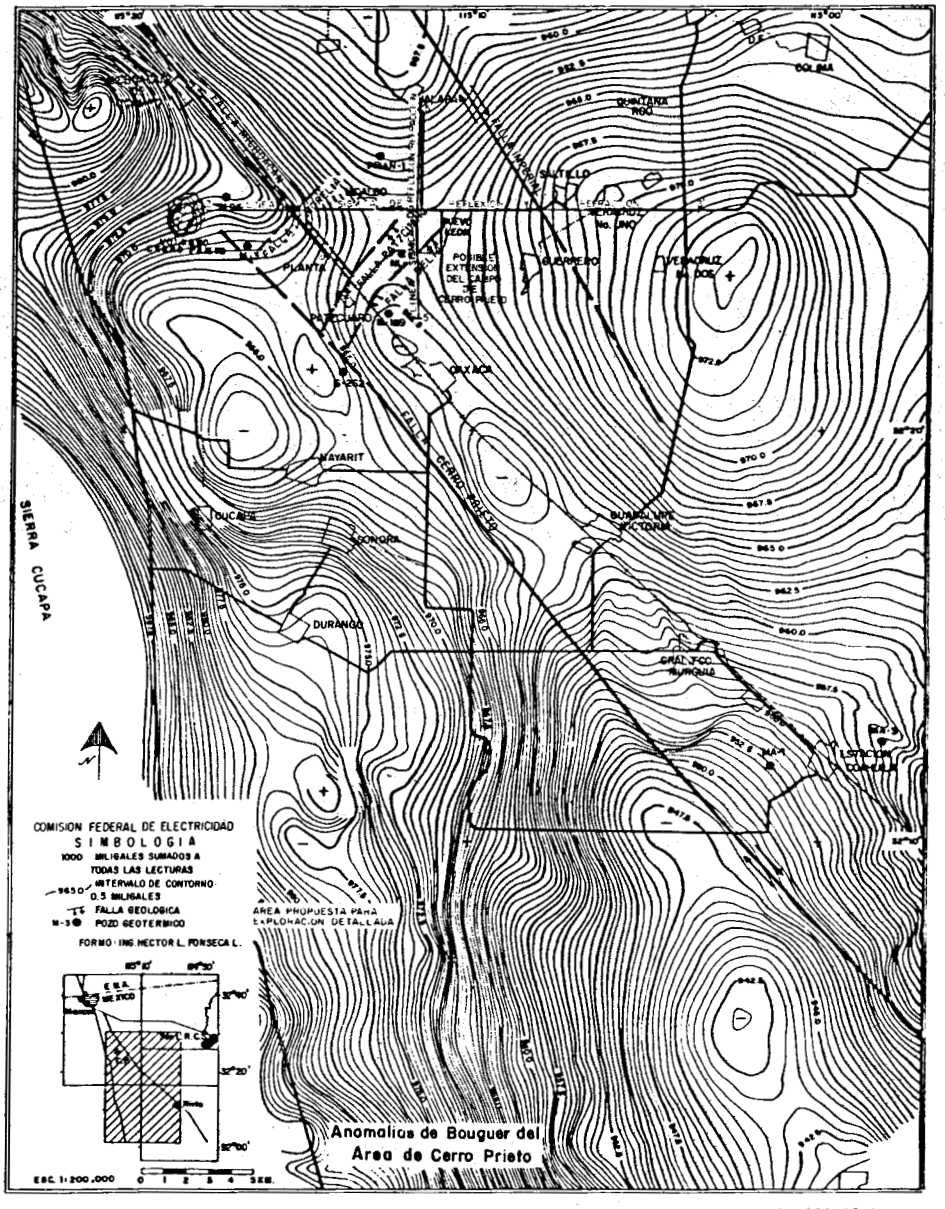


Figura 9. Línea de sísmica de reflexión mostrando las fallas Michoacán, Imperial y Delta. Ver la Figura 10 para localización.

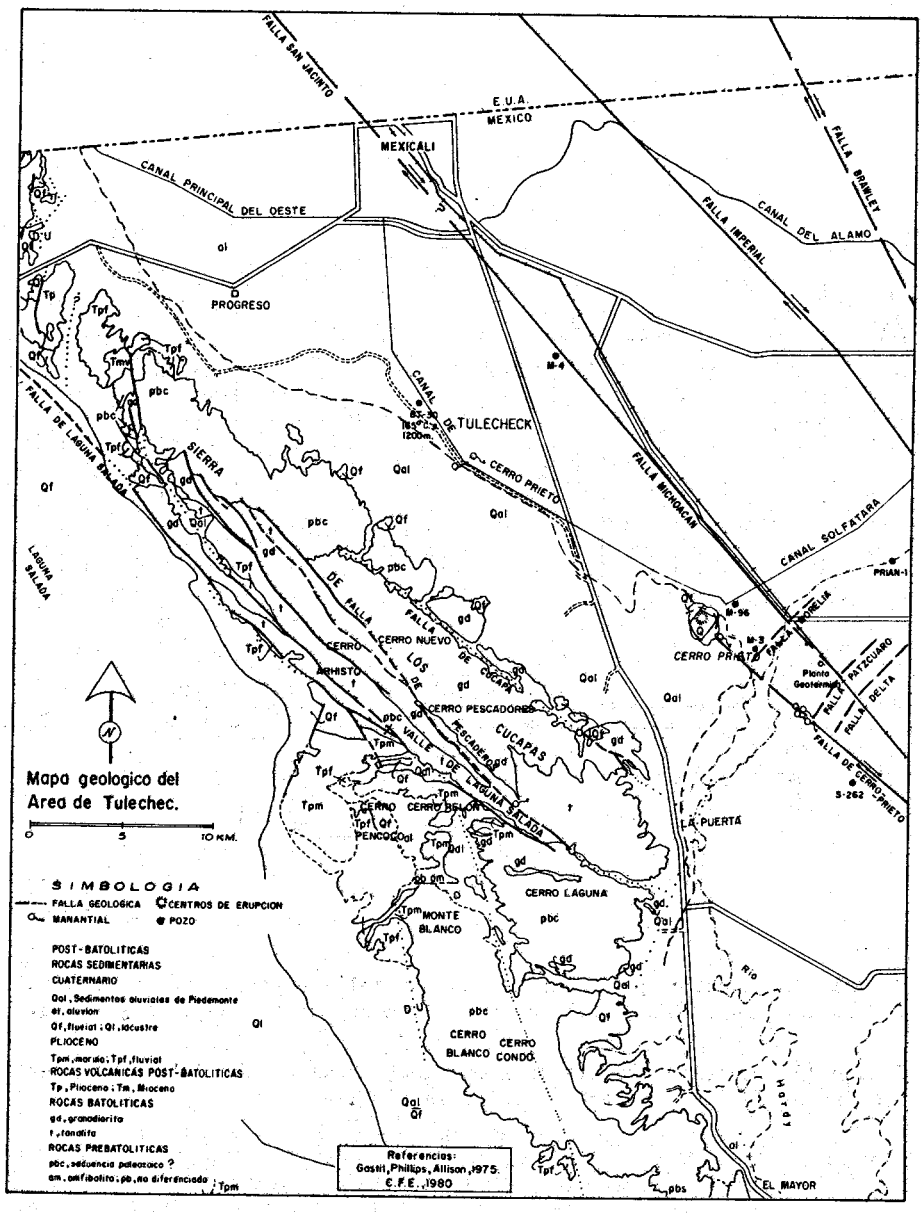
Figure 9. Seismic reflection lines showing the Michoacán, Imperial, and Delta faults. See Figure 10 for the location of these profiles.



XBL 823-8782

Figura 10. Mapa de las anomalías de Bouguer en el área de Cerro Prieto.

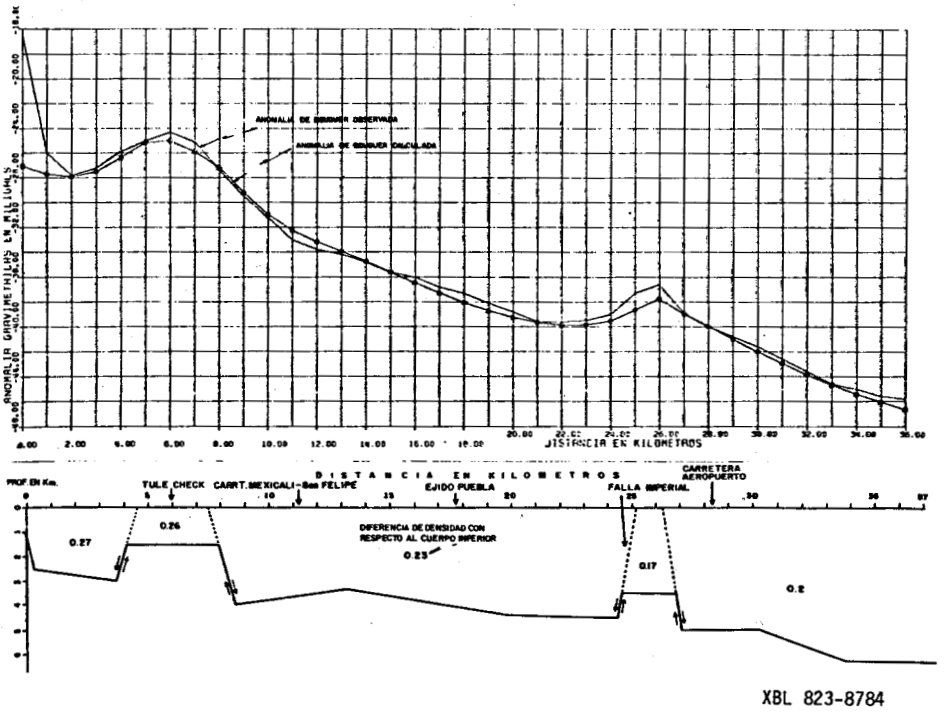
Figure 10. Bouguer anomaly map of the Cerro Prieto area.



XBL 823-8783

Figura 11. Mapa geológico del área de Tulecheck.

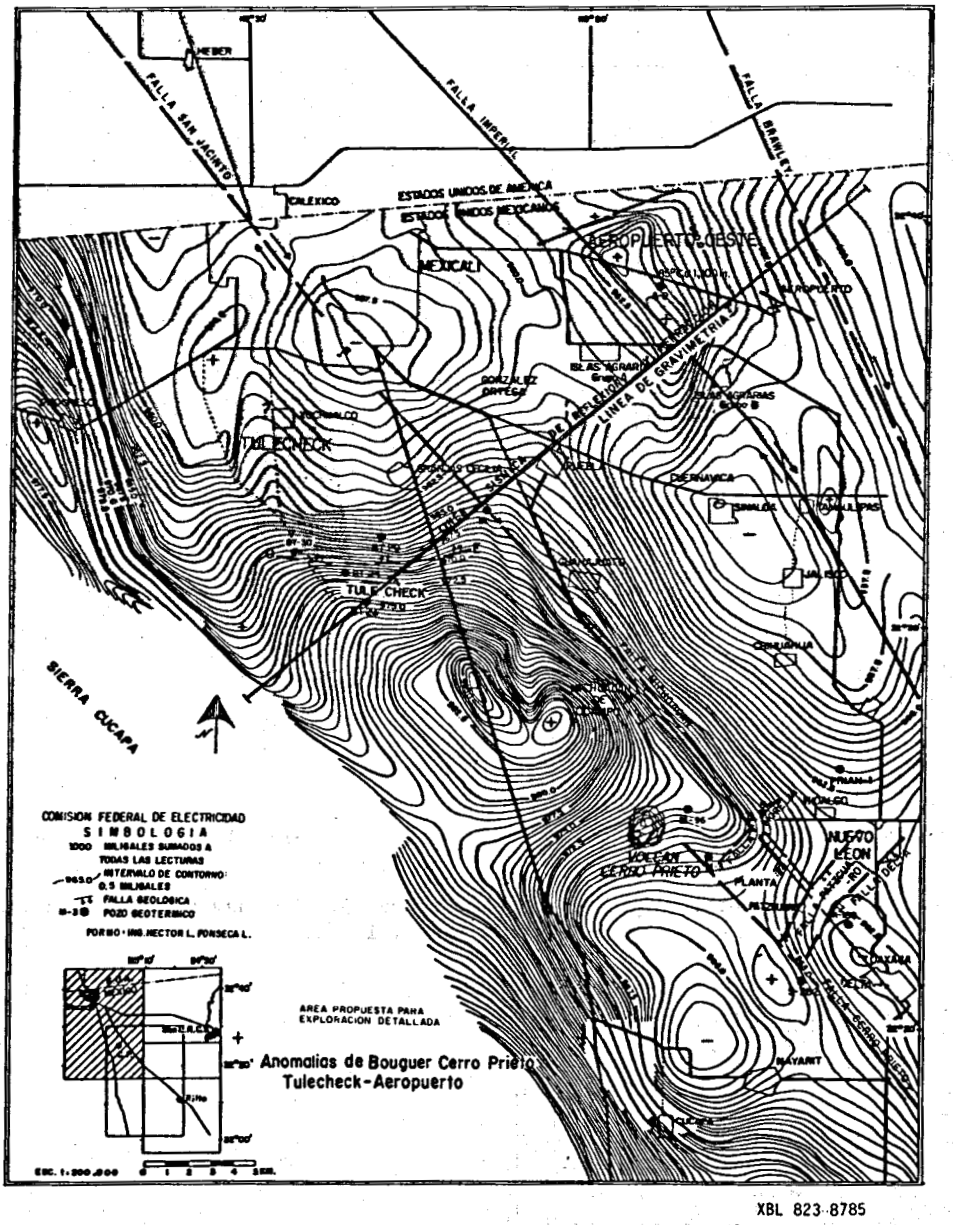
Figure 11. Geologic map of the Tulecheck area.



XBL 823-8784

Figura 12. Sección gravimétrica de un modelo de basamento en el área de Tulecheck. La localización de esta línea se muestra en la Figura 13.

Figure 12. Gravity profile of a basement model of the Tulecheck area. See Figure 13 for the location of this profile.



XBL 823-8785

Figura 13. Mapa de las anomalías de Bouguer en la región Tulecheck-Aeropuerto.

Figure 13. Bouguer anomaly map of the Cerro Prieto, Tulecheck, and Aeropuerto areas.

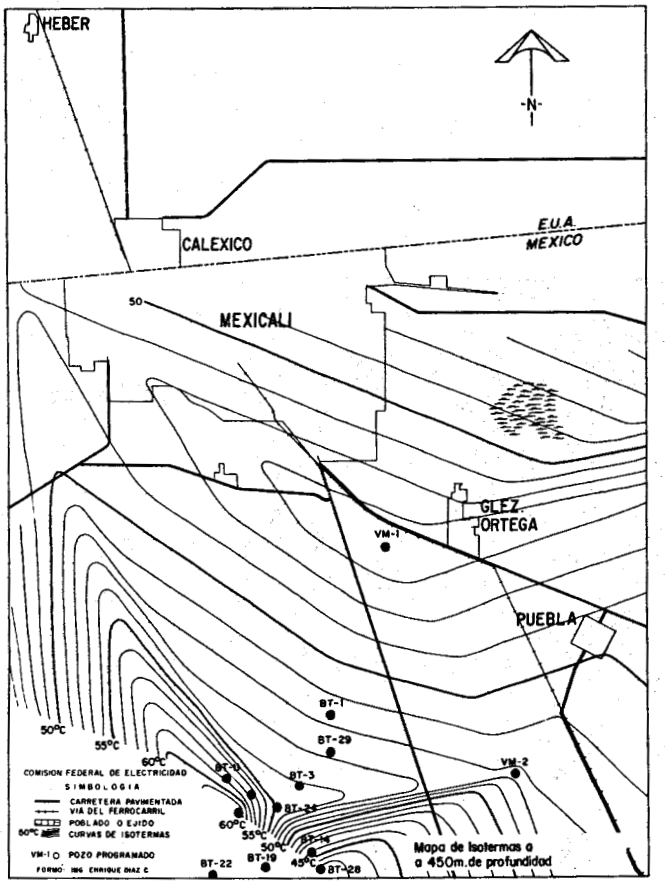


Figura 14. Mapa de isotermas a 450 m de profundidad en la región de Tulecheck.

Figure 14. Isotherm at 450-m depth.

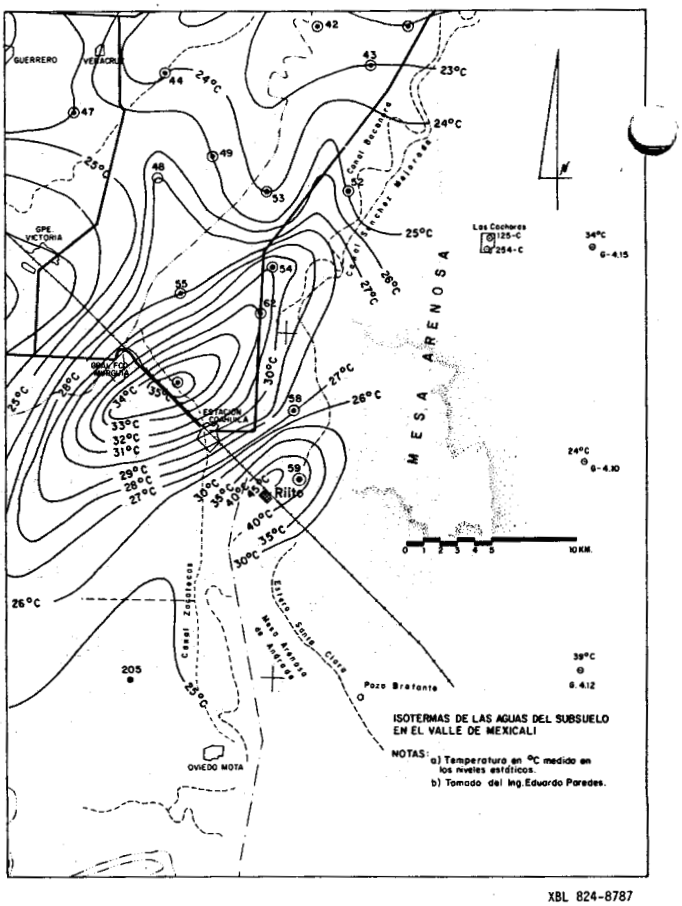


Figura 15. Mapa de las isotermas de las aguas del subsuelo en la región de Riíto.

Figure 15. Groundwater isotherm map in the Riíto area, in °C.

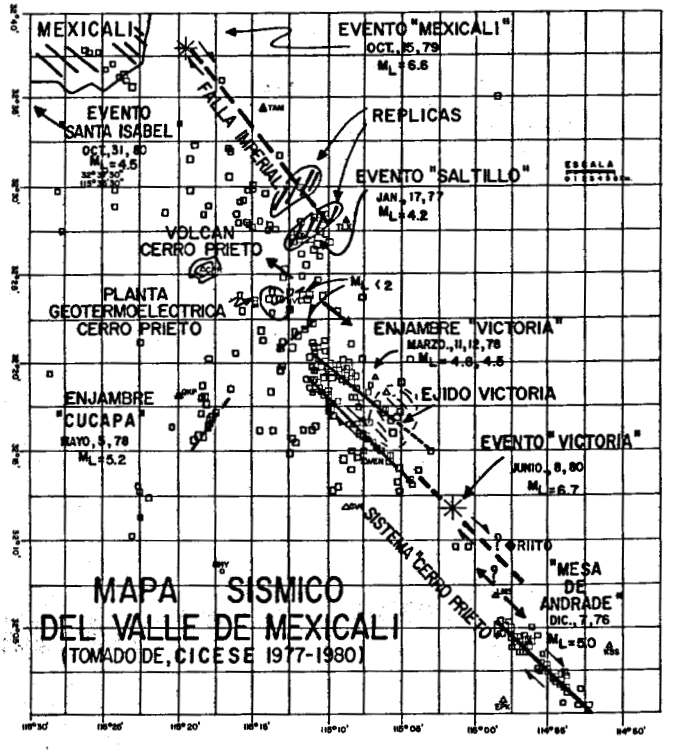
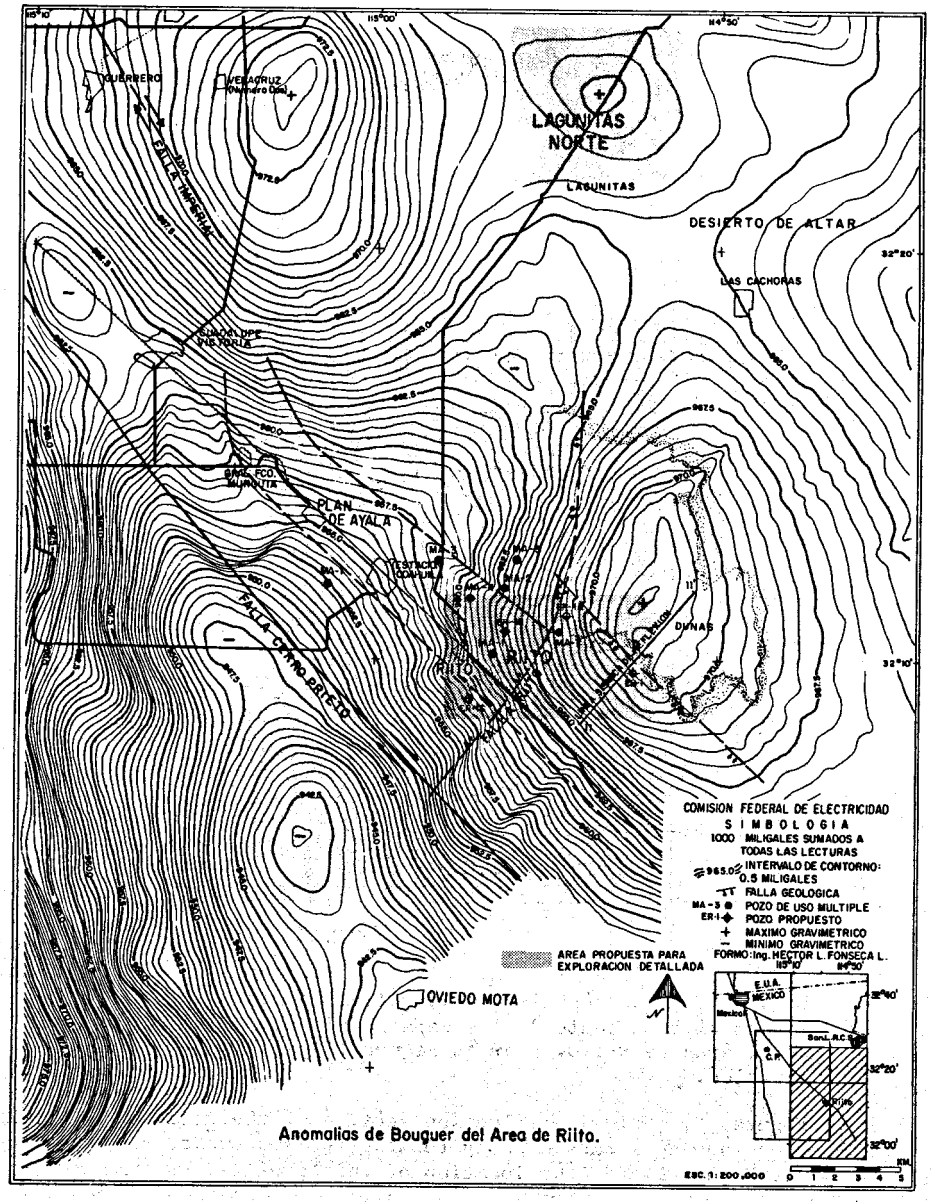


Figura 16. Mapa sísmico del Valle de Mexicali (tomado de CICESE, 1977-1980).

Figure 16. Seismic map of the Mexicali Valley (taken from CICESE 1977-1980).



XBL 824-8789

Figura 17. Mapa de las anomalías de Bouguer en el área de Ríito.

Figure 17. Bouguer anomaly map of the Ríito area.

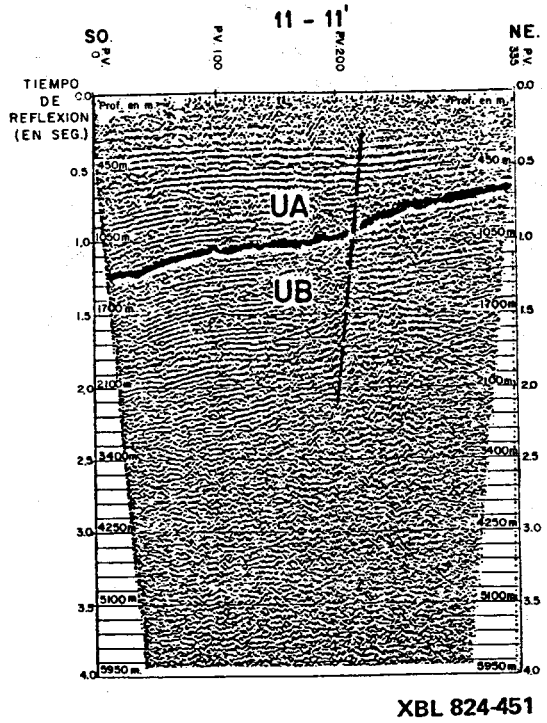
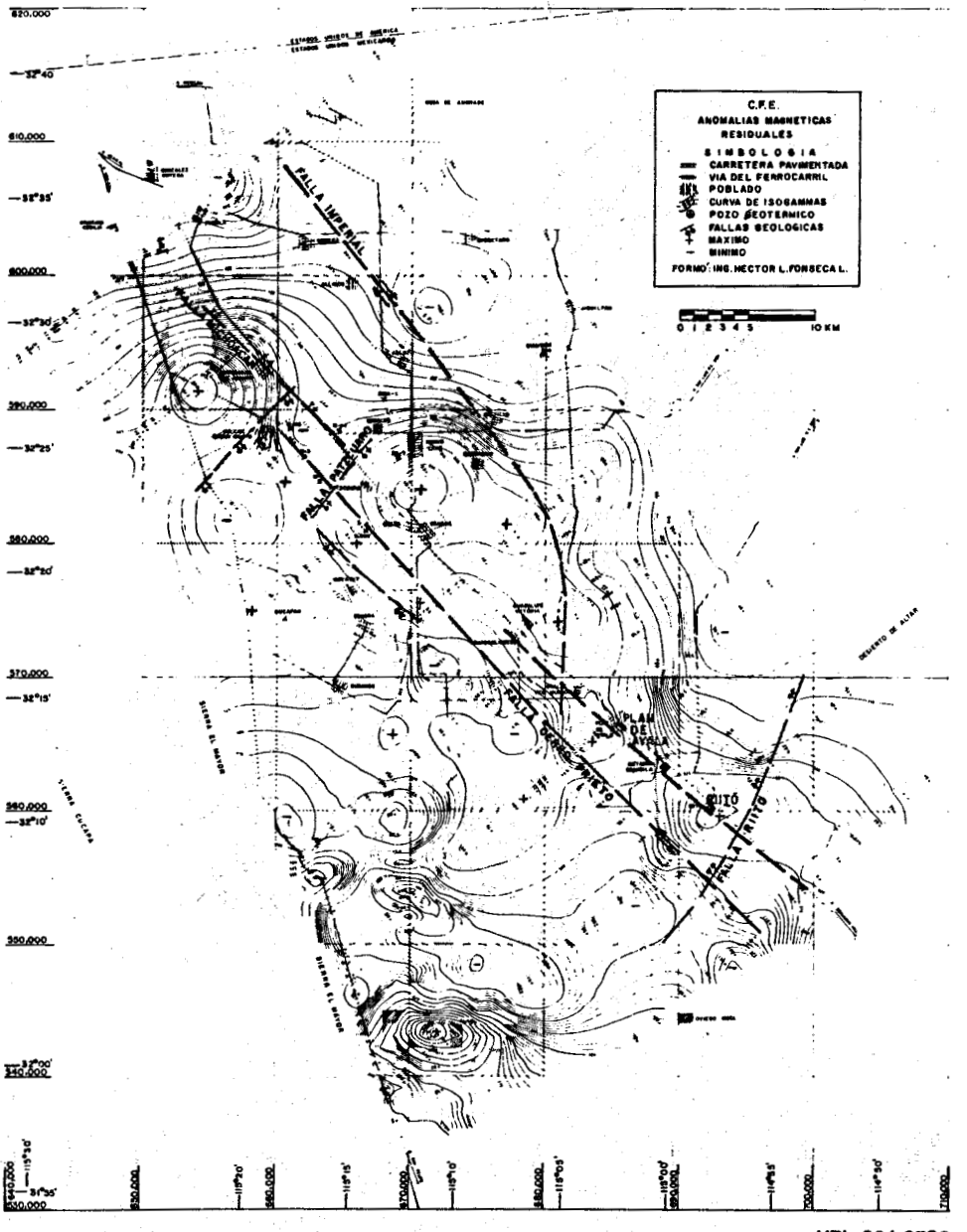


Figura 18. Sección sísmica de reflexión mostrando el buzamiento de las capas hacia el sudeste en el área de Riíto. Ver la Figura 17 para localización.

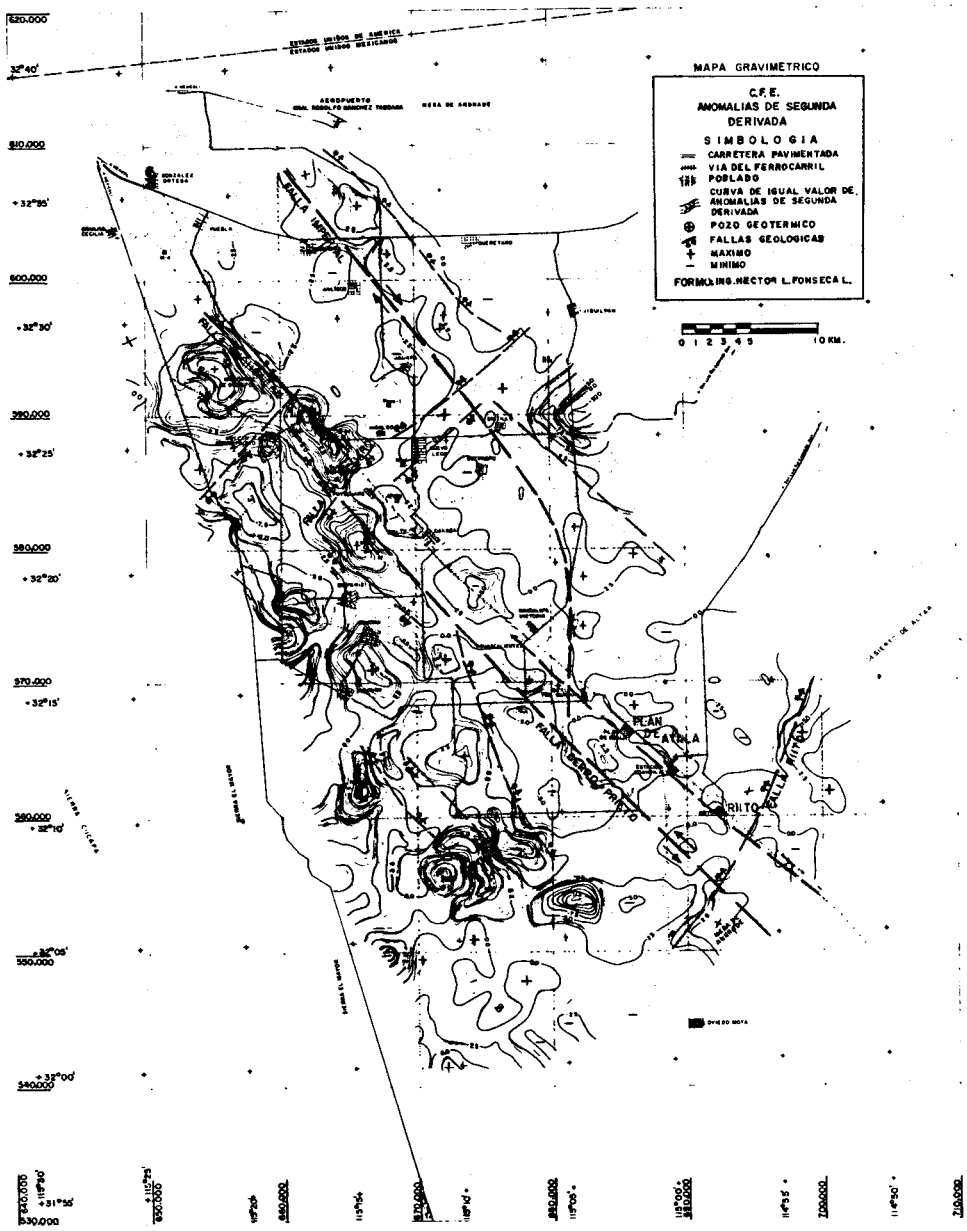
Figure 18. Seismic reflection section of the Riíto area showing strata dipping towards the southwest. See Figure 17 for the location of this profile.



XBL 824-8790

Figura 19. Mapa de las anomalías magnéticas residuales del Valle de Mexicali.

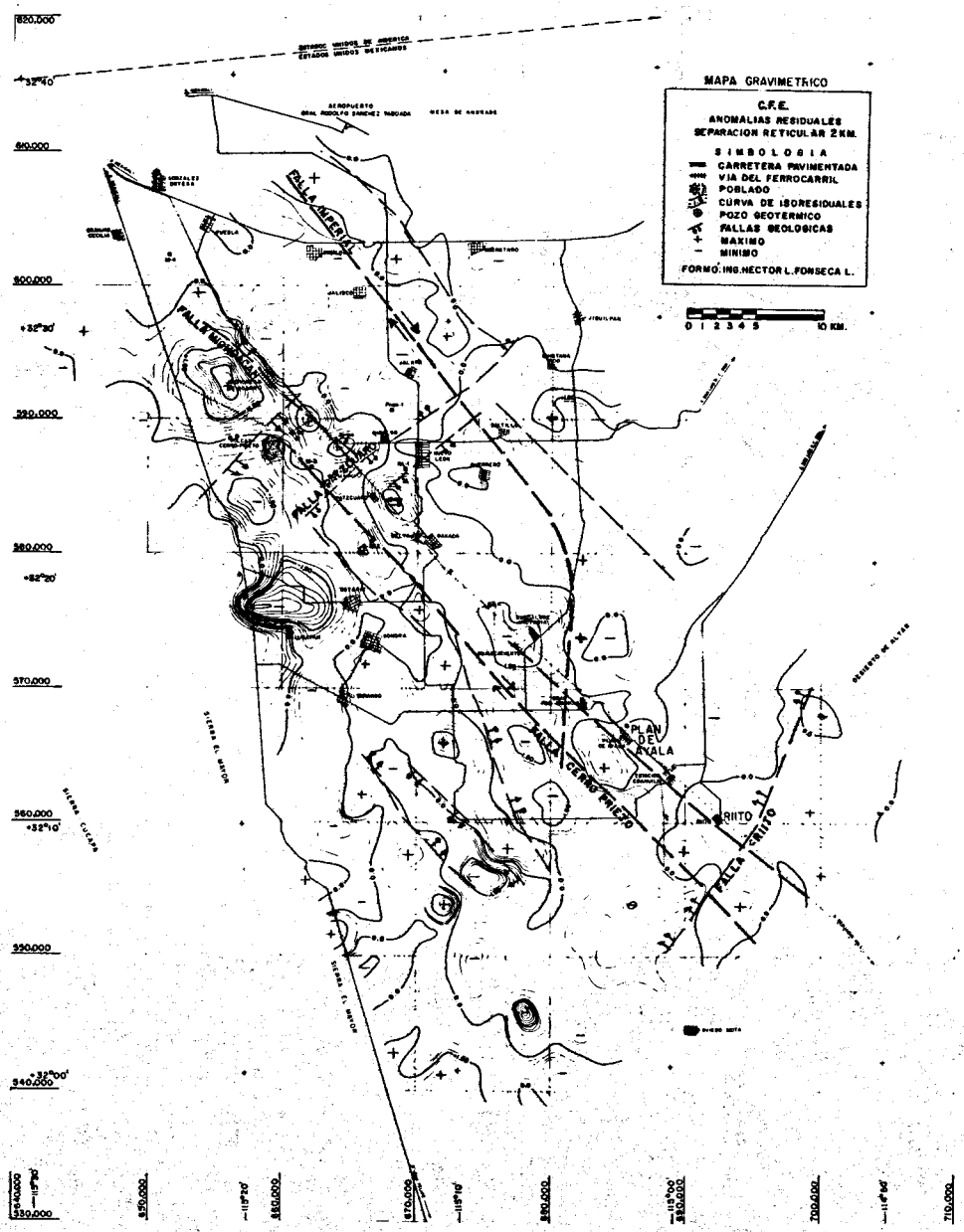
Figure 19. Magnetic residual map of the Mexicali Valley.



XBL 824-8791

Figura 20. Mapa de las anomalías gravimétricas de segunda derivada del Valle de Mexicali.

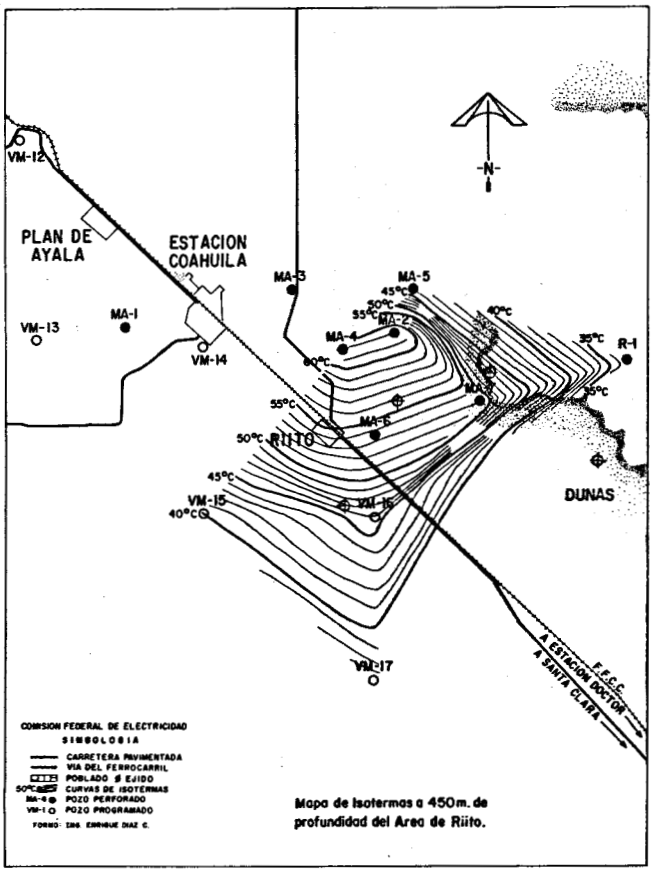
Figure 20. Second derivative gravity map of the Mexicali Valley.



XBL 824-8792

Figura 21. Mapa de las anomalías gravimétricas residuales.

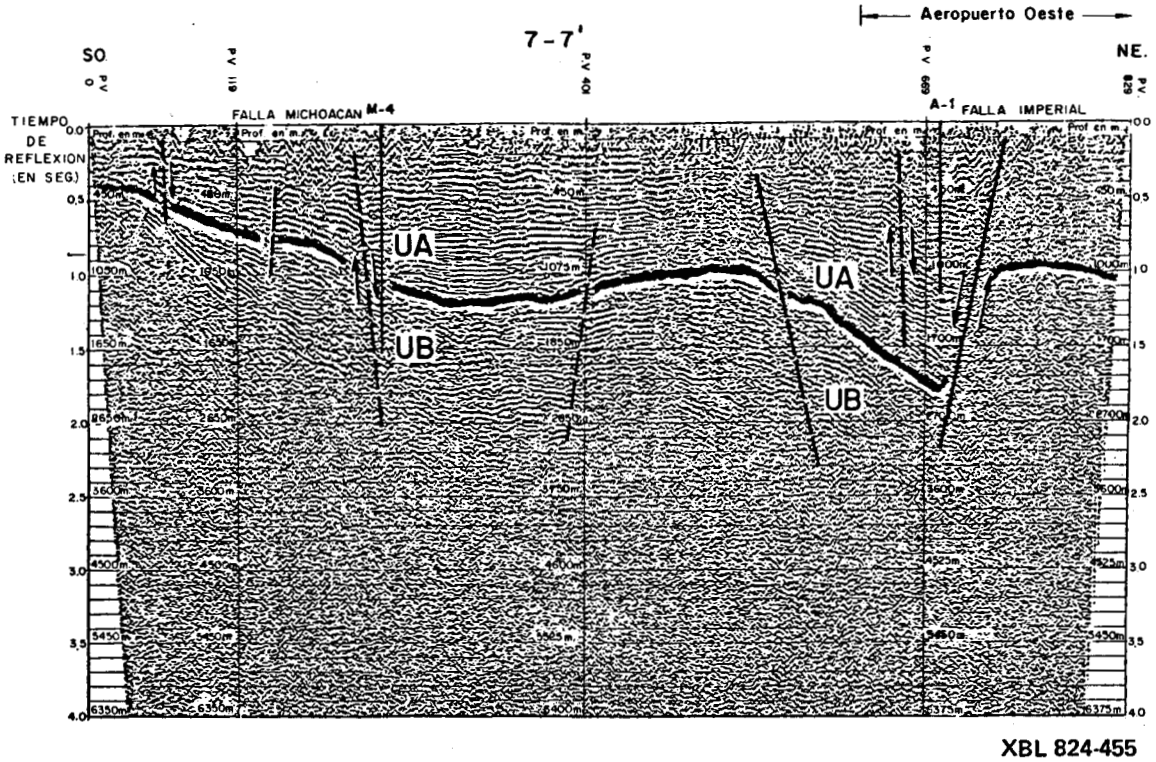
Figure 21. Residual gravity map of the Mexicali Valley.



XBL 824-8793

Figura 22. Mapa de las isotermas a 450 m de profundidad del área de Riíto.

Figure 22. Isotherm map of the Riíto area at 450 m depth.



XBL 824-455

Figura 23. Línea sísmica de reflexión mostrando el ambiente estratigráfico del área de Aeropuerto Oeste. Ver la Figura 13 para localización.

Figure 23. Seismic reflection profile showing the stratigraphy in the Aeropuerto West area. See Figure 13 for the location of this profile.

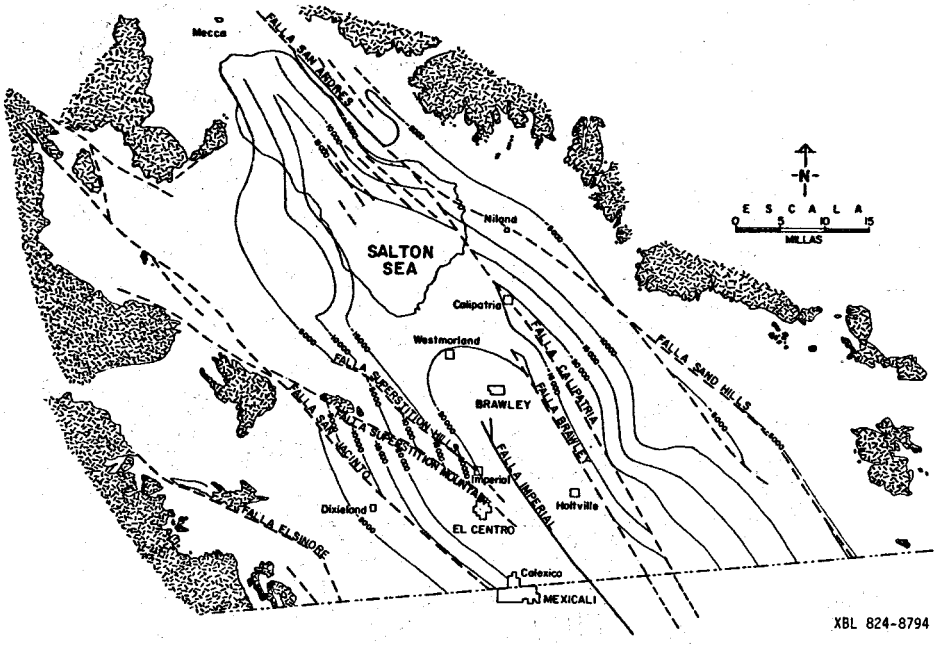
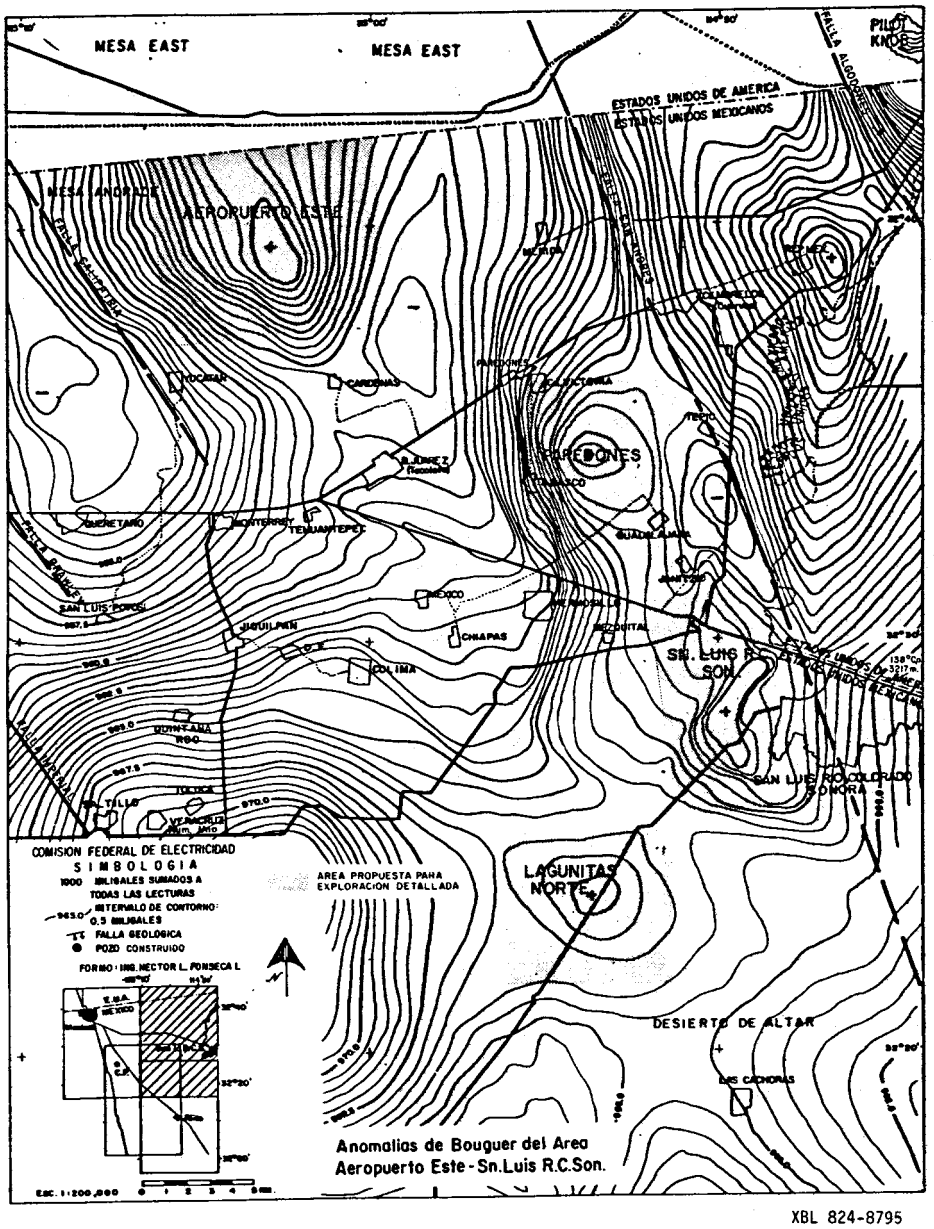


Figura 24. Profundidad de basamento del Valle Imperial, California (tomado de Hail et al., 1961).

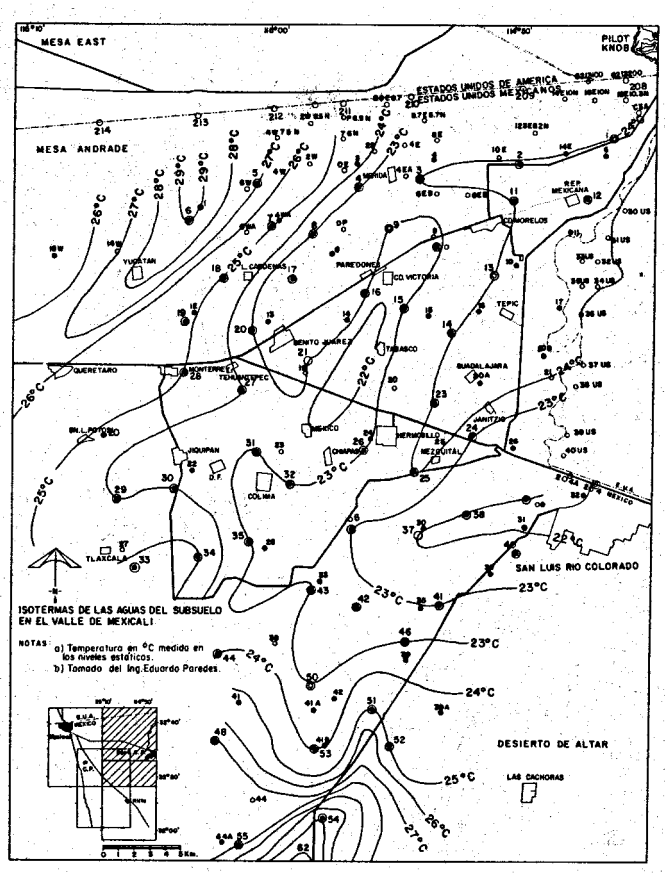
Figure 24. Basement depth in the Imperial Valley, California (taken from Hail et al., 1961).



XBL 824-8795

Figura 25. Mapa de las anomalías de Bouguer del área Aeropuerto-Este - San Luís Río Colorado, Sonora.

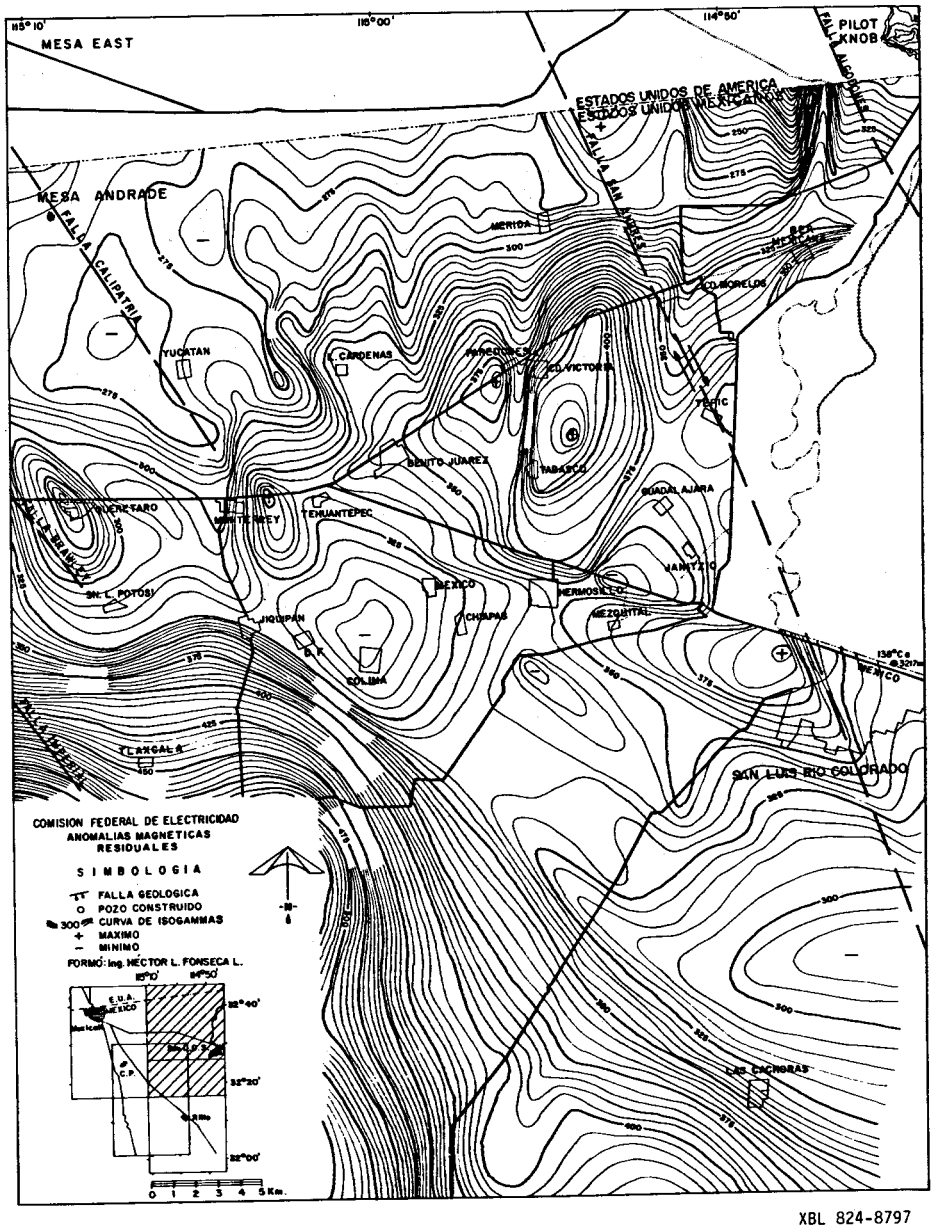
Figure 25. Bouguer anomaly map of the Aeropuerto East area--San Luís Río Colorado, Sonora.



XBL 824-8796

Figura 26. Mapa de las isotermas de las aguas del subsuelo en el Valle de Mexicali cerca de San Luís Río Colorado.

Figure 26. Groundwater isotherm map of the Mexicali Valley, in °C.



XBL 824-8797

Figura 27. Mapa de las anomalías magnéticas residuales cerca de San Luís Río Colorado.

Figure 27. Residual magnetic anomalies near San Luís Río Colorado.

EXTENSION OF THE CERRO PRIETO FIELD AND ZONES IN THE MEXICALI VALLEY WITH GEOTHERMAL POSSIBILITIES IN THE FUTURE

ABSTRACT

This study concerns the possible extension of the Cerro Prieto field and identification of other zones in the Mexicali Valley with geothermal development potential by assessing the structural geologic conditions in relation to the regional tectonic framework and the integration of geologic and geophysical surveys carried out at Cerro Prieto. This study is based on data obtained from the wells drilled to date and the available geological and geophysical information. With this information, a geologic model of the field is developed as a general description of the geometry of what might be the geothermal reservoir of the Cerro Prieto field.

In areas with geothermal potential within the Mexicali Valley, the location of irrigation wells with anomalous temperatures was taken as a point of departure for subsequent studies. Based on this initial information, gravity and magnetic surveys were made, followed by seismic reflection and refraction surveys and the drilling of 1200-m-deep multiple-use wells.

Based on the results of the final integration of these studies with the geology of the region, it is suggested that the following areas should be explored further: east of Cerro Prieto, Tulecheck, Riíto, Aeropuerto-Algodones, and San Luís Río Colorado, Sonora.

INTRODUCTION

After 15 years of detailed investigations, technical studies, uninterrupted effort, and the experience obtained from operating the 180,000 kW Cerro Prieto geothermal power plant, we have been able to demonstrate the benefits of using geothermal energy for generating electricity. An examination of these results has motivated the Comisión Federal de Electricidad to begin a power plant construction program at Cerro Prieto which, by 1984, will have an installed capacity of 620,000 kW.

At the same time, diverse exploration activities have been taking place in the Mexicali Valley to evaluate the potential of some areas with thermal anomalies. If these prove to be commercially exploitable and their output added to the already proven reserves, the estimated generating capacity for the Mexicali Valley will be on the order of 1000 MW.

With the desire to contribute to the geothermal development of the region, the present study describes some of the structural and geologic conditions favoring the existence of geothermal areas and the relation of certain geophysical anomalies with zones that could have geothermal development possibilities, including the possible extension of the Cerro Prieto field.

Some of the areas considered to be geothermal prospects have been identified on the basis of their geographic location and from information derived from Imperial Valley geothermal fields, with which they share the common characteristic of being located on gravity highs, even though only the Salton Sea field displayed surface thermal anomalies (Figure 1). Also, a rigorous study of the maxima observed in the Mexicali Valley resulted in the conclusion that only some of the anomalies should be explored further because others merely reflect the basement structure.

GENERAL GEOLOGIC BACKGROUND

The Mexicali Valley, site of the Cerro Prieto field, is located in the Gulf of California physiographic province. Topographically, it is a flat region in which the only rise is the Cerro Prieto volcano with an elevation of 225 m above sea level.

The valley is part of the Colorado River delta, whose Tertiary and Quaternary sediments are composed primarily of clastic rocks of deltaic or piedmont origin. The deltaic sediments can be subdivided into two lithologic units: unconsolidated and consolidated sediments. The geothermal aquifers are located in the latter. These consolidated rocks (shales and sandstones) lie unconformably over an Upper Cretaceous granitic and metasedimentary basement (Figure 2).

Structurally, the valley is characterized by a series of grabens and horsts resulting from crustal spreading and associated with the movement of the NW-SE trending strike-slip Cerro Prieto, Imperial, and San Andreas faults (Figure 3).

These faults, and generally all the faults of the region, are part of the San Andreas system, which penetrates the Gulf as a group of en-echelon faults (Figure 4). This system is in turn part of a global network of volcanic chains, submarine rifts, and deep ocean trenches found at the boundary between the large drifting Pacific and American Plates (Figure 5).

This is a zone that is characterized tectonically by basins associated with transform faults. It is seismically very active with shallow focus earthquakes. Here, the Earth's crust has undergone thinning, and as a consequence, the igneous mantle material is closer to the surface, giving rise to some areas with high heat flow.

Because the Gulf of California is located within a plate dispersion zone, the movement of these plates has created stresses in the crust and mantle that have caused the displacement of large blocks (Figure 6). This has caused the formation of troughs, such as the Wagner trough, which is connected to the Mexicali Valley through the Cerro Prieto fault.

In relation to this study, it is important to note that the most important geologic feature of the region is the opening of the crust and continental drift which resulted in the formation of the Gulf of California. Starting with the regional picture and integrating several theories and data, we have developed a geologic history whose main features are briefly described as follows. Originally, in the Pliocene epoch, the Baja California peninsula was part of a granitic continental mass. However, due to complex crustal and mantle stresses and to the movement of the American and Pacific plates, it started to separate (Anderson, 1971). As a consequence, the spreading process caused fracturing, displacement of large blocks, sea floor spreading, and magma penetration that are still taking place today. Much has been written about these processes.

Locally, in the Mexicali and Imperial Valleys and the northwestern part of the Gulf of California near the San Andreas fault system, a series of tectonic phenomena has taken place, including high seismicity, basement displacements in the northeastern and southwestern sides of the valleys, transform faults with vertical and horizontal displacements, magmatic intrusions, volcanoes, and a variety of high-heat flow zones which favor geothermal environments. The high-heat flow zones motivated the exploration in the Imperial and Mexicali valleys. This led to the discovery of eight geothermal areas in the Imperial Valley: Salton Sea, Heber, East Mesa, North Brawley, Glamis, Dunes, and Border, some of which are just coming into production (Figure 7).

Even though geothermal exploitation of the Mexicali Valley started in 1973 with the Cerro Prieto field, the latest exploration indicates that the field may extend to the east of its present location. In addition, four areas with geothermal possibilities were found: Tulecheck, Riíto, Aeropuerto-Algodones, and San Luís Río Colorado.

An analysis of the local geology of the field showed evidence that the NW-SE trending Cerro Prieto (or San Jacinto) fault extends from the Gulf of California to the Cerro Prieto volcano. Contrary to what had been thought before, this fault does not act as a conduit for fluids but, rather, is a boundary for the geothermal field.

To the north of the main production zone, another fault named Morelia, striking NE-SW (Figure 8), was found on the basis of geophysics and well-log correlations. This fault is also thought to act as a boundary for the field. It is part of a fault system named Volcano, generally striking NE-SW, which has another three fault zones named Delta, Pátzcuaro, and Hidalgo. This fault system, oblique to the regional NW-SE tectonic pattern, is clear evidence of the en-echelon displacement characteristic of the transform faults of the Mexicali Valley. This has led to the belief that the faults of the Volcano system, located on what has been suggested to be a spreading center, can be considered to be the main paths for heat and geothermal fluid transport.

POSSIBLE EXTENSION OF THE CERRO PRIETO FIELD

There are many different studies about the nature of the Cerro Prieto geothermal field. Many notable contributions have been made and much discussion generated about the boundaries of the field. The southwestern boundary of the field is made up of the Cerro Prieto fault; the northwestern boundary by a band passing trough wells M-3, M-172, and H-2; the southeastern boundary by a zone passing through wells S-262, M-92 and M-189; the eastern boundary of the field has not yet been determined (Figure 8). Based on the above and because there are high temperatures to the east, we believe that exploratory drilling should focus on this region. The high temperatures are one of the main features making the zone east of Cerro Prieto and east of Ejido Nuevo León attractive.

In this section, we will summarize the results of an analysis of a number of geological and geophysical studies made by CFE at the Cerro Prieto geothermal field and neighboring areas to provide technical justification for exploring to the east of the present field. Some of the geologic features we expect to find during drilling are summarized as follows:

1. It has been proposed that the Cerro Prieto field is located in an active spreading center created by the right lateral movement of the Cerro Prieto and Imperial transform faults (Elders, 1972). As result of the relative motion of these faults, another system of faults, apparently perpendicular to the first, was formed. This is the Volcano system, with faults generally trending NE-SW (Calderón, 1962; Puente, 1978). These are tension, and therefore open faults, making feasible the ascent of the hot material which heats the water stored in the permeable sediments. This theory has not been verified. However, the zone of wells classified as good producers is located in this area. Exploration is pending in a band E-NE, E, and E-SE of this region.

   Although faulting in the vicinity of spreading centers is complex and difficult to determine, based on the results of different geologic and geophysical studies, four faults of the Volcano system have been inferred in the Cerro Prieto area: Morelia, Hidalgo, Pátzcuaro, and Delta. It has been suggested that they are related to the origin of the field. The orientation of the highest temperature isotherms

shows some correlation with the ENE orientation pattern of these faults (Figure 8).

2. A possible argument against the existence of the Volcano system is that these faults were not clearly detected by recent seismic reflection and refraction surveys (GYMSA, 1980). However, these faults could have only a slight effect on the reflection patterns (Figure 9), or change strike towards the east, as in the case of the Delta fault in the vicinity of well NL-1 (to the south). The isotherms could also change their orientation in the same direction. Nonetheless, if we accept the existence of a spreading center, the correlation between gravity and seismic surveys and data from deep wells enables us to assume that, if we are located within such a spreading center, a local effect of hydrothermal metamorphism could be an increase in the density of the sediments. This increase would be due to the presence of silica and carbonates which are deposited in the intergranular spaces by circulating geothermal brines. The density increase causes the dome-shaped gravity high that can be observed between the Cerro Prieto field and the Ejido Nuevo León. This high extends to the east (Figure 10) and could be related to a possible extension of the field.

3. The information gathered by the recent refraction and reflection seismic surveys to the east of the Cerro Prieto field (GYMSA, 1980) shows that the top of the consolidated sediments can be expected to be at ±2500 m depth in the area proposed as a possible extension of the field. In the structural environment towards the south of this region, faulting appears to be more intense. The contact between the consolidated and unconsolidated sediments can also be expected to be deeper in that direction.

The desirability of further exploratory work in this eastern sector of the field is evident. The technical arguments supporting such a proposal have been put forward to permit a decision to be made regarding future well drilling in light of some of the problems with the local ejidos or towns. It is important to note, however, that if the extension of the field toward the east cannot be proven, the new exploration wells to be drilled should be placed near well NL-1 (to the east) because that would increase the probability of success of any wells drilled near the Imperial fault. Towards this sector, there is no evidence of anomalous temperatures. This might imply that this zone is hydrothermally inactive or that the unconsolidated shallow layers are so permeable that either infiltration or groundwater flow from the Colorado River do not permit a thermal anomaly to be observed near the surface.

TULECHECK AREA

Geothermal interest in the Tulecheck area, approximately 17 km NW of the Cerro Prieto volcano (Figure 11), arose from the presence of hydrothermal manifestations such as hot springs, fumaroles, and boiling mudpots.

This geothermal anomaly was given the name "Tulecheck" because it includes the hydrothermal manifestations in the irrigation canals of Huisteria and Tulecheck. High temperatures, 165°C, have been found in the 1200-m-deep multiple-use wells drilled in the area.

Within the regional geologic framework, this geothermal zone is located 6 km NE of the Cucapa Range granitic complex. This is only 150 m from the contact between the more recent clayey-sandy sediments of the Mexicali Valley and the piedmont sediments which underlie them and which outcrop along a broad belt parallel to the foothills of the Cucapa Range. The piedmont sediments, which have a predomiance of angular clastic material and fragments of micaceous granite, present cross-bedded layers which generally dip between 0° and 12° to the northeast (Razo, 1967). The first wells drilled in the area indicate that the contact between the piedmont sediments and the overlying alluvial deposits has approximately the same dip as the piedmont sediments.

Tectonically, the area is located in the zone of influence of the San Jacinto fault. Although the principal trace of this fault is located approximately 6 km to the northeast, its constant activity must have contributed to the fracturing of the granitic basement, resulting in the formation of a horst located at a depth of about 1500 m (Figure 12).

From a commercial development standpoint, the zone of geothermal interest does not coincide with the area of the thermal manifestations because it is only a zone of surface thermal leakage. Geologic studies of the area indicate that thermal leakage occurs along an inclined region through the piedmont deposits. The greater permeability of these deposits suggests that the clayey-sandy sediments that make up the alluvial sediments act as a caprock to these leakages. The main problem is the nature of the heat source. Theoretically, the heat flow should be coming from a source near the Cerro Prieto (San Jacinto) fault. However, results from well M-4, drilled to 2004 m depth, do not show evidence for this (60°C at 2000 m).

Continuing with the structural analysis, gravity studies indicate that the basement in this area is an extension at depth of the predominantly granitic rocks which outcrop at the Cucapa and Mayor Ranges (Figure 13). This has been deduced from the alignment of the Bouguer anomaly contours. These contours suggest the presence of a buried mountain range whose morphology has its largest expression 9 km northwest of the Cerro Prieto volcano, in the neighborhood of the Cerro Prieto field and the Tulecheck area. As an argument to support this contention, we found that wells S-262, M-3, and M-96 reached basement at depths varying from 1470 to 2730 m.

The surface manifestations at Tulecheck are reminiscent of a similar situation found at Laguna Volcano in the Cerro Prieto area. The Laguna Volcano area is a zone of surface thermal leakage traversed by the Cerro Prieto fault, which bounds the eastern granite block at depth, and the geothermal reservoir zone located over the downthrown basement block, to the east of the fault. At Tulecheck, the leakage zone is smaller. Even though there the Cerro Prieto Fault does not bound

the basement, this could well be done by another fault which, according to the gravity contours, strikes east-west. Feasibility studies to date in the zone that has been suggested as having geothermal development potential indicate that it may not be a good field. This could be due to the fact that exploration has centered on the intersection of the east-west fault with the contact between the permeable and impermeable sediments, where the energy has been leaking to the surface. As a source of steam, we propose that the basement faults, which may affect the overlying stratigraphy, make it possible for fluids of magmatic origin to ascend. When these mix with fluids of shallower aquifers, steam is generated. Therefore, we suggest that north of Tulecheck, the heat source is located in the periphery of the basement structure, in the downthrown block of the east-west striking fault.

To date, it has not been possible to decide which zone in the Tulecheck area has the greatest potential. One drawback is that no layer capable of acting as a caprock has been discovered in this area. On the other hand, the proximity to the Cucapa Range leads us to think that the thickness of piedmont sediments may be considerable. Nonetheless, it is hydrothermally possible that this caprock may exist at depth.

The gravity highs located at Ejido Xochimilco and at Virreyes, north of Tulecheck, could be due to the same type of source as at the Heber geothermal field: folded, densified, and hydrothermally altered sediments. One of these highs, located 8 km south of Heber, continues from the north and corresponds to a temperature maximum observed in the 450 m depth isotherm map (Figure 14). This could imply that there may be an interconnection between the Heber field and Tulecheck. This can be deduced because the area has a sediment thickness of about 4500 m, and, considering the shape of the gravity anomalies, it is unlikely that they reflect basement morphology.

For these reasons, it is proposed that detailed exploration be made in the area north of Tulecheck (Figure 13). These activities should include seismic reflection and refraction surveys and drilling of more ±1200 m-deep multiple-use wells. This will enable formulation of better teria for proposing the location of deep exploratory wells in this sector.

RIÍTO AREA

Exploration interest in the Riíto area stemmed from the presence of higher than normal temperatures in irrigation wells (Figure 15). Based on this initial information, various geological, geophysical, and geochemical studies were made. These ranged from surface geology studies, spontaneous potential surveys, and geochemical sampling to the drilling of shallow (±600 m) multiple-use wells and seismic reflection and refraction surveys.

With regard to surface geology, the Riíto region is part of the Colorado River delta, whose sediments consist predominantly of clastic rocks of deltaic origin. Tectonically, this region is also in the zone of influence of the San Andreas fault system. Consequently this is a zone of intense seismic activity (Figure 16).

One of the features of greatest interest in this area is the surface expression of the Cerro Prieto fault at Mesa de Andrade. From this, it can be deduced that the constant activity along this fault and the system of which it is part has contributed to the development of structures parallel to the fault's orientation (SE-NW), and to the orientation of other faults, such as the Riíto fault, striking SW-NE and also visible on the surface at Mesa de Andrade. This might imply that the necessary structural conditions for the formation of a geothermal area exist and that the movement of geothermal fluids is possible. The gravity studies made over this area indicate that there is a large gravity high east of Riíto (Figure 17). This could be interpreted as an indication of a densified zone.

Ten kilometers southwest of Riíto, a gravity low at the Ejido Oviedo Mota reflects the extension to the northwest of a large structural depression originating in the Gulf of California. This low seems to point to an area with a very thick sedimentary column (greater than 7000 m). From its location, it has been interpreted to be a large trough, perhaps the extension of the Wagner trough, where the sediments have been only slightly hydrothermally densified, with little effect on the gravity.

Based on the above, it would be of greater interest to explore the region of Riíto towards the gravity high rather than toward the depression. However, it should be pointed out that this high, because of its dimensions, could be of isostatic origin rather than reflecting coherently a densification of sediments. Consequently, the next step was to define the place with the most favorable structural conditions, at either the peaks or the flanks of this high. This has been inferred in part from the gravity and seismic reflection and from refraction studies which detected a fault with downthrow to the southwest, 10 km to the east of Riíto (Figure 17). This fault is parallel to the Cerro Prieto fault and could favor some hydrothermal activity. We suggest drilling one or more exploratory wells to the SW of the seismic location of this fault.

The seismic reflection sections indicate stratification dipping generally to the southwest (Figure 18). In the proposed exploration area southwest of the fault, the reflecting horizons appear to be uniform and homogeneous to a depth of 900 m. Below them is a zone of poor reflectors. This is interpreted to mean that, at about 900 m, there is a change in the degree of consolidation of the sediments that could indicate the top of a unit of consolidated sediments up to 1500 m thick. Below that depth (±2400 m), the lowest reflecting horizon is observed, possibly representing contact with a denser body. Because it is difficult to detect the basement in this area at a depth of about 2400 m, we propose that wells be drilled to a depth of 3500 m to learn more about the nature of the stratigraphy and thermal characteristics of the region.

Study of magnetic surveys in this area indicate that there is no correspondence between the magnetic and Bouguer anomalies (Figure 19). This means that they are not produced by the same source. However, there are two small magnetic highs, one at the Ejido Plan de Ayala and another at the town of Riíto, which correlate well with second derivative and residual gravity contours (Figure 20 and 21). In this instance, because of their location next to the Cerro Prieto fault, these features have been interpreted as possibly due to igneous bodies with a high content of ferromagnetic minerals, high density, and high magnetic susceptibility.

It is worth mentioning that, although it is difficult to determine the depths of the bodies causing these magnetic anomalies because of the thermal nature of the area, these could be the source of heat. Therefore, wherever these types of anomalies occur, they should be explored. In support of the above, well Elmore No. 1 at the Salton Sea geothermal field (350°C) penetrated an igneous body of intermediate composition and high magnetite content at 2123 m (Griscom and Muffler, 1971), and well Holtz No. 1 at the Heber field (215°C) found diabase at 1366 m depth (Browne, 1977). Both fields are located over magnetic highs. The source of those anomalies has been attributed to relatively young and presently cooling igneous bodies (Randall, 1968).

It is evident that the above information will have to be complemented with more detailed studies in order to reduce the uncertainty about the location of deep wells in these areas. The shallow (+600 m) multiple-use wells drilled by CFE indicated temperatures of up to 64°C at 450 m, with temperature gradients varying from 1.59°C/30 m to 3.49°C/30 m (Figure 22).

The information above supports our recommendations for drilling deep exploratory wells in the Riíto area. These should be located on the southwestern flank of the gravity high, on the peak of magnetic high, and near the trace of the Cerro Prieto fault. We do not recommend drilling over the magnetic high near Ejido Plan de Ayala because there is insufficient information about this area. However, we think the area should be explored further since there is evidence of thermal activity.

AEROPUERTO-ALGODONES AREA

This area includes two zones with geothermal potential, one west of the Taboada International Airport and the other between the airport and the town of Algodones.

Exploration interest in the area west of the airport started when higher than normal temperatures were found in irrigation wells, and because of the area's location next to the Imperial fault. This fulfills the structural requirements favoring the occurrence of some geothermal activity. On the other hand, the proximity of the Heber geothermal field in the Imperial Valley and the possible extension of the Heber thermal anomaly towards the Mexicali Valley seem to indicate that there could be some relation with the gravity high that looks like a structural rise west of the Imperial fault near the airport.

Existing geologic and geophysical information supports our recommendation for drilling exploratory wells in the area. Previous gravimetry studies have been interpreted as indicating the presence of a horst (Fonseca and Razo, 1978; Reyes Z., 1979). On the other hand, higher than normal temperatures recorded in the region suggest that this gravity high, oriented NW-SE and bounded to the southwest by the Imperial fault, could be caused by densification of the sediments rather than by a rise in the basement. This could mean that the high was produced by hot formation waters that, as part of a convective process, deposited silica and carbonates in the pores of the sediments as the fluids migrated and cooled, thus increasing the density of the sediments and, consequently, the gravitational field.

Although not having the same structural conditions, the gravity highs at the geothermal fields of Heber, East Mesa, Brawley, Salton Sea and Dunes, etc. have been interpreted in similar fashion. On this basis, the gravity high should be explored further.

Preliminary information furnished by the recent seismic reflection and refraction studies (GYMSA, 1980) indicate that the structure is quite irregular, probably due to the constant activity of the Imperial fault (Figure 23). However, using gravimetry, we have been able to define a NE-SW alignment of the Bouguer anomalies which might imply the presence of another fault. An interesting detail about this fault is that the epicenter of the October 1979, magnitude 6.6 earthquake was located on the intersection of this fault and the Imperial fault (CICESE, 1979) (Figure 16).

One apparent drawback in locating a well in this area is that, according to available Imperial Valley information, this maximum continues into the U. S. side of the border; and, although there is evidence of abnormal temperature gradients, no evidence of commercially exploitable temperatures has been found. This zone could be considered to be an ancient site of intense hydrothermal metamorphism, presently less active. The magnetic data does not disclose the presence of any strong anomaly which could be interpreted as a basement or an igneous instrusion. This argues favorably for the presence of a metamorphic body as the source of the gravity anomaly. According to other geophysical studies made previously in the Imperial Valley, the sedimentary column shows thicknesses of up to 6000 m (Figure 24).

For these reasons, even though there is no thermal anomaly of commercial interest on the U. S. side, the structural conditions of the area seem to warrant drilling exploration wells. This recommendation is based on the following features: the increase in temperature gradients towards the southeast on the Mexican side of the border; the presence of a possible metamorphic body; temperatures measured in wells A-1 (80°C) and A-2 (85°C) drilled to a depth of 1100 m (Figure 13); the stratigraphy penetrated by these wells, which indicates

the beginning of a transition zone from unconsolidated to consolidated sediments; and the structural characteristics of the area.

Within the same Aeropuerto-Algodones area, a recent tectonic analysis of the gravity and magnetic data from the eastern portion of the airport revealed the presence of four faults. These are well correlated with faults detected on the U. S. side of the border, namely, the Algodones, San Andreas, Calipatria, and Brawley faults.

The Algodones fault, whose surface expression is found west of Pilot Knob in the town of Algodones, appears in the Bouguer anomaly map as a fault plane with downthrown steps toward the center of the depression west of the predominantly granitic block which outcrops at Pilot Knob (Figure 25). This basement surface has a downthrow of about 800 m to the southwest. Although this fault has been related to the Glamis geothermal field in the Imperial Valley, there is no interest in further exploring this part of the fault because of short extent in the Mexican portion near the town of Algodones and the lack of thermal activity in the area.

The San Andreas fault, whose surface expression appears 17 km west of Pilot Knob, is well defined by the gravity data. Data also indicate a greater than 2000 m downthrow of the basement towards the southwest. The depth to basement is estimated to be more than 6000 m; its composition is unknown.

The Calipatria fault has a noticeable correspondence with the alignment of the Bouguer anomaly contours and forms part of an apparent structural high in the western flank of a gravity high. This high is the southeastern extension of the high observed at the Border geothermal area in the Imperial Valley, which is an extension of the East Mesa thermal anomaly.

Based on these reasons and because of the existence of thermal activity in this zone (Figure 26), this gravity anomaly, which has been named Aeropuerto East, should be explored. It has been assumed to have the same origin as the gravity highs observed in the above-mentioned fields. That is, the hydrothermal activity has increased the density of the sediments, thereby altering the gravitational field. The Calipatria fault could be the conduit which facilitated this process.

SAN LUIS RIO COLORADO AREA

The area of San Luís Río Colorado has been considered as a geothermal prospect due to the high temperatures observed in a number of irrigation wells. Based on this information, geochemical sampling was made. The NaK and Na-K-Ca geothermometers indicated temperatures of 130°C. However, a 3227-m-deep oil well drilled to the northeast, just on the international border (Figure 25), showed a temperature of only 138°C.

This temperature could be considered to reflect a normal gradient, but a series of circumstances led us to think that this well is an important indicator of geothermal activity. Its proximity to the Colorado River and the aquifers related to its underflow could have influenced the temperature measurements so that no higher values were found. It is also worth noting that this well is located on the western edge of a depression whose highest elevation is found west of San Luís Río Colorado.

In summary, from a tectonic point of view, although the zone of influence of the crustal spreading and the separation of the Baja California peninsula is very broad, the zone of the Mexicali Valley northeast of the Cerro Prieto field contains the greatest thickness of sedimentary fill between the Cerro Prieto and San Andreas faults into the area studied. Because of tensional stresses and the effect of gravity, the basement displays a step-like structure extending from its outcrops at the Cucapa and Mayor Ranges and Pilot Knob to the indicated faults.

This indicates that, in the central portion of the Mexicali Valley, both southwest of the Cerro Prieto fault and northeast of the San Andreas fault, the gravity and magnetic anomalies of this region are closely related. Their origin has been attributed to the block-relief and concentration of magnetic minerals in the above-mentioned basement. Structurally speaking, these are the first available data on the area of San Luis Río Colorado and its environs.

The zones classified here as being of interest for further exploration are related to the gravity highs detected between the San Andreas and Cerro Prieto faults, where the sedimentary column is the thickest. Considering the similar correspondence to magnetic highs (Figure 27) and their position with regard to the San Andreas fault, the observed gravity highs, one west of San Luís Río Colorado and the other in the village of Paredones, have been attributed to intrasedimentary igneous intrusives with possible metamorphism, as manifested by the temperatures in the area determined by geochemistry and in the well drilled to 3127 m depth.

There is no correspondence between the gravity high located southwest of San Luís Río Colorado in Lagunitas Norte and any magnetic high. This may indicate that the gravity high was caused by hydrothermal densification of the sediments, which may indicate the presence of a weakly magnetized metamorphic body. It is not known if there is any thermal activity.

It is important to mention that, in all of the San Luís Río Colorado region, the sandy-clayey surface layer and the groundwater flow of the Colorado River can mask the thermal activities at the surface. It is also possible that they may not even exist. For this reason, we suggest that seismic exploration be carried out and that ±1200 m deep multiple-use wells be drilled on the gravity highs to provide better criteria for the future location of deep wells in this zone.

CONCLUSIONS

In this study, the geologic basis for selecting sites with geothermal development possibilities

has been the regional analysis of structural and geological data from the Mexicali Valley, which is a zone of crustal spreading due to large stresses brought about by the separation of the Baja California peninsula from the continental plate. Thus, drawing the geomorphological analysis and associated geologic features of the mountain ranges near the Mexicali Valley, this report has formulated a hypothesis on the origin of Laguna Volcano with the aim of providing a better understanding of the regional tectonics which support the interpretations we have made here. Based on the information gathered it was concluded that:

The Cucapa and El Mayor Ranges derive isostatically from the Juarez Range with a poorly defined orientation change over a sima cover. This caused the formation of new crustal spreading centers, such as Laguna Salada. Along the margins of these ranges, some blocks with roots that were less resistant to the tensional stresses have sheared off and dropped, under the influence of gravity, toward the spreading centers, whose axes are the present fracture traces observed by different studies.

Within the tectonic framework of the Mexicali Valley, the drop of these blocks takes the form of steps that descend towards the center of the depression. This situation is illustrated by the Bouguer anomaly and magnetic maps which faithfully represent the basement relief. The basement outcrops at the Cucapa and El Major Ranges. A series of gravity minima which surround the basement are clear evidence of a mass deficit caused by the strong lateral density contrast resulting from the abrupt basement drop and marking the area of thickest sedimentary deposition. An example of this is the eastern portion of the Cerro Prieto field.

Toward the other side of the depression, in the area southwest of the village of Algodones, another similar block displacement occurs, starting apparently from the Cargo Muchacho Mountains and Pilot Knob and extending toward the depression. Another series of steps begins at the Algodones fault and continues up to the San Andreas fault. The gravity and magnetic anomalies reflect the morphology of the basement in this area.

The sites selected in this report as being geothermally attractive are related to gravity highs which do not reflect the basement and are located in the areas of thickest sedimentary fill. Some of these highs may be due to densification of the sediments by hydrothermal activity generated by a convective process in geothermal aquifers, as indicated by temperatures that have been detected at some of these sites. Other highs have been related to intrasedimentary igneous intrusions near the main faults and have been identified by their particular correspondence with magnetic highs.

Finally, based on these interpretations, we concluded that the Cerro Prieto field extends to the east of its present location by an unknown amount. We conclude this on the basis of a dome-shaped gravity high. We also indicated the desirability of establishing a program of geothermal exploration in the areas of Tulecheck, Riíto, Aeropuerto-Algodones, and San Luís Río Colorado, to include drilling of ±1200 m-deep multiple-use wells, reflection seismics, and deep exploration wells.

MODELADO BIDIMENSIONAL DE PSEUDOSECCIONES DE RESISTIVIDAD APARENTE DE LA REGION DE CERRO PRIETO

R. Vega y M. Martínez
Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada
Ensenada, Baja California, México

Resumen

Usando un programa de elemento finito (Dey, 1976) para el modelado bi-dimensional de pseudosecciones de resistividad aparente usando diversos arreglos, se han modelado cuatro perfiles de pseudoresistividad aparente medidos usando el arreglo Schlumberger por personal de la CFE (Razo, 1978). Tomando los datos geológicos (Puente y de la Peña, 1978) y litológicos (Díaz, et al., 1981) de la región geotérmica se han obtenido modelos que muestran claramente que para las resistividades reales presentes en la zona, la información dada por las pseudosecciones medidas proviene de la estructura superficial, no mostrando la presencia ni del yacimiento geotérmico ni del basamento granítico.

Introducción

En el CICESE se ha adaptado a una minicomputadora Prime 400 el programa de elemento finito (Dey, 1976) para la interpretación directa de pseudosecciones de resistividad aparente usando modelos de dos dimensiones. Además de este programa se cuenta con una gran cantidad de información geofísica sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto y con las mediciones eléctricas realizadas por el grupo de geofísica de la CFE (Razo, 1978) (arreglo Schlumberger con un equipo SCINTREX de 15 kW, semiapertura máxima de electrodos de 5 km y tiempo de conmutación de corriente de 16 segundos). En el presente trabajo se hicieron modelos bidimensionales de varios perfiles geoeléctricos proporcionados por la CFE, con el objetivo de evaluar el método de resistividad de corriente directa (arreglo Schlumberger) como herramienta de prospección geotérmica en la zona geotermal del Valle de Mexicali, B.C.

Geología

De acuerdo con Puente y de la Peña (1978) el Valle de Mexicali está constituído en parte por sedimentos cuaternarios de pie de monte provenientes de la Sierra Cucapá y por otra parte de sedimentos deltáicos depositados en forma lenticular y con contribución irregular, debido a las corrientes cambiantes del Río Colorado.

De las perforaciones se ha podido establecer la litología del área, la que consta de 3 partes principales:

a) La superficie está compuesta de sedimentos deltáicos no consolidados (arenas y arcillas), cuyo espesor varía de 600 a 3,000 metros y con resistividad de 0.7 a 5 ohm-metro.

b) La zona intermedia está formada de sedimentos consolidados como lutitas y areniscas, fracturados y metamorfizados. El espesor de esta capa es, como en el caso anterior, irregular y se desconoce. Por la información que se tiene de los pozos perforados, se estima que fluctúa entre 1,500 y 2,000 metros.

c) En la parte inferior se encuentra el basamento granítico, que se supone ha tenido una acción intrusiva (horst) en algunas partes y se ha profundizado en otras (graben). Como ejemplo de este último caso está el pozo PRIAN I (ver Fig. 1) en el que se llegó a 3,500 metros y no se toca el basamento.

El campo geotérmico de Cerro Prieto se localiza en el patrón tectónico de San Andrés, del cual se derivan las fallas de rumbo NO-SE y de movimiento lateral derecho como son las fallas de Cerro Prieto, Imperial y Cucapá, con echados al Oeste y al Este. Además, se encuentran evidencias de centros de dispersión en la actividad volcánica, enjambres de temblores, y por supuesto la actividad geotérmica de la región.

Por otra parte existe un sistema de fallas normales a la falla de Cerro Prieto, al que se ha denominado sistema secundario Volcano con echados al Noroeste y Sureste. Los dos sistemas combinados forman la topografía irregular del basamento ya mencionada.

Modelado

Para modelar se tomaron del reporte del grupo de Geofísica de la CFE las pseudosecciones de resistividad aparente a lo largo de las líneas 2, 6, 8 y 11 distribuídas en la zona como se muestra en el plano de la figura No. 1.

En la figura 2b, 3b, 4b y 5b se presentan en línea continua las secciones de resistividad aparente que se han tomado para este estudio de modelado. En las figuras 2a, 3a, 4a y 5a se muestran los modelos resultantes correspondientes. Las pseudosecciones de resistividad aparente calculados a partir de estos modelos se presentan en línea punteada en las figuras 2b, 3b, 4b y 5b.

En todos los modelos estudiados se observa un comportamiento similar; un aumento en la resistividad del estrato presente al aumentar la profundidad, variando de 1 a 12 ohm-m en los primeros 1,500 m. Esto concuerda con lo presentado por Díaz et al., (1978) y refleja la existencia de una compactación paulatina de los sedimentos.

En la superficie se encuentra un estrato conductor 1 ohm-m con espesor máximo de 1.5 km constituído principalmente por arcilla, de acuerdo a la geología de la región ya presentada. Igualmente se observan, intercaladas en los estratos conductores, lentes de un material más resistivo asociadas quizás a un contenido mayor de arenas y gravas.

Las discontinuidades verticales presentes en las secciones de resistividad aparente no implican necesariamente la presencia de fallas. Debido a las bajas resistividades encontradas, estas discontinuidades son producidas por un cambio lateral de la resistividad real en un mismo estrato. Podría ser ocasionado por cambios en el factor de formación, en el metamorfismo local o en la salinidad presente.

El sustrato más profundo se presenta en los modelos con resistividades de 10 a 12 ohm-m, a lo largo de cada uno de los perfiles estudiados. La región Sur-oeste representa sedimentos consolidados con bajo contenido de fluídos, y sección Nor-este sedimentos no consolidados con prominencia de arenas.

También se observan conductores de 1 ohm-m sumergidos en el sustrato intermedio de 7 a 8 ohm-m como en el caso de las líneas 2 y 8 y más explícitamente en la línea 11. Estas bajas resistividades pueden asociarse a la presencia de cuerpos salinos.

Nótese que los perfiles de las líneas 2, 6 y 8 no contienen información relativa al basamento cuya profundidad estimada en la zona de estudio es de 2 a 6 km (Puente y de la Peña, 1978), ello a pesar de los 5 km de semi-apertura electródica que se usó.

Conclusiones

La alta conductividad y el espesor del sedimento no consolidado existente en la zona del campo Geotérmico de Cerro Prieto forma una capa conductora que no permite que la corriente inyectada penetre. Esto impide detectar variaciones de conductividad debidas a los estratos profundos.

Hemos demostrado, mediante simples modelos bi-dimensionales la existencia de dicha capa conductora. Como ejemplo relevante podemos mencionar los resultados obtenidos para la línea 6 (Figura 3), la cual pasa directamente sobre la zona geotérmica de Cerro Prieto. La simplicidad de nuestro modelo contrasta radicalmente con el modelo para la línea E-E' presentada por Wilt et al., (1978). Sin embargo, hacemos notar que las condiciones bajo las cuales se llevaron a cabo los levantamientos han sido diferentes, además de que el método directo de interpretación es no-único.

Consideramos que en modelado directo, el paso más importante para la interpretación de datos de resistividad radica en el diseño del modelo inicial. Una vez establecido éste, es posible generar una pseudosección de resistividad a base de ajustes, en general pequeños, que razonablemente se harán concordar con los resultados obtenidos en el campo. Por lo tanto el modelo inicial deberá de satisfacer requisitos indispensables como; ser el más sencillo posible y contener el máximo de información directa adicional ya sea de la geología, registro de pozos ó bién evidencia proveniente de otros métodos geofísicos. Si se desea proponer la existencia de anomalías resistivas no observables por otros medios, dentro de un modelo plausible, éstas deberán de producir en la pseudosección de resistividad aparente un efecto claro que denote su presencia.

Agradecimientos

Agradecemos al Ing. Sergio Díaz de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, y al Ing. Antonio Razo del Departamento de Exploraciones Geotérmicas de la CFE, el apoyo otorgado para la realización de este trabajo.

Referencias

Dey, A., y Morrison, H.F. 1976. "Resistivity modeling for arbitrary shapped-two dimensional structures." Tech. Report LBL-S223, UC-66A.

Díaz, C.S., Puente, C.I., y de la Peña, L.A. 1981. "Propuesta de un modelo geológico en función de registros geofísicos de pozos." Tercer Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C. México. (Este volúmen).

Puente, C.I., y de la Peña, L.A. 1978. "Geología del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C. México." Primer Simposio del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C. México." Berkeley, Calif. Reporte Técnico LBL-7098.

Razo, M.A. y Arellano, G.J. 1978. "Prospección eléctrica de la porción Norte del Valle de Mexicali y Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C. México." 1978. CFE, Informe Técnico 6-78.

Wilt, M.J., Goldstein, N.E. y Razo, M.A., 1978. "LBL Resistivity studies at Cerro Prieto." Primer Simposio sobre el campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C. México." Berkeley, Calif. Reporte Técnico LBL-7098.

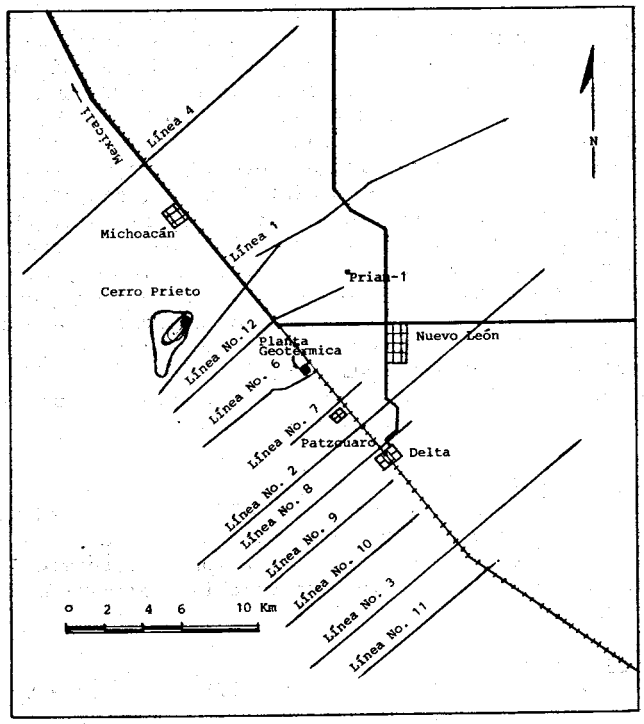


Figura 1. Mapa de la región de estudio.

Figure 1. Map of the region under study.

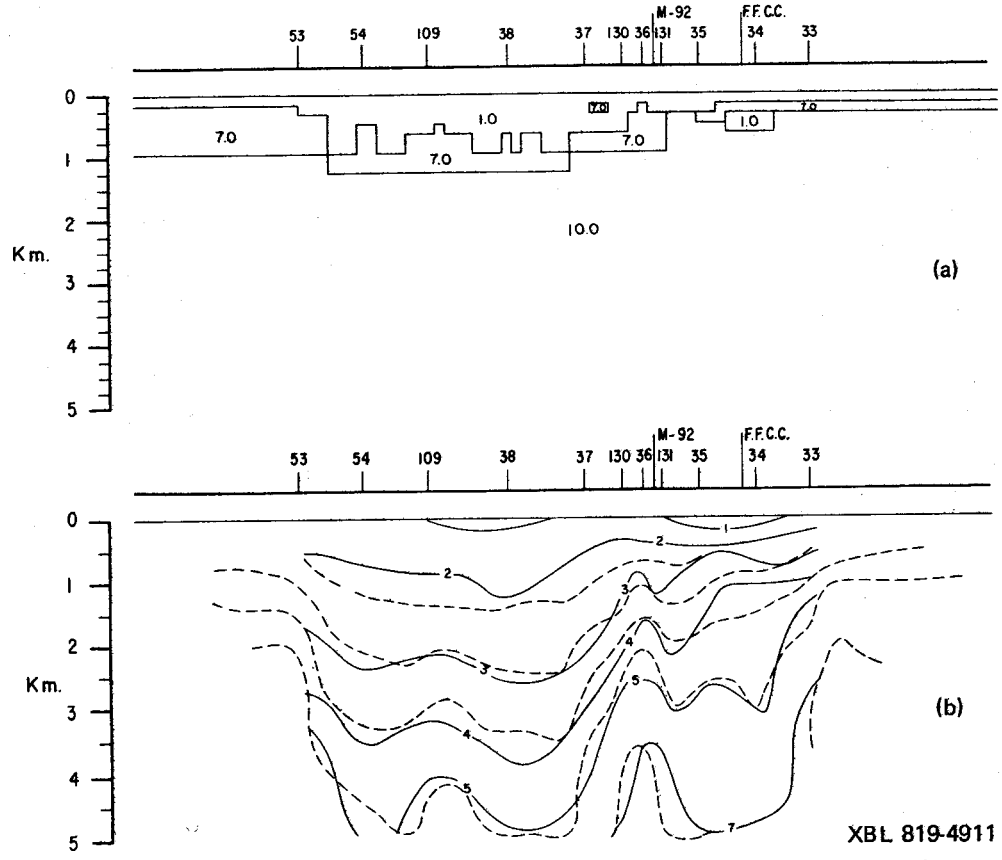


Figura 2. (a) Modelo para la línea No. 2. Resistividad en ohm-metros. (b) Pseudosección de resistividad aparente. La línea continua fue obtenida a partir de mediciones de campo. La línea punteada fue calculada en base al modelo mostrado en la parte (a).

Figure 2. (a) Model for line No. 2. Resistivity in ohm-m. (b) Apparent resistivity pseudosection. The solid line was obtained from field measurements. The dotted line was computed on the basis of the model shown in (a).

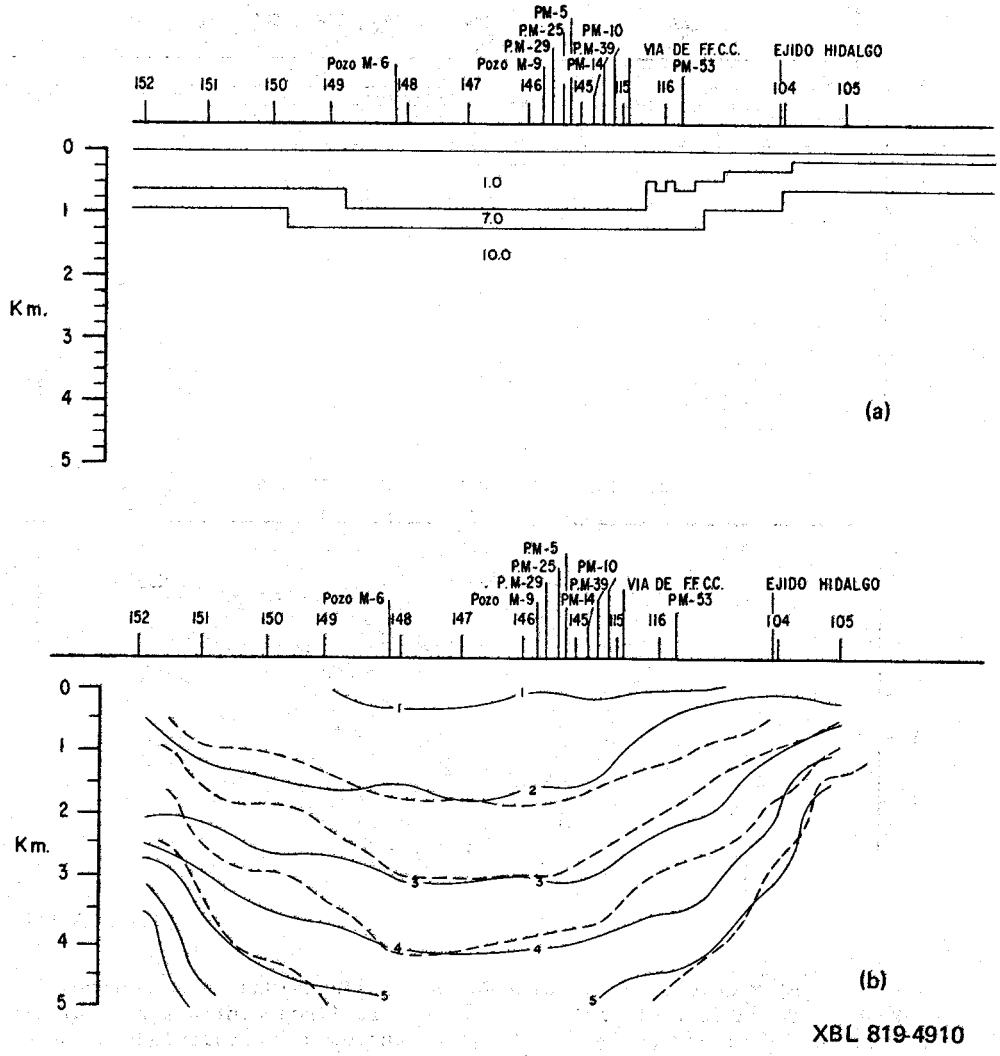


Figura 3. (a) Modelo para la línea No. 6. Resistividad en ohm-metros. (b) Pseudosección de resistividad aparente. La línea continua fue obtenida a partir de mediciones de campo. La línea punteada fue calculada en base al modelo mostrado en la parte (a).

Figure 3. (a) Model for line No. 6. Resistivity in ohm-m. (b) Apparent resistivity pseudosection. The solid line was obtained from field measurements. The dotted line was computed on the basis of the model shown in (a).

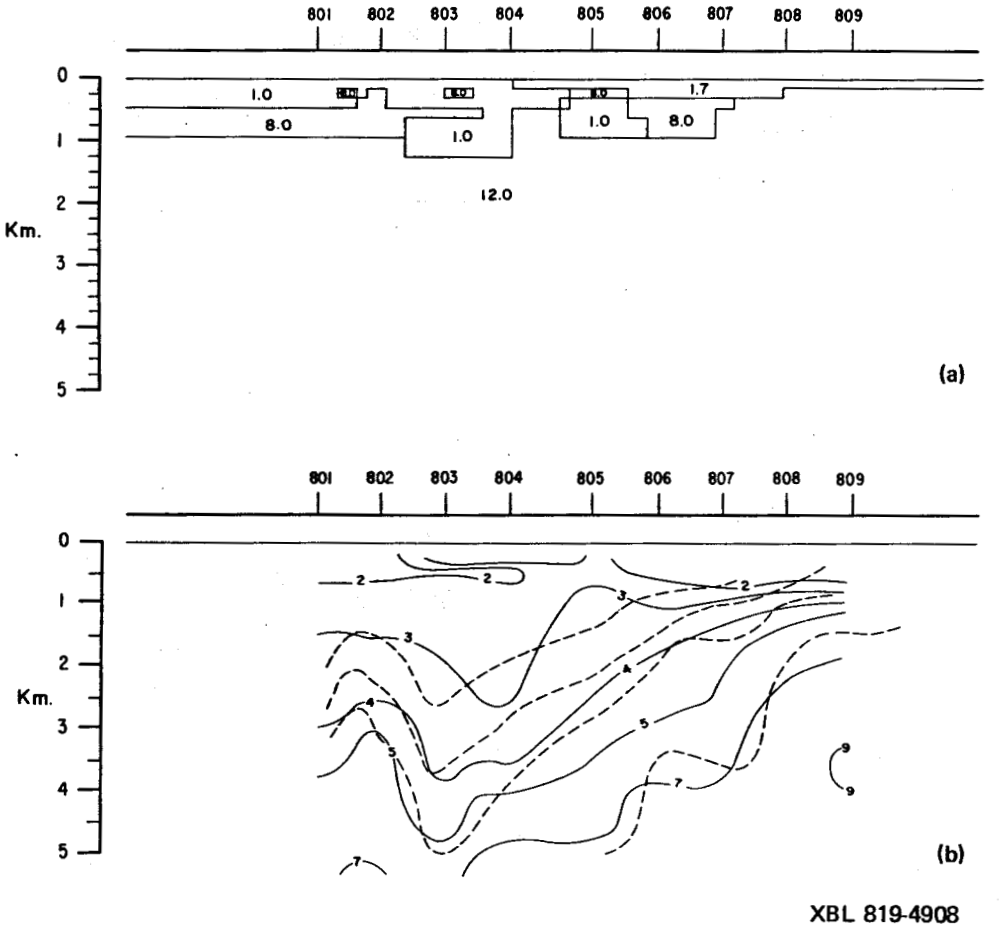


Figura 4. (a) Modelo para la línea No. 8. Resistividad en ohm-metros. (b) Pseudosección de resistividad aparente. La línea continua fue obtenida a partir de mediciones de campo. La línea punteada fue calculada en base al modelo mostrado en la parte (a).

Figure 4. (a) Model for line No. 8. Resisitivity in ohm-m. (b) Apparent resistivity pseudosection. The solid line was obtained from field measurements. The dotted line was computed on the basis of the model shown in (a).

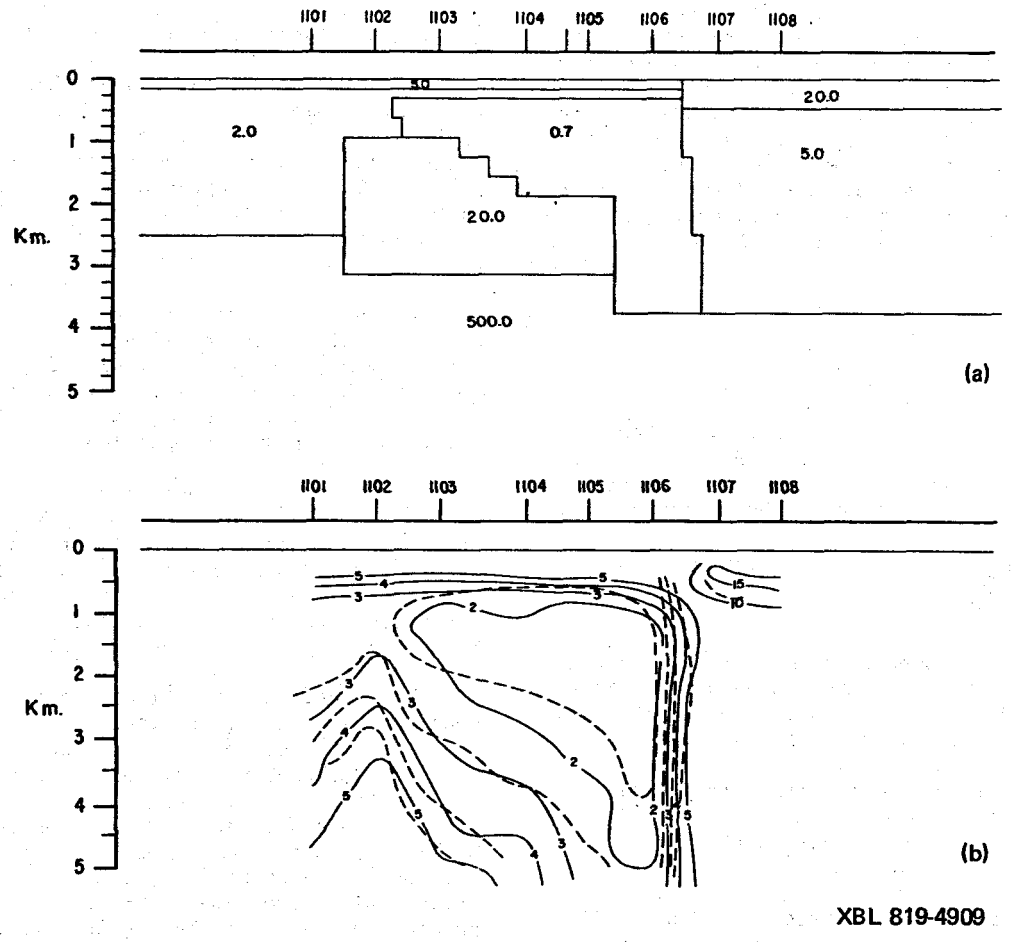


Figura 5. (a) Modelo para la línea No. 11. Resistividad en ohm-metros. (b) Pseudosección de resistividad aparente. La línea punteada fue obtenida a partir de mediciones de campo. La línea punteada fue calculada en base al modelo mostrado en la parte (a).

Figure 5. (a) Model for line No. 11. Resistivity in ohm-m. (b) Apparent resistivity pseudosection. The solid line was obtained from field measurements. The dotted line was computed on the basis of the model shown in (a).

TWO-DIMENSIONAL MODELING OF APPARENT RESISTIVITY PSEUDOSECTIONS IN THE CERRO PRIETO REGION

ABSTRACT

Using a finite-difference program (Dey, 1976) for two-dimensional modeling of apparent resistivity pseudosections obtained by different measuring arrays, four apparent resistivity pseudosections obtained at Cerro Prieto with a Schlumberger array by CFE personnel were modeled (Razo, 1978). Using geologic (Puente and de la Peña, 1978) and lithologic (Díaz, et al., 1981) data from the geothermal region, models were obtained which show clearly that, for the actual resistivity present in the zone, the information contained in the measured psueudosections is primarily due to the near-surface structure and does not show either the presence of the goethermal reservoir or the granitic basement which underlies it.

INTRODUCTION

A finite-difference program (Dey, 1976) for the direct interpretation of apparent resistivity pseudosections using two-dimensional models has been adapted for CICESE's Prime 400 computer. In addition to this program, we have a large amount of information about the Cerro Prieto geothermal field and the electrical measurements carried out by the

geophysics group of CFE (Razo, 1978). For these measurements, Razo used a Schlumberger array with a 15 kW Scintrex system which had a current electrode half-spacing of 5 km and a 16-second-period square wave signal. In the present study, two-dimensional models of several geoelectric pseudosections furnished by CFE were prepared with the purpose of evaluating the dc-resistivity method (Schlumberger array) as a tool for geothermal prospecting in the geothermal zone of the Mexicali Valley, Baja California.

GEOLOGY

According to Puente and de la Peña (1978), the Mexicali Valley is composed in part by Quaternary piedmont sediments from the Cucapa Range and by lenticualr and irregular deltaic sediments deposited by the changing course of the Colorado River.

The geology of the area has been established from the well data and shown to consist of three main units:

a. The surface is composed of unconsolidated deltaic sediments (sands and clays) whose thickness varies from 600 to 3000 m and which have resistivities of 0.7 to 5 ohm-m.

b. The intermediate zone is formed by consolidated sediments, such as shales and sandstones, which have been fractured and metamorphosed. The thickness of this layer is, as in the case of the unit above, irregular and unknown. Based on information obtained from wells, the thickness is estimated to vary between 1500 and 2000 m.

c. The lowest unit is a granitic basement which has been assumed to have been lifted (horsts) in some parts of the region and to have dropped in others (graben). An example of the latter is the Prian I well (see Figure 1) which reached a depth of 3500 m without reaching basement.

The Cerro Prieto geothermal field is located within the San Andreas fault system. Deriving from this system are faults striking NW-SE, such as the Cerro Prieto, Imperial, and Cucapa faults. These faults are right-lateral, strike-slip faults with minor vertical displacements to the west and east. There is also evidence of the existence of spreading centers, judging by the volcanic activity, earthquake swarms, and, of course, by the geothermal activity in the region.

There also exists a system of faults, which are perpendicular to the Cerro Prieto fault, called the secondary Volcano fault system, with vertical displacements to the northwest and southeast. These two systems of faults cause the irregular basement topography already mentioned above.

MODELING

For the purposes of modeling, the apparent resistivity pseudosections along lines 2, 6, 8, and 11 were taken from the CFE Geophysics group report on their survey of this area. Figure 1 is a map showing the location of the survey lines.

Figures 2b, 3b, 4b, and 5b show the apparent resistivity pseudosections used in this study. The sections are indicated by solid lines. Figures 2a, 3a, 4a, and 5a show the corresponding models which were obtained. The apparent resistivity pseudosections computed on the basis of these models are shown as the dotted lines in Figures 2b, 3b, 4b, and 5b.

A similar behavior can be noted in all the models studied. There is an increase in resistivity with depth, with a variation from 1 to 12 ohm-m in the upper 1500 m. This agrees with the results presented by Díaz et al. (1978) and reflects the gradual compaction of the sediments.

At the surface there is a conducting layer with a resistivity of 1 ohm-m and a maximum thickness of 1.5 km composed mainly of clays, based on the geology of the region described above. Interbedded with the conductive strata, lenses of a more resistive material are observed. These may have a higher content of sands and gravels.

The vertical discontinuities present in the apparent resistivity sections do not necessarily imply the presence of faults. Due to the low resisitivies encountered, these discontinuities are the result of lateral changes in the true resisitivity within a layer. They may have been caused by changes in the formation factor of the layer, in the local metamorphism, or in the salinity of the interstitial pore water. The deepest substrata present in the models has resistivities of 10 to 12 ohm-m along each of the profiles analyzed. The southwestern region represents consolidated sediments with a low fluid content whereas the northeastern section contains unconsolidated sediments rich in sands.

In lines 2 and 8, and more explicitly in line 11, one also observes 1-ohm-m conductors within the 7- to 8-ohm-m intermediate layer. These low resistivities may be associated with the presence of saline bodies.

Note that profiles 2, 6, and 8 do not have any information about the basement, whose estimated depth in the region under study is from 2 to 6 km (Puente and de la Peña, 1978). This occurred in spite of the 5 km current electrode half-spacing used in the survey.

CONCLUSIONS

Because of their high conductivity and large thickness, the unconsolidated sediments in the Cerro Prieto geothermal field region do not permit the deep penetration of the injected current. This prevents the detection of conductivity variations due to deeper strata.

Using simple two-dimensional models, we have demonstrated the presence of this conductive layer. As a relevant example, we cite the results obtained for line 6 (Figure 3), which passes directly over the Cerro Prieto geothermal zone. The implicity of

our model differs radically from the model for line E-E′ presented by Wilt et al. (1978). However, we note here that the conditions under which both surveys were made were different, and, furthermore, that the direct interpretation method of solution used is non-unique.

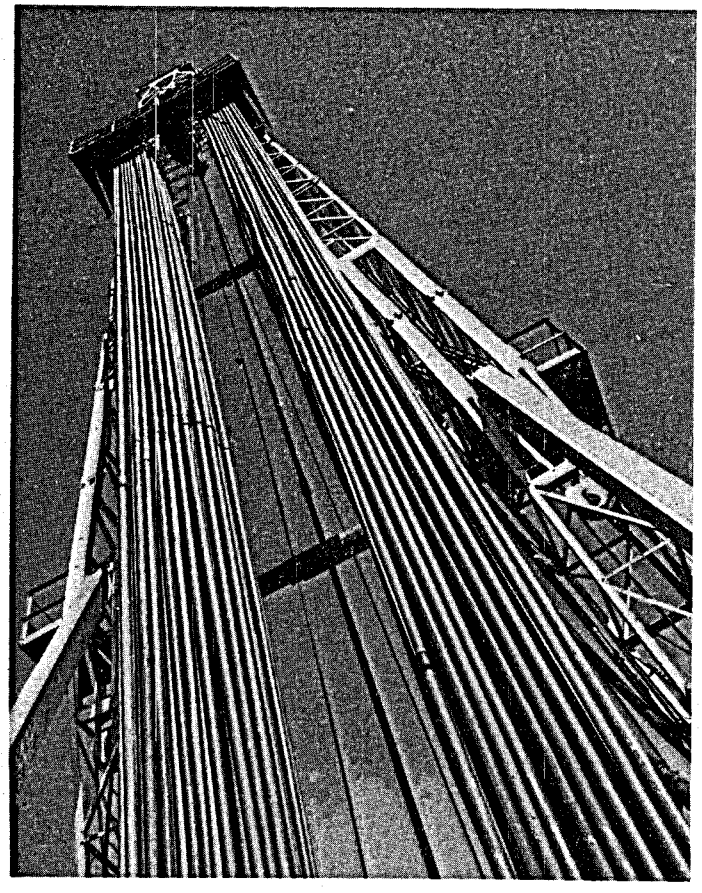
We believe that, for direct modeling of resistivity, the most important step for the interpretation of the resistivity data is the design of the initial model. Once this model is established, it is possible to generate an apparent resistivity pseudosection by making small adjustments to the model to make the results agree with the data collected in the field. Therefore, the initial model must satisfy some essential requirements, such as to be as simple as possible and to contain the maximum amount of directly applicable information, whether geological, well logs, or geophysical data. If, within a plausible model, it is desirable to propose the existence of resistive anomalies which cannot be observed through other means, these should produce a clear effect denoting their presence in the computed apparent resistivity pseudosections.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Ing. Sergio Díaz of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto and Ing. Antonio Razo from the Department of Geothermal Exploration of CFE for their support for this work.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

RESERVOIR ENGINEERING
INGENIERIA DE YACIMIENTOS



COMENTARIOS DE ALGUNOS PROBLEMAS DE PERFORACION Y TERMINACION DE POZOS GEOTERMICOS EN CERRO PRIETO

B. Domínguez A. y G. Sánchez G.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Resumen

De 1960 a la fecha, se han perforado en Cerro Prieto 85 pozos, con un total que excede a 160,000 m., cifra modesta si se compara con las perforaciones realizadas en pozos petroleros. Esta actividad se ha desarrollado en cinco etapas, distinguiéndose cada una por cambios y modificaciones para resolver problemas diversos, tanto en la perforación como en la terminación de los pozos perforados.

Inicialmente, los procedimientos técnicos se ajustaron a los utilizados en la perforación de pozos petroleros, sin embargo, surgieron varios problemas que en esencia tenían como origen las temperaturas relativamente elevadas que en este campo se han detectado en el reservorio geotérmico.

En forma resumida, los distintos problemas detectados se pueden referir a: fluidos de perforación, cementos y cementaciones, características litológicas y contenido de fluidos geotérmicos, tuberías de ademe y sus accesorios.

En forma similar, los criterios para la terminación de los pozos inicialmente siguieron los habituales en pozos petroleros, pero a medida que se entendió mejor la importancia de la temperatura y las características de los fluidos geotérmicos contenidos en el reservorio, se modificó dicho criterio para optimizar las terminaciones, lográndose a la fecha resultados muy satisfactorios.

Las soluciones logradas para la mayor parte de los problemas, consideramos que son razonablemente satisfactorias, no obstante que deberán optimizarse algunas y encontrar respuesta más conveniente para otras, como es el caso de los daños por corrosión en las tuberías de ademe.

En cuánto a las terminaciones; deberá optimizarse el criterio, sobre todo para la discriminación de formaciones impregnadas de agua caliente, por medio de análisis litológicos y mineralógicos, así como petrográficos, relativo a minerales hidrotermales y metamórficos, auxiliándose tal vez con geoquímica de rocas y aún análisis de rayos X, pensamos que este sistema dará a la postre las soluciones más satisfactorias para obtener la mayor cantidad de energía almacenada en el reservorio.

Introducción

El desarrollo de la perforación en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, ha sufrido diferentes cambios; estos cambios siempre han sido ocasionados por problemas y deficiencias detectadas en cada una de las etapas de perforación, tratando de evitar o resolver dichas deficiencias.

Podemos distinguir cinco etapas principales en las que ha habido modificaciones substanciales a lo largo de 15 años en que se han realizado perforaciones en Cerro Prieto, partiendo de 1964.

Los cambios más significativos se pueden resumir en: utilización de roscas especiales, ya que en un principio se utilizaron roscas redondas normas API, 8 hilos por pulgada, cuya capacidad mecánica fue insuficiente; diferentes arreglos en los elementos tubulares y dentro de ese aspecto modificaciones por el grado de los aceros en las tuberías, que en algunos casos significó un incremento importante en el espesor de la pared de los ademes, diferentes tipos de mezclas en cemento y aditivos químicos que han modificado esas mezclas, la utilización de distintos modelos y diseños en accesorios para tuberías de ademe, y aún modificaciones a lo largo del desarrollo en el tipo de anclaje de árboles de navidad, así como ciertos ajustes en los diseños de cruces bridadas y aún ciertas características de las mismas válvulas con las que se han integrado los árboles de válvulas.

Las causas de dichas modificaciones podemos agruparlas en dos: fallas mecánicas en los ademes, ocasionadas por esfuerzos de tensión y compresión debidas a las elevadas temperaturas habituales en el reservorio geotérmico. Un segundo grupo han sido incrustaciones tanto dentro de la tubería de producción como en algunos casos en las tuberías cortas ranuradas, y el problema más grave, habiendo transcurrido cierto tiempo después de la construcción de los pozos, ha sido la corrosión en los ademes, asociado a la degradación de los cementantes que en su oportunidad se utilizaron.

Sin embargo, las soluciones que paulatinamente se han ido intentando para resolver los distintos problemas que en cada una de las etapas se presentaron, han permitido obtener una mejoría constructiva y resultados generales que en conjunto estimamos ventajosos; no obstante, deberán optimizarse algunos de los sistemas, procedimientos, equipo y materiales que actualmente se aplican, y en algunos casos deberán intentarse nuevas soluciones o más adecuadas, ya que a la fecha los resultados han sido modestos, como por ejemplo: las pérdidas de circulación al cementar los ademes profundos, y buscar aleaciones metalúrgicas que sean más capaces de soportar el fenómeno de corrosión externa, tipo electroquímico, que de mo-

mento está acortando en forma muy drástica la vida útil de los pozos productores.

Valle de Mexicali

El Valle de Mexicali se encuentra localizado al Noreste del Estado de Baja California, México; forma parte del Delta del Río Colorado que ha originado, además del Valle de Mexicali, los Valles de Imperial y Yuma, en los Estados de California y Arizona, respectivamente, en los Estados Unidos. (Fig. 1)

Se considera que la génesis geológica de estos valles es el resultado del relleno de materiales aluviales que en su oportunidad han sido arrastrados por el Río Colorado, relleno de la fosa tectónica que actualmente forma el Golfo de California y cuyo lineamiento en la parte Continental es el Mar Salton en los Estados Unidos.

El Campo Geotérmico de Cerro Prieto se encuentra aproximadamente a unos 30 km. al Sureste de la ciudad de Mexicali, Baja California. En dicho lugar existe un volcán pequeño llamado Cerro Prieto, que se considera asentado sobre la falla principal de Cerro Prieto, y que pudiera ser el origen de los focos hidrotermales que alimentan el reservorio de Cerro Prieto, cuya magnitud es de más o menos 12 km^2.

Sensiblemente al Sur del Volcán de Cerro Prieto y aproximadamente a 10 km, existe una zona conocida como Laguna Volcano, ya registrada en planos geológicos de 1905, y en donde existen algunas fumarolas, manantiales de agua hidrotermal, lodo hirviente y aún el desarrollo de pequeños volcanes de lodo que en ocasiones alcanzan una altura de 2 m. De inmediato se piensa en una poderosa recarga de agua geotérmica que en forma natural se ha estado liberando en esta zona y que con toda facilidad hace pensar en las posibilidades energéticas del subsuelo del área de Cerro Prieto.

Pozos Perforados

A la fecha se han perforado 85 pozos, tanto del tipo exploratorio como de explotación y de ampliación, con una profundidad total acumulativa que excede los 160,000 m. perforados; estos pozos se han realizado en tres áreas que se denominan el Bloque de Cerro Prieto I, Bloque de Cerro Prieto II y el Bloque de Cerro Prieto III.

Podemos agrupar a estos pozos como se indica en la Tabla 1; 68 pozos de explotación, 18 pozos de exploración, 3 pozos abandonados, y dentro del total de esos pozos, 4 pozos han sufrido graves descontroles.

Las profundidades del reservorio y que lógicamente corresponden a la profundidad perforada, ha variado entre los 1,300 - 3,000 m.

Antes de continuar, deseamos dar énfasis a los aspectos particulares que consideramos típicos de los pozos geotérmicos y que en una u otra forma los distinguen de los pozos convencionales petroleros, factores que en ocasiones son la causa de problemas y sobre todo, de la implementación técnica para resolver las características distintivas del pozo geotérmico; esto se resume en la Tabla No. 2.

Asimismo, consideramos importante no perder de vista las características litológicas que prevalecen en todo el campo geotérmico de Cerro Prieto y que si bien tienen variaciones en sus características físicas generales, así como en sus espesores y profundidades, sin embargo, en todos los casos podemos hacer un agrupamiento en tres secciones principales de la columna litológica. La primera y más superficial, materiales aluviales de granulometría fina y media, prevaleciendo arcillas plásticas arenosas; este primer cuerpo se ha presentado entre los 600 y 1,300 m. de profundidad. Enseguida un cuerpo más o menos metamorfizado por temperatura y fluidos hidrotermales que originan una cierta consolidación en los primeros metros más superiores, pasando a materiales francamente compactos hacia el fondo; el espesor de este cuerpo varía entre 100 y 250 m. dependiendo de la posición del pozo dentro del área de Cerro Prieto. En la mayoría de las fases son materiales lutíticos con cierta intercalación de areniscas. Finalmente, tenemos las formaciones que almacenan agua caliente, formadas por alternancias de lutitas compactas de color gris y negro, dependiendo del grado térmico en cada caso, y areniscas de grano fino a medio con cementación variable; de estas areniscas se tienen las aportaciones más significativas de agua caliente. En este caso el espesor de estas alternancias varía de 150 a 300 m.

La profundidad del reservorio varía dependiendo de su posición; en el Bloque I que como decíamos, era del orden de 1,300 - 1,500 m.; en el Bloque II puede variar entre 2,700 - 3,000 m., y en el Bloque III puede variar entre 2,000 - 2,500 m.

En la Figura No. 2 se ilustra con cierto detalle la columna litológica que representa, en términos generales, las características en el subsuelo de Cerro Prieto.

La localización de los pozos perforados para cada una de las áreas en que se ha subdividido el campo, se indican en la Figura No. 3. Indudablemente, la zona más densamente perforada es la que se denomina Cerro Prieto I, que tiene la parte Norte, donde se inició la explotación del campo para alimentar las primeras dos turbinas de la Planta Geotermoeléctrica y Cerro Prieto I Sur, en donde el espaciamiento de los pozos ha sido de 400 a 500 m.; en Cerro Prieto I Norte, fuede 250 m., situación que a la postre ha provocado una tendencia a formar una área de depresión. Los espaciamientos entre pozos, tanto de Cerro Prieto II como de Cerro Prieto III, también son con un mínimo de 400 m.

Hasta la fecha, tanto las presiones al cierre que en Cerro Prieto I fueron de 800 lbs/plg^2, en Cerro Prieto II han llegado a 1,250 lbs/plg^2, situación que se asocia lógicamente a la posición del reservorio, que a su vez implica una mayor temperatura y consecuentemente, una mayor producción por pozo. En Cerro Prieto I Sur, la presión al cierre se incrementó a más o menos 900 lbs/plg^2, obteniendo en pozos como el M-51 hasta 140 ton/hr. de vapor y una temperatura de

reservorio arriba de los 320°C. Recordemos que en Cerro Prieto I, la producción máxima fué de pozos como el M-8 y el M-5, que dieron 80 ton/hr. de vapor y las temperaturas de fondo fueron practicamente 300°C. En los pozos perforados en Cerro Prieto II, en los que el reservorio quedó situado entre los 2,700 - 3,000 m., se han obtenido producciones de hasta 300 ton/hr. de vapor y temperaturas en el reservorio de practicamente 350°C., en cambio en Cerro Prieto III, en donde la profundidad del reservorio está entre los 2,000 - 2,500 m., las temperaturas de fondo se han detectado de 300 a 320°C., y las producciones obtenidas han sido arriba de las 100 ton/hr. de vapor.

Ademes y Tuberías de Producción

Correlacionando los diferentes eventos de las cinco etapas en que se han realizado las perforaciones de Cerro Prieto, podemos destacar las características de las tuberías que se han ido utilizando, ya sea para revestimiento de los pozos o para la producción de los mismos. Esta información se resume en la Tabla No. 3; en ésta facilmente apreciamos que ha habido cambios por diámetros de los ademes, en los grados, en los pesos y en las roscas.

En cada etapa, como ya antes hemos mencionado, se trató de evitar el problema asociado a los revestimientos que en las etapas anteriores se presentaron; esto se vincula con los arreglos de los ademes y las profundidades que también han sufrido variaciones. El primero de estos cambios fué para incrementar las capacidades mecánicas tanto en roscas como en los cuerpos de las tuberías para soportar mejor los esfuerzos que por efecto térmico se llegaron a presentar. Posteriormente, y después de haber transcurrido un cierto tiempo y al apreciar la gravedad de las corrosiones que en los ademes operaron, se ha intentado evitar este problema haciendo modificaciones tanto en grados como en espesores de los ademes utilizados en la producción.

Problemas Principales durante la Perforación y Terminación de Pozos.

En forma breve y específica, podemos señalar que los problemas más severos presentados a lo largo de los años de perforación en Cerro Prieto, (Tabla No. 4), son:

1.- Pérdidas en los fluidos de perforación, sobre todo al penetrar los primeros cuerpos lutíticos con alternancias de areniscas, y ya vecinos a las zonas más calientes del reservorio. En ocasiones este problema fue tan agudo que ha sido necesario perforar con circulación totalmente perdida utilizando 'baches' previamente tratados, penetrando tramos cortos en tanto el bache utilizado se pierde, y así sucesivamente hasta penetrar en ocasiones los 100 m.; el sistema ha funcionado satisfactoriamente con un mínimo de problemas.

2.- Derrumbes durante la perforación y/o corridas de las tuberías de ademe. Este problema en algunos de los pozos ha sido extremadamente grave, y al parece que es el resultado de dos causas: una mecánica, asociada a fracturas, fallas o trituración de cuerpos lutíticos y areniscas, sumada a cierta dósis de filtración de fluidos, y sobre todo, a un aparente efecto de choque térmico entre las zonas relativamente calientes y la invasión de filtrados. Todo esto sumado y dentro de un período de tiempo relativamente corto, han provocado, en ocasiones, derrumbes exagerados y que unicamente se han podido controlar recementando todo lo perforado en la zona afectada, para que después de un fraguado razonable, limpiar el cemento y confirmar el buen equilibrio de las formaciones; en caso contrario, habrá que repetir la operación. Por supuesto, que esta tarea se ha desarrollado después de incrementar en lo posible el peso del lodo de perforación, ya que si se exagera este peso, con facilidad se inducen las pérdidas de circulación ya antes mencionadas. Más que un atrapamiento de barrenas de perforación, se han tenido "pegaduras" por presión diferencial, ya que la influencia térmica del lodo de perforación, junto a las pérdidas de circulación, tal parece que propicia dicho tipo de problemas, éstos se han resuelto agregando aditivos al fluido de perforación para liberar las herramientas con buenos resultados.

3.- Altas temperaturas en zona productora. Este lógicamente, es el objetivo y la razón de construir los pozos geotérmicos; sin embargo, podemos juzgar que gran parte de fallas en materiales, equipos, empacamientos, problemas de corrosión, tanto en ademes como en instalaciones superficiales, están necesariamente asociadas a las temperaturas elevadas, y entre más elevadas sean éstas, los problemas son mayores. De hecho, el mayor riesgo surge al penetrar los acuíferos calientes, ya que las pérdidas de circulación comunmente son totales; no se pueden recuperar muestras; es casi imposible obtener registros eléctricos, ya que los cables y las sondas no siempre soportan las temperaturas del reservorio, y aún es posible que en estas circunstancias se presenten problemas graves de pesca como enseguida se indican.

4.- Problemas de pesca. Como es habitual en la perforación de pozos petroleros, pueden ocurrir accidentes mecánicos que requieran la aplicación de técnicas de pesca, y como es común, los recursos son el aplicar las herramientas y los procedimientos habituales; sin embargo, y precisamente cuando el problema se presenta en la vecindad o enfrente de los estratos impregnados de agua caliente, la situación se torna sumamente peligrosa, ya que los detectores de coples, de punto libre, herramientas de disparo para provocar el desenroscado de los elementos de la sarta de perforación, etc., se encuentran casi inútiles precisamente por el daño que sufren los cables y las cabezas de las sondas, que impiden la operación debida de cada herramienta; consecuentemente, la casi imposibilidad de organizar y sostener las operaciones básicas en la pesca.

A medida que los estratos calientes quedan en reposo sin establecer una circulación adecuada para refrigerarlos, el incremento de temperatura contra el tiempo es muy rápido y cada vez se torna más difícil operar los equipos y las herramientas habituales, en lugar de recuperar los "pescados", es frecuente perder más equipo o herramientas por atrapamientos o por imposibilidad de recuperar los elementos mecánicos en tales circunstancias.

Por lo anterior, si no existe un mecanismo o un medio para poder circular con una cierta eficiencia, será casi imposible dar cometido exitoso a las pescas, tornándose así en un problema grave y que debe planearse a futuro con sistemas propios a las circunstancias habituales de pozos geotérmicos.

5.- Pérdidas de circulación al cementar tuberías de ademe. Este tipo de problemas está también asociado a aquellos ademes que se instalan, sobre todo los de producción, cuando ya se ha perforado el reservorio y para dar cumplimiento al programa de la terminación del pozo. Las pérdidas se originan con mucha facilidad puesto que en este tipo de pozos deben cementarse los ademes desde su profundidad total hasta la superficie; de no hacerlo así, facilmente se originan colapsos y aún fracturas de los mismos. Dado que la debilidad de las formaciones asociadas a los reservorios geotérmicos es excesiva, si además consideramos una cierta canalización o disolución de ciertas formaciones que ocasionan fluidos hidrotermales, se entiende la facilidad con la que las lechadas, dada su densidad, rompen las formaciones o simplemente se pierden, impidiendo en forma definitiva el lograr una cementación satisfactoria que cumpla con los requerimientos técnicos, dejando así comprometida la capacidad mecánica de los ademes.

Además de las pérdidas que ya señalamos, es frecuente que las zapatas, los coples flotadores, los coples especiales, tapones, etc., que son necesarios para realizar las cementaciones, sufran con gran frecuencia daños o alteraciones que finalmente impiden su operación para la que fueron diseñados; por esto, y como ya es muy conocido dentro de la perforación petrolera, cementaciones de dos, tres o más etapas han sido poco eficaces, ya que se estiman las fallas de las mismas en por lo menos de un 60% a 70%, y solamente cementaciones en una etapa han operado con mejores resultados; sin embargo, cuando es necesario realizar cementaciones de columnas de ademes a 2,000 m. de profundidad, es materialmente obligado planear cementaciones en dos etapas.

Un cambio importante ha sido la utilización de lechadas de cemento más ligeras que las habituales y que se han estado aplicando en fechas recientes, y así se ha podido operar en varias ocasiones, en cementaciones profundas en una sola etapa; sin embargo, las soluciones para un control eficaz en las cementaciones deben optimizarse en forma significativa.

6.- Fallas mecánicas en la tubería. Este tipo de problema ha tenido dos épocas; fallas mecánicas por esfuerzos en pozos recién construidos y precisamente en la etapa de calentamiento, desarrollo y evaluación, asociados a los choques térmicos, problemas constructivos y sobre todo, a causas operacionales durante la evaluación de los pozos. En los primeros años de perforaciones en Cerro Prieto, el primer grupo de 20 pozos que se construyeron sufrieron colapsos y fracturas que debieron oportunamente repararse para poder utilizarlos con seguridad. Sin embargo, después de haber entendido el problema, mejorado los sistemas constructivos, utilizado grados y sobre todo espesores más adecuados en las tuberías, y asimismo realizado las operaciones de calentamiento, desarrollo y evaluación con gran cuidado, se han reducido al mínimo este tipo de contingencias.

No obstante, y después de algunos años de producir varios de los pozos, se empezó a detectar otro tipo de problema en ademes, que se resume como corrosión interior y exterior de los mismos, sobre todo en las tuberías de producción. El daño más grave se considera por corrosiones electroquímicas por migración del acero del exterior de los ademes hacia las formaciones y este fenómeno está asociado a la zona transicional, poco antes de entrar francamente al reservorio caliente.

De los estudios y análisis realizados, los pozos geotérmicos de Cerro Prieto reunen por lo menos cinco de los factores principales que pueden facilmente originar diferencia de potencial natural, que en una forma u otra vienen a colaborar en el fenómeno que antes hemos mencionado. A esta fecha, la única solución práctica que se tiene es la utilización de una tubería de sacrificio y una tubería de producción; claro que esto ocasiona un incremento significativo en los costos por pozo; por lo tanto, deberán buscarse aleaciones más capaces que soporten los fenómenos antes descritos y sistemas de producción económicos o efectivos que eviten o reduzcan los daños electroquímicos, que en muchos casos prácticamente "desaparecen" los ademes en un período de dos a dos y medio años, después de haberse terminado el pozo.

7.- Invasión con lodo o con cemento de la zona productora. Este problema en algunas ocasiones se llega a presentar sobre todo cuando el diseño de la terminación implica utilizar un solo diámetro desde el nivel natural del terreno hasta el fondo del pozo, ya que son necesarias las cementaciones precisamente desde la cima de la zona productora a la superficie, y esto puede provocar con gran facilidad las pérdidas de circulación que ya antes hemos mencionado, provocando invasiones con lechada de cemento o lodo de circulación, generando un daño que ocasionalmente puede ser grave y el menoscabo de la capacidad productiva del reservorio.

La solución a este respecto, es por una parte cementaciones parciales pequeñas para formar un empacado con cemento, y por otra, perforar hasta inmediatamente arriba del reservorio, en donde se coloca y cementa el ademe previsto para posteriormente limpiar y cementar coples y zapatas, prosiguiendo con la perforación franca del reservorio y en forma adecuada colocar y cementar en ocasiones una tubería corta ranurada.

Ambos sistemas se han utilizado con resultados satisfactorios.

Diagramas Prototipos Tubulares

Dentro de las etapas de perforación, y como ya lo habíamos mencionado, uno de los aspectos que más han cambiado, han sido el diseño del conjunto de tuberías de ademe y de producción, que en cada una de las etapas se han utilizado. Podemos resumirlos como se indica en las Figuras Nos. 4 y 5, en arreglos principales o básicos.

a) el primero que se utilizó de 1964 a 1965, y que fue el diseño inicial, era muy sencillo, compuesto por un conductor de 22" Ø, en agujero de 26" Ø, tubería de grado B soldada; una tubería superficial de 16" Ø, rosca redonda, una tubería de ademe y anclaje de 11 3/4"Ø en agujero de 15" Ø, una tubería corta, ranurada y de 7 5/8" Ø, en agujero de 10 5/8"Ø.

b) Los prototipos de 1976 a 1978, tuvieron como característica distintiva, el instalar una tubería de producción de un solo diámetro desde el nivel natural del terreno hasta el fondo, ranurando parte de la misma para situar la enfrente del reservorio; con esta solución se trataba de evitar las incrustaciones exageradas que se detectaron en el primer arreglo tubular; además ya en este diseño se trató de instalar una tubería de anclaje y de protección a la tubería de producción, para evitar colapsos en esta segunda tubería.

c) Por último con el prototipo B1 se trató de solucionar en parte, fallas del primero y de los segundos, dado que en este caso las profundidades totales previstas excedían con mucho las profundidades de los primeros pozos construidos, así en los primeros 1,000 m. se colocó una tubería de protección y anclaje; de los 1,000 a 2,000 m. ha quedado una sola tubería para hacer funciones de ademe y producción, y de ella se han dejado suspendidas las tuberías cortas parcialmente ranuradas en congruencia a los reservorios detectados en cada caso; este arreglo tubular prevee que en el momento en que por efectos corrosivos la tubería de 9 5/8" Ø, se dañe gravemente, pueda ser reforzada instalando y cementando en forma adecuada una tubería extra de 7" Ø.

Los arreglos, profundidades, diámetros y características de ademes se han diseñado pensando en resolver problemas mecánicos y/o de corrosión, y al mismo tiempo hacer la inversión más económica, dejando en un caso dado, previstas las mejorías para invertir lo necesario en reparación y seguir aprovechando los pozos construidos.

Propiedades Típicas del Lodo del Perforación

El lodo de perforación es determinante en el desarrollo y resultados satisfactorios,cuando el fluido de perforación conserva las propiedades tixotrópicas durante toda la ejecución del trabajo. En nuestro caso, el fluido de perforación ha tenido algunos cambios, sin embargo, el programa más económico y eficaz a la postre ha sido el lodo base bentonita con lignosulfonatos, para poder soportar el incremento de temperaturas y al perforar el reservorio geotérmico inclusive se requiere la aplicación de polielectrolito orgánico.

En la Tabla No. 5 se indican los valores límites que debe cumplir el lodo de perforación para obtener resultados óptimos. En la misma Tabla se indica la clase de equipo que se ha usado para el control de sólidos y altas temperaturas. En la Tabla No. 6 se enlistan los aditivos químicos más importantes y que a lo largo del desarrollo de la perforación, y en congruencia con las formaciones o con las temperaturas, es necesario dosificar.

En cuanto a la incidencia de problemas por pérdidas de circulación, también en dicha Tabla se mencionan los materiales que se han llegado a utilizar, incluyendo cemento, cloruro de calcio, silicato de calcio, etc. Estos elementos siempre han dado resultados razonablemente satisfactorios; pero necesariamente baja la eficiencia en al trabajo, incrementando, consecuentemente, los costos.

Problemas frecuentes durante la Cementación de las Tuberías de Revestimiento

Podemos hacer un resumen en donde se agrupen los problemas principales, los efectos que se manifiestan y algunas de las soluciones que se han intentado en los pozos de Cerro Prieto.

Dentro del grupo de problemas podemos básicamente señalar tres subgrupos:

1) Pérdidas de circulación, parciales o totales.

2) Fallas mecánicas en coples, zapatas, coples múltiples, etc.

3) Fallas en canastas metálicas para soportar las cementaciones y evitar daños sobre todo a la zona impregnada de agua caliente.

Dentro de los efectos podemos señalar:

1) Canalización de cemento.

2) Ausencia total de cemento en los espacios anulares.

3) Poca efectividad en aquellos casos en que se han intentado las cementaciones forzadas.

Las soluciones adoptadas a la fecha han sido:

1) Uso de lechadas de cementos ligeros en zonas de alta permeabilidad, sobre todo, y/o cementaciones en dos etapas; en este caso los éxitos han sido aproximadamente un 60% de las operaciones intentadas, o sea que existe un cierto riesgo en que la operación no quede totalmente controlada.

2) Nuevos tipos de coples cementadores y canastas que se han estado probando y que prometen un mejor funcionamiento.

Estos comentarios se resumen en la Tabla No. 7.

Pozos Perforados

En esta parte haremos los comentarios de algunos de los pozos que se han perforado en Cerro Prieto y que tienen ciertas características distintivas, representando a un cierto grupo de pozos que fueron relativamente semejantes al que aquí comentamos.

Pozo M-21A

Este pozo se perforó a fines de 1973. El criterio general de proyecto contemplaba utilizar una tubería superficial de 16" Ø, abajo de los 250 m., una tubería intermedia y de anclaje de 11 3/4" Ø, a más o menos 1,000 m. de profundidad, y una tubería de producción de 7 5/8" Ø de la superficie, hasta 1,300 m. de profundidad. Los últimos 100 m. de dicha tubería deberían quedar ranurados para permitir el ingreso de la mezcla

agua-vapor al pozo.

Si analizamos la gráfica de penetración, sobre todo en las etapas de perforación de 20" Ø primero, y después en 15" Ø, para alojar las primeras dos tuberías, claramente se aprecia que fue un trabajo bastante satisfactorio, ya que prácticamente se desarrolló en un período de casi 25 días, incluyendo la instalación y cementación de la tubería superficial.

Atendiendo a las condiciones litológicas encontramos materiales clásticos no consolidados, con temperatura no mayor de 100°C. en los primeros 500 m., a continuación una zona de transición con temperaturas de hasta 150°C., ligeramente compacta por efecto de metamorfismo. A continuación de la zona de transición entramos a la zona francamente metamórfica, sobre todo de las intercalaciones de lutitas y areniscas claramente definidas, con una temperatura de 150 - 210°C., en la zona del reservorio.

La colocación y cementación de la tubería intermedia representó casi el 17% del tiempo total empleado en la perforación de este pozo, y a partir de esta profundidad hasta llegar a la total, se empleó un 25%; en esta etapa la penetración fue bastante más moderada que en las etapas anteriores, sin tener graves problemas al perforar en dicha zona. La colocación y cementación de la tubería de 7 5/8" Ø nos representó el 13.43% del tiempo total empleado, pudiendo considerarse en conjunto que la construcción de este pozo fue normal sin incidentes, ya que el conjunto total de la gráfica de tiempos y penetraciones, así nos lo señala (Fig. No. 5). Hacemos énfasis en que las temperaturas en este caso, fueron relativamente moderadas.

Por otro lado, el criterio de terminación en este pozo se apoyó principalmente en registros eléctricos, columna litológica y registros de - temperatura.

Pozo M-150

Este pozo se localiza en el bloque Cerro Prieto III, y aproximadamente a unos 400 m. del pozo M-53, que en 1974 confirmó la existencia de un reservorio importante en esta zona. El pozo M-150 se construyó de Septiembre a Diciembre de 1978. Su profundidad total fue de 2,104.15 m. y prácticamente se necesitaron 87 días para terminarlo.

El diseño tubular en este caso, consideró un conductor superficial de 20" Ø en agujero de 26" Ø, en los primeros 50 m., una tubería de ademe y anclaje del tipo intermedia hasta 992.35 m., tubería de 13 3/8" Ø alojada en un agujero de 17 1/2" Ø, una tubería de producción y ademe de 9 5/8" Ø, alojada parte en agujero de 12 1/4" Ø, y el resto dentro de la tubería de 13 3/8" Ø, esta tubería llegó a la profundidad de 1,837.95 m. y por último un liner de 7" Ø, colgado de la tubería de 9 5/8" Ø, a partir de los 1,812.39 m., y hasta los 2,104.15 m. Este liner quedó alojado en una perforación de 8 1/2" Ø.

Cuando analizamos la gráfica de penetraciones, tanto la instalación del conductor como la tubería intermedia, que penetraron sedimentos clásticos no consolidados, fue normal y sin mayores dificultades; sin embargo, la etapa de perforación en 12 1/4" Ø, penetró tanto sedimentos clásticos no consolidados como una zona de transición y aún formaciones típicas del reservorio.

Esta perforación llegó hasta los 1,890.15 m. representando el 11% del tiempo total empleado en el pozo, y de hecho hasta este evento los problemas fueron practicamente nulos o mínimos; sin embargo, y precisamente al llegar a la profundidad antes mencionada, se presentaron pérdidas de circulación que obligaron a realizar inyecciones forzadas de lechada y precisamente, al cementar el ademe de 9 5/8" Ø se agudizaron los problemas por las pérdidas de circulación y las deficiencias al cementar dicho ademe. Todo esto absorbió el 52.80% del tiempo total requerido para la construcción de este pozo, esto pone de manifiesto la gravedad del problema ante formaciones litológicas con temperaturas entre 190 y 280°C., situación que como en varios otros casos similares acrecentaron significativamente las dificultades y sobre todo el tiempo total requerido.

La perforación en 8 1/2" Ø, para colocar la tubería corta, y su instalación, se pudo desarrollar razonablemente bien pero absorbiendo en conjunto el 14% del tiempo total.

En este ejemplo hemos querido destacar los problemas más significativos que como antes se ha señalado, se deben a pérdidas de circulación, derrumbes, cementaciones, sobre todo en zonas calientes del reservorio. En la Figura No. 6 se resumen los datos técnicos asociados a la construcción de este pozo.

Terminación de Pozos Geotérmicos

Para poder apoyar el criterio de terminación en los pozos actuales, se consideran los parámetros físicos siguientes:

1) Columna litológica
2) Registros eléctricos
3) Temperatura del lodo de perforación en circulación
4) Registros de temperatura
5) Porcentaje de areniscas en muestras de canal
6) Análisis mineralógico con microscopio

En un principio se tomaron en cuenta para las determinaciones, los parámetros que se señalan con los números 1, 2 y 3, y parcialmente 4. Sin embargo, nunca se pudo tener una seguridad total en las decisiones que se tomaron para hacer las terminaciones de los pozos y en ocasiones, los pozos fueron terminados en zonas moderadamente calientes, con alto contenido de sales y gases que indudablemente, y ya en la etapa de explotación, dieron origen a incrustaciones, problemas de corrosión y una relativa modesta producción.

Además de tener las señales de los registros eléctricos, ha sido necesario definir con el máximo cuidado los procentajes de areniscas a través de las muestras de canal colectadas; asi-

mismo, los análisis mineralógicos de dichas muestras para definir el tipo de cementante y el tipo de mineral contenido en los cortes de la barrena; además se considera indispensable la obtención de por lo menos tres registros de temperatura tomados de manera sucesiva con el pozo sin circular, y en un período de 24 horas.

Con esos parámetros, facilmente se distinguen dentro del reservorio penetrado, las zonas de máxima temperatura y permeabilidad; así se han incrementado las producciones de varios de los pozos en forma significativa; en algunos de ellos se han obtenido cerca de 100 ton/hr. de vapor separado, cuando anteriormente se obtenían entre 50 y 60 ton. En el caso de pozos que han penetrado el reservorio a las profundidades de 2,700 - 3,000 m., se han llegado a encontrar temperaturas de casi 350°C., y así, hay pozos que producen arriba de las 200 ton/hr. de vapor separado, lo que nos demuestra que la optimización en el criterio de terminación de los pozos, ha sido particularmente importante.

En la Tabla No. 8, se resumen dichos parámetros. Además en la Figura No. 7 que corresponde al pozo T-366, se hace una comparación gráfica entre la columna litológica, atendiendo al color de las lutitas que puede variar de gris oscuro a negro, en relación a las menores o mayores temperaturas del reservorio: dicha información se compara con los contenidos de arena, información que se establece en una gráfica de porcentajes, y de igual manera se hace una comparación con los cementantes y minerales contenidos precisamente en el reservorio. En este caso, se encuentran pirita, cuarzo blanco, carbonato de calcio, sílice y epidota; precisamente estos dos últimos minerales son los que con toda propiedad nos definen cuales son las formaciones que tienen la más alta temperatura. Asimismo, la gráfica de temperatura de lodo en circulación, nos dá una diferencial entre la entrada y salida al pozo que de hecho es un valor importante, en relación a los aspectos cualitativos y no cuantitativos. En este caso la zona con cementaciones de sílice y pirita corresponde con toda claridad, a la zona de mayor diferencial en las temperaturas de lodo de circulación.

En este pozo se obtuvieron tres registros, uno a las 7 horas de reposo, otro a las 10 y media horas y otro a las 13 y media horas. Las tres gráficas que se obtuvieron con estos registros también facilmente se pueden correlacionar con los datos anteriores, confirmando sin lugar a duda que la zona de máxima temperatura se encuentra abajo de los 2,118 m.

Finalmente, también se correlacionaron los registros eléctricos que de dicha zona se obtuvieron, registros que con toda claridad definen cada uno de los cuerpos porosos permeables, y confrontan claramente las señales eléctricas con los porcentajes de arenisca que en el laboratorio de geología ya se habían definido. De esta manera, se pudo con toda seguridad programar la colocación del liner ranurado entre los 2,118.40 m. a los 2,985 m., intervalo excesivamente largo, para asegurar que la producción total fuera adecuada; en este caso, rebasó con mucha amplitud las 200 ton/hr. de vapor.

Este criterio es el que se sigue a la fecha, para definir las terminaciones de los pozos que actualmente se construyen, y en pozos que actualmente se han perforado en zonas que ya anteriormente habían sido construidos pozos, se han podido incrementar las producciones al aplicar el criterio antes descrito, en comparación a las producciones que anteriormente se tuvieron.

Conclusiones y Recomendaciones

En la Tabla No. 9 se hace un resumen de las conclusiones y recomendaciones a las que se han llegado, después de los diferentes eventos realizados en estos últimos 15 años. Se piensa que varias de las soluciones y ajustes obtenidos dentro de la perforación de pozos geotérmicos de Cerro Prieto, son razonablemente satisfactorios, aunque algunos aspectos deben optimizarse, sobre todo buscar cementos más capaces que soporten mejor la degradación por fluídos geotérmicos y nuevas aleaciones de aceros menos vulnerables a las corrosiones.

En las operaciones de pesca, que es uno de los capítulos más dificiles y peligrosos debido a las altas temperaturas en el reservorio de Cerro Prieto, deben adoptarse sistemas más eficientes para la recuperación de los "pescados".

Las barrenas, etc., sufren desgastes y pérdidas de calibración con gran rapidez; si las barrenas son del tipo con elementos de empaque o sello en sus rodamientos, este tipo es excesivamente vulnerable por las altas temperaturas, y ésta es una de las causas más frecuentes de "pescados", por lo tanto, debe optimizarse la clase y tipo de barrenas que deseen utilizarse en el futuro.

Asimismo, y dado que las pérdidas de circulación, sobre todo al cementar, han dado un exceso en tiempos de ejecución, que en ocasiones como el que hemos comentado llega al 50% del total, deberán adoptarse otros sistemas y procedimientos para reducir al mínimo este tipo de contingencias.

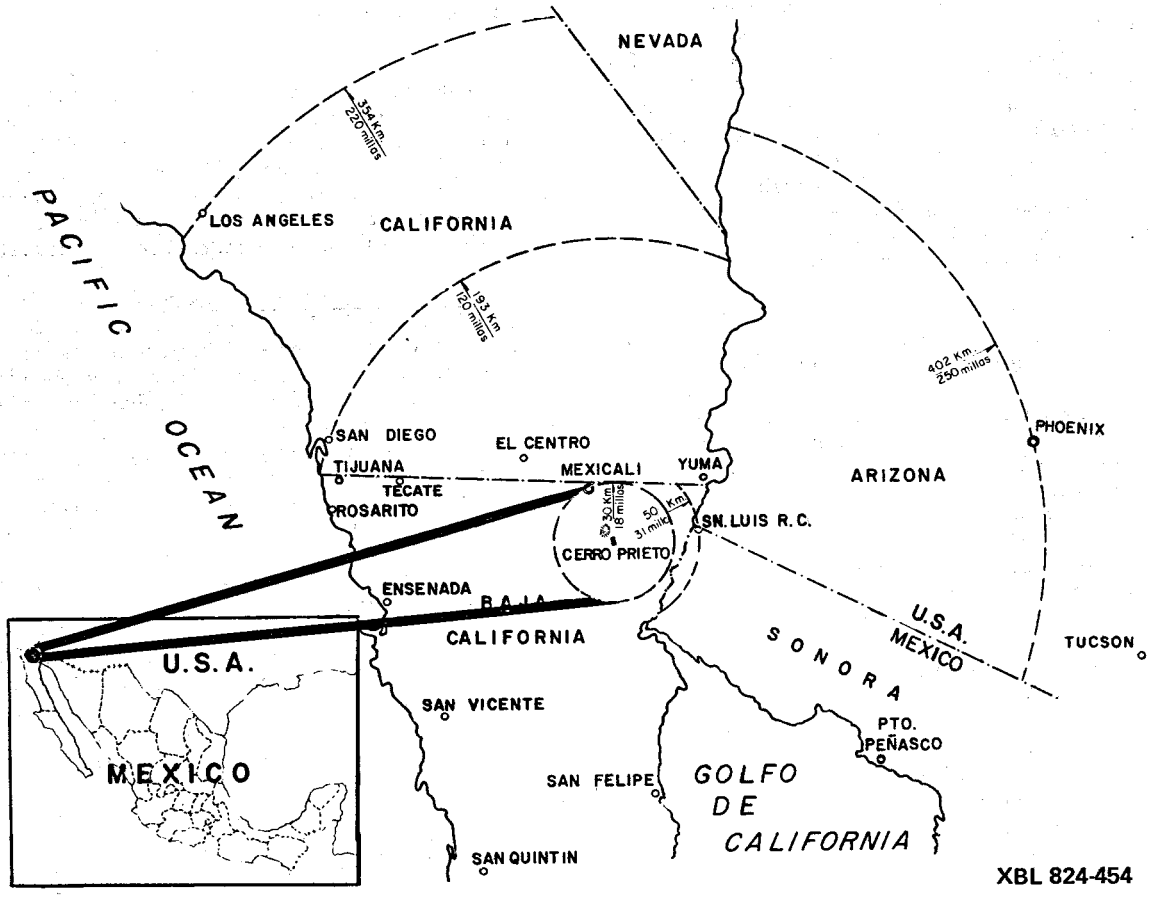


Figura 1. Localización del valle de Mexicali y campo geotérmico de Cerro Prieto.

Figure 1. Map showing the location of the Mexicali Valley and the Cerro Prieto geothermal field.

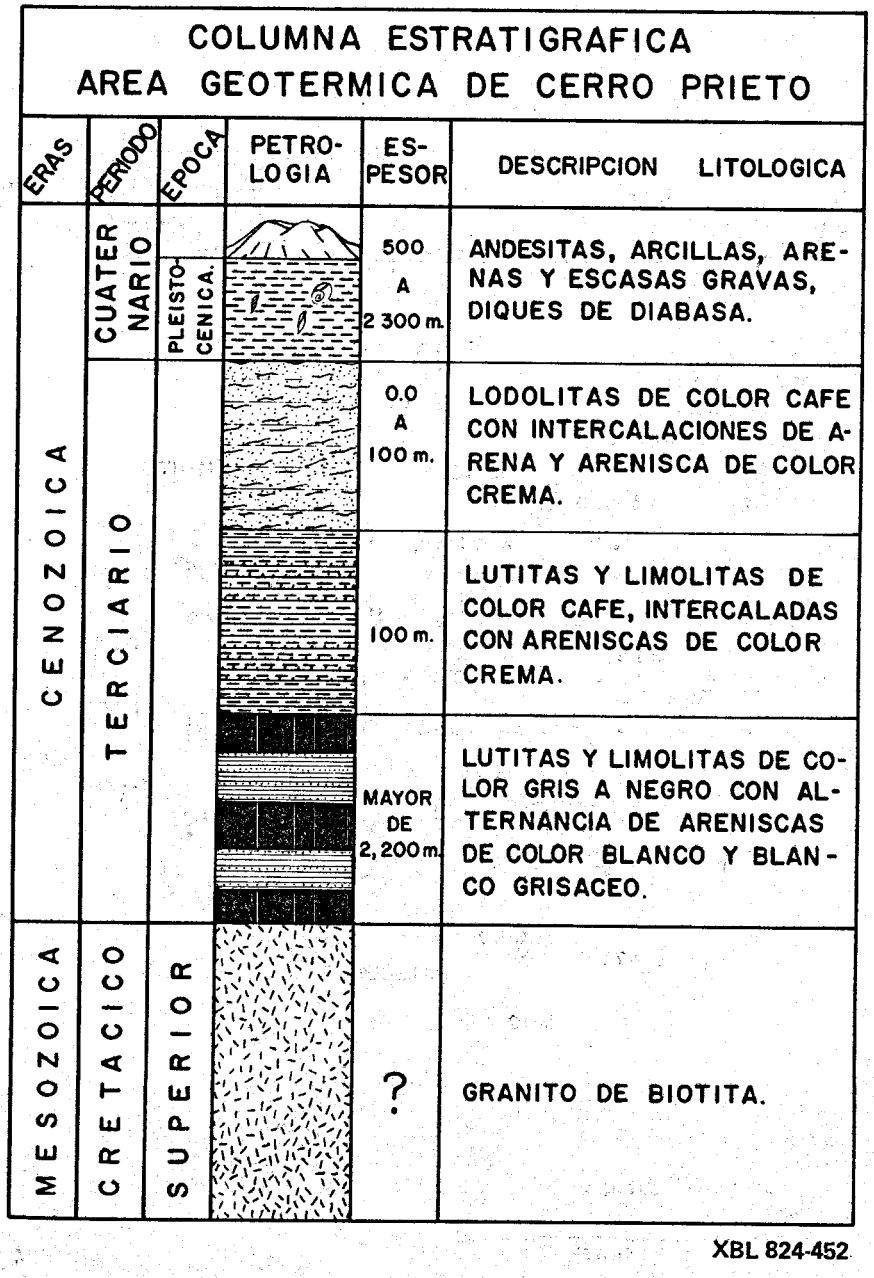


Figura 2. Columna estratigráfica del área geotérmica de Cerro Prieto.

Figure 2. Stratigraphic column of the Cerro Prieto geothermal area.

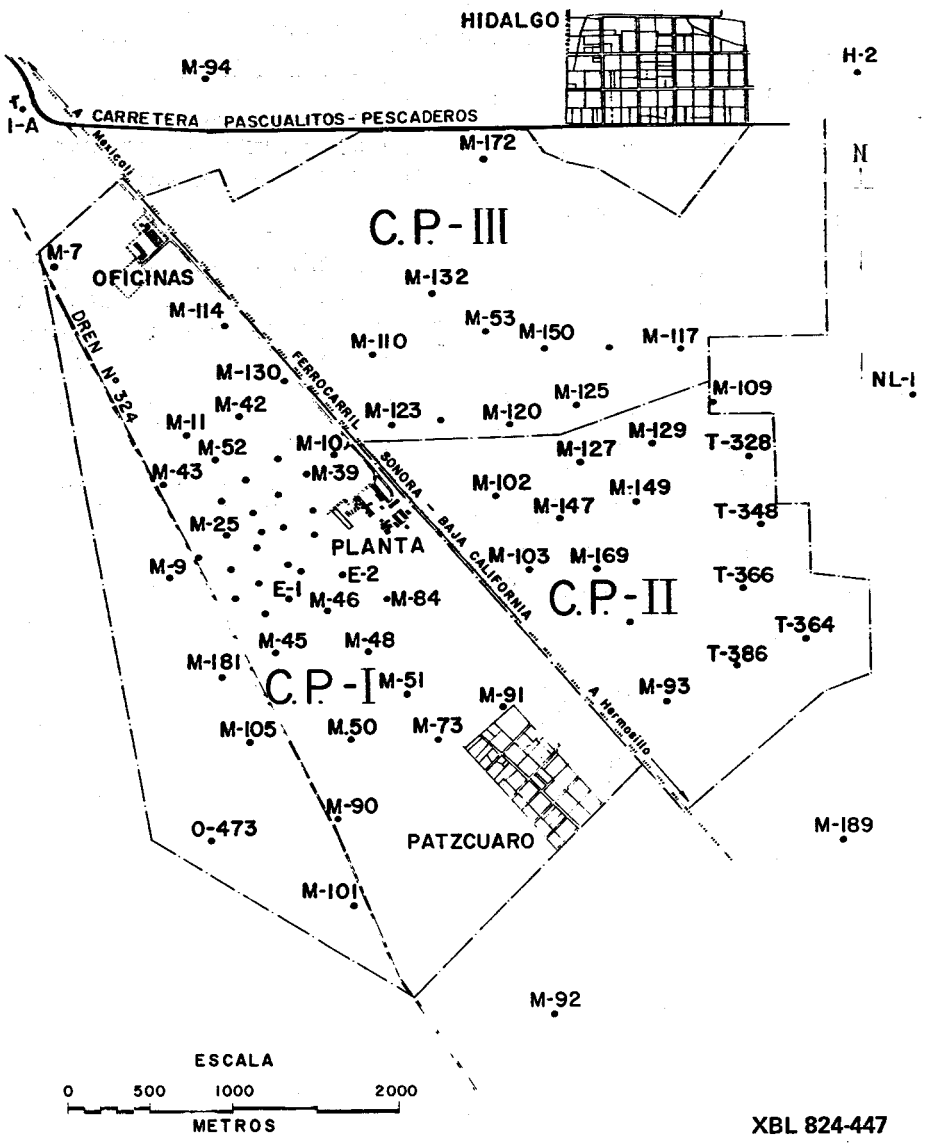


Figura 3. Localización de pozos perforados.

Figure 3. Map showing the location of wells drilled at Cerro Prieto.

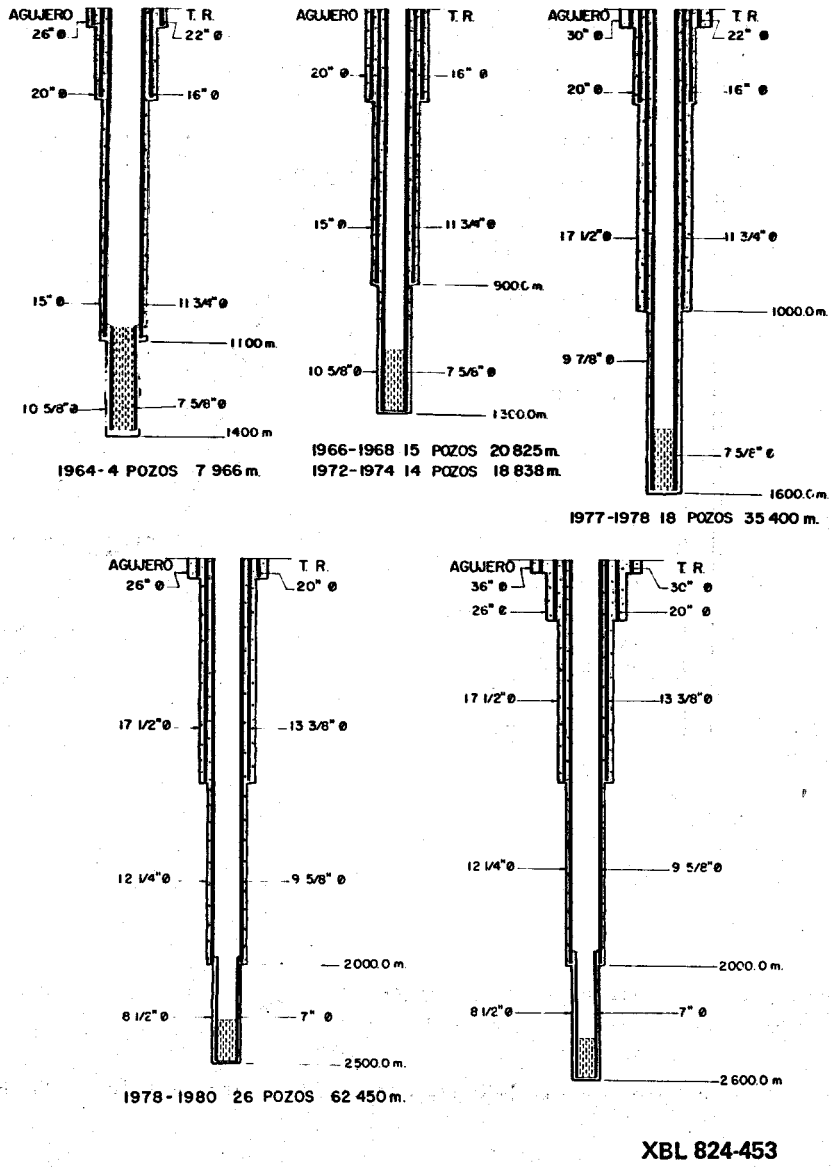


Figura 4. Diagramas tubulares prototipo.

Figure 4. Prototype casing profiles.

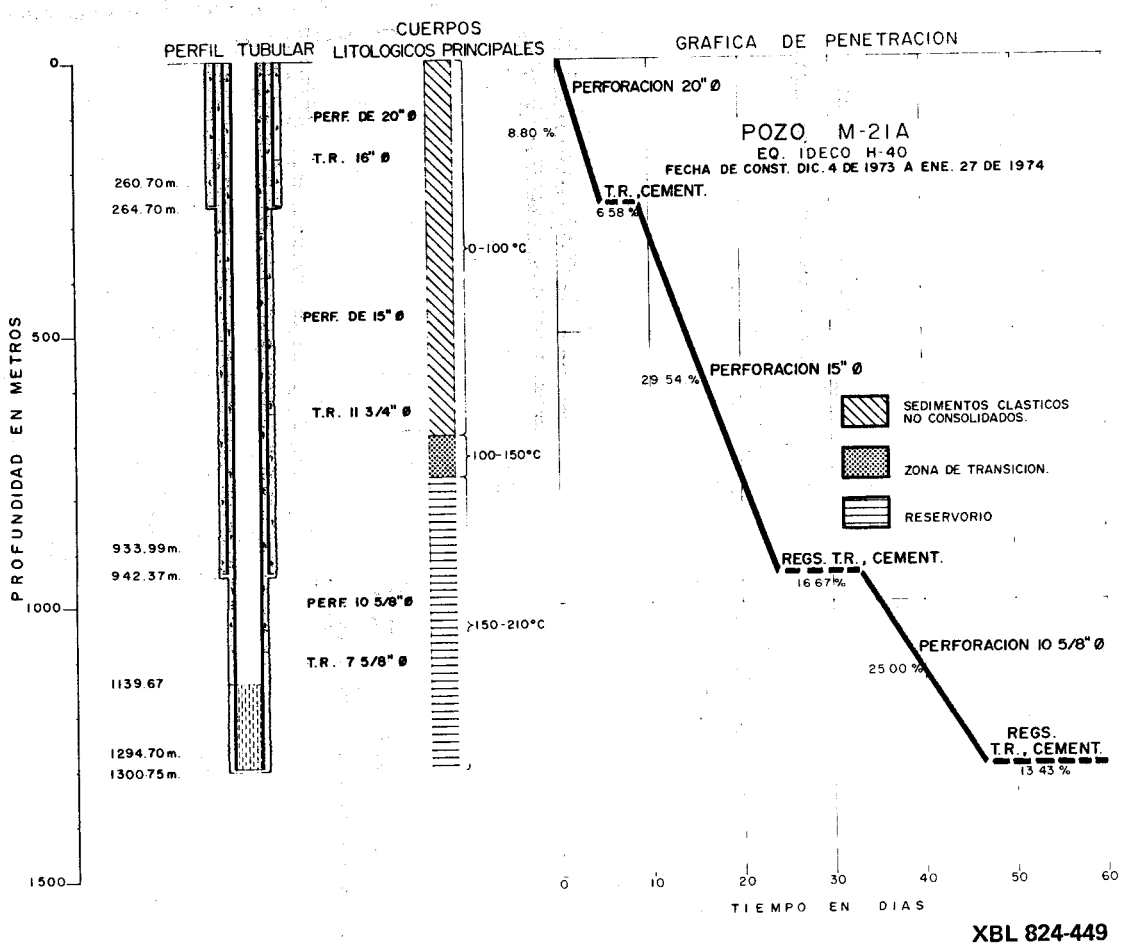


Figura 5. Perfil tubular, litología penetrada y gráfica de penetración para el pozo M-21A.

Figure 5. Casing profile, lithology, and drilling progress for well M-21A.

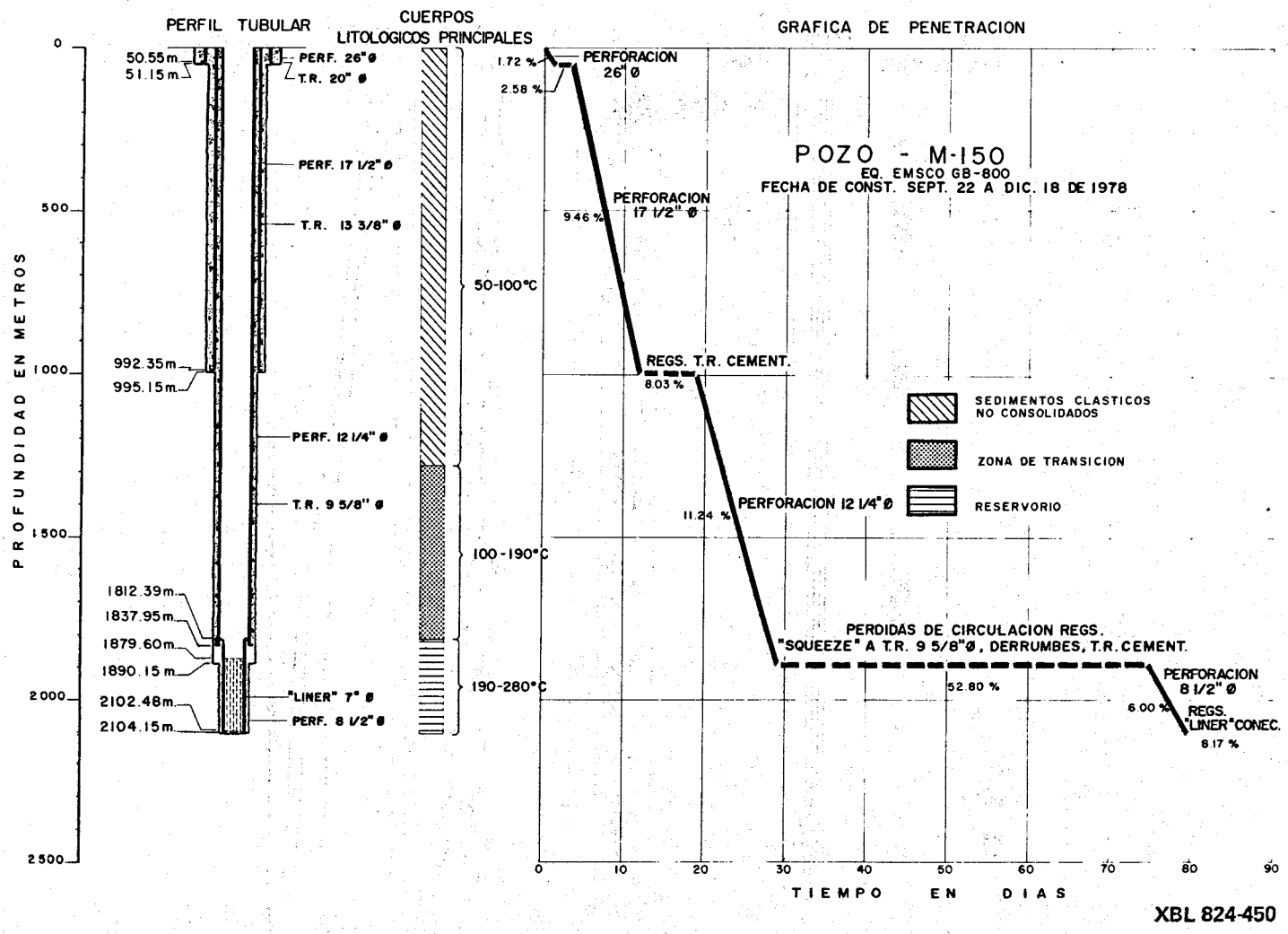


Figura 6. Perfil tubular, litología penetrada y gráfica de penetración para el pozo M-150.

Figure 6. Casing profile, lithology, and drilling progress for well M-150.

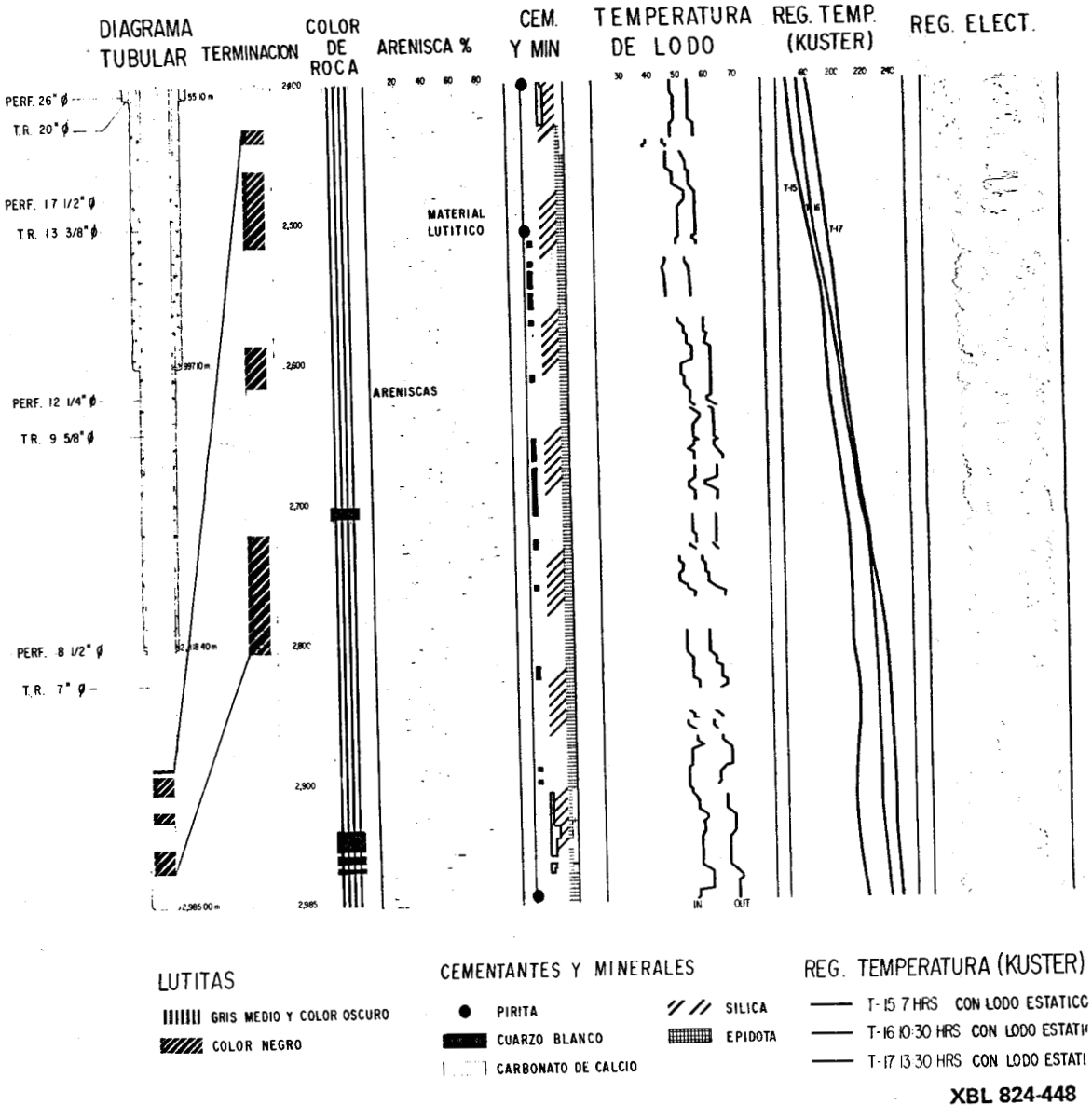


Figura 7. Correlación gráfica de parámetros que definieron la terminación del pozo T-366.

Figure 7. Graphical correlation of the parameters which defined the completion of well T-366.

Tabla 1. Pozos perforados en el campo geotérmico de Cerro Prieto.

Table 1. Wells drilled at the Cerro Prieto geothermal field.

TOTAL POZOS PERFORADOS	85	
TOTAL METROS PERFORADOS	162, 638	mts.
1._ POZOS DE EXPLOTACION	68	
2._ POZOS DE EXPLORACION	18	
3._ POZOS ABANDONADOS	3	
4._ POZOS DESCONTROLADOS	4	

Tabla 2. Pozos geotérmicos. Aspectos particulares.

Table 2. Geothermal wells. Particular aspects.

1._ PROYECTO CONSTRUCTIVO
- a) TEMPERATURA
- b) CORROSION
- c) VOLUMEN MASA
- d) ROSCAS ESPECIALES (T R)

2._ PERDIDAS DE CIRCULACION
- a) ALTA PERMEABILIDAD PRIMARIA Y SECUNDARIA
- b) LAVADO HIDROTERMAL
- c) ZONAS DE CONTACTO LITOLOGICO

3._ REGISTROS ELECTRICOS
- EQUIPO ESPECIAL PARA ALTA TEMPERATURA

4._ REGISTROS TERMICOS
- EQUIPO KUSTER, AMERADA

5._ CEMENTOS MODIFICADOS
- PERLITA, PUZOLANA ACTIVADA, SILICE.

6._ CEMENTACIONES
- EN EL TOTAL DE LAS TUBERIAS INSTALADAS, ACCESORIOS ESPECIALES.

7._ TERMINACION
- a) COLUMNA LITOLOGICA
- b) ANALISIS MINERALOGICO
  - 1._ ROCAS SEDIMENTAREAS
  - 2._ ROCAS IGNEAS
- c) REGISTRO DE TEMP. DEL LODO DE CIRCULACION
- a) REGISTROS KUSTER (TEMP)
- b) REGISTROS ELECTRICOS

INICIO PRODUCCION
- a) ESTIMULACION
- b) CALENTAMIENTO
- c) DESARROLLO
- d) EVALUACION
  - RUSSELL JAMES
  - SEPARADOR
  - SILENCIADOR

Tabla 3. Datos de las tuberías de revestimiento utilizadas de 1964 a 1980.

Table 3. Data on the casings used between 1964 and 1980.

FECHA DE CONST.	TUBERIA CONDUCTORA				TUBERIA SUPERFICIAL				TUBERIA INTERMEDIA				TUBERIA DE PRODUCCION				LINER RANURADO (PRODUCCION)			
	Ø PULG.	PESO LB/PIE	GRADO	TIPO DE JUNTA	Ø PULG	PESO LB/PIE	GRADO	TIPO DE JUNTA	Ø PULG	PESO LB/PIE	GRADO	TIPO DE JUNTA	Ø PULG	PESO LB/PIE	GRADO	TIPO DE JUNTA	Ø PULG	PESO LB/PIE	GRADO	TIPO DE JUNTA
1964	22	65.24	B	SOLD	16	65	H-40	CCRR	11 3/4	47	J-55	R.B.					7 5/8	26.4	N-80	R.B.
1966-1974					16	65	H-40	CCRR	11 3/4	47 60	J-55 K-55	R.B. R.B.	7 5/8	26.4	K-55	R.B.				
1977-1978	22		CED-40	SOLD	16	75	K-55	R.B.	11 3/4	65	K-55	R.B.	7 5/8	45.3	K-55	HYD. S.E.U.				
1978-1980					20	94	H-40	CCRR	13 3/8	61	K-55	R.B.	9 5/8	43.5	N-80	R.B.	7	29	N-80	HYD. S.E.U.
1980	30	98.93	B	SOLD	20	106.5	J-55	R.B.	13 3/8	68.0	K-55	R.B.	9 5/8	47	C-75	HYD. S.E.U.	7	29	C-75	HYD. S.E.U.

Tabla 4. Problemas principales durante la perforación y terminación.

Table 4. Main problems with drilling and well completion.

- PERDIDAS DE FLUIDO PERFORACION AL ESTAR PERFORANDO.
- DERRUMBES DURANTE PERFORACION O CORRIDAS DE T.R.
- ALTAS TEMPERATURAS EN ZONA PRODUCTORA.
- PROBLEMAS DE PESCA.
- PERDIDAS DE CIRCULACION AL ESTAR CEMENTANDO T.R.
- FALLAS MECANICAS EN T.R.
- INVASION CON LODO O CON CEMENTO A LA ZONA PRODUCTORA

Tabla 5. Propiedades típicas de lodos de perforación. Equipo para control de sólidos y temperatura.

Table 5. Typical drilling mud properties. Equipment for the control of solids and temperature.

DENSIDAD g/c.c.	1.08 - 1.20
VISCOSIDAD EMBUDO MARSH Seg/Lt.	38 - 45
GEL a 0 y 10 min. (Lbs/100 Ft^2)	0 - 6
PUNTO DE CEDENCIA Lb/100 Ft^2	0 - 5
FILTRADO c.c. 30 min.	6 - 10
ESPESOR DEL ENJARRE m.m.	1 - 2
P.H.	8 - 9.5
CONTENIDO DE SOLIDOS %	8 - 12
CONTENIDO DE ACEITE %	5 - 8
CONTENIDO DE AGUA %	83 - 90
CONTENIDO DE ARENA %	2 ó MENOS

EQUIPO PARA CONTROL DE SOLIDOS Y TEMPERATURA

TIPO	INTERVALO
UNA SARANDA VIBRADORA TIPO "TANDEM" CON DOBLE MALLA.	0.0 A PROF. TOTAL
DOS SEPARADORES DE ARENA TIPO SWECO CON 8 HYDROCYCLONS.	00 A PROF. TOTAL
UNA TORRE DE ENFRIAMIENTO PARA MANEJAR 2 650 L/min.	T > 40 °C

Tabla 6. Materiales para lodo de perforación. Materiales para pérdida de circulación.

Table 6. Materials used in the drilling mud. Materials used to control circulation losses.

MATERIALES PARA LODO DE PERFORACION

BENTONITA
SULFATO DE BARIO
TANINOS MODIFICADOS
LIGNOSULFONATO DE SODIO
LIGNITA CAUSTICA
HIDROXIDO DE SODIO
CARBONATO DE SODIO
POLIELECTROLITO ORGANICO

MATERIALES PARA PERDIDA DE CIRCULACION

GRANULAR
FIBROSO
HOJUELAS
CEMENTO
SILICATO DE SODIO Y CLORURO DE CALCIO

Tabla 7. Problemas frecuentemente encontrados durante la cementación de tuberías, efectos, y soluciones actuales.

Table 7. Frequently encountered casing cementing problems, their effects, and present solutions.

1.- PERDIDAS DE CIRCULACION PARCIAL O TOTAL
2.- FALLAS MECANICAS EN COPLES DE CEMENTACION
3.- FALLAS EN CANASTAS DE CEMENTACION

EFECTOS

1.- CANALIZACION DE CEMENTO
2.- AUSENCIA TOTAL DE CEMENTO
3.- INEFECTIVIDAD DE CEMENTACION FORZADA.

SOLUCIONES ACTUALES

1.- EL USO DE CEMENTOS LIGEROS EN ZONAS DE ALTA PERMEABILIDAD Y / O CEMENTACION EN DOS ETAPAS
2.- NUEVOS TIPOS DE COPLES CEMENTADORES Y CANASTAS.

Tabla 8. Parámetros utilizados para definir la terminación.

Table 8. Parameters used to design the completion of a well.

1._ COLUMNA LITOLOGICA

2._ REGISTROS ELECTRICOS

3._ TEMPERATURA DEL LODO DE PERFORACION EN CIRCULACION

4._ REGISTROS DE TEMPERATURA

5._ PORCENTAJE DE ARENISCAS EN MUESTRAS DE CANAL

6._ ANALISIS MINERALOGICO CON MICROSCOPIO

Tabla 9. Conclusiones y recomendaciones.

Table 9. Conclusions and recommendations.

Consideramos que han sido satisfactorias las soluciones y métodos utilizados en la perforación de los pozos de cerro prieto, pero deberán optimizarse, sobre todo la calidad de los ademes, clase de cementos y cementaciones.

La operación de "pesca" es en nuestro caso lo más difícil, ésto por las altas temperaturas en el reservorio.

La clase y tipo de barrenas deberan ser más adecuadas a las condiciones erosivas y formaciones que habitualmente se penetran en las zonas productoras, las fallas en los tipos de barrenas actuales es una de las causas frecuentes de las operaciones de "pesca".

Deberán de optimizarse los procedimientos para reducir el tiempo de perforación, sobre todo los correspondientes a la penetración del reservorio.

COMMENTS ON SOME OF THE DRILLING AND COMPLETION PROBLEMS IN CERRO PRIETO GEOTHERMAL WELLS

ABSTRACT

From 1960 to the present, 85 wells with a total drilling length exceeding 160,000 m have been constructed at Cerro Prieto, a modest figure compared to an oil field. This activity took place in five stages, each characterized by changes and modifications required by various drilling and well-completion problems.

Initially, the technical procedures followed were similar to those used in the oil industry. However, several problems emerged as a result of the relatively high temperatures found in the geothermal reservoir.

Stated briefly, the various problems that have been encountered can be considered to be related to drilling fluids, cements and cementing operations, lithology, geothermal fluid characteristics, and casings and their accessories.

Similarly, the criteria used for well completion initially followed those commonly used in oil wells. However, as the importance of high temperatures and the characteristics of the geothermal reservoir fluids were better understood, the criteria were modified to optimize well-completion operations, and very satisfactory results have been achieved to date.

We consider that reasonably satisfactory solutions have been found to most of the problems. Nonetheless, some of the solutions need to be further optimized, and other problems need better answers, as in the case of corrosion damage to the casings.

With regard to well completions, the criteria need to be improved, especially to identify formations saturated with hot waters. We think that a systematic lithologic and mineralogic analysis, as well as petrographic analysis of hydrothermal and metamorphic minerals combined perhaps with rock geochemistry and x-ray analysis, would ultimately yield better methods of maximizing the extraction of the energy stored in the reservoir.

INTRODUCTION

The development of drilling operations at the Cerro Prieto geothermal field has undergone various changes. These changes developed in response to problems and deficiencies encountered in each of the drilling stages. Over the last 15 years, starting in 1964, we have been able to distinguish five main stages in which substantial modifications were made to the drilling operations at Cerro Prieto.

The most significant changes can be summarized as follows:

a. Use of special threads because, at the beginning, round threads following API norms were used, with 8 threads per inch and of insufficient mechanical capacity.

b. Use of different casing arrangements. The grade of steels used was also modified, which in some cases meant a significant increase in the casing wall thickness.

c. Use of different types of cement mixtures and chemical additives to modify these mixtures.

d. Use of different models and designs of casing accessories. This included modifications in the type of anchoring used for the Christmas trees, as well as some adjustments in the designs of flanged crosses and even of the characteristics of the valves used in the valve trees.

Two groups of problems led to the modifications. The first were mechanical failures of the casings caused by tension-compression stresses brought about by the high temperatures commonly found in the geothermal reservoir. The second group included scaling, both in the production casings and, in some instances, in the short slotted casings. The worst problem of this sort encountered, one which was only noticed some time after the construction of the wells, was the corrosion of the casings associated with the degradation of the cements used at that time.

However, solutions, which were gradually attempted to resolve the various problems appearing in each of the stages, improved construction methods. The general results, on the whole, we consider positive. Nevertheless, some of the systems, procedures, equipment, and materials currently used will have to be improved further. In some cases, new solutions will have to be found because some of the results obtained to date have been rather modest, for example, controlling circulation losses during the cementing of deep casings, and searching for metallurgical alloys capable of withstanding external electrochemical corrosion which drastically shortens the useful life of the producing wells.

MEXICALI VALLEY

The Mexicali Valley is located in the northeastern part of the state of Baja California, Mexico. It is part of the Colorado River delta, which has also formed the Imperial and Yuma Valleys in California and Arizona, respectively (Figure 1).

Geologically, these valleys were formed by the filling of the tectonic trough, presently forming the Gulf of California, with sediments carried by the Colorado River. The Salton Sea in the United States represents the extension of this trough on the continent.

The Cerro Prieto geothermal field is located approximately 30 km southeast of the city of Mexicali, Baja California. At this site, there is a small volcano named Cerro Prieto, which is considered to lie over the main Cerro Prieto fault. This volcano could be the source of the hydrothermal foci that feed the Cerro Prieto reservoir, which covers an area of about 12 km^2.

About 10 km south of the Cerro Prieto volcano, there is a zone known as Laguna Volcano, which appeared in geologic maps as far back as 1905. Here one can find fumaroles, hydrothermal springs, boiling mud, and even the formation of small mud volcanoes which occasionally reach heights of 2 m. These features bring to mind the presence of a powerful recharge of geothermal water, which has been discharging naturally in this area, and one can easily imagine the energy potential of the subsurface of the Cerro Prieto area.

WELLS DRILLED

To date, 85 wells have been drilled, for both exploration and development purposes. The cumulative drilling length exceeds 160,000 m. The wells are located in three areas named the Cerro Prieto I, II, and III blocks.

The wells can be grouped as shown in Table 1: 68 production wells, 18 exploration wells, 3 abandoned wells. Of the total, only 4 wells have gone badly out of control. The depth of the reservoir, which logically corresponds to the depth of drilling, varies between 1300 m and 3000 m.

Before continuing, we would like to emphasize those features that are typical of geothermal wells and that, in one form or another, distinguish them from conventional oil wells. These factors are occasionally the source of problems, especially in the implementation of technical measures to solve the unique problems of the geothermal wells. This is summarized in Table 2.

Furthermore, we think it is important not to lose sight of the lithologic characteristics that prevail across the whole Cerro Prieto geothermal field. Although there are some variations in general physical characteristics, thicknesses, and depths, the geologic column can be considered to consist of three principal units. The first and shallowest consists of fine- and medium-grained alluvial materials, with a prevalence of plastic sandy clays. This first unit occurs at depths between 600 and 1300 m. Immediately below, there is a unit that has been more or less metamorphosed by temperature and hydrothermal fluids. This caused a consolidation in the upper few meters and in highly compacted materials at the bottom. The thickness of this unit varies between 100 and 250 m, depending on the position of a well within the Cerro Prieto field. Most of the facies consist of shale materials with interbedded sandstones. Finally, there is the unit in which the hot water is stored. It is made up of alternating layers of compact shales gray to black in color, depending on the degree of thermal alteration, and fine- to medium-grain sandstones with varying degrees of cementation. These sandstones contribute the most significant amounts of hot water. In this case, the thickness of these beds varies between 150 and 300 m.

The depth to the reservoir varies depending on location. In Cerro Prieto I, the depth is about 1300 to 1500 m. In Cerro Prieto II, the depth can vary between 2700 and 3000 m; and in Cerro Prieto III, the depth varies between 2000 and 2500 m. Figure 2 shows in some detail the geologic column which, in general terms, represents the subsurface at Cerro Prieto.

Figure 3 shows the location of the wells drilled in each of the three areas of the field. Without question, the most intensely drilled zone is Cerro Prieto I, which consists of Cerro Prieto I North, where production started and which fed the first two turbines of the power plant, and Cerro Prieto I South, where 400 to 500 m well spacings were used. The well spacing at Cerro Prieto I North was 250 m, a situation that has had a tendency to form a drawdown zone. Well spacings for both Cerro Prieto II and Cerro Prieto III will be at least 400 m.

To date, 800-psi shut-in pressures have been measured at Cerro Prieto I. At Cerro Prieto II, these pressures have reached 1250 psi. This condition is related to the depth of the respective reservoirs and implies, in turn, a greater temperature and consequently a greater steam-production rate per well. At Cerro Prieto I South, the shut-in pressure increased to about 900 psi, with well M-51 yielding up to 140 tons of steam per hour with a reservoir temperature exceeding 320°C. We should remember that at Cerro Prieto I the largest production came from wells such as M-8 and M-5, which produced 80 tons of steam per hour and where bottom well-temperatures were practically 300°C. In wells drilled at Cerro Prieto II, where the reservoir is located between 2700 and 3000 m, steam production rates of up to 300 tons per hour and reservoir temperatures of practically 350°C have been measured, whereas at Cerro Prieto III, where the reservoir is located from 2000 to 2500 m depth, the measured bottom well temperatures range from 300°C to 320°C, with steam production rates above 100 tons per hour.

WELL CASINGS

Correlating the different events of the five stages in which the drilling has been carried out at Cerro Prieto makes it possible to point out the characteristics of the casings that have been used. This information is summarized in Table 3. From this table it can easily be seen that there have been changes in the diameter, grade, weight, and threads of the casings.

At each stage, as already mentioned, we tried to avoid the casing problems encountered in the previous stage. This is also reflected by the changes in the arrangement of the casings and their depths. The first change was to increase the mechanical capacity or strength of the threads and tubing to enable them to withstand any stresses caused by thermal effects. After some time had elapsed and the extent and gravity of the corrosion of the casings had been realized, attempts were made to avoid this problem by making modifications

in both the grade of steel and the thickness of the casings used.

MAIN PROBLEMS ENCOUNTERED DURING PRODUCTION AND WELL COMPLETION

Briefly and specifically, the most severe problems encountered during drilling operations at Cerro Prieto over the years are (Table 4):

1. Loss of drilling fluids near the hottest zones of the reservoir, mainly upon penetrating the first shale bodies with interbedded sandstones. Occasionally, this problem was so acute that it was necessary to drill with total circulation loss, using previously treated batches, drilling through short intervals while the batch was being lost, and repeating the cycle. At times, it was possible to drill 100 m. In this way, the system has functioned satisfactorily with minimal problems.

2. Collapses during drilling and/or while placing the casings. This problem has been extremely serious in some of the wells and appears to have two causes: first, a mechanical effect, associated with fractures, faults, or crushed shale and sandstone layers, added to some amount of fluid filtration; and second, an apparent thermal shock effect between the relatively hot zones and the invasion of the filtrates. All of this, acting together over a relatively short period of time, has occasionally caused extensive collapses. The only way to control this is by recementing all of the affected section, letting the cement cure, redrilling the section, and checking to determine if the formations are stable. If this fails, the operation must be repeated. This practice was developed after increasing the weight of the drilling mud as much as possible; if the weight is increased too much, the previously mentioned circulation losses could be triggered. A related problem, which occurs more frequently than having the drill bit caught in the well, is caused when tools stick due to a differential pressure caused by the combination of thermal effects on the drilling muds and circulation losses, which seem to favor this occurrence. These problems have been resolved successfully by using additives in the drilling fluid to keep tools from sticking.

3. High temperatures in the production zone. This is, of course, the objective of drilling geothermal wells. However, in our judgment, corrosion problems and a great number of failures in material and equipment, both in casings and in surface installations, are associated with the high temperatures. The higher the temperatures, the higher the number of problems. In fact, the risk is greatest when the hot aquifers are penetrated because, commonly, there is a total loss of circulation at this point. It is then not possible to recover any samples and almost impossible to obtain electric logs because cables and logging tools cannot withstand the reservoir temperatures. Under these circumstances, it is even possible to encounter serious fishing problems, as will be described next.

4. Fishing problems. As commonly occurs in oil wells, there may be mechanical accidents that require the use of fishing methods. When this happens, one resorts to the commonly used tools and techniques. When the problem occurs near or opposite layers saturated with hot water, however, the situation becomes extremely dangerous because the collar detectors and tools used to unscrew the elements in the drilling string are almost useless, due to the damage to the cables and the head of these probes impeding their proper functioning. Consequently, it is almost impossible to design and sustain basic fishing operations.

   Because of the presence of hot strata, if there is no adequate circulation in the hole, the increase in temperature-vs-time is very rapid, and it becomes increasingly harder to operate conventional fishing equipment. Instead of recovering the "fishes," it is common to lose even more equipment or tools because they also stick or because it is impossible to recover them under those circumstances.

   For these reasons, if there is no way of obtaining efficient circulation, it would be almost impossible to complete a fishing operation successfully. This is a serious problem which must be solved in the future with systems adapted to operate properly under the conditions commonly found in geothermal wells.

5. Loss of circulation during cementing of casings. This type of problem is also associated with those casings, especially production casings, that are installed after the reservoir has been reached and is part of the well completion operations. The losses start very easily because, in this type of well, the casings must be cemented from the bottom to the surface of the well. If this is not done, casing collapses and fractures can easily occur. Given the excessive weakness of the formations associated with geothermal reservoirs and the frequent channeling and dissolution of some formations caused by the geothermal fluids, one can understand the ease with which the cement slurries, given their density, break the formations or simply get lost. This keeps the cementing operation from being successful and thus may compromise the mechanical integrity of the casings.

   In addition to the losses just described, the shoes, floating couplings, special couplings, plugs, etc., needed for the cementing operations frequently experience damage or changes that ultimately impede the operations for which they were designed. For this reason, as is well known in oil drilling, two-, three-, or several-stage cementation operations have not been very efficient. Their failure rate is estimated to be between 60 and 70 percent; on single-stage cementating operations have yielded better results. However, when it is necessary to cement a casing column 2000 m

long, it is absolutely necessary to plan the operation in two stages.

An important change in the cementing operations has been the use of lighter-than-usual cement slurries. On several occasions recently, this procedure has been used in single-stage deep-cementing operations. However, the solution for controlling these operations must be improved significantly in the future.

6. Mechanical failures of the casing. This problem has had two causes. The first has been mechanical failures due to stresses in recently constructed wells during their warm-up, development, and evaluation stages. These failures have been associated with thermal shock, construction problems, and, above all, with operational problems while the wells were under evaluation. During the early years of drilling at Cerro Prieto, the first set of 20 wells built experienced collapses and fractures that had to be repaired to enable the wells to operate safely. However, after understanding the problem better, the construction techniques were improved by using different grades and, especially, more suitable casing thicknesses. Also, the warm-up, development, and evaluation operations are carried out with greater care, thus reducing this type of contingency to a minimum.

However, after several years of production, the wells began to show another problem which affects mostly production casings. We have labelled this internal and external casing corrosion. The most severe of these problems is caused by electrochemical corrosion which produces the migration of the steel from the exterior of the casings into the formation. This phenomenon is associated with the transition zone, just above the hot reservoir zone.

From the studies and analysis made, it was concluded that there are at least five factors in Cerro Prieto wells that can easily cause a natural potential difference that, in one form or another, favors corrosion. To date, the only solution which has been found for this problem is to use separate sacrificial and production casings. This, of course, significantly increases the cost of a well. Therefore, we must search for alloys which will be better able to withstand corrosion and develop production systems which will economically and effectively remove or reduce the problem of electrochemical damage. In many cases, this problem is so serious that, in about two-and-a-half years after the well has been completed, the casings practically disappear.

7. Mud or cement invasion into the production zone. This problem occurs occasionally, especially when the well completion program uses a single-diameter casing from the surface to the bottom of the well because this requires cementing from just above the production zone all the way to the surface. This can easily cause circulation losses, as already mentioned, producing invasions by the cement slurry or the drilling muds and causing formation damage that occasionally can be serious and can undermine the production capacity of the reservoir.

To solve this problem, one can either resort to small, partial cementing to form a cement packing or drill to a point just above the reservoir, then place and cement the proper casing. After cleaning and cementing in couplings and shoes, the drilling then proceeds through the reservoir itself, placing and occasionally cementing a short slotted casing. Both systems have given satisfactory results.

PROTOTYPE CASING PROFILES

One of the aspects that has changed the most during the stages of the drilling program has been the design of the group formed by the intermediate and production casings. This development can be summarized as follows (Figures 4 and 5):

a. The inicial design, used in 1964 and 1965, was a very simple arrangement, consisting of a 22-in. diameter casing of B grade welded tubing placed in a 26-in. hole; a 16-in. diameter surface casing, round threads, a 11 3/4-in. diameter intermediate casing placed in a 15-in. diameter hole, and a short, slotted 7 5/8-in. diameter casing placed in a 10 5/8-in. diameter hole.

b. The prototypes used from 1976 to 1978 are characterized by the installation of a single diameter production casing extending from the surface to the bottom. Part of this casing was slotted opposite the reservoir. This arrangement was developed to avoid the problems of excessive scaling that were encountered with the first arrangement. In addition, an intermediate casing was installed to protect the production casing from collapses.

c. Finally, prototype B1 was tried to solve in part the failures of the first two types. In this case, the total depths far exceeded that of the first wells built. In the first 1000 m, an intermediate casing was installed. From 1000 to 2000 m, a production casing was used. From this casing, a short casing, partially slotted opposite the reservoirs, was hung. This casing arrangement prevents the 9 5/8-in. diameter casing from suffering extensive corrosion damage. It can also be reinforced by suitably cementing an extra 7-in. diameter casing.

The arrangement, depths, diameters, and characteristics of the casings were designed for the purpose of solving the mechanical and corrosion problems as economically as possible, thus enabling the expenditure of whatever was necessary to repair the wells for continued use.

TYPICAL PROPERTIES OF THE DRILLING MUDS

To perform satisfactorily, drilling muds must retain their tixotropic characteristics throughout the entire drilling job. Although some changes

were made in drilling fluids, the bentonitic sulfonate lignitic type muds were found to be the most effective and economical to use. To withstand the temperature increases encountered when drilling into the geothermal reservoir, the use of organic polyelectrolytes is required.

Table 5 shows the limiting requirements which the muds must satisfy to yield optimal results. The table also shows the type of equipment used for the control of solids and high temperatures. Table 6 lists the most important chemical additives that must be used, depending on the type and temperature of the formation being drilled.

Table 6 also shows the materials used including cement, calcium chloride, calcium silicate, etc., used to control of circulation losses. Although these compounds have always yielded reasonably good results, they have made the work less efficient, thus increasing the costs.

FREQUENT PROBLEMS ENCOUNTERED DURING THE CEMENTING OF THE CASINGS

Below, we summarize the problems encountered in Cerro Prieto wells, their effects, and the solutions that have been attempted.

The problems can be basically divided into three groups:

1. Partial or total circulation losses.
2. Mechanical failures of couplings, shoes, multiple couplings, etc.
3. Failure of the metallic baskets used to support the cement applications and to avoid damages, above all, in the zone saturated with hot water.

Among the effects, we can distinguish the following:

1. Channeling of the cement.
2. Total absence of cement in the annular spaces.
3. Little effectiveness in those cases where forced cementing was attempted.

The solutions that were adopted to date are:

1. Use of lighter cement slurries in high permeability zones and/or two-stage cementing operations. In this case the success ratio has been 60 percent, indicating that there is some risk that the operation cannot be totally controlled.
2. Use of new types of cementing couplings and baskets. They have been tested and show promise of improved operation.

These comments are summarized in Table 7.

WELLS DRILLED

In this section we will comment on some of the wells drilled at Cerro Prieto that have unique characteristics and represent groups of relatively similar wells.

WELL M-21A

This well was drilled at the end of 1973. The general design contemplated the use of a 16-in. diameter surface casing down to 250 m. This was to be followed by a 11 3/4-in. diameter intermediate casing down to about 1000 m, and a 7 5/8-in. diameter production casing extending from the surface down to 1300 m. The final 100 m of this casing would be slotted to permit the entry of the steam-water mixture into the well.

If the drilling progress graph is analyzed, especially during the drilling of the 20 15-in. diameter holes for the first and second casings mentioned above, it is apparent that the results were quite satisfactory. The whole operation, including the installation and cementing of the surface casing, was performed in a period of almost 25 days.

In the first 500 m, unconsolidated clastic materials with temperatures below 100°C were encountered. This was followed by a transition zone lightly compacted due to metamorphism, with temperatures of up to 150°C. Below it, a clearly metamorphic zone was encountered with well defined sandstone and shale intercalations, reaching temperatures of 150°C to 210°C in the reservoir zone.

The placement and cementing of the intermediate casing took almost 17 percent of the total drilling time. From this depth, it took 25 percent of the drilling time to reach total depth. In this stage, the penetration rate was slower than in the previous stages, without any serious drilling problems. The placement and cementing of the 7 5/8-in. diameter casing took 13 percent of the time. On the whole, we consider the construction of this well to have been normal and without incidents, as shown by the drilling progress graph (Figure 5). In this case the temperatures were relatively moderate. The completion criteria used in this well were based primarily on the electric logs, the lithologic column, and the temperature logs.

WELL M-150

This well is located in the Cero Prieto III area approximately 400 m from well M-53, which in 1974 confirmed the existence of an important reservoir in this zone. Well M-150 was built between September and December 1978. Its total depth was 2104.15 m; it took practically 87 days to complete.

In this instance, the casing arrangement consisted of a 50-m long, 20-in. diameter surface conductor placed in a 26-in. diameter hole, followed by a 13 3/8-in. diameter intermediate casing placed in a 17 1/2-in. diameter hole extending down to 992.35 m. It was followed in turn by a 9 5/8-in. diameter production casing placed in part in a

12 1/4-in. diameter hole, in part within the 13 3/8-in. diameter casing. The production casing reached a depth of 1837.95 m. Finally, a liner was hung from the 9 5/8-in. diameter casing, between 1812.39 and 2104.15 m. This liner was placed in an 11 1/2-in. diameter hole.

When we analyze the drilling progress graph, we see that the installation of both the conductor and the intermediate casing, which penetrated the unconsolidated clastic sediments, was normal and without great difficulties. The 12 1/4-in. diameter hole penetrated both the clastic unconsolidated sediments, the transition zone, and even formations typical of the reservoir.

This drilling stage reached a depth of 1890.15 m, representing 11 percent of the total well drilling time. Almost no problems were encountered down to this depth. Then, however, circulation losses were experienced that required the injection of cement slurry. The circulation losses became particularly acute while cementing the 9 5/8-in. diameter casing. All of this took about 52.8 percent of the well construction time and manifests the gravity of the problem of drilling into formations with temperatures between 190 and 280°C. This situation, as in similar cases, considerably increased the difficulties, and above all, the total well-construction time. The drilling of the 8 1/2-in. diameter hole to place and install the short casing proceeded reasonably well, taking about 14 percent of the total time.

This example illustrates the most significant problems encountered, which, as mentioned above, were the loss of circulation, sloughing, and cementing problems, especially in the hot reservoir zones. Figure 6 summarizes the technical details pertaining to the construction of this well.

COMPLETION OF GEOTHERMAL WELLS

The criteria used presently for well completion are based on the following physical parameters:

1. Lithologic column
2. Electrical logs
3. Temperature of the circulating drilling mud
4. Temperature logs
5. Percent sandstones in the cutting samples
6. Microscope mineralogic analysis.

Initially, only parameters 1-3, and partially 4 were taken into account. However, one was never totally sure of the well-completion decisions, and occasionally the wells were completed in moderately hot zones with a high salinity and gas content; this caused scaling and corrosion problems and a relatively modest production rate.

In addition to using the electrical logs, it has been necessary to determine with the utmost care the percentage of sandstones found in cutting samples. It has also been necessary to make mineralogic analyses of those samples to define the mineralogy and the type of cementing mineral in the drill cuttings. Furthermore, it is essential to obtain at least three temperature logs taken consecutively in the well over a 24 hour period without circulation.

With these parameters, it is easy to distinguish within the reservoir the zones of maximum temperature and permeability. In this way, significant increases in production have been obtained. In some of the wells, nearly 100 tons/hr of separated steam have been produced where previously between 50 and 60 tons/hr had been obtained. In the case of wells that have penetrated the reservoir at depths of 2700-3000 m, temperatures of 350°C have been found, and there are wells that produce more than 200 tons/hr of separated steam, which shows that the optimization of the well completion criteria has been particularly successful. Table 8 summarizes these parameters.

Figure 7, corresponding to well T-366, shows a correlation between the color of the shales, which vary from dark gray to black, and reservoir temperature. This information is compared to sand content and to the cementing materials and minerals found in the reservoir itself. In this case, one can find pyrite, white quartz, calcium carbonate, silica, and epidote. It is precisely these last two minerals which indicate the highest temperature formations most accurately. The graph of circulating mud temperature gives the difference between the inlet and outlet temperatures, an important qualitative piece of information. In this case, the zone where silica and pyrite are the cementing minerals corresponds to the zone of greatest temperature differentials in the circulating mud.

In well T-366, three temperature logs were obtained: one after 7 hours of rest, another after 10.5 hours, and the third after 13.5 hours. The three graphs thus obtained can be easily correlated with the previous data, confirming without a doubt that the zone with the highest temperature is below 2118 m.

Finally, the electric logs obtained in that zone were also correlated. They clearly define each of the permeable porous bodies and clearly agree with the percentages of sandstones obtained in the geological laboratory. To insure an adequate total production rate, we were able to plan in this fashion with a great deal of certainty the placement of the slotted liner between 2118.40 and 2985.00 m depth, an excessively long interval, In this case, it went far above 200 tons/hr of steam.

To date, these criteria are still being used to design the completion of the wells presently under construction. In areas where wells already exist, we have been able to increase production by applying the above criteria, yielding higher production rates.

CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS

Table 9 shows a summary of the conclusions and

recommendations we have reached based on the experience gained over the last 15 years. We believe that the various solutions and adjustments made in the drilling of the Cerro Prieto geothermal wells are reasonably satisfactory, although some aspects must be improved further. Especially, we must continue to look for cements that are better able to withstand degradation by geothermal fluids and for new alloys which will be less vulnerable to corrosion.

In fishing operations, more efficient systems for recovery of "fishes" must be adopted in response to the difficulties and dangers associated with the high Cerro Prieto reservoir temperatures.

The drill bits experience very rapid wear and calibration loss. Drills with sealed bearings are particularly vulnerable to high temperatures. This is one of the most common causes for "fishes." Therefore, the class and type of drill bit to be used in the future must be improved.

Given that circulation losses, especially during cementing operations, have increased the well construction time, reaching up to 50 percent of the total time as described above, new systems and procedures will have to be adopted to reduce this type of contingency to a minimum.

COMPORTAMIENTO DE ADEMES EN POZOS PRODUCTORES DE CERRO PRIETO

B. Domínguez A., F. Vital B.,
F. Bermejo M., y G. Sánchez G.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Resumen

La conclusión a la que se ha llegado después de analizar con todo detenimiento los distintos ademes que desde 1964, a la fecha, se han utilizado en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, como tuberías de producción, y que han sido de 7 5/8" Ø, J-55, 26 lbs/pie, 7 5/8" Ø, K-55, 45.3 lbs/pie, 5" Ø, K-55, 23.2 lbs/pie, y que se distinguen de otras utilizadas de igual diámetro pero de menores pesos, han dado un resultado particularmente impresionante, no obstante que en varios de los pozos en que se utilizaron dichas tuberías se presentaron graves problemas constructivos, y sobre todo, pérdidas de circulación al cementarlas, inclusive en varios de ellos se utilizó como elemento empacante de la tubería de ademe, arena fina colocada por gravedad, sin desconocer que los arreglos y la tubería de producción y la intermedia, han sido seguramente importantes para evitar daños por esfuerzos de tensión-compresión, y sobre todo, por corrosión interna o externa al paso del tiempo. Esta situación ha sido claramente evidente si comparamos los daños que han sufrido las tuberías de producción, cuando se han utilizado de grado N-80, sobre todo bajo aspectos corrosivos.

Del grupo total de pozos en que se utilizaron las tuberías antes mencionadas, se han detectado algunos daños que suponemos han sido más que todo por efectos de erosión en los liners de 5" Ø, pero el resto de los ademes se encuentran en óptimas condiciones; es indudable que el balance económico para instalar tuberías más pesadas de las convencionales y soportar esfuerzos mecánicos o de corrosión, deberá ser cuidadosamente evaluado, ya que también es importante el tipo, la capacidad en el material de los equipos de perforación, así como las profundidades a las que deben colocarse dichos ademes.

Son tan evidentes los resultados obtenidos, que consideramos como una posible solución el utilizar en la tubería de producción y terminaciones, tuberías de las que ya hemos mencionado, y que a la postre se verán compensadas con un balance económico en que se involucren todos los distintos aspectos que en pozos geotérmicos en Cerro Prieto se presentan.

Introducción

Habiendo transcurrido 15 años desde los primeros construidos en este Campo, y los diferentes cambios que sobre todo se han hecho en tuberías de ademe, en diámetros, grados, pesos, y aún en roscas, ha permitido hacer un análisis comparativo entre los diferentes grupos de pozos en los que se instalaron ciertos tipos de tuberías, intentando distinguir si algunas de las tuberías, ya sea por sus características metalúrgicas, o por los arreglos, han dado resultados más favorables y precísamente dicho estudio es el que nos apoya en este trabajo.

Hemos confrontado las diferentes épocas y condiciones y los resultados son realmente interesantes.

Se ha dado especial énfasis al análisis y comparación de aquellas tuberías que se han utilizado en el papel de ademe, y además como tuberías de producción, dado que en esas circunstancias los esfuerzos mecánicos por efecto térmico,y la acción por efecto de los fluidos térmicos, son indudablemente más severos, y así, en ese tono se presenta la información.

Comportamiento de Tuberías en el papel de Ademe y como Tubería de Producción.

Hemos logrado establecer cuatro grupos que en cierta forma se ligan a eventos constructivos de pozos que coinciden con ciertas etapas transcurridas desde 1964 a 1980.

En el primer grupo A, se consideran aquellos pozos que precisamente se realizaron en 1964, en donde se utilizaron tuberías de anclaje de 11 3/4" Ø, J-55, 47 lbs/pie, y liners colgados de 7 5/8" Ø, J-55, 26.4 lbs/pie, en algunos casos con roscas buttress.

En casi el 100% de ese grupo de pozos, se detectaron fracturas, colapsos y corrosión. La vida útil se ha estimado en más o menos un año antes de requerir una reparación.

El grupo B se realizó en dos etapas, 1966-1968 y 1972-1974, para totalizar 29 pozos construidos; en este caso se instaló una tubería de anclaje de 11 3/4" Ø, y una de ademe y producción corrida desde el fondo hasta la superficie, de 7 5/8" Ø, J-55, 26.4 lbs/pie, rosca buttress.

En este grupo de pozos podemos reportar fracturas, colapsos y corrosión, siendo su vida útil de más o menos un año.

En el caso del Grupo C, corresponde a 18 pozos construidos de 1977-1978, con un arreglo semejante al grupo anterior, pero con profundidades que alcanzaron más de los 1,500 m., con tu-

bería de ademe y producción de 7 5/8" Ø, K-55, 45.3 lbs/pie, rosca Hydril, super E.U.

En este grupo de pozos no se han detectado fracturas, colapsos ni corrosión incipiente. Se ha extendido una vida útil y en operación de dos años.

Por último, tenemos el grupo de pozos D y D1, que los resumimos como D. Aquí se ha tenido tubería de producción y ademe de 9 5/8" Ø, N-80, 47 lbs/pie, rosca Hydril, super E.U. de 2,000 m. a la superficie, y un liner de 7" Ø, N-80, 29 lbs/pie, rosca Hydril, Super E.U.

En este grupo se han detectado fracturas, colapsos y corrosión. Se estima su vida útil de más o menos seis meses. Esta información se resume en la Tabla No. 1, y los arreglos tubulares entre las distintas tuberías utilizadas en cada grupo,. se indican en la Fig. No. 1.

Número de pozos y tipos de daños en Ademes

En la Tabla No. 2 se indica la simbología que más adelante se utiliza para señalar daños en pozos específicos que se comentarán, pero además la tabla es asimismo un resumen de la cantidad de pozos en los que con toda certeza se han podido detectar problemas específicos, y se destaca con toda claridad que el principal problema han sido incrustaciones en primer lugar, colapsos en el segundo, y colapso-fracturas en el tercero.

Se analizan un total de 85 pozos, y de éstos, se han tenido que reparar 33 pozos, que prácticamente nos dan un 40% de daños en los pozos construidos, cifra que consideramos elevada y, en consecuencia, de incremento substancial en los costos respectivos.

Pozo M-3

Un ejemplo típico con el cual consideramos se puede ilustrar toda la serie de daños que en un caso dado pueden coincidir en un pozo geotérmico, se ilustra en la Fig. No. 2, en donde se presentan tres esquemas constructivos del pozo M-3.

Este pozo se terminó de construir en mayo de 1964; fue un pozo exploratorio que llegó practicamente a la roca basal a los 2,624.34 m., en este caso, la tubería de 11 3/4" Ø, quedó hasta los 971.34 m., y de ahí se colgó y cementó una tubería de ademe de 7 5/8" Ø. El pozo se disparó de 600 a 900 m. coincidiendo con la anomalía térmica, y taponó la mayor parte de la tubería de 7 5/8" Ø. En este pozo, habiendo transcurrido un período de casi 15 años, se encontraron incrustaciones, colapsos y fracturas, degradación de cemento, una concentración de agua caliente, practicamente a nivel del terreno, corrosión y pérdida de metal interior en varias secciones, y corrosiones externas, así como escape de fluido geotérmico del reservorio hacia la superficie, agrupando en esta forma los diferentes daños y problemas que pueden encontrarse en pozos geotérmicos.

Después de una revisión y reparación consistente en un taponamiento por inyecciones de lodo y lechadas de cemento, en el reservorio, así como tapones puente de cemento inmediatamente arriba del mismo, y un tapón mecánico, se considera que ha quedado en observación y bajo control. Consideramos que éste es un ejemplo típico de a que grado de daño se puede llegar en algunos de los pozos de Cerro Prieto.

Parámetros que se relacionan con daños en Ademes

Haciendo una revisión detallada de los distintos parámetros que de una forma u otra afectan de manera significativa los ademes, podemos señalar los que se resumen en la Tabla No. 3, y que son:

Temperatura. A medida que ésta se eleva, tal parece que los daños tanto por esfuerzos mecánicos como por corrosión, son más graves. La temperatura puede asociarse a la presión que lógicamente se incrementa al elevarse la condición térmica.

Si existen una o dos anomalías térmicas dentro de un sistema, y esto asociado a la condición constructiva de un pozo en particular, seguramente se aumentarán las posibilidades de corrosión exteriores.

La erosión por sólidos, sobre todo por la arena, que en nuestro caso es prácticamente sílice, arena sumamente fina, y que con gran facilidad es arrastrada por el fluido geotérmico, pudiendo llegar a velocidades críticas, facilmente erosiona sobre todo las secciones tubulares interiores en las que existe algún cambio en diámetros que favorezca dicho fenómeno.

El tiempo es el factor con el que se asocia claramente la acción corrosiva interior o exterior. Cuando un pozo superó todas las operaciones y etapas de su desarrollo, evaluación e integración al sistema, sin que se detecten fallas mecánicas, opera,después de cierto tiempo que se ha observado, en más o menos dos o dos y medio años, la acción corrosiva, sobre todo la corrosión electroquímica.

A la circunstancia del tiempo también puede asociarse el desarrollo de incrustaciones, tanto en las zonas de expansión súbita (flasheo), como en los cambios de diámetro cuando existe un liner colgado que tal parece favorece la depositación de sales en ese lugar.

La corrosión electrolítica, la acción del ácido sulfhídrico y bióxido de carbono, facilmente provocan fragilizaciones, corrosiones concentradas, perforaciones de la tubería de ademe, y aún la pérdida total de la tubería de revestimiento.

Un fenómeno que es indudablemente asociativo con lo anteriormente señalado, es la alteración o degradación que sufren los cementos utilizados a la fecha, ya que se ha podido confirmar que en un período de dos a tres años, el cemento pierde su condición cementante, transformándose en un material pulverulento, lo que indudablemente favorece la acción electroquímica y las corrosiones exteriores en general, en los ademes.

Una consecuencia lógica del fenómeno anterior es sin duda las filtraciones y/o escurrimientos

que con toda facilidad se establecen de estratos superiores, hacia la zona del reservorio, y/o escapes de fluidos del reservorio hacia estratos superiores; este fenómeno favorece sin duda el desarrollo de incrustaciones en las ranuras de los liners y/o el interior de los mismos.

Por último, recordamos que como consecuencia del efecto térmico se generan esfuerzos mecánicos de compresión-tensión, que siempre van a manifestarse inmediatamente después de la primera etapa de calentamiento de un pozo, y es aquí cuando se pueden presentar fallas por este tipo de situaciones, pero que ya habiéndose logrado establecer la elongaciones axiales y radiales en los ademes, así como la probable liberación o escape de "bolsas" de lodo o agua, normalmente se elimina el riesgo y solamente al transcurso del tiempo como ya se ha señalado, puede operar el daño por factores corrosivos.

Tubería de Ademe y Producción de 7 5/8" Ø, Grado K-55, 45.3 lbs/pie, rosca Hydril S.E.U.

Consideramos que es evidente el resultado positivo que a esta fecha se ha obtenido en la tubería de ademe cuyo grado es de acero suave y un peso relativo más alto que todos los que anteriormente se han utilizado, y este resultado se resume en la Tabla No. 4, que contiene los aspectos básicos que se pueden considerar en relación a esta clase de tubería.

Se instaló en 16 pozos construidos entre 1977-1978; la mayoría de estos pozos se han desarrollado y conectado al sistema, 12 en total, así podemos indicar que tienen operando de dos a tres años; en este período y a la fecha, no se han detectado en los registros de calibración y/o temperatura/presión, daños en relación a la estructura constructiva de esos pozos y solamente podemos reportar algunos problemas de incrustación que se han localizado en los liners ranurados, pensamos que este fenómeno probablemente se deba a ciertas filtraciones de aguas de estratos superiores que han llegado a los mismos.

Uno de los factores que probablemente es el responsable en mayor grado de los daños mecánicos, han sido las deficientes cementaciones que por pérdidas de circulación o fallas en los accesorios de las tuberías de ademe, se han tenido en diferentes ocasiones.

En el grupo de pozos que antes hemos mencionado, también se han tenido algunos problemas realmente severos y así, en la Fig. 3 se presentan los esquemas tubulares y terminaciones de los pozos M-48 y M-84. En el primero, la pérdida de circulación fue tan grave que practicamente la cima de cemento quedó abajo de la zapata de la tubería de anclaje de 11 3/4" Ø; en el pozo M-84 fué menos grave, sin embargo, la cima de la lechada quedó abajo del nivel del terreno en forma significativa; en ambos casos, se tomó la determinación de utilizar arena de sílice, de granulometría 16/20 para llenar por gravedad los espacios anulares en los que no se logró la cementación y de esta manera, se subsanó en cierta medida dicha deficiencia. No obstante dicho problema, no se han detectado daños a la fecha, y en cambio sí ha podido confirmarse el buen funcionamiento de la solución que se dió ante la emergencia presentada.

Así como en este caso que mencionamos, la aplicación de arena de sílice ha sido en 12 pozos, por pérdidas de circulación, fallas en las cementaciones en mayor o menor grado de severidad; en todos ellos el resultado del comportamiento ha sido muy satisfactorio.

Costos de la Construcción de Pozos

Creemos que es importante el aspecto económico que se involucra tanto en construcciones como en reparaciones de los pozos, y que en una u otra forma está ligado a las fallas constructivas y/o a los daños que por una u otra circunstancia llegan a presentarse; así en la Tabla No. 5 se señalan por grupos el monto de la construcción de cada uno de los principales pozos de los grupos A, B, B y B1; a este respecto debemos hacer las siguientes observaciones:

Los pozos de los arreglos tubulares del tipo A, cuyo costo es el menor, corresponden a aquellos casos en los que unicamente se instala una tubería de anclaje de 11 3/4" Ø, K-55, 65 lbs/pie, rosca buttress, y una tubería de ademe y producción de 7 5/8" Ø,K-55, 45.3 lbs/pie y rosca super E.U., corrida desde el fondo a 2,000 m. hasta la superficie.

En el arreglo tubular del grupo B, se tienen también una tubería de anclaje de 13 3/8" Ø, K-55, 61 lbs/pie, rosca buttress, y una tubería de ademe y de protección de 9 5/8" Ø, N-80, 43.5 lbs/pie, rosca Hydril Super E.U., y un liner colgado de 7 " Ø, N-80, 29 lbs/pie, rosca Hydril, super E.U. En este arreglo, el costo fue de 24.3 millones de pesos, arreglo tubular que de acuerdo a los datos que aquí se reportan, ha sido necesario en un tiempo relativamente corto reparar, instalándole y cementando en forma oportuna y adecuada, una tubería extra de 7" Ø, N-80, 29 lbs/pie, rosca Hydril super E.U., dentro de la tubería de 9 5/8" Ø, para dar seguridad al sistema y continuar explotando el pozo dañado. (Fig. No. 4).

En estas circunstancias, el costo total que resulta de su construcción y reparación, alcanza el monto de 30.5 millones de pesos, que implica un aumento del 30% en costo, con respecto al valor correspondiente al primer arreglo tubular A, en donde se utilizó una tubería de mayor peso que dá una mayor vida útil y confiabilidad, según nuestros datos estadísticos, siendo evidente que el arreglo constructivo anterior, es sin duda el más ventajoso y seguro.

Conclusiones y Recomendaciones

De acuerdo a todo lo expuesto y después de un análisis detallado de la información técnica, que a la fecha se ha podido recabar, se llega a una conclusión que se resume en la Tabla No.6, pudiendo señalar que la alternativa en donde se han utilizado tuberías de grado K-55, extra pesada, soportan mejor, indudablemente, tanto los esfuerzos mecánicos ocasionados por las elevadas temperaturas del reservorio de Cerro Prieto, así

como los efectos corrosivos. De éstos, los del tipo electroquímico han sido indudablemente mejor soportados alargando la vida útil y segura de los pozos en que se instalaron dichas tuberías.

Por otro lado, y después de analizar aquellos casos en los que por los daños detectados en pozos en los que se instalaron tuberías de grados L-80, N-80 y pesos normales, de acuerdo al diseño, por colapsos y tensión, a la postre han sufrido graves deterioros por la acción de los fluidos geotérmicos, sobre todo la corrosión exterior que consideramos del tipo electroquímico, ya que en los casos severos llegó a desaparecer el 100% en algunos tramos el ademe, y en otros el adelgazamiento de las paredes fue notoriamente excesivo, y obligó a una revisión y reparación adecuada para poder utilizar con seguridad los pozos construidos en dichas circunstancias, y así la inversión inicial con tuberías extrapesadas, ha sido a la postre la más conveniente.

Es indudable que deberá proseguir la vigilancia y el análisis de toda la serie de pozos construidos con tuberías extrapesadas para confirmar su vida útil; asimismo, esperar la evaluación y resultados de aquellos pozos en los que se instalaron tuberías de grado C-75, y que son de construcción relativamente reciente y, por lo tanto, a la fecha no se han podido apreciar cambios importantes.

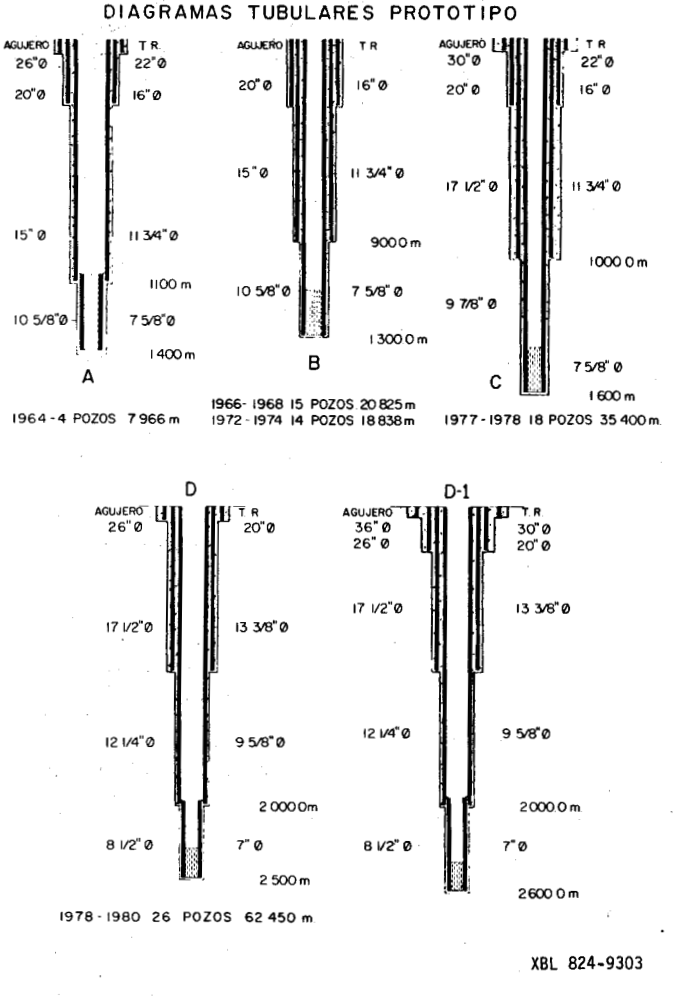


Figura 1. Perfiles tubulares para los grupos de pozos descritos en el trabajo.

Figure 1. Casing profiles of the different groups of wells.

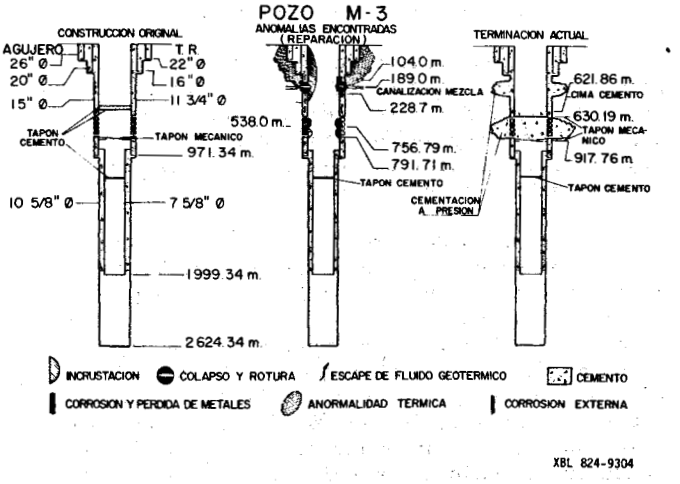


Figura 2. Comparación de perfiles tubulares y daños detectados.

Figure 2. Comparison of casing profiles and damage observed in well M-3.

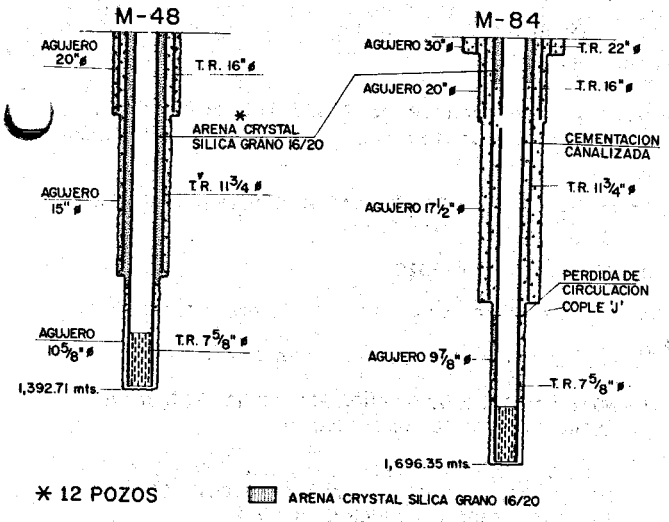


Figura 3. Perfiles tubulares de terminaciones con tubería de producción extrapesada.

Figure 3. Profiles of wells M-48 and M-84, where extra-heavy casings were used.

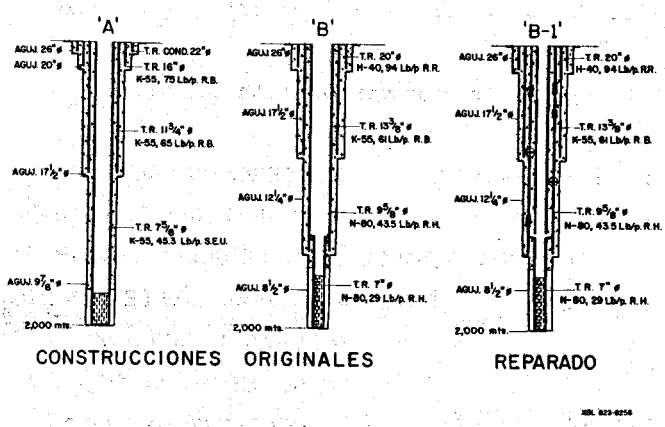


Figura 4. Esquemas comparativos entre grados, pesos y arreglos tubulares.

Figure 4. Comparison of different casing designs by weight, grade, and arrangement.

Tabla 1. Comportamiento de los ademes como tuberías de producción en el campo geotérmico de Cerro Prieto.

Table 1. Performance of production casings at the Cerro Prieto geothermal field.

TIPO DE TERMINACION	ESPECIFICACIONES Ø	GRADO	PESO	ROSCA	RESULTADOS	VIDA UTIL
A	11¾"	J-55	47 Lb/p.	BUTTRES	FRACTURAS COLAPSOS CORROSION	1 AÑO
	LINER 7⅝"	J-55	26.4 Lb/p.			
B	7⅝"	J-55	26.4 Lb/p.	BUTTRES	FRACTURAS COLAPSOS CORROSION	1 AÑO
C	7⅝"	K-55	45.3 Lb/p.	HYD. S.E.U.	NO FRACTURAS NO COLAPSOS NO CORROSION	2 AÑOS
D	9⅝"	N-80	47 Lb/p.	HYD. S.E.U.	FRACTURAS COLAPSOS CORROSION	6 MESES
	LINER 7"	N-80	29 Lb/p	HYD. S.E.U.		
D-1	9⅝"	C-75	47 Lb/p	HYD. S.E.U.	RECIEN INSTALADAS	
	7"	C-75	29 Lb/p	HYD. S.E.U.		

Tabla 2. Número de pozos y tipos de daños en ademes, área de Cerro Prieto.

Table 2. Number of wells and type of casing damage experienced at Cerro Prieto.

SIMBOLOGIA	TIPO DE PROBLEMA	NUMERO POZOS
	INCRUSTACION	12
	COLAPSO	10
	COLAPSO - ROTURA	7
	ESCAPE DE FLUJO GEOTERMICO	2
	ANORMALIDAD TERMICA	PROBABLE
	CORROSION INTERIOR	3
	CORROSION EXTERIOR	3
	CEMENTO	PROBABLE
	PENETRACION DE H_2S	PROBABLE
	EROSION	PROBABLE
	TOTAL POZOS CONSTRUIDOS	85
	TOTAL POZOS REPARADOS	33

Tabla 3. Parámetros que se relacionan con daños en los ademes.

Table 3. Factors associated with casing damage.

1.- TEMPERATURA	7.- CORROSION GALVANICA
2.- PRESION	8.- CORROSION ELECTROLITICA
3.- ANORMALIDAD TERMICA	9.- ACIDO SULFHIDRICO (H_2S)
4.- EROSION POR ARRASTRE DE ARENA	10.- DEGRADACION DE CEMENTO
	11.- MEZCLA AGUA-VAPOR
5.- TIEMPO	12.- INFILTRACION DE AGUA
6.- INCRUSTACION	13.- COMPRESION - TENSION
14.- DEFICIENCIAS CONSTRUCTIVAS	

Tabla 4. Comentarios sobre la tubería de producción de 7 5/8" diam., Grado K-55, Peso 45.3 lb/pie, roscas Hydril.

Table 4. Performance of 7 5/8-in. diameter, K-55, 45.3 lb/ft production casing with Hydril threads.

1.- SE INSTALO EN LOS POZOS CONSTRUIDOS EN LA ETAPA DE PERFORACION DE 1977 A 1978

2.- SE INSTALO EN 16 POZOS

3.- LA MAYORIA SE HAN CONECTADO AL SISTEMA PLANTA (12 POZOS)

4.- LOS POZOS CONECTADOS HAN OPERADO 2 ó 3 AÑOS

5.- NO SE HAN DETECTADO DAÑOS RELACIONADOS CON LA ESTRUCTURA DE SU CONSTRUCCION

6.- SOLO SE HAN TENIDO PROBLEMAS OCASIONADOS POR EL COMPORTAMIENTO DE LA ZONA DE PRODUCCION DONDE SE SE HAN DESARROLLADO INCRUSTACIONES

Tabla 5. Costo de construcción de pozos con diferentes ademes.

Table 5. Construction costs of wells where different casings were used (in Mexican pesos).

TIPO	COSTO
A	21.5 MILLONES
B	24.3 MILLONES
B⇒B1	30.5 MILLONES (CONSTRUCCION + REPARACION)

Tabla 6. Conclusiones.

Table 6. Conclusions.

DE ACUERDO A LO EXPUESTO SE CONCLUYE:

QUE AL HABER UTILIZADO TUBERIAS DE GRADO K-55, 45.3 lb/pie ROSCA HYDRIL S.E.U. SOPORTARON MEJOR LOS ESFUERZOS MECANICOS Y EFECTOS CORROSIVOS, NO OBSTANTE LAS DEFICIENCIAS CONSTRUCTIVAS DE ALGUNOS DE LOS POZOS.

POR OTRA PARTE DE ACUERDO A LOS COSTOS AL UTILIZAR DICHAS TUBERIAS RESULTAN MAS ECONOMICAS QUE POZOS CONSTRUIDOS CON ADEMES DE GRADOS DE MAYOR CAPACIDAD MECANICA, PERO DE UN PESO MENOR Y CONGRUENTE AL DISEÑO REQUERIDO, PERO QUE APARENTEMENTE SON MAS SENSIBLES A LOS DISTINTOS TIPOS DE CORROSION, SOBRE TODO A LA ELECTROQUIMICA.

PERFORMANCE OF CASINGS IN CERRO PRIETO PRODUCTION WELLS

ABSTRACT

A careful evaluation of different production casings used at Cerro Prieto from 1964 to date has shown that the following casings have yielded particularly impressive results: 7 5/8-in. diameter, J-55, 26 lb/ft; 7 5/8-in. diameter, K-55, 45.3 lb/ft; and 5-in. diameter, K-55, 23.2 lb/ft. These casings differ from others of the same diameter but lighter weight which were also used at the field. The results are favorable in spite of severe construction problems, especially the loss of circulation during cementing operations, which we encountered in some of the wells where these casings were used. The use of gravity-fed fine sand as packing material and the arrangement of the production and intermediate casings were important in avoiding damage due to tension-compression stresses and, above all, damage due to internal or external corrosion over time. This situation is clearly evidenced if we compare the damage to the above casings with that experienced by grade N-80 production casings, especially in a corrosive environment.

Some damage, which has been detected in the group of wells using these casings, is probably due to erosion of the 5-in. diameter liners used. The rest of the casings still appear to be operating optimally. The decision to install heavier-than-conventional casings capable of withstanding mechanical and corrosion stresses must be carefully evaluated from an economic point of view because it is also important to consider the type of casing, the capability of the drilling equipment, and the depth to which these casings must be placed.

The results obtained with these casings have been so encouraging that we believe their extended use could be a possible solution to our production, casing, and well-completion problems. The use of these heavier casings will ultimately be justified by an economic analysis that considers all the aspects involved in the drilling of geothermal wells at Cerro Prieto.

INTRODUCTION

The various changes made in casing diameter, grade, weight, and threads at the Cerro Prieto field over the last 15 years have enabled us to make a comparative study of different groups of wells in which the various types of casings were installed. This study attempts to distinguish which casings have given the most favorable results because of either their metallurgical characteristics or their arrangement within the well. We have compared different drilling periods and conditions, and the results are truly interesting. The analysis of intermediate and production casings was emphasized because thermally induced mechanical stresses and the action of the geothermal fluids are most severe in these casings.

BEHAVIOR OF INTERMEDIATE AND PRODUCTION CASINGS

Wells were classified into four groups, according to the construction practice followed. These groups also correspond to certain time periods between 1964 and 1980.

The first group, A, included wells drilled in 1964. These used 11 3/4-in. diameter, J-55, 47 lb/ft intermediate casings and 7 5/8-in. diameter, J-55, 26.4 lb/ft hanging liners. Buttress threads were used in some cases.

In almost all of the wells in this group casing fractures, collapses, and corrosion were detected. The useful life has been estimated to be one year, more or less, before requiring repairs.

Group B, drilled during two periods, 1966 to 1968 and 1972 to 1974, includes a total of 29 wells. In this case, 11 3/4-in. diameter intermediate casings were used with a 7 5/8-in. diameter, J-55, 26.4 lb/ft production casing with Buttress threads extending from the bottom of the hole to the surface. In this group of wells, casing fractures, collapses, and corrosion were observed; their useful life was one year, more or less.

In the case of group C, the 18 wells drilled between 1977 and 1978, a casing arrangement similar to that used by group B was used. However, depths were reached beyond 1500 m, using a 7 5/8-in. diameter, K-55, 45.3 lb/ft production casing, with super E.U. Hydril threads. In this group of wells, no casing fractures, collapses, or incipient corrosion have been detected. Their useful life under operating conditions is estimated to be more than two years.

Finally, we have the D and D1 groups of wells, which we summarize as group D. A 9 5/8-in. diameter, N-80, 47 lb/ft production casing with super E.U. Hydril threads was used, extending from 2000 m to the surface, with a 7-in. diameter, N-80, 29 lb/ft liner with super E.U. Hydril threads. In this group, casing breaks, collapses, and corrosion have been observed. A useful life of 6 months, more or less, is estimated. This information is summarized in Table 1. Figure 1 shows the casing profiles for each of these groups.

NUMBER OF WELLS AND TYPE OF CASING DAMAGE

Table 2 shows the symbols which will be used to describe the damage to certain wells. The table also presents a summary of the number of wells with specific problems that have been positively identified. From this table, it can be seen that the principal problem have been scaling, collapses, and collapse-fractures.

A total of 85 wells were analyzed; 33 of these have had to be repaired, This represents a damage rate of almost 40 percent for all the wells con-

structed. We consider this figure to be high, reflecting a substantial increase in well-construction costs.

WELL M-3

A typical example of the types of damage that can occur in a geothermal well is given in Figure 2, which shows three schematic casing profiles for well M-3. Construction of well M-3 was completed in May 1964. It was an exploratory well that reached basement at 2624.34 m depth. In this case, the 11 3/4-in. diameter casing reached 971 m depth. From there, a 7 5/8-in. diameter casing was hung and cemented. The well was completed with gun perforations between 600 and 900 m, opposite the thermal anomaly. Most of the 7 5/8-in. diameter casing was plugged. In this well, after almost 15 years, we found scaling, collapses and fractures, cement deterioration, concentration of hot water almost at ground surface, corrosion and internal loss of metal in several sections, external corrosion, and leakage of geothermal fluid from the reservoir to the surface. Thus, this well exhibited all the different types of damage to be found in geothermal wells.

After the inspection, the well was repaired by plugging it, using injections of mud and cement slurry at the level of the reservoir and by using cement bridge plugs immediately above the reservoir. A mechanical plug was also used. The well is now under control and is under observation. We consider this well to be a practical example of the degree of damage that can occur in some Cerro Prieto wells.

PARAMETERS RELATED TO CASING DAMAGE

A detailed review identified the following different factors, summarized in Table 3, which significantly affect the casings in some manner.

Temperature. As temperature rises, damage caused by both mechanical stresses and corrosion seem to increase. Temperature can be associated with high pressure, which logically rises with the temperature. If there are one or two thermal anomalies within the system, depending on the particular construction features of a well, the probability of external corrosion will increase.

Solids. erosion is also caused by solids, especially sand, which in our case is a very fine, almost 100 percent silica sand, easily carried by the geothermal fluids. This flow, which may reach critical speeds, easily erodes casing interiors, especially where there are diameter changes.

Time. Time is a factor clearly associated with internal and external corrosion. Once a well has been successfully developed and evaluated, it is integrated into the system. If no mechanical failures occur, it has been noticed that corrosion, especially electrochemical corrosion, will become apparent after about two and one half years. Time is also associated with scaling, both in zones where flashing takes place and where there are diameter changes, such as where liners are hung. This favors the precipitation of salts at these locations.

Electrolitic Corrosion. The action of suphuric acid and carbon dioxide weaken the casings, concentrate corrosion, pierce casings, and even cause total loss of the casings.

A phenomenon, undoubtedly associated with the above, is the alteration or degradation experienced by the cements that have been used to date. It has been possible to confirm that, after two or three years, the cement loses its cementing properties and becomes a pulverulent material. This surely favors electrochemical action and external corrosion of the casings in general. A logical consequence is the leakage from shallow to deeper aquifers and/or the escape of fluids from the reservoir towards the higher strata. This phenomenon certainly contributes to scaling of the slots and/or the interior of the liners.

Finally, we must recall that, as a consequence of the thermal effects, tension-compression mechanical stresses are generated in the casing immediately after the first warm-up stage. At this time, failures may occur; but, after radial and axial strains have been established and after the loss of mud or water pockets has occurred, the risk of this type of failure is normally eliminated. Thereafter, and as discussed above, corrosion damage may occur with time.

7 5/8-IN. DIAMETER, K-55, 45.3 lb/ft PRODUCTION CASINGS WITH S.E.U. HYDRIL THREADS

The positive results we have obtained, using softer steel casings of greater weight than those used before, are evident. Our results are summarized in Table 4, which describes the basic properties of this type of casing.

This casing was installed in 16 wells drilled between 1977 and 1978. Most of these wells have been developed, and 12 of them have been connected to the power plant. They have been on line for 2 to 3 years; and, to date, our caliper and/or temperature and pressure logs have not detected any damage. We can only report some scaling in the slotted liners, which we believe is due to the downward leakage of water from upper strata that has reached these liners.

One of the probable factors responsible for the greatest number of mechanical failures has been occasional defective cementing caused by circulation losses or by failures of casing accessories.

The previously mentioned group of wells also has experienced severe problems. Figure 3 shows the completion diagrams of wells M-48 and M-84. In well M-48, the circulation losses were so severe that the top of the cemented zone ended below the shoe of the 11 3/4-in. diameter intermediate casing. In well M-84, the problem was not quite so bad; however, the top of the cement was significantly below the ground surface. In both cases, was decided to use 16/20-grain-size silica sand fed by gravity to fill the annular space that had not been cemented, thus remedying this situation to

some extent. In spite of this problem, no damage has been detected to date. This has confirmed the good performance of the procedure used for this emergency. We have also used silica sand in 12 wells to correct for circulation losses and cementing problems. In all cases, the performance has been quite satisfactory.

WELL CONSTRUCTION COSTS

We believe that the economic factors involved in the construction and repair of wells, whether due to construction or other source of damage, are important. Table 5 shows the construction costs associated with representative wells of groups A, B, B, and B1. In this regard, we make the following observations:

In wells with casing arrangements of the A type, whose cost is lower, intermediate casings with only a 11 3/4-in. diameter, K-55, 65 lb/ft with Buttress threads were installed, with a 7 5/8-in. diameter, K-55, 45.3 lb/ft production casing with super E.U. threads extending from the bottom hole at 2000 m to the surface.

For the casing arrangement of group B, a 13 3/8-in. diameter, K-55, 61 lb/ft intermediate casing with Buttress threads, was used, with a 9 5/8-in. diameter, N-80, 43.5 lb/ft, production casing with super E.U. Hydril threads and a 7-in. diameter, N-80, 29 lb/ft hanging liner with super E.U. Hydril threads. This arrangement, costing 24.3 million Mexican pesos, needed repairs after a relatively short time. Repairs consisted of the installation and cementing of an extra 7-in. diameter, N-80, 29 lb/ft casing with super E.U. Hydril threads within the 9 5/8-in. diameter casing to provide some safety to the system and to continue the exploitation of the damaged well (Figure 4).

Under these circumstances, the total construction and repairs costs reached 30.5 million Mexican pesos, implying a 30 percent increase, compared to the initial cost of the A wells where a heavier casing with a greater reliability and useful life was used. According to our statistical data, it is evident that the Type A construction arrangement is undoubtedly safer and more advantageous.

CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS

Based on a detailed analysis of the technical information which has been collected to date, we have reached the conclusions summarized in Table 6. The data indicate that the K-55 extra heavy casings withstand better both the mechanical stresses caused by the high Cerro Prieto reservoir temperatures and the corrosion of this environment. Electrochemical type corrosion is better withstood, thereby making it possible to extend the useful life and ensure the safety of the wells in which these casings were installed.

On the other hand, after analyzing the damage to wells where casings of normal weights of grades L-80 and N-80 were used, it was found that an initial investment in extra-heavy casings is more economical in the long run. Wells where lighter casings were used experienced collapses and tension damage; ultimately grave deterioration occurred due to the action of the geothermal fluids, especially external electrochemical corrosion which, in severe cases, resulted in the disappearance of entire sections of casing. In other instances, the thinning of casing walls was excessive and required appropriate repairs to permit the safe operation of the wells.

The surveillance and analysis of all the wells built with extra-heavy casings must be continued to confirm that they have a long useful life. Furthermore, we must await the result of the evaluation of those recently built wells in which C-75 grade casings were used. To date, we have not noted any important changes.

COMPORTAMIENTO DE LAS PRESIONES Y SUS REPERCUSIONES EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

F. J. Bermejo M., F. X. Navarro O., C. A. Esquer P., F. Castillo B., y F. C. de la Cruz D.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

El Campo Geotérmico de Cerro Prieto, está localizado en la parte noroeste de la República Mexicana, vecino a los estados de California y Arizona, de los E.U.A.

El Campo está constituido litológicamente por tres capas:- La primera, superficial, formada por sedimentos deltaicos no consolidados integrados por arcilla, limo, arena y grava. La segunda inferior a la anterior, está formada también por sedimentos deltaicos semiconsolidados y consolidados, metamorfisados por efectos geohidrotermales, siendo su estratificación generalmente lenticular, integrada por alternancia de lutitas, limolitas y areniscas. La tercera y última capa está formada por basamento granítico fracturado, perteneciente en su base a la Sierra Cucapah.

En la segunda capa es donde se lleva a cabo el almacenamiento del fluido hidrotermal, que por efecto de los gases y convecciones de fluido de las regiones profundas, que a través del basamento fracturado permitió el calentamiento del agua, provocando el intercambio térmico en su ascenso y distribuyéndose en los estratos según su grado de permeabilidad, así como también a través de los fracturamientos provocados por los afallamientos que cruzan este Campo y que son la causa de la formación de esta zona geotérmica con excelentes resultados de explotación.

Basados en la información recopilada desde los primeros estudios desarrollados en el Campo los cuales se iniciaron en el año de 1959 en varias etapas principiando con la exploración, perforación y estudios hasta tener los pozos suficientes y necesarios para alimentar la primera planta geotermoeléctrica, la cual en abril de 1973 inició su operación en su primera etapa con 75 MW y la segunda de la misma capacidad en abril de 1979. Actualmente (enero de 1981) se tienen 85 pozos perforados, los cuales han contribuído a ampliar la información que ha hecho posible la elaboración del presente trabajo.

Debido a los movimientos convectivos que se originan en el reservorio geotérmico por efecto de las transferencias de calor en el agua, además de las corrientes hidráulicas en la primera capa, se crean gradientes de potencial hidráulico entre las diferentes capas del yacimiento, los cuales varían dependiendo de su permeabilidad, así como del menor o mayor fracturamiento ocurrido en el reservorio; ocasionando todo esto que varíe dicho potencial hidráulico entre las diferentes zonas del campo geotérmico, creándose infiltraciones de las capas superiores con agua de menor temperatura hacia las zonas calientes constituyéndose así un equilibrio natural. Este equilibrio puede ser roto por el hombre al perforar dichas capas entre unas y otras, estableciéndose así un nuevo equilibrio en el cual se puede ocasionar un flujo de fluidos entre los estratos y esto se presenta con más posibilidades si por extracción del fluido se depresiona alguno de los estratos.

Como consecuencia de la continua extracción de mezcla agua-vapor que se ha llevado a cabo en el Campo[1], la cual se ha estado incrementando de acuerdo a las necesidades de vapor para la planta geotermoeléctrica, se han originado abatimientos de presión en los estratos productores reflejándose en cada uno de los pozos y por lo tanto también, un abatimiento en el reservorio del campo geotérmico. Esto ha dado lugar a que se observe como dentro de la columna hidráulica del pozo, existen comportamientos algo "anormales", obedeciendo en la mayoría de los casos a que en los diversos estratos atravesados en la perforación de un pozo y si de alguna manera quedan interconectados, se generan descompensaciones de presión hidráulica las cuales provocan movimientos de fluidos entre los mismos estratos. Como ejemplo de estos fenómenos de descompensación hidráulica en el cual se origina un movimiento de fluidos que ocurre de una zona superior a una inferior, se escogió el pozo Nuevo León 1 con el objeto de mostrar este desequilibrio de una manera macroscópica, cuando ocurre entre regiones distantes entre sí a 600 m., ya que en regiones cercanas 0-200 m., se confunde con los movimientos de convección propia del fluido.

En el pozo Nuevo León 1, localizado al noreste del campo (Fig. 1), se llevó a cabo su perforación a 3347 m. de profundidad, la temperatura se incrementó al iniciar la perforación de las lodolitas, continuando este aumento hasta que el cementante sílice alcanzó a predominar 100% aproximadamente, condición que normalmente se presenta en la mayoría de los pozos. Los registros de temperatura efectuados (Fig. 2), muestran con los diferentes tiempos de reposo, que la temperatura se incrementa con una buena transferencia de calor de los estratos hacia el lodo de perforación, en el interior del pozo, comprobando esto que la temperatura es alta. La perforación del pozo fue normal hasta llegar al fondo en donde hubo una pérdida grande de

circulación de lodos y en la colocación y cementación de la tubería de 7" Ø, de 1923 a 2644m. hubo una pérdida de circulación de cemento, sin embargo, se pensó que no quedó comunicación del interior del pozo con la formación.

Terminado el pozo se procedió a efectuar cambio de lodo por agua limpia, y en un término de 10 días se efectuó el primer registro de temperatura dando como resultado que la temperatura en vez de aumentar a 300°C como se esperaba, disminuyó; por lo cual se procedió a efectuar una serie de registros con tiempos de reposo de 13, 17, 30 y 60 días, observándose (Fig.3) que esta disminución de temperatura, continuaba desde la profundidad de 1923 m., observándose además, por las curvas de temperatura, que presentaba conformación de flujo por lo que confirmó que existía un paso abierto de 1923 m. hacia el fondo del pozo por auto reinyección, por descompensación hidráulica y esto es debido a que una vez que se cambió el lodo de enjarre a las paredes de la formación del pozo que evitaba el flujo entre los diferentes estratos, hubo la facilidad de comunicación entre los mismos.

Con el objeto de estudiar el comportamiento de este pozo, se procedió a iniciar la inducción extrayéndose 2500 m^3 de agua. (300 veces el volumen contenido en el pozo), sin lograr hacerlo fluir. Durante estos intentos se observó extracción de gran cantidad de arena, por lo cual se tomó en consideración la teoría de que había entrada de agua a la profundidad de 1923 m., por no haber obturación con cemento, y se procedió a efectuar su reparación aplicando cemento en esta región abierta.

Efectuada la cementación del pozo se observó que la temperatura inició su incremento como lo muestran los registros con tiempos de reposo de 10, 40, 200 y 700 hrs. (Fig. 4). Además muestra que en la zona de ranurado, el incremento de temperatura fue menos por la gran cantidad de agua de menor temperatura (140°C) que se introdujo por término de 8 meses que duró con este fenómeno de auto reinyección.

Después de este período de observación, se procedió a efectuar la inducción con el objeto de hacer fluir el pozo extrayéndole para tal fin 250 m^3 de agua, lográndose rapidamente que fluyera, iniciando por lo tanto su calentamiento como lo muestran las curvas de registros de temperatura (Fig. 5). Efectuando un análisis de dichos registros de presión en el pozo, se comprobó esta descompensación hidráulica que existe entre los estratos no consolidados y los estratos semiconsolidados o consolidados, en donde predominan las lutitas y areniscas con temperaturas mayores a los 300°C, los registros de presión (Fig. 6), efectuados cuando el pozo tenía comunicación con la formación a la profundidad de 1923 m. y existía la " auto reinyección", la presión era la equivalente a una columna teórica de agua cuyo gradiente de presión es calculado en base al que se encuentra en la mayoría de los pozos en la zona de los no consolidados, apreciándose en el registro de 11 días de reposo, ligeras desviaciones debidas a la presencia de la contaminación de lodos que varían la densidad de la columna de agua. Al efectuarse la reparación del pozo taponando esta zona de 1923 m., se aprecia que la presión del pozo disminuye por si sola lentamente al no entrar más agua de menor temperatura que recargue los estratos, estos por lo tanto, tienden a llegar a su presión natural. Los registros de presión efectuados posteriormente a la reparación y una vez efectuada la inducción e iniciado el calentamiento del pozo extrayéndose agua de la formación, se aprecia que la disminución de la presión en el yacimiento se incrementa conforme se le extrae ésta con respecto al tiempo. Ahora bien, se espera que esta disminución pueda deberse en parte a algún taponante de los estratos por efecto de lodos de perforación y falta de permeabilidad (Figs. 7 y 8).

Otro pozo en donde se encuentran evidencias de que existe este fenomeno de "auto reinyección" es el pozo M-172, como lo muestran la conformación de las curvas de temperatura (Fig. 9). Pensándose que existía la posibilidad de flujo de agua, de la profundidad de 2700 m. al fondo del pozo, no presentando evidencia de rotura de tubería o bien, desacoplamiento para que pudiera existir flujo por dentro de las tuberías; se estudió el esquema constructivo del pozo, observándose que se dejó sin cemento precisamente de 2700 m., que es el fondo del pozo, por lo cual es posible esta comunicación con flujo a través del espacio anular atrás de la tubería sin cemento transmitiéndose este comportamiento de flujo al interior del tubo por conducción de temperatura. La aportación de agua a la porción inferior del pozo hace que igualmente recarguen los estratos incrementando la presión en los mismos como lo muestran los registros de presión (Fig. 10), los cuales indican que la presión en la zona de los consolidados es menor a la presión teórica que la del gradiente de presión, encontrado en diversos pozos perforados en la zona de los materiales no consolidados o penetrando a los semi consolidados.

Los fenómenos de auto equilibrio dentro los estratos pueden ocurrir durante la perforación enmascarando las temperaturas, dando como resultado el incremento de temperaturas menores a las normales y esto puede ocurrir principalmente en los pozos profundos por ser mayor la columna hidráulica. Con respecto a la formación en la región del fondo del pozo, estos fenómenos de auto equilibrio entre los estratos sucede también cuando deja de producir el pozo cerrándolo; también se presenta cuando se rompen las tuberías de un pozo poniendo en contacto nuevas zonas no explotadas con explotadas, o bien romper cemento en la parte inferior de la zona abierta del pozo poniendo en contacto estas zonas, dando por resultado incremento de presión en el fondo del pozo, por lo tanto si estos pozos se toman como referencia para detectar interferencias con apertura con otros pozos, darán resultados erróneos si no se toman en cuenta estos factores de auto equilibrio como ocurre en el pozo M-46 o bien, pozos con dos zonas de producción como son los pozos M-26, M-42 ó M-20. Así también como el pozo Nuevo León 1.

Las depresiones del campo Cerro Prieto 1, en explotación desde 1973 a 1979, detectaron una disminución de 21.09 Kg/cm^2 en base a los registros de presión[1], aunque en algunos estratos pudieran ocurrir depresiones mayores, pero por efecto de este reequilibrio no se detectan en los registros.

Como se ha explicado en este trabajo, deberá tenerse mucho cuidado para explicar las presiones registradas en el pozo, para la aplicación en los diferentes modelos de simulación de campo tanto hidráulica como térmica, o de interferencia entre los pozos, con el objeto de no llegar a resultados erróneos.

B I B L I O G R A F I A

1.- Bermejo F.J., Navarro F.X., Castillo F., Esquer C.A., Cortez C. "Variación de presión en el yacimiento de Cerro Prieto durante su explotación". Segundo Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México

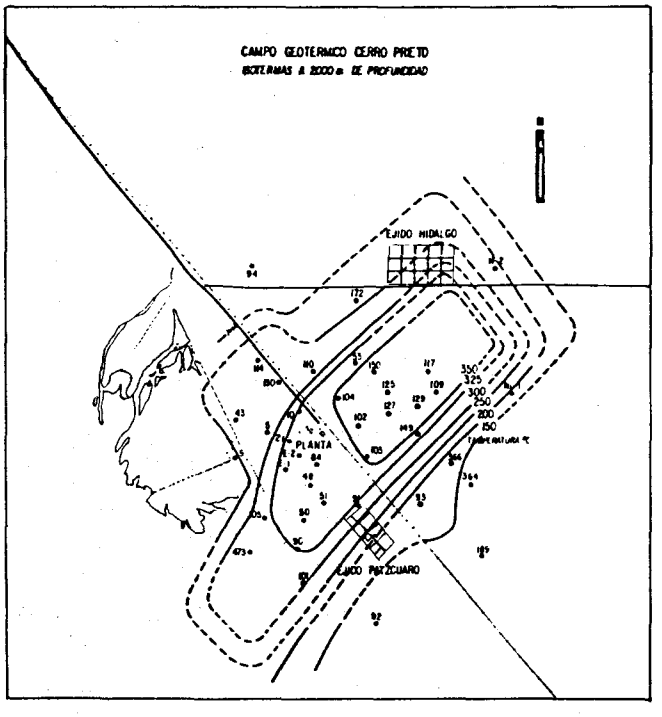
2.- Bermejo F.J."Interpretación de Registros de Temperatura y Presión". Primer Intercambio Técnico sobre Geotermia. San Felipe, B.C, México 1977.

3.- Bermejo F.J., Cortez C., Aragón A. "Cambios Físicos y Termodinámicos Observados en el Yacimiento Geotérmico de Cerro Prieto". Primer Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México. San Diego, California E.U.A. 1978.

4.- Comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto. Superintendencia General de Explotación. "Reportes Internos de Pozos".

5.- Comisión Federal de Electricidad, Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto. Superintendencia de Producción. "Reportes Internos de Presión y Temperatura".

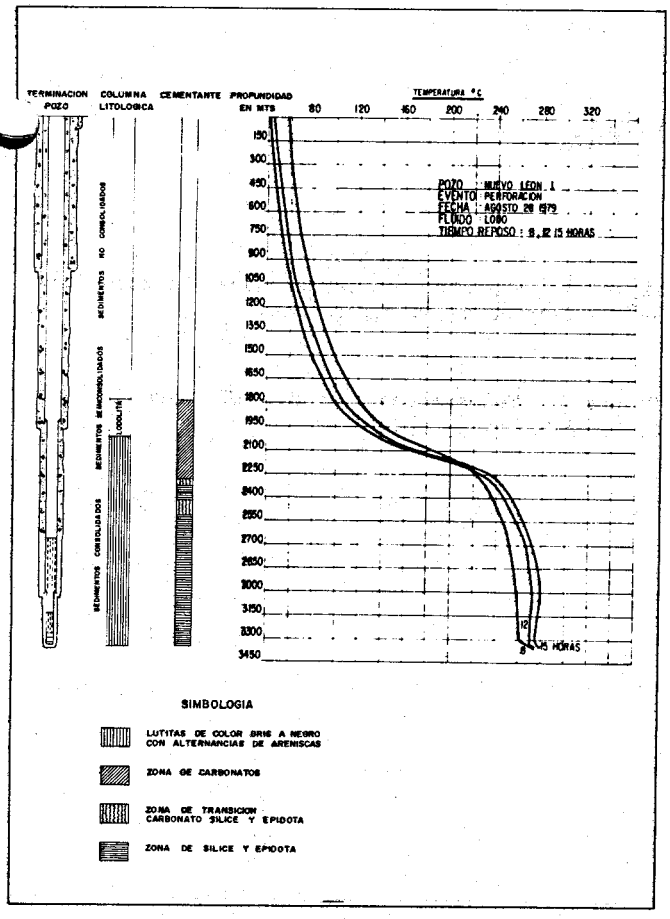
6.- Castillo F., Bermejo F.J. Domínguez B., Navarro F.X., Esquer C.A. " Distribución de las temperaturas en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto". Tercer Simposio del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, B.C., México. San Francisco, California, E.U.A.,1981.



XBL 823-8229

Figura 1. Campo geotérmico de Cerro Prieto. Isotermas a 2000 m de profundidad.

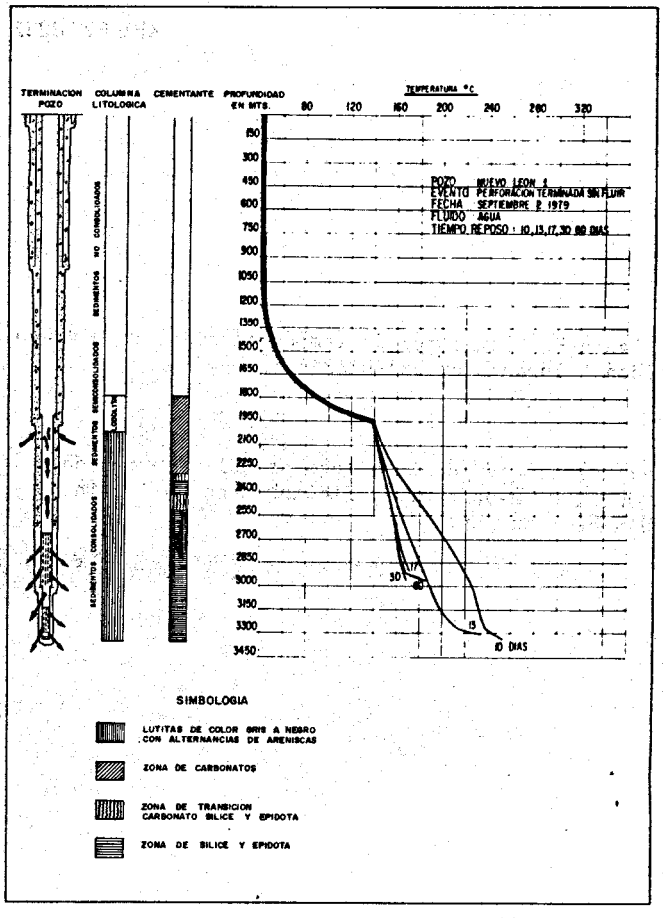
Figure 1. Cerro Prieto geothermal field Isotherms at 2000 m depth.



XBL 823-8330

Figura 2. Registros de temperatura del pozo Nuevo León 1 después de su perforación.

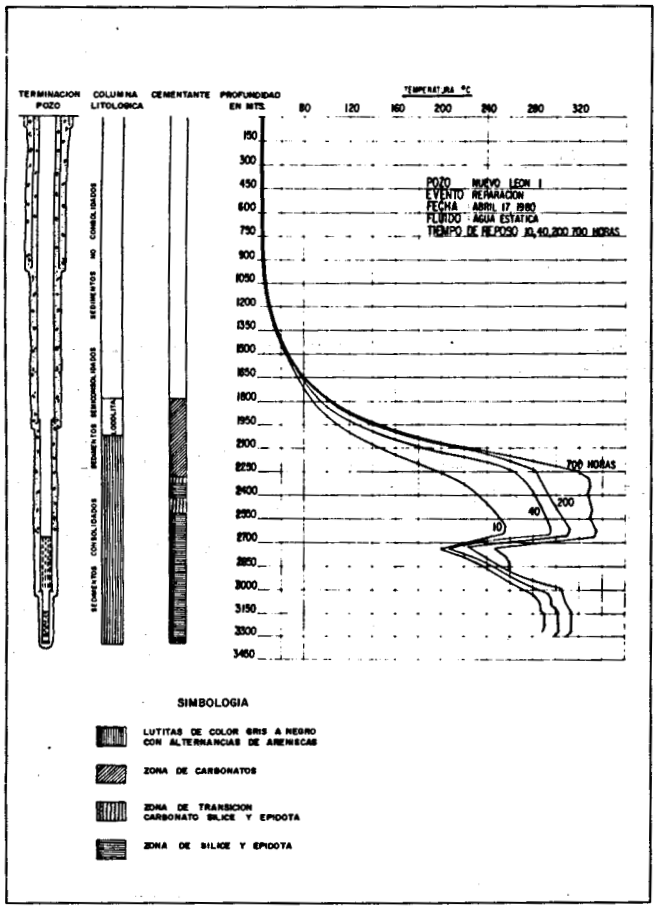
Figure 2. Temperature logs of well Nuevo León 1 after drilling.



XBL 823-8231

Figura 3. Registros de temperatura del pozo Nuevo León 1 después de eliminar el lodo de perforación.

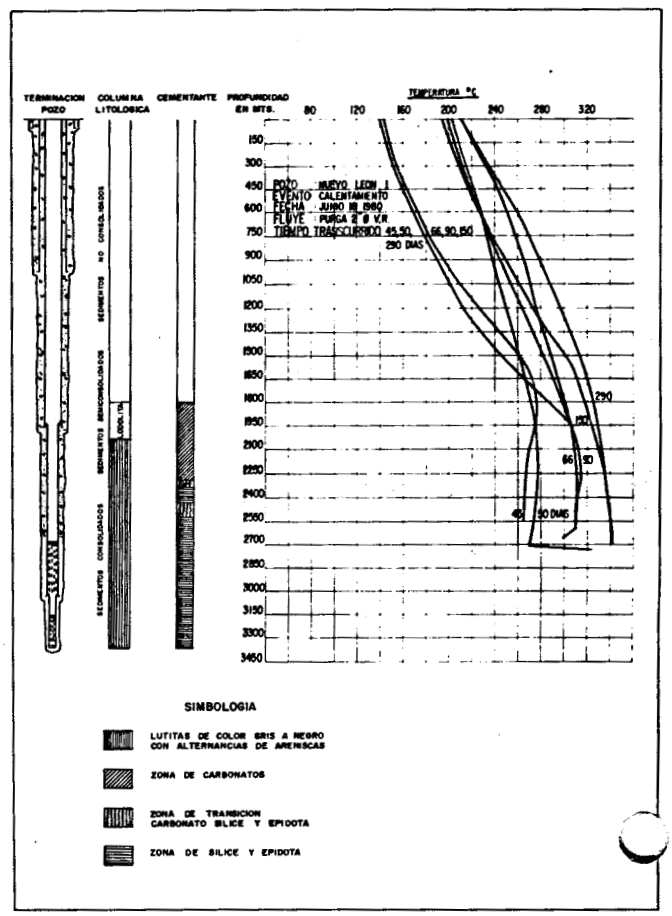
Figure 3. Temperature logs of well Nuevo León 1 after cleaning out drilling mud (not flowing).



XBL 823-8232

Figura 4. Registros de temperatura del pozo Nuevo León 1 después de su reparación.

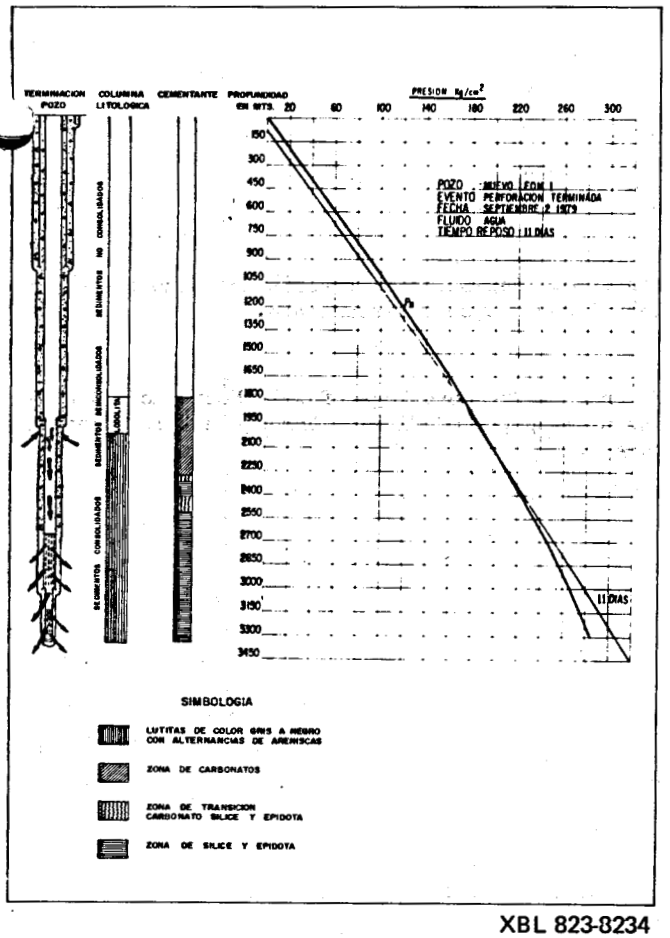
Figure 4. Temperature logs of well Nuevo León 1 after undergoing repairs.



XBL 823-8233

Figura 5. Registros de temperatura del pozo Nuevo León 1 durante su calentamiento.

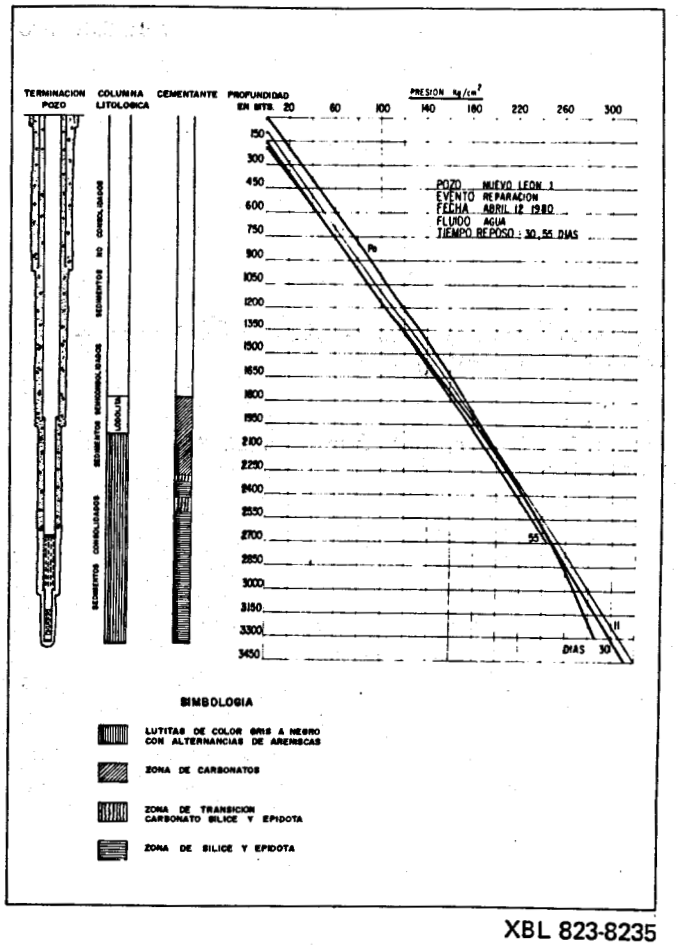
Figure 5. Temperature logs of well Nuevo León 1 during warm-up period, flowing through a 2-in. diameter purger.



XBL 823-8234

Figura 6. Registros de presión del pozo Nuevo León 1 después de ser perforado.

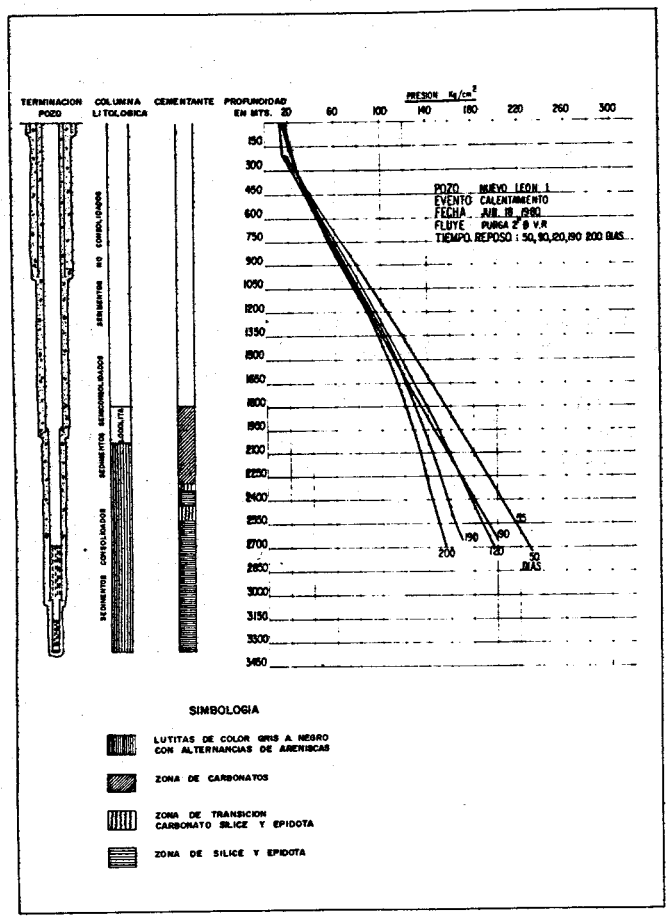
Figure 6. Pressure logs of well Nuevo León 1 after drilling.



XBL 823-8235

Figura 7. Registros de presión del pozo Nuevo León 1 después de su reparación.

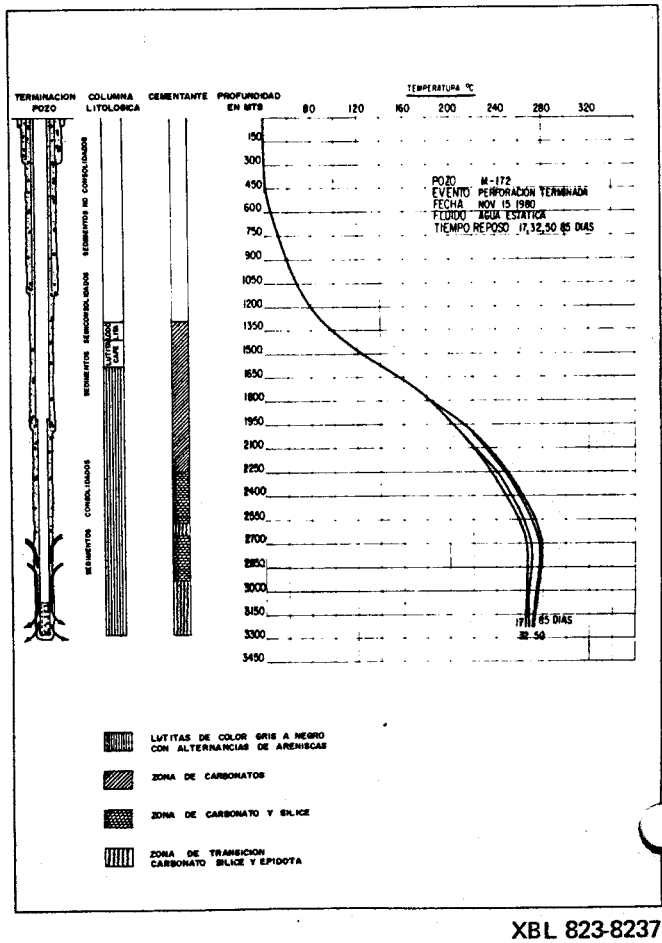
Figure 7. Pressure logs of well Nuevo León 1 after undergoing repairs.



XBL 823-8236

Figura 8. Registros de presión del pozo Nuevo León 1 durante su calentamiento.

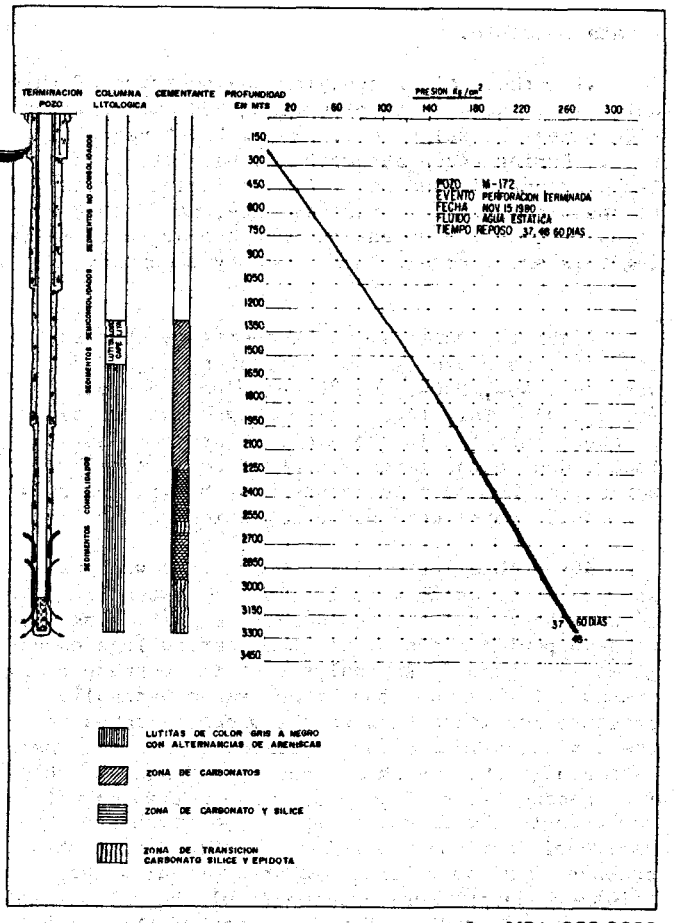
Figure 8. Pressure logs of well Nuevo León 1 during warm-up period flowing through a 2-in. diameter purger.



XBL 823-8237

Figura 9. Registros de temperatura del pozo M-172 después de su terminación.

Figure 9. Temperature logs of well M-172 after completion.



XBL 823-8238

Figura 10. Registros de presión del pozo M-172 después de su terminación.

Figure 10. Pressure logs of well M-172 after completion.

PRESSURE CHANGES AND THEIR EFFECTS ON THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

The Cerro Prieto geothermal field is located in northwestern Mexico, near the states of California and Arizona, U. S. A. Lithologically, the field consists of three units. The first and shallowest unit is composed of unconsolidated deltaic clays, silts, sands, and gravels. The second unit, below the first, is composed of semiconsolidated and consolidated deltaic sediments, hydrothermally metamorphosed. Its stratification is generally lenticular, made up of the alternation of shales, siltstones and sandstones. The third and lowest unit corresponds to the fractured granitic basement which outcrops at the Cupapa Range.

Hydrothermal fluids are stored in the second unit. The fluids were originally heated at great depths; due to the effects of convection and the presence of gases, they rose through the fractured basement exchanging heat along the way and flowing into the various strata, depending on their permeability. The fluids also rose through the fractures associated with the various faults crossing the field that brought about this very productive geothermal zone.

This paper is based on information gathered since 1959 when the first studies of the field were made. Those studies were carried out in several stages, beginning with exploration, drilling, and the analysis necessary to determine the number of wells that would be needed to supply geothermal steam to the first 75 MW power plant, which came into operation in April 1973. A second plant, of equal capacity, went on line in April 1979. Presently (January 1981), 85 wells have been drilled in the field.

Hydraulic potential gradients are created between the different reservoir layers by water flows in the first unit and convective fluid movements taking place in the geothermal reservoir. These convective fluid movements are the effects of fluid and heat transfers. These potentials and their gradients vary, depending on the permeability and the degree of fracturing in the reservoir and in the different zones of the geothermal field. This results in the infiltration of cooler waters from the upper layers into the hotter zones, thus creating a natural equilibrium. This equilibrium is disturbed by man who, when drilling through these layers, establishes a new equilibrium which may cause fluids to flow between strata. This flow is more likely to occur if the pressure within one of the strata has been lowered by fluid production.

Continuous extraction of the water-steam mixture at the field[1] has been increasing to fulfill the steam requirements of the power plant. As a result, pressure declines have been observed in the producing strata in all of the wells, as well as in the geothermal reservoir as a whole. "Anomalous" behaviors that have been observed in the wells' hydraulic columns in most cases are due to the interconnection of the various strata penetrated by the well. When this occurs, unbalanced hydraulic pressures cause the movement of fluids between the strata. As an example of this hydraulic imbalance causing the flow of fluids from an upper to a lower zone, we chose well Nuevo León 1 where this effect occurs between regions 600 m apart. We used this example because, in regions less than 200 m apart, the movement could be confused with normal fluid convective motions.

Well Nuevo León 1, located in the northeastern part of the field (Figure 1), was drilled to a depth of 3347 m. The temperature increased when the drilling through the mudstones and continued to increase until about 100 percent of cementing silica was reached. This is the normal pattern in most wells. Temperature logs (Figure 2) taken after different rest periods show that temperature increases because of good heat transfer from the rock strata to the drilling muds inside the well, confirming the existence of high temperatures. The drilling operations were normal until total depth was reached, when there was a large mud circulation loss. During the placement of the 7-in. diameter casing between 1923 and 2644 m, there was also a cement circulation loss. However, it was believed that there was no communication between the inside of the well and the formation.

After the well was completed, the mud was washed out using clean water. Ten days later, the first temperature log was made, showing that instead of increasing to 300°C as expected, the temperature decreased. It was decided to run a series of temperature logs with 13-, 17-, 30-, and 60-day rest periods (Figure 3). It was observed that the temperature continued to decrease at depths below 1923 m. Furthermore, the shape of the temperature curves confirmed there was flow "self-reinjection" from 1923 m depth to the bottom of the well because of pressure imbalance. This came about when the the borehole mud coating, which impeded the flow between the different layers, was removed; this made the communication between these strata possible.

With the goal of studying the behavior of this well, we induced it by extracting 2500 m^3 of water (300 times the wellbore volume) without making it flow. During these attempts, it was noticed that a large amount of sand was being extracted, which led to speculation that water was entering at 1923-m depth. Since the cement did not appear to be sealing this area, repairs were made by cementing this open zone.

After the repairs, the temperature started to increase, as shown by the temperature logs made with 10-, 40-, 200-, and 700-hour rest periods (Figure 4). This figure also shows that the temperature increase in the slotted interval was lower, due to the large amount of cooler (140°C) water that had been introduced in this region during the 8 months of "self-reinjection."

After this observation period, the well was induced in order to make it flow, by extracting 250 m^3 of water; it flowed quickly thus initiating the warm-up period shown by the temperature logs curves given in Figure 5. An analysis of the corresponding pressure logs showed that there was a hydraulic pressure imbalance between the unconsolidated and the semiconsolidated and consolidated strata, the latter dominated by shales and sandstones at 300°C. The pressure logs (Figure 6), made while the well was open to the formation at 1923-m depth and "self-reinjection" was going on, showed that the pressure was equivalent to a theoretical water column whose pressure gradient could be calculated based on the gradient found in most of the wells open in the unconsolidated sediment unit. After a rest period of 11 days, it was noticed that there were slight deviations due to the presence of contaminating muds which caused the density of the water column to vary. After repairing the well by plugging the 1923-m zone, the pressure slowly decreased because there was no longer an entry of cold water recharging the strata. These layers, therefore, tend to attain their natural pressure. Pressure logs made after repairs and after the induction and warm-up periods (Figures 7 and 8), when water had been produced from the formation, showed that pressure decreases with time as water is extracted. It is considered that this decrease is due in part to some sealing of the strata by the drilling muds and to low permeability.

Well 172 is another well that shows evidence of this "self-reinjection" phenomenon, as shown by the shape of the temperature logs in Figure 9. It was thought that there was a possibility that water was flowing from a 2700-m depth to the bottom of the well. There was no evidence of a break or an uncoupling of the casing that would permit flow inside the casing. The casing profiles were studied, noting that precisely this zone, from 2700 m to the bottom of the well, had not been cemented. This allowed water to flow in the uncemented annular space behind the casing. The cooler temperatures are felt inside the well because of conduction through the casing walls. The inflow of water into the bottom region of the well also recharges the lower strata and increases their pressure, as shown by the pressure logs in Figure 10. These logs show that the pressure in the zone of consolidated sediments is lower than the expected theoret-

ical pressure computed on the basis of pressure gradients found in several of the wells drilled into the zone of unconsolidated and semiconsolidated sediments.

The phenomena of self-equilibrium between strata can occur during drilling, thus masking the temperatures and resulting in lower-than-normal temperature increases. This can occur mainly in deep wells because they have a higher hydraulic column. In formations at the bottom of a well, this self-equilibrium phenomenon between strata can also take place when a well is closed and taken out of production. It is also present when the casings break, bringing new unexploited zones into contact with producing zones. It can also occur if there is a break in the cement in the region below the open production interval, putting those zones in contact with each other and resulting in an increase in bottomhole pressure. Therefore, if these wells are taken as a reference for detecting interference caused by the opening of other wells, erroneous results will result unless these self-equilibrium factors are taken into account. This occurs in well M-46, well Nuevo León 1, or in wells with two production zones, such as M-26, M-42, or M-20.

Based on pressure logs,[1] between 1973 and 1979, the Cerro Prieto I field showed a pressure decline of 21.09 kg/cm^2. Although the drawdown may be higher in some strata due to the re-equilibration, this effect cannot be detected from the logs. As explained above, to avoid erroneous results, great caution must be exercised in explaining the pressures recorded in a well before using the values in either hydraulic or thermal field simulation models or in well interference tests.

DISTRIBUCION DE TEMPERATURAS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO

F. Castillo B., F. J. Bermejo M., B. Domíguez A., C. A. Esquer P., y F. J. Navarro O.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

El campo geotérmico de Cerro Prieto se localiza al noroeste de la República Mexicana, el cual cubre aproximadamente 30 Km^2 y sobre el que se encuentran múltiples manifestaciones termales, tales como volcanes de lodo, manantiales y fumarolas, además de un cono volcánico de 200 m. de altura llamado "Cerro Prieto". Esta zona pertenece al Valle de Mexicali y es una cuenca rellena con material sedimentario deltáico proveniente del Río Colorado. Litologicamente el campo está constituído por tres capas principales: la primera superficial, formada por material no consolidado, arcillas, limos, arenas y gravas, cuya profundidad varía entre los 600 y 2500 m. La segunda inferior a la anterior, formada por materiales semiconsolidados de lutita y areniscas con cementantes de carbonatos y cementantes de sílice, alcanzando profundidades de hasta 4500 m. (por métodos geofísicos). La tercera capa inferior a la anterior, está formada por material consolidado fracturado granítico.

La zona del campo geotérmico está cruzada por afallamientos pertenecientes a la familia de la Falla de San Andrés, dando origen a la energía hidrotermal del campo geotérmico de Cerro Prieto, por lo tanto la distribución de las temperaturas en los estratos nos indican las principales fuentes de emigración de la energía calorífica que realimenta al reservorio, siendo esto primordial para la selección de nuevos sitios de perforación y los mejores estratos o zonas de producción.

Los nuevos pozos geotérmicos que se perforaron durante el período del mes de octubre de 1979 a diciembre de 1980 a diferentes profundidades del reservorio y habiéndose efectuado en cada uno de ellos una serie de registros de temperatura, de presión y mediciones de flujo, han aportado una valiosa información que apoyados en ella, nos han permitido establecer una serie de curvas de comportamiento térmico del reservorio, observando así de una manera más clara, la distribución de las temperaturas ocasionada por la emigración de fluidos de las regiones profundas, hacia las zonas superiores del reservorio, estableciéndose así como ya se mencionó, parámetros más firmes para la localización de nuevos pozos con mejores zonas de producción.

En el año de 1979, con la poca información que se tenía del campo, se elaboraron unas gráficas de isotermas a manera de predicciones en su mayor parte[3].

En este trabajo y con la ayuda de las nuevas perforaciones profundas realizadas en el campo geotérmico, se presenta una actualización, la cual no difiere mucho de lo que ya se había estimado y de las teorías que se presentaron; pero además, se hace notar de una manera más clara la influencia de los afallamientos y fracturamientos sobre las aportaciones hidrotermales en los estratos del reservorio geotérmico, así como también el comportamiento de los minerales tanto de los estratos como de sus cementantes que se encuentran en la columna litológica del pozo, los cuales tienen correspondencia con sus temperaturas; de esta manera los materiales lutíticos empiezan a encontrarse cuando se alcanzan temperaturas de 100°C, los cementantes a base de carbonatos tienden a desaparecer alrededor de los 250°C y las areniscas cementadas con base sílice comienzan a predominar a temperaturas superiores a los 250°C, por lo que en las perforaciones se tienen que efectuar muestreos para correlacionar las temperaturas y formaciones para una mejor terminación de un pozo geotérmico.

Dada la gran importancia que reviste el conocimiento de las temperaturas y su distribución en el reservorio, se ha llevado a cabo un estudio de los registros de temperatura efectuando correlaciones de dichos registros entre los diferentes pozos perforados en esta zona (Fig. 1), una de las cuales se muestran las correspondientes entre los pozos M-110, M-104, M-102, M-147, M-169, T-388 y M-189 (Sección A-A', Fig. 2) mostrando ésta como las temperaturas se profundizan de una manera gradual conforme se avanza en dirección al pozo M-189 (N.O. - S.E.). En la parte intermedia de la sección se aprecia que la temperatura está en la porción más cercana a la superficie y esto es debido al intenso fracturamiento encontrado en esa zona comprobado durante la perforación del pozo M-147; los minerales y sus cementantes corresponden a las temperaturas encontradas en los mismos como se mencionó anteriormente.

Efectuando otro estudio de una serie más de registros de temperatura en la

sección de pozos (B-B', Fig. 3) entre los pozos M-172, M-117, M-109, T-348, T-364 y M-189; se aprecia la gran diferencia de temperaturas entre los pozos M-172 y M-117, ya que en éste último, éstas se encuentran muy cercanas a la superficie, se aprecia también que en el primero, las temperaturas son bastante pobres e igualmente se profundizan conforme se avanza hacia el pozo M-189. Los cementantes de los estratos en cada uno de los pozos se comportan conforme a la temperatura encontrada en los mismos.

Con base en las correlaciones de los registros de temperatura anteriormente expuestos, se elaboraron una serie de curvas de isotermas en las diferentes secciones del campo geotérmico, entre las cuales se presentan las siguientes:

Sección A-A' (Fig. 4) Este corte nos muestra los pozos M-110, M-104, M-102, M-147, M-109, T-388, M-93 y M-189. Como podemos observar en la zona del pozo M-147, es donde las temperaturas más altas se encuentran más cerca de la superficie, siendo esto debido al intenso fracturamiento como se mencionó anteriormente incluyendo también al pozo M-104; en el pozo M-110 se puede apreciar la influencia de una corriente de agua de menor temperatura en su fondo. Con respecto al comportamiento de las temperaturas de las lutitas y los cementantes carbonatos y cementantes de sílice, se siguen rigiendo por el mismo patrón, como se aprecia claramente en el corte; se observa también, con mucha claridad, que las temperaturas se profundizan conforme se acercan al pozo M-189.

Sección B-B' (Fig. 5) Este corte nos muestra las temperaturas entre los pozos M-172, M-117, M-109, T-328, T-348, T-364 y M-189; donde podemos observar que las altas temperaturas entre los pozos M-117, M-109 y T-348, son las más cercanas a la superficie y el comportamiento de lutitas y areniscas, como ya se mencionó, coinciden con el comportamiento en cada uno de los pozos; (las lutitas inician a los 100°C, cementantes en areniscas y carbonatos hasta los 250°C y los cementantes sílice después de los 250°C).

Sección C-C' (Fig. 6) Comprende los pozos M-53, M-150, M-125, M-149, T-366 y T-364, en los que se observa que las altas temperaturas cada vez se encuentran a mayor profundidad conforme se avanza rumbo al Este del campo, (T-364), pero de una manera lenta que la presentada hacia el Oeste después del pozo M-53.

Sección D-D' (Fig. 7) Este corte comprende los pozos M-130, M-110, M-53, M-150, M-117 y Nuevo León 1; al igual que las anteriores, el salto de temperatura hacia la proximidad de la superficie de una manera más o menos gradual conforme se avanza al Este del campo (pozo Nuevo León 1).

Sección E-E' (Fig. 8) Este corte nos muestra a los pozos M-103, M-147, M-127 y M-109, en el cual se aprecia claramente que en los pozos M-147 y M-109, existen las temperaturas más cercanas a la superficie como ya se había mencionado y además para confirmar esto, en esta zona se han encontrado las mayores producciones de vapor (350 ton/hr) en el pozo M-147.

Con el comportamiento de las temperaturas encontradas (anomalías térmicas), se han inferido los principales fracturamientos que cruzan el campo geotérmico y que son base fundamental de la distribución de las temperaturas y la aportación de energía a los estratos y al reservorio geotérmico que actualmente explotamos (Fig. 9). De la misma manera, ampliando y estudiando los registros de temperatura y las isotermas de los cortes verticales del campo geotérmico, se elaboraron curvas de isotermas a diferentes niveles de profundidad, con el fin de facilitar la localización de las zonas por perforar y conocer la emigración de fluidos geotérmicos, además de las limitaciones del campo en cada una de las profundidades En las isotermas de 1000 m. de profundidad como se puede apreciar (Fig. 10) las mayores temperaturas (300°C) se encuentran alineadas a uno de los principales fracturamientos que han provocado el ascenso de fluidos hidrotermales de mayor temperatura, los cuales descargan a la Laguna Volcano por el debilitamiento de la capa semipermeable que impide un ascenso fácil del fluido. Las isotermas de 1500 m. de profundidad muestran que las temperaturas tienden a ampliarse hacia la zona Norte y Sureste del Campo (Fig. 11).

Las isotermas a 2000 m. de profundidad, en las cuales alcanzan el comportamiento de las temperaturas y la limitación del campo, así como la continuación de ésta en la zona comprendida entre los pozos H-2 y Nuevo León 1 (Pag. 12).

En el mapa de isotermas de 2500 y 3000 m. de profundidad se observa cómo los estratos con temperatura, se profundizan también al Este del campo y en cambio hacia el Oeste se profundizan bruscamente (Fig. 13 y Fig. 14).

Las curvas de isotermas hacia el Sur más allá de la vía del Ferrocarril, no fue posible trazarlas debido a la ausencia de pozos profundos que pudieran darnos dicha información.

En base a los eventos sísmicos registrados en el Valle de Mexicali (Fig. 15) se aprecia que es posible exista

una zona de fracturamiento que una la "Falla Imperial" con la "Falla de Cerro Prieto" que pasa precisamente por el campo geotérmico, asiendo esto la causa por la cual dicho campo tiene la gran aportación de energía lo que concuerda con la alineación de las curvas isotermas, tanto en el plano vertical como en el plano horizontal señalados, concluyendo que es posible un incremento del área geotérmica hacia el Noroeste del campo geotérmico de Cerro Prieto.

B I B L I O G R A F I A

1.- Bermejo F.J., Navarro F.X., Castillo F., Esquer C.A., Cortez C. Variación de presión en el yacimiento de Cerro Prieto durante su explotación. Segundo Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México 1979.

2.- Bermejo F.J. Interpretación de Registros de Temperatura y Presión. Primer Intercambio Técnico sobre Geotermia. San Felipe, B.C., México 1977.

3.- Bermejo F.J., Cortez C., Aragón A. Cambios Físicos y Termodinámicos Observados en el Yacimiento Geotérmico de Cerro Prieto. Primer Simposio sobre el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México. San Diego, California E.U.A. 1978.

4.- Comisión Federal de Electricidad Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto. Superintendencia General de Explotación. Reportes Internos de Perforación de Pozos.

5.- Comisión Federal de Electricidad Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto. Superintendencia de Producción. Reportes Internos de Presión y Temperatura.

6.- CICESE. Reporte de Eventos Sísmicos en el Valle De Mexicali, B. C., México.

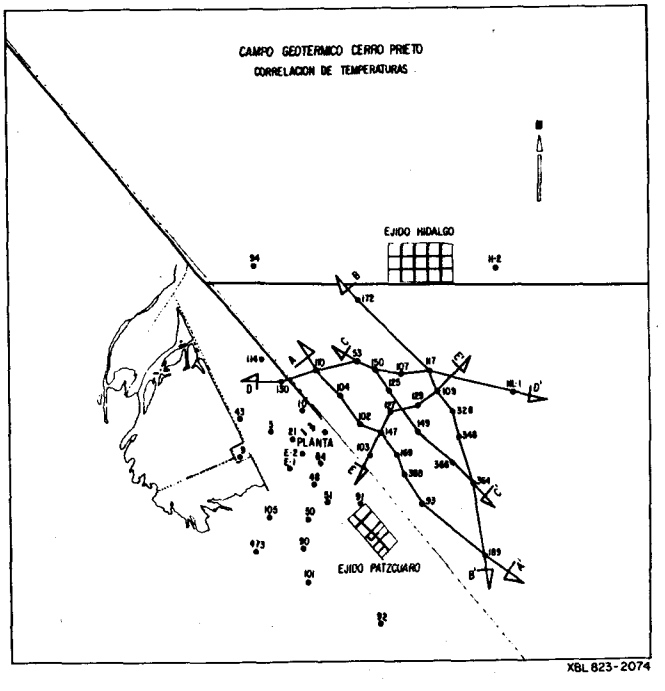


Figura 1. Plano del campo de Cerro Prieto indicando la localización de las secciones de correlación de temperatura.

Figure 1. Map of the Cerro Prieto field showing the location of the temperature correlation cross sections.

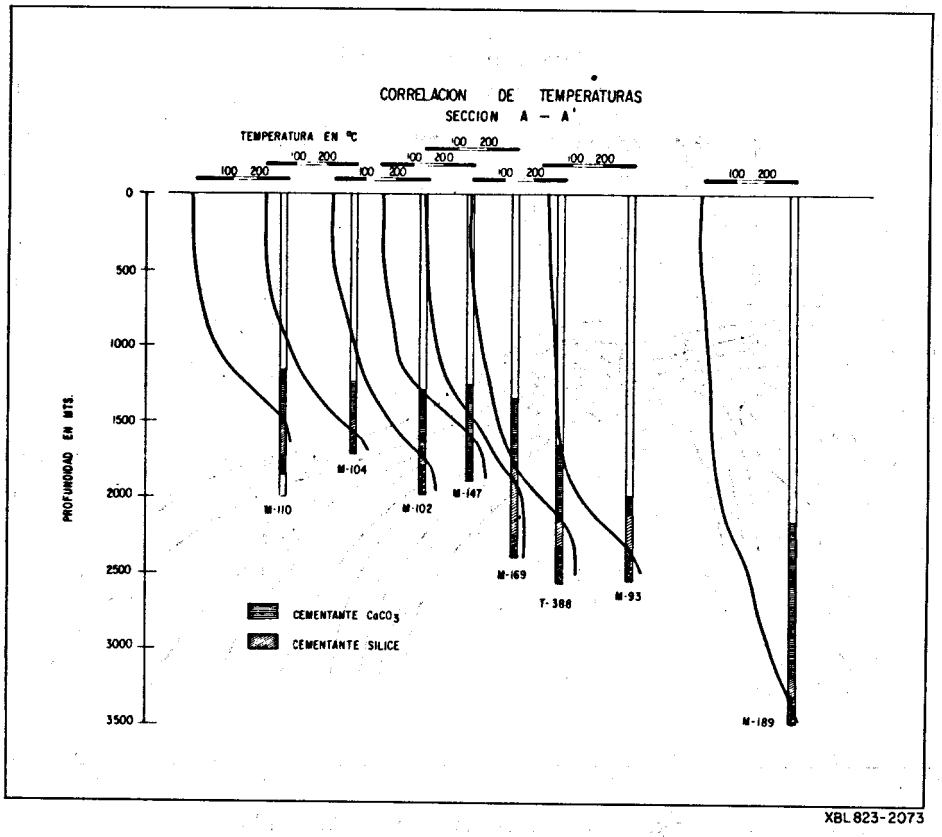


Figura 2. Correlación de temperaturas. Sección A-A'.

Figure 2. Temperature correlations. Section A-A'.

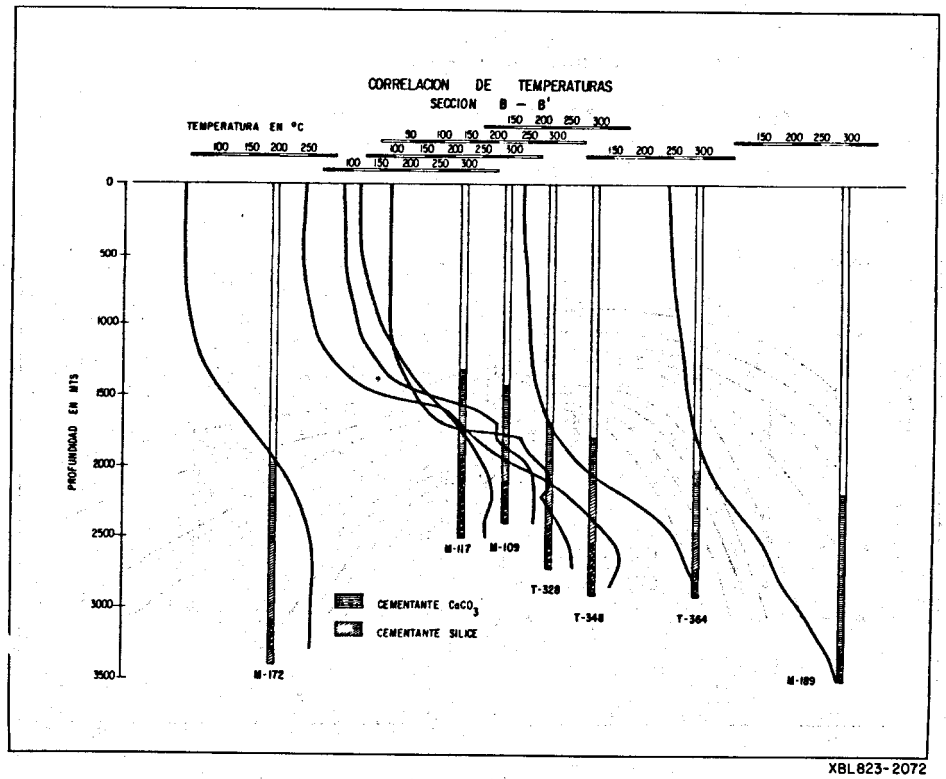


Figura 3. Correlación de temperaturas. Sección B-B'.

Figure 3. Temperature correlations. Section B-B'.

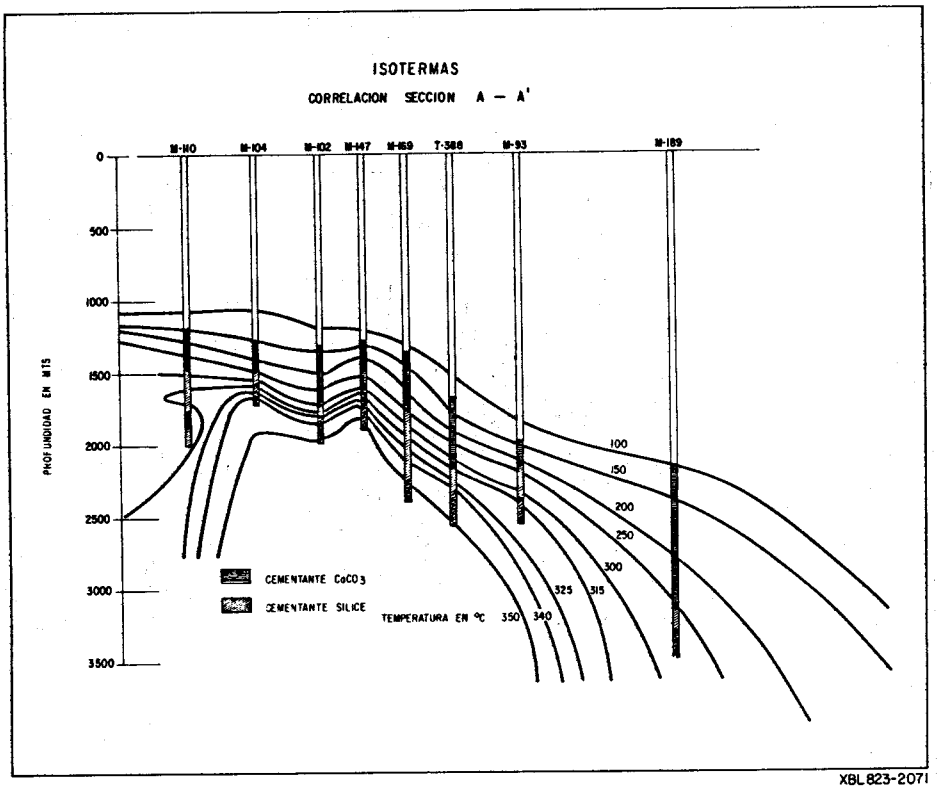


Figura 4. Isotermas. Sección A-A'.

Figure 4. Isotherms. Section A-A'.

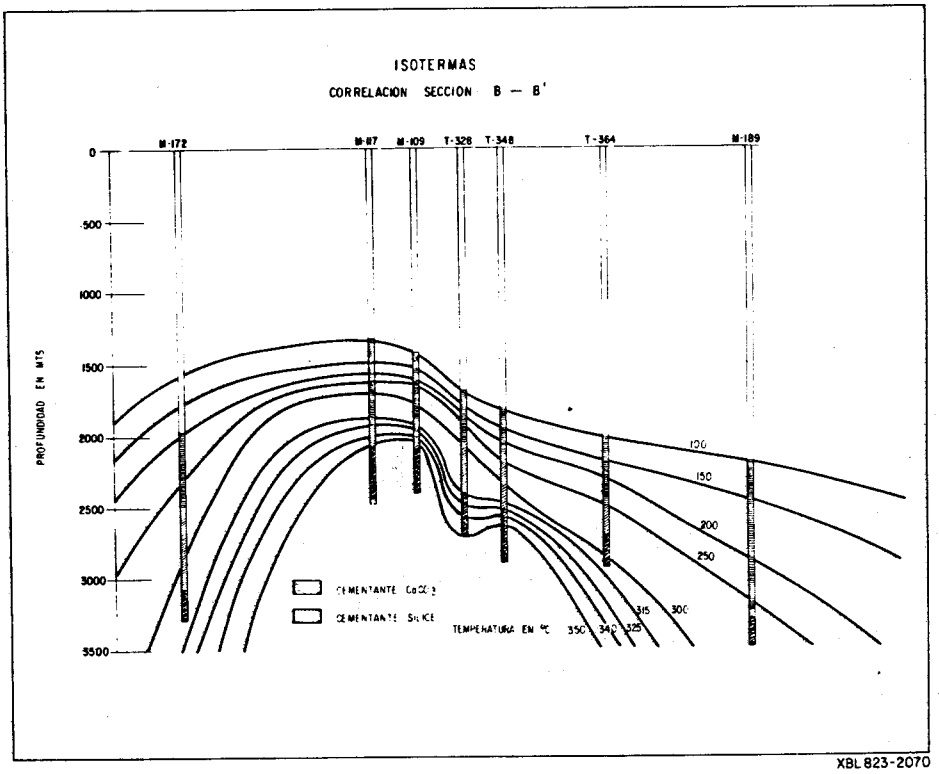


Figura 5. Isotermas. Sección B-B'.

Figure 5. Isotherms. Section B-B'.

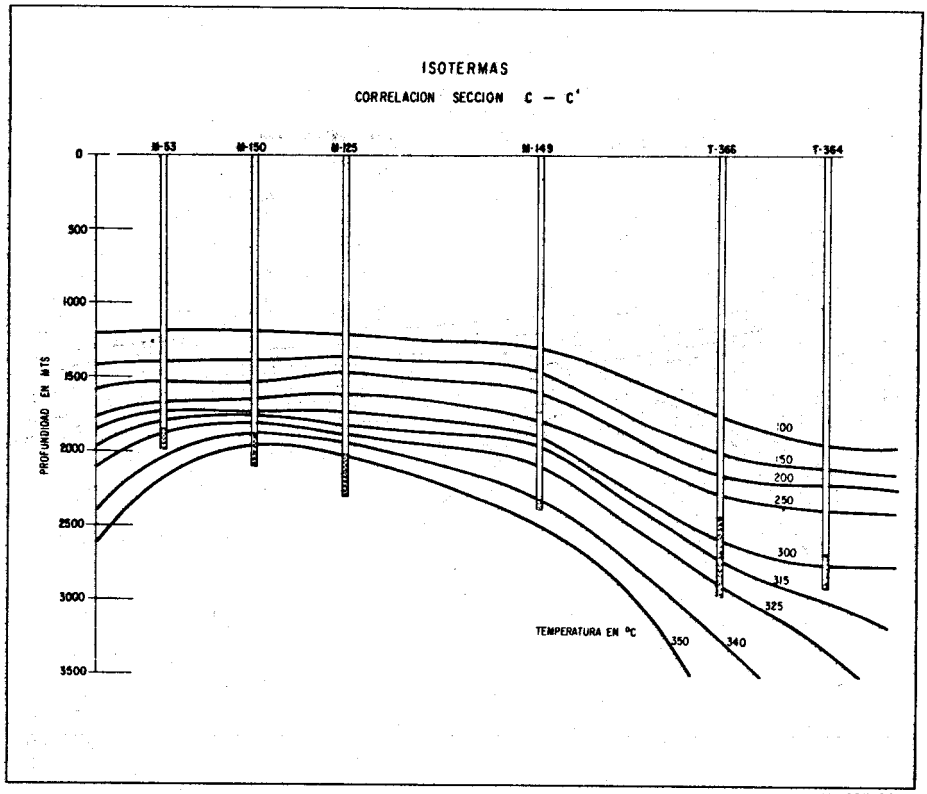


Figura 6. Isotermas. Sección C-C'.

Figure 6. Isotherms. Section C-C'.

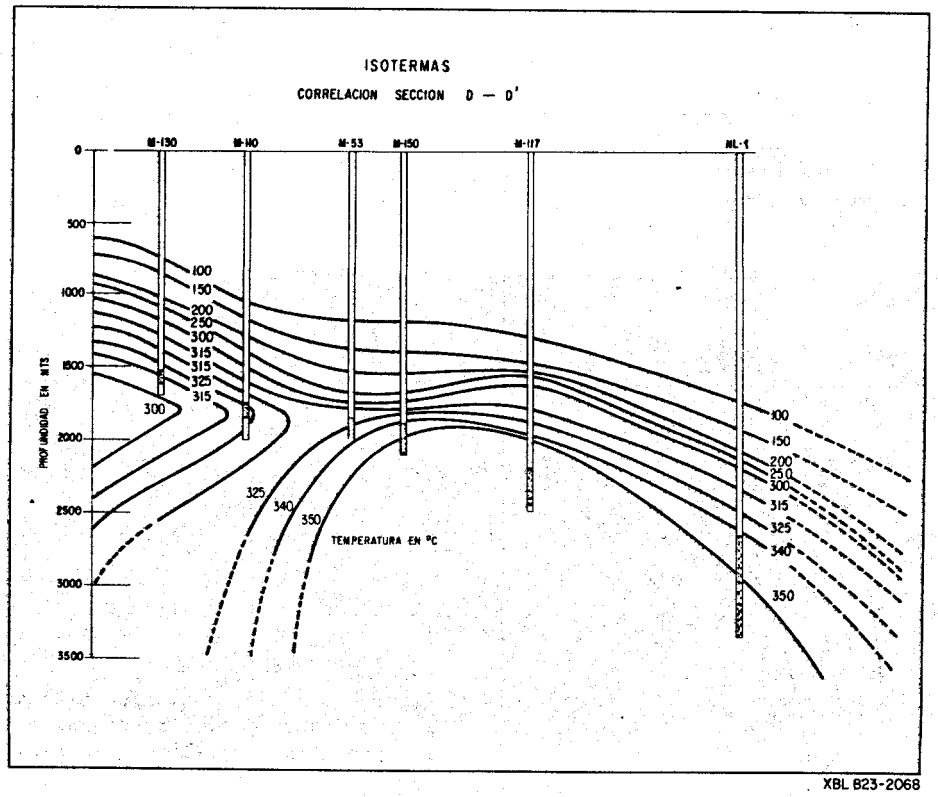


Figura 7. Isotermas. Sección D-D'.

Figure 7. Isotherms. Section D-D'.

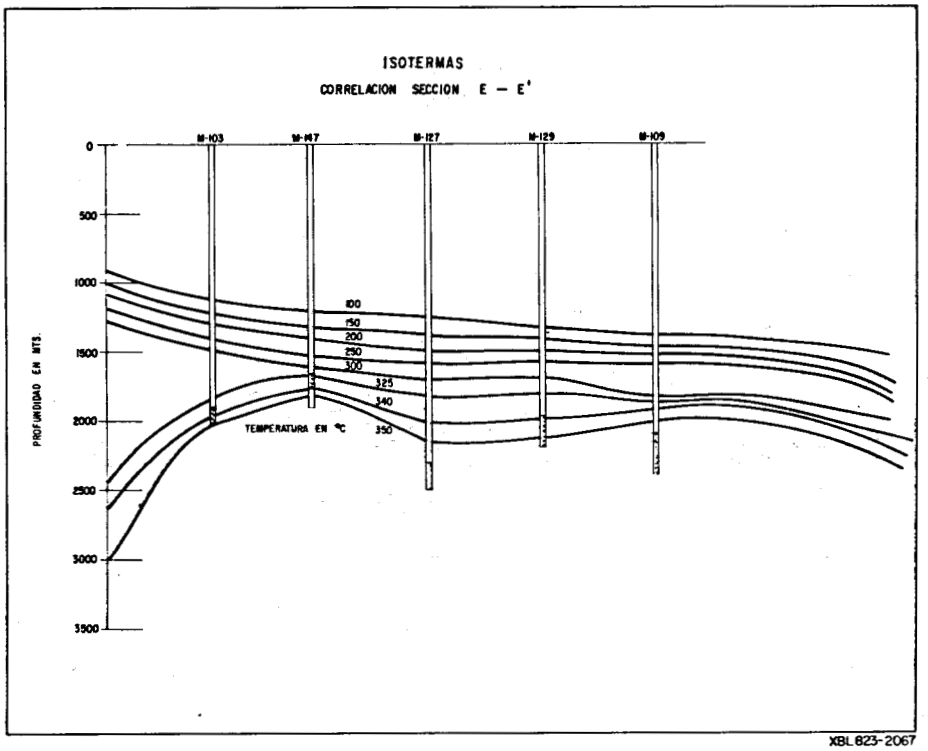


Figura 8. Isotermas. Sección E-E'.

Figure 8. Isotherms. Section E-E'.

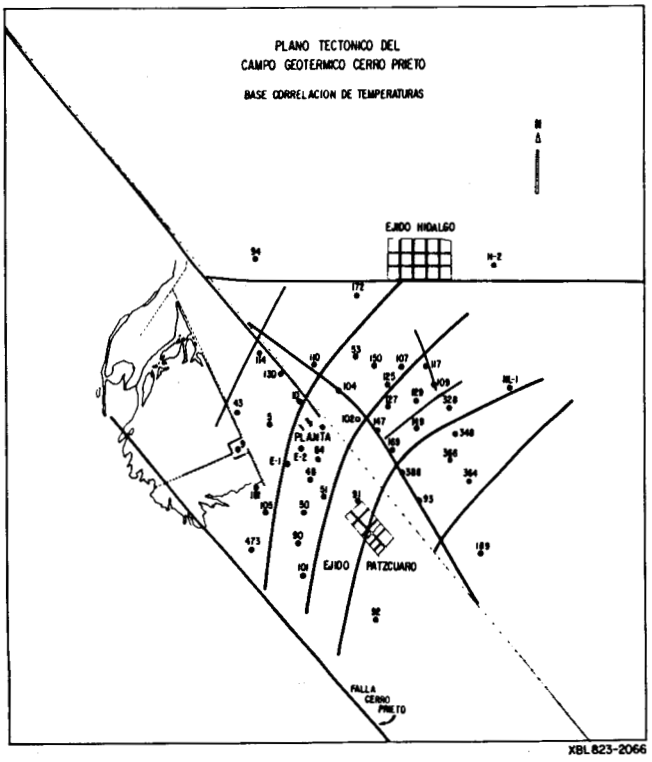


Figura 9. Plano tectónico del campo de Cerro Prieto indicando los fracturamientos inferidas en base a las anomalías térmicas.

Figure 9. Tectonic map of the Cerro Prieto area indicating the major fractures inferred from the thermal anomalies.

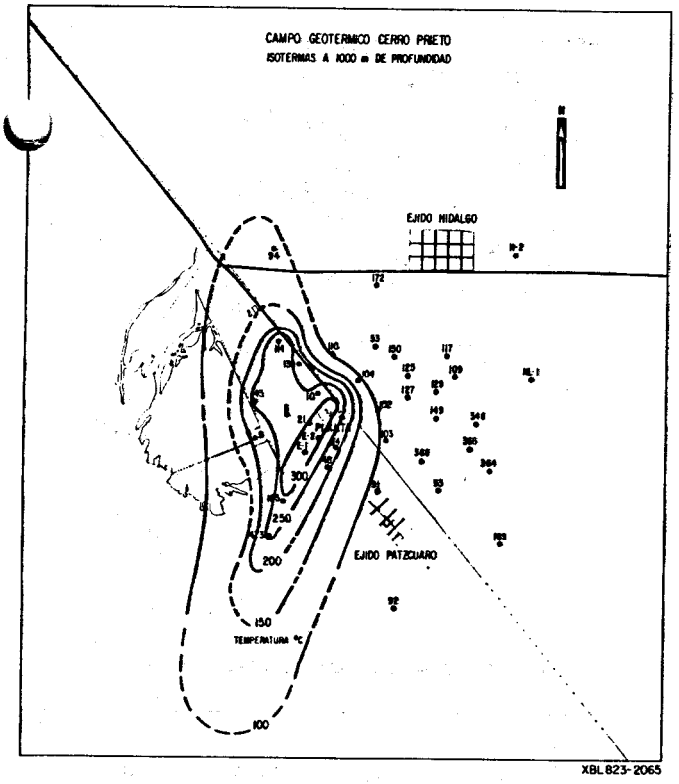


Figura 10. Mapa mostrando la configuración de las isotermas a 1000 m de profundidad.

Figure 10. Isotherm contour map at a depth of 1000 m.

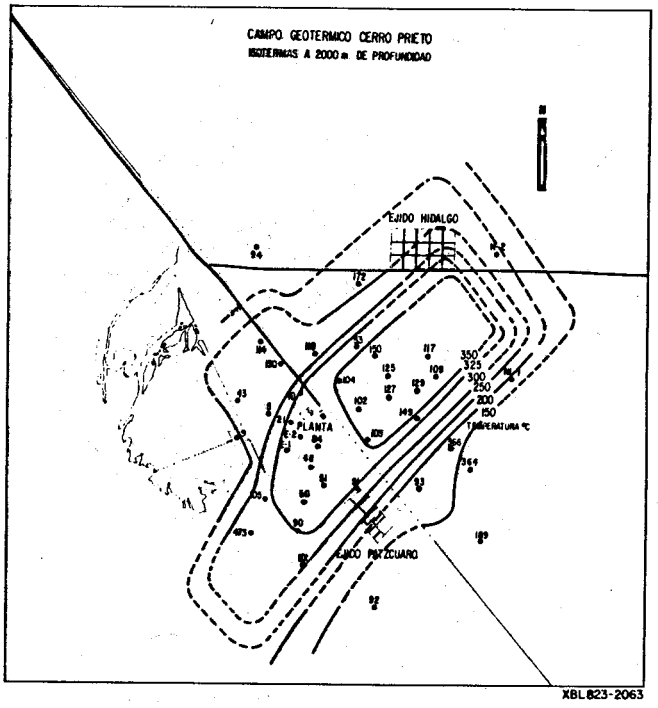
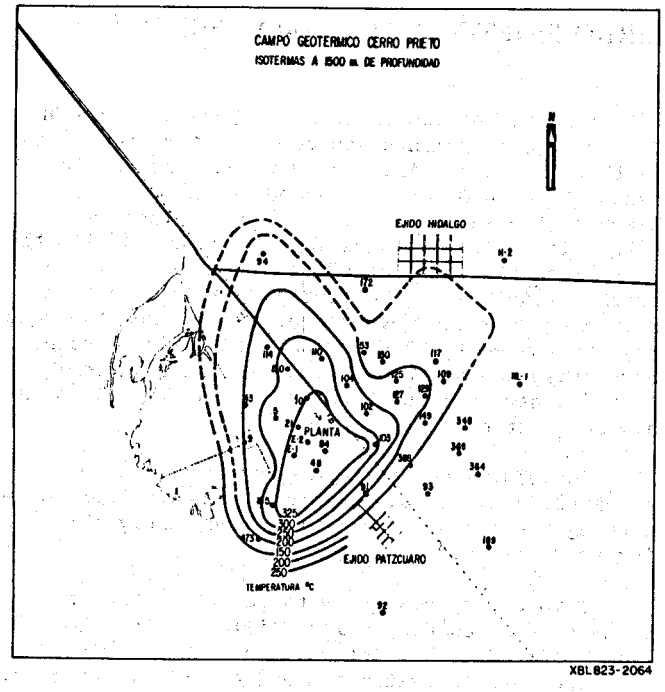


Figura 12. Mapa mostrando la configuración de las isotermas a 2000 m de profundidad.

Figure 12. Isotherm contour map at a depth of 2000 m.



gura 11. Mapa mostrando la configuración de as isotermas a 1500 m de profundidad.

Figure 11. Isotherm contour map at a depth of 1500 m.

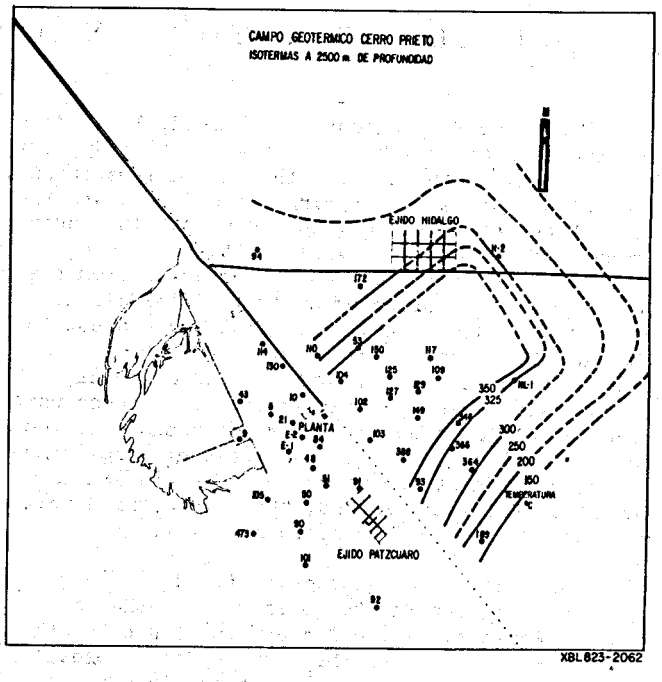


Figura 13. Mapa mostrando la configuración de las isotermas a 2500 m de profundidad.

Figure 13. Isotherm contour map at a depth of 2500 m.

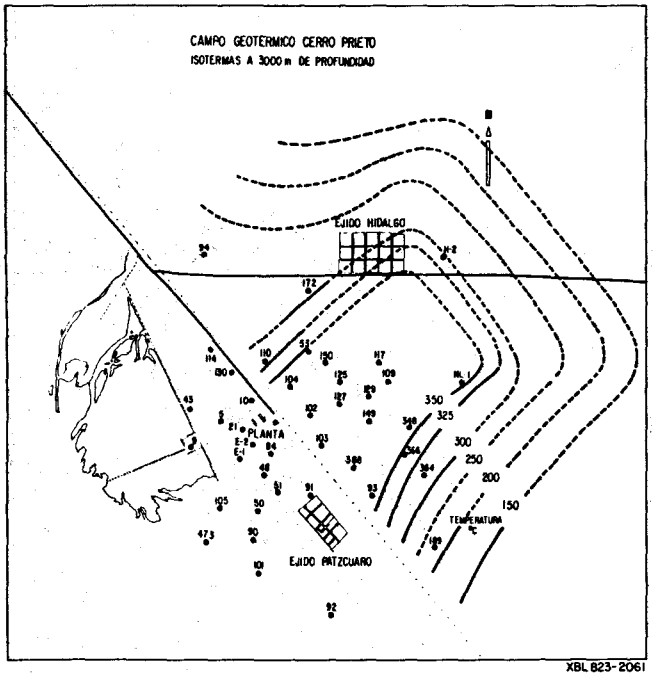


Figura 14. Mapa mostrando la configuración de las isotermas a 3000 m de profundidad.

Figure 14. Isotherm contour map at a depth of 3000 m.

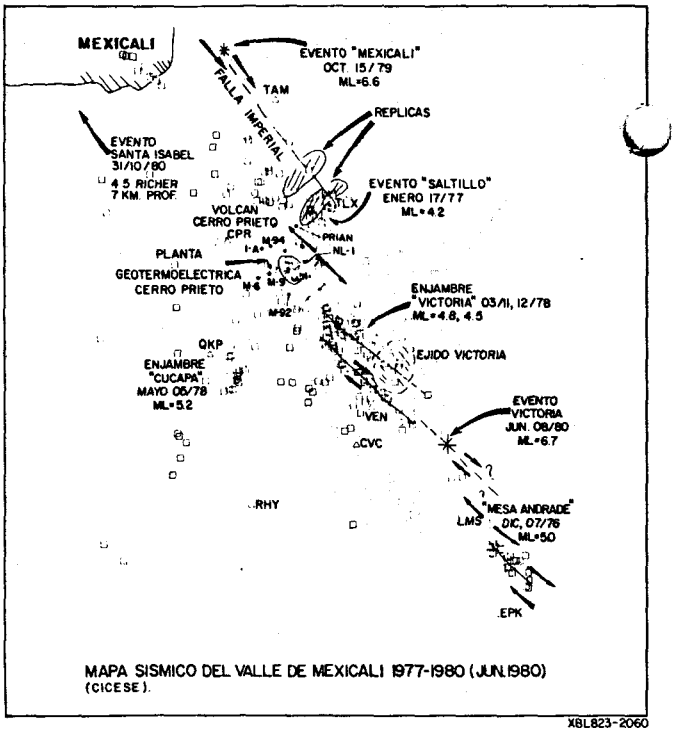


Figura 15. Mapa sísmico del Valle de Mexicali 1977-junio de 1980. Producido por CICESE.

Figure 15. Seismic activity map of the Mexicali Valley for the period 1977 to June 1980, prepared by CICESE.

TEMPERATURE DISTRIBUTION IN THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

The Cerro Prieto geothermal field, located in northwestern Mexico, has a surface area of approximately 30 km^2 with numerous thermal manifestations, such as mud volcanoes, springs, fumaroles, and the 200-m-high Cerro Prieto volcanic cone. This area is part of the Mexicali Valley; it is a basin filled with deltaic sedimentary material from the Colorado River. Lithologically the field is made up of three main units. The first and nearest to the surface, with depths varying from 600 to 2500 m, consists of non-consolidated material, clays, silts, sands, and gravels. The second unit reaches depths of up to 4500 m (determined by geophysical methods) and consists of semiconsolidated shales and sandstones with carbonate and silica cements. Below the second, there is a third unit made up of fractured granitic material.

The area of the geothermal field is crisscrossed with faults, belonging to the San Andreas Fault system, which are the source of the hydrothermal energy of the Cerro Prieto field. The subsurface temperature distribution gives us an indication of the location of the principal sources of the thermal energy recharging the reservoir. This information is essential in the selection of new drilling sites and best strata, or production zones.

A series of temperature and pressure logs and flow rate measurements was compiled for each of the geothermal wells drilled to different reservoir depths between October 1979 and December 1980. Based on the valuable information obtained, we have been able to prepare a series of graphs showing the thermal characteristics of the reservoir. These graphs clearly show the temperature distribution resulting from the movement of fluids from the deep regions toward the higher zones of the reservoir, thus establishing more reliable parameters for locating new wells with better production zones, as already mentioned.

In 1979, some isotherm contour maps were prepared from the sparse information available concerning the field. These were used mainly for making predictions.[3]

This paper presents updated information based on data from new deep wells drilled in the geothermal field. This new information does not differ much from earlier estimates and theories. However, the influence of faulting and fracturing on the hydrothermal recharge of the geothermal reservoir is seen more clearly. This influence is also observed in the behavior of the minerals in the strata, as well as in the cementing minerals found

in the lithological columns of the wells. The mineral distribution shows a close correlation with temperature. Shaly materials begin to appear at temperatures of 100°C. Carbonate cements tend to disappear around 250°C, and silica-cemented sandstones begin to dominate at temperatures above 250°C. Consequently, drill cuttings must be sampled and analyzed in light of the correlation between temperatures and geologic formations in order to achieve a better completion of geothermal wells.

To determine the temperatures and their distribution in the reservoir, an analysis was made of the temperature logs, correlating these logs between the various wells drilled in this zone (Figure 1). Figure 2 (Cross-section A-A′) shows a correlation between wells M-110, M-104, M-102, M-147, M-169, T-388, and M-189. It indicates how temperatures increase gradually with depth from NW to SE towards well M-189. In the middle of the cross-section, the high temperature is closest to the surface. This is due to the intense fracturing found in this area during the drilling of well M-147. The minerals and cements of the formation correspond to the temperatures measured in them, as mentioned above.

A study was carried out of yet another series of temperature logs in wells M-172, M-117, M-109, T-348, T-364, and M-189 (Cross-section B-B′, Figure 3). One can see the great difference in temperatures between wells M-172 and M-117, because high temperatures are found very close to the surface in this second well. One can see, too, that in the first well the temperatures are quite low. As before, the temperatures increase with depth as one moves towards well M-189. In each well, the cementing minerals of the strata correspond to the temperatures found in the well.

Based on the correlations of temperature logs described above, a series of isotherms were drawn for various cross-sections of the geothermal field:

Cross-section A-A′ (Figure 4). This cross-section shows wells M-110, M-104, M-102, M-147, M-109, T-388, M-93, and M-189. As can be seen, the highest temperatures are found closest to the surface in the region of well M-147. This is due to the intense fracturing mentioned earlier. The same is seen for well M-104. The influence of the flow of cooler waters can be seen at the bottom of well M-110. The relation between the temperatures of the shales and the carbonate and silica cements follows the expected pattern, as is clearly seen in the cross-section. Temperatures increase with depth as one approaches well M-189.

Cross-section B-B′ (Figure 5). This cross-section shows the temperatures between wells M-172, M-117, M-109, T-328, T-348, T-364, and M-189. Here, we observe that the high temperatures are closest to the surface between wells M-117, M-109, and T-348. The behavior of shales and sandstones, as already mentioned, follows the temperature distribution in each well. Shales begin at around 100°C; carbonate cements in sandstones are found up to around 250°C; and silica cements above 250°C.

Cross-section C-C′ (Figure 6). This cross-section includes wells M-53, M-150, M-125, M-149, T-366, and T-364. Here, the depth at which high temperatures are observed increases toward the eastern part of the field (T-364). However, the deepening is gentler than seen west of well M-53.

Cross-section D-D′ (Figure 7). This cross-section includes wells M-130, M-110, M-53, M-150, M-117, and Nuevo León 1. Just as in previous cross-sections, the temperature rises more-or-less gradually with depth towards the eastern part of the field (well Nuevo León 1).

Cross-section E-E′ (Figure 8). This cross-section shows wells M-103, M-147, M-127, and M-109. High temperatures are found closer to the surface in wells M-147 and M-109, as already mentioned. This is further confirmed by the fact that, in this area, the greatest steam production rates (350 ton/hr) have been found in well M-147.

The principal faults that run through the geothermal field have been inferred from the patterns of thermal anomalies. These faults are of fundamental importance for the temperature distribution and the energy recharge of the strata of the geothermal reservoir now under exploitation (Figure 9). Isotherm contour maps at different depths were also prepared based on the temperature logs and the isotherms drawn for vertical sections across the geothermal field. These maps will help locate the areas to be drilled and add to our understanding of the movement of geothermal fluids, as well as helping us determine the boundaries of the field at each depth.

The highest temperature (300°C) isotherms at 1000 m (Figure 10) are aligned with the principal faults through which the hot hydrothermal fluids ascend. These fluids discharge into Laguna Volcano due to a weakening of the semi-permeable layer which impedes the fluid's otherwise easy ascent. At a depth of 1500 m (Figure 11), the isotherms broaden towards the northern and southeastern areas of the field.

At 2000-m depth, the isotherms show the boundaries of the field and its possible continuation in the region between wells H-2 and Nuevo León (Figure 12). In the isotherm maps for 2500- and 3000-m depth it is seen how the high-temperature strata gradually deepen toward the eastern part of the field, whereas toward the west they deepen abruptly (Figures 13 and 14). It was not possible to plot the isotherms towards the south, past the railroad tracks, as there are no deep wells there that could give us temperature information.

From the seismic events registered in the Mexicali Valley (Figure 14), it seems possible that a fault zone exists, passing directly through the geothermal field and joining the Imperial Fault with the Cerro Prieto Fault. This could be the source of the great recharge of energy to this field. The orientation of this fault zone agrees with the alignment of isotherms, both in the vertical and in the horizontal planes as indicated above. Based on this, we have concluded that it is possible that the geothermal area may extend to the northeast of the present Cerro Prieto geothermal field.

PERFILES DE PRESION TEORICOS CONTRA VALORES OBSERVADOS EN POZOS GEOTERMICOS

R. Márquez M.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

INTRODUCCION

Debido a la gran importancia práctica que el flujo a dos fases tiene en varias ramas de la industria, la materia ha recibido fuerte atención.

La situación de flujo bifásico dentro del aprovechamiento de energía geotérmica, puede presentarse como una mezcla de agua-vapor en una o en todas de las tres secciones principales que comprenden un sistema geotérmico en explotación: el yacimiento en sí, el pozo geotérmico y la transmisión de fluido en la superficie.

El presente estudio se relaciona directamente con lo que es pozo geotérmico y específicamente encaminado hacia la predicción de caídas de presión.

La capacidad de predecir con cierto grado de exactitud el perfil de presión a lo largo de un pozo, produciendo una mezcla de agua y vapor bajo varias condiciones de operación, resulta de gran importancia ya que tendría varias aplicaciones tales como: la optimización del diámetro de producción, la identificación de la zona con probable depositación de carbonato de calcio y, probablemente de mayor interés para Cerro Prieto, el combinar este conocimiento de comportamiento de pozo con un programa de simulación del yacimiento, permitiendo así un modelado completo con el cual se pueda predecir la producción a largo plazo y determinar con anticipación el comportamiento del yacimiento al abatirse parcialmente.

CAIDA DE PRESION

En forma general la caída total de presión resulta de la suma efecto de tres términos:

$$\Delta P_T = \Delta P_f + \Delta P_h + \Delta P_a$$

siendo éstos las pérdidas de presión debidas a fricción, gravedad y aceleración.

La expresión se puede deducir mediante las ecuaciones de continuidad y momento o impulso, sin embargo, la magnitud de sus componentes no se puede predecir en base a la experiencia obtenida en flujo monofásico, ya que la aplicación en un sentido estricto de la dinámica de fluidos resulta difícil.

El término ΔP_h lógicamente está en función directa de la densidad de la mezcla ρ_m, la cual no puede obtenerse únicamente relacionando los flujos másicos y densidades de líquido y vapor, ya que la fase gaseosa viajará con mayor velocidad que el líquido apareciendo un deslizamiento entre fases. Por lo tanto, surge la necesidad de poder estimar la fracción volumétrica real que el líquido ocupa dentro de la línea. Comunmente este concepto se conoce en la literatura como "Hold-Up" (H_L).

El término ΔP_f depende además de la densidad de la mezcla, de la geometría del flujo bifásico ya que esto afecta el área relativa en la interfase gas-líquido, donde acontecen fuerzas cortantes de importancia.

Finalmente la contribución del ΔP_a a la pérdida total de presión, puede ser significante en flujo bifásico, cuando se presentan condiciones de grandes flujos y baja presión.

Pues bien, actualmente la experiencia ganada en flujo vertical a dos fases ha sido inspirada principalmente en la industria petrolera, reactores nucleares y sistemas aire-líquido de laboratorio. Correlaciones empíricas y semiempíricas han sido desarrolladas para estos sistemas con el fin de estimar los términos de caídas de presión mencionados anteriormente.

Por lo tanto se requiere de una metodología específicamente desarrollada para pozos geotérmicos, o bien, de revisiones a las ya hechas para otras aplicaciones e identificar si es que existe alguna, que sea adecuado para pozos geotérmicos.

Es en esta última dirección en que se encamina el presente estudio haciendo una evaluación de varios métodos de predicción.

CORRELACIONES EVALUADAS

Existe en la literatura un gran número de publicaciones al respecto que analizarlas todas sería prácticamente imposible y por ello se obedece algún criterio de selección.

Los métodos de predicción seleccionados de la literatura para analizarlos y compararlos entre sí contra mediciones reales de presión, se presentan enseguida:

1). Hagedorn and Brown
2). Orkiszewski
3). Hughmark - Duckler
4). Hughmark - Wisman
5). Harrison

Los tres primeros fueron seleccionados por el hecho de que han sido recomendados para aplicación geotérmica, por diferentes autores en trabajos anteriores.

La correlación número 1 fue reportada como la

mejor predicción en el trabajo de Gould[3] en 1974 para flujo bifásico tipo bala (slug), usando pozos de Wairakei y Broadlands, Nueva Zelandia.

El método de Orkiszewski[9] fue recomendado en un reporte de la SPE-AIME[8] de 1977 usando pozos de Estados Unidos y Filipinas.

Y el tercer método es el seguido por el Instituto de Investigaciones de Denver[18] al presentar un manual de diseño de pozos geotérmicos. Este método se compone de las ecuaciones de Hugmark[4] para predecir la fracción real volumétrica del líquido "H_L" (y consecuentemente la caída de presión por gravedad), y la correlación de Duckler[12] caso II para estimar la componente por fricción, utilizando también el valor obtenido de "H_L".

Los métodos adicionales 4 y 5 fueron desarrollados en 1975 y aunque no fueron obtenidos para pozos geotérmicos exclusivamente, sí incluyeron mezclas agua-vapor en sus desarrollos.

Wisman[14] al igual que Duckler predice únicamente la componente por fricción; sin embargo Wisman reporta una mejoría del 10% en pruebas experimentales de flujo vertical agua-vapor en diámetros de 0.025m a 0.1143m (1-4.5 pulgadas). Para su aplicación en este trabajo, se combinó también con la correlación de Hughmark.

Finalmente el método de Harrison[6] fue obtenido para tuberías horizontales pero con flujo geotérmico, las cuales tienen diámetros mayores que aquellos usados en las correlaciones antes citadas. Además reportó[5] predicciones mejores que aquellas de Martinelli, Duckler, el modelo homogéneo y Chisholm.

DESCRIPCION DE PROCEDIMIENTOS DEL ESTUDIO

POZOS ANALIZADOS

Las cinco correlaciones se probaron en cinco pozos de diferentes campos geotérmicos.

BR-27	Campo Geotérmico de Broadlands, Nueva Zelandia.
KA-27	Campo Geotérmico de Kawerau, Nueva Zelandia
M-102	Campo Geotérmico de Cerro Prieto, México
OKOY-6	Campo Geotérmico Los Negros, Filipinas
WK-72	Campo Geotérmico Wairakei, Nueva Zelandia

CONSIDERACIONES

Con el fin de simplificar la secuencia general de cálculo, se asumieron principalmente dos situaciones:

1). Flujo adiabático: De acuerdo con la referencia de Gould, él concluyó que la caída de presión es casi insensible al efecto de transferencia de calor para pozos con flujos relativamente altos mayores a 10 Kg/s. Aquí se utilizan pozos con flujos variando de 10.56 Kg/s a 60.83 Kg/s.

2). Mezcla pura de agua-vapor: No se consideró el posible efecto de sólidos disueltos sobre las propiedades del agua, así como del contenido de gases asociados en flujos geotérmicos. Se espera que esto sea aceptable para las concentraciones de los pozos estudiados aquí. Sin embargo se podrían estudiar en forma más detallada los pozos M-102 y BR-27, tomando en cuenta la concentración de sólidos del primero y el contenido de gas del segundo; siendo aproximadamente de 2% en peso y 3% respectivamente a condiciones de yacimiento.

PROCEDIMIENTO DE CALCULO

La ecuación general utilizada para todas las correlaciones se deriva simplemente de la expresión de caída de presión total, dividiéndola por un incremento de longitud ΔZ, substituyendo ΔP_h por su definición $\rho_m g \Delta Z$ y nominando $\Delta P_f/\Delta Z$ por T_f y despejando para ΔZ.

$$\Delta Z = (\Delta P_T - \Delta P_a)10^5 / (T_f + \rho_m g) \qquad (1)$$

y con esto la secuencia de pasos principales para determinar el perfil de presión teórico a lo largo del pozo es como sigue:

a) Iniciando con las condiciones de cabezal, se selecciona un pequeño incremento de presión total procurando se conserve dentro de un 10% de la presión precedente. Como nota cabe mencionar que en algunos pozos donde la presión de cabezal se tomó con instrumento diferente al del registro a lo largo del pozo, se consideró el punto inicial a los primeros 100 m. para evitar cualquier diferencia de lecturas.

b) Usando la presión promedio del incremento, las propiedades de agua y vapor son obtenidas considerando equilibrio térmico.

c) Una nueva calidad de vapor se calcula con las propiedades del inciso b), considerando proceso isoentálpico.

d) Usando la correlación seleccionada se calculan los términos ΔP_a, T_f y ρ_m

e) Se determina el incremento de longitud para el cual ocurre el ΔP_T especificado por medio de la ecuación anotada.

f) La presión se incrementa nuevamente y se calcula el correspondiente ΔZ siguiendo los pasos b, c, d y e.

g) Este procedimiento se continúa hasta que se obtiene la profundidad total o hasta que el cambio de fase ocurre.

PROCEDIMIENTO DE COMPARACION

Una vez calculados los perfiles de presión, se tomaron incrementos de longitud de 100 m. a lo largo del pozo, comparándose en forma estadística y gráfica, los valores teóricos de caída de presión con los observados para tales segmentos.

Evaluación estadística:

Consistió en evaluar la desviación media aritmética $\bar{d}$ y la desviación estandar σ por medio de las ecuaciones (2) y (3), respectivamente.

$$\bar{d} = \sum_{i=1}^{n} di / n \qquad (2)$$

$$\sigma = \left[\left[\sum_{i=1}^{n} di - \frac{\left(\sum_{i=1}^{n} di \right)^2}{n} \right] / (n-1) \right]^{1/2} \qquad (3)$$

Donde

di = Desviación local para cada valor de caída de presión comparado.

$$di = (\Delta P_c - \Delta P_o) / \Delta P_o$$

n = Número de valores comparados.

ΔP_c = Pérdida de presión calculada por cada 100 m.

ΔP_o = Pérdida de presión observada por cada 100 m.

El valor de $\bar{d}$ podría ser una observación directa de la exactitud del método, sin embargo, debido a que pequeños valores de $\bar{d}$ pueden ser obtenidos con grandes desviaciones locales d_i pero de signos opuestos y equivalentes, se requiere de otro parámetro estadístico que describa la dispersión entre valores calculados y observados, es decir, la desviación estandar.

Se sugiere entonces evaluar los métodos de predicción calculando el valor de " $|\bar{d}| + \sigma$ ", el cual entre más pequeño, mayor la confiabilidad del método evaluado.

Evaluación Gráfica:

Se elaboraron un juego de gráficas donde se puede visualizar con mayor facilidad el comportamiento de las correlaciones.

Figuras 1 a 5 representan los perfiles de presión tanto teóricos como el observado para cada pozo, en coordenadas de presión contra profundidad.

Figuras 6 a 10 corresponden para cada una de las correlaciones comparando los valores teóricos contra aquellos observados de las caídas de presión por cada 100 m. para todos los pozos. Una sucesión de puntos dando una línea recta a 45° indicaría una predicción perfecta.

RESULTADOS

RANGO DE PARAMETROS RELEVANTES

Diámetro del pozo	(D)	0.147 -	0.29	m
Long.de pozo con flujo a dos fases	(Z_{TP})	600 -	1500	m
Flujo másico	(M_T)	10.56 -	60.83	Kg/s
Entalpía de fondo	(h_e)	1171 -	1522	Kj/Kg
Presión de cabezal	(P_{wh})	11.9 -	73.8	Bars
Presión en el punto de cambio de fase	(P_{FP})	20 -	128	Bars
Fracción de vapor en peso	(X)	0 -	0.28	-
Velocidad superficial del agua	(V_{SL})	0.036 -	2.46	m/s
Velocidad superficial del vapor	(V_{SG})	0 -	33.3	m/s
Patrón de flujo**	-	Flujo tipo bala (slug) únicamente.		

** Según fronteras propuestas por Orkiszewski.

OBSERVACIONES Y CONCLUSIONES

OBSERVACIONES

De los tres métodos (Hagedorn and Brown, Orkiszewski y Hughmark-Duckler) sugeridos en referencias (3), (8) y (18) como suitables para pozos geotérmicos, la correlación de Orkiszewski arrojó resultados muy esparcidos, lo cual reduce la confianza en el método (ver figura 6).

En cuanto a los otros dos métodos resulta difícil identificar cuál es mejor ya que en la Tabla 2 Hagedorn and Brown arroja un valor menor de " $|\bar{d}| + \sigma$ ", y en la Tabla 3 Hughmark-Duckler mostró mejor predicción (complementar con párrafos 5 y 6). Ambos pueden ser usados con similar confianza, tomando en cuenta que mientras Hagedorn and Brown predice resultados inferiores a los observados, Hughmark-Duckler los predice superiores, siendo sus desviaciones medias absolutas de aproximadamente 28%.

La correlación de Harrison arrojó el perfil de presión con la mayor desviación media $\bar{d}$. Esto se comprende ya que ciertas constantes usadas en tal correlación, fueron determinadas para flujo geotérmico pero a condiciones diferentes a las existentes en flujo vertical.

El hecho de usar el estudio analítico de Wisman en combinación con Hughmark, parece dar las mejores predicciones de los cinco métodos, dando en la Tabla 2 el valor más pequeño de " $|\bar{d}| + \sigma$ " con una desviación media de +16.9%. Asimismo en Tabla 1 la cual analiza los pozos individualmente, muestra que Hughmark-Wisman dió la mejor predicción para tres pozos y fue satisfactorio para los restantes dos pozos.

En el caso del pozo BR-27 todos los métodos a excepción de Hagedorn and Brown, predijeron presiones muy superiores a las observadas (ver Tabla 1). Esto pudiera deberse al mayor contenido de gas de este pozo lo cual alteraría el comportamiento del fluido, reduciendo la densidad de la mezcla. Se requiere de un estudio más detallado para evaluar la magnitud de este efecto.

Si no se considera el pozo BR-27, la Tabla 3 aparece con los nuevos valores estadísticos. Hughmark-Wisman aun da la mejor predicción pero esta vez con una mayor ventaja. Su desviación media $\bar{d}$ se redujo a +7.9%.

Las condiciones de flujo limitaron los resultados al patrón de flujo tipo Bala (slug) exclusivamente, por lo tanto nada se puede afirmar con respecto a los demás patrones de flujo. Sin embargo, resultados en flujo Bala son importantes

ya que esta distribución del fluido bifásico es muy persistente en la dirección vertical y difícil de analizar.

CONCLUSIONES

1. De acuerdo a estos resultados, se recomienda el método formado por los trabajos de Hugmark y Wisman para estimar caídas de presión en pozos geotérmicos descargando flujo bifásico; y continuar su estudio para conocer sus límites de aplicación.

2. El procedimiento se basó principalmente en las siguientes suposiciones:

a). Estado estable.
b). Flujo adiabático.
c). Sin sólidos disueltos.
d). Sin contenido de gas.

Nótese que en el pozo BR-27 con mayor contenido de gas, se perdió exactitud en las predicciones.

3. El método ha sido probado contra pozos operando en el patrón de flujo tipo Bala. Pozos con mayores flujos o entalpías de fondo, podrían descargar bajo condiciones de flujo anular y el método necesita ser probado para este caso.

REFERENCIAS

1. Hagedorn A.R. and Brown K.E. (1965): Experimental study of pressure gradients ocurring during continuous two-phase flow in small diameter vertical conduits. Journal of Petroleum Technology April, 1965, p. 475-484.

2. Hughmark G.A. and Pressburg B.S. (1961) Hold-up and pressure drop with gas-liquid flow a vertical pipe. A.I. Ch.E. Journal, Vol 7, No. 4, p. 677-681.

3. Gould T.L. (1974): Vertical two phase steam water flow in geothermal wells. Journal of Petroleum Technology, August, 1973, p. 833-842.

4. Hughmark G.A. (1962): Hold up in gas liquid flow. Chemical Engineering Progress, Vol. 58, No. 4, p. 62-65.

5. Harrison R.F. (1977): Geothermal two phase pipe flow. Chemistry Division, D.S.I.R. Wairakei, New Zealand, Geothermal Circular, September 1977.

6. Harrison R.F. (1975): Methods for the analysis of geothermal two phase flow. Thesis, University of Auckland, New Zealand, 1975.

7. Griffith P. and Wallis G.B. (1961): Two phase slug flow. Journal of Heat Transfer,August, 1961, p. 307-320.

8. Upadhyay R.N., Hartz J.D., Tomkoria B.N., and Gulati M.S. (1977): Comparison of calculated and observed pressure drops in geothermal wells producing steam water mixtures. Society of Petroleum Engineers of AIME, SPE 6766.

9. Orkiszewski J. (1967): Predicting two phase pressure drops in vertical pipe. Journal of Petroleum Technology, June 1967, p. 829-838.

10. Juprasert S. and Sanyal S.K. (1977): A numerical simulator for flow in geothermal well bores. Geothermal Resources Council, Transactions, Vol. 1, May 1977, p. 159-161.

11. Duckler A.E., Wicks M. III and Cleveland R.G. (1964): Frictional pressure drop in two phase flow: A. A comparison of existing correlations for pressure loss and hold-up. A. I.Ch.E. Journal, Vol. 10, No. 1, p. 38-43.

12. Duckler A.E., Wicks M.III, and Cleveland R.G. (1964): Frictional pressure drop in two phase flow: B. An approach through similarity analysis. A.1.Ch.E. Journal, Vol. 10, No. 1 p. 44-51.

13. Ridgway E.L. (1977): Two phase flow in geothermal well bore. Evaluations of Geothermal Energy Exploration and Resource Assessment- final report, Vol. II.

14. Wisman R. (1975): Analytical pressure drop correlation for adiabatic vertical two phase flow. Appl. Sci. Res. 30 March 1975. p. 367-380.

15. Coury and Associates, Denver, Colorado (1976): Design and analysis of geothermal wells in two phase flow. First Annual Report under ERDA Contract, June 1976.

16. Bankoff S.G. (1960): A variable density single fluid model for two phase flow with particular reference to steam-water flow. Journal of Heat Transfer, Transactions of the ASME, November 1960, p. 265-272.

17. Streeter V.L. (1966): Fluid mechanics. McGraw Hill Book Company.

18. Denver Research Institute and, Coury and Associates, Inc. 1977, Geothermal Well Design Handbook.

19. Kanyua J.F. (1979): Geothermal well design prediction of flow and heat transfer. Project for the Diploma in Energy Technology (Geothermal), University of Auckland, New Zealand, Report No. 79.12, November 1979.

20. Keenan J.H., Keyes F.G., Hill P.G. and Moore J.G. (1969): Steam tables. John Wiley & Sons Inc.

FIGURAS COMPARATIVAS

Perfiles de presión:

Simbología

●	Orkiszewski
X	Hagedorn and Brown
Δ	Hughmark-Duckler
□	Harrison
O	Hughmark-Wisman
——	Observado

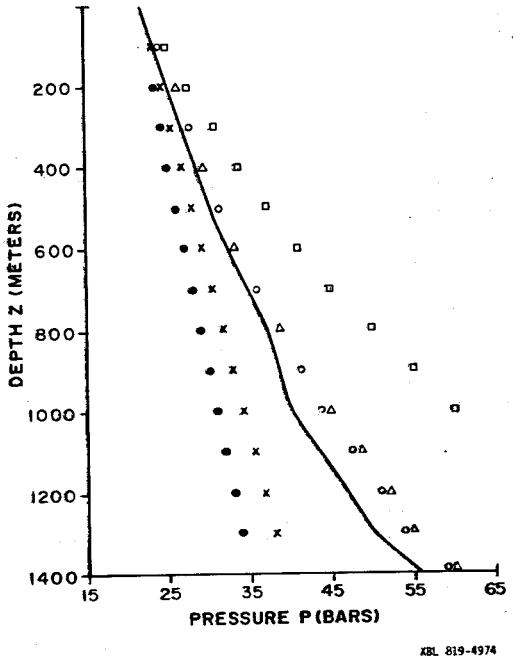


Figura 1: Pozo OKOY-6

Figure 1. Pressure versus depth. Well OKOY-6.

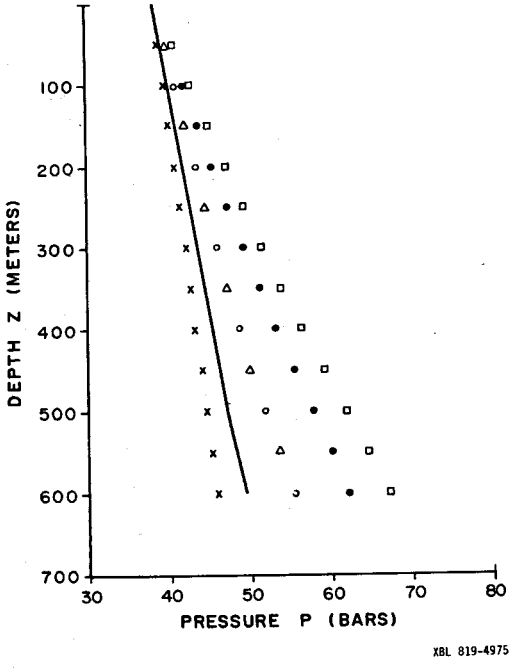


Figura 2 : Pozo BR-27

Figure 2. Pressure versus depth. Well BR-27.

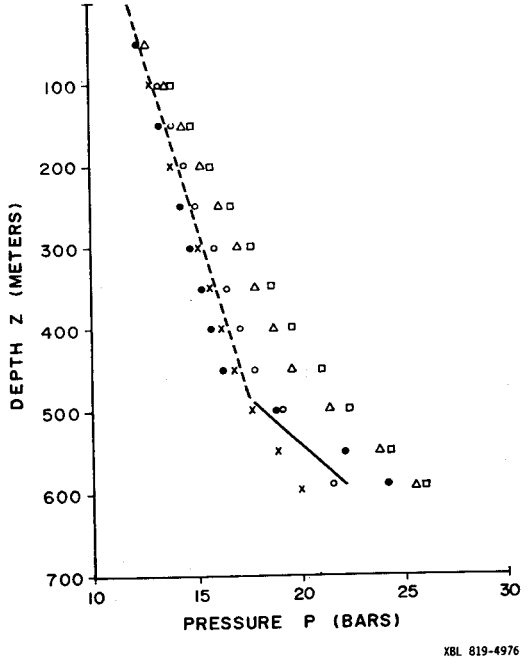


Figura 3 : Pozo WK-72

Figure 3. Pressure versus depth. Well WK-72.

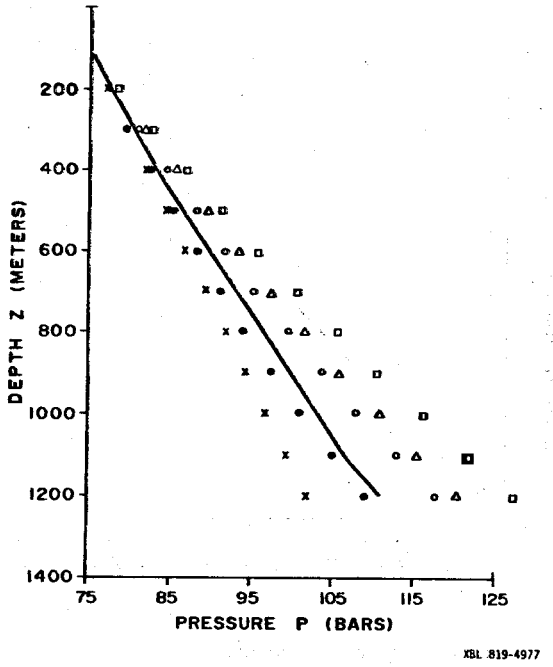


Figura 4: Pozo M-102

Figure 4. Pressure versus depth. Well M-202.

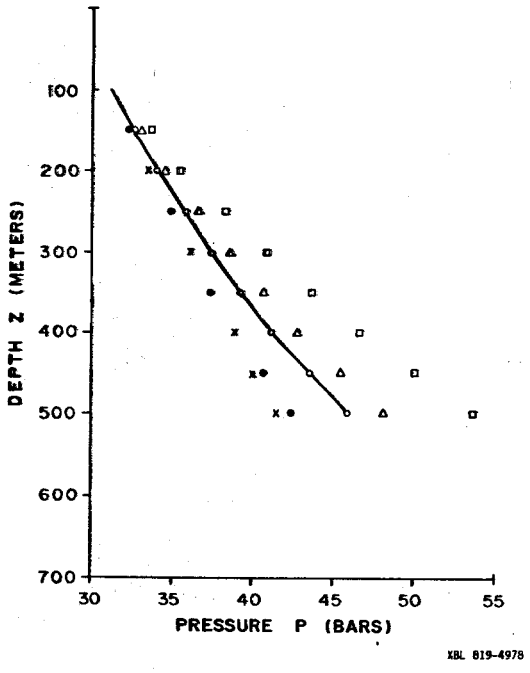


Figura 5: Pozo KA-27

Figure 5. Pressure versus depth. Well KA-27.

Valores de ΔP_T /100 m observados vs calculados:

Simbología

- ● - - - - - - - - - - - - - - Pozo OKOY-6
- X - - - - - - - - - - - - - - Pozo M-102
- Δ - - - - - - - - - - - - - - Pozo WK-72
- □ - - - - - - - - - - - - - - Pozo BR-27
- O - - - - - - - - - - - - - - Pozo KA-27

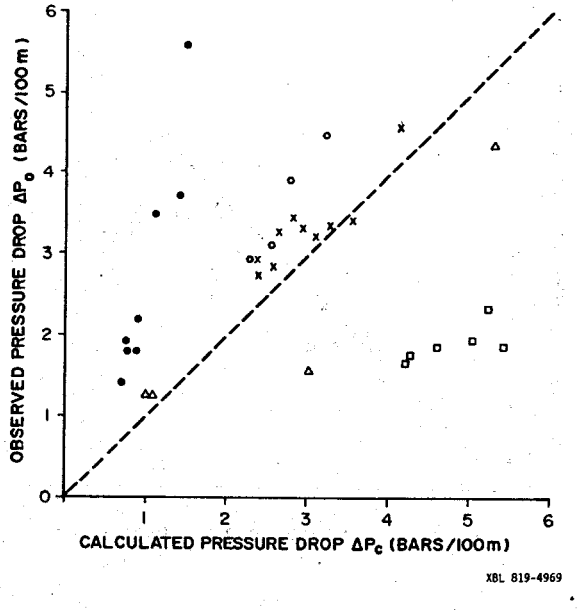


Figura 6: Orwiszweski

Figure 6. Comparison between observed pressure drops and those predicted by Orkiszewski´s method.

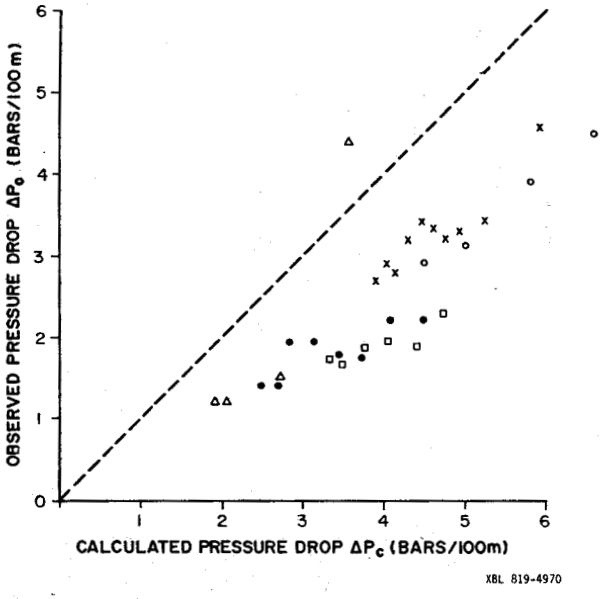


Figura 7: Harrison

Figure 7. Comparison between observed pressure drops and those predicted by Harrison's method.

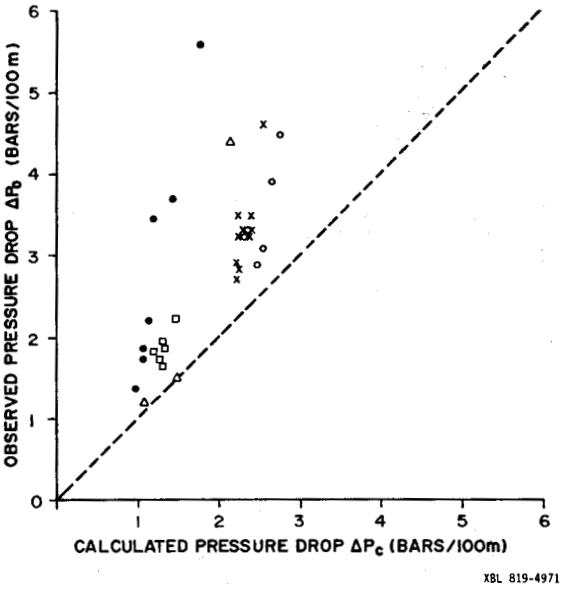


Figura 8: Hagedorn and Brown

Figure 8. Comparison between observed pressure drops and those predicted by Hagedorn and Brown's method.

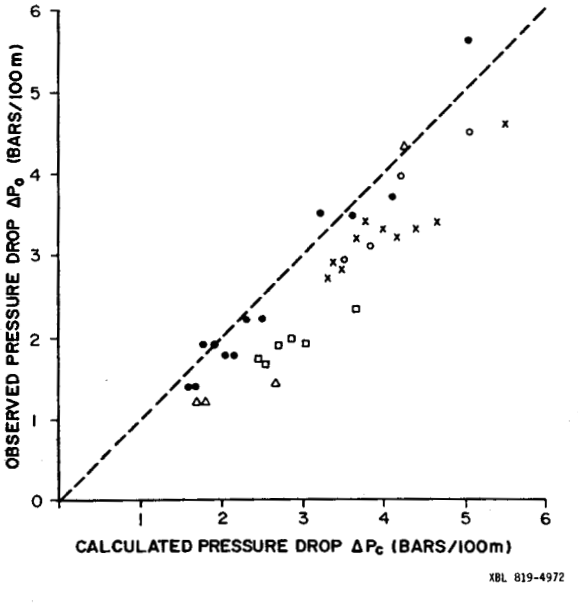


Figura 9: Hughmark-Duckler

Figure 9. Comparison between observed pressure drops and those predicted by Hughmark-Duckler's method.

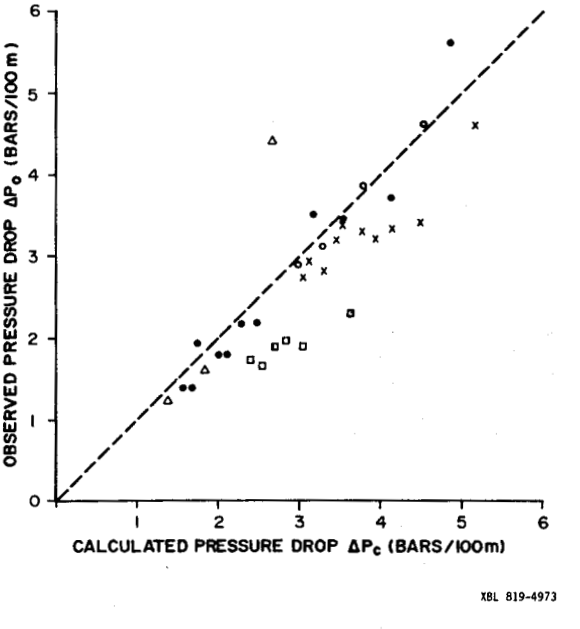


Figura 10: Hughmark-Wisman

Figure 10. Comparison between observed pressure drops and those predicted by Hughmark-Wisman's method.

Tabla 1: Resume los valores de $\bar{d}$, σ y "$|\bar{d}| + \sigma$" obtenidos por cada una de las correlaciones y para cada uno de los pozos estudiados.

Table 1. Summary of $\bar{d}$, σ, and "$|\bar{d}| + \sigma$" values obtained for each of the formulas and for each of the wells studied.

	HAGEDORN AND BROWN			ORKISZEWSKI			HUGHMARK DUCKLER			HUGHMARK WISMAN			HARRISON		
Well	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$
OKOY-6	-47.3	15.0	62.3	-59.4	8.3	67.7	9.3	12.6	21.9	7.4	12.2	19.6*	89.3	21.3	10.5
M-102	-27.7	7.5	35.2	-9.0	7.5	16.5*	24.4	8.9	32.8	17.1	9.3	26.4	44.3	9.0	53.3
BR-27	-28.7	5.4	34.1*	157.4	20.2	177.6	53.3	9.1	62.4	58.1	9.1	62.2	112.6	13.9	26.5
WK-72	-12.9	18.7	31.1	11.2	43.9	55.1	45.1	25.7	70.8	6.2	22.6	28.8*	57.2	37.2	94.4
KA-27	-26.5	12.3	38.8	-23.6	5.5	29.1	17.4	6.8	24.2	0.8	4.2	5.0*	55.3	7.3	62.6

Tabla 2: Muestra los valores $\bar{d}$, σ y "$|\bar{d}| + \sigma$" obtenidos por cada correlación pero tomando en cuenta todos los pozos.

Table 2. Sample of $\bar{d}$, σ, and "$|\bar{d}| + \sigma$" values obtained for each formula but taking all the wells into account.

HAGEDORN AND BROWN			ORKISZEWSKI			HUGHMARK DUCKLER			HUGHMARK WISMAN			HARRISON		
$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$
-28.5	12.4	40.9	15.3	83.5	98.8	29.9	18.6	48.5	16.9	21.1	38.0*	71.7	28.3	100

Tabla 3: Similar a Tabla 2 pero sin considerar el pozo BR-27. Esta Tabla se incluye para complemento de los párrafos 5 y 6 de la sección de observaciones.

Table 3. Similar to Table 2 but excluding well BR-27. This table is included to complement paragraphs 5 and 6 of the observations section.

HAGEDORN AND BROWN			ORKISZEWSKI			HUGHMARK DUCKLER			HUGHMARK WISMAN			HARRISON		
$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$	$\bar{d}$	σ	$\lvert\bar{d}\rvert+\sigma$
-28.5	14.3	47.8	-20.2	29.8	50.0	24.1	15.3	39.4	7.9	6.8	14.7*	61.5	19.3	80.8

COMPARISON OF THEORETICAL AND OBSERVED PRESSURE PROFILES IN GEOTHERMAL WELLS

INTRODUCTION

The subject of two-phase flow has received a great deal of attention because of its practical importance in several fields of technology. In the utilization of geothermal energy, two-phase water-steam flow conditions are present in the three main sections comprising a geothermal system under exploitation, namely, in the reservoir itself, in the geothermal wells, and in the fluid transmission lines on the surface. The present study is directly related to geothermal wells and is specifically aimed at predicting pressure drops in these wells.

The ability to predict with some degree of accuracy the pressure profile along a well producing a water and steam mixture under various operating conditions is of great importance because it could be applied in several areas, such as, optimization of production casing diameters and identification of likely locations of calcium carbonate precipitation. Of greater interest at Cerro Prieto is the ability to couple the behavior of the well with a reservoir simulation program. This would permit a comprehensive model to be developed with which long range production can be predicted and which can anticipate the behavior of the reservoir with depletion.

PRESSURE DROP

In general terms, the total pressure drop in a pipe results from the sum of three effects:

$$\Delta P_T = \Delta P_f + \Delta P_h + \Delta P_a$$

These are the pressure losses due to friction, gravity, and acceleration, respectively.

This expression can be deduced from the equations of continuity and conservation of momentum, or impulse. However, the magnitude of its components cannot be predicted on the basis of single-phase flow because of the difficulty of a rigorous application of fluid dynamics.

The ΔP_h term is logically directly proportional to the density of the mixture ρ_m, which cannot be obtained by simply relating the mass flows and densities of liquid and steam because the gaseous phase will travel faster than the liquid phase because of slippage between the two phases. It is therefore necessary to estimate the actual volume fraction occupied by the liquid within the pipe. This concept is commonly known in the literature as "Hold-Up" (H_L).

The term ΔP_f depends on the density of the mixture as well as on the geometry of the two-phase flow since the latter affects the relative area of the gas-liquid interface, where there exist important shearing forces.

Finally, the contribution of the ΔP_a term to the total pressure drop may be significant in two-phase flow under high flow rates and low pressures conditions.

At present, most of the experience with vertical two-phase flow has been in the oil industry, nuclear reactors, and laboratory liquid-air systems. Empirical and semi-empirical correlations have been developed for these systems with the purpose of estimating the above-mentioned pressure drop terms.

A methodology specifically developed for geothermal wells is therefore required. Alternatively, it must be determined whether it could be possible to modify the formulations developed in other fields to see if one is suitable for geothermal wells. The present study is aimed in this last direction, namely, to make an evaluation of several prediction methods.

CORRELATIONS

There are so many publications in the literature dealing with this subject that it all would be practically impossible to analyze them all. Therefore, some selection criteria must be used.

The following prediction methods were selected from the literature to be analyzed and compared with each other and with actual pressure measurements:

1. Hagedorn and Brown
2. Orkiszewski
3. Hughmark-Duckler
4. Hughmark-Wisman
5. Harrison

The first three were selected because that they have been recommended for geothermal applications by various authors in prior publications.

Gould (1974)[3] reported the first correlation to be the best predictor for two-phase, slug-type flow, using wells from Wairakei and Broadlands, New Zealand.

Orkiszewski's[9] method was recommended in a 1977 SPE-AIME report, based on experience with wells from the United States and the Phillipines.

The Denver Research Institute[18] uses the Hughmark-Duckler method in a manual on geothermal well design. This method consists of Hughmark's[4] equations for predicting the actual volume fraction of the liquid "H_L" (and therefore the pressure drop due to gravity), and Duckler's[12] case II correlation to estimate the component due to friction, using the value of H_L obtained above.

Hughmark-Wisman's and Harrison's methods, developed in 1975, although not exclusively for

geothermal wells, also include water-steam mixtures in their derivations.

Both Wisman[14] and Duckler predict only the component due to friction. However, Wisman predicts a 10 percent improvement in experimental tests of vertical flow of water-steam in 0.025 to 0.1143 m- (1 to 4.5 in.) diameter pipes. In the present paper, Wisman's calculations were combined with Hughmark's.

Finally, Harrison's[6] method was used for horizontal pipes, which carry geothermal fluids, of greater diameters than those used in the above cited correlation. He also reported[5] better predictions than those of Martinelli, Duckler's homogeneous model, and Chisholm.

DESCRIPTION OF THE APPROACH USED IN THIS STUDY

Wells Analyzed

The five correlations were tested on the following five wells:

BR-27	Broadlands geothermal field, New Zealand
KA-27	Kawerau geothermal field, New Zealand
M-102	Cerro Prieto geothermal field, México
OKOY-6	Los Negros geothermal field, Phillipines
WK-72	Wairakei geothermal field, New Zealand.

Assumptions

To simplify the calculations, two main assumptions were made:

1. Adiabatic flow. According to Gould[3], the pressure drop is almost insensitive to the effect of heat transfer in wells with relatively high flow rates, in excess of 10 kg/s. Here wells with flow rates varying between 10.56 kg/s and 60.83 kg/s and analyzed.

2. Pure water-steam mixture. The possible effect of dissolved solids on the properties of water was not considered. Gas contents usually associated with geothermal flows were also ignored. It is hoped that these are reasonable assumptions for the wells studied here. However, wells M-102 and BR-27 could be studied in more detail, taking into account the concentration of solids in the former and the gas content of the latter. These represent approximately 2 percent and 3 percent by weight of solids and gas, respectively, under reservoir conditions.

Calculation Procedures

The general equation used for all the correlations is derived straightforward from the expression for total pressure drop by dividing it by an increment of length Δz. Substituting ΔP_h by its definition $\rho_m g \Delta z$, defining T_f as $\Delta P_f/\Delta z$, and solving for Δz we obtain:

$$\Delta z = (\Delta P_T - \Delta P_a)10^5/(T_f + \rho_m g) \quad (1)$$

The sequence of steps to determine the theoretical pressure profile in a well is as follows:

a. Starting with known wellhead conditions, a small total pressure increment is selected, within 10 percent of the preceding pressure. It is worth noting that, in those wells where the wellhead pressure was measured with a different instrument than used inside the well, the starting point is taken 100 m into the well to avoid any anomalous difference in readings.

b. Using the average pressure for the increment, the properties of the water and the steam are obtained assuming thermal equilibrium.

c. A new value for vapor quality is calculated using the properties obtained in b, assuming an isoenthalpic process.

d. Using the selected correlation, the values for ΔP_a, T_f, and ρ_m are calculated.

e. The length increment over which the change in pressure ΔP_T occurs is computed using Equation (1).

f. The pressure is incremented again, and the corresponding Δz is calculated following steps b, c, d, and e.

g. This procedure is continued until the total depth of the well is reached or until a phase change takes place.

Comparison Procedure

Once the pressure profiles are calculated, theoretical values of pressure drop calculated at 100-m increments are compared statistically and graphically with observed pressure drops over the same intervals.

Statistical Evaluation. This consisted in evaluating the mean arithmetic deviation $\bar{d}$ and the standard deviation σ using Equations (2) and (3), respectively.

$$\bar{d} = \sum_{i=1}^{n} \frac{d_i}{n} \quad (2)$$

$$\sigma = \left[\left(\sum_{i=1}^{n} d_i - \frac{\left(\sum_{i=1}^{n} d_i \right)^2}{n} \right) / (n-1) \right]^{1/2} \quad (3)$$

where

d_i = Local deviation for each value of pressure drop compared.

$$d_i = (\Delta P_c - \Delta P_o)/\Delta P_o$$

n = Number of values compared.

P_c = Calculated pressure drop for each 100 m.

P_o = Observed pressure drop for each 100 m.

The value of $\bar{d}$ could be a direct measure of the accuracy of the method. However, since small values of $\bar{d}$ can result from large local deviations of di of opposite sign, a different statistical parameter is required to describe the dispersion between calculated and observed values. This parameter is the standard deviation.

The prediction methods were therefore evaluated by calculating the value of "$|\bar{d}|+\sigma$". The smaller this value, the greater the confidence in the method being evaluated.

Graphical Evaluation. A set of graphs was prepared to help visualize the behavior of the correlations. Figures 1 to 5 represent the theoretical and observed profiles for each well. The coordinates used in these plots are pressure versus depth. Figures 6 to 10 correspond to each of the correlations and compare the theoretical versus the observed pressure drops for each 100 m-interval for all the wells. A straight 45° line would indicate a perfect match.

Results

RANGE OF RELEVANT PARAMETERS		
Well Diameter	(D)	0.147 - 0.29 m
Well bore length with two-phase flow	(Z_{TP})	600 - 1500 m
Mass flow	(M_T)	10.56 - 60.83 kg/s
Well-bottom enthalpy	(h_e)	1171 - 1522 kJ/kg
Wellhead pressure	(P_{wh})	11.9 - 73.8 Bars
Flashing point pressure	(P_{FP})	20 - 128 Bars
Vapor fraction by weight	(X)	0 - 0.28
Surficial water velocity	(V_{SL})	0.036 - 2.46 m/s
Surficial steam velocity	(V_{SG})	0 - 33.3 m/s
Flow regime** -- Only slug flow conditions		

**According to boundaries proposed by Orkiszewski.

Tables for Statistical Comparison

Table 1. Summary of $\bar{d}$, σ, and "$|\bar{d}|+\sigma$" values obtained for each of the correlations and for each of the wells studied.

Table 2. Sample of $\bar{d}$, σ, and "$|\bar{d}|+\sigma$" values obtained for each correlation, but taking all the wells into account.

Table 3. Similar to Table 2, but excluding well BR-27. This table is included to complement paragraphs 5 and 6 of the next section.

OBSERVATIONS AND CONCLUSIONS

Observations

Of the three methods (Hagedorn and Brown, Orkiszewski, and Hughmark-Duckler) suggested in references (3), (8), and (18) as suitable for geothermal wells, Orkiszewski's correlations yielded very scattered results, which reduces confidence in the method (see Figure 6).

Regarding the other two methods, it is difficult to identify which is better, since in Table 2, Hagedorn and Brown yield a lower value of "$\bar{d}+\sigma$", whereas in Table 3 Hughmark-Duckler showed a better match (see paragraphs 5 and 6 of this section). Both methods can be used with the same degree of confidence, taking into account that, whereas Hagedorn and Brown predict lower values than observed, Hughmark-Duckler predicts higher-than-observed values, with absolute mean deviations of about 28 percent.

Harrison's correlation yielded the pressure with the greatest mean deviation $\bar{d}$. This is understandable since some of the constants used by this correlation were determined for geothermal flows under other than vertical flow conditions.

Of the five methods studied, the combination of the analytical correlation of Wisman with Hughmark's work seems to yield the best predictions, giving the lowest value of "$\bar{d}+\sigma$", with a mean deviation of 16.9 percent (Table 2). Furthermore, a shown in Table 1, when each well is analyzed individually, the Hughmark-Wisman relation gave the best prediction for three wells and was satisfactory for the remaining two.

In the case of well BR-27, all the methods, with the exception of Hagedorn and Brown, predicted much higher pressures than observed (see Table 1). This could be due to the higher gas content of this well, which would alter the behavior of the fluid by reducing the density of the mixture. A more detailed study is required to evaluate the magnitude of this effect.

Table 3 shows the statistical results if well BR-27 is excluded. Hughmark-Wisman still yields the best predictions, this time with even better results; its mean deviation $\bar{d}$ was reduced to +7.9 percent.

The flow conditions limited the results to a slug-type flow exclusively. Therefore, nothing can be said for other flow regimes. Nonetheless, the results for slug-type flows are important since this type of flow is very persistent in vertical two-phase flow and is difficult to analyze.

CONCLUSIONS

1. From the results presented above, the

method combining the work of Hughmark and Wisman is recommended for estimating the pressure drops in geothermal wells with a two phase flow conditions, This procedure should be studied further to determine the limitations to its application.

2. The procedure was based mainly on the following assumptions:

a. Steady state flow.
b. Adiabatic flow.
c. No dissolved solids.
d. No gas content.

Note that in well BR-27, which had a higher gas content, the predictions were less accurate.

3. The method has been tested in wells showing slug-type flow regimes. Wells with greater flow rates or down-hole enthalpies could discharge under anular flow conditions; the method needs to be tested for that case.

ANALYSIS OF CERRO PRIETO PRODUCTION DATA

K. P. Goyal, C. W. Miller, M. J. Lippmann, and S. P. Vonder Haar
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

INTRODUCTION

The primary objective of modeling a geothermal system is to estimate its energy production capacity and longevity under different production and injection scenarios. For a mathematical model to be able to predict the future performance of the field, it is necessary that it reproduce its known past production history. A model will do so if it is already validated against the known production data. Thus, a first step in the simulation is to validate the model against the known production history of the field. For that purpose, the modeler would need data on the evolution of production and observation wells as the exploitation of the system progresses.

Most computer programs, simulating the behavior of geothermal fields, compute physical properties of the fluid in the reservoir itself rather than in the wellbore. On the other hand, the usual measurements of production data are made at the wellhead. Less frequently, downhole measurements of temperature and pressure are made in observation and production wells not in operation, as described by Bermejo et al. (1978).

The purpose of this study is to analyze the wellhead production data of the Cerro Prieto field in order to obtain the evolutionary history for the period 1973-80. Traditional wellhead measurements include mass flow rates of water and steam, wellhead pressure, and separator pressure. Wellhead enthalpy can be estimated by using steam tables and steam-water ratios at separator conditions. For validation purposes, one needs information about the amount of fluid produced from the field versus time, the variation of the enthalpy of the produced fluid due to reservoir exploitation, the drop in the aquifer pressures, and the temperature decrease in the reservoir. If the reservoir is two-phase, one would also like to know the spatial and temporal changes in steam saturation due to fluid production. Evidently, some of this information can be directly obtained from the wellhead data while the rest has to be derived indirectly. For example, mass produced at the wellhead represents the mass extracted from the reservoir. Similarly, heat energy obtained at the wellhead is equal to that removed from the reservoir if the heat loss from the producing wells to the surrounding formation is negligibly small, as is the case with high production Cerro Prieto wells (Goyal et al., 1980; Gould, 1974).

Thus, heat and mass production from the reservoir can be directly obtained from the wellhead data. On the other hand, the information related to the reservoir pressure drop, temperature drop and saturation changes needs to be derived from wellhead data. This is done by considering the flow through the wellbore and the reservoir. Downhole pressures, temperatures and saturations in a flowing well are first calculated from the wellhead data as described in Goyal et al. (1980). Reservoir pressures can then be obtained from the bottomhole pressures by using reservoir parameters derived from well tests. Reservoir temperatures are obtained by geothermometry (Na-K-Ca and SiO_2) and enthalpy methods as discussed by Grant et al. (1981). The calculation of downhole temperatures from the wellhead data is an additional method to these existing ones. Steam saturation in the reservoir is considered unknown and can only be computed through reservoir modeling efforts. However, the calculated downhole saturations in the field are expected to reduce this uncertainty and help the modeler in his initial guess work. In this paper we shall limit ourselves to the calculation of bottom hole conditions in the flowing wells using wellhead data. Calculation of reservoir pressures from the computed bottomhole pressures is discussed in Goyal et al. (1981).

The next two sections are devoted to the production of steam-water mixture and heat from the Cerro Prieto field. Computed bottom hole pressure, temperature, and saturation as a function of time are discussed in the last section.

PRODUCTION OF STEAM-WATER MIXTURE

For validation of a mathematical model of a geothermal field, the actual mass produced can be used as input data. In general, one can choose either a monthly averaged or an annually averaged mass flow rate. To obtain a monthly averaged mass production rate, we compiled the monthly production from each well in the field from March 1973 to November 1980. The hourly production rate, as shown in Figure 1, was then obtained by dividing the total production from the entire field in a given month by the number of hours in that month.

It may be noted in this figure that the production rate increased sharply during 1973 from about 1000 tonnes/h to about 2200 tonnes/h. This rise is attributed to the fact that more wells were brought into production. The total number of wells increased almost three fold, from 4 wells in March 1973 to 11 wells in December 1973. The increase in the mass flow rate during 1976-77 was also the result of a larger number of production wells. The average number of production wells during 1974-75 was about 12 compared to 15 during 1976-1977.

After a slight decline in the average production rate of the field during late 1977 and early 1978, another sharp increase may be observed during late 1978 and early 1979. A decline in the production rate is the result of a generally

observed behavior of the majority of wells in the field, i.e. a decrease in production with time. The increase in production rate is again caused by an increase in the number of production wells from 17 in November 1978 to 26 in April 1979 when the original capacity of 75 MWe was doubled to 150MWe. Although four additional wells were placed into operation during September 1979 and February 1980, the average mass production rate of about 4400 tonnes/h remained almost unchanged as compared to April 1979 when only 26 wells were producing. Thus the additional wells only helped compensate for the decreased production of the other 26 wells. Another decrease in the production rate in early 1980 is caused by reducing the number of production wells from 30 to 26. Total mass produced from the Cerro Prieto field as of November 1980 was about 188 million tonnes, if we neglect the mass produced by stand-by wells and that blown off before March 1973 when power production began in the Cerro Prieto field.

Figure 2 shows a plot of average mass production rates per well versus time. In general, the average mass produced by a well decreases with time. For example, the average production rate per well decreases from about 240 tonnes/h in 1973 to about 140 tonnes/h in 1980. One could also see from Figure 2 that there were times when either the production rate was constant or increased. For example, a mass production rate of about 180 tonnes/h was maintained during 1974-75. Increases during 1976-77 and 1978-79 were mostly due to the introduction of some high production wells. The reduced mass flow rates are probably due to silica precipitation in the reservoir pores, relative permeability effects in the two-phase flow regime in the near well region (Grant el al., 1981), and/or reduced pressure gradient due to fluid exploitation.

PRODUCTION OF THERMAL ENERGY

Heat produced from a geothermal system can be used to compute average enthalpy of the produced fluid at different times. This enthalpy data can in turn be used to compare with enthalpy data predicted by a reservoir model.

Monthly heat produced from the Cerro Prieto field is shown in Figure 3. The trends of Figures 1 and 3 for mass and heat extraction are quite similar, as expected. Heat production rose from about 0.2 to about 0.45 trillion kcal per month in 1973 due to an increase in the number of production wells from 4 to 11. Other increases in 1976-77 and 1978-79 are also due to an increased number of production wells, as discussed above for mass flow rates. The cumulative heat produced from the Cerro Prieto field as of November 1980 was about 60×10^{12} kcal or about 70 million MW-h. For an ambient temperature of about 15°C, this amounts to an available energy of about 65 million MW-h. This is equivalent to an average thermal power production of about 966 MW for the March 1973 and November 1980 time period. The Cerro Prieto field produced 75 MW_e until April 1979 when its production was doubled to 150 MW_e. This amounts to an average production of about 90 MW_e electric power from the field since 1973. It shows that a factor of about 9.5% exists between the generated electric power and the extracted heat.

Figure 4 shows a plot of monthly averaged enthalpy of the fluid produced from the field. It may be noted that monthly averaged enthalpy increases up to mid-1975, decreases afterward up to mid-1977, and then increases again up to mid-1980. Although the enthalpy in most wells declined with time, the enthalpy increases shown in Figure 4 are principally attributable to the addition of high enthalpy wells. The enthalpy decline of the produced fluid results from the mixing of hot reservoir fluids with relatively colder waters drawn from the overlying aquifers and surrounding areas under the pressure gradient associated with the field exploitation (Truesdell, et al., 1978; Grant et al., 1981).

DOWNHOLE PRESSURES, TEMPERATURES AND SATURATIONS

As a first step toward calculating reservoir pressures, we computed downhole conditions in a flowing well from the known wellhead data. These calculations require data on the inside diameter, depth and open interval of the well, in addition to mass flow rate, enthalpy and wellhead pressure. Quite a few wells in the Cerro Prieto field are found to have scale deposits which reduce their inside well diameter. The changes in diameter have to be taken into consideration to compute correct downhole conditions. The theory and method of calculating downhole conditions in a flowing two-phase, multiple diameter well are discussed in Goyal et al. (1980) and Miller (1979).

Wells M-19A, M-25, M-30, M-31 and M-35 were selected to compute downhole pressures, temperatures and saturations under flowing conditions. These wells were found to have much smaller scale deposits compared to other wells in the field. Most deposits in these wells were confined only to the open intervals. Thus, we believe that these computed results are reasonable.

It should be mentioned that the ground surface elevation was assumed to be uniform throughout the field. It is a valid assumption for Cerro Prieto where the ground surface is mostly flat.

Downhole pressures, computed at 1200 m depth in the well , are shown in Figure 5 from 1974 to 1980. All the wells shown in this figure are open at this depth except for M-30 which is open below 1230 meters. Solid lines indicate that scaling data is known while dashed lines show that it is assumed. For example, scaling data for well M-35 is known up to July 1976 and beyond it the scaling in the well was assumed on the basis of 1974-76 data. From Figure 5, it is clear that pressures in the old part of the field (Cerro Prieto I) are declining, however the rate of pressure decline decreases with time. On the other hand, downhole pressure difference of about 35 bars between these wells reduces to about 15 bars between 1974 and 1980. Thus, the pressures in these wells appear to stabilize and become more uniform over the years. After December 1977, the behavior of well M-25 is quite different from the other wells. This well started producing sand at this time which was subsequently corrected by throttling it (R. Molinar C. - personal communication, 1980). Thereafter, the production and wellhead pressure in M-25 changed remarkably.

Computed downhole temperatures at 1200 m depth are shown in Figure 6. The temperature trend is similar to those of pressures shown in Figure 5. An average temperature drop of about 20°C may be observed over a 7-year period. It is expected that these temperatures should be close to SiO_2 (silica) temperatures because silica equilibriates quickly with the formation, in a few hours at 260-300°C (Truesdell, 1979). Thus, a comparison was made between bottom hole temperatures and SiO_2 temperatures (Goyal et al., 1981). There was a reasonable agreement between these temperatures for wells M-30, M-31, and M-35. Computed bottom hole temperatures were lower than silica temperature in wells M-19A and M-25. This discrepancy might have been due to either an error in the computed downhole temperatures resulting from the unavailability of scaling information for a sufficient length of time or to poor geochemical data. It is also possible that SiO_2 took a longer time to equilibrate in these wells because of some unknown reason (Truesdell, personal communication, 1981).

The computed bottom hole steam saturations at 1200 m depth in the flowing wells are shown in Figure 7. It may be observed that the steam saturation in most wells changed from 70-90% in 1974 to 80-90% in 1980. Steam saturation in M-30 rose from about 40% in 1974 to 70% in 1975. This shows that the regions around these wells were two-phase in the beginning and expanded later in response to continuing exploitation.

SUMMARY

Heat and mass production data from the Cerro Prieto field are analyzed in order to provide a basis for a detailed quantitative model of the system. It is found, in general, that the production from the individual wells decreased with time. This can be due to a reduction in permeability by silica deposition in the aquifer pores, relative permeability effects in a two-phase flow, and/or a reduced pressure gradient over years of production. Specific increases in the total mass production rate of the field are associated with the increased number of producing wells. Average enthalpy of the produced fluid varied over the years. It first increased, then decreased, and again increased. An increase in enthalpy was usually the result of adding higher enthalpy wells to those already in the field. The decrease in the enthalpy is thought to be mostly due to the mixing of relatively cold water with the geothermal aquifer fluid.

Downhole pressures, temperatures and saturations in the flowing wells were calculated from the known wellhead data. Between 1973 and 1980, the pressures and temperatures have decreased by about 15 bars and 20°C respectively, and the steam saturations have slightly increased in the near-well regions.

ACKNOWLEDGMENT

We want to thank the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto of the Comisión Federal de Electricidad for making available the data used in this study. Special thanks are due to Ing. A. Abril G., R. Molinar C. and A. Mañon M. for their support and suggestions. The authors are also grateful to Alfred Truesdell for fruitful discussions and to Meera Goyal for her assistance. Thanks are also due to T. N. Narasimhan and Karsten Pruess for their constructive criticism.

This work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies of the U.S. Department of Energy under Contract DE-AC03-76SF00098.

REFERENCES

Bermejo M., F. J., C. Cortéz A. and A. Aragón A., 1978. Physical and thermodynamic changes observed in the Cerro Prieto geothermal reservoir, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto geothermal field. Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, pp. 300-332.

Gould, T. L., 1974. Vertical two-phase steam-water flow in geothermal wells, Jour. Pet. Tech., pp. 833-842, August.

Goyal, K. P., C. W. Miller and M. J. Lippmann, 1980. Effect of measured wellhead parameters and well scaling on the computed downhole conditions in Cerro Prieto wells, in Proceedings, Sixth Workshop Geothermal Reservoir Engineering. Stanford, Stanford University, SGP-TR-50, pp. 130-138.

Goyal K.P., C. W. Miller, M. J. Lippmann and S. P. Vonder Haar, in preparation, 1981. Evolution history of the Cerro Prieto field due to geothermal fluid production. Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-12680.

Grant, M. A., A. H. Truesdell and A. Mañón M., 1981. Production induced boiling and cold water entry in the Cerro Prieto geothermal reservoir indicated by chemical and physical measurements, (this volume).

Miller, C. W., 1979. Numerical model of transient two-phase flow in a wellbore. Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-9056 Rev., 31 p.

Truesdell, A. H., 1979. Aquifer boiling may be normal in exploited high temperature geothermal systems, in Proceedings, Fifth Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, SGP-TR-40, pp. 299-303.

Truesdell, A. H., A. Mañon M., M. E. Jiménez S., A. Sánchez A., and J. J. Fausto L., 1978. Geochemical evidence of drawdown in the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, First Symposium on the Cerro Prieto geothermal field. Berkeley, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, pp. 130-138.

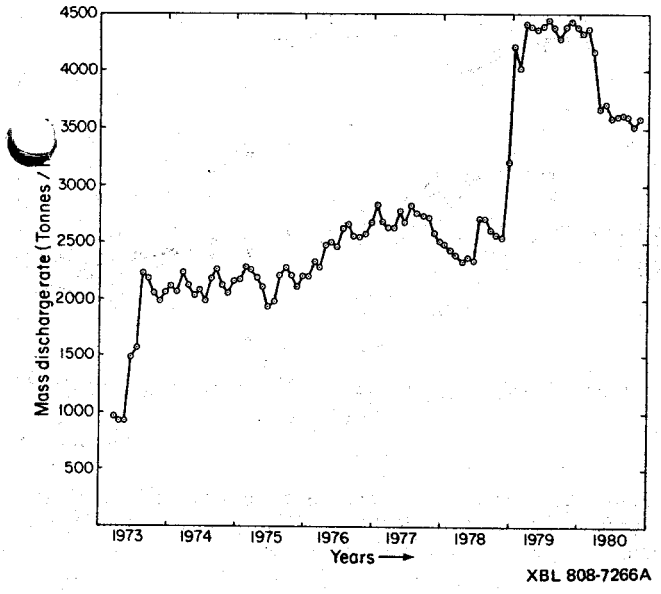


Figure 1. Monthly averaged total mass (steam-water mixture) production rate of the Cerro Prieto field.

Figura 1. Producción media mensual de masa (mezcla vapor-agua) en el campo de Cerro Prieto.

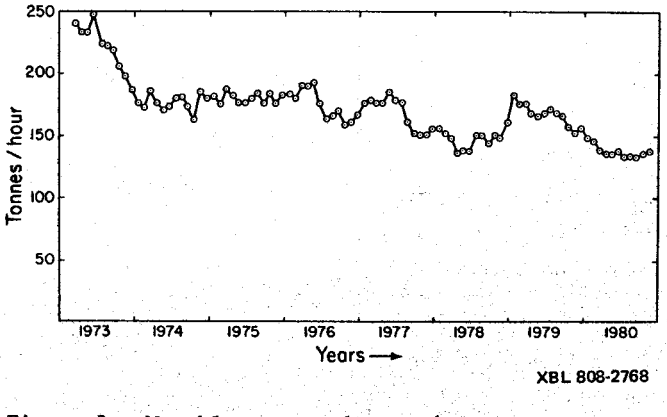


Figure 2. Monthly averaged mass (steam-water mixture) production rate per well in the Cerro Prieto field from March 1973 to November 1980.

Figura 2. Producción media mensual de masa (mezcla vapor-agua) en el campo de Cerro Prieto para el período marzo 1973-noviembre 1980.

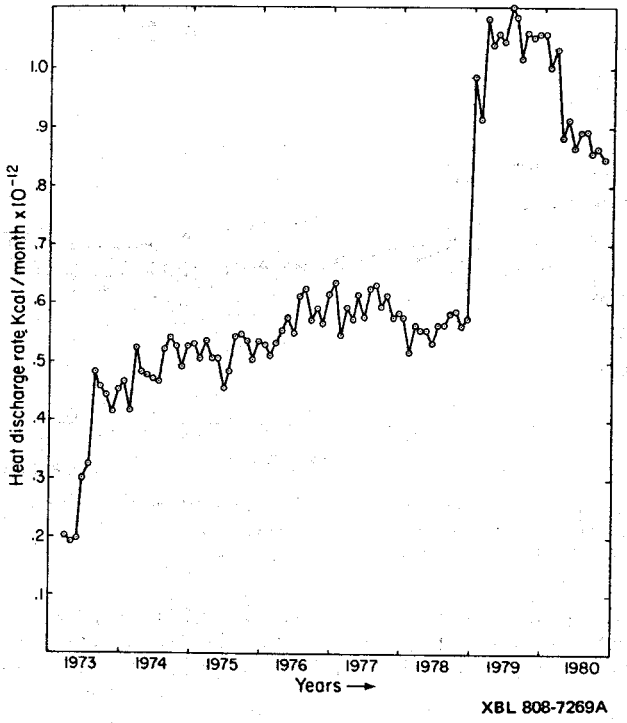


Figure 3. Total heat produced from the Cerro Prieto field per month from March 1973 to November 1980.

Figura 3. Producción mensual de calor en el campo de Cerro Prieto para el período marzo 1973-noviembre 1980.

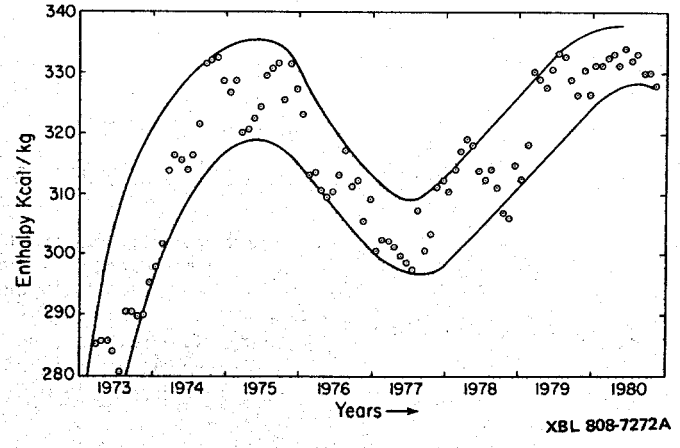


Figure 4. Monthly averaged enthalpy of the produced fluid from the Cerro Prieto field.

Figura 4. Entalpía media mensual de los fluidos producidos en el campo de Cerro Prieto.

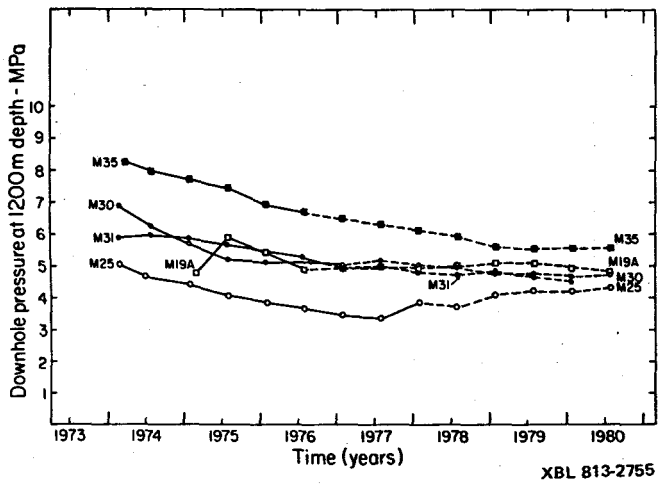


Figure 5. Computed downhole pressures at 1200 m depth in production wells M-19A, M-25, M-30, M-31, and M-35 under flowing conditions.

Figura 5. Presiones de fondo a 1200 m de profundidad calculadas bajo condiciones de flujo para los pozos productores M-19A, M-25, M-30, M-31 y M-35.

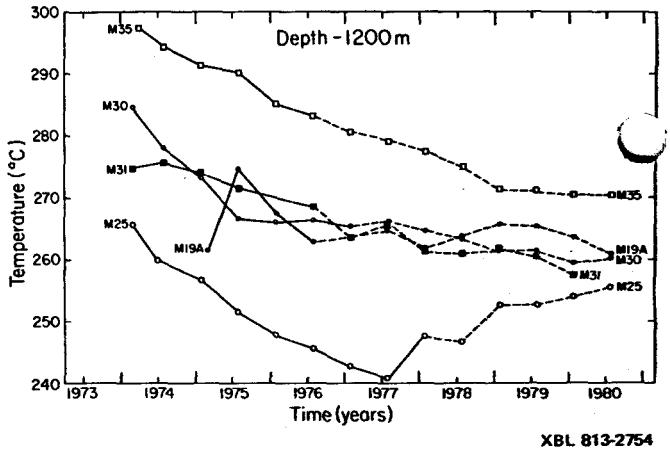


Figure 6. Computed downhole temperatures at 1200 m depth in production wells M-19A, M-25, M-30, M-31, and M-35 under flowing conditions.

Figura 6. Temperaturas de fondo a 1200 m de profundidad calculadas bajo condiciones de flujo para los pozos productores M-19A, M-25, M-30, M-31 y M-35.

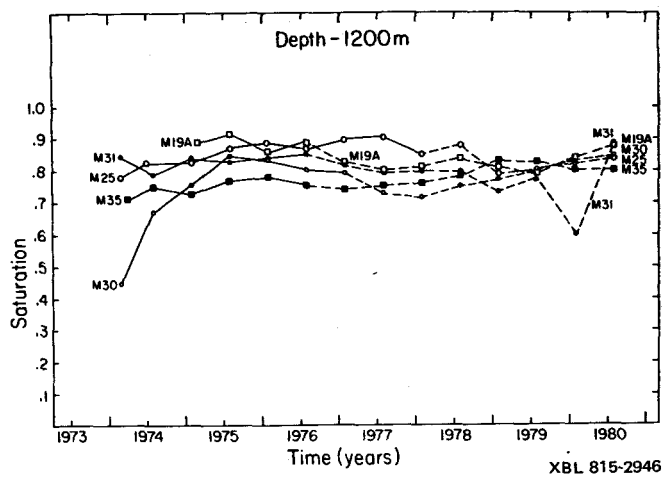


Figure 7. Calculated bottom hole steam saturations at 1200 m depth in production wells M-19A, M-25, M-30, M-31, and M-35 under flowing conditions.

Figura 7. Saturaciones de vapor de fondo a 1200 m de profundidad calculadas bajo condiciones de flujo para los pozos productores M-19A, M-25, M-30, M-31 y M-35.

ANALISIS DE DATOS DE PRODUCCION DE CERRO PRIETO

INTRODUCCION

El objetivo principal del modelado de un sistema geotérmico es la estimación de su capacidad energética y su longevidad cuando se utilizan distintos planes y arreglos de producción e inyección. Para que un modelo matemático pueda predecir el comportamiento de un campo deberá, en primer lugar, reproducir su historia previa de producción. Un modelo podrá hacer esto si ya ha sido validado con datos de producción conocidos. Por lo tanto, un primer paso en la simulación es la validación del modelo con la historia de producción conocida del campo. Para dicho propósito, el modelador necesitaría datos sobre la evolución de los pozos de producción y observación durante la explotación del sistema.

La mayoría de los programas de cómputo que simulan el comportamiento de campos geotérmicos calculan las propiedades físicas de los fluidos en el yacimiento mismo, o no dentro de los pozos. Por otro lado, los datos de producción generalmente son medidos en los cabezales de los pozos. Con menos frecuencia se obtienen registros de temperatura y presión en los pozos de observación y de producción, cuando éstos últimos no están en operación, tal como lo describen Bermejo et al. (1978).

El propósito de este estudio es de analizar los datos de producción medidos en los cabezales de los pozos de Cerro Prieto para obtener la historia de la evolución del campo durante el período 1973-80. Las mediciones en los cabezales tradicionalmente incluyen la producción másica de agua y vapor, la presión de cabezal, y la presión del separador. La entalpía en el cabezal puede ser estimada utilizando tablas de vapor y la razón vapor-agua medida bajo condiciones del separador. Para validar el modelo se necesitan datos sobre la cantidad de fluido extraída del campo versus tiempo, la variación de la entalpía del fluido producido debida a la explotación del yacimiento, la caída de presión del acuífero y la reducción de temperatura en el yacimiento. Si el yacimiento es de dos fases, también es necesario saber los cambios de saturación de vapor, en el espacio y en el tiempo, debidos a la producción de fluidos. Evidentemente parte de la información puede obtenerse directamente de los datos de cabezal, y el resto puede derivarse indirectamente. Por ejemplo, la masa producida en el cabezal representa la masa extraída del yacimiento. Del mismo modo, si la pérdida de calor del pozo productor a la formación es despreciable, como en el caso de los pozos de alta producción de Cerro Prieto, la energía obtenida en el cabezal es igual a la extraída del yacimiento (Goyal et al., 1981; Gould, 1974).

De esta manera, la extracción de masa y energía del yacimiento puede obtenerse directamente de los datos de cabezal. Por otra parte, la información relativa a la caída de presión, reducción de temperatura y cambios de saturación en el yacimiento tiene que ser derivada de los datos de cabezal, considerando el flujo en el pozo y en el yacimiento. Primero se calculan la presión, temperatura y saturación en el fondo del pozo bajo producción utilizando los datos de cabezal, tal como lo describen Goyal et al. (1980). Entonces, a partir de la presión de fondo del pozo, se puede calcular la presión en el yacimiento utilizando los parámetros del yacimiento obtenidos usando pruebas de pozos. Las temperaturas del yacimiento se obtienen mediante geotermometría (Na-K-Ca y SiO_2), o métodos de entalpía descritos por Grant et al. (1981). El cálculo de las temperaturas de fondo de pozo a partir de los datos de cabezal es un método adicional a los existentes. La saturación de vapor en el yacimiento es desconocida y sólo puede calcularse mediante metodos de modelado de yacimientos. Sin embargo, los valores de saturación en el fondo de los pozos que se han calculado en el campo podrán reducir esta incertidumbre y ayudar al modelador en su primera estimación. En este trabajo nos limitaremos a usar datos de cabezal para calcular las condiciones de fondo en pozos que están fluyendo. El cálculo de presiones en el yacimiento a partir de datos de fondo de pozo es descrito por Goyal et al. (1981).

Las próximas dos secciones están dedicadas a la producción de mezcla vapor-agua, y de calor en el campo de Cerro Prieto. En la última sección se discute el cálculo de presión, temperatura y saturación de fondo de pozo en función del tiempo.

PRODUCCION DE MEZCLA VAPOR-AGUA

Para validar un modelo matemático de un campo geotérmico se puede utilizar la masa extraída como dato de entrada. Generalmente uno puede elegir la producción media mensual o anual. Para obtener el promedio mensual de producción de masa hemos compilado la producción mensual de cada pozo desde marzo de 1973 hasta noviembre de 1980. La producción horaria indicada en la Figura 1 se obtuvo dividiendo la producción total del campo en un mes dado por el número de horas en dicho mes.

Se puede observar en la Figura 1 que durante 1973 la producción aumentó rapidamente, de unas 1000 ton/h a 2200 ton/h. Este aumento se atribuye a que más pozos fueron puestos en línea. El número total de pozos casi se triplicó, de 4 en marzo de 1973 a 11 pozos en diciembre de 1973. El incremento en 1976-77 en la extracción de masa también se debió a un aumento en el número de pozos productores. En 1974-75 la cantidad media de pozos productores fue de 12, comparada con 15 pozos en 1976-77.

Después de una leve reducción en la producción total del campo a fines de 1977 y comienzos de 1978, se observó otro rápido aumento a fines de 1978 y comienzos de 1979. Una disminución en la producción se debe al comportamiento general de la mayoría de los pozos del campo, es decir una reducción en sus producciones con el tiempo. Se observó nuevamente un incremento en la producción al aumentar el número de pozos de 17, en noviembre de 1978, a 26, en abril de 1979, cuando se duplicó la capacidad de la planta de 75 a 150 MWe. A pesar de que entre septiembre de 1979 y febrero de 1980 se pusieron en línea otros cuatro pozos, la producción media mensual de cerca de 4400 ton/h casi no cambió si se la compara con la de abril de 1979, cuando sólo había 26 pozos en producción. Los pozos adicionales sólo ayudaron a compensar la disminución de producción de los otros 26 pozos. Otra reducción, ocurrida a comienzos de 1980, se debió a la reducción en el número de pozos, de 30 a 26. En noviembre de 1980, la masa total extraída del campo llegó a aproximadamente 188 millones de toneladas, si se desprecia la producción de los pozos de reserva y la masa extraída antes de marzo de 1973, cuando se comenzó a generar energía eléctrica en Cerro Prieto.

En la Figura 2 se muestra la variación con el tiempo de la producción media de masa por pozo. Por ejemplo, el promedio de producción por pozo disminuyó de unas 240 ton/h en 1973, a unas 140 ton/h en 1980. La Figura 2 también indica que hubo períodos durante los cuales la producción fue constante o aumentó. Por ejemplo, durante 1974-75 la producción de masa se mantuvo alrededor de 180 ton/h. Los aumentos durante 1976-77 y 1978-79 se debieron principalmente a la puesta en línea de pozos de alta producción. La reducción en la producción de masa se debe posiblemente a la precipitación de sílice en los poros del yacimiento, a efectos de permeabilidad relativa en la región de flujo de dos fases (Grant et al., 1981), y/o a la reducción del gradiente de presión debido a la extracción de fluidos.

PRODUCCION DE ENERGIA TERMICA

El calor extraído del sistema geotérmico puede utilizarse para calcular la entalpía media de los fluidos producidos durante diferentes períodos. A su vez estos datos de entalpía pueden compararse con los datos de entalpía predecidos por el modelo del yacimiento.

En la Figura 3 se muestra la cantidad de calor extraída mensualmente del campo de Cerro Prieto. Como era de esperar, las Figuras 2 y 3, correspondientes a la producción de masa y de calor, presentan tendencias similares. En 1973 la producción mensual de calor aumentó de aproximadamente 0.2 a 0.4 x 10^{12} kcal, al incrementarse el número de pozos de 4 a 11. Otros aumentos en 1976-77 y 1978-79 se debieron también a un incremento en el número de pozos productores, como ya se mencionó más arriba al describir la producción de masa. Hasta noviembre de 1980 el calor total producido en Cerro Prieto alcanzó a unas 60 x 10^{12} kcal, o aproximadamente 70 x 10^{6} MW-h. Para una temperatura ambiente de alrededor de 15°C, esto corresponde a una energía disponible de aproximadamente 65 x 10^{6} MW-h. Para el período marzo 1973-noviembre 1980 esto es equivalente a una potencia térmica media de alrededor de 966 MW. Hasta abril de 1979 el campo de Cerro Prieto produjo 75 MWe; luego su capacidad se duplicó a 150 MWe. Desde 1973, esto corresponde a un promedio de generación de electricidad de cerca de 90 MWe, lo que indica que el factor entre la potencia eléctrica generada y la potencia térmica extraída es de alrededor de 9.5%.

En la Figura 4 se muestra la entalpía media mensual del fluido producido del campo. Se observa que la entalpía media mensual aumenta hasta mediados de 1975, disminuyendo luego hasta mediados de 1979, para después aumentar nuevamente hasta mediados de 1980. Aunque la entalpía de la mayoría de los pozos disminuyó con el tiempo, los aumentos de entalpía indicados en la Figura 4 se atribuyen principalmente a la puesta en línea de pozos de alta entalpía. La reducción en la entalpía de los fluidos producido es debida a la mezcla de aguas calientes del yacimiento con aguas relativamente más frías que percolan de acuíferos suprayacentes y de áreas vecinas bajo el gradiente de presión asociado con la explotación del campo (Truesdell et al., 1978; Grant et al., 1981).

PRESIONES, TEMPERATURAS Y SATURACIONES DE FONDO DE POZO

Como primer paso en la determinación de las presiones del yacimiento calculamos las condiciones de fondo en pozos fluyendo, utilizando los datos de cabezal conocidos. Estos cálculos requieren datos sobre el diámetro interno, la profundidad, y el intervalo abierto de los pozos, así como la producción de masa, la entalpía y la presión de cabezal. Muchos pozos del campo de Cerro Prieto presentan incrustaciones que reducen sus diámetros internos. Para calcular correctamente las condiciones de fondo de pozo se deben tomar en consideración los cambios de diámetro. La teoría y el método para calcular las condiciones de fondo en pozos que presentan flujo de dos fases y cuyos diámetros internos no son uniformes han sido discutidos por Goyal et al. (1980) y Miller (1979).

Los pozos M-19A, M-25, M-30, M-31 y M-35 fueron seleccionados para calcular presiones, temperaturas y saturación de fondo de pozo bajo condiciones de flujo. Se encontró que estos pozos tienen incrustaciones mucho menores que otros pozos del campo. En estos pozos, la mayoría de las incrustaciones están restringidas a los intervalos abiertos. Por lo tanto consideramos que los resultados obtenidos son razonables.

Debe mencionarse que se consideró que la elevación del terreno era uniforme en todo el campo. Esta suposición es válida en Cerro Prieto ya que la superficie del terreno en su mayor parte es plana.

En la Figura 5 se muestran, para el período 1974-1980, las presiones de fondo de pozo calculadas para 1200 m de profundidad. Todos los pozos indicados en esta figura están abiertos a dicha profundidad, con la excepción del pozo M-30 que está abierto por debajo de los 1230 metros. Las líneas llenas indican que se tiene información sobre las incrustaciones, mientras que las líneas punteadas indican que se supusieron condiciones de incrustación. Por ejemplo, para el pozo M-35 existen datos sobre las incrustaciones hasta julio de 1976; para tiempos posteriores, la incrustación en el pozo se asumió en base a los datos de 1974-76. En la Figura 5 se nota claramente que las presiones están disminuyendo en la parte antigua del campo (Cerro Prieto I), sin embargo la velocidad de reducción disminuye con el tiempo. Por otra parte, entre 1974 y 1980 la diferencia entre las presiones de fondo de estos pozos se reduce de aproximadamente 35 baras a unas 15 baras. Por lo tanto, con el paso del tiempo las presiones en estos pozos parecen estabilizarse y hacerse más uniformes. Después de diciembre de 1977 el comportamiento del pozo M-25 difiere bastante de los otros

pozos. En esa época este pozo comenzó a producir arena, lo que luego fue corregido estrangulandolo parcialmente (R. Molinar, comunicación personal, 1980). Esto modificó notablemente la producción y la presión de cabezal de este pozo.

En la Figura 6 se indican las temperaturas de fondo de pozo calculadas para 1200 m de profundidad. La tendencia de la temperatura es similar a la de las presiones indicadas en la Figura 5. En un período de 7 años se puede observar una reducción media de temperatura de unos 20°C. Es de esperar que estas temperaturas estén próximas a las temperaturas basadas en la sílice (SiO_2), ya que a 260-300°C la sílice se equilibra en unas pocas horas con la formación (Truesdell, 1979). Por esta razón, se hizo una comparación entre las temperaturas de fondo de pozo y las de SiO_2 (Goyal et al., 1981). En los pozos M-30, M-31 y M-35 se encontró un acuerdo razonable entre ellas. En los pozos M-19A y M-25, las temperaturas calculadas de fondo fueron inferiores a las temperaturas basadas en la sílice. Esta discrepancia puede deberse a un error en el cómputo de las temperaturas de fondo de pozo, a la falta de suficientes datos de incrustaciones, o a datos geoquímicos mediocres. También es posible que, debido a razones desconocidas, la sílice en estos pozos necesitó más tiempo para alcanzar un equilibrio (Truesdell, comunicación personal, 1981).

En la Figura 7 se muestran las saturaciones de vapor de fondo de pozo calculadas para 1200 m de profundidad. Se puede observar que en la mayoría de los pozos, la saturación de vapor cambió de 70-90% en 1974 a 80-90% en 1980. En el pozo M-30 la saturación de vapor aumentó alrededor de un 40% en 1974 a 70% en 1975. Esto indica que inicialmente las zonas de dos fases se encontraban en las regiones vecinas a los pozos, extendiéndose luego debido a la explotación del campo.

RESUMEN

Los datos de producción de calor y masa en el campo de Cerro Prieto fueron analizados para su futura utilización en un modelado cuantitativo y detallado del sistema. Se encontró que, en general, la producción de los pozos individuales disminuye con el tiempo. Esto puede deberse a una reducción en la permeabilidad por la deposición de sílice en los poros del acuífero, a efectos de permeabilidad relativa en un flujo de dos fases, y/o a la reducción del gradiente de presión durante los años de producción. Ciertos aumentos en la producción total de masa del campo están asociados con el incremento del número de pozos productores. La entalpía media de los fluidos producidos varió con el tiempo. Al comienzo aumentó, luego disminuyó y volvió nuevamente a aumentar. Generalmente, el aumento en la entalpía se debió a la puesta en línea de pozos con un entalpía superior a la de los pozos existentes en el campo. La disminución en la entalpía se cree que se debe principalmente a la mezcla de aguas relativamente frías con los fluidos del acuífero geotérmico.

Utilizando datos de cabezal de pozos fluyendo se calcularon presiones, tempertauras, y saturaciones de fondo de pozo. Entre 1973 y 1980, las presiones y temperaturas disminuyeron en alrededor de 15 baras y 20°C respectivamente, y las saturaciones de vapor aumentaron ligeramente en las zonas vecinas a los pozos.

AGRADECIMIENTOS

Quisieramos agradecer a la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto de la Comisión Federal de Electricidad por habernos facilitado los datos utilizados en este estudio. Agradecemos especialmente a los Ingeneiros A. Abril G., R. Molinar C. y A. Mañón M. por sus sugerencias y por su apoyo. Los autores también agradecen a Alfred Truesdell por las provechosas discusiones y a Meera Goyal por su ayuda. Gracias también a T.N. Narasimhan y K. Pruess por sus críticas constructivas.

Este trabajo fue auspiciado por el Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies del U.S. Department of Energy, bajo contrato DE-AC03-76SF00098.

RESULTADOS DE LAS ULTIMAS PRUEBAS TRANSITORIAS DE PRESION EN POZOS DE CERRO PRIETO

A. Abril G. y C. Vargas G.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

RESUMEN

Dentro del área de Ingeniería de Yacimientos de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto de Comisión Federal de Electricidad, se cuenta con un programa de pruebas de presión en pozos, considerada como una actividad contínua.

Este trabajo describe el diseño de pruebas de dos gastos y de interferencia efectuadas en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto durante 1980.

Se presentan los resultados de las interpretaciones practicadas a las pruebas de interferencia, una entre el pozo M-110 y M-104 y otra entre el pozo M-7 y Q-757, para las que se utilizó el método de análisis de curvas tipo, así como tambien las correspondientes a las de pruebas de dos gastos en los pozos M-102 y M-7 Figura 1

Tambien se presenta el arreglo propuesto para efectuar pruebas de dos gastos con el que intenta evitar la incertidumbre que se tiene con el método de medición actual de gastos, arreglo que utiliza elementos de medición directa de agua y vapor separado. Se presentan las conclusiones de las interpretaciones efectuadas y recomendaciones para futuras pruebas.

INTRODUCCION

Como es natural al inicio de todo campo, el el trabajo que se realiza en Ingeniería de Yacimientos al principio se hace con base en modelos simplificados dado que se cuenta con poca información acerca del yacimiento, pero conforme aumenta el número de pozos y en general con más información del yacimiento, se pueden efectuar evaluaciones cada vez más exactas del potencial del campo.

El objetivo principal del análisis de pruebas de presión en pozos es determinar en forma indirecta una o más propiedades del yacimiento. Los datos de presión necesarios para el análisis se obtienen con el registro de la presión del pozo contra el tiempo después de que se produce un cambio en el gasto del mismo.

Para la caracterización correcta de un yacimiento geotérmico es importante que sus propiedades, permeabilidad, porosidad y compresibilidad, sean determinadas a las condiciones reales de presión, temperatura y saturación existentes en el yacimiento [2,3]. La información que puede ser obtenida del análisis de núcleos no es necesariamente confiable debido a que una muestra representa una fracción infinitesimal con respecto al tamaño del yacimiento, además de los cambios que ésta pueda experimentar al pasar de condiciones de yacimiento a condiciones de laboratorio. En cambio la obtenida del análisis de las presiones resgistradas en los pozos es a las condiciones reales del yacimiento [4,5,6].

ANALISIS DE PRUEBAS DE PRESION

Muchas de las técnicas para obtener información acerca de un yacimiento geotérmico pueden ser derivadas de los principios básicos de yacimientos de petróleo, gas y agua [4,5,6,7,8]. Los métodos de análisis de pruebas en pozos han sido una herramienta importante para estimar la extensión del yacimiento y predecir el potencial de las reservas, así como los gastos de producción.

Algunas suposiciones como flujo de una sola fase, condiciones isotérmicas e idealización del sistema son involucradas en los métodos convencionales de análisis de pruebas en pozos y que son utilizados en este trabajo.

Tomando en consideración los dos tipos de pruebas analizadas en este trabajo, como lo son las de dos gastos que son de corta duración y las de interferencia con un tiempo de observación bastante considerable, una de las ventajas de estas últimas pruebas son las de investigar más volumen de yacimiento que el que se tiene con una prueba de presión en pozos de corta duración.

PRUEBA DE DOS GASTOS

La prueba consiste básicamente en observar las variaciones de la presión de fondo al efectuar un cambio de gasto determinado, después de que el pozo ha sido estabilizado bajo un gasto constante por un tiempo razonable.

Actualmente se utiliza un arreglo para este tipo de pruebas en el que tenemos un separador que cuenta con elementos de medición en las líneas de vapor y agua separada y éstas a su vez conectadas a un gratificador con el cual se obtienen las variaciones en el gasto. Para el registro de presión de fondo se utilizan elementos tipo Bourdon, eliminando la posible pérdida de elementos de medición en la realización de las pruebas.

Las ecuaciones utilizadas para la interpretación de este tipo de pruebas son las siguientes:

$$P_{wf} = P_i - 527.4 \frac{W_2 V_{sc.} B\mu}{kh} \left(\log \frac{k}{\phi\mu C_t r_w^2} + 0.890 + 0.87s\right)$$

$$= -527 \frac{W_1 V_{sc} B\mu}{kh} \left(\log \frac{t+\Delta t'}{\Delta t'} + \frac{W_2}{W_1} \log \Delta t'\right) \qquad (1)$$

De la ecuación (1) al graficar:

$$P_{wf} \quad vs. \quad \left(\log \frac{t+\Delta t'}{\Delta t'} + \frac{W_2}{W_1} \log \Delta t'\right)$$

una línea recta puede ser obtenida cuya pendiente está dada por:

$$m_R = 527.4 \frac{W_1 V_{sc} B\mu}{kh} \qquad (2)$$

y la ecuación para obtener el factor de daño está dada por la siguiente expresión:

$$S = 1.151 \left[\left(\frac{W_1}{W_1 - W_2} \right) \left(\frac{P_{1hr} - P_{wf}}{m_R} \right) - \log \frac{k}{\phi \mu C_t r_w^2} - 0.891 \right] \qquad (3)$$

En las figuras 2 y 3, se muestran los resultados obtenidos de la aplicación de la técnica de dos gastos a los pozos M-102 y M-7. En ambas pruebas se logró obtener una línea recta calculando con los valores de las pendientes los datos presentados en la Tabla 1.

PRUEBAS DE INTERFERENCIA

Como es bien conocido, la ventaja de una prueba de interferencia es la de investigar una mayor porción del yacimiento. Las zonas en las que se encuentran los pozos de observación y activos no han estado en explotación, sino únicamente durante la evaluación del pozo activo y durante el tiempo de observación. En la Figura 1 se muestra la ubicación de los pozos M-7 y M-110 que son los que se utilizaron como de observación.

Este tipo de pruebas se realizaron aprovechando que los pozos utilizados en las zonas probadas debían empezar a producir por primera vez, actuando en ambas pruebas como único pozo productor.

Los pozos de observación se terminaron ambos en un 100%, dentro del yacimiento denominado como A. Un tubo de acero inoxidable de pequeño diámetro (2.39 mm D.E., 1.37 mm D.I.) con una cámara de burbujeo de 3.28 cm. de largo y 42.1 mm D.E. Se llenó por completo con gas nitrógeno para medir los cambios de presión dentro del pozo. El sistema anterior de tubo-cámara lleno de nitrógeno se conecta a un transductor de presión con sensibilidad de 0.01 psi, colocado en superficie y alimentado por una batería de 12 volts. Dicho transductor registra los cambios de presión en términos de cambios de la frecuencia de resonancia de un cristal de cuarzo piezo-eléctrico. Normalmente la transmisión de la salida en frecuencia se envía por cables hasta el lugar donde se encuentra el monitor.

En la interpretación de estas pruebas se utilizó el procedimiento de gráficas de curvas tipo por medio de la solución original. Las variables adimensionales están definidas como:

$$P_D = 1.5388 \times 10^{-4} \frac{k\, h\, \Delta P}{W\, V_{sc} B\, \mu} \qquad (4)$$

$$t_{D/r_D^2} = 0.0008366 \frac{k\, t}{\Phi\, \mu\, C_t r^2} \qquad (5)$$

En las Tablas 2 y 3 se muestran los datos de presión obtenidos durante las pruebas y las figuras 4 y 5 son resultado del procesamiento de los mismos. Por último, en la Tabla 4 encontramos los valores de las variables calculadas en las ecuaciones 4 y 5.

COMENTARIOS Y CONCLUSIONES

1. Los datos presentados en este trabajo son el producto de la aplicación de modelos conocidos y ya aplicados anteriormente en pozos de Cerro Prieto, considerando el método de prueba de dos gastos como la técnica más rápida y adecuada para obtener parámetros del yacimiento en el área de drene de un pozo.

2. El uso de un arreglo mecánico en la medición de gastos ha facilitado la interpretación de las pruebas de dos gastos y como consecuencia una determinación más exacta de parámetros del yacimiento.

3. En el caso de las pruebas de interferencia se utilizó el método de análisis de curvas tipo, por su sencillez al considerar sistemas de acción infinita, ya aplicado por Rivera, et al., 1978[1].

Nomenclaturas:

B = Factor de volumen de la salmuera de la formación (volumen a condiciones del yacimiento/volumen a condiciones estandard).

C_t = Comprensibilidad total $(Kg/cm^2)^{-1}$

h = Espesor neto de la formación, m

k = Permeabilidad, md.

m = Pendiente de una línea recta.

P = Presión, Kg/cm^2

Pi = Presión inicial, Kg/cm^2

P_{wf} = Presión dinámica en el fondo del pozo, Kg/cm^2

P_{1hr} = Presión dinámica en el fondo del pozo, 1 hora después del cambio en el gasto Kg/cm^2

q = Gasto volumétrico, barriles/día.

r = Distancia radial, m

r_w = Radio del pozo, cm.

s = Factor de daño, adimensional.

t = Tiempo producción al instante de cambio de gasto, horas.

Δt = Tiempo de producción medio desde el primer cambio de gasto, hora.

V = Volumen específico cm^2/gr

W = Gasto de flujo de masa, ton/hr.

Símbolos griegos:

μ = Viscosidad, cp

Φ = Porosidad, fracción.

Subíndices:

D = Adimensional

i = Condicion inicial

R = Referente al modelo de Rusell

sc = Condiciones estandard

w = pozo

wf = Condiciones dinámicas.

REFERENCIAS

1. Rivera R., J., Samaniego F., F., y R. C. Schroeder "Pressure Transient Testing at the Cerro Prieto Geothermal Field". Proceedings First Simposium of Cerro Prieto Geothermal Field, San Diego, C. Sep 20-22, 1978 Lawrence Berkeley Laboratory, Report LBL-7098, pp. 366-374.

2. Samiengo F. y J. Pasmiño V., "Aspectos Prácticos del Análisis Moderno de Pruebas de Presión" (en prensa).

3. Samaniego F. y H. Cinco L., "Análisis de Presiones para pozos Geotérmicos", presentado en el II Congreso de la Academia Nacional de Ingeniería, A.C., celebrado en Monterrey, N.L. 16-18 de septiembre de 1976.

4. Mattews C.S. and Russell, D.G.: Pressure Buildup and Flow Test in Wells, Monograph Series, Society of Petroleum Engineers of AIME, Dallas, 1967.

5. Ramey H.J., Jr., Kimar, A. and Gulati, M.S.: "Gas Well Test Analysis Under Water Drive Conditions", AGA, Arlington, Va., 1973.

6. Earlougher, R.C., Jr.:"Advance in Well Test Analysis", Monograph Series, Society of Petroleum Engineers of AIME, Dallas 1977.

7. Rivera, R.J., and Ramey H.J., Jr.: "Aplication of Two-Rate Flow Tests to the Determination of Geothermal Reservoir Parameters", Paper SPE 6887, presented at the 52nd Fall Technical Conference and Exhibition of SPE, Denver, Col, Oct. 9-12, 1977.

8. Ramey, H.J., Jr.: "Pressure Transient Analysis for Geothermal Wells", Second UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco 1975, Proceedings, Lawrence Berkeley, Lab., University of California.

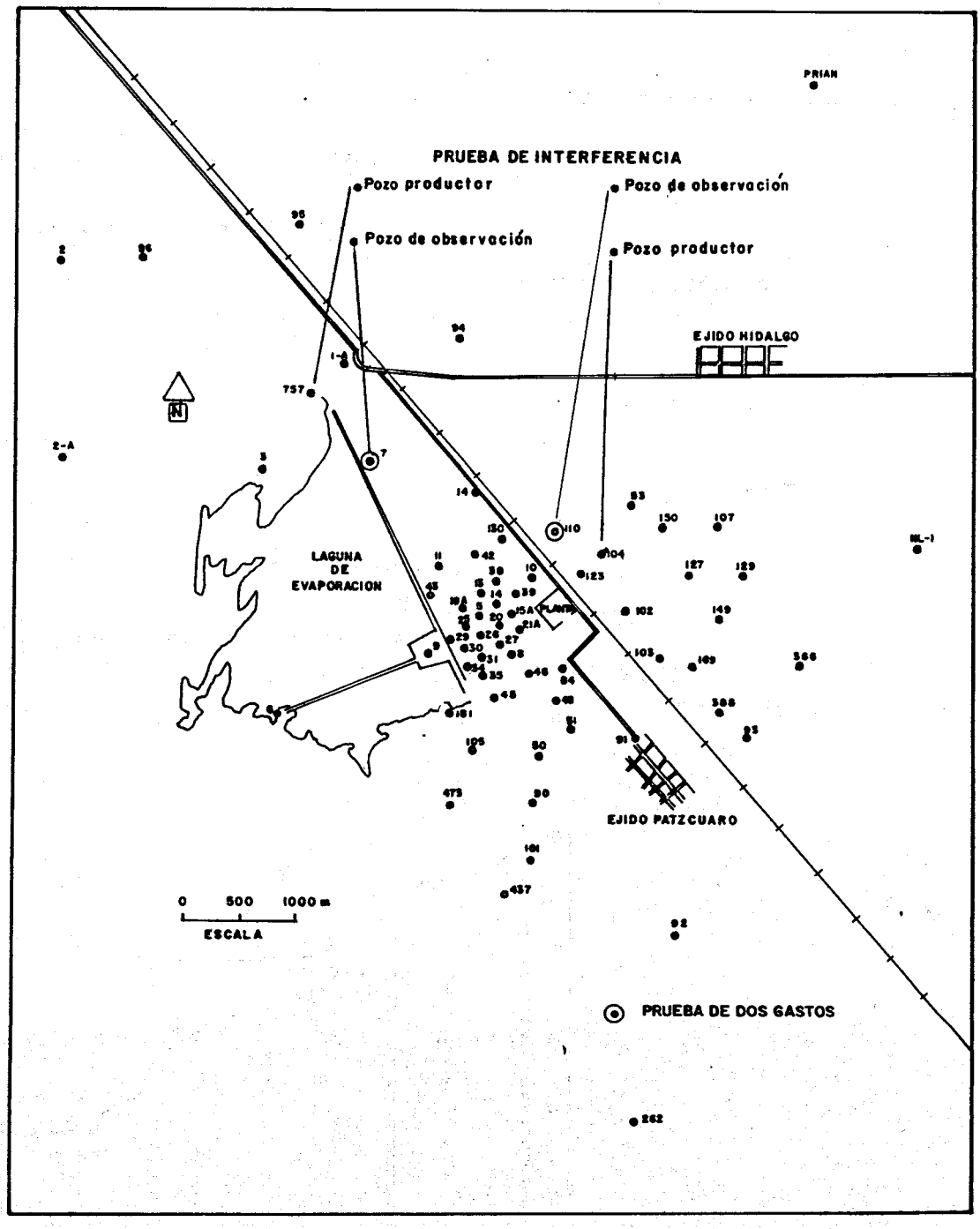


Figura 1. Localización de pozos del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Figure 1. Location of the wells in the Cerro Prieto geothermal field.

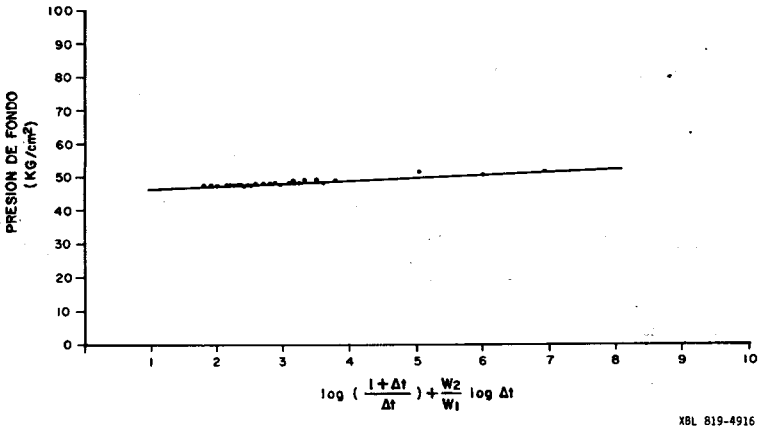


Figura 2. Prueba de dos gastos en el pozo M-7.

Figure 2. Two-rate flow test in well M-7.

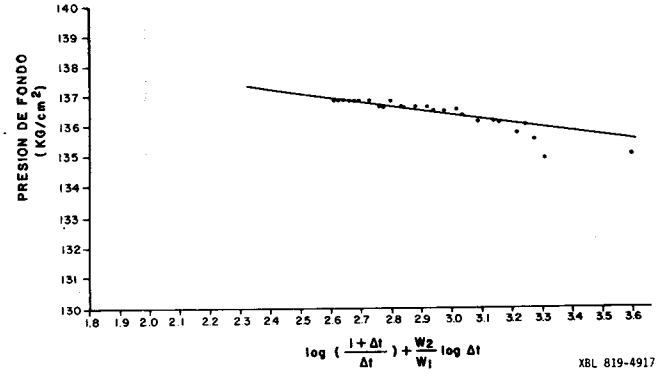


Figura 3. Prueba de dos gastos en el pozo M-102.

Figure 3. Two-rate flow test in well M-102.

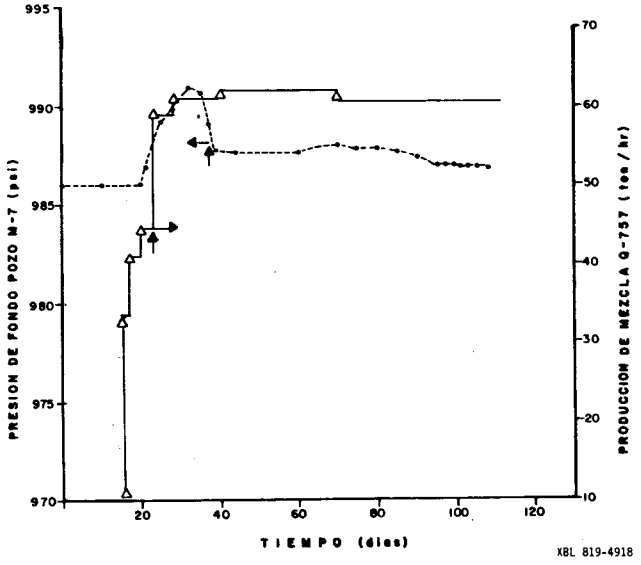


Figura 4. Producción y presión de fondo vs. tiempo para los pozos de producción (Q-757) y observación (M-7).

Figure 4. Production and bottom hole pressure in the production (Q-757) and observation well (M-7), versus time.

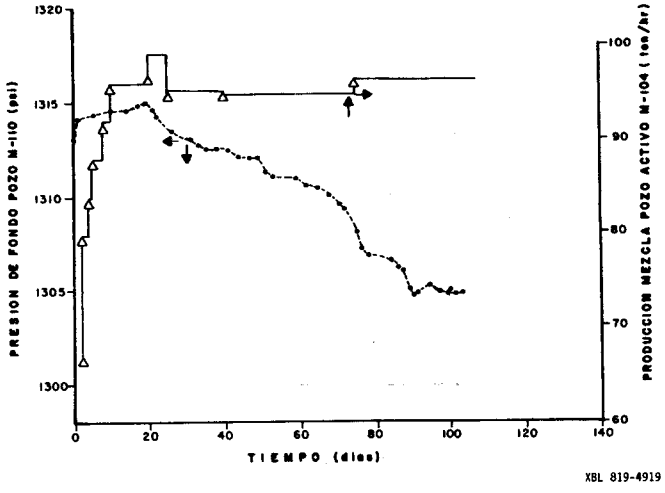


Figura 5. Producción y presión de fondo vs. tiempo para los pozos de producción (M-104) y observación (M-110).

Figure 5. Production and bottom hole pressure in the production (M-104) and observation well (M-110), versus time.

TABLA 1. RESULTADOS DE LAS PRUEBAS DE DOS GASTOS EN POZOS DE CERRO PRIETO

TABLE 1. RESULTS FROM THE TWO-RATE FLOW TESTS AT CERRO PRIETO

Pozo	Prueba No.	Fecha de Prueba	k h (md-m)	k (md)	Factor de Daño (s)
M-102	1	15-II-79	4632	46	2
M-102	2	30-X-79	5474	54	1.8
M-7	1	04-X-79	3602	72	-3

TABLA 2. DATOS DE PRESION DURANTE LA PRUEBA DE INTERFERENCIA POZO M-7

TABLE 2. INTERFERENCE TEST PRESSURE DATA, WELL M-7.

Tiempo (Días)	Presión de Fondo (0850 m) (Psi)	Caída de Presión (Psi)
32	991.0	-
35	990.7	0.3
37	989.1	1.9
39	987.8	3.2
44	987.7	3.3
60	987.7	3.3
61	987.7	3.3
70	988.0	3.0
75	987.8	3.2
80	987.8	3.2
85	987.7	3.3
90	887.4	3.6
95	887.0	4.0
97	887.0	4.0
99	887.0	4.0
101	886.9	4.1
103	886.9	4.1
105	886.9	4.1
108	886.9	4.1

TABLA 3. DATOS DE PRESION DURANTE LA PRUEBA DE INTERFERENCIA POZO M-110

TABLE 3. INTERFERENCE TEST PRESSURE DATA, WELL M-110.

Tiempo (Días)	Presión de Fondo (1000 m) (Psi)	Caída de Presión (Psi)
19	1315.0	-
21	1314.7	0.3
22	1314.3	0.7
26	1313.5	1.5
31	1313.0	2.0
33	1312.7	2.3
35	1312.5	2.5
38	1312.5	2.5
41	1312.5	2.5
44	1312.1	2.9
47	1312.0	3.0
49	1312.0	3.0
51	1311.2	3.8
53	1311.0	4.0
59	1310.9	4.1
62	1310.5	4.5
65	1310.4	4.6
68	1310.0	5.0
71	1309.6	5.4
72	1309.3	5.7
75	1308.0	7.0
76	1307.2	7.8
78	1306.8	8.2
84	1306.7	8.3
86	1306.2	8.8
87	1306.0	9.0
88	1305.6	9.4
89	1305.0	10.0
90	1304.7	10.3
91	1304.8	10.2
94	1305.2	9.8
97	1304.8	10.2
98	1304.8	10.2
99	1304.8	10.2
100	1305.0	10.0
101	1304.8	10.2
102	1304.8	10.2
103	1304.8	10.2

TABLA 4. RESULTADOS OBTENIDOS DE LAS PRUEBAS DE INTERFERENCIA EFECTUADAS EN CERRO PRIETO

TABLE 4. RESULTS OBTAINED FROM THE INTERFERENCE TESTS AT CERRO PRIETO.

Pozo de Observación	Pozo Activo	Fecha de Prueba	Permeabilidad (md)	Porosidad (Ø %)
M-102	M-103	09-I-79	90	0.16
M-110	M-104	14-XII-79	77	0.17
M-7	Q-757	15-XI-79	248	0.21
M-93	T-386	15-VIII-80	Sin éxito	
M-46	E-1	29-X-80	Efectuándose	

RESULTS OF THE LATEST TRANSIENT WELL PRESSURE TESTS AT CERRO PRIETO

ABSTRACT

Within the activities of the reservoir engineering group at the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto of the Comisión Federal de Electricidad, there is an on-going well-testing program. This work describes the equipment used in the interference and two-rate flow tests carried out at the Cerro Prieto geothermal field during 1980.

The results of two interference tests are presented, one between wells M-110 and M-104, and the other between wells M-7 and Q-757. The data was interpreted using type curve matching analysis. Results of two-rate flow tests carried out in wells M-102 and M-7 are also discussed (Figure 1).

A technique for making two-rate flow tests is proposed. This approach, which attempts to avoid the uncertainty of present flow-rate measurements, makes use of devices for direct measurements of sparated water and steam. Conclusions based on the above interpretations and recommendations for future tests are presented.

INTRODUCTION

Given the scarcity of information when a geothermal field is initially developed, the beginning reservoir engineering work on a field is done on the basis of simplified models. As more wellls are drilled, and more information becomes available, more accurate assessments of the reservoir potential can be made.

The main objective of well pressure tests is to determine indirectly one or more reservoir properties. The necessary pressure data for the analysis is obtained from the record of well pressure vs. time after a change is made in well flowrate.

In order to characterize a geothermal reservoir correctly, it is necessary that its properties, such as permeability, porosity, and compressibility, be determined under reservoir pressure, temperature, and saturation conditions[2,3]. The information that can be obtained from the analysis of core samples is not necessarily reliable since the sample represents only an infinitesimal fraction of the reservoir. On the other hand, the properties obtained from the analysis of well pressures correspond better to actual reservoir conditions[4,5,6].

PRESSURE TEST ANALYSIS

Many of the techniques used to obtain information about a geothermal reservoir derive from the basic principles of oil, gas, and water reservoirs[4,5,7,8]. Well testing analysis methods have been an important tool in the estimation of reservoir size, and in the prediction of the reservoir reserves and production flow rates.

Conventional well-testing analysis assumptions, such as single-phase flow, isothermal conditions, and system idealization, are made in this study.

Considering the two types of tests analyzed in this work, namely, two-rate flow tests, which have a short duration, and interference tests, which have a considerable observation period, one of the advantages of the latter is that they investigate a greater reservoir volume than that in the short duration well pressure tests.

TWO-RATE FLOW TESTS

This test consists basically in observing changes in bottom-hole pressures due to a known change in the flow rate after the well has been stabilized at some constant flow rate for a reasonable period of time.

At present, this type of tests uses a separator equippped with measuring devices in the steam and separated water lines. These devices are in turn connected to graphic chart recorders to obtain the flow rate variations. For the bottom-hole pressure measurements we use Bourdon-type devices, eliminating the possibility of losing the measuring devices during the tests.

The equations used for the interpretation of the data obtained from these types of tests are:

$$P_{wf} = P_i - 527.4 \frac{W_2 V_{sc} B\mu}{kh} \left(\log \frac{k}{\phi\mu C_t r_w^2} + 0.890 + 0.87s\right)$$

$$= -527 \frac{W_1 V_{sc} B\mu}{kh} \left(\log \frac{t+\Delta t'}{\Delta t'} + \frac{W_2}{W_1} \log \Delta t'\right) \quad (1)$$

From equation (1), if we plot

$$P_{wf} \quad \text{vs.} \quad \left(\log \frac{t+\Delta t'}{\Delta t'} + \frac{W_2}{W_1} \log \Delta t'\right)$$

one obtains a straight line whose slope is given by

$$m_R = 527.4 \frac{W_1 V_{sc} B\mu}{kh} \quad (2)$$

and the equation to obtain the damage factor is given by

$$S = 1.151 \left[\left(\frac{W_1}{W_1 - W_2} \right) \left(\frac{P_{1hr} - P_{wf}}{m_R} \right) - \log \frac{k}{\phi \mu C_t r_w^2} - 0.891 \right] \quad (3)$$

Figures 2 and 3 show the results of applying this technique to two-rate flow tests in wells M-102 and M-107. In both tests we obtained straight lines. From the slopes of these lines we computed the data shown in Table 1.

INTERFERENCE TESTS

The advantage of interference tests, as is well known, is that they investigate a larger portion of the reservoir. The areas where the production and observation wells were located had not been under production, except during the evaluation and observation of the wells. Figure 1 shows the location of wells M-7 and M-110 which were used as observation wells.

This type of test was made taking advantage of the fact that the wells used were to begin producing from the areas under study for the first time, and in both instances, they were the only producing wells.

Both the observation wells were 100% completed in the reservoir named A. A small diameter stainless steel tube (2.39 mm O.D., 1.37 mm I.D.) with a 3.28 cm long, 42.1 mm O.D. bubbling chamber filled with nitrogen gas, were used to measure pressure changes inside the well. This tube-chamber system is connected to a pressure transducer with a sensitivity of 0.01 psi located at the surface and powered by a 12 volt battery. This transducer records the pressure changes in terms of changes in the resonant frequency of a piezo-electric quartz crystal. Normally this output frequency is transmitted via cable to the monitoring device.

In the interpretation of these tests, a type-curve graphical procedure was used. The dimensionless variables are defined as:

$$P_D = 1.5388 \times 10^{-4} \frac{kh\Delta P}{WV_{sc}B\mu} \quad (4)$$

$$tD/r_D^2 = 0.0008366 \frac{kt}{\phi \mu C_t r_w^2} \quad (5)$$

Tables 2 and 3 show the pressure data obtained during the tests, and Figures 4 and 5 show plots of these data. Finally, Table 4 shows results computed using Equations 4 and 5.

COMMENTS AND CONCLUSIONS

1. The data presented in this study are the result of known models previously applied to cerro Prieto wells. Two-rate flow tests are considered to be the fastest and most suitable technique to obtain reservoir parameters from the zone of influence of a well.

2. The use of a mechanical system to measure flow rates has made the interpretation of two-rate flow tests easier, and consequently, a more accurate determination of the reservoir parameters is obtained.

3. In the case of interference tests, a type-curve matchning technique was used because of its simplicity in taking into account infinite systems which had already been applied by Rivera et al., 1978[1].

NOMENCLATURE

- B = brine formation volume factor, (volume, reservoir conditions/volume, standard conditions).
- C_t = total fluid compressibility, $(Kg/cm^2)^{-1}$.
- h = formation net thickness, m.
- k = permeability, md.
- m = slope of a straight line.
- p = pressure, Kg/cm^2.
- P_i = initial pressure, Kg/cm^2.
- P_{wf} = flowing bottom-hole pressure, Kg/cm^2.
- P_{1hr} = flowing bottom-hole pressure 1 hr after the rate change, Kg/cm^2.
- q = volumetric flow rate, bbl/day.
- r = radial distance, m.
- r_w = wellbore radius, cm.
- s = skin factor, dimensionless.
- t = producing time to instant of rate change, hrs.
- $\Delta t'$ = producing time measured from first rate change, hrs.
- V = specific volume, cm^3/gr.
- W = mass flow rate, ton/hr.

GREEK SYMBOLS

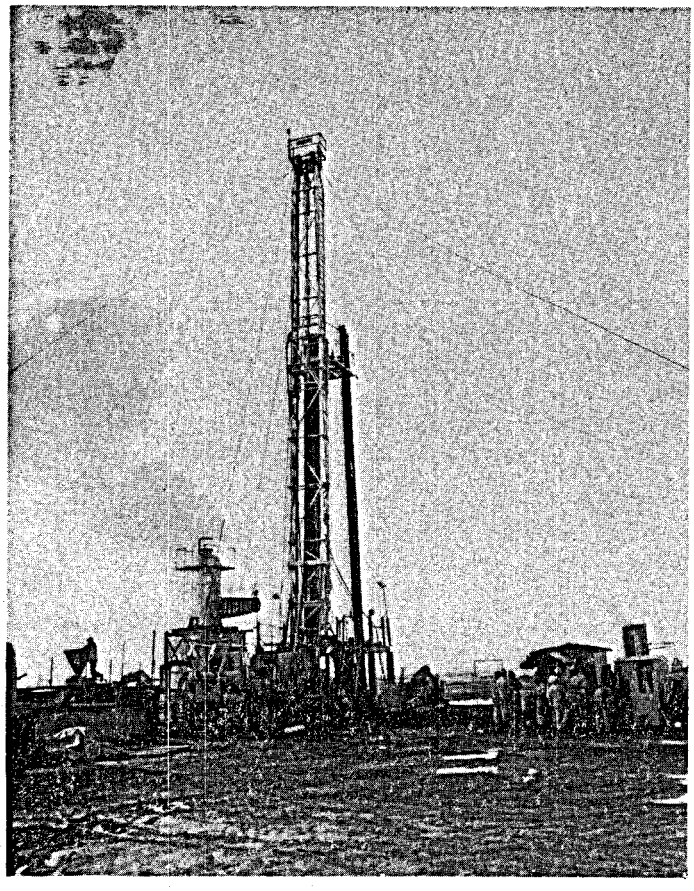
- μ = viscosity, cp.
- ϕ = porosity, fraction.

SUBSCRIPTS

- D = dimensionless.
- i = initial condition.
- M = matching.
- R = refers to Russell's model.
- sc = standard conditions.
- w = wellbore.
- wf = flowing conditions.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

REINJECTION
REINYECCION



TRATAMIENTO DE LA SALMUERA DE CERRO PRIETO I PARA REINYECCION.
2. RESULTADOS DE LAS PRUEBAS EN PLANTA PILOTO

R. Hurtado J., S. Mercado G., E. Rocha C. y H. Gamiño O.
Instituto de Investigaciones Eléctricas
Mexicali, Baja California, México

y

F. Garibaldi P.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Introducción

La Central Geotermoeléctrica Cerro Prieto I desecha 3000 t/h de salmuera a una temperatura cercana a los 100°C, la cual se descarga en una laguna de evaporación solar, donde se evapora a la atmósfera una parte del agua. El excedente que no se alcanza a evaporar se conduce por un dren hacia el Río Hardy, el cual desemboca en el Mar de Cortéz.

La Comisión Federal de Electricidad está interesada en evaluar la factibilidad técnica-económica de reinyectar la salmuera de desecho, puesto que dado su contenido energético podría contribuir significativamente a recargar térmica e hidraúlicamente el yacimiento de Cerro Prieto y por lo tanto a prolongar la vida de explotación del recurso geotérmico.

La salmuera descargada por los pozos de la Central Cerro Prieto I tiene un elevado contenido de sales disueltas y principalmente un alto grado de sobresaturación de sílice, de tal manera que la reinyección de dicha salmuera, sin la remoción previa de la sílice en exceso, podría ocasionar la depositación de ésta tanto en la tubería del pozo inyector, como también en los estratos de areniscas del yacimiento donde se descargue la salmuera.

Anteriormente[1], se explicó el programa básico de reinyección que está llevando a cabo la Comisión Federal de Electricidad con la colaboración del Instituto de Investigaciones Eléctricas. Dicho programa contempla pruebas de reinyección sin tratamiento, es decir, sin eliminación de la sílice en exceso y pruebas de reinyección de salmuera tratada, es decir, con la eliminación previa de la sílice en exceso.

Las pruebas de reinyección sin tratamiento se iniciaron[1], en Cerro Prieto, el 8 de agosto de 1979 inyectando el agua separada del pozo M-29 en el pozo M-9. Actualmente se continúa la reinyección con una reducción gradual en el gasto aceptado por el pozo M-9. C. Cortéz A., ha presentado[2] los datos recientes de las pruebas; C.Vargas G. e I.Canchola F. han presentado[3] las curvas del volumen acumulado en función del tiempo, con el fin de encontrar alguna similitud con las teorías de filtración y poder predecir daños en la formación.

Las pruebas de remoción de sílice de la salmuera geotérmica se han llevado a cabo tanto en laboratorio como a escala piloto. En este trabajo se presentan los resultados obtenidos hasta la fecha, haciendo especial énfasis en las pruebas piloto con y sin uso de floculantes.

Antecedentes

La remoción de la sílice en exceso de las salmueras geotérmicas, ha sido estudiada por diversos autores en varios campos geotérmicos del mundo persiguiendo diferentes fines. A continuación se hace una breve descripción de los trabajos relacionados con el tratamiento de salmueras.

• YANAGASE y COL. reportaron[4] en 1970, los resultados de las pruebas de prevención de incrustaciones en el campo geotérmico de Otake (Japón), usando un tanque de retención piloto para evitar que la sílice se depositara en la tubería de conducción de la salmuera hacia el pozo de reinyección, localizado 4 Km "aguas abajo". La salmuera de Otake tiene un contenido de sílice de 650 ppm y 4000 ppm de sólidos totales disueltos aproximadamente. Para sedimentar totalmente la sílice en un tanque de retención y evitar problemas de incrustación posteriores, se encontró que se requería de un tiempo de añejamiento de 1 hora. La temperatura inicial era de 95°C y de 88°C a la salida. El tratamiento fue satisfactorio para controlar incrustaciones.

• ROTHBAUM y ANDERTON reportaron[5] en 1975, los resultados de las pruebas, efectuadas en Wairakei y Broadlands en Nueva Zelanda, con el fin de remover la sílice y el arsénico de la salmuera geotérmica antes de su disposición. Las pruebas se llevaron a cabo en una planta piloto que consistía de las siguientes etapas: (1) El agua descargada a 90°C se transportaba a un tanque de añejamiento donde se permitía la polimerización de la sílice; (2) Se adicionaba cal apagada y se mezclaba rápidamente; (3) Se descargaba la salmuera en un tanque de sedimentación para separación de los sólidos; (4) Los sólidos procedentes del sedimentador se enviaban a un filtro rotativo. En las pruebas efectuadas en Wairakei los mejores resultados se obtu-

vieron cuando el tiempo de añejamiento fue de 2 1/2 horas, mientras que en Broadlands el tiempo fue de 30 minutos. La dosificación de cal fue de 400-700 ppm. En ambos sitios la temperatura de entrada al tanque de añejamiento fue de 90°C; en Broadlands el agua salía del tanque a 86°C mientras que en Wairakei salía a 75°C.

La diferencia básica entre la salmuera de Wairakei y Broadlands es que la primera tiene un contenido de sílice del orden de los 600 ppm y pH de 7.8, mientras que la segunda tiene aproximadamente 1000 ppm de sílice y pH de 8.6 En ambos casos la salinidad es baja.

• CUELLAR reportó[6] en 1975, los resultados de las pruebas de sedimentación de sílice en el campo geotérmico de Ahuachapán en El Salvador. La salmuera geotérmica de Ahuachapán, de considerable salinidad (22,000 ppm) tiene un contenido de sílice del orden de las 650 ppm.

Se construyó un tanque de retención para evaluar la sedimentación de la sílice, encontrándose que se requería de un tiempo de añejamiento de 45 minutos. La incrustación depositada en el tanque es de sílice amorfa muy blanda, de tal manera que se puede remover fácilmente.

• QUONG y COL. reportaron[7] en 1978, los resultados de las pruebas efectuadas en el campo geotérmico de Niland en Estados Unidos con el fin de acondicionar la salmuera para su reinyección. La salmuera de Niland tiene una salinidad excesivamente alta del orden de las 300,000 ppm; su contenido de sílice es de 500 ppm aproximadamente.

Se llevaron a cabo pruebas con floculantes orgánicos e inorgánicos para favorecer la sedimentación de los sólidos suspendidos, principalmente la sílice amorfa. Se determinó los efectos de la temperatura, el pH y el tiempo de retención sobre la precipitación de la sílice en exceso así como también la facilidad de sedimentación de los flóculos formados.

Los resultados fueron satisfactorios cuando se experimentó en una planta piloto de acuerdo al siguiente proceso: (1) Adición de unas cuantas partes por millón de un coagulante aniónico a la salmuera con agitación rápida durante unos 5 minutos para precipitar la sílice amorfa; (2) Se descargó la salmuera en un clarificador con un tiempo de residencia de 100 minutos. La salmuera clarificada contenía 44 ppm (15 NTU) de sólidos suspendidos; (3) Enseguida se pasó la salmuera a un filtro a presión donde se redujo el nivel de sólidos suspendidos a 5 ppm (2 NTU).

Una estimación preliminar del costo para el tratamiento de la salmuera descargada por una planta de 50 MW, de acuerdo al proceso arriba mencionado, arrojó el valor de 1.7 U.S. mills/KWh.

• FEATHERSTONE y COL. reportaron[8] en 1979 un procedimiento para acondicionar la salmuera del campo geotérmico de Niland en el que no se adicionaba ningún producto químico. Los resultados de las pruebas piloto fueron satisfactorios obteniéndose una salmuera clarificada de 5 ppm de sólidos suspendidos.

El proceso consistía en recircular los lodos en un reactor-clarificador y posteriormente pasar la salmuera por un filtro de arena.

El costo preliminar estimado para una planta de 55 MWe fue de 1.6 U.S. mills/KWh.

• GARIBALDI[9] llevó a cabo experimentación en Cerro Prieto para remover la sílice en exceso a una temperatura de 100°C aproximadamente, usando un reactor-clarificador de las mismas dimensiones que el empleado en Niland por Featherstone. El objetivo de las pruebas era evaluar la factibilidad de remover la sílice sin tener que usar productos químicos para su posterior reinyección.

La salmuera de Cerro Prieto tiene una salinidad de 30,000 ppm y un contenido de sílice de 1000 ppm aproximadamente.

Los resultados de las pruebas se presentan en este trabajo.

Se tuvo muchos problemas de incrustaciones de sílice amorfa en el reactor-clarificador. No se experimentó con filtros de arena para disminuir el nivel de sólidos suspendidos por considerarse inadecuado.

• WERES y COL. reportaron[10] en 1980, los resultados de pruebas de laboratorio efectuados con salmuera sintética de sedimentación de sílice amorfa, adicionando pequeñas cantidades de cal o polímeros catiónicos. Posteriormente se llevaron a cabo en Cerro Prieto, el mismo tipo de pruebas utilizando salmueras naturales con resultados similares. En base a los resultados obtenidos O. Weres y Col. propusieron[12] un proceso de tratamiento para flocular la sílice coloidal, incluyendo el diseño preliminar de una planta piloto.

• El INSTITUTO DE INVESTIGACIONES ELECTRICAS inició[11] (Hurtado y Col.) en 1979, pruebas de sedimentación de la sílice en exceso de la salmuera de Cerro Prieto. Se efectuó experimentación de laboratorio con salmuera de diferentes pozos de Cerro Prieto (baja, media y alta concentración de sílice) con el fin de evaluar si era factible la remoción de la sílice. Se experimentó con numerosos floculantes comerciales, encontrándose que era factible en laboratorio remover la sílice con algunos de ellos y sobre todo con cal. Posteriormente se llevó a cabo pruebas en columnas de sedimentación y también en planta piloto.

Sedimentación de sílice sin adición de floculantes

Los resultados obtenidos por Featherstone[8] y Col. en el tratamiento de la salmuera del campo geotérmico de Niland, California, sin adición de floculantes, sugirieron que era interesante llevar a cabo pruebas similares en Cerro Prieto, en vista del gran atractivo que implicaba el no dosificar productos químicos en forma contínua.

Para llevar a cabo las pruebas se rentó un reactor-clarificador a la compañía Envirotec-Eimco de 2.4 m (8 pies) de diámetro por 5.2 m (17 pies) de altura, acondicionado con los accesorios requeridos. La Figura 1 muestra el diagrama de flujo del arreglo piloto que se instaló junto a

la "cama" de tuberías que conducen el agua separada de los pozos M-5, M-14, M-19A, M-25 y M-53 y a la orilla del dren 134. Las ventajas del sitio seleccionado eran la disponibilidad de salmueras de diferente contenido de sílice y la facilidad de descargar los lodos en dren.

El agua a tratar se tomaba de una de las tuberías de agua separada a una presión de 80-90 Lb/pulg^2 y se conducía a un separador secundario donde se llevaba a cabo la evaporación de una fracción de agua alcanzando una presión de 20 Lb/pulg^2.

Enseguida se conducía una parte del agua (de acuerdo al gasto requerido) hacia un silenciador atmosférico, instalado en la parte superior del reactor-clarificador desde donde se alimentaba a este último por gravedad.

Las mediciones efectuadas durante las pruebas fueron las siguientes: (1) temperatura (°C), en la alimentación y en la descarga del agua clarificada; (2) gasto (t/h), en la descarga del agua clarificada; (3) pH, en la alimentación del reactor clarificador; (4) sílice monomérica (ppm), en la alimentación, en la zona de reacción y en la descarga de agua clarificada; y (5) sólidos en suspensión (ppm) en la alimentación, zona de reacción y la descarga de agua clarificada.

La sílice monomérica se determinó por el método del "molibdato" y los sólidos en suspensión, gravimetricamente filtrando a presión (con aire) 100 ml de solución caliente a través de una membrana de 0.45 μ.

Se llevaron a cabo dos corridas experimentales con una duración de 18 días aproximadamente cada una de ellas. Las Figuras 2 a 5, muestran la concentración de sílice disuelta y el nivel de sólidos en suspensión en la alimentación, zona de reacción y descarga del reactor-clarificador. La Tabla 1 resume los principales resultados obtenidos durante las dos corridas.

La primera corrida se inició con la alimentación de agua separada de los pozos M-14 y M-19A, cuya mezcla produjo una concentración de sílice total de 900 ppm aproximadamente. Después de seis días de prueba se tuvo que suspender la alimentación de agua separada del pozo M-19A por problemas técnicos independientes de estas pruebas.

Los resultados fueron diferentes como lo muestran las Figuras 2 y 3. Cuando se alimentó la mezcla, el nivel de sólidos suspendidos en la alimentación era muy alto, lo que indicaba que la polimerización de la sílice monomérica se llevaba a cabo en el silenciador atmosférico. Cuando se alimentó únicamente agua separada del pozo M-14 se observó que el grado de polimerización de la sílice monomérica en el silenciador era muy pequeño y que la zona de reacción no se concentraba en sólidos suspendidos, a causa de la flotación y el arrastre hacia la descarga, a pesar de que se disminuyó el gasto de alimentación en 1 t/h aproximadamente. En vista de que el nivel de sólidos suspendidos en la descarga era muy alto se decidió suspender la corrida para alimentar al reactor con salmuera de mayor concentración de sílice y con un gasto menor.

La segunda corrida se llevó a cabo alimentando 3.5 t/h de agua separada del pozo M-25. En este caso los resultados fueron ligeramente mejores tanto en lo que se refiere a la calidad del agua clarificada como también en la concentración de sólidos suspendidos en la zona de reacción. Sin embargo, se tuvo muchos problemas de incrustaciones en todos los equipos desde el silenciador atmosférico hasta la descarga de agua clarificada. La zona crítica en lo que se refiere a incrustaciones fue la tubería de alimentación de salmuera al reactor-clarificador, que se bloqueó en repetidas ocasiones teniendo que suspenderse la corrida para limpiar dicha tubería. Las Figuras 4 y 5 muestran las concentraciones de sílice disuelta y sílice en suspensión en la alimentación, zona de reacción y en la descarga del reactor-clarificador.

Sedimentación de sílice adicionando floculantes

La sedimentación de sílice de la salmuera de Cerro Prieto, se estudió en laboratorio y planta piloto. Las pruebas de laboratorio tuvieron como objetivo principal seleccionar los floculantes adecuados para sedimentar rápidamente la sílice y evaluar semicuantitativamente los parámetros básicos del proceso de tratamiento que se está desarrollando tales como tiempo de añejamiento y dosis de floculante. Hurtado R., Mercado S. y colaboradores muestran[11] en detalle los resultados obtenidos en las pruebas de selección de floculantes. En términos generales se encontró que algunos polímeros catiónicos son excelentes floculantes para la sedimentación de la sílice. También se obtuvo buenos resultados usando cal (CaO), no así con soda ash, sulfato ferroso, sulfato férrico y alúmina. A pesar de que los resultados fueron mejores con algunos polímeros catiónicos, el costo de los mismos hace que practicamente sea mucho más atractivo el uso de la cal. Por esta razón la mayoría de la experimentación se ha llevado a cabo usando cal.

Las pruebas en columna de sedimentación se llevaron a cabo usando salmuera de los pozos M-14, M-19A y M-25. La Tabla 2 muestra los principales componentes químicos de la salmuera de cada uno de los pozos mencionados, los cuales se seleccionaron por tener un contenido de sílice bajo (M-14), medio (M-25) y alto (M-19A). Además la concentración del pozo M-25 es similar a la de una mezcla de los pozos del área de Cerro Prieto I (excluyendo los pozos "E" perforados recientemente).

El proceso de tratamiento de la salmuera de Cerro Prieto I que ha venido desarrollando el IIE, contempla las siguientes etapas: (1) Evaporación instantánea de la salmuera descargada por la planta de evaporación de la Unidad No. 5, hasta alcanzar la presión atmosférica; (2) Polimerización de la sílice monomérica hasta la obtención de partículas coloidales; (3) Adición de cal y mezclado rápido; y (4) Sedimentación de la sílice y clarificación de la salmuera. Las etapas 3 y 4 se pueden llevar a cabo en un mismo equipo (reactor-clarificador). La etapa más importante del proceso es la sedimentación de la sílice y además es la que representa mayor costo de inversión y operación. El tamaño de un sedimentador depende de la velocidad de asentamiento y en el caso de la sílice ésta es función del tiempo de añejamiento y la dosis de

floculante. De acuerdo a este punto de vista fue como se planearon las pruebas en columna de sedimentación.

La Figura 6 muestra en forma comparativa las velocidades de polimerización y asentamiento de la sílice en la salmuera de los pozos M-14, M-25 y M-19A a una temperatura de 94 ± 2°C sin la adición de floculantes. En el caso de la salmuera del pozo M-14, con bajo contenido de sílice la polimerización es lenta y la sedimentación todavía no se observa en los primeros 100 minutos del experimento. La mayor velocidad de polimerización y sedimentación se observa en el caso de la salmuera del M-19A, que es el que tiene mayor contenido de sílice y salinidad. Aún en este caso el tiempo para tener una salmuera clarificada es muy grande (mayor de 90 minutos en total). La Figura 7 muestra los resultados de experimentos similares a los de la Figura 6, con la diferencia fundamental de que en este caso se adicionó 25 ppm de cal (CaO), sin tiempo de añejamiento previo. Los resultados fueron completamente diferentes, la adición de cal acelera considerablemente la velocidad de asentamiento de la sílice, aún el caso de la salmuera del pozo M-14 a pesar de que en este caso los resultados no son totalmente satisfactorios, en cuanto a la calidad del agua clarificada. No se observó una diferencia muy grande entre las salmueras de los pozos M-19A y M-25. La velocidad de sedimentación de la sílice es ligeramente mayor en el caso de la salmuera del M-19A. Las Figuras 8 y 9 muestran el efecto de la dosificación de cal en el rango de 5 a 100 ppm sin tiempo de añejamiento (Figura 8) y con 15 minutos de añejamiento (Figura 9) usando salmuera del pozo M-25 en ambos casos. Los resultados obtenidos son muy interesantes y muy claros. Para tener una buena sedimentación de la sílice se requiere un cierto tiempo de añejamiento (entre 10-15 minutos) y la adición de 20-40 ppm de cal.

La planta piloto de remoción de sílice se instaló en el campo geotérmico de Cerro Prieto a la orilla del dren 134 junto a la "cama" de tuberías que conducen el agua separada de los pozos M-5, M-14, M-19A M-25, M-38 y M-53. La razón por la que se seleccionó este sitio se debió principalmente a la facilidad de disponer del agua separada de cualquiera de los pozos mencionados. Ese sitio tenía además la ventaja del fácil desecho de los lodos hacia el dren 134. Desafortunadamente no se tomó en cuenta que la descarga del agua separada de los pozos M-5 al M-53 de la "cama" de tuberías cercanas, hacia la laguna de evaporación solar, estaba también muy cercana de la planta piloto y en ciertas condiciones climatológicas caía una brisa de salmuera sobre dicha planta, lo cual ocasionó que se dañaran rápidamente los motores eléctricos. De todos modos se llevaron a cabo dos pruebas de remoción de sílice con una duración de 48 y 63 horas respectivamente cada una de ellas.

La Figura 10 muestra el diagrama de flujo de la planta piloto de remoción de sílice que se instaló y operó parcialmente en el campo de Cerro Prieto. La configuración de esta planta piloto es similar a la propuesta por Weres y Col. A continuación se describe cada uno de los equipos:

• SEPARADOR ATMOSFERICO: Consiste de un tanque cilíndrico de acero al carbón de 50.8 cm (20 pulgadas) de diámetro por 110 cm de largo instalado verticalmente. Agua separada a una presión de 0.35 - 0.70 Kg/cm^2 (5 - 10 psig) era alimentada al separador atmosférico con el objeto de expansionarse y alcanzar la presión barométrica. El vapor se descargaba a la atmósfera por la parte superior y el agua descendía por gravedad hacia el tanque polimerizador. La temperatura de la salmuera descargada por el separador atmosférico era de 100°C aproximadamente.

• TANQUE POLIMERIZADOR: Es un tanque rectangular de acero al carbón de 300 cm de largo por 80 cm de ancho y 100 cm de alto, cerrado y recubierto de aislamiento térmico (fibra de vidrio). Interiormente tiene unas mamparas deflectoras que permiten que la trayectoria del fluído sea en forma de "S" para evitar la canalización del mismo. Exteriormente tiene tres tomas de muestreo uniformemente distribuidas a lo largo del tanque. La salmuera que alimenta al tanque polimerizador tiene un elevado contenido de sílice monomérica, por lo que se necesita un período de añejamiento para permitir la polimerización de la sílice monomérica hasta alcanzar la formación de partículas coloidales.

• TANQUE MEZCLADOR: Consiste de un tanque cilíndrico de acero al carbón de 60 cm de diámetro por 85 cm de alto, cerrado y recubierto de aislamiento térmico (fibra de vidrio), provisto de un agitador de velocidad variable (300-1000 r.p.m.). En el tanque mezclador se lleva a cabo la adición y mezcla de la lechada de cal con la salmuera añejada.

• SEDIMENTADOR-CLARIFICADOR: Es un tanque de acero al carbón que consta de dos secciones, una cilíndrica en la parte superior y la otra cónica a continuación y hacia abajo. La sección cilíndrica tiene un diámetro exterior de 185 cm y una altura de 155 cm. En el interior de la misma existe un cilindro concéntrico de 45 cm de diámetro por 135 cm de alto, por donde se alimenta la salmuera una vez que se ha precipitado la sílice. La parte de abajo de la zona de alimentación tiene una sección cónica con un diámetro exterior de 145 cm. La sección anular superior es llamada zona de clarificación. La Figura 11 muestra la sección transversal del sedimentador. Como se puede observar en dicha figura, el equipo tiene instalados cinco muestreadores para determinar en cualquier momento el nivel de sólidos suspendidos o la turbidez de la salmuera en las zonas de clarificación, compactación y lodos. La sección cónica, de 47 cm de altura tiene dos aspas (rasquetas) que remueven los sólidos depositados en las paredes debido a que están girando a baja velocidad.

• TANQUE DE ADITIVOS: Es un recipiente cilíndrico de acero al carbón de 60 cm de diámetro por 85 cm de alto, provisto con agitador de velocidad constante (1750 r.p.m.). En este tanque se preparaba la lechada de cal.

Las mediciones efectuadas durante las pruebas fueron las siguientes: (1) Turbidez (NTU), en la entrada y salida del tanque polimerizador, en

la entrada, salida y cinco muestreadores del sedimentador. (2) Sólidos suspendidos: entrada, salida (agua clarificada), lodos y muestreadores S_3 y S_5 del sedimentador. (3) Temperatura: entrada y salida del polimerizador y sedimentador. (4) pH: en los mismos sitios donde se midió temperatura. Y (5) gasto: de agua clarificada, de lodos extraídos y lechada de cal adicionada.

Se efectuaron, como se mencionó anteriormente, dos corridas experimentales con una duración de 48 y 63 horas cada una respectivamente. Las condiciones de operación fueron prácticamente las mismas: se alimentó agua separada del pozo M-5, cuya concentración de sílice total fue de 1040 ppm. El tiempo de añejamiento fue de 30 minutos: la dosis de cal adicionada de 20 ppm como CaO y el gasto de agua clarificada de 3 t/h aproximadamente. Es importante aclarar que la descarga de lodos se llevó a cabo en forma intermitente. Durante la primera prueba la extracción de lodos se hizo en forma desordenada, en la segunda prueba se hizo en forma regular pero con un gasto mayor que el requerido.

Las Figuras 12 a 17 muestran los resultados más importantes obtenidos en las dos corridas experimentales llevadas a cabo. El comportamiento de los equipos secundarios (separador atmosférico, polimerizador y tanque de aditivos) fue normal en ambas pruebas. A continuación se analiza el comportamiento del equipo principal, el sedimentador-clarificador: La Figura 12 muestra las variaciones de S_D (agua clarificada) y S_5 (zona de compactación de lodos) durante la primera corrida. El experimento se desarrolló normalmente al principio de la corrida, con resultados satisfactorios, hasta la hora 16. Los problemas se presentaron cuando se empezó a retirar "lodos" intermitentemente. De la hora 24 a la 30 la calidad del agua clarificada fue mala. Al final se logró controlar parcialmente el experimento retirando 200 litros de lodos cada 3 horas. La prueba fue buena, en términos generales; la calidad media del agua fue de un contenido de sólidos suspendidos de 10 ppm (descartando datos fuera de equilibrio). La Figura 13 muestra NTU vs. tiempo con resultados similares. La variación de S_L vs. tiempo se muestra en la Figura 14. Los resultados del comportamiento del sedimentador durante la segunda corrida se presentan a través de las Figuras 15 a 17. No se logró controlar adecuadamente la descarga de lodos, a partir de la hora 13 se empezó a retirar 100 litros al final de cada hora. Hasta la hora 15 la operación fue buena ya que se obtuvo agua clarificada de muy buena calidad. De la hora 50 en adelante se empezó a controlar el experimento; desafortunadamente la prueba se tuvo que suspender. De todos modos los resultados han sido buenos en general. Se ha observado que el drenado de lodos en la planta piloto juega un papel importante. Probablemente en una planta de mayor tamaño este efecto no tenga importancia. La Figura 16 es muy similar a la 15, solo que con NTU en lugar de sólidos suspendidos. Finalmente, la Figura 17 muestra la concentración de los lodos.

Los resultados de las dos corridas efectuadas en planta piloto muestran que es necesario continuar las pruebas para conocer detalladamente el proceso de sedimentación de la sílice manejando diferentes gastos, lo cual permitirá conocer la capacidad de sedimentación de la sílice en un proceso contínuo. Las pruebas efectuadas indican que es relativamente fácil la sedimentación de la sílice con la adición de cal y que el tiempo para alcanzar el equilibrio y estabilizar el sedimentador es corto, comparado con el requerido para la salmuera del campo geotérmico de Niland, California[8].

Cálculos preliminares para una planta industrial

Los resultados obtenidos en las pruebas de laboratorio y planta piloto no son suficientes para hacer una estimación precisa del tamaño de los equipos y el costo de tratamiento de una planta industrial que procese la salmuera descargada por la Central Cerro Prieto I; sin embargo es conveniente, en esta etapa del proyecto, usar la información obtenida para hacer una estimación preliminar que pueda servir para tomar decisiones sobre el camino a seguir. En base a este criterio, y haciendo algunas suposiciones que se describen a continuación, se obtuvo los siguientes resultados:

- Equipos de proceso: (a) silenciadores atmosféricos; (b) tanques de añejamiento; (c) sedimentadores; (d) almacén de cal; (e) preparación de lechada de cal; y (f) sistemas de bombeo.

- Los equipos más importantes son: tanques de añejamiento y sedimentadores.

- En base a un gasto de 3000 t/h y un tiempo de añejamiento de 15 minutos, se requiere 2 tanques de añejamiento de las siguientes dimensiones:

Altura	:	2 m
Longitud	:	5 m
Ancho	:	37.5 m

- Para dimensionar los sedimentadores se consideró una capacidad de 41 l/m^2-min. (1 GPM/pie^2), requiriéndose 2 sedimentadores de 30.5 cm de diámetro por 5.5 m de altura (100 pies por 18 pies).

El costo preliminar (millones de pesos mexicanos) de una planta industrial para el tratamiento de 3000 t/h de la salmuera de Cerro Prieto I se puede resumir de la manera siguiente:

• Costo de capital	100.6
• Costo anual de operación y mantenimiento	20.0
Total	120.6

De tal manera que el costo de tratamiento por KWh generado, considerando una amortización del capital en 10 años, que es muy conservador, es de:

• Costo de tratamiento* :	3 ¢/KWh
que equivale	: 1.2 U.S.mills/KWh

Más detalles de las estimaciones se muestran en Referencia 11.

---

* Base: Agosto 1980

Conclusiones

Los resultados obtenidos en el estudio de remoción de sílice de la salmuera de Cerro Prieto I, que está llevando a cabo el Instituto de Investigaciones Eléctricas, permiten obtener las siguientes conclusiones:

- La remoción de la sílice de la salmuera de Cerro Prieto I, a temperaturas cercanas a los 100° C, es técnicamente factible.

- El proceso de remoción de sílice requiere las siguientes etapas: (1) evaporación instantánea de la salmuera de 120°C hasta 100°C y presión atmosférica. (2) Añejamiento de la salmuera durante un período de 10-20 minutos para permitir la conversión de la sílice monomérica a coloidal. (3) Adición de 20-40 ppm de cal (CaO) para precipitar y coagular la sílice coloidal. (4) Sedimentación de la sílice y clarificación de la salmuera.

- El costo de tratamiento estimado para una planta de 3000 t/h es de 3 ¢/KWh (moneda mexicana) que equivale a 1.2 U. S. mills/KWh. Se considera que este costo no significa una carga importante sobre el costo de generación de la Central Cerro Prieto I.

- Se requiere continuar las pruebas de planta piloto para optimizar las variables de operación de cada una de las etapas de proceso.

- La planta piloto manejó satisfactoriamente 3 t/h de salmuera, por lo que sería conveniente efectuar pruebas en la misma con gastos mayores. Se estima que para obtener los parámetros básicos para el diseño de una planta industrial se requiere equipos piloto que manejen gastos de 5-10 t/h.

- Una vez que se tenga un costo más real del tratamiento, sería conveniente, en caso de ser mucho menor que el estimado en forma preliminar, evaluar la factibilidad técnica-económica de remover la sílice a temperaturas más altas en equipos a presión, con el fin de aprovechar más la energía de la salmuera.

- Es conveniente llevar a cabo experimentación en sedimentadores rectangulares y canales de concreto para añejamiento de la salmuera. Es interesante que estas pruebas se hagan a la misma escala de la planta piloto, con el fin de obtener una información propicia para análisis comparativo.

- Es conveniente llevar a cabo la mayoría de las pruebas futuras con el agua descargada por la planta de evaporación instantánea de la Unidad No. 5, para obtener datos más representativos. Esto no es indispensable pero sí conveniente.

- La variedad de experimentos que se llevaron a cabo en columna de sedimentación han permitido conocer el comportamiento de la sílice en salmueras de composición química diferentes, lo cual puede ser de utilidad en el tratamiento de las salmueras de otros campos geotérmicos.

La formación de incrustaciones en los equipos anteriores al sedimentador es uno de los principales problemas que se tendrán que resolver. Se estima que, a pesar de que el problema es serio, existen soluciones alternas que se discutirán en su momento adecuado.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo con el patrocinio de la Comisión Federal de Electricidad y el Instituto de Investigaciones Eléctricas. Los autores agradecen en forma especial la valiosa ayuda proporcionada por las Superintendencias de Estudios y Mantenimiento de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto.

Referencias

1. Hurtado R., Garibaldi F., Cortéz C., Díaz R., Mercado S. y Fausto J. J., "Tratamiento de salmueras para reinyección y pruebas de reinyección sin Tratamiento", Actas del Segundo Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, Mexicali, B. C., Octubre 17-19 de 1979, pp. 522-566.

2. Cortéz C., "Pruebas de reinyección sin tratamiento en Cerro Prieto", Actas del Tercer Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, San Francisco, California Marzo 24-26 (en este volumen).

3. Vargas, C., e I. Canchola F., "Interpretación del comportamiento de pozos reinyectores en Cerro Prieto", Actas del Tercer Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, México, San Francisco, California, Marzo 24-26, (en este volumen).

4. Yanagase T., Y. Suginohara and K. Yanagase, "The properties of scales and methods to prevent them", Geothermics, Special Issue 2, Vol. 2, Part 2, 1619-1623 (1970).

5. Rothbaum H.P. and B.H. Anderton, "Removal of silica and arsenic from geothermal discharge waters by precipitation of useful calcium silicates", Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, U.S.A., May 20-29, 1975, pp. 1417-1425.

6. Cuéllar G., "Comportamiento de la sílice en aguas geotérmicas de desecho", Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, California, U.S.A., May 20-29, 1975, pp. 1337-1347.

7. Quong R., F. Schoepflin, N. D. Stout G., E. Tardiff and F. R. McLain, "Processing of Geothermal Brine Effluents for Inyection", Geothermal Resources Council Transactions, Vol. 2 (July 1978) pp. 551-554.

8. Featherstone J. L., R. H. VanNote and B. S. Pawlowski, "A cost-effective treatment system for the stabilization of spent geothermal brines", Geothermal Resources Council, Transactions, Vol. (September 1979), pp. 201-204.

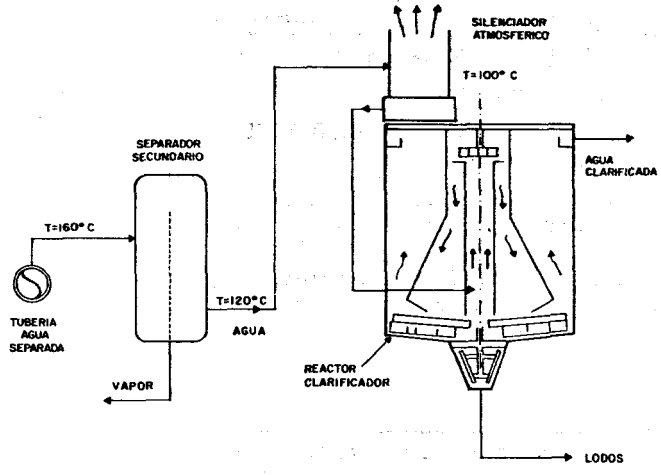
9. Garibaldi F., "Reporte del reactor-clarificador para tratamiento de salmueras", reporte --

interno de la Superintendencia de Estudios de la - CFE-Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, Marzo 31 de 1980.

10. Weres O., L. Tsao and E. Iglesias, "The Chemistry of silica in Cerro Prieto brines", ----- Report LBL-10166, Lawrence Berkeley Laboratory, -- April 1980.

11. Hurtado R., S. Mercado, E. Rocha y H. - Gamiño, "Estudio de la remoción de sílice de la — salmuera de Cerro Prieto I, a temperaturas cercanas a los 100°C, para su posterior reinyección", - Reporte IIE/FE-G20/02, Instituto de Investigaciones Eléctricas 1979, (Reporte Interno).

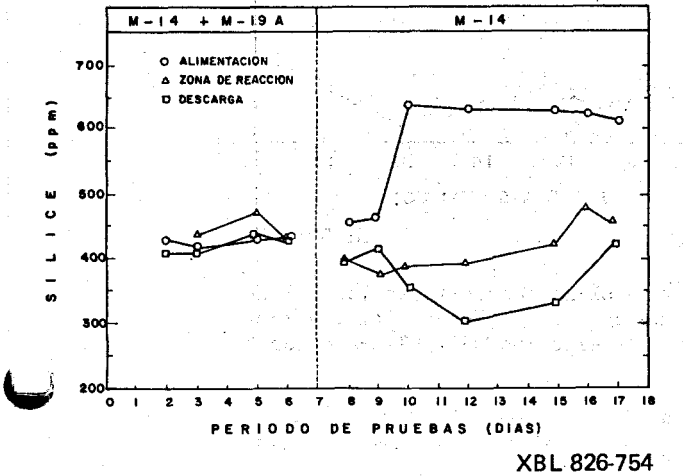
12. O. Weres and L. Tsao, "Chemistry of Silica in Cerro Prieto Brines", Actas del Segundo Simposio sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto, - Baja California, México, Mexicali, B. C., Octubre 17-19 de 1979, pp. 567-598.



XBL 826-753

Figura 1. Diagrama de flujo del arreglo piloto utilizado para las pruebas de remoción de sílice de la salmuera de Cerro Prieto sin adicionar productos químicos.

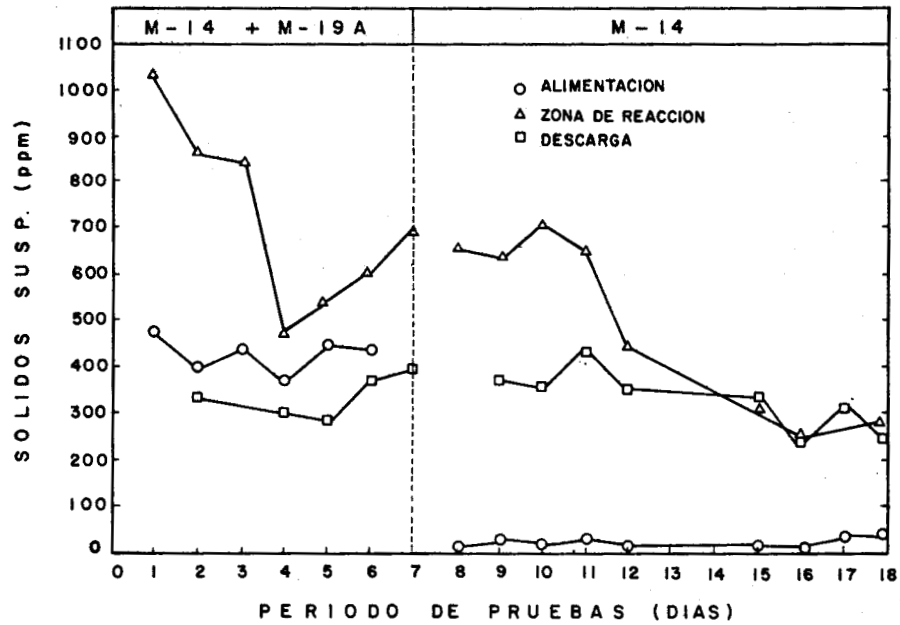
Figure 1. Flow diagram of the pilot plant arrangement used in the silica removal tests in which no chemical products were added.



XBL 826-754

Figura 2. Variación en el contenido de sílice disuelta, en la alimentación, zona de reacción y descarga de agua clarificada del reactor-clarificador durante la primera corrida experimental.

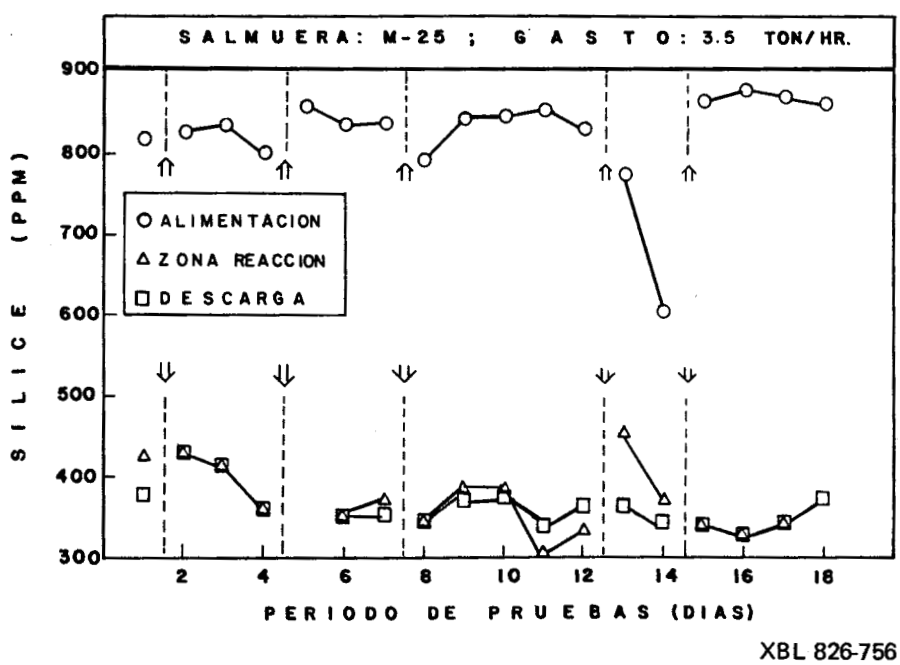
Figure 2. Variations in dissolved silica content at the inlet, reaction zone, and outlet of clarified water of the reactor-clarifier during the first experimental run.



XBL 826-755

Figura 3. Variación en el contenido de sólidos suspendidos, en la alimentación, zona de reacción y descarga de agua clarificada del reactor-clarificador durante la primera corrida experimental.

Figure 3. Variation in the suspended solids content at the inlet, reaction zone, and outlet of clarified water of the reactor-clarifier during the first experimental run.



XBL 826-756

Figura 4. Variación en el contenido de sílice disuelta en la alimentación, zona de reacción y descarga de agua clarificada, del reactor-clarificador, durante la segunda corrida experimental. (↑ Paro por incrustaciones)

Figure 4. Variation of the dissolved silica content at the inlet, reaction zone, and outlet of clarified water of the reactor-clarifier during the second experimental run (↑ = Interruption due to scaling).

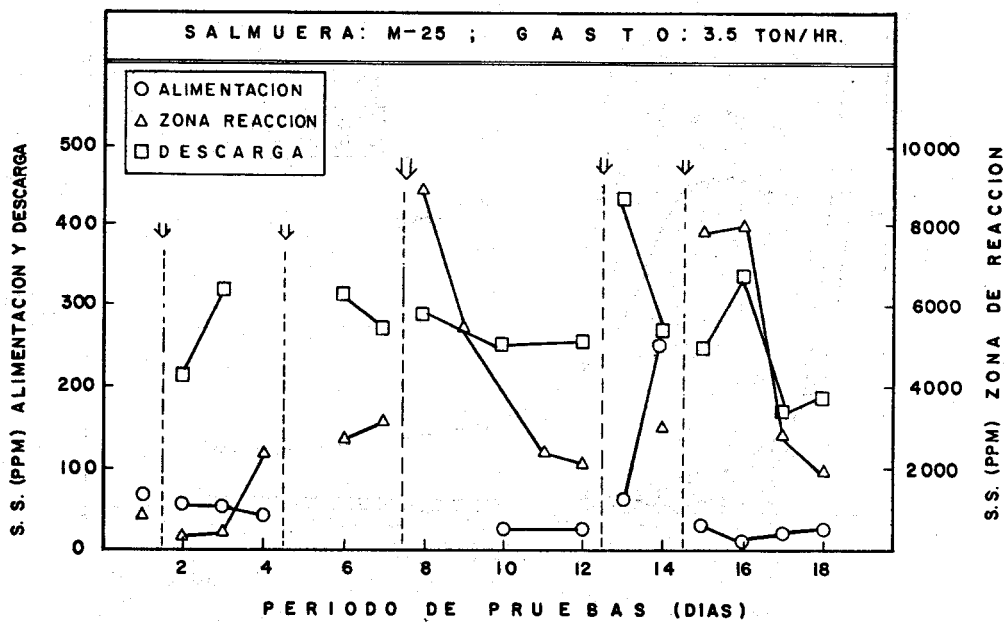


Figure 5. Variation in the dissolved solids content at the inlet, reaction zone, and outlet of clarified water from the reactor-clarifier, during the second experimental run (↑↑= Interruption due to scaling).

Figura 5. Variación en el contenido de sólidos suspendidos, en la alimentación, zona de reacción y descarga de agua clarificada, del reactor-clarificador, durante la segunda corrida experimental (↑↑ Paro por incrustaciones)

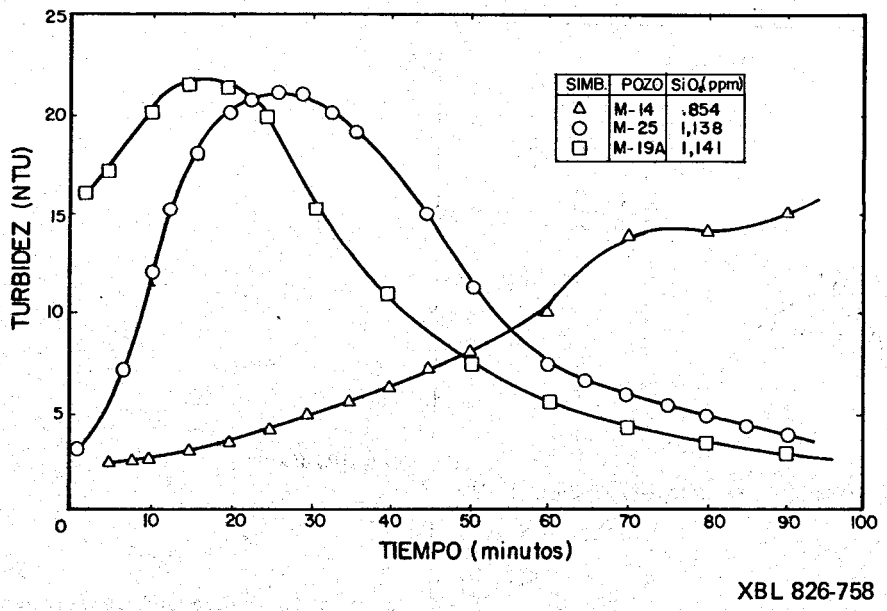


Figura 6. Velocidad de polimerización y sedimentación de la sílice de la salmuera de los pozos M-14, M-19A y M-25 a 94 ± 2°C, sin adición de floculantes.

Figure 6. Polymerization and settling rates of silica of brines from well M-14, M-19A, and M-25 at 94 ± 2°C without the addition of flocculants.

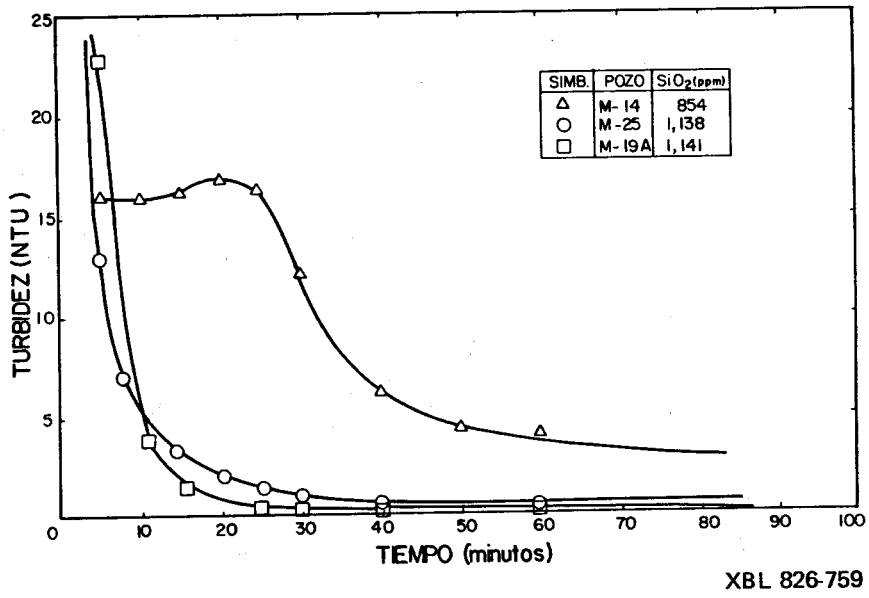


Figura 7. Velocidad de sedimentación de la sílice de la salmuera de los pozos M-14, M-19A y M-25 a 94 ± 2°C después de adicionar 25 ppm de cal (CaO), y sin añejamiento previo.

Figure 7. Settling rate of silica from brines from wells M-14, M-19A, M-25, at 94 ± 2°C, after adding 25 ppm lime (CaO), and without prior aging.

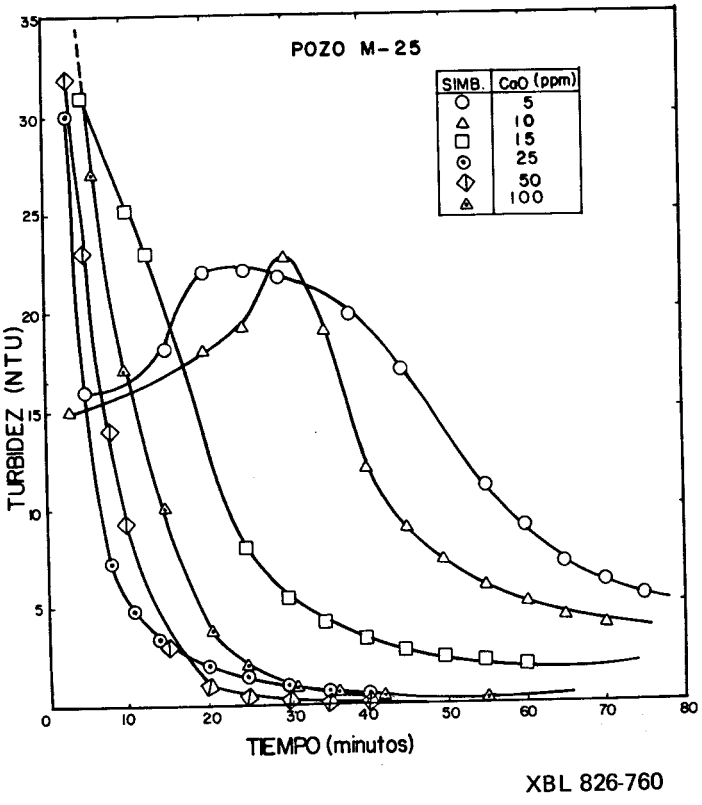
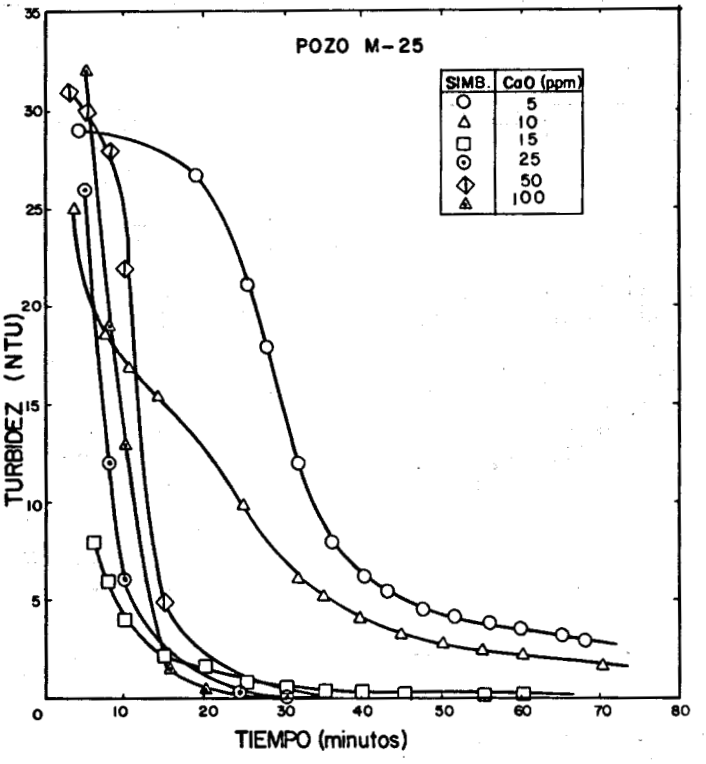


Figura 8. Velocidad de sedimentación de la sílice de la salmuera del pozo M-25 a 94 ± 2°C adicionando diferentes dosis de cal (CaO) y sin añejamiento previo.

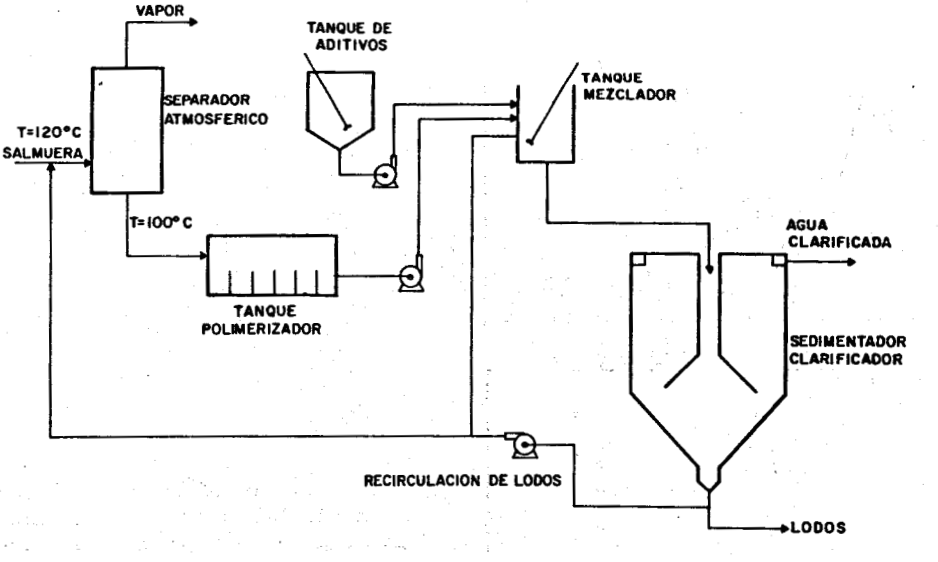
Figure 8. Settling rate of silica from the brine of well M-25 at 94 ± 2°C, adding different doses of lime (CaO) and without prior aging.



XBL 826-761

Figura 9. Velocidad de sedimentación de la sílice de la salmuera del pozo M-25 a 94 ± 2°C adicionando diferentes dosis de cal (CaO), después de un período de añejamiento de 15 minutos.

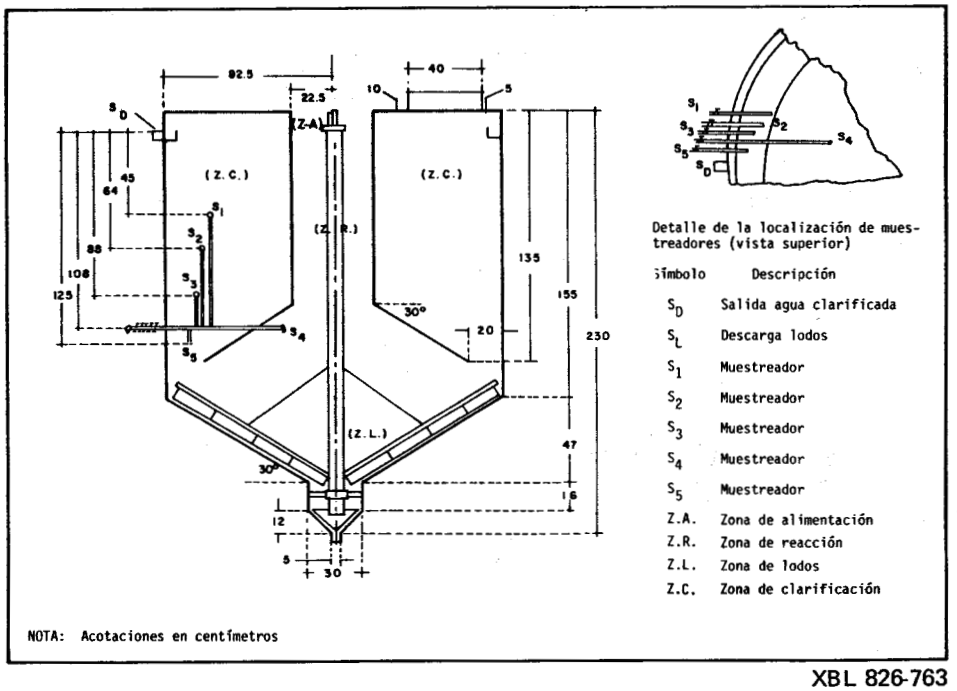
Figure 9. Settling rate of silica from the brine of well M-25 at 94 ± 2°C, adding different doses of lime (CaO), after a 15 minute aging period.



XBL 826-762

Figura 10. Diagrama de flujo de la planta piloto de remoción de sílice de la salmuera de Cerro Prieto a 100°C adicionando floculantes.

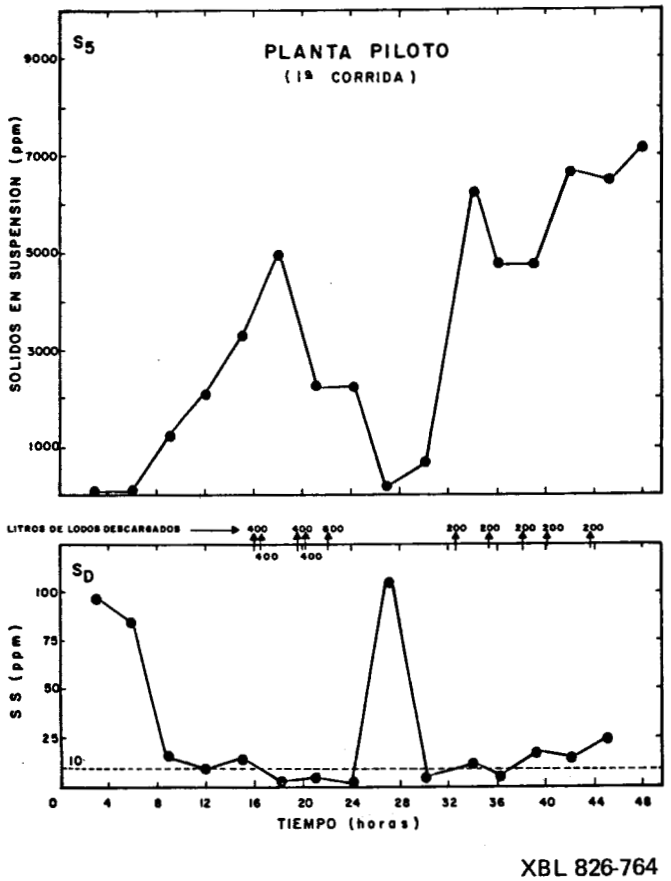
Figure 10. Flow diagram of the pilot plant for silica removal from Cerro Prieto brines at 100°C in which flocculants were added.



XBL 826-763

Figura 11. Sección transversal del sedimentador-clarificador.

Figure 11. Cross section of the settling-clarifier tank.



XBL 826-764

Figura 12. Variación en el contenido de sólidos suspendidos de la descarga de agua clarificada (S_D) y la zona de compactación de lodos (S_5) del sedimentador, durante la primera corrida experimental.

Figure 12. Variation in the suspended solids content in the outlet of clarified water (S_D) and the slurry compaction zone (S_5) of the settling tank during the first experimental run.

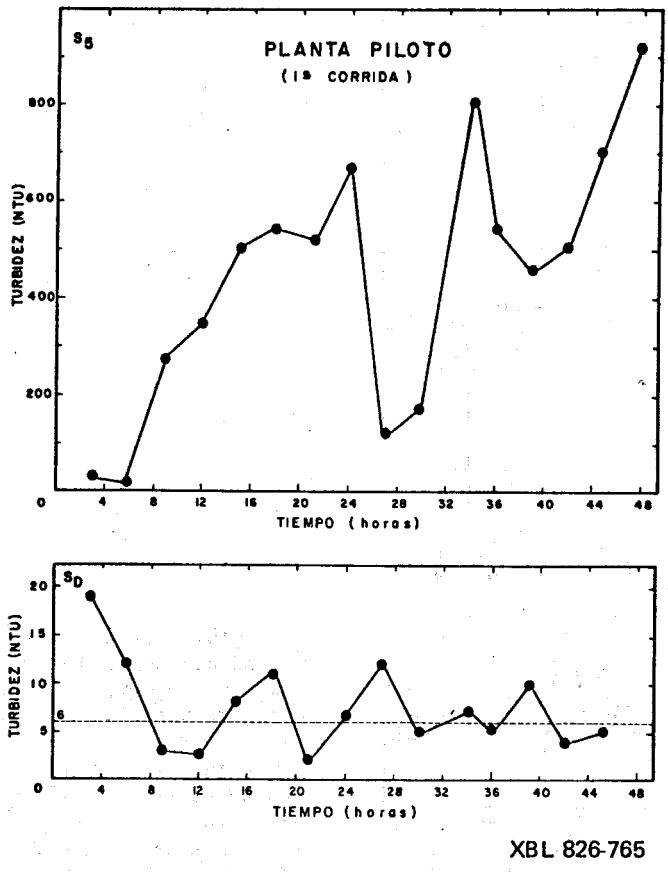


Figura 13. Variación en la turbidez del agua clarificada (S_D), y zona de compactación de lodos (S_5) del sedimentador durante la primera corrida experimental.

Figure 13. Variation in the turbidity of the clarified water (S_D) and in the slurry compaction zone (S_5) during the first experimental run.

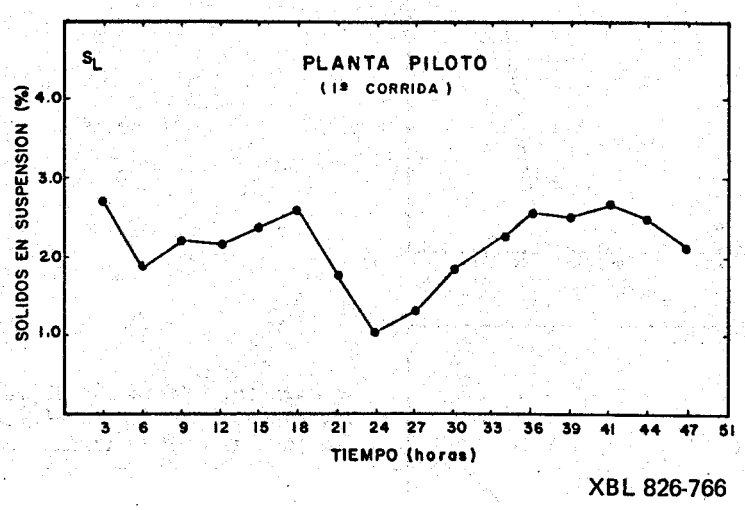


Figura 14. Variación en contenido de sólidos suspendidos de la descarga de lodos (S_L) del sedimentador durante la primera corrida experimental.

Figure 14. Variation in dissolved solids content at the slurry outlet of the settling tank during the first experimental run.

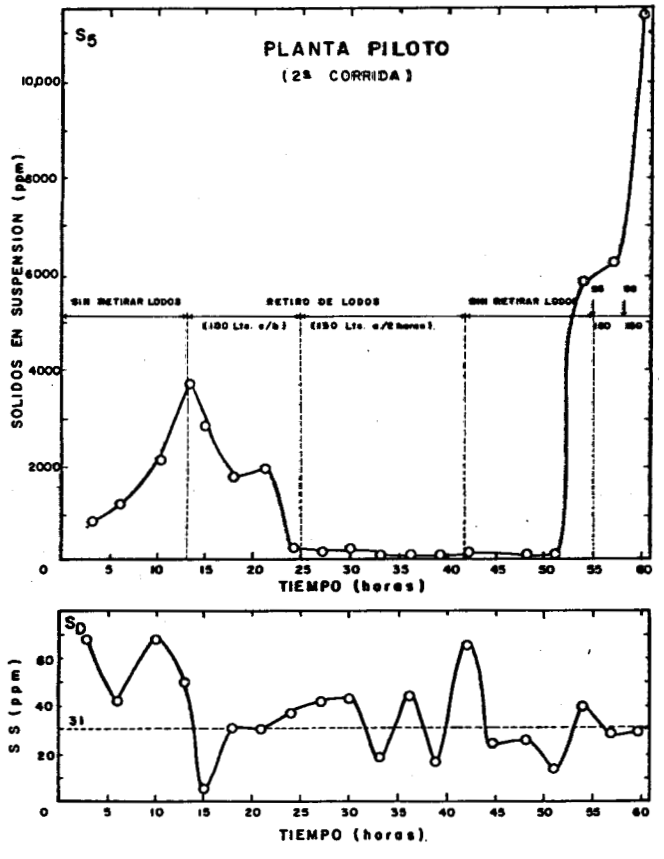


Figura 15. Variación en el contenido de sólidos suspendidos de la descarga de agua clarificada (S_D) y la zona de compactación de lodos (S_5) del sedimentador, durante la segunda corrida experimental.

Figure 15. Variation in the suspended solids content at the outlet of clarified water (S_D) and at the slurry compaction zone (S_5) of the settling tank during the second experimental run.

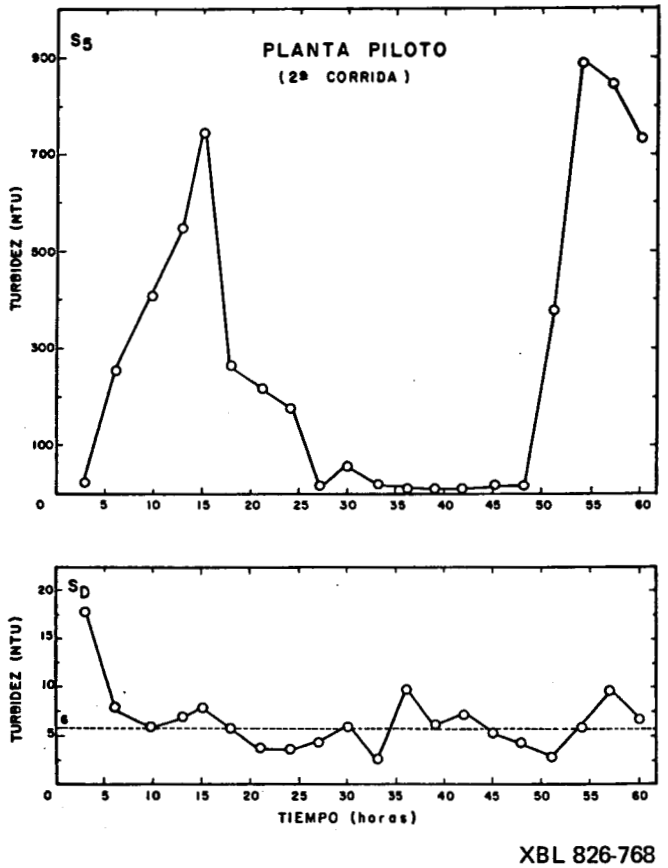
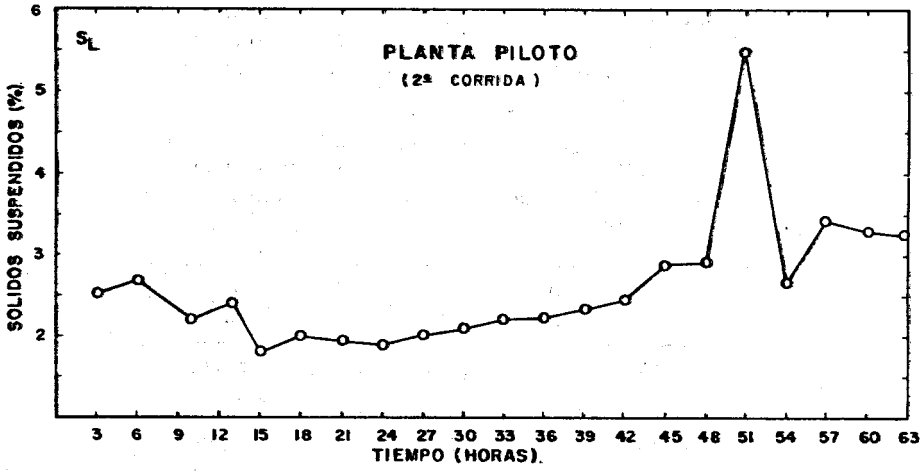


Figura 16. Variación en la turbidez del agua clarificada (S_D) y zona de compactación de lodos (S_5) del sedimentador, durante la segunda corrida experimental.

Figure 16. Variation of the turbidity of the clarified water (S_D) and in the slurry compaction zone (S_5) of the settling tank, during the second experimental run.



XBL 826-769

Figure 17. Variation in suspended solids content at the slurry outlet (S_L) of the settling tank, during the second experimental run.

Figura 17. Variación en el contenido de sólidos suspendidos de la descarga de lodos (S_L) del sedimentador, durante la segunda corrida experimental.

Table 1. Main results obtained from the silica sedimentation tests in the reactor-clarifier, without the addition of flocculants.

Tabla 1. Principales resultados obtenidos durante las pruebas de sedimentacion de silice en reactor-clarificador, sin - adicion de floculantes.

	Primera Corrida	Segunda Corrida
Sílice total en alimentación	700 ppm	900 ppm
Gasto de alimentación	6.0	3.5 t/h
Caída de temperatura	9.5° C	10.9° C
Sílice disuelta en agua clarificada	Cerca del equilibrio	Equilibrio
Sólidos suspendidos en agua clarificada	250[1] ppm 350[2] ppm	170[1] ppm 250[2] ppm
Sólidos suspendidos[3] en zona de reacción	720 ppm	9250 ppm
Duración máxima sin interrupción por incrustaciones	11 días	5 días
Capacidad de clarificación	-	17 l/m^2-min

[1] Mínimo valor obtenido; [2] Valor promedio; [3] Valor máximo.

Table 2. Main chemical components (at atmospheric pressure) of the brines from wells M-14, M-5, M-25, M-19A, and of a mixture from the Cerro Prieto I Wells.

Tabla 2. Principales components químicos* de la - salmuera de los pozos M-14, M-5, M-25, - M-19A y una mezcla de los pozos de Cerro Prieto I.

Pozo	SiO_2 (ppm)	Na (ppm)	Cl (ppm)	STD (ppm)
M-14	854	5,854	10,675	18,386
M-5	1,040	7,844	14,379	25,224
M-25	1,138	7,777	14,488	23,588
M-19A	1,141	8,091	15,128	26,234
CP I	1,113	7,672	14,381	24,657

* Referidos a la presión atmosférica.

TREATMENT OF THE CERRO PRIETO I BRINES FOR USE IN REINJECTION. 2. RESULTS OF THE PILOT PLANT TESTS

INTRODUCTION

In the Cerro Prieto I geothermal area, 3000 tons/hr of brine at a temperature near 100°C are being discharged into a solar evaporation pond, where part of the water evaporates. The portion that does not evaporate is sent through a drain to the Hardy River, which flows into the Sea of Cortéz (Gulf of California).

The Comisión Federal de Electricidad is interested in evaluating the technical and economic feasibility of reinjecting the waste brine, since it could contribute significantly to the thermal and hydraulic recharge of the Cerro Prieto reservoir, and thereby extend the productive life of the geothermal resource.

The brine produced by the wells of the Cerro Prieto I field has a high content of dissolved salts and a high degree of silica supersaturation so that the reinjection of this brine without prior removal of the excess silica might cause it to be precipitated either in the injection well casing or in the reservoir sandstone strata into which the brine would be injected.

The basic reinjection program being carried out by the Comisión Federal de Electricidad with the collaboration of the Instituto dde Investigaciones Eléctricas has been described previously[1]. This program consists of reinjection tests without brine treatment, that is, without removing the excess silica, and reinjection tests of treated brine, with prior removal of the excess silica.

Reinjection tests of untreated brine at Cerro Prieto started on 8 August 1979 with the injection of water separated from well M-29 into well M-9. There has been a gradual reduction in the flow rate at which well M-9 accepts the brine. Cortéz A.[2] has presented recent results of these tests; Vargas G. and Canchola F.[3] have presented curves of cummulative volume as a function of time in order to find an analogy with filtration theory and to be able to predict formation damage.

Silica removal experiments have been carried out both in the laboratory and in pilot scale tests. In this paper the results obtained to date are presented, with special emphasis on the pilot tests with or without the use of flocculants.

BACKGROUND

The removal of excess silica from geothermal brines in different geothermal fields around the world has been studied by several authors for different purposes. Next, we present a brief description of previous studies on brine treatment.

Yangase et al.[4] reported in 1970 on the results of scaling prevention tests at the Otake (Japan) geothermal field. They used a pilot holding tank to prevent the deposition of silica in the pipeline carrying the brine to the reinjection well located 4 km downstream. The Otake brine has about 650 ppm silica and approximately 4000 ppm total dissolved solids. In order to precipitate the silica totally in a holding

tank and avoid subsequent scaling problems, it was found that a one-hour aging time was required. The initial temperature was 95°C, and the outlet temperature was 88°C. The treatment was found satisfactory for controlling scaling.

Rothbaum and Anderton[5] reported in 1975 on the results of tests carried out at Wairakei and Broadlands, New Zealand, with the aim of removing silica and arsenic from the brine prior to its disposal. The tests, conduted in a pilot plant, consisted of the following steps: (1) The water discharged at 90°C was placed in an aging tank where the polimerization of the silica took place. (2) Slaked lime was added and quickly mixed. (3) The brine was moved to a settling tank for the removal of the solids. (4) The solids from the settling tank were sent to a rotary filter. In the tests carried out at Wairakei, the best results were obtained with a 2 1/2-hour aging period, while at Broadlands this period was 30 minutes. The dosage of slaked lime used was 400-700 ppm. In both places, the temperature at the time of entry into the aging tank was 90°C. At Broadlands the water emerged from the tank at 86°C, while at Wairakei it emerged at 75°C.

The basic difference between the Wairakei and Broadlands brines is that the former has a silica cointent of about 600 ppm and a pH of 7.8, while the latter has approximately 1000 ppm silica and a pH of 8.6. In both cases the salinity is low.

Cuellar[6] reported in 1975 on results of silica sedimentation tests at the Ahuachapán geothermal field in El Salvador. The geothermal brine of Ahuachapán has very high salinity (22,000 ppm), with a silica content on the order of 650 ppm.

A holding tank was built to evaluate the sedimentation of the silica. It was found that a 45-minute holding time was required. The scales deposited in the tank consisted of very soft amorphous silica which can be easily removed.

Quong et al.[7] reported in 1978 on the results of tests made at the Niland geothermal field in the United States with the purpose of preparing the brine for reinjection. The Niland brine has an excessively high salinity, on the order of 300,000 ppm; its silica content is about 500 ppm.

In order to facilitate the settling of the suspended solids, especially amorphous silica, organic and inorganic flocculants were used in the tests. The effects of temperature, pH, and holding time on the precipitation of excess silica and the ease of flocculate settling were evaluated.

The results were most satisfactory when the following process was tested in a pilot plant: (1) Addition of a few parts per million of an anionic coagulant to the brine while stirring rapidly for about 5 minutes in order to precipitate the amorphous silica. (2) The brine was discharged into a clarifying tank with a 100 minute residence time. The clarified brine contained 44 ppm (15 NTU) suspended solids. (3) The brine was immediately passed under pressure through a filter, reducing the level of suspended solids to 5 ppm (2 NTU).

A preliminary cost estimate for the treatment of the brine discharged by a 50 MW plant using the above mentioned process yielded a value of 1.7 U.S. mills/KWh.

Featherstone et al.[8] reported in 1979 on a treatment process for the Niland geothermal field brine in which no chemical additive was used. The results of the pilot plant tests were satisfactory, yielding a clarified brine with 5 ppm suspended solids.

The process consisted in recirculating the sludge in a reactor-clarifier and subsequently passing the brine through a sand filter.

The preliminary estimate of the treatment cost for a 55 MWe plant was 1.6 U.S. mills/KWh.

Garibaldi[9] carried out some experiments at Cerro Prieto in order to remove silica at temperatures of about 100°C using a reactor-clarifier of the same dimensions as the one used by Featherstone at Niland. The purpose of the tests was to evaluate the feasibility of removing the silica from the brine prior to its reinjection without using chemical products.

The Cerro Prieto brine has a salinity of 30,000 ppm and a silica content of approximately 1000 ppm.

The results of the tests are presented in this report.

There were many problems with amorphous silica scaling in the reactor-clarifier. No experiments were conducted with sand filters to reduce the level of suspended solids because they were considered inadequate.

In 1980, Weres et al.[10] reported on laboratory tests of amorphous silica sedimentation using synthetic brines by adding small amounts of lime or cationic polymers. Later, the same type of tests were carried out at Cerro Prieto, with similar results. Based on the results obtained, Weres et al.[12] proposed a treatment process for floculating coloidal silica, including the preliminary design of a pilot plant.

In 1979, the Instituto de Investigaciones Eléctricas (Hurtado et al.)[11] initiated sedimentation tests for the removal of excess silica from Cerro Prieto brines. Experiments were made in the laboratory with brine from different Cerro Prieto wells (with low, medium and high silica content) in order to evaluate the feasibility of silica removal. Different commercial flocculants were tried, and it was found feasible to remove the silica in the laboratory using some of them, especially lime. Further tests were subsequently carried out in sedimentation columns and in a pilot plant.

SEDIMENTATION OF SILICA WITHOUT THE ADDITION OF FLOCCULANTS

The results of treating the brine from the Niland geothermal field, California, without adding flocculants obtained by Featherstone et al.[7] suggested that it would be interesting to carry out similar tests at Cerro Prieto, in view of the desirability of not having to add chemical products continuously.

To perform these tests, a reactor-clarifier with all the necessary attachments was rented from the Envirotec-Eimco Company. It had a diameter of 2.4 m (8 ft) and a height of 5.2 m (17 ft). Figure 1 shows the flow diagram of the pilot arrangement installed next to the group of pipelines carrying separated water from wells M-5, M-14, M-19A, M-25, and M-53, and next to drain 134. The advantages of this site were the availability of brines with different silica content, and the ease with which the sludges could be discharged into the drain.

The water to be treated was taken from the pipelines of separated water at a pressure of 80-90 psi and was sent to a secondary separator where part of the water was evaporated and the pressure brought down to 20 psi.

A portion of the water was subsequently taken (depending on the required flow rate) to an atmospheric silencer installed on top of the reactor-clarifier, into which it was fed by gravity.

The following measurements were made during the tests: (1) temperature (°C), at the inlet and at the outlet of the clarified water; (2) flow rate (tons/hr) of clarified water discharged; (3) pH at the inlet to the reactor-clarifier; (4) monomeric silica (ppm) at the inlet, in the reaction zone, and at the outlet of the clarified water; and (5) suspended solids (ppm) at the inlet, in the reaction zone, and at the outlet of the clarified water.

Monomeric silica was determined by the "molybdate method". Suspended solids were measured by filtering 100 ml of gravity fed hot solution through a 0.45 micron membrane under air pressure.

Two approximately 18-day-long experimental runs were made. Figures 2 to 5 show the concentration of dissolved silica and the level of suspended solids at the inlet, in the reaction zone, and at the outlet of the reactor-clarifier. Table 1 summarizes the main results obtained in these two runs.

The first run started with the feeding separated water from wells M-14 and M-19A, whose mixture had a total silica concentration of approximately 900 ppm. After six days the input of water from well M-19A had to be halted due to unrelated technical problems.

Different results were obtained, as shown by Figures 2 and 3. When the mixture was used, the level of suspended solids in the feed was very high, which indicates that polymerization of monomeric silica was taking place in the atmospheric silencer. When only separated water from well M-14 was used, it was noted that the degree of polymerization of monomeric silica in the silencer was very low, and that no dissolved solids were concentrating in the reaction zone because of their flotation and movement towards the outlet, in spite of reducing the feeding rate by approximately 1 ton/hr. In view of the fact that the level of suspended solids in the discharge was very high, it was decided to halt the tests and feed the reactor a brine with a higher silica concentration at a lower flow rate.

The second run was made by feeding 3.5 tons/hr of separated water from well M-25. In this instance the results were slightly better, both in regard to the quality of the clarified water as well as the concentration of suspended solids in the reaction zone. However, there were many scaling problems in all the equipment, from the atmospheric silencer to the clarified water outlet. The critical zone with regard to scaling was the pipeline which fed the brine to the reactor-clarifier, which was repeatedly plugged, forcing interruptions of the run in order to clean the pipeline. Figures 4 and 5 show the concentrations of dissolved and suspended silica at the inlet, reaction zone, and outlet of the reactor-clarifier.

SILICA SEDIMENTATION BY ADDITION OF FLOCCULANTS

The sedimentation of silica from the Cerro Prieto brine was studied in the laboratory and in a pilot plant. The main objective of the laboratory tests was to select the proper flocculants to rapidly precipitate the silica, and to evaluate semiquantitatively the basic parameters for the process being developed, such as aging time and flocculant dose. Hurtado R., et al.[11] showed in detail the results of the tests used in selecting the flocculants. In general, it was found that some cationic polymers are excellent flocculants for silica sedimentation. Good results were also obtained by using lime (CaO), and not as good by using soda ash, ferrous sulfate, ferric sulfate and alumina. In spite of the fact that better results were obtained with cationic polymers, their cost makes the use of lime much more attractive. For this reason, most of the experiments were carried out using lime.

Sedimentation columns tests were made using the brines from wells M-14, M-19A and M-25. Table 2 shows the main chemical components of the brines of these wells, which were selected for having low (M-14), medium (M-25), and high (M-19A) silica content. Furthermore, the concentration of well M-25 brine is similar to that of the mixture of the Cerro Prieto I wells (excluding the recently drilled "E" wells).

The Cerro Prieto I brine treatment process that is being developed by IIE consists of the following steps: (1) flashing the brine discharged by the evaporation plant of Unit 5 until it reaches atmospheric pressure; (2) poly-

meriza tion of monomeric silica until colloidal particles are obtained; (3) addition of lime and rapid mixing; (4) silica sedimentation and clarification of the brine. Steps 3 and 4 can take place in the same unit reactor-clarifier. The most important stage in this process is the sedimentation of the silica; it also represents the greatest investment and operating cost. The size of a sedimentation tank depends on the settling rate and in the case of silica this depends on the aging time and the flocculant dosage. The sedimentation column tests were designed with this in mind.

Figure 6 shows a comparison of the polymerization and settling rates of brines from wells M-14, M-25, and M-19A at a temperature of 94±2°C without the addition of flocculants. In the case of well M-14 brine, with a low silica content, the polymerization is slow, and no sedimentation was observed during the first 100 minutes of the experiment. The greatest polymerization and sedimentation rate was observed in the brine of well M-19A, which has the highest silica content and salinity. Even in this case, the time it takes to obtain a clarified brine is very long (more than 90 minutes overall). Figure 7 shows the results of similar experiments to those of Figure 6, with the fundamental difference that in this case 25 ppm lime (CaO) were added, without prior aging time. The results were completely different. The addition of lime accelerates the silica settling time considerably, even in the case of the well M-14 brine, even though in this case the results were not entirely satisfactory with regard to the quality of the clarified water. No great differences were observed between the brines of wells M-19A and M-25. The silica settling rate is slightly higher for M-19A brine. Figures 8 and 9 show the effect of lime dosage in the 5 to 100 ppm range; without aging time (Figure 8), and with 15 minutes aging (Figure 9), using well M-25 brine in both cases. The results obtained are very interesting and clear. In order to achieve good silica sedimentation, some aging time (between 10-15 minutes) and the addition of 20-40 ppm of lime are required.

The pilot plant for silica removal was installed at the Cerro Prieto geothermal field beside drain 134, next to the group of pipelines carrying the separated water from wells M-5, M-14, M-19A, M-25, M-38, and M-53. The reason for selecting this site was the easy access to separated water from any of the above wells. This location had the added advantage of permitting easy disposal of the sludges into drain 134. Unfortunately the proximity to the point where the separated water from wells M-5 and M-53 is discharged into the evaporation pond had not been taken into account. Under certain weather conditions a mist of brine would blow towards the pilot plant, which soon damaged the electric motors. In any event, two slica removal tests were carried out, 48 and 63 hours long, respectively.

Figure 10 shows the flow diagram of the silica removal pilot plant that was installed and operated partially at Cerro Prieto. The configuration of this pilot plant is similar to the one proposed by Weres et al.[12] Each piece of equipment is described next.

ATMOSPHERIC SEPARATOR: It consists of a cylindrical carbon steel tank 50.8 cm (20 inches) in diameter by 110 cm long, installed vertically. Separated water at a pressure of 0.35 - 0.70 kg/cm^2 (5-10 psig) was fed to the atmospheric separator in order to expand it and have it reach atmospheric pressure. The steam was discharged into the atmosphere through the upper part while the water descended by gravity into the polymerization tank. The temperature of the brine discharged by the separator was approximately 100°C.

POLYMERIZATION TANK: This is a closed rectangular carbon steel tank 300 cm long, 80 cm wide and 100 cm high, covered with fiberglass thermal insulation. Inside the tank there are deflecting baffles to force the fluid to travel along an "S" shaped path and to avoid channeling effects. The tank has three sampling ports uniformly distributed along its length. The brine feeding the polymerization tank has a high content of monomeric silica thus requiring aging to permit the polymerization of the monomeric silica until the formation of colloidal particles is achieved.

MIXING TANK: This consists of a cylindrical carbon steel tank 60 cm in diameter by 85 cm high, covered with fiberglass thermal insulation and equipped with a variable speed (300-1000 rpm) stirrer. The mixing tank is used to add the lime slurry and mix it with the aged brine.

SETTLER-CLARIFIER: This is a carbon steel tank consisting of two sections, an upper cylindric one, with a conic section below. The cylindrical section has an external diameter of 185 cm and a height of 155 cm. Inside, there is a concentric cylinder 45 cm in diameter 135 cm tall through which the brine is fed after the silica has been precipitated. The lower portion of the feeding zone has a conic section with an external diameter of 145 cm. The upper annular section is called the clarification zone. Figure 11 shows a cross section of the sedimentation tank. As can be noted from the figure, the equipment has five sampling ports that permit the level of suspended solids or the turbidity of the brine in the clarification, compaction, and sludge zones to be determined at any time. The 47 cm conic section has two slowly rotating blades (scrapers) to remove the solids deposited on the walls.

ADDITIVE TANK: This is a cylindrical carbon steel container 60 cm in diameter and 85 cm high, provided with a constant speed stirrer (1750 rpm). This tank was used to prepare the lime slurry.

The following measurements were made during the tests: (1) turbidity (NTU) at the inlet and outlet of the polymerization tank, and at the inlet, outlet, and five sampling ports of the sedimentation tank; (2) suspended solids, at the inlet, outlet (clarified water), sludges, and at the S_3 and S_5 sampling ports of the sedimentation tank; (3) temperature, at the inlet and outlet of the polymerization and sedimentation

tanks; (4) pH, at the same places as where the temperature was measured; and (5) flow rates of clarified water, extracted sludges, and lime slurry added.

As mentioned above, two experimental runs were made with a duration of 48 and 63 hours respectively. The operating conditions were practically the same: separated water from well M-5, with a total silica concentration of 1040 ppm was fed to the system. The aging time was 30 minutes. The dose of lime was 20 ppm as CaO, and the flow rate of clarified water was approximately 3 tons/hr. It is important to point out that sludges were discharged only intermittently. During the first test, sludges were removed irregularly; during the second test they were regularly removed, but at a flow rate that was higher than necessary.

Figures 12 to 17 show the most important results obtained from the two experimental runs. The behavior of the secondary pieces of equipment (atmospheric separator, polymerization tank, and additive tank) were normal during both tests. Next the behavior of the principal piece of equipment, the settler-clarifier, will be analyzed. Figure 12 shows the variations in S_D (clarified water) and S_5 (sludge compaction zone) during the first run. At the start of the run, the experiment proceeded normally with satisfactory results up to hour 16. The problems started when sludges began to be removed intermittently. From hours 24 to 30, the quality of the clarified water was poor. At the end, the experiment was partially brought under control by removing 200 liters of sludge every 3 hours. In general terms the test was successful. The average quality water had 10 ppm of suspended solid (discarding non-equilibrium data points). Figure 13 shows NTU vs. time, with similar results. Figure 14 shows the variation of S_L vs. time. The results of the behavior of the sedimentation tank during the second run are presented in Figures 15 through 17. It was not possible to adequately control the discharge of sludges. After hour 13, we started to remove 100 liters at the end of every hour. Until hour 15, the run went well and very good quality clarified water was obtained. From hour 50 onwards, the experiment was brought under control; unfortunately, the test had to be halted. However, the results were generally good. It was determined that the removal of the sludges from the pilot plant plays an important role in the process. Perhaps in a larger plant this effect may not be so important. Figure 16 is very similar, but showing turbidity (NTU) instead of suspended solids. Finally, Figure 17 shows the sludge concentrations.

The results of the two runs made at the pilot plant showed that it is important to continue testing in order to understand in detail the silica sedimentation process under different flow rates. This will allow us to establish the capacity for silica sedimentation in a continuous process. The runs showed that it is relatively easy to settle the silica by adding lime, and that the time needed to reach equilibrium and to stabilize the settling tank is relatively short compared to the time required by the brines from the Niland geothermal field, California.[8]

PRELIMINARY CALCULATIONS FOR AN INDUSTRIAL PLANT

The results obtained from the laboratory and the pilot plant tests are not sufficient to make a precise estimate of the equipment size and the treatment cost of an industrial plant to process the bines discharged from the Cerro Prieto I field. However, at this stage of the project, it is convenient to use the information obtained to make a preliminary estimate that will help make decisions on the next course to follow. With these criteria, and making some assumptions as described below, the following results were obtained:

- Processing equipment: (a) atmospheric silencers; (b) aging tanks; (c) settling tanks; (d) lime storage; (e) preparation of lime slurry; and (f) pumping system.
- The most important pieces of equipment are the aging and settling tanks.
- Assuming a flow rate of 3000 tons/hr and a 15 minute aging time, two aging tanks with the following dimensions are required:

  Height: 2 m
  Length: 5 m
  Width: 37.5 m

- In order to determine the dimensions of the settling tanks, a capacity of 41 l/m2-min (1 GPM/ft^2) was assumed, requiring two settling tanks 30.5 cm in diameter by 5.5 m high (100 ft by 18 ft).
- The preliminary cost (millions of Mexican pesos) of an industrial plant for the treatment of 3000 tons/hr of Cerro Prieto I brine can be summarized as follows:

• Capital cost	100.6
• Annual operating and maintenance costs	20.0
Total	120.6

Thus the cost of treatment per generated KWh, assuming a conservative ammortization period of 10 years, is:

- Treatment cost (August 1980) 3¢/KWh

  equivalent to 1.2 U.S. mill/KWh

Further details on these estimates can be found in reference 11.

CONCLUSIONS

The results obtained from the study of silica removal from the Cerro Prieto I brines being carried out by the Instituto de Investigaciones Eléctricas has led to the following conclusions:

- The removal of silica from the Cerro Pireto I brines at temperatures approaching 100°C is technically feasible.
- The silica removal process requires the following steps: (1) flashing the brine from 120°C to 100 °C and atmospheric pressure; (2) aging the brine for a 10-20 minute period to convert monomeric to colloidal silica; (3) the addition of 20-40 ppm lime (CaO) to precipitate and coagulate the colloidal silica; (4) sedimentation of the silica and clarification of the brine.
- The estimated treatment cost for a 3000 tons/hr plant is 3 ¢/KWh (Mexican currency), equivalent to 1.2 U.S. mills/KWh. This cost is not considered to add a significant burden to the Cerro Prieto I generating costs.
- Pilot plant tests must be continued in order to optimize the operation variables of each of the process steps.
- The pilot plant processed satisfactorily 3 tons/hr of brine. It would be advisable to carry out tests with higher flow rates using the same plant. It is estimated that to determine of the basic parameters for the design of an industrial plant will require pilot tests capable of handling 5-10 tons/hr.
- After a more realistic treatment cost estimate is obtained, and if it is considerably below the preliminary estimate, it might be advisable to evaluate the economical and technical feasibility of removing silica at higher temperatures using pressurized equipment so that better use can be made of the thermal energy of the brine.
- It would be advisable to experiment with rectangular settling tanks and concrete canals for aging the brine. It would be of interest that these tests be made on the same scale as the pilot plant to obtain the proper information for a comparative analysis.
- In the future, it would be advisable to conduct all the tests with water discharged by the flashing plant of Unit 5 to obtain more representative data. This is not essential, but advisable.
- The diversity of experiments caried out in the sedimentation column has permitted us to study the behavior of silica in brines of different chemical composition. This may be very useful in treating brines of other geothermal fields.

One of the main problems that will have to be solved is that of scaling in the equipment handling the brine prior to entering the tank. It is estimated that although this is a serious problem, there are alternate solutions that will be discussed in another paper.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was performed under the auspices of the Comisión Federal de Electricidad and of the Instituto de Investigaciones Eléctricas. The authors wish to give special thanks to the valuable help provided by the Superintendencias de Estudios y Mantenimiento of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto.

PRUEBAS DE REINYECCION SIN TRATAMIENTO EN CERRO PRIETO

C. Cortéz A.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Pruebas de reinyección sin tratamiento previo se iniciaron en Cerro Prieto el 8 de agosto de 1979. Los pozos M-29, M-9, transmisor y receptor respectivamente, fueron seleccionados para éstas.

Los objetivos principales de este experimento fueron los siguientes:

1. Determinar la factibilidad de reinyectar agua separada de pozos integrados a la planta geotermoeléctrica, a las condiciones de separación.

2. Observar el comportamiento del sistema hidromecánico en función tiempo.

3. Iniciar el desarrollo de la tecnología para reinyectar agua separada a las condiciones de operación del campo geotérmico.

4. Observar si se manifiesta una recarga hidráulica al yacimiento.

En el Simposio que se realizó en Mexicali, B.C. en octubre de 1979, se presentó un trabajo que resumía los resultados hasta esa fecha. Este es un complemento a dicho trabajo en el cual se resumen los resultados hasta fines de febrero de 1981.

REINJECTION TESTS WITHOUT TREATMENT AT CERRO PRIETO

Reinjection tests without prior treatment were begun on 8 August 1979 at Cerro Prieto. Wells M-29 and M-9 were chosen for these tests as production and injection wells, respectively.

The following were the main objectives for this experiment:

1. To determine the feasibility of reinjecting separated water from wells presently connected to the plant under wellhead separation conditions.

2. To observe the behavior of the hydro-mechanical system over time.

3. To initiate the development of the technology needed for the reinjection of water under the separation conditions operative at Cerro Prieto.

4. To observe whether there is evidence of hydraulic recharge to the reservior.

During the Second Cerro Prieto Symposium, which took place at Mexicali in October 1979, a paper was presented which summarized the results to that date. The present work supplements that paper, summarizing results through the end of February, 1981.

INTERPRETACION DEL COMPORTAMIENTO DE POZOS REINYECTORES EN CERRO PRIETO

C. Vargas G. y I. Canchola F.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

El objectivo del presente trabajo, es el de proporcionar la información preliminar necesaria para planear la secuencia de pruebas, experimentación y estudios, encaminados al diseño en todos sus aspectos, de un sistema de pozos inyectores para la disposición de la salmuera producida en el sistema geotérmico de Cerro Prieto.

El enfoque del estudio se concentra en el destino final de los sólidos suspendidos (generados ya sea por las variaciones de presión y temperatura--saturación de la solución- o por incompatibilidad del agua inyectada y la connata precipitación de compuestos insolubles) mismos que tendrán un efecto decisivo en la permeabilidad y por consiguiente en el comportamiento o respuesta del pozo inyector durante su operación. Asimismo la perturbación iónica de la capa absorbida del material argiláceo de la formación, pudiera afectar adversamente el mismo parámetro con la declinación correspondiente de la inyectividad. Por otra parte, el orígen y características físico-químicas de los sólidos suspendidos (carácter floculento, dureza o consistencia del floculado, densidad, capacidad de polimeración, tamaño de la partícula, afinidad iónica, etc), pueden llevar a una filtración superficial, a una invasión profunda de estos sólidos o posiblemente a pasar a través del medio poroso sin ninguna restricción.

El conocer cuál de estas situaciones se presentará durante la operación del sistema, pudiera dar la pauta para orientar desde el inicio el esfuerzo de investigación en el sentido apropiado.

Se pretenden pues, inferir las posibles condiciones de operación, apoyándose en el análisis de la historia del pozo inyector experimental M-9, y de sus desviaciones con respecto a un modelo matemático, así como de la interpretación de las curvas que representan el volúmen acumulado contra tiempo, mismas que definen en forma cualitativa el tipo de daño que está ocurriendo en el pozo y/o la formación. En lo que se refiere a la determinación de la permeabilidad del sedimento adherido (filtratión superficial) y de la formación (invasion somera) se utilizará fundamentalmente la metodología desarrollada por D.H. Davidson y J.H. Barkman, que utiliza el filtro de membrana para la predicción de la declinación de la inyectividad, obteniéndose la permeabilidad del sedimento depositado en el pozo y la formación (invasión no profunda o somera) utilizando el modelo de flujo radial a través de dos cilindros de diferente permeabilidad.

En resúmen el objetivo del presente trabajo, es el de conocer la relación entre la presión de inyección, el gasto, la calidad del aqua y el tiempo do operación, que sirvan para decidir cual de los sistemas fisicamente factibles es el más apropiado.

INTERPRETATION OF THE BEHAVIOR OF REINJECTION WELLS AT CERRO PRIETO

The purpose of the present work is to provide the preliminary information needed to plan the sequence of tests, experiments, and studies aimed at the design of a system of reinjection wells for the disposal of the brines produced at the Cerro Prieto geothermal system.

The focus of the study is aimed at the final fate of the suspended solids (whether generated by pressure and temperature variations -- saturation of the solutions- or because of the incompatibility of the reinjected and connate water -- precipitation of insoluble compounds). These solids will have a decisive effect on the permeability, and on the behavior or response of the injection well when in operation. Also, within the rock, the ionic perturbation of the absorbed layer of clayey material of the formation could adversely affect the permeability, with the corresponding decline in injectivity. On the other hand, the origin and physicochemical characteristics of the suspended solids (flocculation characteristics, hardness or consistency of the floc, density, polymerization capacity, particle size, ionic affinity, etc) can lead to a surface filtration, to a shallow invasion of the formation, to a deep filtration of these solids, or possibly to passage through the porous medium without restraint.

Knowing which of these situations will arise during the operation of the system could guide the research effort in the appropriate direction.

It is hoped, therefore, that the possible operating conditions of the system can be inferred from the behavior of the experimental injection well M-9, and from its deviations with respect to a mathematical model, as well as from the interpretation of the curves representing the accumulated volume versus time. These curves define in a qualitative form the type of damage which may be taking place in the well and/or formation. With regard to the permeability of the adhered sediment (surface filtration) and of the formation (shallow invasion), the methodology by D.H. Davidson and J.H. Barkman will be used. A membrane filter to predict the injectivity reduction will be utilized. The permeability of the sediment deposited in the well and in the formation (shallow invasion) will be determined using a radial flow model through two cylinders of different permeability.

In summary, the purpose of the present work is to know the relationship between injection pressure, flow rate, water quality, and time of operation. This knowledge will help in the decision as to which of the physically feasible systems is most appropriate.

THE CERRO PRIETO REINJECTION TESTS: STUDIES OF A MULTILAYER SYSTEM

C. F. Tsang, D. C. Mangold, C. Doughty, and M. J. Lippmann,
Lawrence Berkeley Laboratory
University of California
Berkeley, California, U.S.A.

INTRODUCTION

A long term reinjection test began in August 1979 at the Cerro Prieto geothermal field. More than one year after fluid had been injected into well M-9 on the western edge of the field, no significant changes in the production characteristics were detected in the nearest production well, M-29. The initial motivation for the present study was to attempt to calculate the expected pressure and temperature response in that production well.

The disposal of separated geothermal brines and condensate is one of the purposes of reinjecting these waste fluids. However, the main advantages gained from reinjection are the capability to maintain reservoir pressures and to enhance the heat extraction from the reservoir rocks, thus prolonging the commercial life of the geothermal field. In any event, the reinjection must be planned so as to avoid causing a premature cold-temperature-front breakthrough at the producing wells. Therefore, the design parameters of the reinjection operation, such as well placement, depth, and rates of injection must be matched to the characteristics of the geological formations of the field.

The Cerro Prieto geothermal field has been assumed to be a layered system with two separate reservoirs, one above the other, with different hydraulic properties. Most research published on the hydrodynamic and thermal effects of reinjection in geothermal fields has assumed a single-layered reservoir of uniform transmissivity and storativity. In our present analysis, we have modeled the response of the two-reservoir system to reinjection, assuming a semi-realistic vertical distribution of materials, based on the report by Lyons and van de Kamp (1980). Different depths of production and reinjection, and the possible influence of an intervening layer of lower permeability between these two depths were incorporated into the model. Reinjection at different depths and at different flowrates was studied in order to analyze the thermohydrological responses of this two-layered reservoir system to a number of possible reinjection schemes.

BACKGROUND

Since August 1979, CFE has been reinjecting 50°C untreated brines into well M-9 at Cerro Prieto. The maximum injection rate was reported to have been approximately 80 t/h, or 20 kg/s, and the depth of injection was in an interval between 721 m and 864 m. However, the monitoring of neighboring production wells, such as M-29, opened at about 1100 m depth, has not shown changes in the temperature, pressure, or enthalpy of the produced fluids that might be due to this injection.

The geology of this part of the field is shown in Figure 1, taken from the study by Lyons and van de Kamp (1980). The geological formations in this region suggest an upper aquifer (or reservoir) of approximately 400 m thickness, beginning at a depth of about 600 m. Below this is a thin layer of less permeable material, approximately 20 m thick, and a lower aquifer of 180 m average thickness. The values of the formation properties, adapted from an earlier study, are given in Table 1 (Tsang et al., 1981). In particular, the permeability of the intervening layer is 100 times smaller than the aquifer permeabilities, but still allows for fluid movement.

It should be pointed out that the lower aquifer or reservoir mentioned in this study corresponds to the α aquifer of Sánchez and de la Peña (1981) or Reservoir A of Prian (1981), the aquifer initially exploited at Cerro Prieto. The deeper β aquifer or Reservoir B of the same respective authors is not considered here. The upper reservoir of the present study is a colder aquifer located in the leaky caprock above the geothermal reservoirs.

In this study, we investigate the influence of different depths of reinjection and the importance of the intervening layer. Numerical modeling methods are used to evaluate the effect of both factors on the pressure and temperature response observable at the production wells.

METHODOLOGY

Two computer codes developed at LBL were employed to analyze the different cases studied. Program PT (for pressure-temperature; Bodvarsson, 1982) is an expanded and revised version of code CCC (Lippmann, et al., 1977) used in earlier Cerro Prieto reinjection studies. It models single-phase heat and mass transport in permeable media, employing the Integrated Finite Difference Method (IFDM) which permits the analysis of three-dimensional systems with complex geometry. It has been validated against analytic and semi-analytic solutions and a field experiment and has been applied extensively (Mangold et al.,

1980). Program SHAFT79 (Pruess and Schroeder, 1980) is a two-phase code which also employs IFDM, and is capable of modeling heat and two-phase mass transport in three dimensions. It has been validated against experimental results and applied to the study of several geothermal development problems.

The various cases studied in the present work using these models are listed in Table 2. In all the cases it was assumed that the injected brine had a constant temperature of 165°C. The single-phase radial simulations were used to examine the basic effects of different depths of injection and of changes in permeability, including a case in which the intervening layer between the two reservoirs is assumed to be discontinuous. The single-phase, two-dimensional model was developed to attempt to more accurately represent spatial distribution of the geological formations. The two-phase, two-dimensional model kept the essential geometrical features of the system and added the effect of two-phase production up to August 1979 in order to study the effects of reinjection in a dynamic two-phase environment. The detailed results from these models are given in the following sections.

SINGLE-PHASE RADIAL MODEL

The initial temperature and pressure conditions used in this model were taken from downhole logs run in wells M-9 and M-29. These conditions as well as the thicknesses of the various layers assumed in the simplified radial multi-layer mesh are shown in Figure 2. The material properties for each layer are given in Table 1. A constant injection rate of 20 kg/s was assumed. In the single-phase calculations discussed in this and the next section, the principle of superposition approximately holds. Thus, the pressure-change effects due to injection can be calculated without regard to well production history.

The computed pressure-change distribution after one year of injecting fluid into the 700-800 m deep interval is shown in Figure 3. The vertical line in the lower aquifer just beyond the 200 m mark indicates the approximate location of the production interval of well M-29. Only a relatively small 4 psi pressure change has penetrated through the intervening layer to M-29. The pressure change is, however, quite sensitive to the thickness of the intervening layer; it would be much smaller if the thickness were 50 m instead of 20 m. The zone of thermal influence is calculated to be very restricted in extent, in this case extending only a few tens-of-meters horizontally and vertically from M-9.

Two further cases were studied using the same injection interval and flowrate for one year but without the intervening layer; thus, there was just one aquifer layer from 600 m to 1200 m depth. In the first case, the permeability was isotropic; in this situation a pressure increase of approximately 7 psi occurred at well M-29. In the second case, the vertical permeability was one-tenth of the horizontal permeability; the pressure increase at M-29 was 5 psi. This indicates that even a relatively thin (20 m) intervening layer of lower permeability or an overall anisotropy can reduce the transmission of pressure due to reinjection, especially if there is a considerable difference in elevation between the injection and production intervals.

Additional cases were studied assuming an injection interval just above the intervening layer. This injection did cause the pressure to increase substantially in the intervening layer below the injection well. However, the change at M-29, more than 200 m away, was less than 5 psi. A further run was made with a break in the intervening layer between 115 m and 165 m away from injection well M-9. The results are shown in Figure 4, where it is apparent that the pressure is transmitted through the break resulting in a pressure increase of more than 6 psi at M-29. This illustrates the importance of establishing the continuity of the layers in the area for reinjection planning. It also shows how numerical modeling can provide the necessary flexibility to investigate a range of possibilities to better understand the implications of given reinjection alternatives.

Further computer runs were made to simulate injection directly into the lower reservoir. The results for pressure change are shown in Figure 5. There is a substantial increase of pressure, 13 psi, at well M-29. However, the temperature front has only moved about one-third of the distance from M-9 toward M-29, as displayed in Figure 6. Furthermore, the colder, denser injected fluid is beginning to move downward into the leaky lower confining layer below the injection zone. This suggests that even injection in the lower reservoir at this flowrate could help maintain reservoir pressure without a cold-water breakthrough at the production zone. A similar case was studied assuming anisotropic permeability; again, the vertical permeability was one-tenth of the horizontal value. The pressure increase at M-29 was 17 psi in this situation, due to the relative increase in horizontal permeability; but the temperature front advanced radially only slightly farther than in the previous case. The density of the colder injected brines caused them to move downwards as before, but to a lesser extent, because of the reduced vertical permeability.

SINGLE-PHASE TWO-DIMENSIONAL MODEL

A vertical two-dimensional (2-D) model was constructed to be able to represent more accurately the geology of the reinjection region. The geometry used for the mesh is illustrated in Figure 7, which also displays the pressure changes after one year due to injection in the upper reservoir. The mesh elements are quite large; the smallest are 50 by 50 m. However, several features of the geology are introduced which were neglected in the simplified radial model. The variation in thickness and depth is apparent for the caprock, intervening layer (now 50 m thick) and bedrock. Also, a new permeable

zone is added between 250 and 500 m depth. The effects of reinjection on this zone will not be discussed below because they were negligible in the cases studied. This model fits quite closely the geological cross section for the western edge of the production area, as given by Lyons and van de Kamp (Figure 1).

An interesting problem associated with a two-dimensional model is the determination of the injection rate that will correspond to the rate of a radial model. Four possible flow rate criteria were considered: (1) full radial flow rate, (2) matching the fluid velocity at a given point, (3) matching the fluid front at a given time, or (4) matching the thermal front at a given time. The first criterion was rejected as being unrealistically large for the 2-D simulation. For the second case, a run was made matching fluid velocity at a point halfway between wells M-9 and M-29, but this resulted in too low a flowrate. The third and the fourth criteria gave similar results. We have chosen the third criterion for the single-phase 2-D model by matching the distance traveled by the hydrodynamic front for the radial and 2-D cases at the time of interest (one year). A further study of the physical implications of these different criteria will be undertaken in future work.

The permeability was assumed anisotropic in this model (vertical one-tenth of the horizontal). The results of injecting into the upper reservoir are shown in Figure 7 where several interesting features are displayed. Again, the pressure increase is confined to the upper reservoir and the intervening layer; the influence of the "corners" of the upper confining layer and intervening layer is also apparent. The overall increase of the pressure changes is due to the switch from a radial to a two-dimensional model.

Although this set of calculations represented more realistically the geological peculiarities of the reinjection region than the radial model, it was inherently limited because it only described single-phase phenomena. To gain more insight into the effects of actual reinjection at Cerro Prieto and to incorporate more realistic behavior such as the high compressibility of two-phase regions, a two-phase model was analyzed as described in the following section.

TWO-PHASE, TWO-DIMENSIONAL MODEL

A refined mesh was designed for the two-phase 2-D model as shown in Figure 8. In the injection region, the elements were as small as 10 m by 20 m to be able to study the movements of both liquid and vapor in careful detail. Also, the mesh was extended to represent a vertical section through the entire Cerro Prieto field and its surrounding environment, from the fault region 1.5 km west of M-9 (treated as a closed boundary) through the approximately 1.5 km wide production area of Cerro Prieto I, to a recharge boundary 1.75 km east of the production region. Isotropic permeability and constant rock compressibility were assumed for simplicity. The initial vertical temperature and pressure distributions suitable for a two-phase, steam-water system and the model used in these calculations are shown in Figure 9. It was assumed that single-phase conditions existed initially throughout the model before starting reservoir exploitation.

In the case of a two-phase simulation, the principle of superposition may not hold. Thus, in this set of calculations, we simulated the production period before injection was initiated. The cumulative mass produced at Cerro Prieto from 1973 to 1979 was approximately 126.8×10^9 kg, or an average mass production rate of about 670 kg/s. In our calculations we used 10 percent of the full rate corresponding to the model having one-tenth of the actual field volume. Therefore, during this six-year period a constant production rate of 67 kg/s was distributed uniformly over the lower reservoir in the production zone northeast of the model. This was done in order to simulate, in an average sense, the effects of production preceding reinjection. The computed drawdowns compare favorably to those given by Bermejo et al. (1979, Figure 7). The results obtained were then used as the initial conditions for the following one year reinjection simulations. The total pressure change, steam saturation, and temperature change at the end of one further (seventh) year of production with no reinjection are shown as a reference case in Figures 10, 11 and 12.

It is clear from Figure 10 that the intervening layer affects the pressure distribution within the system, restricting the largest pressure changes to the lower (produced) reservoir. Also, the steam saturation curves of Figure 11 display a distinct response to the peculiar geometry of the intervening layer. The low density steam collects in the "corner" of the lower reservoir where the intervening layer rises in elevation. While the intervening layer with its lower permeability tends to restrict the vertical flow, it is apparent that the steam saturation is also increasing in the upper reservoir, just above the higher elevation part of the intervening layer. This phenomenon probably can be ascribed to the dynamics of the two-phase production region. The drawdown in the production zone causes boiling to take place and a two-phase region to be formed within the production zone and in the nearby portions of the lower reservoir, such as the region between wells M-29 and M-9. Above the production zone, there is colder water recharge from the upper reservoir moving down through the intervening layer into the upper portion of the lower reservoir. This downward flow of cooler water inhibits the upward movement of steam to the upper reservoir above the production zone. However, away from the production zone in the upper part of the lower reservoir, in an area such as the corner of the intervening layer, steam tends to collect and rise through the intervening layer into the upper reservoir. The temperature contours shown in Figure 12 show the temperature decrease due to seven years of production in the production zone northeast of M-29.

As discussed in a previous section, in order to calculate the influence of reinjection into

M-9 on the production region near M-29, an appropriate 2-D flow rate had to be specified. Two flow-rate values, 2 kg/s and 20 kg/s, were used to represent two limiting cases of the lateral extent of the injection influence. The rates correspond to about 3 and 30 percent reinjection of the fluids produced from the 2-D model, respectively.

After one year of injection at the low flow rate (2 kg/s) in the upper reservoir, corresponding to the depth of the actual reinjection test by CFE, the computed pressure changes were as displayed in Figure 13. This figure is to be compared with the reference results shown in Figure 10. The pressure has increased substantially in the upper reservoir due to injection, even in the region overlying the production zone; but the effect is relatively small in the lower reservoir because the high compressibility of the two-phase zone there acts as a buffer, absorbing the changes in pressure. It is perhaps not surprising that no change in observed production characteristics was noticed at well M-29 after one year of injection. A two-phase zone is expected to be present around this well because local boiling occurs near most production wells at Cerro Prieto (Grant et al., 1981).

The results for the higher injection rate (20 kg/s) into the upper reservoir are basically similar, with somewhat greater increase in the upper reservoir pressure. For both flow rates, the 0.1 steam saturation contour above the intervening layer, which is apparent in Figure 11, has moved down into the intervening layer. Even before the colder water completely fills the region below the injection interval of M-9, the downward flow of cooler injected water has inhibited the upward flow of mobile steam from the lower reservoir.

For the case of injection into the lower reservoir, the results are dramatically different. The distribution of pressure changes, shown in Figure 14, confirms that, in a two-phase zone such as the one in the lower reservoir, the more compressible fluid absorbs the pressure changes resulting from injection. The upper aquifer was little affected by the injection below the intervening layer.

The steam saturation distribution after one year of low rate injection into the lower reservoir is displayed in Figure 15. Steam continues to collect in the upper region of the lower reservoir despite the colder water injected at that elevation. The two-phase zone in the upper reservoir, just above the injection interval, appears relatively unaffected and continues to spread. One reason for this saturation distribution is the flow of water and steam between M-9 and M-29. In the lower region of the lower reservoir, liquid water is flowing strongly toward well M-29, in response to the pressure gradient. In the upper part of this reservoir, the flow of steam toward the production region causes further boiling to take place in the corner of the lower reservoir and within the intervening layer. The colder and denser injected water tends to move downward, following the pressure gradient; this boiling process can continue even during injection. Even in the case of the high rate of injection, the same basic process occurs, as shown in Figure 16. The intervening layer, therefore, has an important influence on the dynamics of the spreading of the two-phase zone and the movement of the injected water.

The temperature changes for the low flow rate case shown in Figure 17, when compared with the no-injection results shown in Figure 12, also confirm the limited extent of the cooling taking place during the injection process. The cooling due to boiling, which results from production, is much more extensive. Eventually, some of the colder, denser injected water will tend to sink into the bedrock, and the remainder will be heated as it flows between the injection and production wells.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

A reinjection test at Cerro Prieto, simulating the test being carried out by CFE, has been modelled by using single-phase and two-phase systems. The results show that it is reasonable not to expect a significant change in production characteristics at well M-29 due to injection at M-9 over a time period of one year. Two factors play an important part in this conclusion: (a) the injection and production zones are separated by a thin, low-permeability layer, and (b) the high compressibility of a two-phase zone reducing pressure propagation. Several alternative schemes have been studied and their results presented. Effects of geological discontinuities and anisotropy have also been studied. The different response of single-phase and two-phase reservoirs have also been illustrated.

The present series of studies, which is intended to be a consideration of alternative approaches to reinjection for the Cerro Prieto field, has the goal of designing an optimal reinjection scheme. In the course of this work, research has been done to better evaluate the implications of reinjection in a multilayer reservoir system. This has provided valuable insights into the thermohydrologic behavior of geothermal systems under reinjection and the planning of practical reinjection strategies for application to actual fields.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to acknowledge discussion with and assistance from Dr. G.S. Bodvarsson and Dr. K. Pruess of Lawrence Berkeley Laboratory. We also thank our colleagues of the Comisión Federal de Electricidad for providing some of the data used in this study. This work was supported by the Assistant Secretary of Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies, of the U.S. Department of Energy under Contract No. DE-AC03-76SF00098.

REFERENCES

Bermejo M., F. J., Navarro O., F.X., Castillo B., F., Esquer, C.A. and Cortez A., C., 1979, "Variación de Presión en el Yacimiento de Cerro Prieto Durante su Explotación," in Proceedings Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, October 17-19, Mexicali, Baja California, México, Comisión Federal de Electricidad, pp. 473-493.

Bodvarsson, G. S., 1982, Mathematical Modeling of the Behavior of Geothermal Systems under exploitation. Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-13937.

Grant, M. A., Truesdell, A. H. and Mañón M., A., 1981, Production Induced Boiling and Cold Water Entry in the Cerro Prieto Geothermal Reservoir Indicated by Chemical and Physical Measurements. (This volume)

Lippmann, M. J., Tsang, C. F. and Witherspoon, P. A., 1977, Analysis of the Response of Geothermal Reservoirs under Injection and Production Procedures. Dallas, Society of Petroleum Engineers, SPE-6537.

Lyons, D. J. and van de Kamp, P. C., 1980, Subsurface Geological and Geophysical Study of the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-10540.

Mangold, D. C., Lippmann, M. J. and Bodvarsson, G. S., 1980, Computer Program CCC User's Manual, Version II, Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-10909.

Sánchez R., J., and de la Peña L., A., 1981, "Geohidrología del Acuífero Geotérmico de Cerro Prieto," (This volume).

Pruess, K. and Schroeder, R.C., 1980, SHAFT79, User's Manual, Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-10861.

Prian C., R., 1981. "Velocidad de Perforación de la Secuencia Estratigráfica del Área de Cerro Prieto" (This volume).

Tsang, C. F., Mangold, D. C. and Lippmann, M. J., 1981, "Simulation of Reinjection at Cerro Prieto Using an Idealized Two-Reservoir Model, Geothermics, v. 10, Nº 3/4, pp. 195-206.

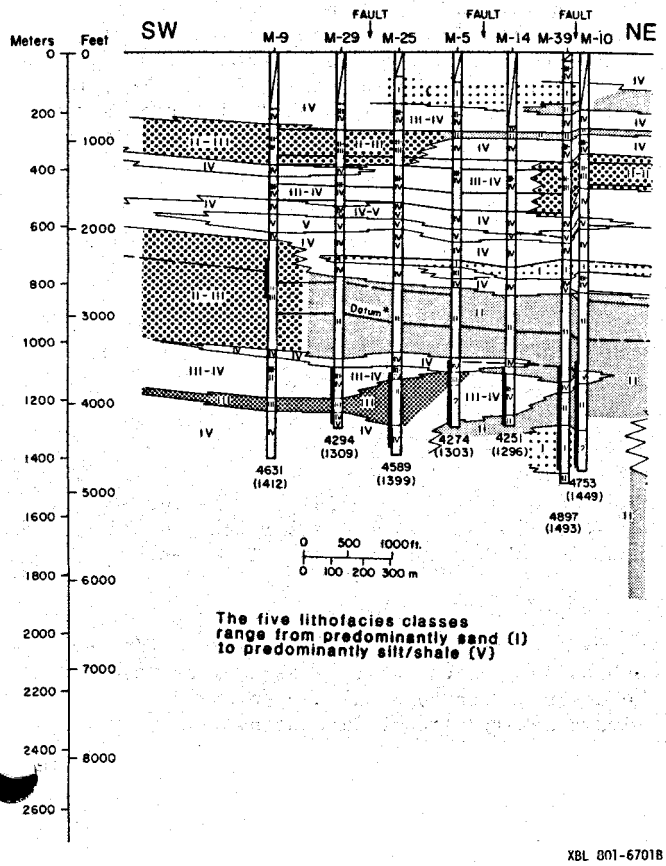


Figure 1. Geologic cross-section of the portion of the Cerro Prieto field being studied (from Lyons and van de Kamp, 1980).

Figura 1. Corte transversal geológico de la parte del campo de Cerro Prieto bajo estudio. (de Lyons y van de Kamp, 1980).

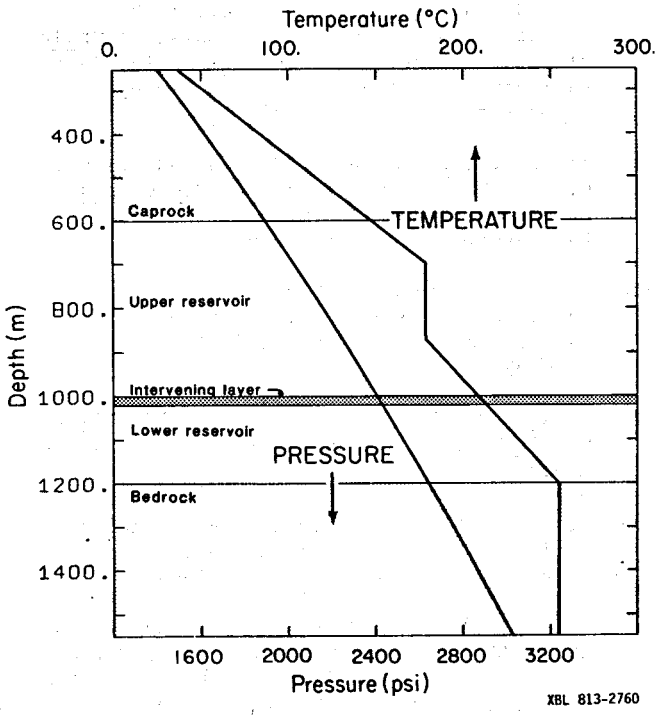


Figure 2. Initial temperature and pressure distributions for the one-phase radial calculations.

Figura 2. Distribución inicial de temperatura y presión para los cálculos radiales con una sola fase.

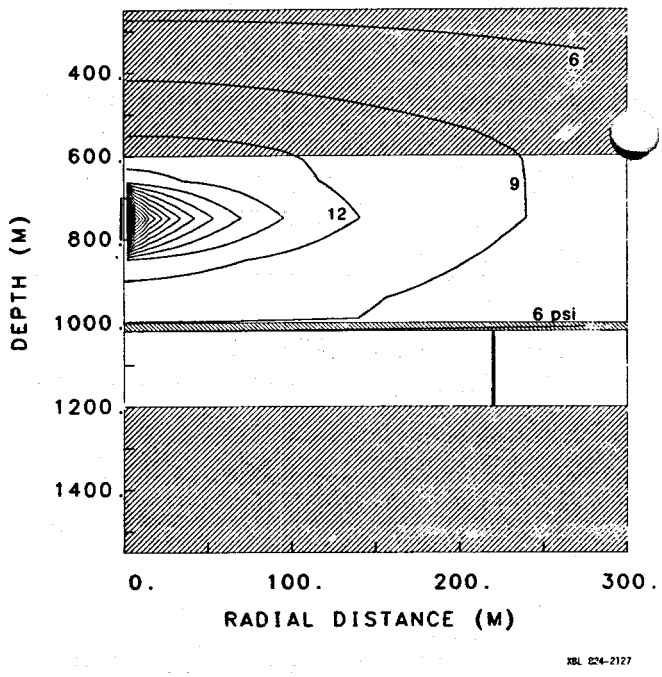


Figure 3. One-phase radial calculation - Pressure changes (in psi) after one year of injection. The vertical bar extending from a depth of 700 to 800 meters shows the depth of the injection interval in well M-9; the vertical bar in the lower reservoir at r = 220 m shows the approximate location of the production interval of well M-29.

Figura 3. Cálculo radial con una sola fase -- Cambios de presión (en psi) después de un año de inyección. La barra vertical entre 700 y 800 m de profundidad muestra la profundidad del intervalo de inyección en el pozo M-9; la barra vertical en el yacimiento inferior a r = 220 m indica la localización aproximada del intervalo de producción en el pozo M-29.

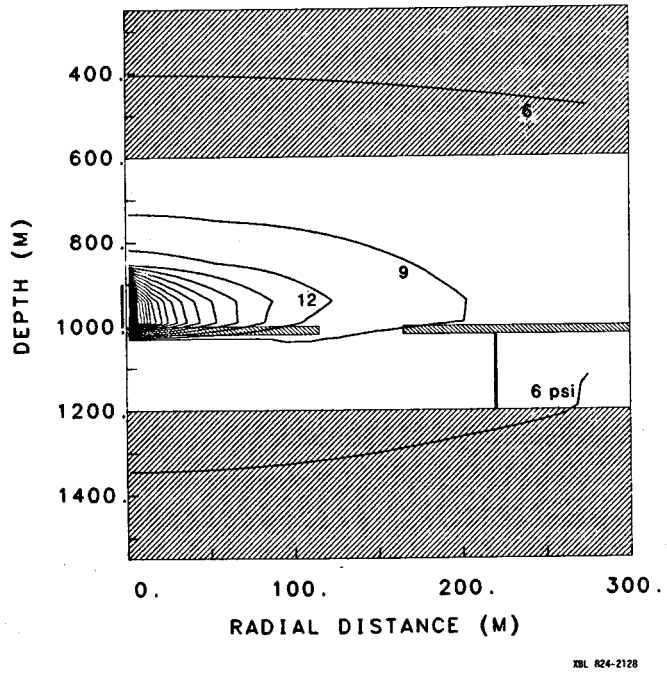


Figure 4. One-phase radial calculation - Pressure changes (in psi) after one year of injection with a discontinuous intervening layer.

Figura 4. Cálculo radial con una sola fase -- Cambios de presión (en psi) después de un año de inyección para el caso en que el estrato interpuesto es discontinuo.

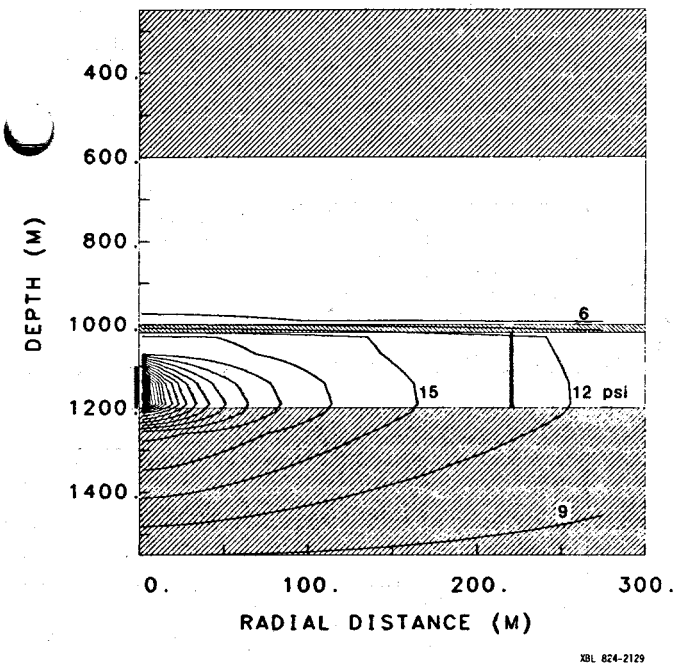


Figure 5. One-phase radial calculation - Pressure changes (in psi) after one year of injection into the lower reservoir.

Figura 5. Cálculo radial con una sola fase -- Cambios de presión (en psi) después de un año de inyectar en el yacimiento inferior.

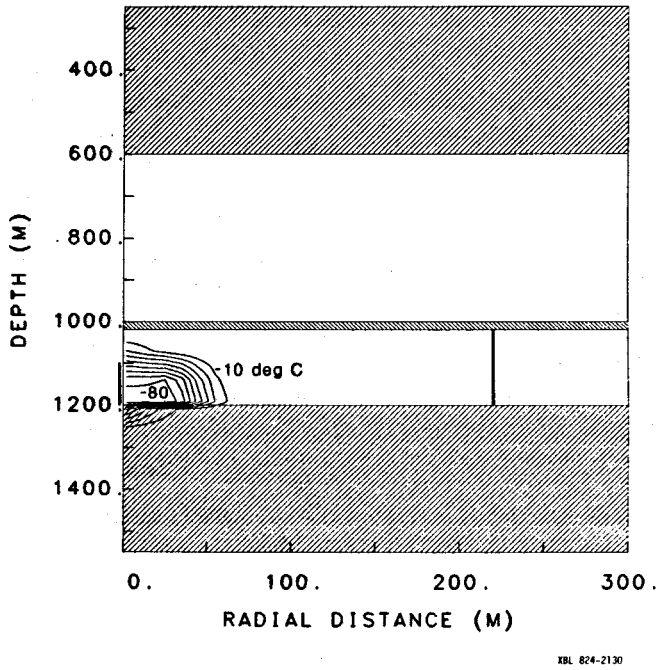


Figure 6. One-phase radial calculation - Temperature changes (in °C) after one year of injection into the lower reservoir.

Figura 6. Cálculo radial con una sola fase -- Cambios de temperatura (en °C) después de un año de inyectar en el yacimiento inferior.

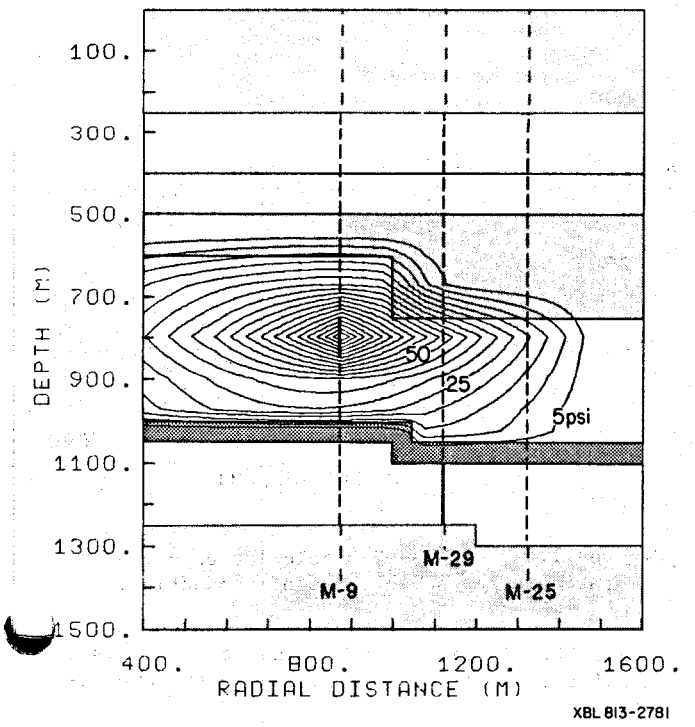


Figure 7. One-phase 2-D calculation - Pressure changes (in psi) after one year of injection.

Figura 7. Cálculo bidimensional con una sola fase -- Cambios de presión (en °C) después de un año de inyección.

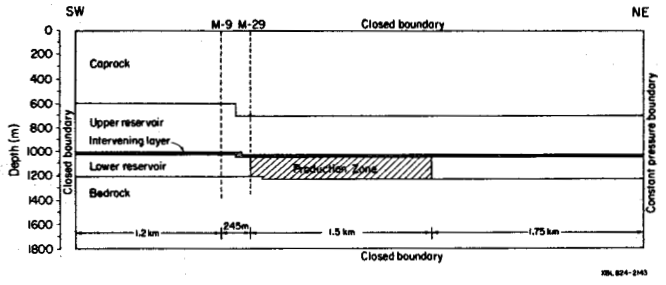


Figure 8. Vertical section of the model used for the two-phase 2-D calculation.

Figura 8. Sección vertical del modelo utilizado en los cálculos bidimensionales con dos fases.

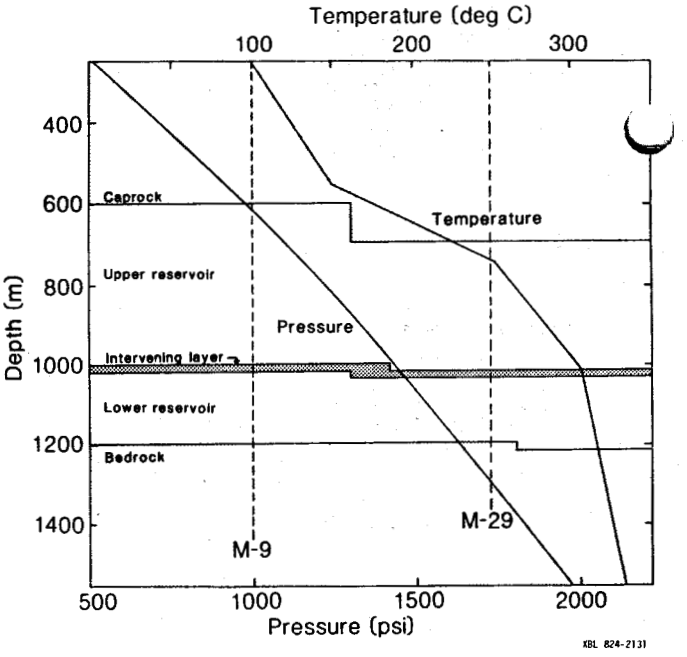


Figure 9. Initial temperature and pressure distributions for the two-phase 2-D calculations; the initial steam saturation is zero everywhere.

Figura 9. Distribución inicial de temperatura y presión para los calculos bidimensionales con dos fases; en todo el modelo la saturación de vapor inicial es cero.

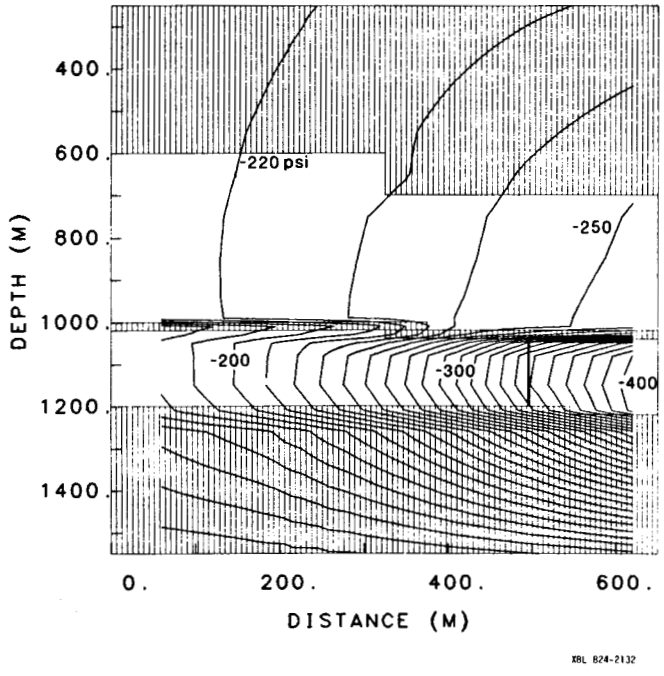


Figure 10. Two-phase 2-D calculation - Pressure changes (in psi) after seven years of production from the lower reservoir to the right of well M-29.

Figura 10. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Cambios de presión (en psi) después de siete años de producir del yacimiento inferior, a la derecha del pozo M-29.

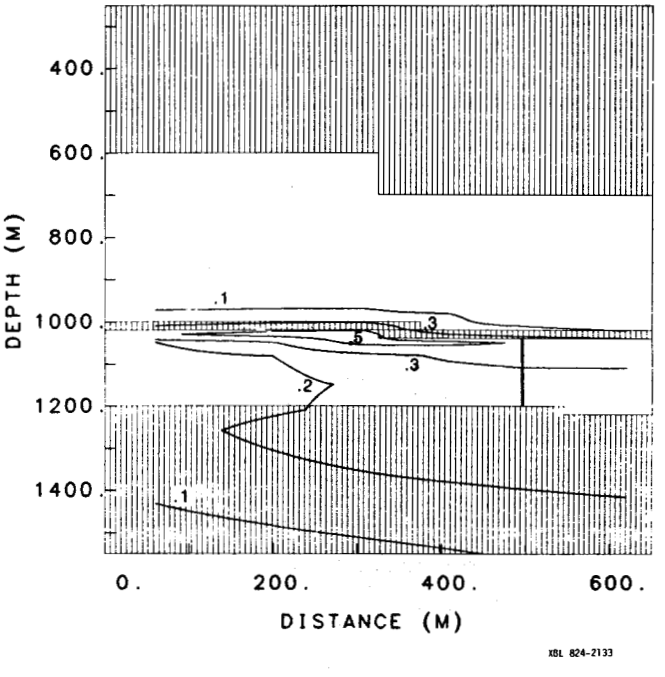


Figure 11. Two-phase 2-D calculation - Steam saturation after seven years of production.

Figura 11. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Saturación de vapor después de siete años de producción.

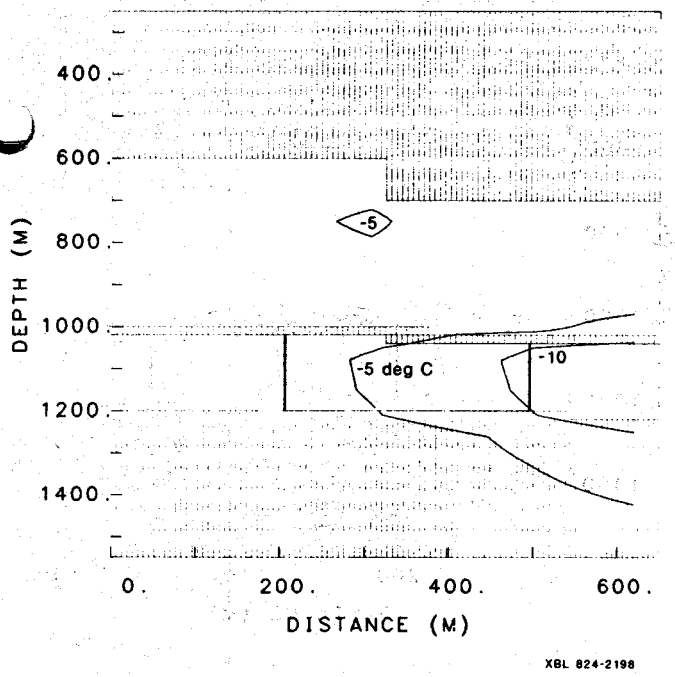


Figure 12. Two-phase 2-D calculation - Temperature changes (in °C) after seven years of production.

Figura 12. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Cambios de temperatura (en °C) después de siete años de producción.

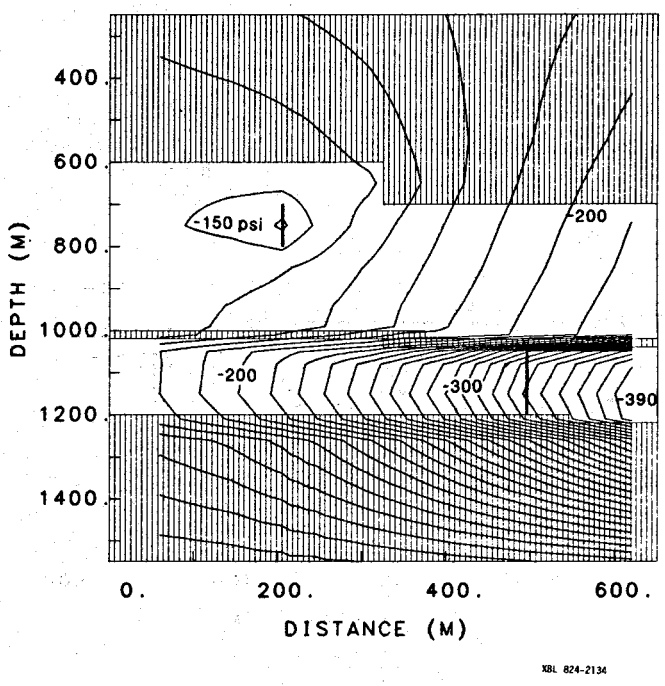


Figure 13. Two-phase 2-D calculation - Pressure changes (in psi) after one year of low rate injection into the upper reservoir through well M-9 concurrent with continued production from the lower reservoir.

Figura 13. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Cambios de presión (en psi) después de inyectar a bajo gasto por un año en el yacimiento superior utilizando el pozo M-9. En este caso continuó simultaneamente la producción desde el yacimiento inferior.

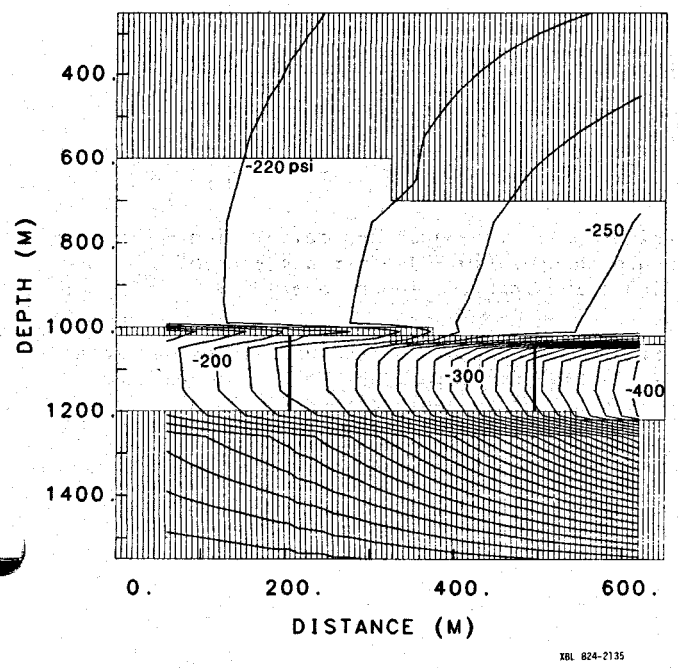


Figure 14. Two-phase 2-D calculation - Pressure changes (in psi) after one year of low rate injection into the lower reservoir through well M-9.

Figura 14. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Cambios de presión (en psi) después de inyectar a bajo gasto por un año en el yacimiento inferior utilizando el pozo M-9.

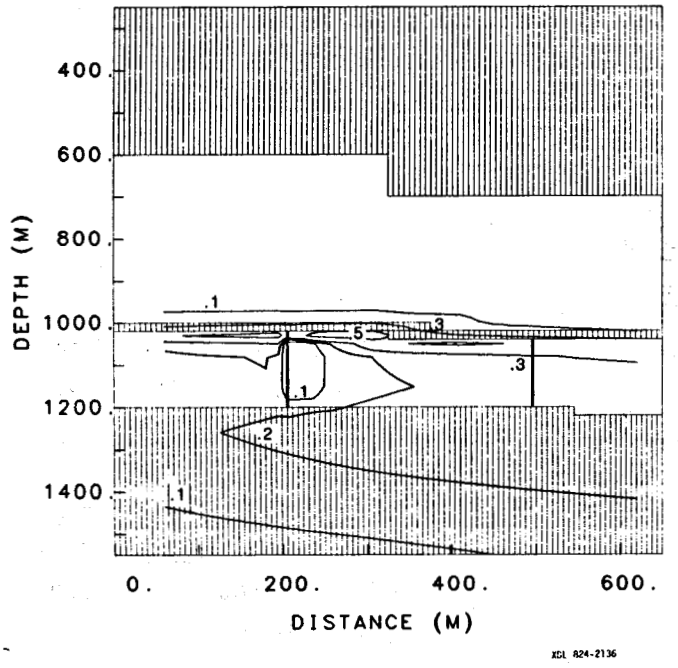


Figure 15. Two-phase 2-D calculation - Steam saturation after one year of low rate injection into the lower reservoir.

Figura 15. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Saturación de vapor después de inyectar a bajo gasto por un año en el yacimiento inferior.

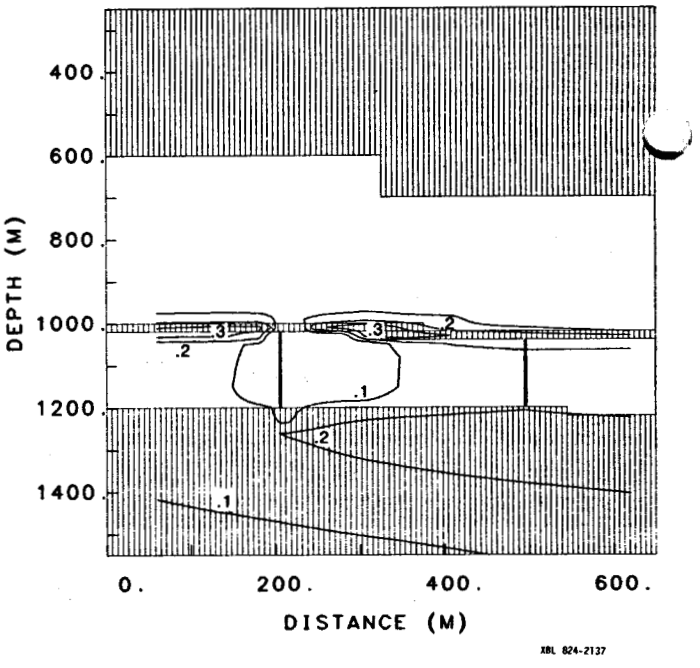


Figure 16. Two-phase 2-D calculation - Steam saturation after one year of high rate injection into the lower reservoir.

Figura 16. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Saturación de vapor después de inyectar por un año a alto gasto en el yacimiento inferior.

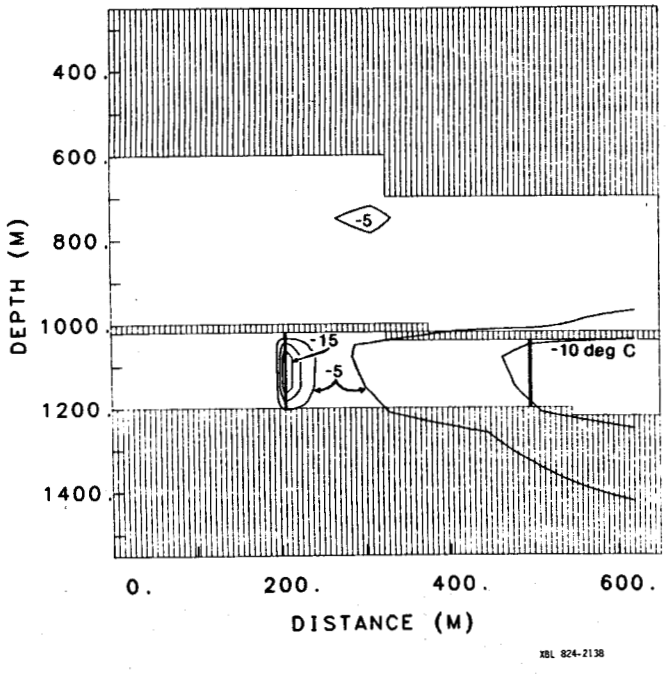


Figure 17. Two-phase 2-D calculation - Temperature changes (in °C) after one year of low rate injection into the lower reservoir.

Figura 17. Cálculo bidimensional con dos fases. -- Cambios de temperatura (en °C) después de inyectar a bajo gasto por un año en el yacimiento inferior.

Table 1. Material properties used in the simulations.

Tabla 1. Propiedades de los materiales utilizados en las simulaciones.

	Permeability	Compressibility	Porosity
Upper Reservoir	50 md	$2x^{-10}$ Pa^{-1}	0.18
Lower Reservoir	50 md	$2x^{-10}$ Pa^{-1}	0.22
Intervening layer	0.5 md	$5x10^{-10}$ Pa^{-1}	0.4
Upper and lower confining layers	5 md	$5x10^{-10}$ Pa^{-1}	0.4

Table 2. Summary of numerical simulations (All simulations for one year except two-phase production).

Tabla 2. Resumen de las simulaciones numéricas. (Todas las simulaciones son por un año excepto para el caso de producción de dos fases).

Basic Model	Depth of Injection Interval	Permeability	2-D Flowrate Determination
Single-Phase Radial	700-800 m (upper reservoir)	isotropic	
		no intervening layer, isotropic	
		no intervening layer, anisotropic	
	900-1000 m (upper reservoir)	isotropic	
		discontinuous intervening layer, isotropic	
	1100-1200 m (lower reservoir)	isotropic	
		anisotropic	
Single-Phase 2-D	700-850 m (upper reservoir)	anisotropic	
			Match radial and 2-D fluid fronts after one year of injection
	1100-1200 m (lower reservoir)	anisotropic	
Two-Phase 2-D	production: 6 years to match actual C.P. production and one additional year as a reference case	isotropic	Use 10% field flowrate because model has 10% of field volume
	700-800 m (upper reservoir)	isotropic	a) 2 kg/s
			b) 20 kg/s
	1020-1200 m (lower reservoir)	isotropic	a) 2 kg/s
			b) 20 kg/s

LAS PRUEBAS DE REINYECCION EN CERRO PRIETO: ESTUDIOS DE UN SISTEMA DE ESTRATOS MULTIPLES

INTRODUCCION

En agosto de 1979 se inició una prueba de reinyección a largo plazo en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Después de más de un año de inyectar fluidos en el pozo M-9, localizado en la margen oeste del campo, no se detectaron cambios significativos en las características de producción del pozo productor M-29. El motivo inicial del presente estudio fue el tratar de calcular la respuesta a esperarse en la presión y temperatura de dicho pozo productor.

La eliminación de las salmueras geotérmicas separadas y del condensado es uno de los propósitos de reinyectar estos fluidos residuales. Sin embargo, las principales ventajas de la reinyección son la sustentación de las presiones del yacimiento y el aumento de la extracción de calor de las rocas del mismo, prolongando así la vida comercial del campo geotérmico. De cualquier manera, la reinyección debe ser planificada para que se evite un arribo prematuro de un frente frío a los pozos productores. Por lo tanto, los parámetros elegidos en el diseño de la operación de reinyección, tales como localización del pozo, profundidad y gasto de inyección, deberían ajustarse a las características de las formaciones geológicas del campo.

Se supuso que el campo geotérmico de Cerro Prieto es un sistema estratificado con dos yaciminietos distintos, uno arriba del otro, con diferentes propiedades hidráulicas. La mayoría de los estudios que se han publicado hasta el momento sobre los efectos hidrodinámicos y térmicos de reinyección en campos geotérmicos han supuesto yacimientos formados de un solo estrato con trasmisividad y almacenabilidad uniforme. En este análisis hemos modelado la respuesta a la reinyección de un sistema de dos yacimientos asumiendo una distribución vertical simplificada de los materiales basada en el informe de Lyons y van de Kamp (1980). Diferentes profundidades de producción y reinyección se incorporaron dentro del modelo, asi como la posible influencia de un estrato de menor permeabilidad interpuesto entre estas dos profundidades. Se estudió la reinyección a diferentes profundidades y a distintos gastos con el fin de analizar las respuestas termohidrológicas de este sistema de dos yacimientos estratificados para varios programas posibles de reinyección.

ANTECEDENTES

Desde agosto de 1979 CFE ha reinyectado salmueras no tratadas en el pozo M-9 de Cerro Prieto, con una temperatura de 165°C. Se informó que el máximo gasto de inyección ha sido de 80t/h, o 20 kg/s, y que la inyección se realizó en el intervalo entre 721 y 864 m de profundidad. Sin embargo, el monitoreo de pozos de producción vecinos, tal como el M-29 abierto a unos 1100 m de profundidad, no ha mostrado cambios en la temperatura, presión o entalpía de los fluidos producidos debidos a dicha reinyección.

La geología de esta parte del campo, tomada del estudio de Lyons y van de Kamp (1980), se muestra en la Figura 1. En esta región las formaciones geológicas sugieren la presencia de un acuífero (o yacimiento) superior de unos 400 m de espesor, comenzando a alrededor de 600 m de profundidad. Debajo se encuentra un estrato delgado de material menos permeable de unos 20 m de espesor, y un acuífero inferior con un espesor medio de 180 m. Las propiedades de las formaciones, modificadas de un estudio previo (Tsang et al., 1981) están dadas en la Tabla 1. En particular, la permeabilidad del estrato interpuesto es 100 veces menor que la permeabilidad de los acuíferos; no obstante éste permite el movimiento de fluidos.

Hay que señalar que el acuífero o yacimiento inferior mencionado en este estudio corresponde al acuífero α de Sánchez y de la Peña (1981) o yacimiento A de Prian (1981), el cual fue el primero en explotarse en Cerro Prieto. Aquí no se considerará el acuífero β o yacimiento B, más profundo, de los mismos autores. El yacimiento superior mencionado en este estudio es un acuífero más frío situado en la roca sello semipermeable que se encuentra por encima de los yacimientos geotérmicos.

En este estudio hemos analizado la influencia de la reinyección a diferentes profundidades y la importancia del estrato interpuesto. Se utilizan métodos de modelado numérico para evaluar el efecto de ambos factores sobre la respuesta observable de presión y temperatura en los pozos productores.

METODOLOGIA

Dos programas de cómputo desarrollados en LBL se utilizaron para analizar los diferentes casos estudiados. El programa PT (significando presión-temperatura; Bodvarsson, 1982) es un versión ampliada y revisada del programa CCC (Lippmann et al., 1977) utilizado en previos estudios de reinyección en Cerro Prieto. Este programa modela la transferencia de calor y masa de una sola fase en medios permeables, utilizando el Método Integrado de Diferencias Finitas (IFDM) el que permite analizar sistemas tridimensionales de geometría compleja. Este programa ha sido validado con soluciones analíticas y semianalíticas y con un experimento de campo, y ha sido ampliamente aplicado (Mangold et al., 1980). El programa SHAFT79 (Pruess y Schroeder, 1980), para dos fases, también utiliza el IFDM y puede modelar el transporte de calor y masa de dos fases en tres dimensiones. Ha sido validado con resultados experimentales y aplicado al estudio de varios problemas de desarrollo geotérmico.

Los diferentes casos estudiados en este trabajo utilizando estos modelos están detallados en la Tabla 2. En todos los casos se asumió que la salmuera inyectada tenía una temperatura constante de 165°C. Las simulaciones de simetría radial de una sola fase fueron usadas para examinar los efectos fundamentales de reinyección a diferentes profundidades y relacionados con cambios en permeabilidad, incluyendo un caso en el cual se asume que el estrato interpuesto entre los dos yacimientos es discontinuo. El modelo bidimensional de dos fases se desarrolló para tratar de describir con mayor precisión la distribución espacial de las formaciones geológicas. El modelo bidimensional de dos fases mantiene las características geométricas esenciales del sistema, y agrega el efecto de producción de dos fases hasta agosto de 1979, a fin de estudiar los efectos de la reinyección en un ambiente dinámico de dos fases. Los resultados detallados de estos modelos se dan a continuación.

MODELO RADIAL DE UNA SOLA FASE

Las condiciones iniciales de temperatura y presión utilizadas en este modelo fueron tomadas de registros obtenidos en los pozos M-9 y M-29. En la Figura 2 se muestran tanto estas condiciones como los espesores de los diferentes estratos considerados en la malla radial simplificada de múltiples estratos. Las propiedades materiales de cada estrato están dadas en la Tabla 1. Se asumió un gasto constante de inyección de 20 kg/s. En los cálculos de una sola fase discutidos en ésta y en la próxima sección el principio de superposición es aproximadamente válido. Por lo tanto pueden calcularse los efectos de cambios de presión debidos a la inyección sin considerar la historia previa de producción del pozo.

En la Figura 3 se muestra la distribución calculada de los cambios de presión después de un año de inyectar fluidos en el intervalo entre 700 y 800 m de profundidad. La línea vertical en el acuífero inferior, un poco más allá de la marca de 200 m, indica la localización aproximada del intervalo de producción en el pozo M-29. Solo un cambio de presión relativamente pequeño cambio de presión de 4 psi ha llegado al M-29 a través del estrato interpuesto. Sin embargo, el cambio de presión es bastante sensible al espesor del estrato interpuesto; el cambio de presión sería mucho más pequeño si el espesor fuera 50 m en vez de 20 m. Se calculó que la zona de influencia térmica es muy restringida; en este caso se extiende horizontal y verticalmente a una pocas decenas de metros del M-9.

Se estudiaron dos casos adicionales usando el mismo intervalo y gasto de inyección por un año pero eliminando el estrato interpuesto, tal que sólo hubo una capa acuífera entre 600 y 1200 m de profundidad. En el primer caso la permeabilidad fue isótropa; en esta situación se observó un aumento de aproximadamente 7 psi en el pozo M-29. En el segundo caso la permeabilidad vertical fue diez veces menor que la horizontal; en el M-29 el aumento de presión fue de 5 psi. Esto indica que tanto un estrato interpuesto relativamente delgado (20 m) de baja permeabilidad como una anisotropía general pueden reducir la transmisión de presión resultante de la reinyección, especialmente si existe una diferencia considerable de elevación entre los intervalos de inyección y producción.

Se estudiaron otros casos suponiendo un intervalo de inyección justo por encima del estrato interpuesto. Esta inyección causó un aumento considerable de presión en el estrato interpuesto debajo del pozo inyector. Sin embargo el cambio en el M-29, a más de 200 m de distancia, no alcanzó 5 psi. Se estudió otro caso en el cual el estrato interpuesto presentaba una abertura entre 115 y 165 m de distancia del pozo inyector M-9. Los resultados están dados en la Figura 4; es aparente que la presión fue transmitida a través de la abertura produciendo un aumento de presión de más de 6 psi en el M-29. Esto ilustra la importancia de establecer la continuidad de los estratos en el área cuando se planifica la reinyección. Esto también demuestra como el modelado numérico puede proporcionar la flexibilidad necesaria para estudiar una serie de posibilidades, permitiendo entender mejor las implicaciones de ciertas alternativas de reinyección.

Se realizaron otros cálculos con la computadora para simular la inyección directa al yacimiento inferior. En la Figura 5 se muestran los cambios de presión calculados. Se observa un aumento sustancial de presión de 13 psi en el pozo M-29. Sin embargo, el frente térmico sólo se ha desplazado un tercio de la distancia entre los pozos M-9 y M-29, como se muestra en la Figura 6. Más aun, el fluido inyectado, más frío y denso, está comenzando a descender penetrando al estrato semipermeable confinante debajo de la zona de inyección. Esto sugiere que aun utilizando este gasto la inyección en el yacimiento inferior puede ayudar a mantener la presión del yacimiento sin que llegue el agua fría a la zona de producción. Se estudió un caso similar asumiendo permeabilidades anisótropas; nuevamente la permeabilidad vertical fue diez veces menor que la horizontal. Bajo estas condiciones el aumento de presión en el pozo M-29 fue de 17 psi, debido al aumento relativo de la permeabilidad horizontal, pero el avance radial del frente térmico fue sólo levemente mayor que en el caso anterior. La densidad de las frías salmueras inyectadas hizo que éstas volvieran a descender, pero menos que en el caso previo debido a la menor permeabilidad vertical.

MODELO BIDIMENSIONAL DE UNA SOLA FASE

Se elaboró un modelo bidimensional (2-D) vertical para poder representar mejor la geología de la región de reinyección. En la Figura 7 se ilustra la geometría de la malla utilizada, asi como también los cambios de presión resultantes de un año de reinyección en el yacimiento superior. Los elementos de la malla son bastante grandes; los más pequeños son de 50 x 50 metros. Sin embargo, se incluyeron varios rasgos geológicos que fueron omitidos en la malla radial simplificada. Las variaciones de espesor y profundidad en la capa sello, el estrato interpuesto (ahora de 50 m de espesor), y la roca de lecho son aparentes. También se agregó una nueva zona permeable

entre 250 y 500 m de profundidad. Los efectos de la reinyección sobre esta zona no son discutidos más abajo ya que son de poca importancia en los casos estudiados. Este modelo se ajusta bastante bien a la sección geológica de la márgen occidental del área de producción dada por Lyons y van de Kamp (Figura 1).

Un problema de interés asociado con un modelo bidimensional es el de determinar el gasto de inyección que correspondería al gasto de un modelo de simetría radial. Se consideraron cuatro posibles criterios de gasto: (1) igual al del sistema radial, (2) concordancia de la velocidad del fluido en un punto dado, (3) concordancia del frente térmico en un punto dado, ó (4) concordancia del frente térmico en un momento dado. El primer criterio fue rechazado por dar un gasto demasiado alto para el modelo bidimensional. Para el segundo caso se realizó un cómputo haciendo concordar la velocidad del fluido en el punto medio entre los pozos M-9 y M-29, pero esto resultó en un gasto demasiado pequeño. El tercero y cuarto criterio dieron resultados similares. Para el modelo bidimensional con una sola fase hemos elegido el tercer criterio, ajustando la distancia recorrida en un año (período en el cual estamos interesados) por el frente hidrodinámico en los casos radial y bidimensional. En el futuro se llevará a cabo un estudio adicional de las implicaciones físicas de estos diferentes criterios.

En este modelo se asumió una permeabilidad anisótropa (la permeabilidad vertical fue diez veces menor que la horizontal). Los resultados obtenidos de inyectar en el yacimiento superior se muestran en la Figura 7, donde se exhiben varias características interesantes. Nuevamente el aumento de presión está restringido al yacimiento superior y al estrato interpuesto; también es aparente la influencia de los "esquinas" del estrato superior confinante y del estrato interpuesto. El aumento general de los cambios de presión se debe al reemplazo de un modelo radial por uno bidimensional.

A pesar de que este conjunto de cálculos representa más fehacientemente las peculiaridades geológicas de la región de reinyección que el modelo radial, estos cálculos tienen limitaciones inherentes ya que solamente describen fenómenos de una sola fase. Para obtener un conocimiento más profundo de los efectos de la reinyección en Cerro Prieto, y para incorporar un comportamiento más realista, como ser la alta compresibilidad de la zona de dos fases, se analizó un modelo de dos fases que se describe a continuación.

MODELO BIDIMENSIONAL DE DOS FASES

En la Figura 8 se muestra la malla más compleja que se diseñó para el modelo bidimensional de dos fases. En la región de reinyección los elementos fueron pequeños, de hasta 10 m x 20 m, lo que permitió el estudio muy detallado del movimiento tanto del líquido como del vapor. También la malla se extendió a fin de representar la sección vertical a través de todo el campo de Cerro Prieto y su vecindad; desde la región de falla 1.5 km al oeste del pozo M-9 (tratada como un contorno cerrado), pasando por la zona de producción del área de Cerro Prieto I de aproximadamente 1.5 km de ancho, hasta el borde de recarga localizado a 1.75 km al este de la región de producción. Para simplificar se asumió una permeabilidad isótropa una compresibilidad de roca constante. La distribución vertical inicial de temperatura y presión apropiada para un sistema de dos fases agua-vapor, y el modelo utilizado para estos cálculos se muestran en la Figura 9. Se supuso que existieron condiciones iniciales de una sola fase en todo el modelo antes de que comenzara la explotación del yacimiento.

En el caso de una simulación de dos fases el principio de superposición podría no ser válido. Por lo tanto, en esta serie de cálculos simulamos el período de producción antes de que la inyección fuera iniciada. La masa total extraída de Cerro Prieto entre 1973 y 1979 fue de unos 126.8 x 10^9 kg o sea un gasto medio de producción de aproximadamente 670 kg/s. En los cálculos utilizamos el 10% del gasto total debido a que el volumen de nuestro modelo es diez veces menor que el del campo. Por lo tanto, para este período de seis años se usó un gasto de producción constante de 67 kg/s distribuido uniformemente sobre el yacimiento inferior en la zona productora localizada en la parte nordeste del modelo. Esto se realizó con el propósito de simular en forma general los efectos de la explotación previos a la inyección. Las caídas de presión calculadas son comparables a las dadas por Bermejo et al. (1979, Figura 7). Los resultados obtenidos fueron luego utilizados como condiciones iniciales para el subsiguiente modelado de un año de reinyección. Como referencia, las Figuras 10, 11 y 12 muestran el cambio total de presión, la saturación de vapor, y el cambio de temperatura al final de un año adicional (el séptimo) de producción sin reinyección simultánea.

Observando la Figura 10 es evidente que el estrato interpuesto afecta la distribución de presión dentro del sistema, restringiendo los cambios mayores de presión al yacimiento inferior bajo explotación. Las curvas de saturación de vapor de la Figura 11 también exhiben una respuesta diferente debido a la geometría peculiar del estrato interpuesto. El vapor de baja densidad se acumula en la "esquina" del yacimiento inferior allí donde el estrato interpuesto aumenta en elevación. Mientras que por su baja permeabilidad el estrato interpuesto tiende a restringir el flujo vertical del vapor, es aparente que la saturación de vapor también está aumentando en el yacimiento superior, justo encima de la parte más elevada del estrato interpuesto. Probablemente pueda atribuirse este fenómeno a la dinámica de la región productora de dos fases. La caída de presión en la zona productora produce ebullición y la formación de una región de dos fases en la zona productora y en las partes cercanas del yacimiento inferior, tal como la región entre los pozos M-29 y M-9. Sobre la zona productora hay recarga de agua fría proveniente del yacimento superior, la que desciende hacia la parte superior del yacimiento inferior a través del estrato interpuesto. Este movimiento descendente de aguas más frías inhibe el ascenso de vapor hacia el yacimiento superior, arriba de la zona productora. Sin embargo, en la parte superior del yacimiento

inferior lejos de la zona de producción, en un área tal como la esquina del estrato interpuesto, el vapor tiende a acumularse, y ascender hacia el yacimiento superior a través del estrato interpuesto. Los contornos de temperatura de la figura 12 muestran el descenso de temperatura después de a siete años de explotación de la zona productora localizada al este del M-29.

Como se discutió en una sección anterior, a fin de calcular la influencia de la reinyección en el M-9 sobre la región productora cercana al M-29, se tuvo que especificar un gasto bidimensional apropiado. Se utilizaron dos gastos diferentes, 2 kg/s y 20 kg/s, con el fin de representar dos casos límites de la extensión lateral de la influencia de la reinyección. Para el modelo bidimensional estos gastos representan respectivamente la reinyección de alrededor de 3 y 30% del fluido producido.

Los cambios de presión después de inyectar por un año a bajo gasto (2 kg/s) en el yacimiento superior, y a una profundidad correspondiente a la de la prueba de reinyección que realiza CFE, se muestran en la Figura 13. Esta figura debe compararse con los resultados de referencia dados en la Figura 10. Debido a la reinyección, la presión ha aumentado considerablemente en el yacimiento superior, aun en la región localizada sobre la zona de producción. Sin embargo, los efectos son relativamente pequeños en el yacimiento inferior debido a la alta compresibilidad de la zona de dos fases que allí existe, la que actúa como un regulador absorbiendo los cambios de presión. Quizás no sea sorprendente que no se hayan observado cambios en las características de producción del pozo M-29 después de un año de reinyección. Se espera que exista una zona de dos fases alrededor de dicho pozo, ya que localmente se produce ebullición cerca de la mayoría de los pozos productores de Cerro Prieto (Grant et al., 1981).

Los resultados para la reinyección en el yacimiento superior utilizando un gasto mayor (20 kg/s) son esencialmente similares, con un aumento algo mayor en la presión del yacimiento superior. Para ambos gastos el contorno correspondiente a una saturación de vapor de 0.1 situado por encima del estrato interpuesto, que se observa en la Figura 11, ha descendido y ha penetrado al estrato interpuesto. Aun antes de que el agua más fría llene la región debajo del intervalo de inyección del M-9, el flujo descendente del agua más fría inyectada ha inhibido el flujo ascendente del vapor móvil del yacimiento inferior.

Para el caso de la reinyección en el yacimiento inferior los resultados son dramaticamente diferentes. La distribución de los cambios de presión, indicados en la Figura 14, confirman que en una zona de dos fases, tal como la del yacimiento inferior, el fluido mucho más comprimible absorbe los cambios de presión resultantes de la inyección. El acuífero inferior fue poco afectado por la inyección realizada debajo del estrato interpuesto.

La distribución de la saturación de vapor después de inyectar a bajo gasto por un año en el yacimiento inferior está dada en la Figura 15. El vapor continúa acumulándose en la parte superior del yacimiento inferior a pesar de que el agua más fría es inyectada a dicha elevación. En el yacimiento superior la zona de dos fases por encima del intervalo de inyección está relativmente inafectada y continúa esparciendose. Una razón que explica esta distribución de la saturación es el flujo de agua y vapor entre el M-9 y el M-29. En la región inferior del yacimiento inferior el agua líquida fluye vigorosamente hacia el pozo M-29 en respuesta al gradiente de presión. En la parte superior de este yacimiento el flujo de vapor hacia la región productora causa que se produzca más ebullición en la esquina del yacimiento inferior y dentro del estrato interpuesto. El agua inyectada, más fría y densa, tiende a descender siguiendo el gradiente de presión, tal que este proceso de ebullición puede continuar aun durante la reinyección. Aun en el caso con un alto gasto de reinyección ocurren los mismos procesos fundamentales, como se muestra en la Figura 16. Por lo tanto, el estrato interpuesto tiene gran influencia sobre la dinámica del esparcimiento de la zona de dos fases y sobre el movimiento del agua inyectada.

La comparación entre los cambios de temperatura para el caso de bajo gasto, dados en la Figura 17, y los resultados para el caso sin reinyección, indicados en la Figura 12, también confirman la limitada extensión del enfriamiento asociado con el proceso de inyección. El enfriamiento por ebullición debido a la producción es mucho más amplio. A la larga, parte del agua inyectada, fría y densa, tenderá a descender dentro de la roca de lecho, y el resto será calentada a medida que fluye entre los pozos de inyección y producción.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Se modeló una prueba de reinyección en Cerro Prieto, simulando la que está realizando CFE, utilizando sistemas de una y dos fases. Los resultados indican que es no razonable esperar cambios importantes en las características de producción del pozo M-29 a causa de reinyectar por un año en el pozo M-9. En esta conclusión dos factores juegan un papel importante: (a) las zonas de inyección y producción están separadas por un estrato delgado de baja permeabilidad, y (b) la alta compresibilidad de la zona de dos fases reduce la propagación de la presión. Se han estudiado diferentes sistemas alternativos y se presentan sus resultados. También se han investigado los efectos de discontinuidades geológicas y de anisotropía. La respuesta diferente de yacimientos de una o dos fases también se ha ejemplificado.

El propósito de esta serie de estudios es considerar propuestas alternativas de reinyección en el campo de Cerro Prieto, con el fin de diseñar un plan óptimo de reinyección. En el transcurso de este trabajo se estudió como evaluar mejor las consecuencias de reinyectar en un sistema de yacimiento con múltiples estratos.

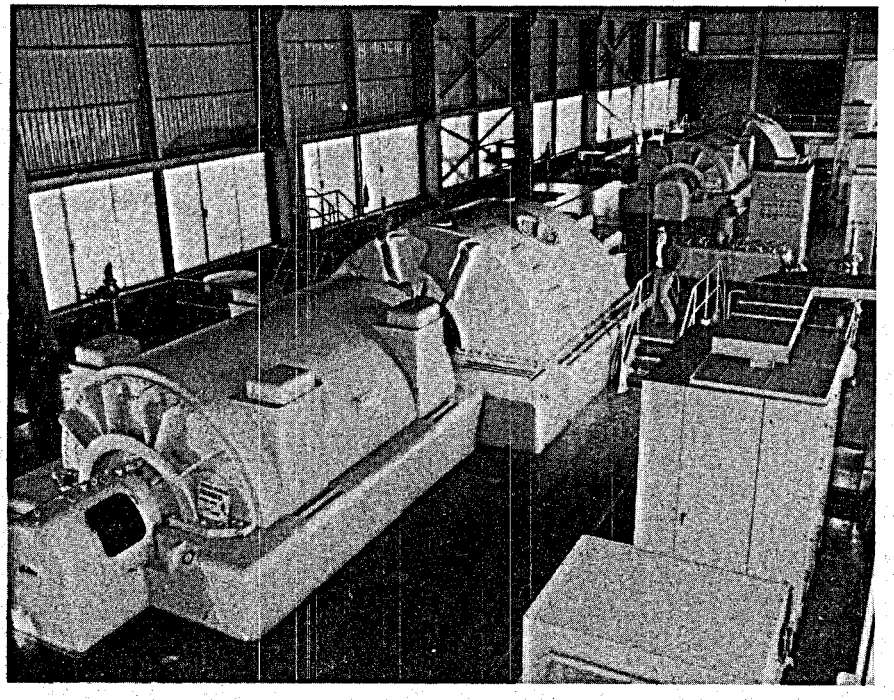
Esto ha permitido desarrollar valiosas ideas sobre el comportamiento termohidrológico de sistemas geotérmicos y de como diseñar planes prácticos de reinyección que sean apropiados para campos reales.

AGRADECIMIENTOS

Quisieramos agradecer la ayuda y las discusiones que hemos tenido con el Dr. G.S. Bodvarsson y el Dr. K. Pruess del Lawrence Berkeley Laboratory. También agradecemos a los colegas de la Comisión Federal de Electricidad por suministrarnos algunos de los datos utilizados en este estudio. Este trabajo fue financiado por el Assistant Secretary of Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal and Hydropower Technologies del U.S. Department of Energy bajo contrato Nº DE-AC03-76SF00098.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

BANQUET ADDRESS
DISCURSO DEL BANQUETE



THE GEYSERS PROJECT — GEOTHERMAL ENERGY DEVELOPMENT

R. P. Wischow
Pacific Gas and Electric Company
San Francisco, California, U.S.A.

I am pleased to have the opportunity to discuss with you this evening some of the geothermal activities of the Pacific Gas and Electric Company (PG&E). For those of you who are not familiar with the San Francisco area, the Geysers is located about 70 miles north of the City, in a sparsely-settled mountainous area. The Geysers is a dry steam or vapor-dominated geothermal resource in which the molten rock or magma lies relatively close to the earth's surface at depths of about 10 kilometers or 6 miles. Water that is contained in the permeable rock which lies over the magma is heated to a very high temperature and is contained below a layer of impermeable rock which confines the superheated water. Wells drilled through the impermeable layer are able to collect the superheated water which can then rise to the surface as steam in such a vapor-dominated resource.

The Geysers were discovered in the early 1800's but were an untapped energy source for many years. About 60 years ago, John D. Grant drilled a geothermal well and ran a small direct-current generator which was used to provide electricity for lighting The Geysers resort. However, because the materials used at that time could not withstand the geothermal steam environment and because of the difficulties of drilling for geothermal steam, this resource could not compete at that time with other low-cost, easier-to-develop energy resources. It wasn't until the mid-1950's when Magma Power Company was successful in drilling the first commercial steam well that the development started to proceed with some increased interest. Incidentally, this well is still producing steam after more than 25 years. PG&E began to generate electricity commercially in 1960 from its first geothermal steam-generated plant. This first plant with a capacity of only 11,000 kilowatts is now a part of the total Geysers Power Plant which consists of 15 commercially operating plants having a total generating capacity of about 910,000 kilowatts. This is about 8% of PG&E's total generating capacity and is more than enough to serve a city larger than San Francisco. In addition, nine more PG&E units are now planned or under construction that will increase The Geysers' capacity by 1990 to about 1,789,000 kilowatts. In the current era of petroleum shortages and high prices for energy, it is of interest to observe that at this time, The Geysers replaces the need for PG&E to burn more than 9 million barrels of oil per year that would be used to generate electricity in an oil-fired plant.

Steam for these generating plants is provided by companies who drill and maintain the wells and deliver the steam through pipelines to the generating plant. Steam suppliers to PG&E include Magma Power Company, Thermal Power Company, Union Oil Company, Thermogenics, and Aminoil USA, Incorporated. In addition to the PG&E plants, other generating plants are being built or planned by such organizations as the Northern California Power Agency, the California Department of Water Resources, Occidental Geothermal Incorporated, and the Sacramento Municipal Utility District. The number of steam suppliers is increasing to include, among others, McCulloch Geothermal Corporation, Occidental Geothermal, and Shell Oil. PG&E currently has over $250 million invested in the 15 plants now operating. The capital cost for these plants has risen from about $110/kilowatt in 1960 to about $700/kilowatt in 1980.

The Geysers' terrain ranges from the relatively level river valley with its vineyards to the broken hills and steep slopes as one enters the Mayacmas Mountains. As you enter The Geysers geothermal field, you will see plumes of steam vapor. Some of these will be from the cooling towers of the operating plants and other small columns of steam will be rising from either fumaroles, which are naturally-occurring steam vents, or form wells that are being drilled or are being vented for operational purposes. Steam collection pipes lead from the wells to the steam plants. The area of the steam field for each plant depends on the capacity of the plant. Generally, steam cannot be transported more than a mile (1.6 kilometers) without a significant pressure and temperature drop; therefore, the plant generally is sited such that it can receive steam from an area about two miles (3.2 kilometers) in diameter. Our plants range from 11-135,000 kilowatts in capacity, depending upon the number of steam wells in a given area and on the pressure and capacity of the individual wells. About 15 wells are required for each 110,000 kilowatt plant, which is our current standard design.

Steam is converted into electrical energy as shown in a diagram of one of our newer plants (Figure 1). The steam is introduced into the turbine and in our new units, the exhausted steam is condensed on water-filled tubes in a surface condenser. The condensate and warm condenser cooling water are mixed and sent to a cooling tower and then returned to the condenser for cooling purposes to condense more steam. About 80% of the water in the steam flow to the turbine is evaporated in the cooling tower. The remainder of the water is re-injected into the steam reservoir.

A major technical problem that we have been struggling with is environmental control of the hydrogen sulfide that is present as a natural com-

ponent in the steam. The amount of hydrogen sulfide in the steam varies significantly throughout the steam field and can vary by a factor of 10 from one plant to another. For a typical 110,000 kilowatt plant, the sulfur content of the incoming steam will vary from about 100 lbs/hour to as much as 800 lbs/hr. Removing this sulfur to meet the current regulations has increased the capital cost of the plants by about 15-20 percent. Although we have found that the combination of the surface condenser and the Stretford Process has been very satisfactory for removing 90 percent or more of the incoming H_2S, increasing regulatory pressure, however, has forced us to add additional chemical treatments using hydrogen peroxide and a catalyst. The additional cost and potential operating problems, however, are not completely known and could be significant.

Figure 2 is a typical geothermal plant and illustrates the cooling tower. Such a structure has large motor-driven fans to cool and circulating water. Figure 3 is a view of a typical turbine generator that has a capacity of 110,000 kilowatts. Figure 4 is unit 15, with a typical chemical plant, the Stretford Process, in the left foreground. This process is used to remove the hydrogen sulfide as sulfur. This technology was adapted from the petroleum industry and you will note an obvious resemblance to refinery units. Figure 5 is a typical scene from The Geysers area to show how our plants are located on top or on the side of the mountains.

To date, we have been very pleased with the contribution that geothermal energy is making to the service that PG&E provides. However, some of the technical problems associated with environmental controls have caused the capital and operating costs to increase at a greater rate than was originally contemplated. We have been and still are on the frontier of a technology that is becoming increasingly difficult as we continue to provide additional generating capacity without significantly affecting the environment.

We are very grateful for the participation and interest of people from all parts of the world in discussing the technical and economic problems of geothermal energy development and are pleased to have you visit our facilities. We would welcome further discussions so we can understand more fully your technical, environmental, and economic problems and we look forward to a continuing cooperative effort.

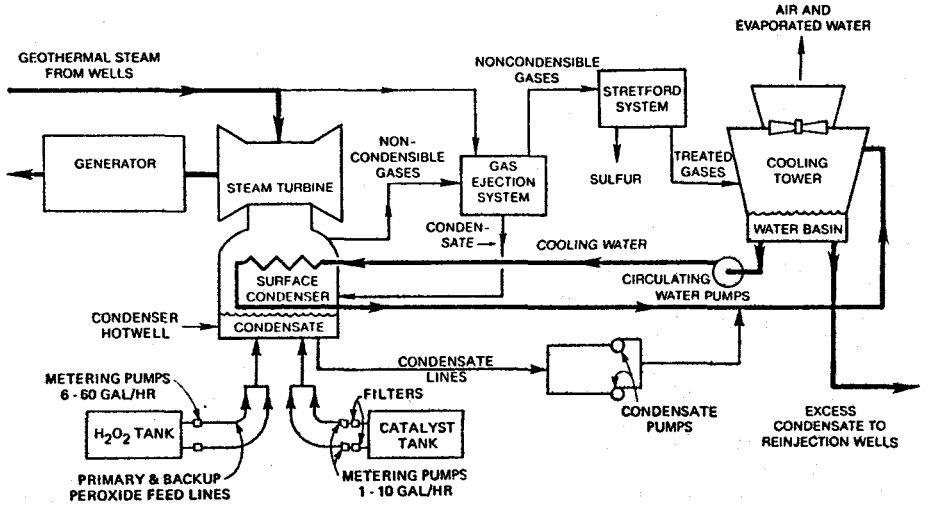


Figure 1. Unit 18 power cycle.

Figura 1: Diagrama de la Unidad 18.

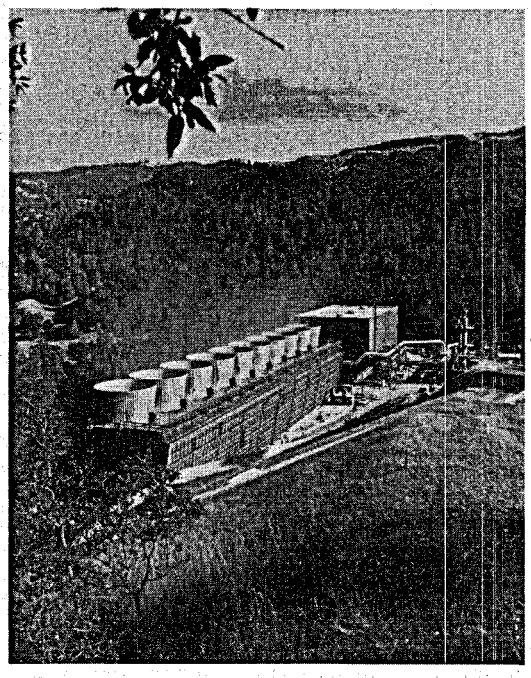


Figure 2. Geysers Power Plant Unit 14 showing the cooling tower, turbine generator building and the Stretford Process.

Figura 2: La unidad 14 de The Geysers, mostrando la torre de enfriamiento, la casa de máquinas, y la planta para el proceso Stretford.

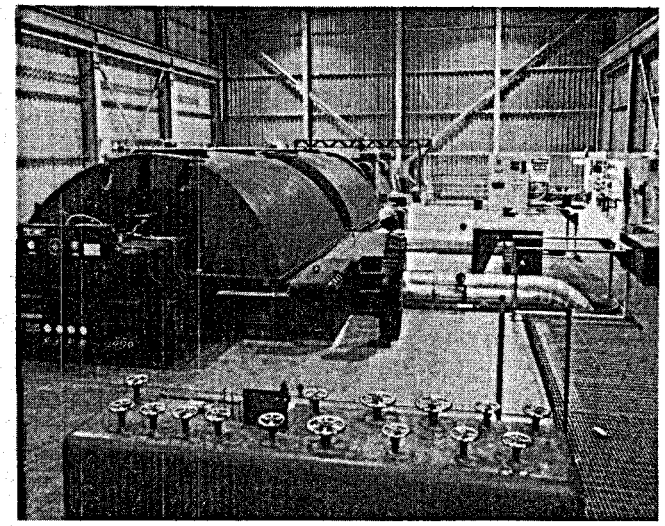


Figure 3. Geysers Power Plant Unit 12 turbine generator and the control panels.

Figura 3: Unidad 12 de The Geysers: turbogenerador y paneles de control.

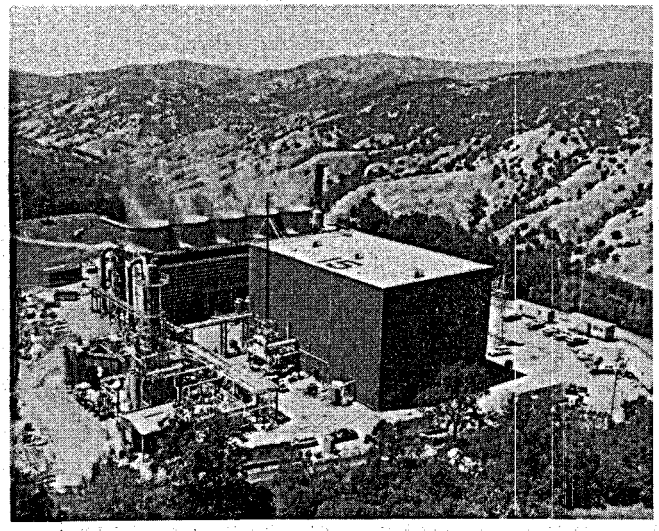


Figure 4. Geysers Power Plant Unit 15 showing the Stretford H_2S abatement process in the left foreground.

Figura 4: La Unidad 15 de The Geysers mostrando en primer plano a la izquierda la planta para el proceso Stretford de abatimiento de H_2S.

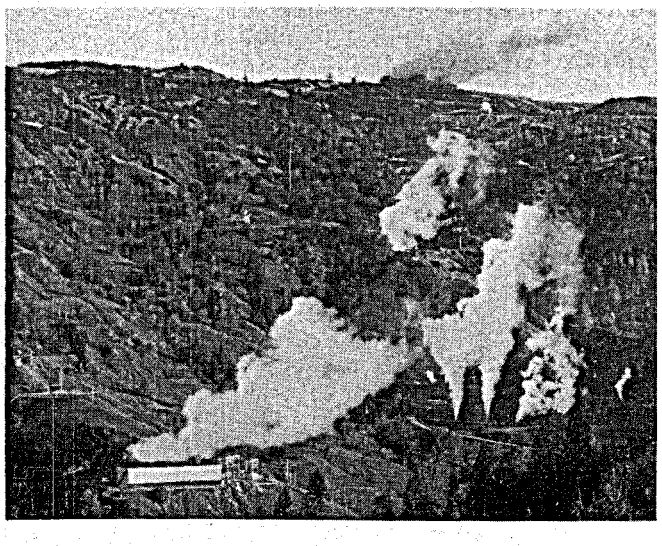


Figure 5. General view of the Geysers with Geysers Power Plant Units 3 and 4 in the left foreground and Units 7 and 8 at the top of the ridge.

Figura 5: Vista general de The Geysers con las Unidades 3 y 4 en primer plano a la izquierda y las Unidades 7 y 8 sobre el filo de la montaña.

PROYECTO THE GEYSERS — DESARROLLO DE ENERGIA GEOTERMICA

Estoy muy complacido con la oportunidad de discutir con Uds. esta noche algunas de las actividades geotérmicas de la Pacific Gas and Electric Company (P. G. and E.). Para quienes no estén familiarizados con el área de San Francisco, The Geysers se encuentra a unas 70 millas al norte de esta ciudad, en una zona montañosa escasamente poblada. The Geysers es un yacimiento geotérmico de vapor seco, o dominado por vapor, en el cual la roca fundida o magma se halla relativamente cercana a la superficie, a más o menos 10 km de profundidad. El agua contenida en la roca permeable que sobreyace el magma es calentada a temperaturas muy elevadas y su ascenso es detenido por una capa de roca impermeable que confina esta agua sobrecalentada. En este recurso dominado por vapor, los pozos perforados a través de la capa impermeable extraen el agua sobrecalentada, la cual asciende a la superficie en forma de vapor.

The Geysers fue descubierto a principios del Siglo XIX, pero no fué aprovechado como fuente de energía por muchos años. Hace más o menos sesenta años, John D. Grant perforó un pozo geotérmico e hizo funcionar un pequeño generador de corriente continua que utilizó para proveer electricidad al balneario en The Geysers. Sin embargo, debido a que los materiales utilizados en aquel entonces no eran muy resistentes al vapor geotérmico y debido a dificultades de perforación para extraer vapor geotérmico, dicha fuente no pudo competir con otros recursos energéticos de bajo costo y más fácil desarrollo. No fue sino hasta mediados de la década de 1950, cuando Magma Power Company perforó exitosamente el primer pozo de vapor comercial, que el desarrollo de este fuente comenzó a efectuarse con mayor interés. A propósito, después de 25 años este pozo aún está produciendo vapor. En 1960 P.G. and E. comenzó a producir electricidad comercialmente en su primera planta geotermoeléctrica. Esta primera planta, con una capacidad de sólo 11.000 kW, es ahora parte de la Planta Generadora The Geysers que consiste en 15 plantas que operan comercialmente con una capacidad total de alrededor de 910.000 kW. Esto corresponde aproximadamente al 8% de la capacidad total generadora de P.G. and E. y es más que suficiente para abastecer a una ciudad como San Francisco. Además, P.G. and E. tiene otras nueve unidades programadas o bajo construcción, y para 1990 esto elevará la capacidad de The Geysers a alrededor de 1.789.000 kW. En esta era de escasez de petróleo y altos precios de energía, es de interés notar que hoy en día The Geysers representa para P.G. and E. un ahorro anual de más de 9 millones de barriles de petróleo que serían necesarios para producir la misma cantidad de electricidad en una planta termoeléctrica.

El vapor para las plantas generadoras es suministrado a P. G. and E. por otras compañías dedicadas a la perforación, producción, y mantenimiento de los pozos. Los proveedores de vapor a P.G. and E. incluyen a Magma Power, Thermal Power Company, Union Oil Company, Thermogenics, y Aminoil USA. Además de las plantas de P.G. and E., se están construyendo o programando otras plantas generadoras por organizaciones tales como Northe California Power Agency, The California Department of Water Resources, Occidental Geothermal Incorporated y Sacramento Municipal Utility District. El número de proveedores de vapor está aumentando, incluyendo entre otros, a McCulloch Geothermal Corporation, Occidental Geothermal y Shell Oil. P.G. and E. tiene actualmente unos 250 millones de dólares invertidos en las 15 plantas en operación. El costo de dichas plantas se ha elevado de unos $110/kW en 1960 a $700/kW en 1980.

Ahora me gustaría llevarlos a una breve gira por The Geysers. El terreno abarca desde valles fluviales, relativamente planos con viñedos, hasta colinas quebradas con pendientes empinadas a medida que uno se aproxima a las Montañas Mayacmas. Al entrar al campo geotérmico The Geysers, verán penachos de vapor. Algunos provendrán de las torres de enfriamiento de las plantas y otras pequeñas columnas de vapor se alzarán, o de fumarolas, que son descargas naturales de vapor, o de pozos en perforación o de pozos que están siendo purgados. Tuberías de recolección conducen el vapor desde los pozos a las plantas. El tamaño del área asignada a cada planta depende de la capacidad de la misma. Generalmente, el vapor no puede transportarse más de 1 milla (1.6 km) sin una caída considerable de presión y temperatura; por consiguiente, la planta está generalmente situada de modo que pueda recibir vapor de un área de más o menos 2 millas (3.2 km) de diámetro. La capacidad de nuestras plantas varía entre 11.000 y 135.000 kW, dependiendo del número de pozos y de la capacidad individual de los mismos. Se requieren alrededor de 15 pozos para cada planta de 110.000 kW, que es nuestro diseño estandar actual.

El diagrama de una de las plantas más nuevas (Figura 1) muestra como el vapor es utilizado para generar energía eléctrica. Dicho vapor se introduce en la turbina y, en nuestras nuevas unidades, el vapor usado se condensa utilizando condensadores de superficie. El condensado se mezcla con el agua del condensador y se envía a una torre de enfriamiento para retornar luego al condensador. Alrededor del 80% del agua contenida en el vapor que pasa por la turbina se evapora en la torre de enfriamiento. El resto del agua se reinyecta en el yacimiento.

Hemos estado luchando con un problema técnico importante, que es el control ambiental del sulfuro de hidrógeno presente como un componente natural del vapor. La cantidad de sulfuro de hidrógeno varía significativamente en el campo, y puede variar en un factor 10 de una planta a otra. En una planta típica de 110.000 kW, el contenido de sulfuro de hidrógeno del vapor entrante puede variar de 100 libras/hora hasta un máximo de 800 libras/hora. La extracción de H_2S requerida para ajustarse a las disposiciones legales actuales ha elevado el costo de las plantas en un 15-20 por ciento. Aunque hemos comprobado que la combinación del condensador de superficie y el proceso Stretford fueron satisfactorios para la extracción del 90% o más del H_2S entrante, recientes reglamentos

más estrictos nos han forzado a agregar tratamientos químicos adicionales utilizando peróxido de hidrógeno y un catalizador. Por el momento se desconoce el costo adicional y los problemas operativos potenciales, pero éstos podrían ser significativos.

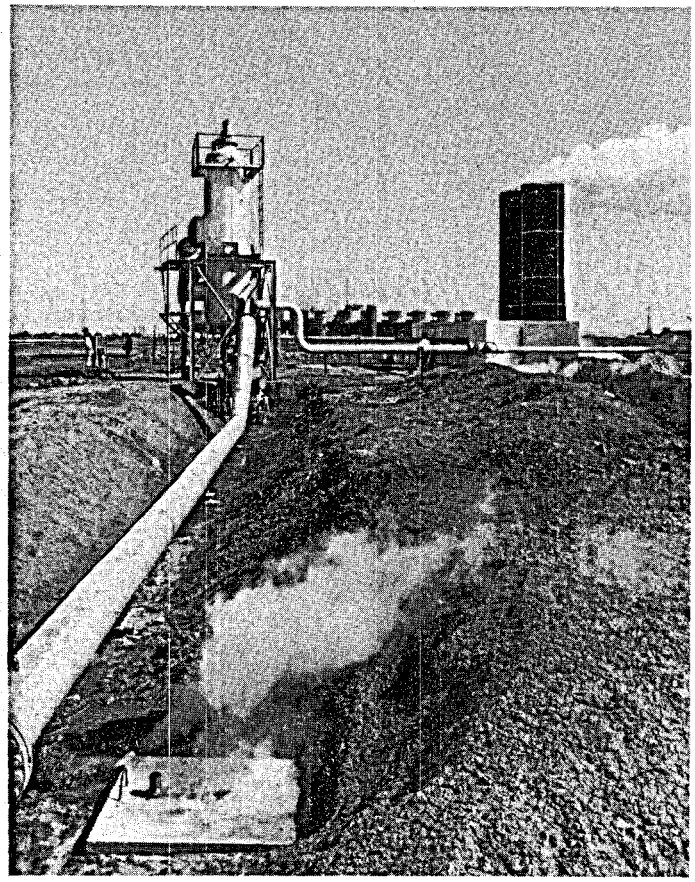
La Figura 2 muestra una planta geotérmica típica con su torre de enfriamiento. Dicha estructura tiene grandes ventiladores para enfriar el agua circulante. La Figura 3 muestra un típico turbo-generador con un a capacidad de 110.000 kW. La Figura 4 muestra, en el primer plano a la izquierda, la planta química para el proceso Stretford. Dicho proceso se utiliza para remover sulfuro de hidógeno en forma de azufre. Esta técnica se adoptó de la indústria petrolera, y observarán un obvio parecido a una refinería. La Figura 5 es una vista típica de la zona de The Geysers, y muestra como hemos ubicado nuestras plantas, en la cima o en las laderas de las montañas.

Hasta la fecha, estamos muy satisfechos con la contribución que representa la energía geotérmica para el sistema de P.G. and E. Sin embargo, algunos de los problemas técnicos asociados con controles ambientales han ocasionado un incremento de costos de capital y de operación mayores de los que se contemplaron originalmente. Estuvimos y aún estamos en la frontera de una tecnología que se torna más difícil a medida que agregamos capacidad generadora adicional sin afectar significativamente el ambiente.

Estamos muy agradecidos por la participación e interés mostrado por colegas de todo el mundo en la discusión de problemas técnicos y económicos relacionados con el desarrollo de la energía geotérmica, y estamos encantados de que ustedes visitarán nuestras instalaciones. Quisieramos seguir manteniendo contactos con ustedes a fin de entender mejor vuestros problemas técnicos, ambientales y económicos, y esperamos que esta cooperación continúe.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

CLOSING SESSION
SESION DE CLAUSURA



RESUMEN Y CONCLUSIONES

Ing. Héctor Alonso Espinosa
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

Me voy a permitir presentar a su consideración un resumen sobre los trabajos y las discusiones que se han llevado a cabo durante estos tres días de sesiones.

Comenzaré refiriéndome a la exploración del campo como un tema general en donde se estableció que la historia de la exploración de Cerro Prieto se ha desarrollado prácticamente en cinco etapas, habiendo sido la perforación, la más significativa de las herramientas empleadas para obtener resultados. Se presentaron las configuraciones de cinco unidades litológicas características, con las cuales se propusieron útiles criterios para toma de decisiones en la terminación de los pozos. Se confirmó la existencia de cuatro fallas principales en el sistema Volcano, apoyándose básicamente en la diferencia de profundidad de los diferentes cuerpos litológicos. Se establecieron límites del campo al sur-oeste, al nor-oeste y al sur-este con base a criterios mineralógicos, quedando aún indefinido el límite del mismo en dirección nor-este. Consideramos que hacia esa zona nuestro campo se va todavía a ampliar y va a tener perspectivas muy interesantes.

Utilizando los criterios de Lyons y van de Kamp sobre los sistemas de depositación deltáica, se produjo un detallado modelo geológico del campo, siendo los registros eléctricos de pozos la principal herramienta que en este caso se utilizó, apoyada, desde luego, con información gravimétrica y sísmica. Se presentaron los resultados obtenidos con los programas PETROS y ROMEO, para el análisis de registros de pozos. El primero de los cuales, como ustedes saben, tiene capacidad muy grande de almacenar datos, exponerlos gráficamente, y catalogarlos. El programa ROMEO dibuja básicamente mapas de curvas de igual valor. Utilizando resultados obtenidos con estos programas se propuso la existencia de cuatro zonas con diferentes tipos de porosidad, siendo éstas, la zona de porosidad primaria, la de porosidad inducida por disolución, la de transición con 5% de epidota, y lo más interesante en realidad, una zona de significante porosidad por microfracturamiento de la roca. Se presentaron también los mapas de diferentes zonas de densidad y cálculos de volúmenes de fluidos almacenados, así como los volúmenes de porosidad calculados con PETROS y su comparación con los observados en pruebas de interferencia.

Utilizando los datos corregidos de velocidad de penetración durante la perforación de los pozos, los cuales son afectados principalmente por la densidad de las rocas, se confirmó la existencia de tres zonas o paquetes principales, las cuales quedaron clasificadas por parte del autor como las no consolidadas, las semiconsolidadas y las consolidadas. Esta cuestión se ha venido manejando hace tiempo y hemos podido realmente definir la existencia de estos tres paquetes, podríamos así señalarlo. Se propuso en base a esto, el arreglo en diámetros y profundidades de tuberías de revestimiento y producción.

Se presentaron también los valores de isoreflectancia de la vitrinita deduciendo a partir de ellos, la posible evolución del sistema geotérmico, confirmando los autores una tesis que en la reunión anterior se había presentado, sobre la existencia de una zona de recarga, una zona de flujo térmico ascendente, una zona de flujo horizontal y una zona de descarga de superficie.

Se presentó también un modelo de régimen natural de flujo, basado en criterios básicamente petrológicos y de geoquímica de isótopos, siendo las conclusiones principales las siguientes:

1. No existe un sello efectivo de roca sedimentaria, ya que ésta en su parte poco profunda situada por encima del yacimiento, es altamente porosa y permeable.

2. Existe una zona impermeable sobreyaciendo a la zona principal de producción originada por el autosellamiento debido al llenado de los poros propiamente con calcita, ilita y clorita.

3. En la zona de producción, las reacciones agua-roca han reducido la porosidad neta comparada con la que se encuentra fuera del campo en profundidades similares, presentándose también zonas de elevada porosidad secundaria.

Utilizando técnicas de recocido de trazas de fisión en los pozos 93 y 366 se ha determinado la duración aproximada del calentamiento del yacimiento de Cerro Prieto. Esta se ha establecido en aproximadamente 10,000 años; período que en sí coincide con la fecha del último evento volcánico de Cerro Prieto, determinado por paleomagnetismo.

Mediante el uso de registros eléctricos, se identificaron zonas de alteración hidrotermal y se correlacionaron con la temperatura del yacimiento, y con su porosidad. Se confirmó por parte de los autores, que la alteración hidrotermal ha incrementado el grado de endurecimiento; asimismo, se estableció que gran parte de la porosidad es secundaria.

Con el uso de intercambio de isótopos de oxígeno en minerales, se analizó la distribución de temperatura con el sistema y el régimen de flujo del mismo, indicando los autores que existe una ineficiente transferencia de calor en la parte superior del yacimiento, de lo que se deduce que existe en éste un flujo laminar caliente horizontal y una capa de agua fría en la parte superior del mismo.

En base al análisis de gases nobles atmosféricos como neón, argón y kriptón, se estab-

lece que la recarga del sistema fué predominantemente meteórica. A partir del porcentaje de reducción de gases nobles, se puede calcular, y así se ha hecho, el porcentaje de vapor y el cambio de temperatura. En el caso de Cerro Prieto, la ebullición y la pérdida de vapor, no son el proceso predominante.

Se presentaron cuatro geotermoindicadores basados en las composiciones de los gases contenidos en los fluidos geotérmicos, proponiendo ecuaciones geotermométricas para cada uno.

Se discutieron las configuraciones de contornos de isotemperaturas calculadas con los geotermómetros de Na/K y de Na/K/Ca, así como los cambios que han ocurrido desde 1979 a la fecha, tanto en temperaturas como en contenidos de los principales constituyentes químicos, habiéndose establecido interpretaciones del flujo subterráneo basado en estos cambios.

Se analizaron los levantamientos transversales de radón y amoníaco que cubren 23 pozos de Cerro Prieto. Aplicando el método de regresión de datos de concentración-entalpía, se obtuvo una temperatura de 290°C para el yacimiento, sugiriéndose que localmente está ocurriendo una separación de fases.

Se presentaron los resultados obtenidos de las nivelaciones de primer orden hechas durante 1977, 1978, y 1979, habiéndose observado un aparente hundimiento localizado en el área explotada del pozo, o del campo. Se explicó la posible relación entre este hundimiento y el temblor occurido en junio de 1980, denominado "Evento Victoria", y la extracción de fluidos durante su explotación o durante el tiempo en que se ha llevado a cabo ésta explotación.

Se presentaron trabajos de investigación dirigidos a la determinación de propiedades de rocas simulando las condiciones in-situ. Se presentó un valor tentativo del hundimiento del terreno, y se hizo una extrapolación a corto y a largo plazo.

Se discutieron las curvas de igual profundidad del nivel piezométrico de los acuíferos alfa y beta. Con dichas curvas, se definieron las direcciones del flujo hidráulico.

Se mostraron los datos de los levantamientos de gravedad de precisión efecutados en Cerro Prieto durante tres años consecutivos, no habiéndose observado cambios significativos en los valores.

Apoyándose en los eventos sísmicos ocurridos en las cercanías de Cerro Prieto, en marzo de 1979 y en junio de 1980, los autores efectuaron un estudio sísmico tectónico que permitió confirmar la existencia de una falla de rumbo con desplazamiento lateral derecho, paralelo al sistema de Cerro Prieto, así como de fallas normales asociadas a zonas de tensión características de fallas transformes.

Se presentaron también los resultados de un estudio microsísmico detallado efectuado durante 17 días en la zona de producción del campo, observándose que la mayoría de los eventos ocurrieron de 10 a 15 kms al sur. Los eventos localizados en la zona de producción tuvieron lugar en las fallas de Cerro Prieto e Hidalgo-Michoacán.

Se discutieron los resultados de los estudios geofísicos exploratorios realizados para definir la extensión del campo de Cerro Prieto y futuras zonas con probabilidades geotérmicas en el Valle de Mexicali, que incluyen, desde luego, estudios gravimétricos, magnetométricos, y de sísmica de refracción y reflexión, así como la construcción de pozos de uso múltiple, proponiéndose como zonas de interés exploratorio en orden de importancia, Riito, Aeropuerto-Algodones y Tule Check. Respecto a Cerro Prieto, se estableció, como se señalaba antes, la extensión del mismo hacia el nor-este.

Se presentó un resumen histórico de los diferentes diseños de tuberías que se han empleado en Cerro Prieto desde 1960 a la fecha, y se expusieron los principales problemas encontrados, proponiéndose soluciones a los mismos.

Se mostraron los perfiles de temperatura en el campo, medidos con equipos mecánicos en condiciones de equilibrio térmico, y que son de gran utilidad para definir los límites del yacimiento y el régimen del flujo subterráneo.

Se analizó la historia de producción de los pozos de Cerro Prieto I y se calculó la evolución de las condiciones de fondo para un grupo de ellos, por medio de un modelo de simulación desarrollado en Lawrence Berkeley Laboratory, obteniéndose resultados satisfactorios.

Se presentaron los datos obentidos de la interpretación de pruebas de interferencia y de dos gastos ejecutados en 5 pozos de Cerro Prieto I y Cerro Prieto II. Se explicó el uso de un arreglo mecánico para la determinación de gastos durante dichas pruebas.

Finalmente, se reportaron los resultados de la reinyección directa del pozo M-29 al M-9 desde el año de 1979 a la fecha y se interpretaron sus efectos usando modelos de simulación.

Como podemos darnos cuenta por todo lo discutido, los resultados de los trabajos que hasta ahora se han realizado son indudablemente positivos. El campo de Cerro Prieto, con el esfuerzo conjunto de todos ustedes, cada vez se conoce mejor. Esto indudablemente permitirá que su explotación sea cada vez más efectiva.

En esta ocasión, también como se habrán dado cuenta, no tuvimos un panel de discusiones. Este se realizará en unas semanas más con la representación de uno o dos expecialistas por disciplina en una reunión que se llevará a cabo en Mexicali y que pediremos a nuestros compañeros Lippmann y Mañón que coordinen.

Por último, y antes de ceder la palabra a mi colega del Departamento de Energía, el Sr. Gray, quiero invitarlos a seguir trabajando

con el entusiasmo que lo han hecho hasta ahora, en los meses que aún nos quedan de vigencia del convenio entre Comisión y Departamento de Energía, e invitarles también a participar en el cuarto y último Simposio del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, que en principio se ha establecido que se realice en Guadalajara, Jalisco, durante el mes de agosto de 1982.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

I am going to present for your consideration a summary of the papers and discussions that have taken place during the sessions of the last three days.

I shall begin by referring in a general way to the exploration of the Cerro Prieto field which took place in five stages and in which drilling was deemed the most significant tool for obtaining results. The configuration of five characteristic geologic units was presented. Using these units, useful criteria for decision making in well completions were proposed. The existence of four main faults in the Volcano system was confirmed, based mainly on the differences in depth of the various lithologic units. The southwest, northwest, and southeast boundaries of the field were established on the basis of mineralogic criteria, with the northeastern boundary still undefined. We are thinking of expanding the production area towards this zone, which we believe has interesting prospects.

Using the criteria of Lyons and van de Kamp on deltaic deposition systems, a detailed geologic model of the field was produced using electrical well logs as the main tool, supported, of course, by gravity and seismic information. Results of the analysis of well logs using the PETROS and ROMEO programs were presented. The first program, PETROS, as you know, has a large capacity for storing and cataloging data and for displaying it graphically. ROMEO is used to plot contour maps of selected parameters. Using the results obtained with these programs, the existence of four zones with different porosities was proposed. These are: a zone of primary porosity, a zone of solution-induced porosity, a transition zone with 5% epidote, and the most interesting zone, a zone of significant porosity resulting from microfracturing in rocks. Maps of zones of different densities, calculations of stored fluid volume, porosity volume calculated with PETROS, and their comparison with the results of interference tests were also presented.

Using adjusted well drilling rates, which are mainly affected by rock density, the existence of three main rock units was confirmed. These were classified by the author as non-consolidated, semi-consolidated, and consolidated. Their existence has been discussed for some time, and we have now been able to define the three units. Based on this finding, an arrangement of diameters and depths of casings was proposed.

Values of vitrinite relectance were presented. From them was deduced the possible evolution of the geothermal system, and confirmation was found for a hypothesis presented at the last Symposium concerning the existence of a recharge zone, a zone of ascending thermal flow, a zone of horizontal flow, and a zone of surface discharge.

A model of the natural flow regime based on basically petrological criteria and isotope geochemistry was also presented leading to the following main conclusions:

1. There is no effective sedimentary caprock, since this rock is highly porous and permeable in the shallow region above the reservoir.

2. There is an impermeable zone overlying the main production zone, caused mainly by self-sealing due to filling of the pores with calcite, illite, and chlorite.

3. In the production zone, the rock-water reactions have reduced the net porosity compared with that found at similar depths further away from the field. Zones of high secondary porosity are also present at the field.

Using fission track annealing techniques in wells 93 and 366, the approximate duration of heating of the Cerro Prieto reservoir has been determined. This period has been established to be approximately 10,000 years, a period which coincides with the date of the last volcanic event of Cerro Prieto as determined from paleomagnetism.

By means of electrical well logs, zones of hydrothermal alteration were identified and correlated with the reservoir temperature and its porosity. The authors confirmed that hydrothermal alteration has increased the degree of induration of the rocks. It was also established that a great part of the porosity is secondary.

Using oxygen isotope exchange data from minerals, the distribution of temperature and the flow regime of the reservoir were analyzed. The authors indicated that there is inefficient heat transfer in the upper portion of the reservoir, from which they deduced that there is within it a hot horizontal laminar flow with a layer of cold water above it.

Based on the analysis of atmospheric noble gases, such as neon, argon and krypton, it was established that the system has been recharged principally by meteoric water. Starting with the percentage reduction of noble gases, the steam percentage and temperature change were calculated. In the case of Cerro Prieto, boiling and steam loss are not the dominant process.

Four geothermometers based on the composition of geothermal gases were presented. Geothermometric equations for each of them were proposed.

The configuration of isotherms calculated with Na/K and Na/K/Ca geothermometers was discussed. Changes that have taken place from 1979 to date, both in temperatures and in the content of the principal chemical constituents, were examined. The results were interpreted in terms of subsurface flow.

Argon and ammonia transects were analyzed for 23 wells across the Cerro Prieto field. Using a regression analysis on the concentration-enthalpy data, a temperature of 290°C was obtained for the reservoir, suggesting that phase separation is occurring locally in the reservoir.

The results of first-order levelling surveys made during 1977, 1978, and 1979 were presented revealing an apparent subsidence in the production area of the field. A possible relation was outlined between this sinking and the earthquake of June 1980, called the Victoria event, and the extraction of fluids during the period the field has been in production.

Research work aimed at the determination of rock properties under simulated in situ conditions was presented. A tentative value for subsidence was proposed, and short and long range subsidence projections were made.

Piezometric maps of the alpha and beta aquifers were discussed. The directions of hydraulic flow were defined on the basis of these maps.

Data were shown on the precision gravity measurements made at Cerro Prieto over the last three consecutive years. Over this period no significant changes were observed.

Based on the seismic events which took place in the neighborhood of Cerro Prieto in March 1979 and June 1980, the authors carried out a seismic and tectonic study that confirmed the existence of a strike-slip fault with right-lateral displacement parallel to the Cerro Prieto system, as well as the presence of normal faults associated with tension zones characteristic of transform faults.

The results of a detailed 17-day long microearthquake study carried out in the field's production area showed that most of the events occurred 10 to 15 km to the south. Events located within the production area took place on the Cerro Prieto and Hidalgo-Michoacan faults.

Results of exploratory geophysical studies performed to define the extent of the Cerro Prieto field and zones with future geothermal possibilities were discussed. These activities included gravity, magnetic, seismic reflection and refraction, as well as the drilling of multiple purpose wells. Zones of exploratory interest were proposed. In order of importance these are: Riito, Aeropuerto-Algodones, and Tule Check. With regard to Cerro Prieto, the extensi of the field towards the northeast was established, as mentioned above.

A historical summary of the different casing designs that have been used at Cerro Prieto from 1960 to date was presented. The main problems found, as well as their proposed solutions, were described.

The temperature profiles within the field, measured under conditions of thermal equilibrium using mechanical tools, were shown. These are very useful in defining the limits of the reservoir and the subsurface flow regime.

The production history of Cerro Prieto I wells was analyzed. Using a model developed at the Lawrence Berkeley laboratory, satisfactory calculations were made of the evolution of well-bottom conditions for some of these wells.

The results of interference and two-rate flow tests carried out in five Cerro Prieto I and II wells were presented. The mechanical arrangement used in the rate of flow measurements of these tests was described.

Finally, results were reported of direct reinjection into wells M-29 and M-9 from 1979 to date. Their effects were interpreted using simulation models.

As we can see from all of the above, the results of the work carried out to date are undoubtedly positive. The Cerro Prieto field, with the joint effort of all of you, is better known now. This will no doubt permit its exploitation to be even more effective.

On this occasion, as you may have noticed, we did not have a panel discussion. This will take place in a few weeks at a meeting in Mexicali, with each discipline represented by one or two specialists. I am asking our colleagues Lippmann and Mañón to coordinate this meeting.

Finally, and before yielding the podium to my colleague from the Department of Energy, Mr. Gray, I invite you to continue working, and with the same enthusiasm you have shown, for the remaining months of the agreement between the Comisión de Electricidad and the Department of Energy. I want to invite you to participate in the fourth and final Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, which has tentatively been set to take place in Guadalajara, Jalisco, during the month of August, 1982.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

Robert A. Gray
Division of Geothermal Energy
U.S. Department of Energy
Washington, D.C., U.S.A.

As we pass another major milestone under the cooperative agreement between the CFE and the DOE, that milestone being the conclusion of the Third Symposium on Cerro Prieto, I think it is time to take stock of where we are, how we got there, and where we go in the time remaining before the present agreement expires in July of 1982.

My colleague Ing. Alonso has done a superb job in summarizing the accomplishments to date as was reflected in the papers which were presented at this Third Symposium. I wholeheartedly concur with his assessment of the progress which has been made in our understanding of hydrothermal systems at Cerro Prieto, and in the development of reservoir assessment techniques which have applications at other geothermal fields. I think the topic of where we are needs no further elaboration, and I can therefore turn to the second topic that I would like to address, and that is how we got where we are today.

In my opening remarks at this Symposium, I alluded to the outstanding efforts of Héctor Alonso, Alfredo Mañón, Paul Witherspoon and Marcelo Lippmann in shaping and guiding the research and development activities that have been conducted under the cooperative agreement. Their efforts are indeed commendable, and I would also acknowledge the dedication, the sense of purpose, and the productivity that has been exhibited by the members of CFE, CICESE, LBL, the USGS, the University of California at Riverside and all of the other various groups that have participated in this joint venture. The good will, the spirit of cooperation and the desire to achieve a common objective have been evident. All of their efforts have contributed to how we got to where we are today in this cooperative program.

Finally, let me turn to where we might go in the time that's remaining under the present agreement. I have a list of activities here that I would suggest might be undertaken by the U.S. participants. These are thrown out for consideration by the technical coordinators for the Agreement. Whether all of these are necessary and desirable, or whether they are obtainable is a matter for their consideration.

First I would propose that data from new wells and new surveys be used to update the geohydrological, and the geochemical models of the Cerro Prieto field, and hopefully we can answer the question of whether or not there is a caprock.

I propose that we continue the geophysical and geodetic monitoring of the field to detect possible changes resulting from continued fluid production. This would include dipole-dipole monitoring and the microearthquake studies.

I would propose that we continue numerical modeling of the field to improve the estimates of its longevity and capacity, and to study the effects of different geometries for spacing of production and injection wells.

I would propose that LBL transfer the computer modeling programs to CFE and provide the necessary assistance in acquainting their personnel in their use and operation.

I would propose that we organize with CFE one or more internal workshops between active participants of the Agreement to exchange and discuss the latest data on the field. I have in mind the type of meeting that was held in Menlo Park, the Vallombrosa meeting in March of last year. This was a three-day workshop where the participants tried to reach a concensus on the hydrogeological model of the geothermal system. There is still some disagreement on the model, but I think that the participants would agree that the workshop was extremely beneficial.

The last item, and a very necessary task for LBL, is to prepare the bilingual proceedings of this meeting and distribute them at an early date. These are some of the items for consideration in concluding the work under the present agreement.

In conclusion, I would like to say that it has been a pleasure for me to have been a participant in this Symposium. And I would like to congratulate Marcelo Lippmann and Werner Schwarz for their efforts in organizing and managing what I consider to have been a most successful meeting. Werner has worked long and hard in making all of the necessary arrangements for the meeting and the social functions which are such a vital part of a successful meeting. I told him at the end of the Symposium I would give him a grade. Right now he's working on an A+.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Al dejar atrás otro hito del acuerdo de cooperación entre la CFE y el DOE, siendo dicho hito la conclusión del Tercer Simposio sobre Cerro Prieto, creo que es un buen momento para examinar dónde estamos, cómo hemos llegado hasta aquí y hacia dónde nos dirigiremos durante el tiempo que resta hasta la finalización del presente acuerdo, en julio de 1982.

Mi colega el Ing. Alonso ha hecho un estupendo trabajo al resumir lo realizado hasta la fecha tal como se reflejó en los trabajos presentados durante este Tercer Simposio. Yo estoy completamente de acuerdo con su estimación del progreso realizado en la comprensión del sistema hidrotermal de Cerro Prieto y en el desarrollo de técnicas de evaluación de yacimientos, los que pueden aplicarse a otros campos geotérmicos. Pienso que el tema de dónde estamos no necesita más explicación y puedo, por lo tanto, pasar al segundo tema que es, cómo llegamos a donde estamos hoy.

En mis comentarios durante la apertura de este Simposio, aludí a los excelentes esfuerzos de Héctor Alonso, Alfredo Mañón, Paul Witherspoon y Marcelo Lippmann en darle forma y guiar las actividades de investigación y desarrollo que se han efectuado bajo el acuerdo cooperativo. Sus esfuerzos son, por cierto, dignos de elogio, y yo también quisiera señalar la dedicación, la resolución y la productividad demostradas por el personal de CFE, CICESE, LBL, USGS, UCR, y todos los otros grupos que han participado en esta empresa común. La buena voluntad, el espíritu de cooperación y el deseo de llevar a cabo un objetivo común han sido evidentes en todos sus esfuerzos, los que contribuyeron al cómo llegamos a donde estamos hoy en este programa de cooperación.

Finalmente, permítanme volver al tema de hacia dónde debemos dirigirnos en lo que resta del presente acuerdo. Tengo aquí una lista de actividades que sugiero que deberían efectuarse por parte de los participantes de los Estados Unidos, las que pongo a consideración de los coordinadores técnicos del acuerdo. Si todas estas actividades son necesarias y convenientes, o si son realizables, es un asunto que ellos deberán considerar.

Primero propondría que se utilicen datos de pozos y estudios recientes para actualizar los modelos geohidrológicos y geoquímicos del campo de Cerro Prieto, con la esperanza de poder responder a la pregunta de si existe o no una capa sello.

Propongo que continuemos el monitoreo geofísico y geodésico del campo para detectar posibles cambios resultantes de la producción contínua de fluídos. Esto incluiría el monitoreo dipolo-dipolo y los estudios de microsísmica.

Propondría que continuemos el modelado numérico del campo para mejorar las estimaciones de su longevidad, y capacidad y para estudiar los efectos de arreglos y espaciamientos entre los pozos de producción e inyección.

Propondría que el LBL transfiera a la CFE los programas de cómputo para modelado y asista en el adiestramiento del personal de la misma en su uso y operación.

Propondría que organicemos con la CFE una o más reuniones de trabajo internas entre las personas que participan activamente en el acuerdo, para intercambiar y discutir los últimos datos sobre el campo. Tengo en mente el tipo de reunión que se llevó a cabo en Vallombrosa, Menlo Park, California, en marzo del año pasado. Fue un encuentro de tres días donde los participantes trataron de alcanzar un concenso sobre el modelo hidrológico del sistema geotérmico. Hay aún algún desacuerdo sobre el modelo, pero pienso que los participantes están de acuerdo en que el trabajo fue extremadamente beneficioso.

El último punto, y una tarea muy importante para el LBL, es el de preparar las actas bilingües de esta reunión y distribuirlas a la brevedad. Estos son algunos de los puntos a considerar para concluir el trabajo bajo el presente acuerdo.

En conclusión, me gustaría decir que para mí ha sido un placer el haber participado en este Simposio. Y quisiera felicitar a Marcelo Lippmann y Werner Schwarz por sus esfuerzos en la organización y dirección de lo que considero fue un encuentro exitoso. Werner trabajó largo y duro en hacer todos los arreglos necesarios para el Simposio y las funciones sociales que son tan importantes para que una reunión sea exitosa. Le dije que al final del Simposio calificaría su trabajo. Hasta el momento está recibiendo una A+.

PALABRAS DE CLAUSURA

Senador Leonardo Rodrígues Alcaine
Secretario General del Sindicato Unico
de Trabajadores Electricistas de la
República Mexicana (SUTERM)
México, D.F., México

Honorable Señor Congresista George Brown, representante por el Estado de California en el Congreso Americano -- pero además, representante de los electricistas en el propio congreso de la unión americana; Señor Roberto A. Gray, gerente de la División de Energía Geotérmica del Departamento de Energía de los Estados Unidos y Coordinador entre la CFE y DOE sobre Cerro Prieto; Señor Paul Witherspoon, Director de la División de Ciencias de la Tierra y Director Adjunto de LBL; Señor Marcelo Lippmann, investigador de la División de Ciencias de la Tierra de LBL y Coordinador Estadounidense del Acuerdo entre CFE y DOE; Sr. Werner Schwarz, Coordinador del Simposio; Sr. D. A. Shirley, director de LBL; Señor Ing. Héctor Alonso, Coordinador Ejecutivo de Cerro Prieto y Coordinador Mexicano del Acuerdo entre CFE y DOE; señoras y señores.

Hace unos días, para ser exacto el 21 de marzo, el pueblo de México recordó con especial cariño a uno de sus patriotas más puros, a don Benito Juárez, el Benemérito de la Americas, al cumplir en esa fecha 175 años de su nacimiento. Sigue vigente su imagen vigorosa, haciendo vibrar el alma de mis compatriotas ya que su personalidad señera, recia, visionaria, refleja la lucha por la independencia nacional de mi patria, el reconocimiento pleno al derecho de autodeterminación de los pueblos, a la convivencia pacífica entre las naciones y condena permanente y radicalmente todo acto de agresión de los países fuertes sobre las naciones débiles.

Juárez ha inspirado muchos de los actos que el Presidente de México, Lic. José López Portillo, lleva a cabo en su administración. Entre otros, el dar prioridad a los energéticos y alimentos, cumpliendo con el compromiso de dar, junto con todos los pueblos del mundo, nuevas y renovables fuentes de energía a la humanidad. Somos amantes de la paz y del trabajo creador, sobre cuyas bases habremos de legar a nuestros hermanos del mañana un México optimista, luchador, porque los principios de la democracia social y económica no sean el camino de mentiras o demagogias, sino práctica permanente en todos los actos de los hombres públicos, y conducta invariable de todos los Mexicanos. Así, se nos identifica ya con el consenso de las relaciones internacionales.

Señores integrantes de este Simposio: me complace saludarlos nuevamente como lo hice en las ciudades de San Diego, California en 1978, y en Mexicali en 1979. Es para mí en especial, un privilegio ser invitado por tercera ocasión a pronunciar por parte de la delegación Mexicana las palabras de clausura de este evento, concluyendo así tres días de trabajo en los que se han presentado los resultados de los avances logrados de octubre del 79 a la fecha, en el estudio del campo geotérmico de Cerro Prieto.

Por el contenido de los trabajos presentados durante el dearrollo de este evento, podremos afirmar que el conocimiento del campo geotérmico de Cerro Prieto se ha enriquecido con aproximadamente 36 ponencias que ya el señor Gray y el señor Ing. Alonso resumieron hace unos minutos. Para obtener los resultados que en esta reunión se han presentado se requirió de un gran esfuerzo humano. Cerca de cien mil horas-hombre dedicadas a recabar, corroborar y presentar en forma comprensible la información que a lo largo de más de un año de trabajos se produjo, tanto en el campo como en los laboratorios geológicos, geofísicos y geoquímicos.

Antes de referirme brevemente a cuestiones concretas del evento que a mi juicio merecen ser destacadas, debo señalar que resulta impresionante el detalle con el que se ha estudiado este campo, calificado ya por muchos como el mejor conocido a nivel mundial. Los enigmas técnicos que se presentan en un proyecto geotérmico, son un reto a la capacidad científica de nuestros profesionales y justifican el detalle y la complejidad de los estudios que se realizan. Y estos esfuerzos, aún parecen pequeños para enfrentar otro reto que se ha marcado la Comisión Federal de Electricidad, de contar para fines del siglo con una generación de 20 mil millones de kW hora anuales de este energético, independientemente de los que generemos con otro tipo de energéticos en mi patria, que demanda nuestro plan nacional de desarrollo industrial. Para esto, es indispensable desde ahora el preparar los recursos humanos necesarios que utilicen y mejoren las tecnologías que en estas reuniones son analizadas por todos ustedes.

Este evento internacional ha resultado fructífero en todos sentidos, debiendo precisar que uno de los puntos clave que han sido discutidos en esta reunión y que, en mi opinión, es básico para un aprovechamiento más completo de este energético, es el conocimiento del potencial del campo y su duración, lo que permitirá una más adecuada toma de decisiones en cuanto al tamaño y características de las plantas que deben construirse. Los modelos de simulación numérica de un yacimiento, como aquí se ha mencionado, son una de las herramientas más útiles para definir lo anterior. Por lo cual es de gran importancia que su estudio y aplicación no sólo se continúe, sino que se refuerce. Esto, aunado a los estudios geohidrológicos tradicionales, ha permitido en el caso de la Comisión Federal de Electricidad, decidir la construcción de las Centrales Geotermoeléctricas de Cerro Prieto II y Cerro Prieto III que en tres años más entrarán en operación comercial.

Otro aspecto que ustedes han mencionado, de gran ayuda para el entendimiento de un sistema geotérmico, son los estudios tendientes a determinar las características tectónicas y morfológicas del subsuelo, así como el conocimiento del régimen del flujo antes y durante la explotación necessarios para definir los modelos geológico y geohidrológico y poder hacer uso y aplicación de los modelos de simulación numérica de yacimientos. Las técnicas para definir dichas características que se están empleando son el análisis de minerales hidrotermales, los registros geofísicos de pozos, los valores de velocidad de perforación, los análisis isotópicos de oxígeno, los análisis geoguímicos de gases y salmueras geotérmicas, los estudios gravimétricos de precisión y los estudios sísmicos geoeléctricos, entre otros. Además de lo anteriormente citado, un aspecto que he escuchado en anteriores Simposios ha sido lo relativo a la importancia que representa la reinyección en la vida del yacimiento de Cerro Prieto, por lo que con los avances logrados esperamos que se vuelva realidad esta idea en un futuro no lejano.

Al felicitarlos, señores particpantes del Simposio por el desarrollo de esta reunión, y por el mantenido interés sobre el tema de la geotermia, les expreso el deseo de encontrarnos en el siguiente Simposio para ratificar nuevamente el compromiso que ahora formulo; y lo formulo en nombre de todos los electricistas de mi patria, 120 mil que pertenecen al Sindicato Unico de Trabajadores Electricistas de la República Mexicana, de contribuir incesante e incansablemente al óptimo aprovechamiento de los recursos geotérmicos, no sólo en los países aquí representados, sino en todo el mundo.

Para terminar, y esto es fuera de lo escrito, porque me he enterado el día de la inauguración, quisiera pedirles a los representantes del Departamento de Energía y al señor Congresista Brown que los Estados Unidos de América no dejen de ampliar el convenio hacia otra fuente geotérmica nuestra, la de Los Azufres, que no solamente es fuente de mi patria y para mi patria. Se ahorra petróleo y ahorrando este energético se está aumentando la posibilidad de vida en la investigación en toda la humanidad para decidir mañana una nueva energía al mundo. Por eso, de esta tribuna geotérmica de Estados Unidos y México, solicito a ustedes, como hermanos, como ciudadanos del mundo, que hagamos esfuerzos no solamente en geotermia, en todo aquello que signifique nueva vida para nuestros hermanos del mundo que aún no han nacido.

CLOSING REMARKS

Honorable Congressman George Brown, Representative of the State of California to the U.S. Congress, and also electricial workers' Representative in Congress; Mr. Robert A. Gray, Manager of the Geothermal Energy Division of the Department of Energy of the United States (DOE) and Coordinator between the Comisión Federal de Electricidad (CFE) and DOE on Cerro Prieto; Mr. Paul Witherspoon, Director of the Earth Sciences Division and Assistant Director of the Lawrence Berkeley Laboratory (LBL); Mr. Marcelo Lippmann, researcher at the Earth Sciences Division of LBL and United States Coordinator of the Agreement between CFE and DOE; Mr. Werner Schwarz, Symposium Coordinator; Mr. D. A. Shirley, Director of LBL; Mr. Hector Alonso, Executive Coordinator of Cerro Prieto and Mexican Coordinator of the Agreement between CFE and DOE; ladies and gentlemen.

A few days ago on the 21st of March, the people of Mexico celebrated the 175th anniversary of the birth of don Benito Juárez, one of their most distinguished patriots. His vigorous image and outstanding character continues to inspire my compatriots, and reflects the struggle for my country's independence, the recognition of the right of self-determination of all peoples, the striving for peaceful coexistence among nations and the permanent and radical condemnation of all acts of aggression by strong countries against weak ones.

Juárez has inspired many of the acts which the President of Mexico, Licenciado José López Portillo, is carrying out in his administration. These include giving priority to energy resources and foodstuffs and fulfilling the promise to bring forth, together with all the peoples of the world, new and renewable sources of energy. It is from this strong base that we will hand over to our brothers of tomorrow an optimistic and striving Mexico, and prove that the principles of economic and social justice are not based on lies and demagoguery, but are in constant evidence in the acts of all public figures and in the unwavering conduct of all Mexicans. Thus we are already recognized in the context of international relations.

Distinghished members of this Symposium: I am pleased to salute you once more as I did in the cities of San Diego, California, in 1978, and Mexicali in 1979. It is a special privilege for me to be invited for a third time to deliver the closing remarks of this event in the name of the Mexican delegation, thus concluding three days of work in which the results of the advances achieved in the study of the Cerro Prieto field from October 1979 to date have been presented.

Knowledge about the Cerro Prieto geothermal field has been enriched by approximately 36 presentations which Mr. Gray and Mr. Alonso summarized a few minutes ago. In order to obtain the results which have been presented at this meeting, a great human effort was required. Nearly 100,000 man hours were devoted to obtaining, corroborating, and presenting in comprehensible form the information produced in over a year of work, both in the field and in the geologic, geophysical and geochmical laboratories.

Before referring briefly to the concrete issues of the Symposium which in my judgment deserve to be highlighted, I must point out that the detail with which this field has been studied is impressive, already being described by many as the best known in the world. The technical enigmas present in any geothermal project are a challenge to the scientific capabilities of our professionals and justify the detail and complexity of the studies that are carried out. Yet these efforts still seem small in the face of another challenge that CFE has set itself, namely, to achieve an annual generating capacity of 20,000 million kW.h of this energy source by the end of the century. This accomplishment will be independent of the power generated in Mexico using other types of energy sources, as demanded by our national industrial development plan. It is now essential that we prepare the human resources necessary for the utilization and improvement of the technologies analyzed in these meetings.

This international event has been fruitful in all aspects. One of the key points that has been discussed, and which, in my opinion, is basic for a more complete utilization of this energy source, is the knowledge of the field's potential and its life expectancy. This will permit more appropriate decisions to be made with regard to the size and characteristics of the power plants that must be built. The numerical reservoir models, as has been mentioned here, are one of the most useful tools to define the above. For this reason, it is of great importance that their study and application be not only continued but reinforced. This, together with traditional geohydrological studies, has permitted CFE to decide on the construction of the Cerro Prieto II and Cerro Prieto III power plants, which will begin commercial operation three years from now.

Another aspect that you have mentioned, of great assistance to the understanding of a geothermal system, is the study aimed (1) at determining the subsurface tectonic and morphologic characteristics, (2) at gaining knowlege of the flow regime before and during the exploitation necessary to define the geologic and geohydrologic models of the field, and (3) at utilizing and applying the numerical reservoir simulation models. The techniques that are being used to define these characteristics include the analysis of hydrothermal minerals, geophysical well logs, drilling rates, analysis of oxygen isotopes, geochemical analysis of geothermal gases and brines, precision gravity studies, and semismic and geoelectric studies among others. Another aspect which I have heard discussed in preceding symposia concerns the importance which reinjection may have on the life of the Cerro Prieto reservoir. Given the advances we have made, we hope to see reinjection turned into reality in the not too distant future.

In congratulating you, distinguished members of the Symposium., for the outcome of this meeting and for the interest that you have maintained in the subject of geothermics, I also wish to express the desire to meet with you at the next Symposium to ratify the commitment that I will now formulate. I formulate it in the name of all the electrical workers of my country, the 120,000 who belong to the Elelectrical Workers Union of Mexico. This commitment is to contribute unceasingly and untiringly to the optimal development of geothermal resources, not only in the countries here represented but all over the world.

In conclusion, and this goes beyond my prepared remarks because of what I found out on the opening day, I would like to request of the representatives of the Department of Energy and Congressman Brown that the United States of America continue to expand the agreement to include another of our geothermal sources, that of Los Azufres. We save oil, and by saving it, we increase the possibility that through research we may discover a new source of energy for the world. Therefore, from this geothermal forum of the United States and Mexico, I appeal to you, as brothers, as citizens of the world, to make efforts not only in geothermics, but in all areas that may signify a new life for our brothers of the world who have not yet been born.

CLOSING REMARKS

Congressman George E. Brown
36th Congressional District, California
U.S. House of Representatives
Washington, D.C., U.S.A.

Thank you very much, Dr. Witherspoon, Senator Rodríguez Alcaine, other distinguished guests. I have neither the eloquence nor the bravery of the Senator in seeking to mention the names of all of the distinguished people here since I speak Spanish no better than he claims to speak English. I'm not sure that his English might not be quite a bit better than my Spanish, as a matter of fact.

I am deeply honored to be here this evening to participate in the closing ceremonies of this very important conference. Of course, it adds to that honor to be present with the Senator, and to have found out just on the occasion of coming here that we share not only a common political interest in the future of energy for our respective countries, but a common concern for the welfare of the working man as represented by his distinguished career with the Electrical Workers Union of his country, and my far less distinguished career as a member of the Brotherhood of Electrical Workers in this country. A distinguished Union, however, and one that I am proud to belong to now and for many years in the past.

This meeting of geothermal scientists, engineers and energy experts from the United States and Mexico is evidence of genuine bilateral cooperation, where each country has much to learn from the other.

I speak from personal knowledge when I say that Mexico's initiative in tapping the vast geothermal resources in the Mexicali Valley sparked the interest in the United States to do the same thing and to move toward a geothermal program in the Imperial Valley. Now both countries are well along in their geothermal energy programs, and as meetings such as this demonstrate, the fundamental understanding of geothermal energy is also proceeding at a rapid pace.

Cooperative agreements between the United States and Mexico have not always resulted in substantial cooperative work. And may I say that I am not particularly happy over this situation. This present framework within which the work at Cerro Prieto is taking place stems from an agreement signed, I believe, in 1972 under President Nixon. There were many agreements signed at that time. Many more were signed by President Carter when he became President. I commend the Presidents for entering into these agreements. But I deplore the fact that in many cases they were entered into for the purpose of publicity; to show a temporary, fleeting example of our desire to cooperate with our great neighbor to the south; and then they were forgotten. And there have been dozens of these agreements for which there has been no funding and no sustained effort to achieve the goals for which they were set forth. I deplore this very deeply, and I think that one of the significant aspects of this meeting is that it represents an exception. This cooperative program has been one which has been supported, perhaps not as well as either country might have liked, but supported enthusiastically by the participants and has gone forward to the present time with great benefit to both countries.

In the future I see a large number of areas where the US and Mexico can expand their joint effort. Certainly we can and should fully develop the geothermal energy fields in the Mexicali and Imperial Valleys in a way that enhances the agricultural growth of these areas, as well as providing electrical energy. We can also use the shared geothermal energy resources in a way to stimulate the economic development along the border between the US and Mexico; using the resources of each great nation while preserving the cultural identity of both. I believe we can alleviate many of the tensions between our two nations if we use such forward-looking planning and exercise the good judgment that I know that we are capable of. There are many other similar kinds of agreements involving the resources and the needs of both countries that could be implemented, modelled after the success of this program.

The scientists and technicians who are analyzing and solving the technical problems with large-scale geothermal energy development are, of course, a very important part of this cooperative effort. I noticed, incidentally, that you were not always in complete agreement, even as scientists and engineers, and I am reminded of the remark of a great American, Will Rogers, who I guess was concerned about scientists and engineers when he said, "It's not what we don't know that bothers us, it's what we do know that ain't true." I suspect that there may be some of that involved in even meetings such as this.

Politicians and financiers are also important elements to any successful cooperative venture and are generally the most difficult group to accomodate. In Washington D.C. today, the U.S. Congress is currently analyzing and deciding what to do with the geothermal energy program under the direction of the U.S. Department of Energy. This process is much more complicated this year than in the past since President Reagan has recommended a dramatically different approach to the federal support of geothermal energy development. While the Congress has generally supported geothermal energy programs much more vigorously than the Executive branch, the budget constraints of this year will make that task much more difficult than in the past.

This is not to say that the United States government role in supporting geothermal energy development will be reversed. The worst that can possibly happen, and I trust that even this will not occur, will be some reduction in the amount of federal support for the geothermal energy research program. As one who helped to draft our original geothermal legislation in the early 1970's, I am going to do my very best, and I know that my colleagues in the Congress on the Science and Technology Committee are going to do their best to persuade the President that this field should have a very high priority in the energy development program of this country.

I share the views expressed by Senator Rodríguez Alcaine when he said that Mexico wants to bring forth new and renewable energy sources for the world. I believe that the geothermal resources of the world may turn out to be one of the most important renewable resources that exist for every country in the world. I know that in the United States we have expectations that possibly as much as 25,000 megawatts of electricity can be generated by the year 2000, and from looking at the maps of the distribution of the resource in Mexico, it would be my uninformed guess that they could do at least twice that well given the proper incentives and resources to develop the great energy resources that seem to be there.

There is no way we can stop this development of geothermal. It is noteworthy that just yesterday in the House Science and Technology Committee, the minority party, the Republicans, lead the effort to restore some of the funds for the 50 mW geothermal binary demonstration power plant at Heber in the Imperial Valley. And if someone has not mentioned it yet, I want to mention that I was born and grew up within 5 miles of that Heber plant, and I have a very intense personal interest in the development of that technology in the Imperial Valley.

The Republican members of the Congress have generally supported the new administration's budget cuts, but in the case of the hydrothermal energy program in the Imperial Valley, they felt that it was just too important and promising to cut off federal support at this time. This vote of continuing support even at a time of massive budget cuts is an important sign that geothermal energy is here to stay. The work of this group, this conference, and the leadership of the government of Mexico has guaranteed that geothermal energy will play an important role in the future of both of our countries.

I want to commend you most highly for the work that you're doing. I want to assure you that as a result of this visit to your conference, I am going to take a much more personal interest in the future of this program. I hope that you invite me to the Fourth conference which, I understand, will be scheduled for August of 1982. I would like to attend the meeting and witness the successes that I know that you will have achieved by that time.

I think that you are engaged in a great work for the future of the entire world, and I urge you to continue.

PALABRAS DE CLAUSURA

Muchas gracias Dr. Witherspoon, Senador Rodríguez Alcaine, otros distinguidos invitados. No tengo ni la elocuencia ni la valentía del Senador para tratar de mencionar los nombres de todas las distinguidas personas aquí presentes dado que no hablo español mejor de lo que él pretende hablar inglés. Aunque, no estoy seguro de que su inglés no sea un poquito mejor que mi español.

Me siento profundamente honrado de estar aquí esta tarde para participar en las ceremonias de clausura de tan importante conferencia. Por supuesto, se agrega a este honor el estar presente con el Senador y el haber descubierto en esta ocasión que no sólo compartimos un interés político común por el futuro de la energía de nuestros respectivos países, sino también una preocupación común por el bienestar de los trabajadores, representada por su distinguida carrera con el Sindicato de Trabajadores Eléctricos de su país y mi mucho menos distinguida actuación como miembro de la Brotherhood of Electrical Workers de este país, un Sindicato distinguido, sin embargo, al cual estoy orgulloso de pertenecer ahora y por muchos años.

Esta reunión de científicos geotérmicos, ingenieros y expertos en energía de Estados Unidos y México, es evidencia de genuina cooperación bilateral, donde cada país tiene mucho que aprender del otro.

Basado en mi conocimiento personal, puedo decir que la iniciativa de México de aprovechar los vastos recursos geotérmicos del Valle de Mexicali encendió el interés de Estados Unidos por hacer lo mismo e iniciar un programa geotérmico en el Valle Imperial. Ahora, ambos países están bien adelantados con sus programas de energía geotérmica y como reuniones de este tipo lo demuestran, la comprensión fundamental de la energía geotérmica también continúa a pasos acelerados.

Los acuerdos cooperativos entre Estados Unidos y México no siempre han resultado en un sustancial trabajo cooperativo. Debo decir que no estoy particularmente contento por ello. La estructura dentro de la cual tiene lugar el trabajo de Cerro Prieto proviene de un acuerdo firmado, creo, en 1972 bajo el Presidente Nixon. Se firmaron muchos acuerdos

en aquel entonces. Muchos más fueron firmados por el Presidente Carter. Elogio a los presidentes por entrar en estos acuerdos. Pero deploro el hecho de que muchas veces lo hicieron por razones de publicidad; para dar un ejemplo temporario y efímero de nuestro deseo de cooperar con el gran vecino del sur; y luego fueron olvidados. Y ha habido docenas de estos acuerdos para los cuales no hubo ni fondos ni un esfuerzo contínuo para lograr las metas que se habían señalados. Deploro esto muy profundamente y creo que uno de los aspectos significativos de esta reunión es que representa una excepción. Este programa cooperativo ha sido apoyado, quizás no tan bien como a cada país le hubiera gustado, pero apoyado entusiastamente por los participantes, y ha continuado hasta el presente para beneficio de ambos países.

Puedo ver un gran número de áreas donde Estados Unidos y México pueden expandir sus esfuerzos comunes en el futuro. Ciertamente podemos y deberíamos desarrollar plenamente los campos geotérmicos de los Valles Imperial y de Mexicali de forma tal que realce el desarrollo de la agricultura en dichas zonas al mismo tiempo que provee energía eléctrica. También podemos utilizar las fuentes de energía geotérmica compartidas tal que estimule el desarrollo económico a lo largo de la frontera entre Estados Unidos y México, utilizando los recursos de cada gran nación preservando al mismo tiempo la identidad cultural de ambas. Creo que podemos reducir muchas de las tensiones entre nuestras dos naciones si usamos dicha planificación con miras al futuro, y ejercemos el buen juicio del que somos capaces. Hay muchas otras clases de acuerdos similares, que involucran los recursos y las necesidades de ambos paises, que podrían implementarse tomando como modelo este exitoso proyecto.

Los científicos y técnicos que analizan y resuelven los problemas técnicos del desarrollo de la energía geotérmica en gran escala son, por supuesto, una parte muy importante de este esfuerzo cooperativo. A propósito, he notado que Uds. no siempre estaban en completo acuerdo, aun como científicos e ingenieros, y esto me recuerda las palabras de un gran americano, Will Rogers, que me supongo se refería a científicos e ingenieros cuando dijo: "No es lo que no sabemos lo que nos molesta, es lo que sabemos que no es verdad". Sospecho que algo de esto está involucrado en reuniones como ésta.

Los políticos y financieros también son importantes elementos para el éxito de un proyecto cooperativo y generalmente constituyen el grupo más difícil de complacer. Hoy en día, en Washington D.C., el Congreso de Estados Unidos está analizando y decidiendo qué hacer con el programa de energía geotérmica dirigido por el Departamento de Energía de Estados Unidos. Este proceso es mucho más complicado este año que en el pasado, dado que el Presidente Reagan ha recomendado un enfoque dramaticamente diferente al apoyo del gobierno federal al desarrollo de la energía geotérmica. Mientras que el Congreso ha apoyado, generalmente, programas de energía geotérmica mucho más vigorosamente que el Poder Ejecutivo, la reducción del presupuesto de este año hará esa tarea mucho más difícil que en el pasado.

Esto no significa que cambiará completamente la función del gobierno de los Estados Unidos en su apoyo al desarrollo de la energía geotérmica. Lo peor que puede suceder, y confío en que nunca ocurra, es una reducción del apoyo federal para el programa de investigación de energía geotérmica. Como uno de los que ayudó a redactar nuestra legislación geotérmica original a principios de la decada del 70, haré todo lo posible, y sé que mis colegas en el Congreso en el Comité de Ciencia y Tecnología harán lo mismo, para persuadir al Presidente que este tema debería tener una prioridad muy alta en el programa de desarrollo de energía de este país.

Comparto los puntos de vista del Senador Rodríguez Alcaine cuando dijo que México quiere crear fuentes de energía nuevas y renovables para el mundo. Creo que los recursos geotérmicos del mundo pueden resultar ser una de las más importantes fuentes renovables que existen para cada país del mundo. Sé que los Estados Unidos espera generar hasta 25.000 megawatts de electricidad para el año 2000, y mirando el mapa de distribución de dicho recurso en México, sería mi opinión no informada que allí podrían obtenerse por lo menos el doble, dados los incentivos y recursos adecuados para desarrollar los grandes recursos energéticos que parecen existir allí.

No hay modo de que podamos detener este desarrollo de la geotermia. Es digno de mencionarse que justamente ayer, en el Comité de Ciencia y Tecnología de la Cámara de Representantes, el partido minoritario, los Republicanos, dirigieron el esfuerzo para restituir parte de los fondos para la planta geotérmica binaria de demostración de 50 MW de Heber, en el Valle Imperial. Y si nadie lo ha mencionado aún, yo quiero decir que nací y me crié a sólo 5 millas de la planta de Heber, y tengo un interés personal muy especial en el desarrollo de esa tecnología en el Valle Imperial.

Los miembros Republicanos del Congreso han apoyado, generalmente, las reducciones de presupuesto de la nueva administración, pero en el caso del programa de energía hidrotermal en el Valle Imperial, sintieron que es demasiado importante y prometedor como para cortar el apoyo federal en este momento. Este voto de apoyo, continuado aun en un momento de masivas reducciones presupuestarias, es una indicación importante de que la energía geotérmica va a perdurar. El trabajo de este grupo, esta conferencia y el liderazgo del gobierno de México han garantizado que la energía geotérmica jugará un papel importante en el futuro de nuestros dos paises.

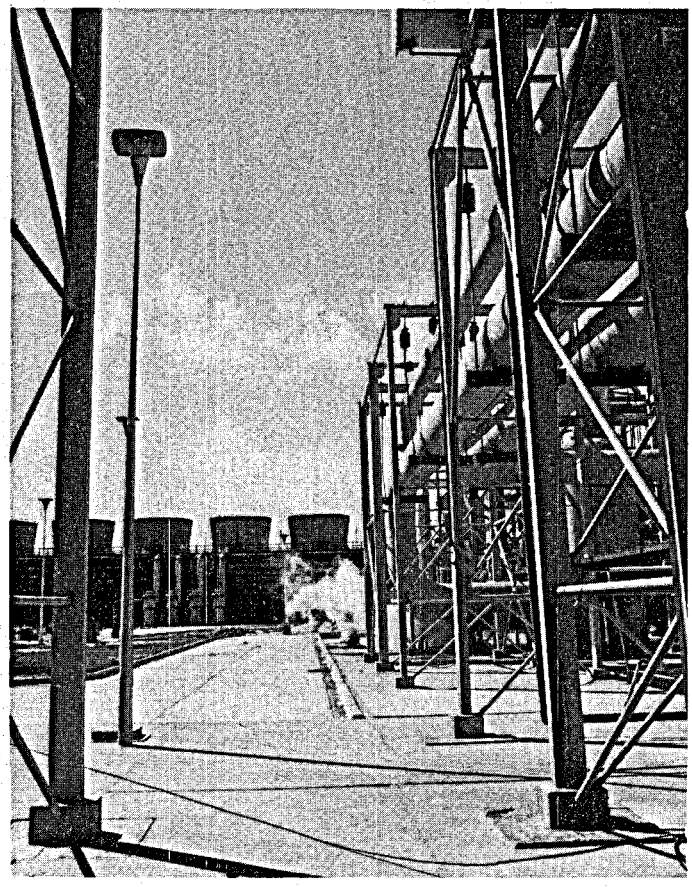
Yo quiero felicitarlos muy especialmente por el trabajo que están realizando. Quiero asegurarles que como resultado de esta visita a esta conferencia, personalmente voy a poner mucho

más interés en el futuro de este programa. Espero que me inviten a la Cuarta reunión que, entiendo, se realizará en Agosto de 1982. Me encantaría asistir a esa reunión y ser testigo de los éxitos que se habrán logrado para ese entonces.

Pienso que están participando en un gran trabajo para el futuro del mundo y les exhorto a continuar. Muchas gracias.

CERRO PRIETO SYMPOSIUM/SIMPOSIO III

APPENDICES
APENDICES



LIST OF PARTICIPANTS • LISTA DE PARTICIPANTES

Abou-Sayed, Ahmed S.
TERRA TEK, Inc
400 Wakara Way
Salt Lake City, UT 84108

Abraján, Antonio
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Abril G., Alejandro
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Acosta, Celso
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Adler, Richard G.
FMC Corporation
2000 Market Str.
Philadelphia, PA 19152

Albores L., Armando
CICESE
P. O. Box 4843
San Ysidro, CA 92073

Alonso E., Héctor
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Alvarez, Gabriel
Dir. Gral. de Geografía del T. Nal.
San Antonio Abad No. 124
México 8, D. F.
MEXICO

Amaro, Oscar
W-K-M Division - ACF Industries Inc.
P. O. Box 4334
3663 Briarpark
Houston, TX 77210

Anderson, Bennie C.
Fast Equipment and Supply
4029 Elm Ave.
Long Beach, CA 90807

Angwin, Meredith
Electrical Power Research Institute
P. O. Box 10412
Palo Alto, CA 94303

Arney, Barbara
Los Alamos Natl. Laboratory
MS-983
Los Alamos, NM 87545

Arthur, Randy C.
Dept. of Geochem. and Mineralogy
Penn State University
University Park, PA 16802

Atkinson, David J.
Hydrothermal Energy Corporation
6525 Sunset Blvd., Suite 203
Los Angeles, CA 90028

Avila, Miguel
F M C
Salamanca 102, Piso 9
México 18, D. F.
MEXICO

Aylong, George W.
FMC Corporation
P. O. Box 8
Princeton, NJ 08540

Ayuso O., Miguel
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Bainer, Robert W.
Eureka Mining Company
215 Market St., Rm 203
San Francisco, CA 94106

Barnes, Hubert L.
Penn State University
235 Deike Bldg.
University Park, PA 16082

Benson, Sally M.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Bermejo M., Francisco J.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Boardman, Ray C.
Reynolds Metals Company
6601 W. Broad St.
Richmond, VA 23261

Bodvarsson, Gudmundur S.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Box Jr., William T.
Aminoil USA, Inc.
Geothermal
P. O. Box 11279
Santa Rosa, CA 95406

Bracamontes, Enrique
Constructora y Perforadora Latina S. A.
P. O. Box 7518
Calexico, CA 92231

Brito, José
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Brown, George E.
U. S. House of Representatives
2342 Rayburn Building
Washington, DC 20515

Brune, James N.
I. G. P. P., Scripps Inst. of Oceano.
A-025, Univ. of Calif., San Diego,
La Jolla, CA 92093

Bufe, Charles G.
USGS and DGE,DOE - Fed. Bldg MS 3344
12th and Pennsylvania, NW
Washington, DC 20461

Butler, Robert W.
Chevron Resources Company
P. O. Box 3722
San Francisco, CA 94119

Buttiens, Ernest F.
N. V. Foraky
Barrikadenplein, 13
Brussels B-1000
BELGIUM

Cáceres, Celestino
Secret. Programación y Presupuesto
México, D. F.
MEXICO

Cacho Robles, Oscar
Perforadora de Energéticos
Laguna Mayran 258-202
Col. Anahuac, México 17, D. F.
MEXICO

Callihan, Rudy
Bakerline Div. of Baker Int'l. Corp.
P. O. Box 18628
San Antonio, TX 78218

Campbell, David
Bechtel Civil and Minerals
P. O. Box 3965
San Francisco, CA 94119

Campbell, Don A.
Republic Geothermal, Inc.
11823 E. Slauson Ave., Suite 1
Santa Fe Springs, CA 90670

Carreño, Esteban B.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Carrión H., Joaquín
Comisión Federal de Electricidad
Río Ródano No. 14
México 5, D. F.
MEXICO

Casarrubias, Zenón
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, Piso 6
México 18, D. F.
MEXICO

Castañeda, Miguel
Dirección General de Energía
Río Rhin 22, 1er Piso
México 5, D. F.
MEXICO

Castillo, Félix
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Cobo R., Juan M.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Cochrane, Frank
Bechtel Group
P. O. Box 3965
San Francisco, CA 94119

Cook, Chuck
Protec Mud Service Ltd.
Calgary, Alberta T2R 1J8
CANADA

Cordon, Ulrich J.
International Engineering Co.
180 Howard St.
San Franciso, CA 94105

Cordova, Alfonso
Corp. Proveedora de Constr. S. A.
Colima 338
México 7, D. F.
MEXICO

Cortéz A., Catarino
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Cortina, Pedro
Constructora y Perforadora Latina, SA
P. O. Box 7518
Calexico, CA 92231

Cuevas, Miguel O.
Sect. Programación y Presupuesto
México, D. F.
MEXICO

De León, René
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

De la Cruz, Fabio C.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

de la Peña L., Armando
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

de la Torre, Emilio
I M P
Avenida de los Cien Metros 152
México 14, D. F.
MEXICO

Dennis, Jesús
Inst. de Investigaciones Eléctricas
Herreros Sur 2098
Mexicali, Baja California
MEXICO

Díaz, Enrique C.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Díaz C., Sergio
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Dolier, W. L.
Thermal Power Company
601 California Street
San Francisco, CA 94108

Domagala, Martin J.
U. S. Department of Energy
333 Market St.
San Francisco, CA 94108

Domínguez A., Bernardo
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Domínguez, Eduardo
Constructora y Perforadora Latina SA
P. O. Box 7518
Calexico, CA 92231

Dorsey, Dennis
HYDRIL
2115 Lazy Brook
Houston, TX 77008

Doughty, Christine
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Duffield, Wendell A.
U. S. Geological Survey
345 Middlefield Rd
Menlo Park, CA 94025

Durazo, Jaime
Instituto de Física, U. N. A. M.
Ap. Postal 20-364
México 20, D. F.
MEXICO

Elders, Wilfred A.
Inst. of Geophysics and Plan. Physics
University of California
Riverside, CA 92521

Enedy, Steve
Union Oil Co. of California
Geothermal Division
P. O. Box 6854
Santa Rosa, CA 95406

Engle, John C.
International Business Services, Inc.
1010 Vermont Avenue, NW
Washington, DC 20005

Epperson, I. J.
Chevron Resources Company
595 Market St.
San Francisco, CA 94119

Escue, Nelson B.
First National Oil, Inc.
10610 Snyder Rd.
La Mesa, CA 92041

Fausto L., Juan J.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Fernández, Alfonso
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Fielder, David R.
LFE Corporation Enviro Analysis Labs.
2030 Wright Avenue
Richmond, CA 94803

Figueroa G., Natalia M.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Flores, Melitón
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Fonseca L., Héctor
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Fournier, Robert
US Geological Survey, MS 90C
345 Middlefield Rd.
Menlo Park, CA 94025

Fuentes, Rojo G.
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85
México 18, D. F.
MEXICO

Galindo, Armando
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, Piso 6
México 18, D. F.
MEXICO

Garfias, Alfredo
Comisión Federal de Electricidad
M. Ocampo 35 Pte.
Cd Hidalgo, Michoacán
MEXICO

Garibaldi P., Fortunato
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Godare, William L.
ThermaSource Incorporated
P. O. Box 1236
Santa Rosa, CA 95402

Godinez, Sergio
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Goldstein, Norman E.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

González M., Horacio
Sectr. de Programación y Presupuesto
San Antonio Abad 124, Piso 3
México 13, D. F.
MEXICO

Gorrie, Dale
Protec Mud Service Ltd
301-602 11th Ave. SW
Calgary, Alberta T2R158
CANADA

Goubau, Wofgang M.
Department of Physics
University of California
Berkeley, CA 94720

Goyal, Keshav P.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Grannell, Roswitha B.
California State University
Dept. of Geological Sciences
Long Beach, CA 90041

Gray, Robert A.
DOE/DGE
4579 Airlie Way
Annandale, VA 22003

Guiza L., Jorge C.
Inst. de Investigaciones Eléctricas
P. O. Box 1544
Calexico, CA 92231

Gutiérrez, Jorge
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Haines, Roger
Ellanar Energy Resources Consultant
1551 Mt. Douglas Cross Rd.
Victoria BC V8 -129
CANADA

Halfman, Susan E.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Hanaoka, Naoyuki
Geothermal Res Dept/Geo Surv of Japan
1-1-3 Higashi
Yatabe, Ibaraki 305
JAPAN

Heenan, Thomas F.
U. S. Department of Energy, SAN
1333 Broadway
Oakland, CA 94612

Hoagland, James R.
Inst. of Geophysics and Plan. Physics
University of California
Riverside, CA 92521

Hoang, V. T.
Chevron Resources Company
595 Market St.
San Francisco, CA 94119

Hodgson, Susan F.
California Div. of Oil and Gas
1416 Ninth St., Rm 1310
Sacramento, CA 95814

Holman, William R.
DOE - GLGO
1333 Broadway
Oakland, CA 94612

Horne, Roland N.
Petroleum Engineering Dept.
Stanford University
Stanford, CA 94305

Howard, John H.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Hughes, Evan
Electrical Power Research Inst.
P. O. Box 10412
Palo Alto, CA 94303

Hurtado J., Roberto
Inst. de Investigaciones Eléctricas
P.O. Box "A"
Calexico, CA 92231

Hussain, Nihan
San Diego State University
13026 Trigger St.
San Diego, CA 92129

Hyde, Earl K.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Iglesias, Eduardo R.
Inst. de Investigaciones Eléctricas
Apto. Postal 475
Cuernavaca, Morelos
MEXICO

Irvine, Pamela J.
Union Oil Company, Geothermal Div.
P.O. Box 6854
Santa Rosa, CA 95406

Jacobson, Jimmy J.
MCR Geothermal Corp.
Iron Gate II
777 S. Wadsworth Blvd.
Lakewood, CO 80226

Jiménez, María E.
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Joyce, Lawrence D.
California Energy Commission
1111 Howe Avenue, MS-20
Sacramento, CA 95825

Kato, Koji
Geophysical Surveying Consultant Co
Isooka Bldg 6-3,3 Chome
Hama-Cho Nihonbashi Chuo-ku
TOKYO, JAPAN

Kelez, Martha
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Kennard, Loraine
Pacific Gas and Electric Co.
77 Beale St., Rm 2518
San Francisco, CA 94119

Kerrick, Derrill M.
Penn State University
204 Deike Bldg
University Park, PA 16802

Keskinen, Mary
Occidental Research
2100 SE Main Str.
Irvine, CA 92713

Kruger, Paul
Civil Engineering Dept.
Stanford University
Stanford, CA 94305

Laurel, Oscar
Mobil Oil Company
P.O. Box 5444
Denver, CO 80217

Lebrija, Miguel
Perforadora de Energéticos
Laguna Mayran 258-202
Col. Anahuac, México 17, D. F.
MEXICO

Leventhal, E. Lee
TRW
One Space Park
Redondo Beach, CA 90278

Lima L., Enrique M.
Instituto de Geofísica, U. N. A. M
Ciudad Universitaria
México 20, D. F.
MEXICO

Lippmann, Marcelo J.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

López V., Manuel
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Luévano, Gabriel
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, Piso 6
México 18, D. F.
MEXICO

Majer, Ernest L.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Majors, Harry
Seattle University
900 Broadway
Seattle, WA 98122

Manderson, Neville J.
Occidental Geothermal Inc.
5000 Stockdale Highway
Bakersfield, CA 93309

Mangold, Donald C.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Mañón M., Alfredo
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Mansure, Chip
BMD Corporation
1801 Randolph Rd, S. E.
Albuquerque, NM 87106

Maravilla, Sam
Lehigh Portland Cement Company
Buffington Station
Gary, IN 46401

Márquez M., Ricardo
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Martínez, Francisco
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Massey, Bruce L.
Bureau of Land Management
2800 Cottage Way
Sacramento, CA 95825

Massie, Stephen N.
Procan International Inc.
50 UOP Plaza
Des Plaines, IL 60016

May, Sherman
Bechtel Group, Inc. 50/6/B-29
P.O. Box 3965
San Francisco, CA 94119

Mazor, Emanuel
The Weizmann Institute of Science
P. O. Box 26
Rehovot
ISRAEL

McKenzie, W. F.
Chevron Resources Company
P. O. Box 3722
San Francisco, CA 94119

Mercado, Sergio
Inst. de Investigaciones Eléctricas
Apto. Postal 475
Cuernavaca, Morelos
MEXICO

Mink, Leland L.
Dept. of Energy
550 2nd Str.
Idaho Falls, ID 83405

Molina C., Alfredo
SUTERM
Río Ródano 14
México 5, D. F.
MEXICO

Molinar, Rafael
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Molinari, John L.
San Francisco Bd. of Supervisors
San Francisco City Hall
San Francisco, CA 94102

Molloy, Martin W.
USDOE-SAN Geothermal Energy Div
1333 Broadway
Oakland, CA 94612

Moreno M., César
Proveedora California, S. A.
P. O. Box 497
Tecate, CA 92080

Navarro, Francisco
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Nehring, Nancy L.
U.S. Geological Survey
345 Middlefield Road
Menlo Park, CA 94025

Nesewich, Phil
Aerojet Energy Conversion Co.
P. O. Box 13222
Sacramento, CA 95813

Nielson, Dennis L.
University of Utah Research Inst.
420 Chipeth Way
Salt Lake City, UT 84108

Ohgawara, Takashi
Geophysical Surveying Consultant Co.
Isooka Bldg 6-3,3 Chome
Hama-Cho Nihonbashi Chuo-ku
TOKYO, JAPAN

Olivas M., Héctor
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Ortiz, Jaime
Comisión Federal de Electricidad
Melchor Ocampo No. 35 PTE
Ciudad Hidalgo, Michoacán
MEXICO

Pelaez, Edgar
Milchem, Inc.
P. O. Box 22111
Houston, TX 77027

Pope, William
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Prian C., Ricardo
Coordinadora de Cerro Prieto
Avenida Reforma 509, Piso 8
México 5, D.F.
MEXICO

Pruess, Karsten
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Puente J., Agustín
Comisión Federal de Electricidad
Colón 312
Mexicali, Baja California
MEXICO

Puente C., Ignacio
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Quebe, H. O.
W-K-M Division, ACF Industries, Inc.
P.O. Box 1095
Shreveport, LA 71163

Quiriarte A., Cornelio
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Ramesh, Bahrooz
Intercomp
1201 Dairy Ashford Rd.
Houston, TX 77079

Razo M., Antonio
C. F. E. Oficina de Exploración
Oklahoma 85, Piso 7
México 18, D. F.
MEXICO

Reyes, Arturo
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, Piso 6
México 18, D.F.
MEXICO

Reyes S., Ramón
Comisión Federal de Electricidad
Melchor Ocampo 35
Ciudad Hidalgo, Michoacán
MEXICO

Reyes Z., César A.
CICESE
Apto. Postal 2732
Ensenada, Baja California N.
MEXICO

Roberts, A. L. (Sug)
W-K-M Sales & Service, Inc.
1001 South Monaco No. 340
Denver, CO 80224

Roberts, Vasel
Electric Power Research Institute
2412 Hillview Ave.
Palo Alto, CA 94303

Rodríguez A., Leonardo
SUTERM
Río Ródano 14
México 5, D. F.
MEXICO

Rodríguez H., Adolfo
Comisión Federal de Electricidad
Paseo de la Reforma 509, Piso 8
México 19, D. F.
MEXICO

Rogers, Herbert
Rogers Engineering Co., Inc.
111 Pine Street
San Francisco, CA 94111

Rojas, Eulalio D.
Constructora y Perforadora Latina SA
P.O. Box 5418
Calexico, CA 92231

Sámano S., Enrique
Comisión Federal de Electricidad
Chula Vista P11, Granja Guadalajara
Guadalajara, Jalisco
MEXICO

Sanábria M., José L.
Comisión Federal de Electricidad
Oklahoma 85, Piso 6
México 18, D. F.
MEXICO

Sánchez, Genaro
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Sánchez R., José
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Sanford, Steven J.
Inst. of Geophysics & Planetary Phys.
University of California
Riverside, CA 92521

Schatz, John F.
TERRA TEK, Inc.
420 Wakara Way
Salt Lake City, UT 84108

Schwarz, Werner J.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Seamount, Daniel T.
Inst. of Geophysics & Planetary Phys.
University of California
Riverside, CA 92521

See, Paul
W-K-M Division - ACF Industries Inc.
P. O. Box 4334
3663 Briarpark
Houston, TX 77210

Semprini, Lewis
Stanford University
Civil Engr Dept
Stanford, CA 94305

Shirley, David A.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Silva C., Luis
SUTERM
Río Ródano 14
México 5, D. F.
MEXICO

Simon, Richard D.
Research-Cottrell
Larkspur Lndng. - Suite 199
700 Larkspur Lndng. Circle
Larkspur, CA 94939

Stebbins, Robert H.
International Energy Corporation
300 Broad Street
Stanford, CT 06870

Stute, Terry L.
Hydril Co.
714 W. Olympic Blvd.
Los Angeles, CA 90015

Suemnicht, Gene
Union Oil Co. of California
Geothermal Division
P. O. Box 6854
Santa Rosa, CA 95406

Sugine, Sam S.
Los Angeles Dept. of Water & Power
P. O. Box 111
Los Angeles, CA 90051

Teilman, Maren A.
International Engineering Co.
180 Howard St.
San Francisco, CA 94105

Tenney, Russ L.
San Diego Gas and Electric
P. O. Box 1831
San Diego, CA 92112

Thompson, J. M. (Mike)
U. S. Geological Survey
345 Middlefield Rd.
Menlo Park, CA 94025

Torres G., Jaime L.
Sec. de Programación y Presupuesto
Tenorios 91-2800
México, D. F.
MEXICO

Trembly, Jeffrey A.
University of Arizona
Department of Geosciences
Tucson, AZ 85721

Truesdell, Alfred H.
U. S. Geological Survey
345 Middlefield Rd.
Menlo Park, CA 94025

Tsang, Chin Fu
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Valette-Silver, Nathalie J.
3959-G Miramar St.
La Jolla, CA 92037

Van den Bosch, Charles G.
Panori International Supply Co.
P. O. Box 36130
Houston, TX 77036

Vantine, James V.
Union Oil Co. of California
Geothermal Division
2099 Range Ave
Santa Rosa, CA 95406

Vargas G., Carlos
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Vega, Raymundo
CICESE
P. O. Box 222
San Ysidro, CA 92073

Vela, Francisco
Inst. de Investigaciones Eléctricas
Apto. Postal 1239
Cuernavaca, Morelos
MEXICO

Villa M., Javier
Comisión Federal de Electricidad
Chula Vista 11, CD Granja Jac
Guadalajara, Jalisco
MEXICO

Villareal, Alvaro
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Villemain, Aylette
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Villicaña, Benjamín
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Vital B., Francisco
Comisión Federal de Electricidad
P. O. Box 248
Calexico, CA 92231

Volaños O., Jorge C.
Sect. Programación y Presupuesto
México, D. F.
MEXICO

Vonder Haar, Stephen
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Watson, Phillip C.
Eureka Energy Company
215 Market St., Room 206
San Francisco, CA 94106

Welch, Thomas E.
Lehigh Portland Cement Company
Waco Sales Office
P. O. Box 7655
Waco, TX 76710

Wells, F. (Rick) D.
W-K-M Division, ACF Industries, Inc.
P. O. Box 1095
Shrevport, LA 71163

Williams, Alan E.
Inst. of Geophysics & Planetary Phys.
University of California
Riverside, CA 92521

Wilt, Michael J.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Wischow, Russell P.
Pacific Gas and Electric Co.
77 Beale St.
San Francisco, CA 94106

Witherspoon, Paul A.
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Wolke, Roy M.
Dresser Industries, Inc.
P. O. Box 6504
Houston, TX 77005

Wollenberg, Harold
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

Wong, Victor
CICESE
Espinoza 843
Ensenada, Baja California N.
MEXICO

Ytuarte, José Felipe
Constructora y Perforadora Latina, SA
P. O. Box 7518
Calexico CA 92231

Yturralde, William
San Diego Gas and Electric
P. O. Box 1831
San Diego, CA 92212

Yungul, S. H.
Chevron Resources Company
P. O. Box 3722
San Francisco, CA 94119

Zelwer, Rubén
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, CA 94720

AUTHOR INDEX • INDICE POR AUTORES

Abril G., A. 504
Albores L., A. 337
Alonso E., H. 12, 337, 559
Aronstam, P. S. 329

Ball, J. W. 263
Barker, C. E. 88
Bermejo M., F. J. 455, 464, 474
Bostick, N. H. 88
Brown, G. E. 568

Canchola F., I. 535
Carrión H., J. 7
Castillo B., F. 464, 474
Chang, J. A. 337
Clarke, J. 357
Cobo R., J. M. 29
Collier, P.C. 140
Cordon, U. J. 17
Cortéz A., C. 534

D'Amore, F. 177
de la Cruz D., F. C. 464
de la Peña L., A. 46, 281, 309, 384
Díaz C., E. 384
Díaz C., S. 46
Domínguez A., B. 431,455,474
Domagala, M. G. 5
Doughty, C. 537

Elders, W. A. 88, 103, 114, 123, 140, 149
Esquer P., C. A. 464, 474
Esquer P., I. 140, 188

Fausto L., J. J. 188
Fonseca L., H. L. 384
Frez, J. 338

Gamiño O., H. 513
Garibaldi P., F. 513
Goldstein, N. E. 357, 372
Goubau, W. M. 357
Goyal, K. P. 496
Grannell, R. B. 329
Grant, M. A. 221
Gray, R. A. 10, 563

Halfman, S. E. 62
Hoagland, J. R. 102, 140
Howard, J. H. 62
Hurtado J., R. 513

Jiménez S., M. E. 188

Kroll, R. C. 329
Kruger, P. 248

Lippmann, M. J. 496, 537

Márquez M., R. 484
Mañón M., A. 221, 337
Majer, E. L. 347
Mangold, D. C. 537
Martínez, M. 422, 484
Massey, B. L. 299
Mazor, E. 163
McEvilly, T. V. 347
Mercado G., S. 513
Miller, C. W. 496
Molinari, J. L. 1

Navarro O., F. X. 464, 474
Nehring, N. L. 178

Pawlewicz, M. J. 88
Prian C., R. 76
Puente C., I. 46, 384

Reyes Z., C. A. 337
Rocha C., E. 513
Rodríguez A., L. 565

Sánchez G., G. 431, 455
Sánchez R., J. 309
Sanford, S. J. 114
Schatz, J. F. 292
Seamount, D. T. 123
Semprini, L. 248
Shirley, D. A. 2

Teilman, M. A. 17
Thompson, J. M. 263
Truesdell, A. H. 163, 221
Tsang, C. F. 537

Valette-Silver, J. N. 140, 263
Vargas G., C. 504, 535
Vega, R. 422
Vital B., F. 455
Vonder Haar, S. P. 62, 496

Williams, A. E. 102, 149
Wilt, M. J. 372
Wischow, R. P. 553
Wong, V. 338
Wyman, R. M. 329

GPO 589-838/365

This report was done with support from the Department of Energy. Any conclusions or opinions expressed in this report represent solely those of the author(s) and not necessarily those of The Regents of the University of California, the Lawrence Berkeley Laboratory or the Department of Energy.

Reference to a company or product name does not imply approval or recommendation of the product by the University of California or the U.S. Department of Energy to the exclusion of others that may be suitable.

TECHNICAL INFORMATION DEPARTMENT
LAWRENCE BERKELEY LABORATORY
UNIVERSITY OF CALIFORNIA
BERKELEY, CALIFORNIA 94720