CONF-8904129

PROCEEDINGS: SYMPOSIUM IN THE FIELD OF GEOTHERMAL ENERGY (MEXICO)

ACTAS: SIMPOSIO EN EL CAMPO DE LA ENERGIA GEOTERMICA

San Diego, California

April 4 - 5, 1989
4 y 5 de Abril de 1989

AGREEMENT BETWEEN U.S. DEPARTMENT OF ENERGY AND COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD DE MEXICO
April 1986 - April 1989

CONVENIO ENTRE COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD DE MEXICO Y U. S. DEPARTMENT OF ENERGY
Abril 1986 - Abril 1989

Ing. Miguel Ramírez (CFE)
Dr. John E. Mock (DOE)
Principal Coordinators
Coordinadores Principales

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.

DISCLAIMER

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. References 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.

This report has been reproduced directly from the best available copy.

Available to DOE and DOE contractors from the Office of Scientific and Technical Information, P.O. Box 62, Oak Ridge, TN 373831; prices available from (615)576-8401.

Available to the public from the National Technical Information Service, U.S. Department of Commerce, 5285 Port Royal Rd., Springfield, VA 22161

Price: Printed Copy A15
Microfiche A01

CONF-8904129

PROCEEDINGS: SYMPOSIUM
IN THE FIELD OF GEOTHERMAL ENERGY

ACTAS: SIMPOSIO
EN EL CAMPO DE LA ENERGIA GEOTERMICA

San Diego, California

April 4 - 5, 1989
4 y 5 de Abril de 1989

AGREEMENT BETWEEN U.S. DEPARTMENT OF ENERGY AND COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD DE MEXICO
April 1986 - April 1989

CONVENIO ENTRE COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD DE MEXICO Y U. S. DEPARTMENT OF ENERGY
Abril 1986 - Abril 1989

Ing. Miguel Ramírez (CFE)
Dr. John E. Mock (DOE)
Principal Coordinators
Coordinadores Principales

These papers represent joint DOE-CFE studies in progress. The papers are subject to revisions.

Estos trabajos representan estudios en curso realizados en colaboración entre DOE y CFE. No son informes finales y podrán ser corregidos en el futuro.

CONTENTS

PREFACE.....v

INTRODUCTION.....1

The DOE-CFE Geothermal Research Program.....3

Miguel Ramírez and Ted Mock.....7

Section 1. LOS AZUFRES--Geology, Geophysics, Geochemistry.....5

Geología del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich. 7
Antonio Razo Montiel, Rogelio Huitrón Esquivel, and
Joseph N. Moore

Stratigraphy of the Los Azufres Geothermal Reservoir.....17
Antonio Razo Montiel, Rogelio Huitrón Esquivel, J. N.
Moore, Alan C. Tripp, and Michele M. LeMieux

Chemistry of Los Azufres Reservoir Fluids: Data from.....29
Fluid Inclusions
M. M. LeMieux, J. N. Moore, E. Gonzáles P., G.
Izquierdo, and R. Huitrón E.

Modelado Geoeléctrico Bidimensional en el Campo Geotérmico.....37
de Los Azufres, Mich.
S. Hugo Palma Guzmán, J. Francisco Arellano G., and
J. Oscar Campos Enríquez

Aeromagnetic Studies, Los Azufres Geothermal Area, Michoacán.....55
Howard P. Ross, Phillip M. Wright, Antonio Razo Montiel,
Geraldo H. García E., J. Francisco Arellano G., J. Jesús
Arredondo F., J. Luis Guerrero G., and Héctor Lira Herrera

Levantamiento Aeromagnético del Campo Geotérmico de Los.....63
Azufres, Mich. Vuelo Bajo
A. Razo Montiel, G. H. García Estrada, J. F. Arellano
Guadarrama, J. L. Guerrero Guadarrama, H. Lira Herrera,
H. P. Ross and P. M. Wright.

Interpretation of Landsat Thematic Mapper Satellite.....73
Imagery at Los Azufres Geothermal Field, Michoacán, México
Phillip M. Wright, Hector Lira H., and Douglas R.
Ramsey

Sensores Remotos.....77
Héctor Lira Herrera

Excess Steam at Los Azufres, Mich., Mexico.....81
José Luis Quijano León, Alfred H. Truesdell, David
Nieva Gómez, and Mario Gallarado Allanís

Producción de exceso de vapor en el Campo de Los Azufres.....89
José Luis Quijano León, Alfred H. Truesdell, David
Nieva Gómez, and Mario Gallardo Allanís

Section 2. CERRO PRIETO--Geophysics, Geochemistry.....93

Características Generales del Segundo Levantamiento de.....95
Potencial Natural en el Campo Geotérmico de Cerro
Prieto, B.C.
J. F. Arellano G., and J. Rodríguez B.

Self-Potential Anomaly Changes at the Cerro Prieto.....111
Geothermal Field
N. E. Goldstein, and J. Alvarez R.

The Response of the Cerro Prieto Reservoir to Exploitation.....123
as Indicated by Fluid Geochemistry
Alfred Truesdell, Benjamin Terrazas, Lourdes Hernández,
Cathy Janik, Luis Quijano, and Rigoberto Tovar

Section 3. LOS AZUFRES--Reservoir Engineering.....133

The Use of Computers in Well Test Analysis.....135
Roland N. Horne, and Pedro Sanchez U.

Análisis de Pruebas en Pozos: "Interpretación de una.....143
Prueba de Incremento de Presión Efectuada en el Pozo
A-17 del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich., México"
Pedro S. Upton, and Roland N. Horne

Startup Analysis of Wellhead Unit Production Wells.....151
Paul Kruger, Pedro Sanchez, and Jaime Ortíz

Preliminary Modeling Studies on Los Azufres Geothermal.....161
Field: Free Convection in Tejamaniles
Mario César Suárez Arriaga, Karsten Pruess and
Marcelo Lippmann

Estudios Preliminares de Modelado del Campo Geotérmico.....173
de Los Azufres: Convección Libre en Tejamaniles
Mario César Suárez Arriaga, Karsten Pruess, and
Marcelo Lippmann

Multidisciplinary Data Substantiate VAPLIQ Model of the.....187
Los Azufres Geothermal System
E. R. Iglesias, V. M. Arellano, and D. Nieva

Heat Sweep Analysis of Reinjection Recharge at the Los.....195
Azufres Geothermal Field
Paul Kruger and Alfonso Aragón

Tracer Testing at Los Azufres.....205
Roland N. Horne and Héctor G. Puente

Pruebas con Trazadores en Los Azufres.....211
Héctor G. Puente and Roland N. Horne

Permeability Enhancement due to Cold Water Injection:.....213
A Case Study at the Los Azufres Geothermal Field, Mexico
Sally M. Benson, John Daggett, Jaime Ortíz, and
Eduardo Iglesias

Mejoramiento de la Permeabilidad Mediante la Inyección.....221
de Agua Fría
S. Benson, J. Ortíz, and E. Iglesias

Section 4. CERRO PRIETO--Reservoir Engineering.....235

Modelado del Campo Geotérmico de Cerro Prieto.....239
J. D. D. Ocampo, M. A. Ayuso, and A. Pelayo L.

Progress Report on LBL's Numerical Modeling Studies on.....247
Cerro Prieto
Susan E. Halfman-Dooley, Marcelo J. Lippmann, and
Gudmundur S. Bodvarsson

Análisis de la Recarga de Agua Fría en el Campo Geotérmico.....271
de Cerro Prieto
A. Pelayo L., M. L. Hernández G., and J. D. D. Ocampo D.

Análisis de Pruebas de Presión en Pozos de Cerro Prieto.....279
M. O. Ribó

Análisis de Datos de Inyección del Pozo O-473 del Campo.....285
Geotérmico de Cerro Prieto
U. Redona V.

PREFACE

TO THE READER:

On April 7, 1986, a three-year agreement covering geothermal research was signed between the U.S. Department of Energy (DOE) and the Comisión Federal de Electricidad (CFE) of the Mexican Federal Government. The major objectives of this Agreement were to achieve a thorough understanding of the nature of geothermal reservoirs in sedimentary and fractured igneous rocks, and to investigate how geothermal resources can best be explored and utilized. To achieve these objectives, mutually agreed upon tasks were defined encompassing a broad range of cooperative research activities.

The scientific results of this highly successful research program are reported in this document. However, as is true of any major research program, new problem areas appeared and new lines of investigation have beckoned the researchers. Thus, to a large extent, these papers represent joint DOE-CFE studies in progress, not final reports. Yet in toto they represent a major contribution to the world's geothermal literature.

I wish to thank my U.S. colleagues for their wholehearted participation in this program, and my Mexican associates for their dedicated efforts and gracious hospitality. The results of this program have been well worth the effort. This program clearly demonstrates how good friends can work together to their mutual benefit in developing their natural resources. The success of this proceedings document is due in large part to the abilities of Ing. Rafael Molinar (CFE) and Dr. Paul Kruger (Stanford University). We all appreciate the effort of Mr. Joel Renner (INEL) in the compilation and publication of this document.

Ted Mock, Director
Geothermal Technology Division
Conservation and Renewable Energy

INTRODUCTION

The DOE-CFE Geothermal Research Program

Ing. Miguel Ramirez (CFE)
Dr. Ted Mock (DOE)

Mexico and the United States are nations with abundant sources of geothermal energy, and both countries have progressed rapidly in developing their more accessible resources. For example, Mexico has developed over 600 MWe at Cerro Prieto, while U.S. developers have brought in over 2000 MWe at the Geysers. These successes, however, are only a prologue to an exciting future.

All forms of energy face technical and economic barriers that must be overcome if the resources are to play a significant role in satisfying national energy needs. Geothermal energy -- except for the very highest grade resources -- face a number of barriers, which must be surmounted through research and development. Sharing a common interest in solving the problems that impede the rapid utilization of geothermal energy, Mexico and the United States agreed to exchange information and participate in joint research. An excellent example of this close and continuing collaboration is the geothermal research program conducted under the auspices of the 3-year agreement signed on April 7, 1986 by the U.S. Department of Energy (DOE) and the Mexican Comision Federal de Electricidad (CFE). The major objectives of this bilateral agreement are:

- to achieve a thorough understanding of the nature of geothermal reservoirs in sedimentary and fractured igneous rocks;
- to investigate how the geothermal resources of both nations can best be explored and utilized; and
- to exchange information on geothermal topics of mutual interest.

The research program resulting from this agreement is characterized by its diversity and broad base. Initially, it was decided to focus research efforts in the following areas:

- Geologic and hydrogeologic studies
- Geophysical studies
- Geochemical and isotopic studies of geothermal fluids
- Sampling, monitoring, modeling of reservoir behavior
- Reinjection and isotopic tracer tests
- Subsidence and induced seismicity characterization
- High-temperature materials testing/ scaling, and corrosion control
- Conversion technology
- Drilling and completion technology
- Non-electrical applications
- Brine utilization

Due to time and budget constraints, not all these topics were covered in the research program; however, those problem areas considered most critical to both countries were identified and research has been carried out to help resolve them. A list of the joint studies actually carried out is as follows.

I. GEOSCIENCES

A. At Los Azufres
- 1.1 Regional Geology
- 1.2 Water-Rock Interactions
- 2.1 Resistivity Interpretation
- 2.2 Aeromagnetic Survey
- 2.3 Remote Sensing
- 3.1 Chemistry of Produced Fluids

B. At Cerro Prieto
- 2.1 Analysis of Seismic Reflection Data
- 2.2 Self Potential Studies
- 3.1 Reservoir Response to Exploitation as Indicated by Fluid Geochemistry

II. RESERVOIR ENGINEERING

A. At Los Azufres
- 4.1 The Use of Computers in Well Test Analysis
- 4.2 Startup Analysis of Wellhead Unit Production Wells
- 4.3 Modeling of the Los Azufres Reservoir
- 4.4 Interference Test Analysis
- 5.1 Heat Sweep Analysis
- 5.2 Tracer Testing
- 5.3 Analysis of Thermally-Induced Permeability Enhancement in Reinjection Wells
- 5.4 Analysis of Injection Well Performance
- 8.1 Application of EPRI Reboiler Technology to Control Noncondensable Gases

B. At Cerro Prieto
- 4.2 Design and Interpretation of Well Tests

4.3 Modeling of the Cerro Prieto Reservoir
5.1 Analysis of Injection Well Data

Although most of the research was carried out in Mexico -- at the Cerro Prieto and the Los Azufres fields -- it should be emphasized that these fields are similar in nature to U.S. geothermal fields, hence the lessons learned are directly applicable to geothermal fields in both countries. More specifically:

o The Los Azufres field is a fractured volcanic system with an environment similar to most U.S. high-temperature geothermal fields. It is an excellent system to test new interpretation methods specifically designed for geothermal reservoirs in volcanic rocks.

o The Cerro Prieto geothermal field is a porous sedimentary system in a geologic setting similar to the geothermal fields in the Imperial Valley of southern California. The high fluid temperatures found in this system provide a challenging environment in which to develop new well-testing and measurement techniques.

The documentation of CFE's experience has proven very useful to the geothermal community with respect to both exploration and reservoir evaluation efforts. The two field case studies developed under the present agreement have been repeatedly praised by geothermal experts. The exploration at Cerro Prieto began 25 years ago, and the rapid development of generating capacity since production began in 1975 provides a wealth of data to show the response of a reservoir system during an extensive drilling project. Although the Los Azufres exploration and development are much more recent, their initial development through well-head generators has provided unique and useful data for reservoir research. The successful experience of well-head generators at Los Azufres has encouraged U.S. developers to begin the development of new fields with the same type of electrical production.

The investigation of permeability enhancement from injection into the Los Azufres geothermal field has shown clearly the beneficial effects of cold water injection on increasing permeability. Analysis of this information has allowed researchers to identify and characterize this important phenomenon, as well as the processes controlling the response of geothermal wells to injected fluid of different temperatures. This phenomenon has since been identified in U.S. geothermal fields, and the interpretation of reservoir characteristics has been aided by the Los Azufres experience.

Through this agreement, it has been possible to investigate new well testing technologies under field conditions. Interpretation techniques and computer models, recently developed in U.S. laboratories, have been used to study the Los Azufres and Cerro Prieto fields; these successful applications have increased the confidence of the geothermal community in the methodology and the results obtained. The documented evaluation of development at Los Azufres and Cerro Prieto allows field developers to compare actual operations with computer projections, and provides greater confidence in the energy recovery.

The geochemical monitoring of these producing geothermal fields has shown that changes in the fluids chemistry result from lowered reservoir pressure and boiling in the reservoir. These simple and inexpensive techniques can readily be used to monitor reservoir processes, and the knowledge of these changes will allow operators to modify field development and production methods to moderate the effects of over-production.

Geochemical studies of the reservoir rocks have demonstrated the usefulness of trace element variations in the volcanic rocks of Los Azufres to determine the structural offsets between wells. The volcanic rocks at first appeared to have no distinguishing characteristics that could be used to identify the offsets on important fluid-carrying faults. The identification of significant faults is very important in the subsequent development of the reservoir.

The knowledge of the Los Azufres field allowed the testing of low level aeromagnetic surveys to determine the geologic structure beneath areas of extensive clay alteration. Faults could be mapped under the clay even where no surface identification of the faults was possible. Since these faults control the flow of geothermal fluids, their existence under the altered area gives a promising target for future drilling.

This brief summary serves only to highlight the value of this successful joint CFE-DOE research program and its many benefits to Mexico and the United States. The program serves as an exemplary model as to how to carry out successfully a bilateral international agreement. More than that, it shows how friends can work together for mutual benefit in developing their natural resources.

SECTION 1.

LOS AZUFRES--GEOLOGY, GEOPHYSICS, GEOCHEMISTRY

GEOLOGIA DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH.

Ing.Antonio Razo Montiel
Departamento de Exploración, CFE

Ing. Rogelio Huitrón Esquivel
Superintendencia de Geología, Los Azufres, CFE.

Dr. Joseph N. Moore
University of Utah Research Institute

ABSTRACT

The regional geology of Los Azufres geothermal field comprises metamorphic, sedimentary and volcanic rocks, with an age ranging from the Jurasic-Cretaceous to the Quaternary. Nevertheless, down to the maximum explored depth (3,544 m) the rocks where the geothermal reservoir is defined are made only of volcanic rocks from the Miocene to the Upper Pleistocene.

A study of the volcanic and hydrothermal evolution of Los Azufres, allow to interprete that the processes to which the genesis of the field could be related, started from the vulcanism that gave origin to the Agua Fría Rhyolite, 1.42 to 0.84 m.y. ago. The intense caolinization of the rhyolite, covered by the unaltered San Andres Dacite whith an asge of 0.33 m.y., indicates that the hydrothermal activity at Los Azufres started between 0.84 and 0.33 m.y. ago.

The intense thermal activity in the E-W structural system, that affects the San Andres Dacite but not the Yerbabuena Rhyolite, seems to show a second period of hydrothermal activity in between these two emisions of acid rocks, that is, between 0.33 and 0.13 m.y. The paragenesis of secundary minerals confirms these hypothesis, indicating that there has been at least two important periods of hydrothermal activity.

INTRODUCCION

En los años cincuenta se iniciaron los primeros estudios para el aprovechamiento de la energía geotérmica en México, en la generación de electricidad. Los Azufres, antes San Andrés, fue uno de los sitios identificados con posibilidades en los que se efectuaron los primeros reconocimientos geológicos; sin embargo, no fue sino hasta el año de 1975, cuando se realizaron los estudios de prefactibilidad, con los que se decidió, en 1976, iniciar las perforaciones exploratorias mediante las cuales se detectó el yacimiento geotérmico.

Los Azufres es el único campo en rocas volcánicas que genera electricidad en México, ya que, desde 1982 se instalaron en él, desde 1982, las primeras cinco unidades a boca de pozo de 5 MW cada una, en 1986 una sexta unidad de 5 MW y en 1988 la Central Tejamaniles con capacidad de 50 MW. Con esto, la capacidad instalada en el campo es de 80 MW.

Actualmente, en base a la evaluación de 61 pozos perforados, se tiene en construcción dos unidades de 5 MW, cada una, y en programa otras dos y una central de 37.5 MW, en el sector norte del campo denominado Maritaro, con lo que, en un futuro próximo, su capacidad instalada será de 137.5 MW.

Este desarrollo geotérmico se ha basado en el conocimiento geológico preciso del campo, el cual se describe a continuación.

GEOLOGIA REGIONAL

Las rocas más antiguas en la región están constituidas por un complejo volcánico-sedimentario metamorfizado, con micropliegues e intercalaciones calcáreas, de edad Mesozoica. Los afloramientos de esta unidad se observan al suroeste, sureste y este del campo geotérmico de Los Azufres, en las regiones de Tzitzio, Zitácuaro, Tuxpan, Aporo, Senguio y El Oro-Tlalpujahua, etc. (Figura 1). Tal complejo, constituido por productos andesíticos en derrames, pillow-lavas, calcoesquistos, fragmentos de rocas intrusivas y rocas terrígenas con productos volcánicos metamorfizados, forman el basamento regional y se les ha asignado la edad Jurásico-Cretácico. En la región de Tzitzio, aflora una alternancia de lutitas y areniscas tipo Flish, de edad Cretácico Tardío, que constituyen el Anticlinal de Patámbaro. En las regiones de Tzitzio, Zitácuaro y Tlalpujahua, sobre el complejo metamórfico descansa discordantemente una serie de capas rojas, tipo molasse, constituidas por sedimentos arcillosos y fragmentos de caliza, a los que se les ha asignado una edad Paleoceno-Oligoceno y cuyo espesor no es mayor de 500 m.

Cubriendo en forma discordante a las formaciones anteriores, en varios sitios aflora una secuencia de tobas y rocas de composición andesítica, que en algunos lugares se presentan brechoides y con alto grado de alteración, asociadas con la actividad volcánica del Oligoceno-Mioceno que dio lugar a lo que se conoce como Complejo Volcánico Inferior.

Una sucesión de derrames lávicos, cuya composición varía de andesita básica hasta dacita, se presenta regional y localmente en parte del complejo volcánico Los Azufres, con una edad de Mioceno Tardío a Plioceno Temprano. La serie volcánica del Plioceno al Cuaternario, que le sobreyace, por su parte está constituida por rocas de características diversas, entre las que se encuentran flujos piroclásticos ácidos, lavas andesíticas, domos riolíticos y dacíticos y derrames basálticos asociados con conos de escoria.

El complejo volcánico de Los Azufres se encuentra localizado en la porción centro-sur de la Faja Volcánica Mexicana, una región muy afectada por eventos tectónicos y volcánicos ocurridos durante un lapso de tiempo que se prolonga desde el Plioceno hasta el Cuaternario.

En la región de estudio, la Faja Volcánica Mexicana está constituida por estratovolcanes esencialmente andesíticos y derrames y depósitos piroclásticos cuya composición comprende desde el basalto a la riolita.

En el Estado de Michoacán se encuentra la mayor actividad volcánica Plio-Cuaternaria, en una superficie de alrededor de 20,000 Km2 en la cual se concentran más de 3,000 volcanes. Los conos, en su mayoría bien conservados, señalan la gran cantidad de erupciones en el Cuaternario.

La tectónica de la Faja Volcánica Mexicana se relaciona con la evolución geodinámica de las placas de Cocos, Norteamericana y del Caribe. La orientación, profundidad y longitud de las estructuras que caracterizan a la Faja Volcánica, parecen ser consecuencia de la evolución geodinámica de las placas. De igual manera, la actividad volcánica de edad Plio-Cuaternaria que se manifiesta en ella, se asocia con este fenómeno. Del análisis de los movimientos de las placas, se concluye que el sistema de fracturas N60°E y N7°E observables en la parte central de la Faja Volcánica, está constituido por fallas normales y paralelas a la dirección de máxima compresión ejercida en la Fosa de Acapulco.

En la región de Los Azufres, se pueden observar dos zonas con sistemas estructurales diferentes que corresponden a provincias geológicas distintas: Una en la porción sur, que se distingue por estructuras de gran magnitud como el Anticlinal de Patámbaro, con una orientación sensiblemente norte-sur y que se prolonga por el subsuelo hasta el Lago de Cuitzeo, complementado con estructuras de rumbo noreste. Y otra en la porción norte, propia de la Faja Volcánica Mexicana, en la que se encuentra el campo geotérmico, con estructuras de rumbo este-oeste y norte-sur, predominantemente. La densidad del fracturamiento en ambas porciones está determinada por los distintos tipos de rocas aflorantes y sus edades.

GEOLOGIA DEL CAMPO

En Los Azufres afloran rocas volcánicas calcoalcalinas cuya edad varía del Mioceno Superior al Pleistoceno y su composición es desde básica hasta ácida; están cubiertas en parte por suelos y aluviones.

Las rocas que forman el marco litológico de este centro volcánico, se encuentran distribuidas más o menos en forma regular como continuación se describen, siguiendo un orden cronológico de la más antigua a la más reciente (Tabla No. 1).

ANDESITA "MIL CUMBRES"

Estas rocas integran la mayor parte de la columna litológica de Los Azufres y están representadas por flujos eminentemente andesíticos, con escasos depósitos piroclásticos intercalados, así como basaltos y flujos de lava dacítica. Tienen un espesor mayor de 3,000 m y, en núcleos obtenidos en un pozo, se han datado radiométricamente con una edad de 10.2 $\pm$ 0.6 m.a. a 2,700 m de profundidad. En una muestra obtenida de flujos de lava superficiales, se determinó una edad de 5.92 $\pm$ 0.14 m.a. en un afloramiento de andesita en el Arroyo La Hierba, en la porción norte del campo. Esta datación representa la edad mínima de las rocas en las que se encuentra el yacimiento.

La Andesita Mil Cumbres aflora ampliamente en la porción norte del campo y en forma más restringida al sur y suroeste del mismo.

En los afloramientos los flujos andesíticos presentan zonas aglomeráticas, brechoides y de lajeamiento; en sus partes menos intemperizadas se observan de color gris obscuro y de textura afanítica, y en los cuerpos compactos y sanos con algunas fracturas subconcoidales. Es visible en la zona del campo su alteración hidrotermal especialmente alrededor de un gran número de manifestaciones termales a través de zonas de debilidad.

En la parte norte del campo y sobreyaciendo a las andesitas, se encuentra localmente un afloramiento de rocas basálticas en forma de coladas y un cono cinerítico compuesto por ceniza, lapilli y bombas. Su edad es de 1.36 ± 0.06 m.a. (Figuras Nos. 2, 3 y 4).
(Figure No. 2 in pocket.)

RIOLITA "AGUA FRIA"

Esta unidad corresponde con el primer evento ácido del Cuaternario en Los Azufres. Está representado por domos de lava y flujos fragmentados de riolita, de tonalidad gris-azul, con bandas de flujo y esférulas bien desarrolladas. Aflora en el centro del campo y se extiende ampliamente hacia el sureste, siendo sus principales centros eruptivos los cerros El Gallo, Pizcuaro, La Providencia, Los Ajolotes, El Jilguero y El Chinapo. Es la roca más alterada hidrotermalmente ya que los fluidos han provocado grandes zonas de coalinización y silicificación; se localizán las zonas más alteradas en los cerros El Gallo y Mina Vieja, donde existen yacimientos de Caolín. En las muestras de obsidiana no hidratadas del Cerro El Gallo, se determinó una edad de 0.54 ± 0.02, y del Cerro El Chinapo, de 1.03 ± 0.02 m.a. Su espesor máximo reportado es de 1,240 m, sin haberse tocado el contacto inferior con la Andesita Mil Cumbres.

DACITA "TEJAMANILES"

Sobre la Riolita Agua Fría, en el área denominada Laguna de Los Azufres-Cerro de Las Humaredas, se encuentra aflorando una dacita de colores gris a café, de textura porfídica, en la que se presentan frecuentemente xenolitos de andesita afanítica que posiblemente pertenecen a la unidad denominada Andesita "Mil Cumbres". La andesita se encuentra afectada por las fallas Puentecillas, Tejamaniles, Azufres y Agua Ceniza, lo que ha dado como resultado un intenso fracturamiento que los fluidos hidrotermales han aprovechado para ascender principalmente en forma de vapor, ocasionando una intensa caolinización y silicificación.

Estudios radiométricos de muestras superficiales han permitido determinarle una edad de 1.08 ± 0.02 m.a. a 0.93 ± 0.04 m.a. Su espesor en los pozos Az-34, Az-36 y Az-38 es de 200 m, aproximadamente.

DACITA "CERRO MOZO"

Sobreyaciendo discordantemente a la Andesita Mil Cumbres, en el Cerro Mozo situado al noroeste del campo, se encuentra una dacita en una estructura dómica cuya edad es de 0.45 ± 0.03 m.a. El espesor estimado para la estructura es de 500 m. Si bien en algunas partes presenta indicios de alteración hidrotermal, en ningún caso se ha reportado evidencias de actividad termal.

DACITA "SAN ANDRES"

Aflora en la parte oriental del campo, con una tonalidad gris oscuro hasta azul grisáceo, presentando bandas de flujo con fenocristales de plagioclasa. Una característica distintiva en estas rocas son las inclusiones afaníticas que presentan, las cuales tienen una tonalidad rojiza, que probablemente corresponden a la andesita Mil Cumbres alterada.

Las dataciones por K-Ar practicadas a las plagioclasas de esta unidad dan por resultado una edad de 0.33 ± 0.07 m.a. Su espesor no ha sido determinado, sin embargo se estima que puede alcanzar más de 500 m.

RIOLITA VITREA "LA YERBABUENA"

Esta roca se encuentra expuesta en la parte occidental del campo y forman la unidad más reciente de Los Azufres.

Está representada por riolitas y riodacitas formando los domos: Mesa del Bosque, Mesa El Rosario y Mesa el Carpintero. Las riolitas son de color gris claro con fenocristales en una matríz pumicítica. Una datación de vidrio del domo El Carpinterio dio una edad de 0.14 ± 0.02 m.a., y una separación de biotita de los domos Mesa del Bosque y Mesa El Rosario al datarse reportaron 0.15 + 0.05 y 0.30 ± 0.07 m.a., respectivamente. Estos domos presentan sobre ellos y en sus alrededores, depósitos piroclásticos; los retrabajados pueden observarse en la periferia de los mismos. El espesor de riolita varía de 150 m a posiblemente más de 300 m.

ARENAS PUMICITICAS

En esta unidad se incluye todo el material piroclástico suelto o poco compacto que existe en el campo de Los Azufres y sus alrededores. Dentro de ellos se han agrupado dos tipos de materiales, que son:

- Material Tobáceo-Conglomerático: constituido por fragmentos de riolita fluidal, pómez, obsidiana y algunos líticos de andesita;

corresponden a depósitos clásticos retrabajados. Este material se encuentra principalmente en las partes occidental y sur del campo.

- Tobas y Arenas: se hacen presentes al occidente del campo y son de origen explosivo. Están constituidos por cristales de cuarzo, fragmentos de pómez, vidrio, plagioclasas y ceniza.

SUELOS Y ALUVIONES

Constituye esta unidad el material observable en toda el área con espesores muy reducidos que revelan su origen como producto de la descomposición del lecho rocoso y materia orgánica. En parte son productos de origen aluvial.

Localmente, como en las inmediaciones de la Laguna de Los Azufres, existe un material fino constituido de sílice, materia orgánica y escaso azufre, de tonalidad gris y estratificación horizontal, que fue formado en un ambiente lacustre e hidrotermal.

ESTRUCTURAS

El campo, como se menciona en párrafos anteriores, está situado en los límites de la provincia geológica del Eje Neovolcánico y la Cuenca Terciaria del Balsas. Tomando en cuenta esto, no es difícil observar en él los rasgos tectónicos antiguos que caracterizan a la segunda provincia. También se observan estructuras que corresponden a los sistemas del Eje Neovolcánico Mexicano, compuestas por fallas normales de tipo cortical con una orientación este-oeste. En el campo de Los Azufres, las estructuras E-W (Figura No. 1) pertenecen a una bifurcación del sistema regional del Eje Neovolcánico, el cual en su parte central y oriental es NNE-SSW.

En base a diversos trabajos realizados en Los Azufres, se han definido tres sistemas de estructuras los cuales corresponden a eventos tectónicos diferentes que han afectado el área en distintas épocas geológicas:

- Un sistema antiguo que consiste de fallas con orientación NNE-SSW, que sólo afecta a las rocas antiguas del área como es la Andesita Mil Cumbres, a la cual se les observa un fracturamiento en bloques. Este sistema está representado por las fallas El Viejón, El Vampiro y Agua Ceniza, en la porción sur del campo, y por las fallas Nopalito y Dorada, en la parte norte del mismo. Sus longitudes varían entre 1 y 3 km.

- Un sistema antiguo que consiste de fallas con orientación NNE-SSW, que sólo afecta a las rocas antiguas del área como es la Andesita Mil Cumbres, a la cual se le observa un fracturamiento en bloques. Este sistema está representado por las fallas El Viejón, El Vampiro y Agua Ceniza, en la porción sur del campo, y por las fallas Nopalito y Dorada, en la parte norte del mismo. Sus longitudes varían entre 1 y 3 km.

- Un sistema intermedio representado por fallas con orientación E-W, es el más representativo del eje neovolcánico y ha generado una morfología típica de horsts y grabens. A este sistema pertenecen las fallas El Chinapo, Los Azufres, Tejamaniles, Puentecillas, Agua Fría, San Alejo, Laguna Larga, El Chino, La Cumbre, Maritaro y Los Coyotes, con extensiones de 2 a 12 km; en él se encuentra el mayor número de manifestaciones termales. Cabe mencionar que en el área comprendida entre Agua Fría y la Laguna de Los Azufres, se presenta la zona de manifestaciones termales más importante, como consecuencia de la proximidad de las estructuras Los Azufres, Tejamaniles, Puentecillas y Agua Fría, que provocó el fracturamiento más intenso observado en el campo.

- Un sistema reciente representado por estructuras de rumbo norte-sur y noroeste-sureste, se originó como resultado de la inestabilidad tectónica posterior al evento principal este-oeste que afectó el área. Las estructuras de este sistema son las fallas: La Presa, Laguna Verde y Río Agrío, las dos primeras con una extensión de 6 y 7 km, respectivamente, y la última de 2 km. Algunas estructuras del sistema antiguo noreste-suroeste, como las fallas Nopalito y dorada, parecen haber sido reactivas, y tanto éstas como la Falla Laguna Verde, en su intersección con las fallas Maritaro y La Cumbre, dieron lugar a manifestaciones termales muy importantes (Pozo Maritaro, Laguna Verde, La Cumbre y El Nopalito), todas ellas en la zona norte del campo.

EVOLUCION VOLCANICA E HIDROTERMAL

Tomando en cuenta que la evolución del Eje Neovolcánico se desarrolló de fines del Mioceno al Cuaternario, la serie volcánica Mil Cumbres datada en el campo con 10.2 m.a., a 2,700 m de profundidad, permite señalar que la columna litológica atravezada en Los Azufres es correlacionable con los eventos volcánicos que dieron lugar al Eje Neovolcánico. Dataciones de la Andesita Mil Cumbres con 1.36 m.a. y 1.03 m.a. en sus afloramientos, marcan alrededor de 1.0 m.a. la culminación del vulcanismo predominantemente andesítico.

Durante el Cuaternario, una etapa de vulcanismo ácido se inició en Los Azufres y sus alrededores (Zinapécuaro), con la formación de domos riolíticos y flujos de lava fragmentada con fases de obsidiana. Este vulcanismo está representado por la Riolita Agua Fría y dio lugar a los domos: El Jilguero, Pizcuaro, El Gallo, Providencia, Ajolotes y El Chinapo, cuyas edades fluctúan entre 1.42 y 0.84 m.a.

No bien había terminado este periodo, cuando en la porción centro-sur del campo inició el vulcanismo que dio lugar a la Dacita Tejamaniles, con flujos de lava ocurridos entre 1.08 m.a. y 0.93 m.a.

Posteriormente, al noroeste (5 km) del campo, se formó el Cerro Mozo, cuya estructura corresponde a un domo de dacita desarrollado hace 0.45 m.a. en un área de 5 km2.

El siguiente evento volcánico se presentó al oriente del campo, dando lugar al estrato volcán San Andrés constituido por flujos de dacita, cuyas edades fluctúan entre los 0.40 m.a. y 0.33 m.a. El área cubierta por los derrames es superior a 70 km2, caracterizándose por tener una extensión predominantemente norte-sur.

Las emisiones volcánicas más recientes se llevaron a cabo al oeste y suroeste del campo, donde se formaron los domos riolíticos de La Yerbabuena, El Rosario, El Carpintero y Guangoche, con edades de 0.15, 0.30, 0.14 y 0.13 m.a., respectivamente. Con estas emisiones terminó el ciclo volcánico de Los Azufres.

Como resultado de los procesos magmáticos que dieron lugar a la Riolita Agua Fría (entre 1.42 y 0.84 m.a.) y la tectónica del Eje Neovolcánico, hace 0.84 a 0.33 m.a. debió haberse iniciado la formación del sistema hidrotermal en Los Azufres, con el movimiento de fluidos termales en este periodo ya que las últimas emisiones de la Riolita Agua Fría se efectuaron hace 0.84 m.a. y se encuentran caolinizadas intensamente, no así la Dacita San Andrés que le sobreyace al oriente con edad de 0.33 m.a. Este proceso hidrotermal dejó su huella en las rocas del subsuelo en la paragénesis de minerales secundarios.

Un segundo periodo de actividad hidrotermal se inició después de las últimas emisiones de la Dacita San Andrés, hace 0.33 m.a., y antes de la formación del domo riolítico La Yerbabuena, con 0.13 m.a. de edad, ya que en las fallas Agua Fría, Tejamaniles y Puentecillas, a través de las cuales se manifiesta la mayor actividad termal, en el domo de La Yerbabuena están cubiertas y éste no presenta evidencias de termalidad.

Los estudios de geofísica y la información proporcionada por los pozos Az-7 y Az-8, muestran que las anomalías termales al oeste de la zona sur del yacimiento geotérmico, denominada Tejamaniles, a pesar de existir la prolongación de las estructuras por debajo del domo, las isotermas se profundizan. Igual que en la primera etapa del sistema hidrotermal, en la segunda las rocas en el subsuelo manifiestan la paragénesis de los minerales secundarios.

Sin poder afirmar que se haya efectuado posteriormente una reactivación del sistema hidrotermal, parece ser evidente que la mayor actividad hidrotermal actual que se desarrolla en Los Azufres, es predominantemente a lo largo de las estructuras E-W del sistema del Eje Neovolcánico y del sistema más reciente norte-sur.

CONCLUSION

Considerando la geología regional, puede afirmarse que el conocimiento del yacimiento geotérmico de Los Azufres hasta la profundidad de 3,544 m, en la Andesita Mil Cumbres, corresponde sólo a una parte del mismo y posiblemente se extiende a mayor profundidad, en rocas del Complejo Volcánico Inferior que sobreyacen a la serie sedimentaria (capas rojas) del Paleoceno-Oligoceno.

Genéticamente el sistema geotérmico de Los Azufres, puede asociarse a la tectónica y el magmatismo ácido que se desarrolló en la zona hace 0.84 a 0.13 m.a., periodo en el cual se han podido diferenciar dos ciclos de actividad hidrotermal importantes.

El largo periodo y evolución del sistema geotérmico, ha dejado impresa su huella en las rocas del subsuelo provocando un alto grado de alteración y reduciendo la permeabilidad.

BIBLIOGRAFIA

Aumento, F., Gutiérrez N., 1980. El campo geotérmicc de Los Azufres, Mich. CFE, pp.13-18, 31 y 32.

Combredet, N., 1985. Inclusiones Fluidas y Sistemas Geotérmicos: Las relaciones entre ebullición y la producción del vapor seco. Laboratorio de Petrología, Universidad P. y M. Curie, París Francia., pp. S93-S98.

Cathelineau, M., 1983. Mineralogía y Distribución de Minerales Hidrotermales en el Campo de Los Azufres, Mich. I.I.E. Reportes.

De la Cruz, V., 1984. Modelo Geotérmico Conceptual del Campo de Los Azufres, Mich. CFE., pp. 14-25.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación. UNAM-Inst.Geol.Revista Vol.2, Núm. 2, p.172-187.

Dobson, F.P., 1984. Estratigrafía Volcánica del Centro Geotérmico de Los Azufres, Mich. CFE, cap. I.6, 1.7 y 2.1.

Garduño, M., 1987. Resumen de las Conclusiones del Modelo Geológico Regional del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich. CFE, pp. 1-3.

Nieva, D., et.al., 1987. Estudio de la Estructura Hidrológica y de la Distribución de Parámetros Físico-Químicos en el Yacimiento de Los Azufres, Mich. Fase II, IIE, Cap. II, pp. 123-130.

Venegas, S. et.al., 1985. Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus Recursos Geotérmicos. Geof.Int. Vol.24-1, 1985, pp. 47-81.

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES. MICH, MEXICO

EDAD	UNIDAD LITOLOGICA	LIMITE DE ESPESOR	COLUMNA LITOLOGICA	DESCRIPCION LITOLOGICA
CUATERNARIO — RECIENTE	SUELOS Y ALUVION (DEPOSITO DE MANIFESTACIONES)	0 _ 10m		SE PRESENTA EN CAPAS DELGADAS CUBRIENDO LAS DEPRESIONES Y VALLES INTERMONTANOS. EN LAS ZONAS DE MANIFESTACIONES GEOTERMICAS SE PRESENTA MATERIAL FINO ESTRATIFICADO COMPUESTO POR SILICE, MATERIA ORGANICA Y AZUFRE.
	DISC. EROSIONAL			
CUATERNARIO — PLEISTOCENO	ARENAS PUMICITICAS	0_20 m		CONSTITUIDAS POR MATERIAL TOBACEO RETRABAJADO DE ORIGEN EXPLOSIVO CON FRAGMENTOS DE POMEZ, OBSIDIANA, RIOLITA FLUIDAL Y EN MENOR PROPORCION ANDESITA MICROCRISTALINA.
	DISC. EROSIONAL			
	UNIDAD RIOLITA "LA YERBABUENA"	150_300m		INTEGRADO POR TOBAS PUMICITICAS DE ORIGEN EXPLOSIVO CON UNA AMPLIA DISTRIBUCION. SE PRESENTA EN ESTRUCTURAS DOMICAS DE COMPOSICION RIOLITICA (Vitrófido) DE FORMA CIRCULAR, AL W DEL CAMPO.
	DISC. ANGULAR			
	UNIDAD DACITA "SAN ANDRES"	0_500 m		CONSTITUIDA UNICAMENTE POR DERRAMES DE DACITA PORFIDICA, AL E DEL CAMPO.
	DISC. EROSIONAL			
	UNIDAD DACITA "CERRO MOZO"	0_500 m		ESTRUCTURA DOMICA DE COMPOSICION DACITICA AL NW DEL CAMPO.
	DISC. EROSIONAL			
	UNIDAD DACITA "TEJAMANILES"	0_200 m		CONSTITUIDA UNICAMENTE POR DERRAMES DE DACITA PORFIDICA, AL SUR DEL CAMPO.
	UNIDAD RIOLITA "AGUA FRIA"	0_1240 m		TOBA BRECHOIDE ACIDA CON PIROCLASTOS DE ROCAS PREEXISTENTES. COLADAS RIOLITICAS FLUIDALES Y ESFERULITICAS CON FACES DE OBSIDIANA.
	DISC. ANGULAR			
TERCIARIO — MIOC.-SUP. OLIOC.	UNIDAD ANDESITA "MIL CUMBRES"	> 3000m		INCLUYE DERRAMES DE BASALTO Y MATERIAL PIROCLASTICO (BOMBAS, CENIZA Y LAPILLI) LAVAS ANDESITICAS CON BLOQUES, LAJEADAS, BRECHAS DE DERRAMES Y TOBAS
MIOC. OLIG.	COMPL. VOLC. INF.			TOBAS Y ROCAS ANDESITICAS ALTERADAS
PAL.-OLIG.	CAPAS ROJAS	10_500 m		INTEGRADAS POR SEDIMENTOS ARCILLOSOS Y FRAGMENTOS DE CALIZA (MOLASA) Y DESCANSAN DISCORDANTEMENTE SOBRE EL BASAMENTO METAMORFICO REGIONAL.
JUR.-CRET.	COMPLEJO METAMORFICO	?		CONSTITUIDO POR UNA SECUENCIA VULCANO-SEDIMENTARIA METAMORFIZADA, CON PRODUCTOS ANDESITICOS EN DERRAMES O EN PILLOW-LAVAS, CALCOESQUISTOS, FRAGMENTOS DE ROCA INTRUSIVA Y ROCAS TERRIGENAS CON INFLUENCIA DE VOLCANICAS METAMORFIZADAS.
	?			

TABLA No. 1

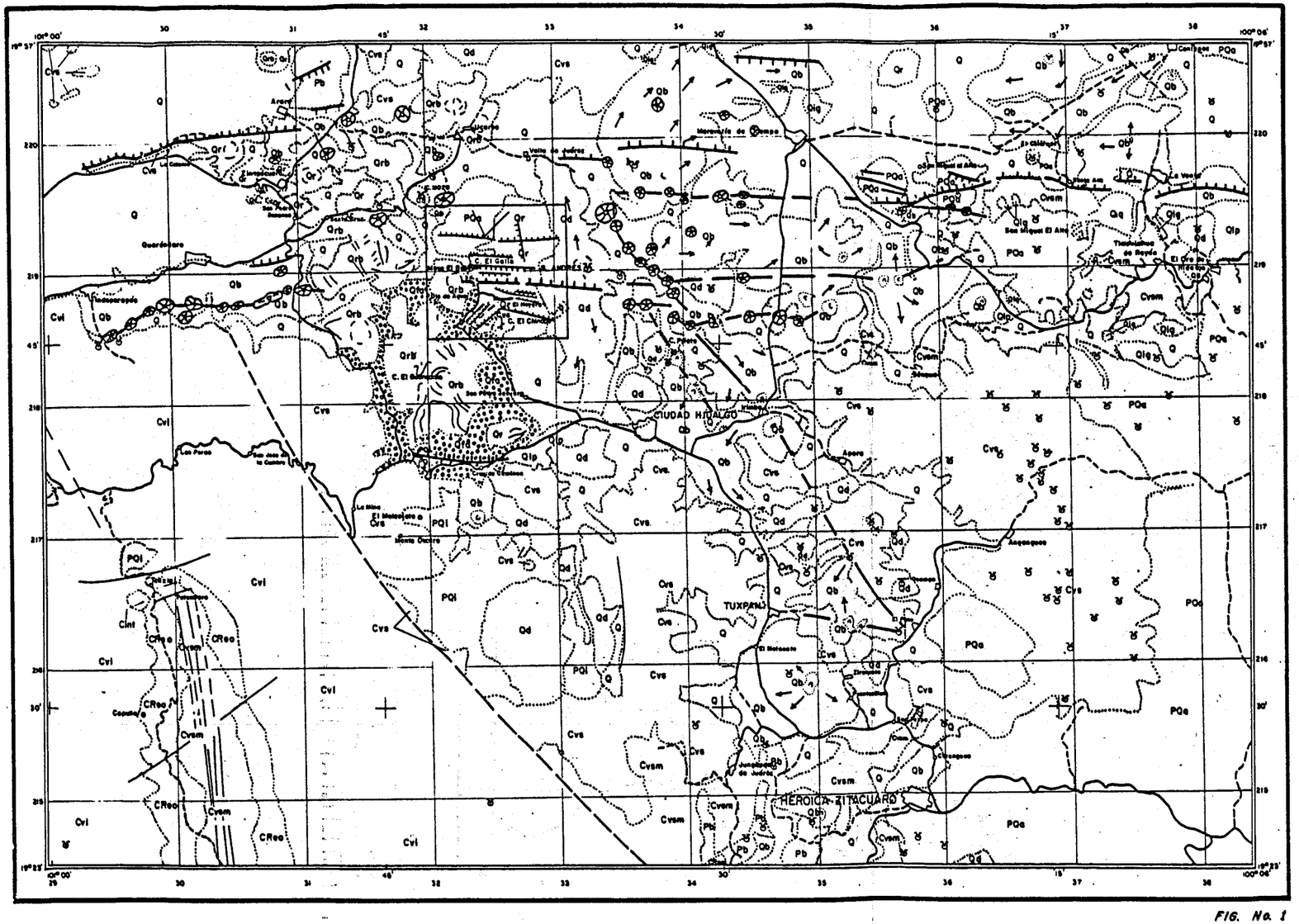


FIG. No. 1

MAPA GEOLOGICO REGIONAL

NOTA: MODIFICADO DEL ORIGINAL DEL "MODELO GEOLOGICO REGIONAL DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH." ELABORADO POR EL DEPARTAMENTO DE EXPLORACIONES GEOTERMICAS; C.F.E. REPORTE GG 0/87.

LEYENDA

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

- CARRETERA
- TERRACERIA
- AREA DEL CAMPO GEOTERMICO
- VERTICE DE COORDENADAS GEOGRAFICAS
- CIUDAD O POBLACION

SIMBOLOS GEOLOGICOS

- FALLA NORMAL (INFERIDA)
- LINEAMIENTO O FALLA (INFERIDO)
- CONOS CINERITICOS
- APARATO VOLCANICO
- DIRECCION DE FLUJOS
- CONTACTO GEOLOGICO

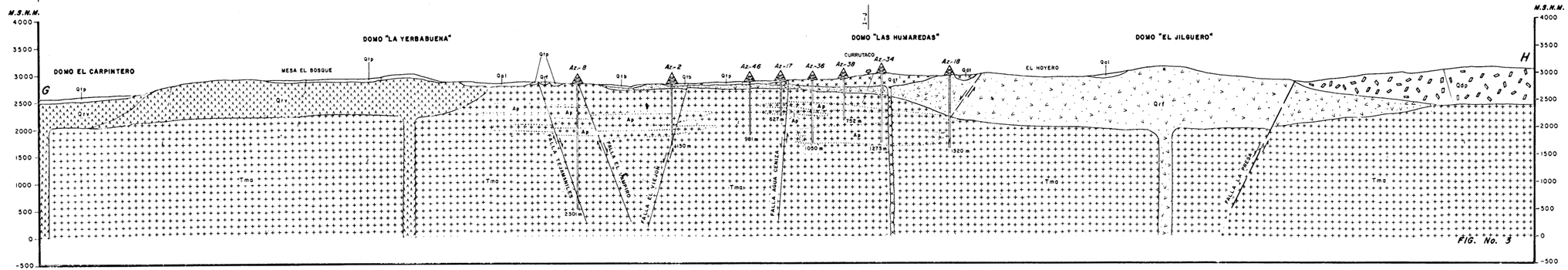
COLUMNA LITOLOGICA

CUATERNARIO	RECIENTE	Q — CUATERNARIO ALUVION
		Qa: Qb — Qa: FLUJO PLINIANO, Qb: DERRAME DE BASALTOS
		Qfa: Qrb — Qfa: FLUJO PLINIANO, Qrb: DOMOS DE RIOLITA
	PLEISTOCENO	Qd — DOMOS DIORITICOS
		Qd — DOMOS DACITICOS SAN ANDRES
		Qfg — FLUJOS PIROCLASTICOS
		Qlp — LACUSTRES DEL PLEISTOCENO
		Qr — DOMOS RIOLITICOS
TERCIARIO	PLIOCENO	PQl — IGNIMBRITAS
		PQa — VOLCANES Y MACIZOS ANDESITICOS
		Cvs — COMPLEJO VOLCANICO SUPERIOR
	MIOCENO	Cint — INTRUSIVO DIORITICO
		Pb — MESAS DE BASALTO
		Cvl — COMPLEJO VOLCANICO INFERIOR
MESOZOICO	PALEOCENO	CReo — CAPAS ROJAS EOCENO-OLIGOCENO
	CRETACICO	Cvsm — COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO METAMORFIZADO

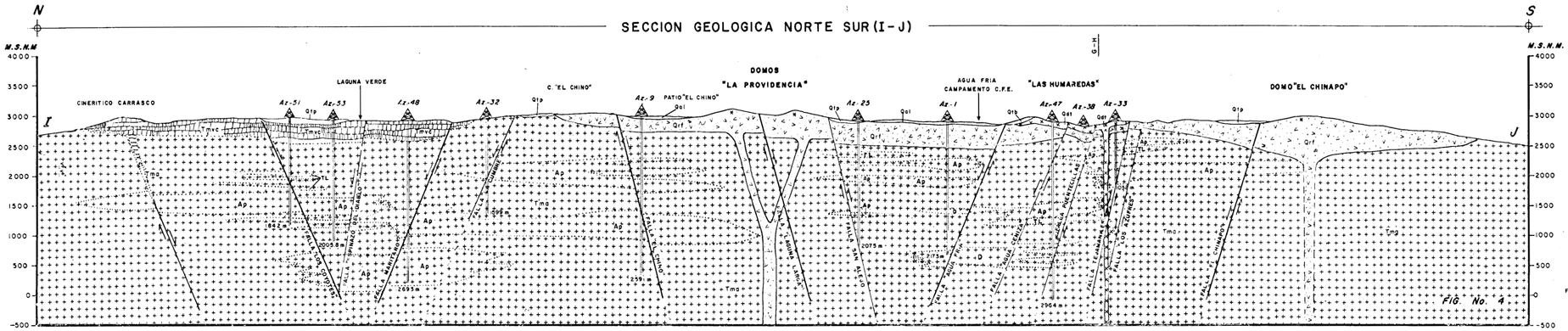
ESCALA GRAFICA

0 1 2 3 4 5 10 15 Km

SECCION GEOLOGICA ESTE-OESTE (G-H)



SECCION GEOLOGICA NORTE SUR (I-J)



FORMO: ING. R. HUITRON E
SUPERINTENDENCIA DE GEOLOGIA
CAMPO LOS AZUFRES MICH.

LEYENDA

- Qal ALUVION
- Qtp UNIDAD RIOLITA "LA YERBABUENA"
- Qdp UNIDAD DACITA "SAN ANDRES"
- Qdt UNIDAD DACITA "TEJAMANILES"
- Qtb UNIDAD RIOLITA "AGUA FRIA"
- Tmvc UNIDAD ANDESITA "MIL CUMBRES"

- FALLA NORMAL DE 1er. ORDEN
- FALLA INFERIDA DE 1er. ORDEN
- FALLA NORMAL DE 2º ORDEN
- FALLA INFERIDA DE 2º ORDEN
- FRACTURA
- POZO GEOTERMICO
- 1273 m PROFUNDIDAD DE POZO

0 100 200 300 400 500 1000 m
ESCALA HORIZONTAL

0 500 1000 2000 m
ESCALA VERTICAL

CONVENIO CFE - DOE

SECCIONES QUE MUESTRAN LA ESTRUCTURA GEOLOGICA DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH, MEXICO

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD GERENCIA DE PROYECTOS GEOTERMOELECTRICOS MORELIA MICHOACAN, MEXICO	UNIVERSITY OF UTAH RESEARH INSTITUTE SALT, LAKE CITY, UTAH U S A

ENERO 1989

STRATIGRAPHY OF THE LOS AZUFRES GEOTHERMAL RESERVOIR

Antonio Razo Montiel[1], Rogelio Huitrón Esquivel[1], Joseph N. Moore[2], Alan C. Tripp[2] and Michele M. Lemieux[2]

1. Comisión Federal de Electricidad
2. University of Utah Research Institute

ABSTRACT

The reservoir at Los Azufres is developed primarily in lava flows, breccias, and tuffaceous deposits of the Mil Cumbres andesites. Chemical analyses of samples from five wells drilled in the northern part of the field has led to the recognition of four distinct volcanic sequences within the upper 2500 m of the reservoir. These sequences can be correlated across the field.

The upper three sequences consist dominantly of andesite with minor interbedded basaltic andesite and dacite. These sequences can be differentiated on the basis of their rare-earth element, MgO, TiO_2, and P_2O_5 contents. The deepest volcanic sequence encountered in the wells is composed mainly of basaltic andesite interbedded with minor andesite.

RESUMEN

El yacimiento de Los Azufres es desarollado principalmente en flujos de lava, brechoides y depósitos tobáceos de las Andecitas Mil Cumbres. Analysis quimicos de muestras de cinco pozos perforados en la parte norte del campo, ha dado a reconocer cuatro secuencias volcánicas distintas dentro de los 2500 m superiores del yacimiento. Estás secuencias pueden ser correladas atravez del campo.

Las tres secuencias superiores consisten mayormente de andesitas con menores intercalaciones de andesita basáltica y dacita. Estás secuencias se pueden diferenciar basado en sus contenidos de elementos tierras raras, MgO, TiO_2, y P_2O_5. La secuencia volcánica mas profunda encontrada en los pozos es compuesta mayormente de andesita basáltica intercalada con andesita menor.

INTRODUCTION

Los Azufres, located 80 km east of Moralia, Michoacan is one of several high-temperature geothermal fields occurring along the northern margin of the Neovolcanic Belt of central Mexico and the only one that is currently generating electricity (Fig. 1). Since detailed investigation of the geothermal system began in 1975, 57 wells have been drilled to depths of up to 3.5 km. These wells have encountered temperatures near 300°C in fractured volcanic rocks of Tertiary age. The field currently supports a 50 Mw power plant and six 5 Mw wellhead generators.

In contrast to the geothermal systems at Los Humeros and La Primavera, which are both associated with calderas, Los Azufres is associated with young silicic domes emplaced into highly faulted Neogene andesites. The complex geometry of the andesite flows and the lack of lithologically distinctive horizons has so far hindered development of a detailed stratigraphic and structural model of the thermal system. In this paper we first describe the chemistry of the volcanic rocks encountered in five wells drilled in the northern part of the field. These data are then used to define the stratigraphy in the upper 2500 m of the reservoir.

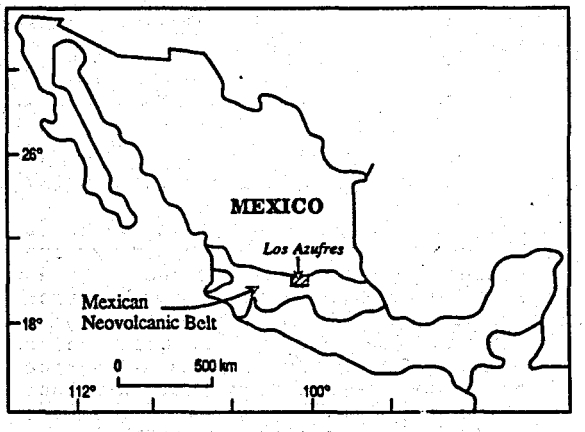


Fig. 1. Location map of the Los Azufres geothermal system.

REGIONAL GEOLOGY OF THE LOS AZUFRES AREA

The prevolcanic basement beneath Los Azufres consists of metamorphic and sedimentary rocks that range in age from late Mesozoic to Tertiary. Early Cretaceous sandstones, shales, and intercalated volcanic rocks that have been metamorphosed to the greenshist facies are exposed to the south and east of Los Azufres near Aporo, Senguio, Tuxpan, and Zitacuaro (Comacho, 1979). In the Pat-

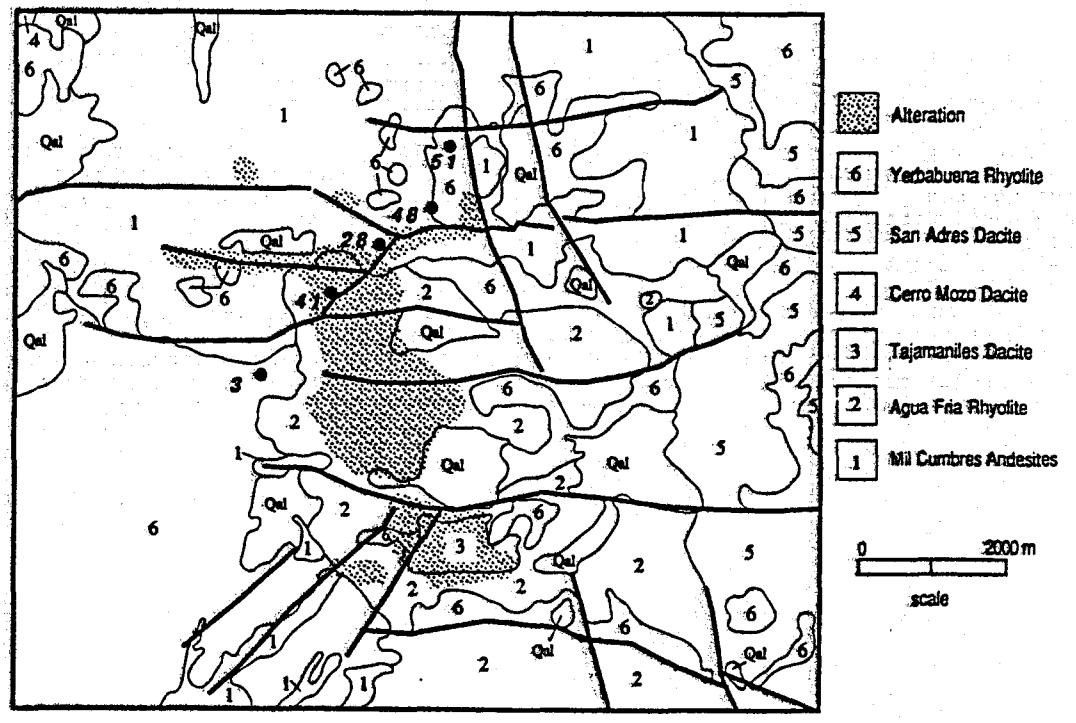


Fig. 2. Geologic map of the Los Azufres thermal area. The locations of the wells included in this investigation are shown by the large dots.

ambaro anticline, located 35 km southwest of Los Azufres, the metamorphic rocks are overlain by sedimentary deposits that consist of a lower sequence of flysch facies sandstones and mudstones/siltsones and an upper sequence of mollasse facies deposits. The lower sequence of marine deposits has been assigned to the late Cretaceous. The upper deposits are thought to be correlative with the iron-rich arenaceous conglomerates of the Paleocene-Oligocene Balsas Group.

The sedimentary basement is covered by a thick, dominantly andesitic suite of flows, breccicas, and tuffs. Deposition of this lithologically diverse volcanic suite, known as the Mil Cumbres andesites, may have begun as early as Oligocene or Miocene time. Lava flows from the upper part of the volcanic section exposed near Querendaro have yielded K-Ar ages of 18 and 13.5 my (Table 1; Demant et al. 1975). Similar lavas from a depth of 2700 m in well Az-20 have a K-Ar age of 10.2 my (Dobson and Mahood, 1985). Andesitic volcanism continued at least until 1.03 my ago with the eruption of flows exposed north of Zacatonal (Dobson and Mahood, 1985). The distribution of the Mil Cumbres andesites at Los Azufres is shown in Figure 2.

Volcanic activity at Los Azufres changed from dominantly andesitic to silicic approximately 1 my ago (Table 1; Dobson and Mahood, 1985). Silicic volcanism began with the eruption of the Tejamaniles dacites and Agua Fria rhyolites and rhyodacites in the central part of the geothermal field between 1.03 and 0.8 my ago (Fig. 2). The Agua Fria rhyolites are overlain, on the eastern margin of the thermal system, by flows and domes of the San Andres dacites. These flows range from dacite to rhyodacite in composition. One of the flows of the San Andres dacites has yielded a K-Ar age of 0.3 my. The Cerro Mozo dacite dome, located in the northwest corner of Figure 2 may be

TABLE 1
Summary of K-Ar dates for the Los Azufres region

Locality	Age (m.y.)	Source
Mil Cumbres Andesites		
Querendaro Michoacan	18	2
19°39';100°57'	13.8 ± 0.7	2
19°46'23";100°41'10" (2700 m)	10.2 ± 0.6	4
19°49'04";100°39'29"	5.92 ± 0.14	5
unknown drill hole	5.9 ± 0.4	4
19°46'47";100°40'00" (900 m)	5.0 ± 0.4	4
19°45'23";100°41'10" (720-1000 m)	3.1 ± 0.2	4
19°50'31";100°39'32"	1.36 ± 0.06	5
19°49'48";100°38'11"	1.03 ± 0.20	1
Agua Fria Rhyolites		
unknown	1.2 ± 0.4	4
19°46'21";100°30'26"	1.03 ± 0.02	1
19°48'34";100°38'50"	0.90 ± 0.03	5
19°48'46";100°40'22"	0.84 ± 0.02	1
Tejamaniles Dacites		
19°47'09";100°29'52"	1.08 ± 0.025	5
19°46'58";100°39'46"	0.93 ± 0.04	1
San Andres Dacites		
19°46'38";00°37'30"	0.33 ± 0.07	1
Yerbabuena Rhyolites		
19°45'32";100°42'52"	0.30 ± 0.07	1
19°47'41";100°42'27"	0.15 ± 0.05	1
19°48'05";100°43'15"	0.14 ± 0.02	1
19°47'39";100°41'14"	0.13 ± 0.01	5

1. Dobson and Mahod, 1985
2. Comacho, 1979
3. Demant et al., 1975
4. Aumento and Guiterrez, 1980
5. This study

contemporaneous with this volcanic episode. The youngest phase of silicic activity is represented by the Yerbabuena rhyolites and rhyodacites. This eruptive cycle produced five domes that were emplaced on the western margin of the field between 0.14 and 0.3 my ago. Dobson and Mahood (1985) have suggested that a shallow magma body which produced the Yerbabuena rhyolite domes may provide the heat that supports the present geothermal system.

Pleistocene cinder cones that partially ring the thermal system represent the youngest episode of volcanic activity in the Los Azufres region (Dobson and Mahood, 1985). A diabase dike, thought to be related to this basaltic volcanism was encountered at a depth of 600 m in well Az-7 (Gutierrez and Aumento, 1982).

The structural and volcanic setting of the Los Azufres region is intimately related to the evolution of the Neovolcanic Belt of Mexico. On a regional scale, Cenozoic activity within this trend reflects the interactions of the Cocos, North American, and Caribbean plates. In the central and eastern parts of the Neovolcanic Belt, movement of the plates has given rise to fracture systems oriented N60E and N7W. Similar fault orientations have been mapped at Los Azufres (Fig. 2). It is apparent from this geologic map that no simple age relationship exists between the different fault sets. The distribution of hot springs, fumaroles, and altered ground indicates that both north- and east-trending faults are open and that they play an important role in controlling fluid movement. Stratigraphic relationships discussed below imply that some of the movement on the east-trending faults was contemporaneous with emplacement of the Mil Cumbres andesites.

CHARACTERISTICS OF THE RESERVOIR ROCKS

The reservoir at Los Azufres is developed primarily in fractured lava flows of the Mil Cumbres andesites. Petrographically, these flows range from olivine basalt to hornblende andesite and dacite, with andesites being the most common (Gutierrez and Aumento, 1982; Viggiano, 1987). The primary mineral assemblages in the more mafic volcanics consist of plagioclase, clinopyroxene, iron-titanium oxides, and olivine. The more silicic rocks are characterized by variable proportions of plagioclase, ortho and clinopyroxene, hornblende, iron-titanium oxides, biotite, and zircon. Primary quartz is present in the dacites.

The Mil Cumbres andesites are overlain by the Agua Fria rhyolites in the central and southern portions of the geothermal field. The rhyolites typically range from a few tens of meters to three hundred meters thick although wells drilled into the vent areas have encountered as much as 1100 m of silicic rocks. The Agua Fria rhyolites are characterized by 5 to 15 percent phenocrysts of quartz, plagioclase, and sanidine (Dobson and Mahood, 1982; Viggiano, 1987).

Hydrothermal alteration related to the geothermal system has converted the glassy matrix and primary mineral assemblages of the volcanic rocks to mixtures of clays, chlorite, micas, calcite, iron oxides, quartz, and epidote (Cathelineau et al. 1982; Viggiano, 1987). However, even in the intensely altered rocks, the primary textures and the relative proportions of ferromagnesium minerals to feldspar and quartz can frequently be determined. From petrographic relationships, Gutierrez and Aumento (1982) were able to distinguish four major volcanic sequences within the Mil Cumbres andesites which they considered to be of field wide extent. However, with the exception of the upper sequence of "felted andesites", it was generally not possible to accurately locate the boundaries of these volcanic sequences or to correlate flows even between closely spaced wells.

CHEMISTRY AND CHEMICAL SUBDIVISION OF THE MIL CUMBRES ANDESITES

Chemical fingerprinting of aphyric lava flows lacking distinctive mineralogical characteristics has proven to be a useful method for correlating flow packets on a regional scale (Mangan et al., 1986). In the present investigation, the compositions of 86 samples from five wells were determined and statistically evaluated. The statistical procedure used here was initially tested on samples from wells Az-51 and 48 because the two wells are deep and located near each other. The objective of this initial study was to determine the range of compositions displayed by volcanic rocks of the Mil Cumbres andesites and to determine if the rocks could be grouped into chemically related sequences of regional extent. Wells Az-23, 41, and 3 were subsequently added to extend the initial correlations to the southwest.

Chemical analyses were performed on representative samples of each of the major lithologic units found in the wells by CFE geologists (unpublished CFE lithologic logs). The sample intervals ranged from 6 to 12 m depending on the quantity of material that was available, and the extent of hydrothermal alteration

present in the samples. Efforts were made to select samples that displayed the least amount of alteration. Each sample was analyzed for its major, minor and trace element contents by inductively coupled argon plasma (ICP) spectrometry, and wet chemical techniques at the University of Utah Research Institute. The rare-earth element (REE) contents of the samples were determined by instrumental neutron activation analysis (INNA) at Portland State University by Dr. M. Beeson.

The results of the chemical analyses are summarized in Table 2. Because of the large amount of chemical data, cluster analysis was used to determine the number of distinct chemical groups that are present in the sample population. This technique provides a direct method of grouping samples together based on the similarity of their chemical compositions. Cluster analysis algorithms differ in the criteria they use to determine the similarity between individual samples and groups. The algorithm that was used in this study was the weighted pair-group average clustering algorithm for distance similarity given by Davis (1973). The cluster analysis was performed on the major element contents of the samples calculated on an anhydrous basis.

The results of the cluster analysis are summarized in Table 2 and illustrated graphically in Figure 3. Eighty one of the 86 samples could be assigned to one of nine major chemical groups (Groups A-D and G-K; Table 2). The rocks range in composition from basaltic andesite to dacite with andesites being dominant. The basaltic andesites (Groups H and I) have silica contents that range from 53.2 to 54.6 weight percent. The low silica basaltic andesites of Group H can be distinguished from the slightly more siliceous flows of Group I by higher concentrations of Al_2O_3, and Zr and lower contents of MgO and Cr.

The andesites have silica contents that range from 56.9 to 62.5 weight percent. Figure 4 shows that the andesites can be distinguished from each other and from the basaltic andesites and dacites on the basis of small but significant variations in their SiO_2 and MgO contents. Groups A, B, and G can be separated by their MgO contents and from groups C, D, and J by lower SiO_2 concentrations.

Only five samples could not be assigned to the nine major chemical groups or correlated with each other. Samples E and F differ from the majority of the andesites in their Al_2O_3 and MgO

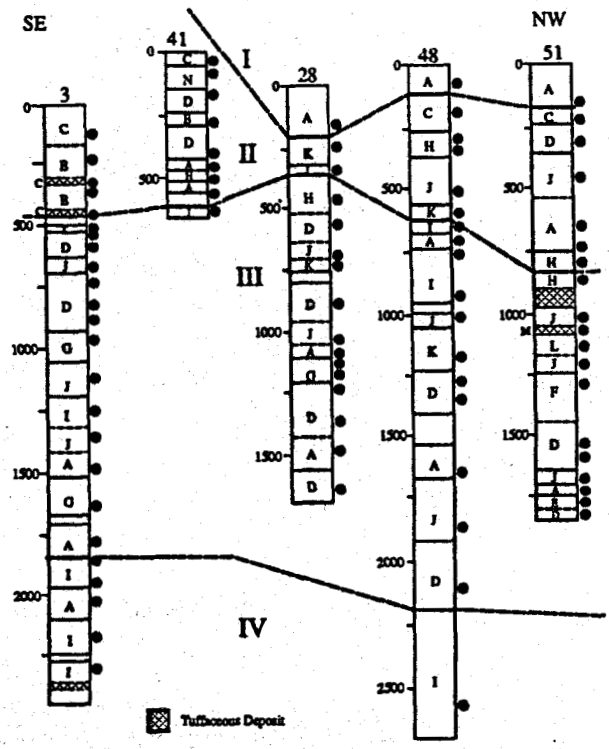


Fig. 3. Chemical stratigraphy of the Mil Cumbres andesites in the northern part of the reservoir. The chemical groups labeled A through N correspond to those listed in Table 2. Solid contacts between chemical groups were taken from unpublished Comision Federal de Electricidad logs. The dashed contacts are based on the chemical data. Volcanic sequences of field-wide extent are delineated by Roman numerals.

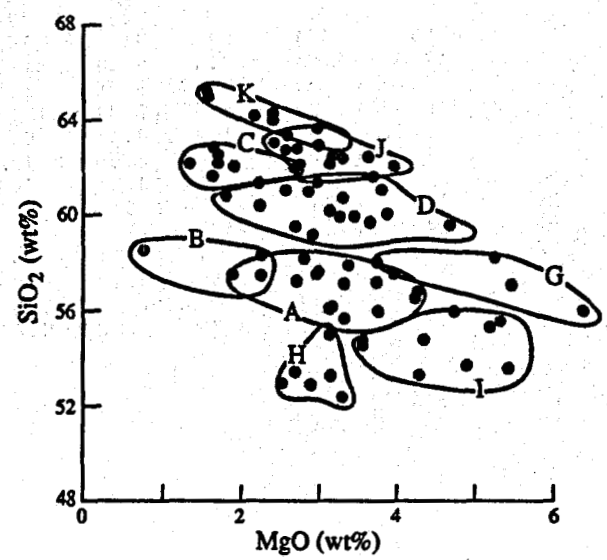


Fig. 4. MgO-SiO_2 variation diagram showing compositional fields defined by the nine major chemical groups given in Table 2.

TABLE 2

Average compositions[1] of chemical groups of the Mil Cumbres andesites

Chemical Group	A	B	C	D	E	F	G
SiO2	56.91 (0.73)	57.99 (0.50)	62.29 (0.39)	60.51 (0.78)	58.47	60.09	57.25
TiO2	1.26 (0.28)	1.58 (0.07)	1.15 (0.12)	0.95 (0.18)	0.90	0.96	1.00
Al2O3	18.14 (0.50)	18.06 (0.73)	17.83 (0.70)	17.39 (0.60)	17.28	14.80	16.41
Fe2O3	7.15 (0.95)	8.14 (0.47)	6.21 (0.54)	5.79 (0.65)	5.63	6.90	6.46
Na2O	3.73 (0.36)	4.21 (0.56)	3.72 (0.63)	3.67 (0.54)	5.66	3.52	3.08
K2O	1.36 (0.50)	2.20 (0.47)	2.22 (0.33)	1.73 (0.49)	2.18	2.02	2.08
CaO	7.46 (0.68)	5.54 (0.39)	4.87 (0.35)	6.44 (0.53)	4.23	6.28	7.11
MgO	3.35 (0.59)	1.81 (0.72)	1.73 (0.17)	3.15 (0.64)	3.73	5.42	5.19
P2O5	0.32 (0.10)	0.53 (0.07)	0.29 (0.03)	0.24 (0.05)	0.25	0.35	0.32
MnO	0.12 (0.02)	0.13 (0.01)	0.08 (0.02)	0.10 (0.01)	0.09	0.09	0.11
Sr	564 (108)	630 (79)	429 (71)	623 (171)	677	506	634
Ba	454 (89)	760 (54)	647 (112)	493 (77)	510	550	475
Zr	149 (58)	215 (25)	232 (32)	115 (44)	65	130	93
Co	32 (7)	30 (2)	39 (22)	27 (5)	33	29	28
Cr	59 (32)	64 (81)	48 (59)	66 (38)	130	150	127
La	17.6 (4.5)	27.4 (5.6)	22.7 (0.3)	16.1 (2.8)	17.9	16.6	17.4
Sm	4.83 (0.97)	7.17 (1.26)	5.55 (0.92)	4.32 (0.79)	4.97	4.6	4.69
Sc	16.89 (1.98)	13.57 (2.34)	13.39 (1.36)	13.85 (1.92)	13.61	14.59	15.73
Ta	0.8 (0.6)	1.4 (0.1)	0.8 (0.5)	0.3 (0.5)	0.9	0.8	0.3
Cs	1.02 (1.00)	0.76 (0.56)	1.00 (0.61)	1.67 (2.25)	1.11	1.63	0.95
Hf	4.3 (0.7)	4.9 (0.2)	5.2 (0.3)	4.3 (0.9)	4.4	3.3	4.5
Ce	37 (9)	54 (9)	46 (3)	35 (6)	42	36	37
Nd	7 (10)	34 (11)	5 (12)	4 (9)	0	28	12
Eu	1.33 (0.22)	1.84 (0.21)	1.38 (0.35)	1.12 (0.17)	1.21	1.23	1.32
Tb	0.57 (0.11)	0.66 (0.12)	0.98 (0.73)	0.56 (0.19)	0.48	0.47	0.48
Yb	1.2 (1.3)	0.9 (1.3)	2.6 (4.2)	0.8 (1.2)	0.0	0.0	1.5
Lu	0.38 (0.10)	0.30 (0.02)	0.44 (0.32)	0.24 (0.10)	0.34	0.42	0.22
No.	15	3	6	19	1	1	4

TABLE 2 cont.

Chemical Group	G		H		I		J		K		L	M	N
SiO2	(0.89)	53.22	(0.84)	54.57	(0.93)	62.54	(0.51)	64.28	(0.67)	66.00		58.42	79.74
TiO2	(0.02)	1.82	(0.11)	1.48	(0.37)	0.84	(0.08)	0.82	(0.08)	0.97		0.67	0.10
Al2O3	(0.18)	19.56	(0.74)	17.12	(0.77)	16.61	(0.64)	16.49	(0.56)	13.78		13.09	18.12
Fe2O3	(0.41)	9.14	(0.42)	8.68	(0.82)	5.23	(0.49)	5.02	(0.71)	4.77		4.54	0.42
Na2O	(0.32)	4.06	(0.50)	3.45	(0.32)	3.59	(0.40)	3.40	(0.27)	3.15		2.15	0.22
K2O	(0.30)	1.36	(0.18)	1.28	(0.32)	2.04	(0.66)	2.01	(0.35)	1.95		1.22	0.86
CaO	(0.24)	7.26	(0.91)	8.35	(0.45)	5.60	(0.60)	4.57	(0.20)	5.63		17.04	0.59
MgO	(0.93)	3.00	(0.26)	4.59	(0.66)	3.04	(0.41)	2.29	(0.55)	1.60		2.52	0.10
P2O5	(0.03)	0.48	(0.14)	0.40	(0.09)	0.20	(0.02)	0.19	(0.04)	0.16		0.17	0.04
MnO	(0.01)	0.13	(0.02)	0.14	(0.02)	0.09	(0.01)	0.08	(0.01)	0.07		0.12	0.01
Sr	(115)	561	(108)	582	(43)	579	(198)	428	(44)	418		395	545
Ba	(43)	473	(84)	442	(97)	515	(69)	542	(125)	410		290	770
Zr	(28)	180	(58)	115	(25)	123	(33)	122	(46)	110		85	226
Co	(5)	33	(4)	31	(5)	28	(4)	24	(3)			17	68
Cr	(30)	76	(48)	132	(70)	93	(55)	62	(27)			120	3
La	(1.3)	19.5	(5.2)	18.9	(4.6)	17.5	(2.9)	16.5	(3.7)			13.6	22.6
Sm	(0.25)	5.78	(1.02)	5.29	(0.94)	4.48	(0.49)	4.39	(0.30)			3.76	5.32
Sc	(0.60)	19.26	(2.83)	19.56	(1.46)	12.85	(1.17)	12.38	(0.92)			10.1	11.33
Ta	(0.6)	0.9	(0.7)	0.3	(0.5)	0.5	(0.6)	0.6	(0.5)			0.9	1.2
Cs	(0.20)	1.12	(2.04)	1.05	(1.22)	1.68	(1.53)	1.67	(0.89)			6.50	0.42
Hf	(0.4)	4.9	(0.8)	4.8	(0.8)	4.5	(0.6)	4.9	(0.8)			4.2	5.4
Ce	(3)	45	(11)	42	(9)	37	(5)	37	(4)			30	42
Nd	(12)	13	(14)	16	(12)	0	(0)	0	(0)			0	0
Eu	(0.07)	1.63	(0.23)	1.47	(0.22)	1.04	(0.06)	1.04	(0.07)			0.88	1.24
Tb	(0.10)	0.60	(0.07)	0.55	(0.09)	0.62	(0.09)	0.69	(0.10)			0.65	0.64
Yb	(1.6)	0.9	(1.1)	2.1	(1.4)	1.5	(1.1)	1.8	(0.8)			1.3	0.0
Lu	(0.14)	0.46	(0.12)	0.45	(0.08)	0.28	(0.07)	0.29	(0.03)			0.00	0.47
No.	6		9		13		6		1		1	1	1

1 Calculated on an anhydrous basis. Major and minor oxides in weight percent; trace and REE in ppm. Values in parentheses are standard deviations.

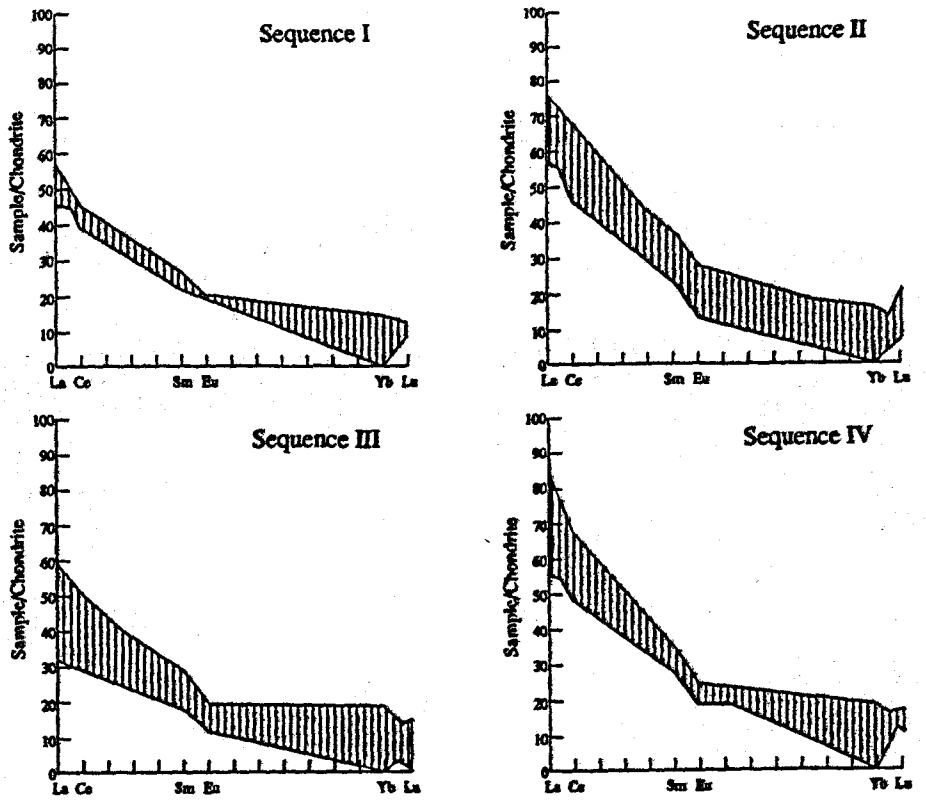


Fig. 5. Range of REE contents for each of the four volcanic sequences normalized to the chondrite values of Nakamura (1974).

concentrations. Sample L is a dacite with a relatively low Al_2O_3 content compared to Group K and dacites of the San Andres dacite (Dobson and Mahood, 1985). Samples M and N are hydrothermally altered. Sample M was taken from a tuffaceous deposit encountered in well Az-51. The high concentration of CaO in this sample is due to the abundance of calcite. Sample N appears to be silicified, as indicated by relative enrichments in SiO_2 and Al_2O_3 and depletions in the other major and minor elements.

Comparison of the major, minor, and rare-earth element (REE) chemistries of the individual samples demonstrates that they can be further grouped in four volcanic sequences of regional significance. The distribution of these sequences with respect to depth is shown in Figure 3. With the exception of a few outlying points, rocks of volcanic sequences I and III are distinguished from those of sequences II and IV by lower La_n and Ce_n (Fig. 5), higher MgO, and lower P_2O_5 and TiO_2 (Fig. 6).

The differences in the chemistries of volcanic sequences II and III are also apparent from a comparison of their alkali-lime indices. Analyses of volcanic rocks of sequence II define a calc-alkalic suite with an alkali-lime index of 59.5. In contrast, the rocks of sequence III define a calcic suite with an alkali-lime index of 63.5.

STRATIGRAPHY OF THE MIL CUMBRES ANDESITES

The results of the cluster analyses shows that despite the relatively small number of chemical groups, many of the individual flow packets are laterally discontinuous and are repeated at irregular intervals within the Mil Cumbres andesites. Consequently, only a few of the individual flow packets within each of the

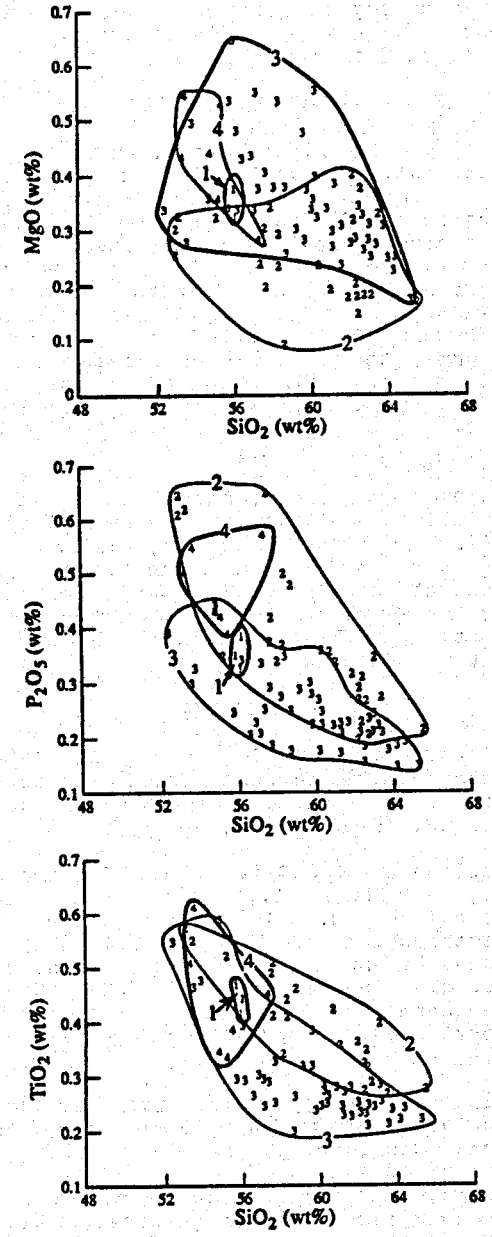


Fig. 6. Variations in MgO, P_2O_5 and TiO_2 with respect to SiO_2 of volcanic sequences I through IV.

major volcanic sequences could be correlated between the wells.

The flows of volcanic sequence I consist entirely of chemical group A. This flow packet reaches a maximum thickness of 200 m in well Az-28 but is only slightly thinner in well Az-51. The absence of unit I in wells Az-3 and 41 suggests that chemical group A was erupted from a vent located in the eastern part of the field. The volcanic sequences underlying sequence I are compositionally heterogenous. Sequence II is composed of rocks ranging in composition from basaltic andesite to dacite. In the eastern part of the field, chemical group J is present at similar depths in wells Az-28, 48, and 51. This high silica andesite reaches a thickness of about 200 m in the eastern wells, but thins to less than 50 m in well Az-28 and is absent in the southwestern wells studied. These relationships suggest that the flows in group J were erupted from a vent in the eastern part of the field. In contrast, the lower part of sequence II in well Az-3 consists mainly of flows belonging to chemical group B. These rocks correspond to the felted andesites of Gutierrez and Aumento (1982). As shown by Gutierrez and Aumento (1982), the rapid thinning of this unit to the east and south suggests that it was derived from an eruptive center located beneath the Yerbabuena rhyolites. Sequence II is capped by a high silica andesite (chemical group C) that appears to be of regional extent. Although this flow packet is thickest in well Az-3, no systematic thinning is evident from our data. Thus, the eruptive center may have been located to the northwest of the section line containing the wells we have studied.

Sequence II is underlain by 1500 m of andesite interbedded with minor dacite (chemical group K) and basaltic andesite (chemical group I). Sequence III is distinguished from the other volcanic sequences by the occurrence of thick flow packets of andesite corresponding to chemical group D. In addition, sequence III lacks flows of groups B and C which characterize sequence II.

The oldest of the four volcanic sequences consists dominantly of basaltic andesites (chemical group I). In well Az-3, these rocks are intercalated with andesites of group A and minor tuffaceous deposits. This volcanic sequence has a minimum thickness of 600 m in well Az-3.

No sedimentary or pyroclastic deposits of field wide extent were found during this investigation. Tuffaceous deposits are prominent near the base of volcanic sequence II in well Az-3 and in the upper part of volcanic sequence III in well Az-51. The deposits in the upper part of well Az-3 are similar in composition to andesites of chemical group C. However, flows of this chemical group have not been found in the underlying volcanic sequences. Thus the tuffaceous deposits may be part of pyroclastic deposits formed prior to eruption of the andesite flows.

As noted above, the tuffaceous deposit sampled at a depth of 1056 m in well Az-51 has been hydrothermally altered. Comparison of the P_2O_5/TiO_2 ratio of this sample with the underlying flows indicates that it is similar to group J. Thus, the fragments in group M could have been derived from the underlying rocks.

The stratigraphic section shown in Figure 3 crosses several east-trending faults. In the eastern part of the section containing wells Az-51, 48, and 28, the base of volcanic sequence II is progressively downdropped to the northeast across these normal faults. In addition, there is a thickening of sequence II in a northeast direction. These relationships suggest that movement along the faults between wells Az-48 and 51 may have been contemporaneous with the deposition of the andesites.

CONCLUSIONS

Eighty-six flows and tuffaceous deposits of the Mil Cumbres andesites have been chemically analyzed in order to establish the stratigraphy of the upper 2500 m of the reservoir at Los Azufres. Nine major chemical groups, ranging from basaltic andesite through andesite and dacite, were distinguished on the basis of their major element chemistries. Although most of the chemical groups are repeated at irregular intervals throughout the volcanic section, a few have limited lateral and vertical distributions. These observations suggest that several different eruptive centers were active during emplacement of the Mil Cumbres andesites.

Although the majority of the individual flow packets have limited distributions, systematic variations in their chemistries, particularly with respect to La, Ce, MgO, TiO_2, and P_2O_5, have allowed us to group them into four volcanic sequences which can be correlated across the field. The uppermost sequence (sequence I) is found only in the eastern half of the field. This sequence consists entirely of andesite flows with intermediate SiO_2 contents. Volcanic sequences II and III consist dominantly of andesite although minor dacite and basaltic andesites are also present. The oldest sequence encountered in the drill holes is composed mainly of basaltic andesite with minor interbedded andesite.

Flows of the Mil Cumbres andesites have been disrupted by east-trending faults that control much of the present surficial alteration. An northeastward thickening of volcanic sequence II suggests that some of these faults were active during deposition of the andesite flows. The greatest offsets are found at the base of this sequence.

ACKNOWLEDGEMENTS

Many people helped to make this project successful. We would like to thank the staff of the Comision Federal de Electricidad for their logistical support and their hospitality during the visit of JNM to Los Azufres. R. Kroneman, K. Yorgason, and J. Johnston of the University of Utah Research Institute, and M. Beeson of Portland State University performed the chemical analyses used in this study. M. Shafiqullah of the University of Arizona provided the K-Ar dates.

In addition we would like to thank D. Fessinger who performed the initial statistical analysis of the chemical data and J. Ballantyne, M. Beeson, and M. Reed, for their many helpful suggestions. The illustrations were drafted by P. Daubner. This study was partially funded by the Department of Energy under contract number DE-AC07-85ID12489.

REFERENCES

Aumento, F., and Gutierrez, A, 1980, Geocronologia de Los Azufres, Michoacan: Comision Federal de Electricidad, Mexico, Informe 3-80, 6p.

Cathelineau, M., Oliver, R., Izquierdo, G., Garfias, A., Nieva, D., and Isaquirre, O., 1983, Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres (Mexico) geothermal field: Proceedings of the Ninth Geothermal Reservoir Engineering Workshop, Stanford University, p. 269-274.

Davis, J., 1973, Statistics and data analysis in geology: John Wiley and Sons, New York, 550 p.

Comacho, F., 1979, Geologia de la zona geothermica de Los Azufres, Mich. (Mexico): Comision Federal de Electricidad, Mexico, Informe 6-79, 41 p.

Demant, A., Mauvois, R., and Silva-Mora, L., 1975, Estudio geologico de las hojas Morelia-Maravatio: Edo. de Michoacan. Inst. Geol., UNAM (unpub. rept.) 40p.

Dobson, P.F., and Mahood, G.A., 1985, Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal field: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 25, p. 273-287.

Gutierrez, A., and Aumento, F., 1982, The Los Azufres, Michoacan, Mexico, geothermal field: Journal of Hydrology, v. 56, p. 132-162.

Mangan, M.T., Wright, T.L, Swanson, D.A., and Byerly, G.R., 1986, Regional correlation of Grande Ronde Basalt flows, Columbia Basalt Group, Washington, Oregon, and Idaho: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 1300-1380.

Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, and K in carbonaceous and ordinary chondrites: Geochemica Cosmochimica Acta, v. 38, p. 757-775.

Viggiano, G.J.C., 1987, Regimen de flujo en base a mineralogia autigenica en el campo geotermico de Los Azufres, Mich: Comision Federal de Electricidad, Mexico, Reporte GG 11-87 14p.

CHEMISTRY OF LOS AZUFRES RESERVOIR FLUIDS: DATA FROM FLUID INCLUSIONS

M. M. Lemieux[1], J. N. Moore[1], E. Gonzáles P.[2], G. Izquierdo[2] and R. Huitrón E.[3]

1. University of Utah Research Institute
2. Instituto de Investigaciones Electricas
3. Comisión Federal de Electricidad

ABSTRACT

Fluid inclusions from the northern portion of the Los Azufres geothermal system were studied to better characterize the chemistry of the reservoir and the processes occurring in it. Freezing measurements indicate that the fluids in the upper 2500 m of the thermal system have low salinities and contain variable but significant CO_2 contents. Fluids with CO_2 contents greater that 3.7 weight percent form a cap over the geothermal system that thickens outward from the high-temperature discharge zone. Boiling point to depth relationships suggests that pressures within the CO_2-enriched cap were locally higher than hydrostatic.

RESUMEN

Inclusiones fluidos de la parte norte del sistema geotérmico Los Azufres fueron estudiados para caracterizar mejor la química del yacimiento y los procesos ocúriendo dentro. Temperaturas de fusion de hielo de inclusiones indican que los fluidos mas arriba de 2500 m. del sistema geotérmico tienen bajas salinidades y contienen variables pero significantes cantidades de CO_2. Fluidos con contenidos de CO_2 mayores de 3.7 porcentaje del peso, forman una capa sobre el sistema geotérmico que se espesa hacia afuera de la zona de descarga de alta temperatura. El punto de ebullición en relación a profundidad sugiere que presiones dentro de la capa enriquecido de CO_2 eran mas altas localmente que hidrostático.

INTRODUCTION

Detailed hydrogeochemical models are needed to predict the long term behavior of geothermal reservoirs. Fluid samples collected from the production wells only provide a partial view of the reservoir. Fluid inclusion studies are valuable as an independent means of providing information on reservoir processes in regions that are not directly available for sampling.

A large amount of fluid inclusion data is available from the Los Azufres geothermal field. (i.e., Gonzales et al., 1987; Gonzales et al., 1988; Combredet, 1987). In this paper we use fluid inclusion measurements to map variations in the chemistry of the northern portion of the system where the data is most complete. The fluid inclusion measurements described in this study were completed at the University of Utah Research Institute (UURI) and the Instituto de Investigaciones Electricas (IIE).

CLASSIFICATION AND DISTRIBUTION OF FLUID INCLUSIONS

Fluid inclusions are common in vein minerals deposited by geothermal fluids at Los Azufres. The majority of the inclusions we examined occurred in calcite and quartz, although inclusions in epidote, wairakite and anhydrite were also observed. Secondary or psuedosecondary inclusions forming along short healed fractures within the interior of the crystals were the most common type found. However, primary inclusions in three dimensional arrays that define growth zones were also analyzed.

Three types of two phase inclusions were recognized: liquid-rich inclusions with low CO_2 contents; liquid-rich inclusions containing sufficient CO_2 to produce CO_2 clathrate on freezing, and vapor-rich inclusions. The presence and abundance of CO_2 in these inclusions could only be determined from freezing measurements.

All of the inclusions measured in this study were liquid-rich and contained a small vapor bubble that occupied about 20% of the inclusion volume at room temperature. The majority of the inclusions studied had maximum dimensions of 2 to 15 microns. Inclusions that appeared to have necked or leaked were excluded since they would most likely produce erroneous data.

Planes of vapor-rich inclusions were observed in many samples throughout the field. The presence of planes of vapor-rich inclusions is significant because

they provide evidence of boiling within the reservoir. Unfortunately, it was not possible to make reliable microthermometric measurements on the vapor-rich inclusions because of their small size (less than 10 microns).

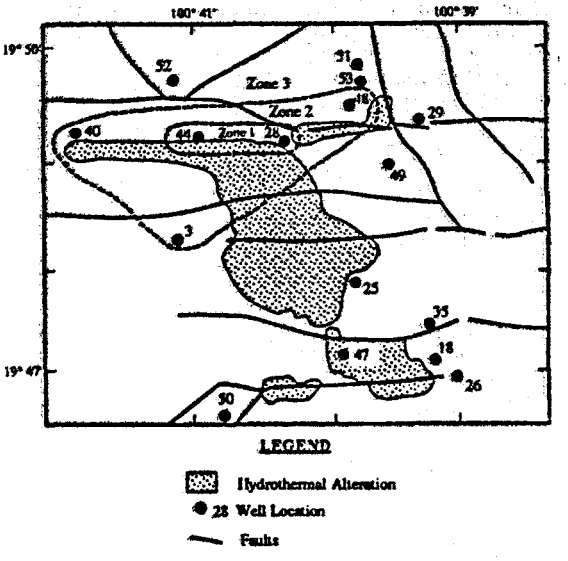
Two heating/freezing systems were employed to make the microthermometric determinations: UURI used a Fluid Inc. system, while IIE measurements were done on a Chiaxmeca system. Both systems gave similar data sets. The estimate of temperature uncertainty is +/- 0.1°C for freezing measurements and +/- 2.0°C for heating measurements.

FLUID INCLUSION DATA

Eleven wells were examined in detail in this investigation. The wells were grouped into three "zones" on the basis of their locations and the results of the microthermometric studies (Fig. 1). The mineralogic data of Viggiano (1987), suggests that zone 1 is in the high-temperature discharge region of the system. Zone 2 and 3 are located radially outward from zone 1. Fluid inclusion heating and freezing measurements indicate that there are distinct differences between zone 1 and 3. Zone 2 however, is transitionary, demonstrating similarities with both.

Homogenization temperatures (TH) of the fluid inclusions ranged from 100° to 360°C (Fig. 2). In general, there is a close correspondence between the fluid inclusion and downhole measured temperatures. Such a relationship implies that these fluid inclusions are related to the present geothermal system and that the inclusion fluids can be used to infer compositional variations within the reservoir. Figure 2a shows that the homogenization temperatures of inclusions from wells in zone 1 closely follow the boiling point curve for pure water in the upper 600 m of the reservoir. Homogenization temperatures in zone 2 have a similar trend (Fig. 2b). However, there are significant differences between the two zones. The range of homogenization temperatures is larger in zone 2 than it is in zone 1 and many of the measurements in zone 2 plot below the boiling point curve for pure water, even though planes of vapor-rich inclusions indicative of boiling are common. Figure 2c shows homogenization temperatures for wells located in zone 3. Evidence of boiling is also found throughout these wells. As in zone 2, the homogenization temperatures plot below the boiling point curve for pure water, especially in the top 1000 m of the wells. For comparison, the boiling point curves for 1 and 3 weight percent CO_2 are included on both Figures 2b and 2c. In spite of the differences in the temperature profiles at shallow depths, fluid inclusions in all three zones deviate from the boiling point curves at depths of approximately 2000 m and plot entirely within the liquid field.

Two types of freezing behavior were observed. In most of the inclusions, the final phase to melt was ice. However, a few of the inclusions were characterized by two distinct freezing events during cooling, and by melting temperatures above 0.0°C. It was not possible to identify optically the last solid phase to melt.



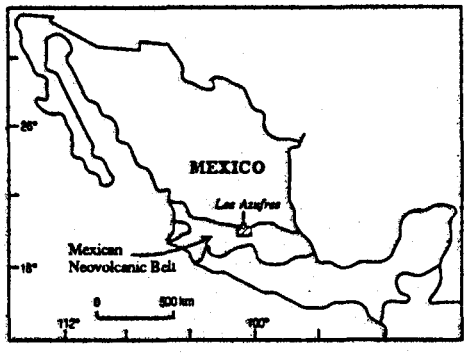


Fig. 1. Map of the Los Azufres geothermal system showing location of wells examined. The main emphasis of this investigation was the eleven wells in the northern region. Microthermometric data was used to divide the northern field into three zones.

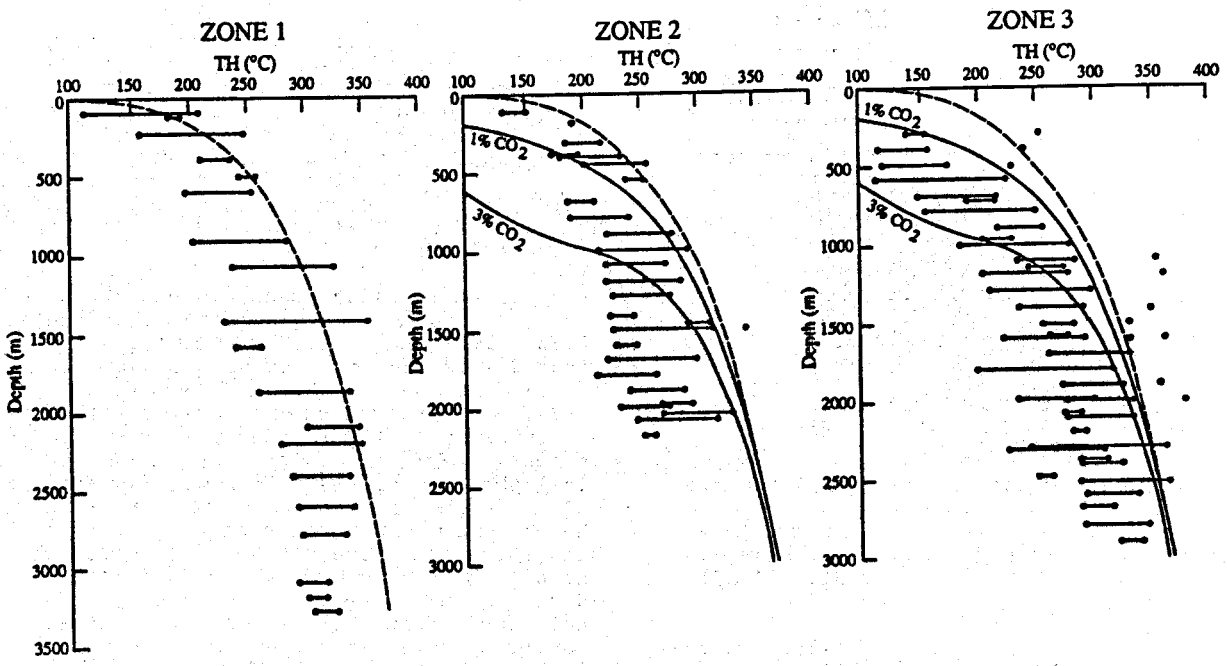


Figure 2a-c. Range of homogenization temperatures (Th) versus depth for each of the three zones studied. Boiling point curves of pure water (dashed line) and 1 and 3 weight percent CO_2 (solid lines) are shown for reference.

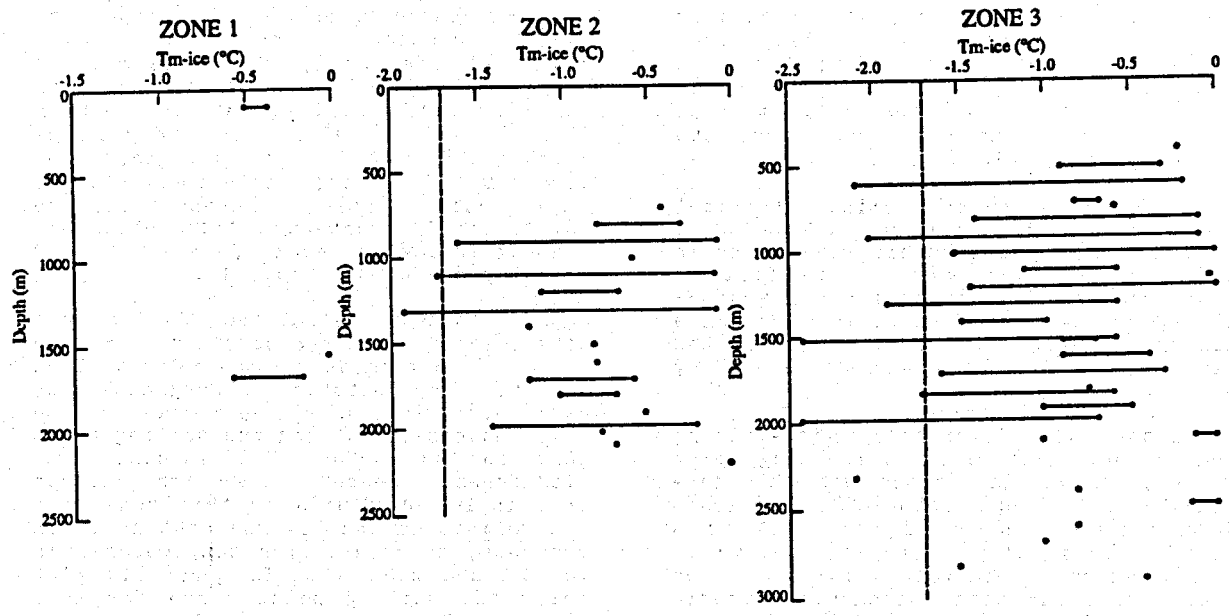


Figure 3a-c. Range of ice-melting temperatures (Tm-ice) versus depth for each of the three zones studied. Calculations show that inclusions with a freezing point depression greater than 1.7°C may not represent the present geothermal system (see text).

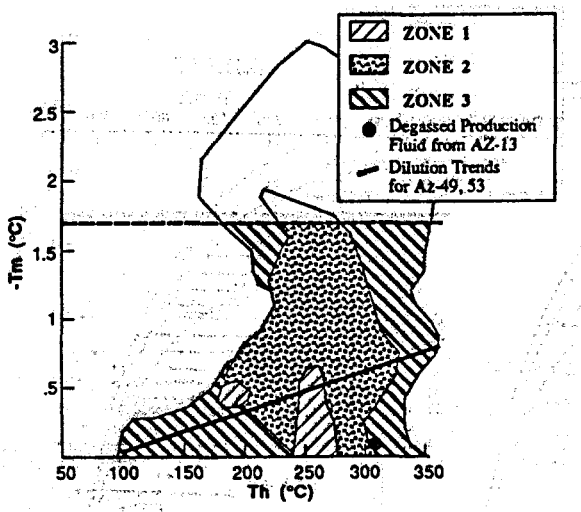


Figure 4. Th versus Tm-ice ranges for all three zones. Approximate dilution trend for wells Az-53 and Az-49 is shown as solid line. The production fluid from Az-13 determined by Truesdell et al., (1987), is shown as a dot.

Hedenquist and Henley (1985) have suggested that such large differences in ice-melting temperatures when accompanied by small variations in homogenization temperatures, could also be due to variations in the gas contents of the inclusions. Inclusions can become gas depleted through boiling, or enriched in gas from an underlying boiling zone (Hedenquist and Henley, 1985; Moore et al., 1989). As discussed below, it is likely that the variations in ice-melting temperatures in zones 2 and 3 are due mainly to gas enrichment.

In contrast to the dominant vertical trend shown in Figure 4, some of the wells show a linear relationship between their homogenization and ice-melting temperatures. The trend for wells Az-53 and 49 are shown for comparison. Such a linear relationship implies that the fluids along this trend can be related by mixing.

Despite the differences in ice-melting temperatures, the minimum freezing point depressions of inclusions with homogenization temperatures between 200° to 300°C were similar and ranged from 0.0° to -0.2°C. This value is representative of the degassed reservoir fluids. For comparison, the total discharge composition of well Az-13 measured by Truesdell et al., (1987) has a salinity of approximately 1700 ppm. This salinity would yield an ice-melting temperature of -0.1°C (Hedenquist and Henley, 1985), which is similar to the minimum freezing point depressions that we measured (Fig. 4).

A few of the inclusions had freezing point depressions that were too high to be explained by gas addition. Calculations show that even under extreme conditions of boiling from 300° to 100°C, assuming gas enrichments up to CO_2 clathrate formation, the maximum freezing point depression would be 1.7°C. Thus, these inclusions may not be related to the present geothermal system.

The low-temperature measurements can be used to calculate the gas contents of the fluids using two different approaches. Since CO_2 is the dominant non-condensable gas in the reservoir fluids (Nieva et al., 1987), we have simplified the calculations by assuming that this is the only gas present. For inclusions in which the final phase to melt was ice, CO_2 contents can be estimated from the difference in the freezing point depressions and the homogenization temperatures of related inclusions (Hedenquist and Henley, 1985; Adams, unpub. data). For example, the inclusions from 798 m in well Az-51 discussed above have a maximum CO_2 content of 3.4 weight percent, if it is assumed that the variation in ice-melting temperatures between -0.1° and -1.4°C is due to gas.

Alternatively, for inclusions in which the final phase to melt was CO_2 clathrate, the CO_2 contents of the fluid can be estimated from the CO_2 clathrate melting temperature by combining the decomposition curve of CO_2 clathrate in pure water (Bozzo et al., 1975) with Henry's law relationships and the homogenization temperatures of the inclusions (Adams, unpub. data). Using this approach, the calculated CO_2 contents of CO_2 clathrate bearing inclusions range from 3.8 to 5.2 weight percent (see Table 1).

Comparison of calculated CO_2 contents with boiling point curves shown in Figure 2 implies that pressures may not have been strictly hydrostatic throughout the reservoir. In zone 1, the homogenization temperatures plot along the boiling point curve for pure water. This is consistent with freezing measurements which indicate that inclusion fluids in this zone have low salinities and low gas contents. In contrast, homogenization temperatures in zone 2 and zone 3 wells generally plot below the boiling point curve for pure water. Because planes of vapor-rich inclusions indicative of boiling are common in both zones it is likely that the temperature profiles in the top 1000 m follow boiling point curves. However, a

because its refractive index was similar to that of the liquid. However, these observations suggest that the final phase to melt was CO_2 clathrate. Efforts are underway to independently determine the composition of the gases using Raman spectroscopy.

The range of ice-melting temperatures (Tm-ice) of the inclusions studied with respect to depth is shown in Figures 3a-c. Overall, the ice-melting temperatures ranged from -3.0° to 0.0°C. However, as discussed below, the maximum freezing point depression for the geothermal fluids is not likely to exceed 1.7°C. Therefore, inclusions with ice-melting temperatures greater than -1.7 were not considered in developing a conceptual model of the system. Nevertheless, variations in excess of 1.0°C are typical of many of the individual samples studied. Wells located in zone 3 show the largest variation in ice-melting temperatures with respect to depth (Fig. 3c). Zone 2 wells show a similar trend to zone 3 except that variations in the freezing point depressions appear to decrease with depth (Fig. 3b). In contrast, zone 1 wells show only small variations in ice-melting temperatures.

Table 1 lists the distribution of inclusions which formed CO_2 clathrate upon freezing. In contrast to zones 2 and 3, no CO_2 clathrate was found in inclusions from wells located in zone 1. The CO_2 clathrate melting temperatures in these inclusions ranged from +0.1° to +6.0°C. It is apparent from Table 1 that CO_2 clathrate bearing inclusions are found in the upper part of zone 2 and throughout zone 3.

DISCUSSION

Estimation of Salinity and CO_2 Contents

A summary of the relationship between the ice-melting and homogenization temperatures is shown in Figure 4. The dominant feature of this figure is the large range in the ice-melting temperatures of inclusions from both zones 2 and 3. For example, in well Az-51 at a depth of 798 m, the ice-melting temperatures of inclusions in calcite and quartz ranged from -0.1° to -1.4° C. These values correspond to apparent salinities of 0.18 to 2.4 equivalent weight percent NaCl (Potter et al., 1978). However, the homogenization temperatures of these inclusions vary less than 30°C.

TABLE 1
Distribution of inclusions that form CO_2 clathrate upon freezing.

	WELL #	DEPTH(m)	RANGE MELTING TEMP. (°C)	RANGE CO_2 (WT.%)
ZONE 2	3	396	+0.1 to +0.6	3.9 to 4.0
	3	468	+0.2 to +0.3	4.1 to 4.3
	3	564	+0.4 to +0.6	4.3
	40	120	+6.0	5.2
	48	318	+1.1 to +2.6	4.3 to 4.5
	43	420	+0.9 to +2.0	4.2 to 4.6
ZONE 3	53	1200	+0.1	3.9
	52	300	+0.1	4.2
	52	400	+0.1	4.2
	52	500	+0.3	4.2
	52	600	+0.1	3.9
	52	1200	+0.3	4.5
	29	400	+0.6	3.9
	29	500	+0.4	3.8
	25	400	+4.6	4.7
	51	798	+0.2 to +1.0	4.1 to 4.5
	51	960	+1.2 to +1.3	4.3 to 4.5
	51	1152	+0.2 to +1.5	4.3 to 4.6
	51	1368	+0.2 to +0.5	4.2 to 4.5
	51	1572	+1.3 to +1.6	4.6 to 4.8

comparison of the data in Figure 2 and Table 1 shows that many of the CO_2 clathrate bearing inclusions in zones 2 and 3 plot at shallower depths than the boiling point curve for a fluid with 3 weight percent CO_2. At least 3.7 weight percent CO_2 is required for CO_2 clathrate formation. In addition, our observations indicate that these inclusions from the shallow portions of the reservoir trapped only a liquid phase. Thus, pressures may have been locally higher in the past. Higher pressures may have resulted from initially low permeabilities in the shallow reservoir rocks. Boiling and self-sealing of the fractures may have maintained high pressures.

The distribution of secondary calcium-bearing minerals may also be strongly effected by variations in the CO_2 contents of the fluids (Browne and Ellis, 1970). As CO_2 concentrations increase at a given temperature, progressively fewer calcium silicate minerals can precipitate; instead calcite will form. For example, in well Az-28 (zone 1), epidote first appears at a temperature of approximately 225°C as inferred from homogenization temperatures of inclusions in adjacent samples. In contrast, in well Az-51 (zone 3), the first appearance of epidote coincides with a temperatures of approximately 265°C. The higher CO_2 contents of inclusions in zone 3 compared to those in zone 1 are consistent with these observations.

Conceptual Model of the Reservoir

A conceptual model of the geothermal system based on fluid inclusion data is shown in Figure 5. The main features of this model are a deep, unboiled(?) or gas depleted reservoir fluid, a region of CO_2-enriched fluids, and a cap of low permeability rocks that partially covers the reservoir.

The deep reservoir fluid may be most similar to the least diluted fluids which are found at a depth of 2000 m in well Az-53. These inclusions had homogenization temperatures that averaged 324°C and ice-melting temperatures that ranged from -0.7° to -0.9°C. Inclusions with similar ice-melting temperatures (-0.9°C) but with slightly lower homogenization temperatures (average 303°C) were found in well Az-49 at a depth of 2500 m.

The formation of CO_2 clathrate and the large variations in ice-melting temperatures in the inclusions in zones 2 and 3 require enrichments in CO_2 relative to both non-thermal groundwaters and the fluids lying along the dilution trend of Az-53 (Fig. 4). In contrast, inclusions in zone 1 display small variations in their ice-melting temperatures and CO_2 clathrate does not form upon freezing. These observations indicate the presence of a CO_2-enriched cap which is thickest in zone 3.

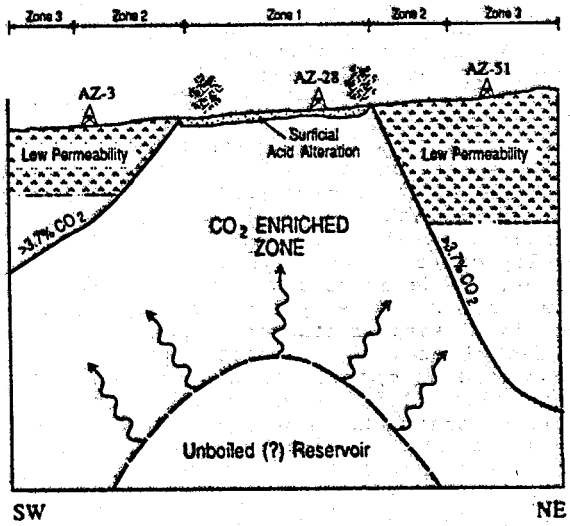


Fig. 5. Conceptual model of the northern part of the Loz Azufres geothermal system.

The fluid inclusion data indicate that the temperature range of CO_2-enriched inclusions is approximately 200° to 300°C. Planes of vapor-rich inclusions are common in samples with homogenization temperatures in this interval. Thus, the most likely explanation for the CO_2 enrichments is the condensation of gas released during boiling. The upper temperature limit of 300°C places an approximate limit on deep boiling throughout most of the reservoir.

Low permeabilities in zones 2 and 3 relative to zone 1 are implied by the boiling point to depth relationships. Wells in zones 2 and 3 contain fluid inclusions which were formed at pressures higher than the hydrostatic boiling point curve for the appropriate CO_2 contents. In contrast, wells in zone 1 closely follow the boiling point to depth curve for pure water, suggesting that pressures were close to hydrostatic. High pressures, indicative of low permeabilities, extend to depths of approximately 1000 m in zone 3, and to somewhat shallower depths in zone 2. The higher permeabilities in zone 1 are reflected in the lower CO_2 contents of the inclusion fluids and extensive surficial alteration.

CONCLUSIONS

Fluid inclusions from eleven wells located in the northern part of the Los Azufres geothermal system have been studied to better characterize the composition of the reservoir. Microthermometric data show that the salinities of the reservoir fluids in the upper 2000 m of the system are low, averaging about 0.18 equivalent weight percent NaCl. Variations in ice-melting temperatures and presence of CO_2 clathrate indicate that these inclusions have significant gas contents.

Heating and freezing data have been used to divide the thermal system into three zones. Zone 1 is located above the upwelling center and is characterized by surficial acid alteration and fluid inclusions with relatively low CO_2 contents. The homogenization temperatures follow the boiling point to depth curve for pure water. Zone 1 is interpreted as a region of high permeability. Zones 2 and 3 are located radially outward from zone 1. Fluid inclusions in zones 2 and 3 have relatively high CO_2 contents that locally exceed 3.7 weight percent. The CO_2-enriched fluids form a cap over the geothermal system, that is thickest in zone 3. Comparison of the homogenization temperatures with boiling point to depth curves for appropriate CO_2 contents indicates that the pressures were greater than hydrostatic during formation of the inclusions. The higher pressures could have resulted from low permeabilities in the shallow reservoir rocks.

Evidence of boiling is widespread throughout the portions of the reservoir studied. Boiling is indicated by enrichments in CO_2 in fluid inclusions, planes of vapor-rich inclusions, and fumarolic activity.

ACKNOWLEDGMENTS

We would like to thank the staff of CFE for providing data and samples and for their hospitality during J. Moore's visit to Los Azufres. We would also like to thank M. Adams for his many valuable suggestions on the interpretation of the data and for reviewing the manuscript. Special thanks are also due to B. Miller and M. Bullet for preparing the samples, and P. Daubner for drafting the illustrations. This investigation was partially funded by the U.S. Department of Energy under contract no. DE-AC07-85ID12489.

REFERENCES

Bozzo, A.T., Chen, H-S., Kass, J. R., and Barduhn, A. J., 1975, The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide: Desalination, v. 16, p.303-320.

Browne, P.R.L., and Ellis, A.J., 1970, The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand -- Mineralogy and related geochemistry: American Journal of Science, v. 269, p. 97-131.

Combredet N., Guilhsumou, N., 1987, Inclusions fluides y campos geotermicos: Estudio de cuarzos hidrotermales en Los Azufres (Mexico) y en Momotombo (Nicaragua): Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergia., v. 3, no. 3, p. 215-228.

Gonzales, P. E., Barragan, R. R. M., Nieva, G. D., 1987, Consecuencias quimicas y mineralogicas de la ebullicion en el sistema hidrotermal de Los Azufres Mich. Mex.: International Symposium on Development and Exploitation of Geothermal Resources, Cuernavaca, Morelos, Mexico, p. 178-188.

Gonzales, P. E., Hurtado, O. M., Torres, A. I. S., and Torres, R. V., 1988, Caracterizacion de yacimientos geotermicos por medio de la determinacion de parametros fisico-quimicos. V. I: Petrologia, mineragrafia e inclusiones fluidas: Instituto de Investigaciones Electricas, IIE/11/2386/I 01/F V1, 99p.

Hedenquist, J. W., and Henley, R. W., 1985, The importance of CO_2 on the freezing point depression of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition: Economic Geology, v. 80, p. . 1379-1406.

Moore, J. N., Adams, M. C., Bishop, B. P., and Hirtz, P., 1989, A fluid flow model of the Coso geothermal system: data from production fluids and fluid inclusions: Proceedings, Fourteenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, in press.

Nieva, D., Gonzalez, J., and Garfias, A., 1985, Evidence of two extreme flow regimes operating in the production zone of differentwells from Los Azufres: Proceedings, Tenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, p. 233-240.

Truesdell, A. H., Winnett, T. L., Nieva, D., Barragan, R. M., and Ramirez, E., 1987, Chemical modeling of geothermal aquifer fluids with sample calculations for Los Azufres and Cerro Prieto: International Symposium on Development and Exploitation of Geothermal Resources, Cuernavaca, Morelos, Mexico, p. 194-201.

Viggiano, G. J. C., 1987, Regimen de flujo en base a mineralogia autigenica en el campo geotermico de Los Azufres,Mich.: Geotermia Revista Mexicana Geoenergia, v. 3, p. 191-193.

BIDIMENSIONAL GEOELECTRICAL MODELING OF THE LOS AZUFRES, MICH. GEOTHERMAL FIELD

(MODELADO GEOELCTRICO BIDEMENSIONAL EN EL CAMPO GEOTERMICO LOS AZUFRES, MICH.)

S. Hugo Palma Guzmán
J. Francisco Arellano G.
J. Oscar Campos Enríquez

CFE, Morelia, Mich. Mex.

ABSTRACT

In this paper we present the results of a two-dimensional modeling of three geoelectrical profiles performed at the Los Azufres geothermal field in central Mexico. The history of the several geoelectrical surveys conducted at this site is briefly discussed. We emphasize the general conditions necessary for the use of the 2-D algorithm, in this particular case, and concerning the analysis and interpretation of resistivity data.

Resistivity measurements in the field were done with vertical electric soundings using the Schlumberger electrode array. For the digital modeling, we use the program RESIS-2D adapted for a UNIVAC 1100 computer.

Initial 2-D models were made taking into account original unidimensional interpretations of each sounding, with the support of geological studies and borehole data. In this way, we defined some resistivity to lithological relations, including the presence of conducting dike-shaped bodies, associated with the existence of geological faults; high resistivity areas mainly associated to rhyolitic superficial bodies; and deep conducting bodies, related to known production intervals in Los Azufres.

MODELADO GEOELECTRICO BIDIMENSIONAL EN EL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH.

Por:
Ing. S. Hugo Palma Guzmán*
Ing. J. Francisco Arellano G.*
Dr. J. Oscar Campos Enríquez*
* CFE, Morelia, Mich. Mex.

1. INTRODUCCION

Dentro del convenio establecido por la Comisión Federal de Electricidad, CFE, y el Departamento de Energía de los Estados Unidos de América, DOE, para el período de 1986-1989, referente al intercambio de la información sobre la exploración de los recursos geotérmicos de los campos de Los Azufres, Mich. y Cerro Prieto, B.C.; de entre los temas propuestos para el área de geofísica se planteó el efectuar "Modelado Tridimensional" (con corrección topográfica), a los datos geoeléctricos recolectados por CFE, mediante la técnica del sondeo eléctrico vertical.

Específicamente se acordó aplicar dicho modelado al campo de Los Azufres, Mich. por sus características topográficas abruptas; dado que la CFE no contaba en sus sistemas de cómputo con el Software necesario para alcanzar el objetivo planteado, se programó como primera etapa desarrollar el "Modelado Bidimensional" (sin corrección topográfica) en tanto se implementaba el paquete de interpretación tridimensional.

Para el "Modelado Bidimensional" se utilizó el algoritmo RESIS 2D (Dey. A, 1976), implementado al sistema UNIVAC de la CFE, en tres secciones; la ubicación de ellas se proyectó sobre la zona de producción del campo (Zona Norte y Sur).

El objetivo final de este trabajo es lograr una sensibilización en la respuesta del "Modelado Bidimensional", así como tratar de discernir la respuesta geoeléctrica y su relación geológica en correspondencia con los aspectos hidrotermales del campo de Los Azufres.

Los modelos bidimensionales generados son relacionados con las características geológico-estructurales del campo y se formulan conclusiones respecto a su asociación con los parámetros hidrotermales.

2. ANTECEDENTES DE LAS CAMPAÑAS GEOELECTRICAS

Entre 1975 y 1985 se llevaron a cabo nueve campañas geoeléctricas con el dispositivo tetraelectródico Schlumberger, levantándose 527 sondeos eléctricos verticales (SEV) cuya longitud entre electrodos emisores de corriente (AB) osciló de los 4000 a los 7000 m.

El reconocimiento geoeléctrico del campo se inició con una línea regional de 23 Km de longitud, de rumbo N-S, y espaciamiento entre sondeos eléctricos cada Km; la cual fue la base para las posteriores campañas, disminuyéndose cada vez la distancia entre los puntos de muestreo; hasta tener una densidad, en las zonas de mayor interés, de 250 m. La orientación del dispositivo electródico también se fue modificando, dados los resultados obtenidos en las primeras campañas ya que en ellas se efectuaban sondeos ortogonales en un mismo sitio, hasta definir que la orientación E-W, paralela al sistema estructural dominante en el campo de Los Azufres, resultaba la más adecuada.

Las interpretaciones realizadas de la información geoeléctrica se basan en el análisis y correlaciones cualitativas de planos y secciones de iso-resistividades aparentes y en el modelado unidimensional de los sondeos eléctricos con los que se estructuran secciones electrtoestratigráficas y planos con los parámetros dimensionales de los electroestratos.

Durante 1986; se efectuó el trabajo de "Compilación de las campañas de Resistividad del campo geotérmico de Los Azufres, Mich." Con lo cual quedaron normalizados los registros de los sondeos eléctricos verticales; con los cuales se efectuó la construcción de las tres secciones sujetas al Modelado Bidimensional que se presentan en este reporte.

3. CONDICIONES DEL MODELADO BIDIMENSIONAL EN LOS AZUFRES, MICH.

Es necesario hacer aclaraciones sobre las limitantes encontradas al trabajar específicamente las tres secciones de este estudio:

1. El modelo no considera la topografía en la que se encuentra la línea de sondeos geoeléctricos, la sección es referida a un plano horizontal.
2. Preferentemente la dirección del tendido tetraelectródico de los sondeos eléctricos verticales que conforman las secciones es

concordante con la orientación de éstas. No obstante, la línea III casi en su totalidad tiene direcciones del dispositivo electródico del sondeo eléctrico perpendiculares a la orientación de la línea. Teniendo presente lo anterior, se tuvo cuidado en el ajuste de los sitios con este problema, para evitar fenómenos producidos por variaciones laterales perpendiculares a la sección.

3. Con excepción de los extremos de la malla donde se insertó el modelo, la distancia nodal en dirección X fue de 100 m y de 50 m en las primeras distancias para la dirección Y, múltiplos de éste para las subsecuentes.

4. El número de valoes de resistividad para los cuerpos que forman la sección está restringido a 10.

5. Los resultados del modelo fueron obtenidos solamente para los sitios próximos a los sondeos de campo y no para cada intervalo nodal como está diseñado el algoritmo. El objetivo buscado fue construir la sección de isorresistividades aparentes del modelo con la mayor semejanza posible a la elaborada con los datos de campo para controlar el ajuste además de ahorrar tiempo de computadora.

En las figuras 1, 2 y 3 se muestran las secciones de resistividad aparente de las líneas I, II y III, respectivamente, elaboradas con los datos de campo. Las figuras 4, 5 y 6 contienen los modelos bidimensionales cuyas secciones de resistividades aparentes resultantes (Figuras 7, 8 y 9) se ajustaron mejor a los datos de campo.

4. DESCRIPCION GENERAL DE LAS SECCIONES GEOELECTRICAS

Como se comentó en párrafos anteriores, tres son las secciones a las que se les aplicó "Modelado Bidimensional"; la selección y ubicación de ellas se decidió teniendo como objetivos principales la presencia de aspectos geológico-estructurales, además de incluir en ellas las zonas de producción del campo (Plano 1).

La sección I-I' está ubicada en la Zona Sur del campo, teniendo una longitud de 4.2 Km y una orientción WNW-ESE. Se inicia en la localidad de Los Ajolotes al NW y concluye al SE cerca del talud del Cerro El Jilguero. Los sondeos eléctricos verticales que la conforman de NW a SE son: C-15, B-7, B-6, B-5, B-4, 602-A, 601, 602-B, 406, 407, 705, 704, 703, 702 y 803-A. Como accidentes estructurales importantes que la intersectan, casi perpendicularmente, se tienen las fallas El Viejón y Agua Ceniza; además de algunas fracturas y/o fallas inferidas.

Es importante mencionar que por la dirección elegida para esta sección, I-I', las fallas Puentecillas, Tejamaniles y Los Azufres también se intersectan diagonalmente, evidenciándose sus efectos en el comportamiento de la configuración de "Resistividades Aparentes" Figura 1). Finalmente en esta sección los pozos aledaños son el AZ-37, AZ-17, AZ-36, AZ-39, AZ-38 y AZ-11, cuyas características se hicieron intervenir en la construcción del modelo.

En la Zona Norte del campo se localizó la sección II-II', con rumbo W-E y una longitud de 3.25 Km. Su extremo W se ubicó a 250 m al NW del pozo AZ-44 y se prolonga hacia el E, hasta el borde SE de La Laguna Verde. Los sondeos eléctricos verticales que la constituyen del oeste al este son: 207, 10001, 10002, 10003, 10004, 10005, 100013, 100015, 100014, 10006 y 10009.

En cuanto a estructuras geológicas, la sección II-II' intersecta a las fallas La Dorada y Laguna Verde; además de varias fracturas (Figura 2). Los pozos AZ-44, AZ-14, AZ-28, AZ-19, AZ-32, AZ-43 y AZ-13 se encuentran cercanos al trazo de esta sección, y aportaron información general para estructurar el modelo correspondiente.

Por último, la sección III-III' de rumbo NNE-SSW, fue seleccionada para efectuar un análisis conjunto de las zonas de interés del campo (Zona Norte y Zona Sur), así la sección inicia al norte del campo en las inmediaciones del Cerro Carrazco y la Fractura Los Coyotes, finaliza al oeste del Cerro Chinapo, en la porción sur del mismo.

En esta sección se intersectan las estructuras geológicas del sistema E-W, siendo ellas las que muestran mayor evidencia superficial y un alto control en cuanto a la presencia de las manifestaciones termales; así de norte a sur se presentan: la Fractura Los Coyotes y las Fallas Marítaro, La Cumbre, El Chino, Laguna Larga, San Alejo, Agua Fría, Puentecillas, Tejamaniles y El Chinapo; y los pozos AZ-51, AZ-53, AZ-48, AZ-32, AZ-45, AZ-25, AZ-1, AZ-47, AZ-17, AZ-33 y AZ-6.

Los sondeos que se han hecho intervenir en la sección III-III' son: 357, 8002, 8001, 10013, 14003, 11, 11002, 11 bis, KOA, G-2, F-3, E-4, D-14, C-7, 510, 907, B-2, 601, 413, 803, 350 bis y 6-M cuya configuración de resistividades aparentes se muestra en la Figura 3.

5. ANALISIS CUALITATIVO DEL MODELADO

Al observar las secciones de resistividad aparente, tanto de los datos de campo como las obtenidas con sus respectivos modelos propuestos, es notorio que localmente los

valores de las isocurvas no se asemejan entre sí. Este efecto se debe a que es necesario hacer ligeros ajustes dimensionales (incluyendo la restricción de la forma de la malla) y de resistividad en los modelos. Sin embargo, el parecido en la tendencia de las isocurvas y las anomalías que forman, permiten realizar un análisis cualitativo general del modelado para obtener conclusiones preliminares.

En primer término, es notoria la influencia que tienen los cuerpos superficiales (a profundidades menores de 100 m) ya sean conductores o resistivos, para controlar tanto la forma de las curvas como los valores de resistividad a mayor abertura semielectródica. En los modelos propuestos, los cuerpos superficiales se asemejan a los obtenidos con modelos electroestratigráficos. Más aún, estadísticamente el 60% de los valores de resistividad están determinados por las condiciones superficiales, mientras que a profundidad, lateralmente existe menos contraste entre cuerpos adyacentes. Por correlación con la geología superficial, los cuerpos con valores altos se asocian con tobas o derrames volcánicos recientes (Cuaternarios) y los valores bajos con zonas de manantiales termales. El grado de influencia del fracturamiento y los minerales de alteración es determinante en la conductividad de la roca, independientemente de su composición primaria. De estos dos factores, la permeabilidad producida por fracturamiento será la que produzca la mayor conductividad en una zona.

Desde el punto de vista geotérmico, la importancia que adquiere la zona conductora profunda en Los Azufres, Mich., (valores $\leq$ 85 Ω-m a más de 100 m de profundidad) está correlacionada con las zonas de altereación hidrotermal o producción. Con los modelos, dicha zona ha quedado restringida a cuerpos cuyos tres rangos de resistividad permiten asociarlos con la información proporcionada por los pozos perforados.

Una zona extensa con valores entre 4 y 10 Ω-m que ocupa la parte central y superior de las secciones norte y sur (cercana a los extremos en la sección transversal) son asociadas con alta alteración hidrotermal (alteración de calcita y/o arcilla) y cuya cima es correlacionable con la obtenida en las interpretaciones unidimensionales. Le sigue una zona transicional, con valores entre 10 y 55 Ω-m que se correlaciona con regiones pobremente alteradas (con calcita) o paleohidrotermales. Por último, los cuerpos delgados a manera de diques que atraviesan aun las zonas más superficiales, con valores $\leq$ 4 Ω-m se asocian a la zona de influencia de fallas o productoras.

Para modelar estos "diques conductores" se adaptó su forma de tal manera que respetara el echado aproximado que tienen las estructuras a las que se asocia. En el caso de no conocer el echado o de haber intersección de dos o más estructuras, se optó por colocarlas verticalmente.

Sobre la última zona conductora mencionada, es necesario indicar a detalle su comportamiento en las curvas de isorresistividades aparentes, dependiendo de su situación, para futuras correcciones (por ejemplo ver SECCION III, Figuras 6 y 9).

a) Las estructuras singulares que se aproximan a la superficie y tienen sondeos cercanos a ella producen anomalías de baja resistividad de forma alargada (Falla Laguna Larga).

b) Las estructuras singulares ocultas y con sondeos cercanos, tienden a disminuir sus isovalores y, por otro lado, hay cambio repentino en la elevación de las curvas a mayor abertura semielectródica (Falla entre sondeos 11002 y 11 bis).

c) Dos estructuras próximas entre sí producen una anomalía de valores bajos cerrada e intermedia (Fallas Agua Fría y prolongación de El Viejón).

d) Una zona con más de dos estructuras próximas formarán un amplio mínimo con alargamiento cercano a la estructura intermedia (zona Tejamaniles-Puentecillas).

En general, en las secciones sur y transversal se ha suprimido el electroestrato resistivo más profundo o disminuido su valor; el aumento de las resistividades aparentes a "profundidad", tanto en la sección de datos de campo como en la modelada, puede deberse más a variaciones laterales resistivas que a la presencia de un cuerpo resistivo, abajo de los sondeos.

Por último, los cuerpos resistivos profundos (85 a 200 Ω-m) que incluyen, o cuyos extremos concuerdan con estructuras tabulares conductivas, posiblemente no productoras, pueden tener distintas zonas de alteración hidrotermal, pero que de ninguna forma constituyen el límite del yacimiento.

Tal sería el caso de la falla El Chinapo. Es muy probable que los cuerpos resistivos tubulares y con valores > 200 Ω-m sean estructuras selladas.

A continuación se ofrece un mayor detalle sobre cada sección.

Sección I (Zona Sur). Al comparar la sección de isorresistividades aparentes de los datos de campo (Fig. 1) y la obtenida (Fig. 7) con el modelo bidimensional (Fig. 4), es notoria la semejanza tanto en la configuración de curvas como en sus valores; son pequeñas las discrepancias existentes a mayor abertura semielectródica. Lo anterior permite concluir que el modelo propuesto es una solución que se adapta a los datos de campo.

Son dos las discrepancias sustanciales: la anomalía de alta resistividad entre B-6 y B-5 desplazada hacia la derecha, y el valor bajo de la anomalía "abajo" del sondeo S-47. Para el primero se recomienda recorrer hacia la izquierda los cuerpos profundos de valores ≥ 85 Ω-m hasta cerca del B-6; mientras que para el segundo, aumentar la resistividad del conductivo cuando menos 5.5 Ω-m.

Con las condiciones anteriores, y tomando en cuenta la zona de producción indicada por los pozos, la región de interés geotérmico estaría comprendido entre los sondeos B-6 y B-5 (prolongación de la falla El Vampiro ?) y los sondeos 407 y 705 (prolongación de la falla inferida que atraviesa Hoyo Grande).

Aunque aquí no se ha modelado las fallas en forma tabular, se puede considerar que éstas constituyen los límites de los cuerpos profundos. Por lo tanto, las estructuras más relevantes, además de las citadas, son las fallas El Viejón y Agua Ceniza y la fractura cerca al pozo Az-39; todas de dirección SW-NE.

No obstante que las dos secciones de isorresistividades aparentes de la zona norte (Fig. 2 y 8) son semejantes en la parte superior, a "profundidad" sufren modificaciones en cuanto a las dimensiones de la anomalía entre las curvas de 15 a 20 Ω-m. Para modificar lo anterior se recomienda lo siguiente:

a) Los cuerpos conductores (Fig. 5) abajo de los sondeos 10002 y 10003 deben intercambiar valores, y b) El cuerpo de resistividad 85 Ω-m abajo de los sondeos 10005 y 10015 debe bajar su valor hasta 14 Ω-m.

La comparación de los resultados (Fig. 9) obtenidos con el modelo propuesto de la sección III (Fig. 6) y los datos de campo (Fig. 3) son bastante aceptables en la configuración de las isocurvas; principalmente en la situación de los cuerpos tabulares conductivos. Sobre éstos hay que hacer notar que sus valores son más bajos que los de campo y que, por ejemplo, en la parte central aparecen las curvas como singulares y cerradas (sondeos D-14 y K-O-A).

Tal situación puede deberse a que las resistividades que se dieron a los cuerpos tabulares que originaron las anomalías cerradas son de valores muy bajos (sondeos C-7, K-O-A y entre 11 y 11002 en la figura 6); por lo que se recomienda aumentar a 8 Ω-m, para la zona central.

Por otro lado, el modelo indica una extensa zona central conductora (13 Ω-m) que lateralmente va aumentando sus valores (zona norte y zona sur), pero que contiene el mayor número de cuerpos tabulares (Fractura Los Coyotes, prolongación de la Falla Espinazo del Diablo, Fallas Maritaro y La Cumbre en la zona Norte; y Agua Fría?, Agua Ceniza, cruce de Agua Ceniza y Puentecillas, fractura NE-SW en S-803 y Falla El Chinapo).

En las tres secciones, en general, bajo las regiones de los pozos, existen cuerpos conductores que por correlación con la información petrográfica corresponden con la aureola de alteración hidrotermal, principalmente con la presencia de calcita.

6. CONCLUSIONES

- El Modelo Bidimensional permitirá iniciar los trabajos de modelado tridimensional donde se incluyen los efectos topográficos; por lo que este trabajo debe de considerarse como preliminar al objetivo planteado dentro del convenio CFE-DOE (1986-1989) en lo que a interpretación de datos de resistividad para el campo de Los Azufres, Mich. se refiere.

- En los modelos bidimensionales la presencia de cuerpos conductores o resistivos a profundidades menores de los 100 m, influyen notablemente en el comportamiento de los valores de resistividad aparente asociados a las mayores aberturas semielectródicas del dispositivo de emisión de corriente (AB).

- En los modelos bidimensionales generados, los cuerpos superficiales con alta resistividad se asocian con las unidades geológicas, como tobas y derrames riolíticos, principalmente; en tanto que los paquetes conductores tienen relación con las zonas de alteración, manifestaciones superficiales y zonas con alto fracturamiento.

- Los paquetes conductores a profundidades mayores de 100 m y con resistividades menores o iguales a 85 ohm-m; en general tienen relación con zonas de alteración y áreas de producción de fluidos hidrotermales, definidas mediante las perforaciones exploratorias y/o de desarrollo.

La presencia de las fallas y/o fracturas geológicas se ha modelado mediante cuerpos tabulares conductores cuyas resistividades se consideran menores o iguales a

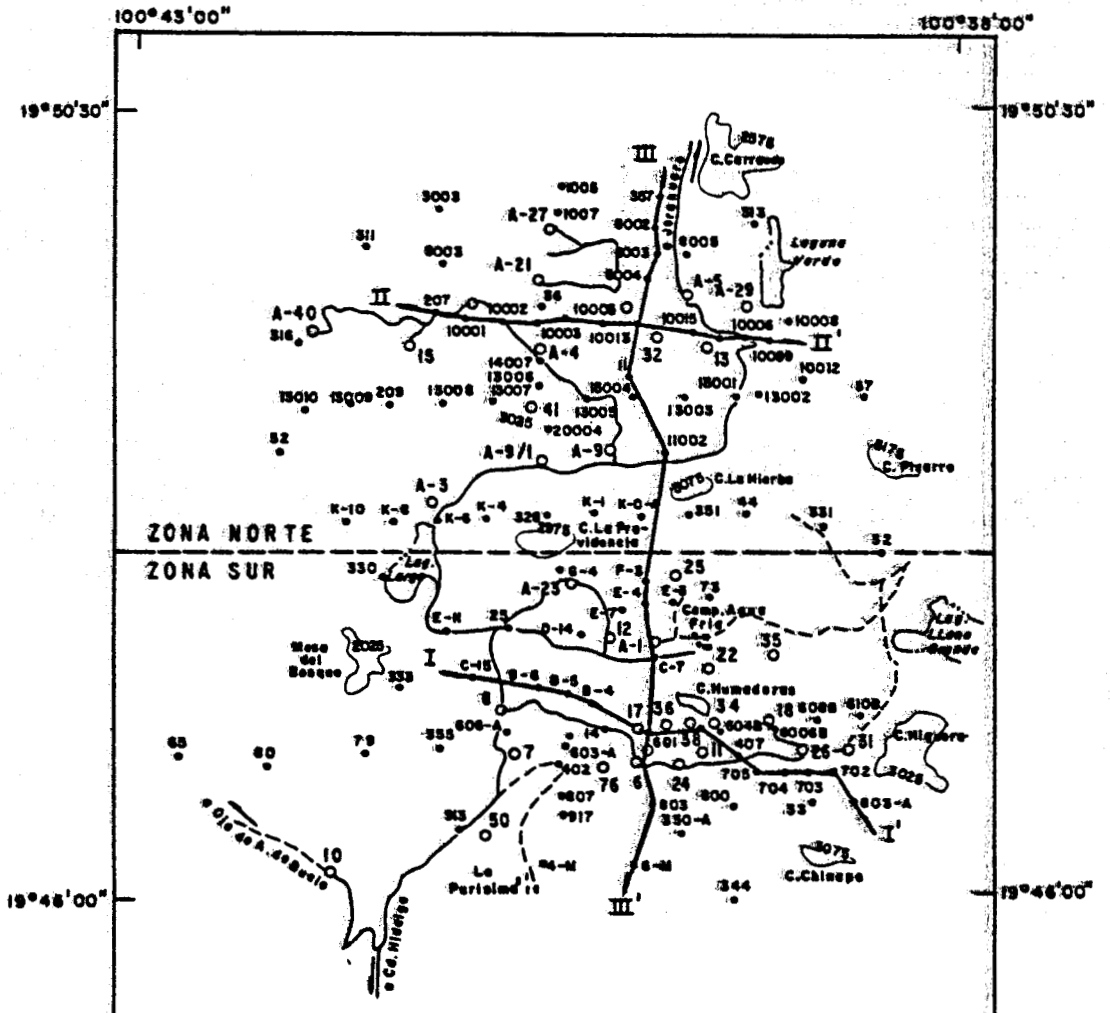
4 ohm-m; infiriéndose en ellas una alta permeabilidad, dado que son las estructuras (fallas y fracturas) las que controlan básicamente la presencia de las manifestaciones hidrotermales en superficie y el movimiento de los fluidos a profundidad.

Finalmente, se recomienda efectuar a cada una de las secciones las modificaciones expresadas en el apartado 5 (Análisis Cualitativo del Modelado), para con ello iniciar el modelado en el cual se incluyan los efectos topográficos del terreno.

REFERENCIAS

ABHIJIT, D., 1976. Resistivity Modeling for Arbitrarily Shaped Two Dimensional Structures, Part II: User's Guide to the FORTRAN Algorithm RESIS 2D. Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-5283.

PALMA G., S.H., Y BIGURRA P., E., 1986. Compilación de Las Campañas Geoeléctricas de Resistividad (1975-1982) del campo Geotérmico de Los Azufres, Mich. Informe 26/86. Edición Interna CFE.



PLANO 1

LOCALIZACION DE SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES DEL CAMPO DE LOS AZUFRES, Y SECCIONES GEOELECTRICAS.

SECCION I-I'
(ZONA SUR)

WNW — ESE

AB/2 (m)

C-15 SP-B-7 B-6 B-5 B-4 SP-602-A 601 602-B 603-B SP-406 407 705 704 703 702 803-A

Falla * Puentecillas — Falla el Viejón — Falla Agua Ceniza — Falla * Puentecillas — Falla * Tejamaniles — Falla * los Azufres

SIGNOS CONVENCIONALES

- C-7 — Sondeo eléctrico vertical
- SP-602-A — Sondeo eléctrico vertical proyectado.
- 100 — Curva de isorresistividad aparente
- Nivel de terreno
- Falla

* Intersectan de forma diagonal al perfil

ESC. HORIZONTAL Y VERTICAL

0 100 200 500 m

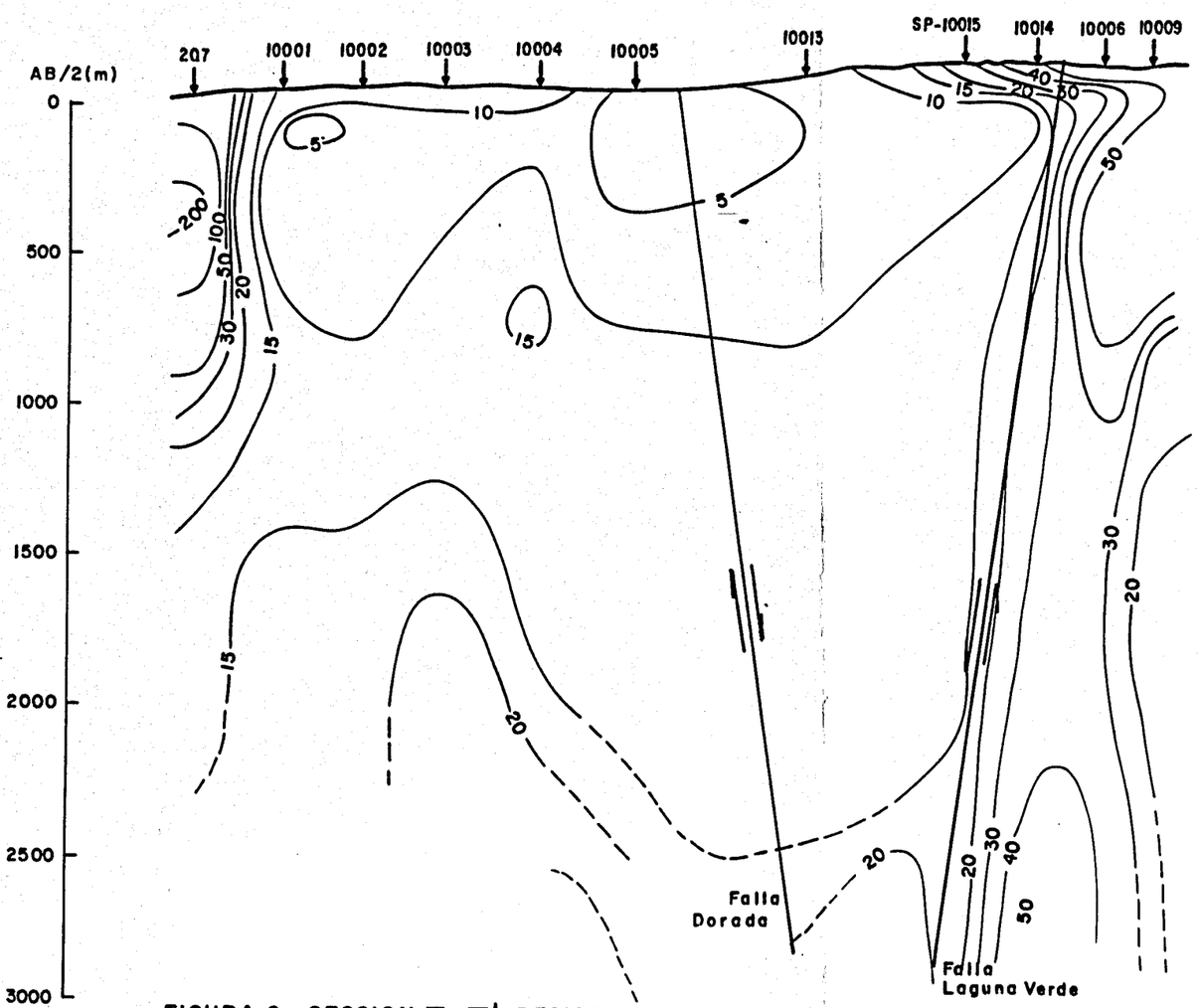
FORMO: Ing. S. Hugo Palma G.

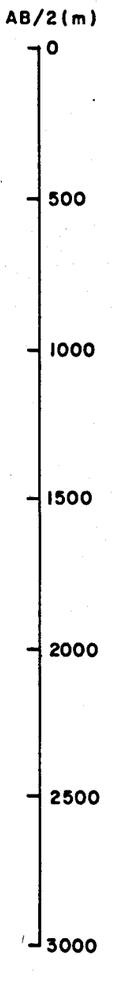
FECHA: Dic./1988

FIGURA 1.-SECCION I-I', RESISTIVIDADES APARENTES A PARTIR DE LOS SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES (ZONA SUR)

Mi-LA-GF-1048

SECCION II-II'
(ZONA NORTE)





SIGNOS CONVENCIONALES

- C-7 — Sondeo eléctrico vertical
- SP-10013 — Sondeo eléctrico vertical proyectado.
- 100 — Curva de isorresistividad aparente
- Nivel de terreno
- Falla

ESC. HORIZONTAL Y VERTICAL

0 100 200 500 m

FORMO: Ing. S. Hugo Palma G.

FECHA : Dic./1988

FIGURA 2.- SECCION II-II', RESISTIVIDADES APARENTES A PARTIR DE LOS SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES (ZONA NORTE)

Mi-LA-GF-1049

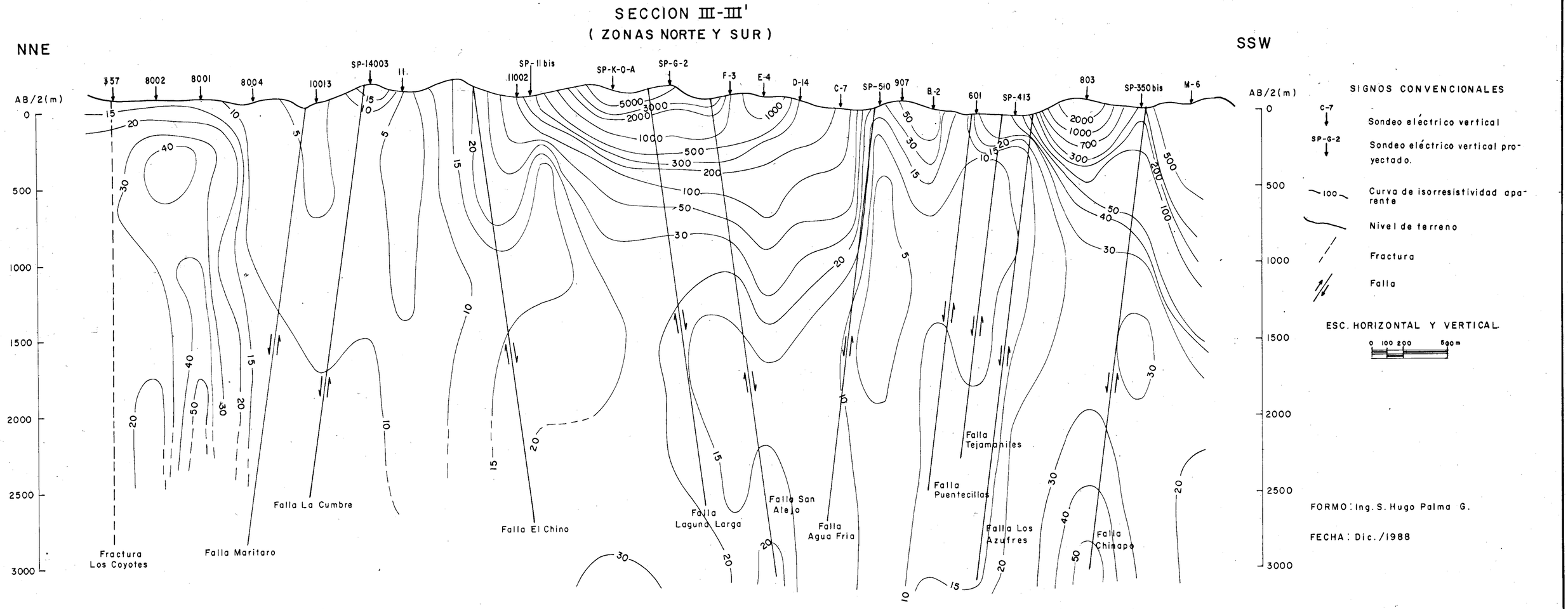


FIGURA 3.- SECCION III-III', RESISTIVIDADES APARENTES A PARTIR DE LOS SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES (ZONAS NORTE Y SUR)

Mi-LA-GF-1050

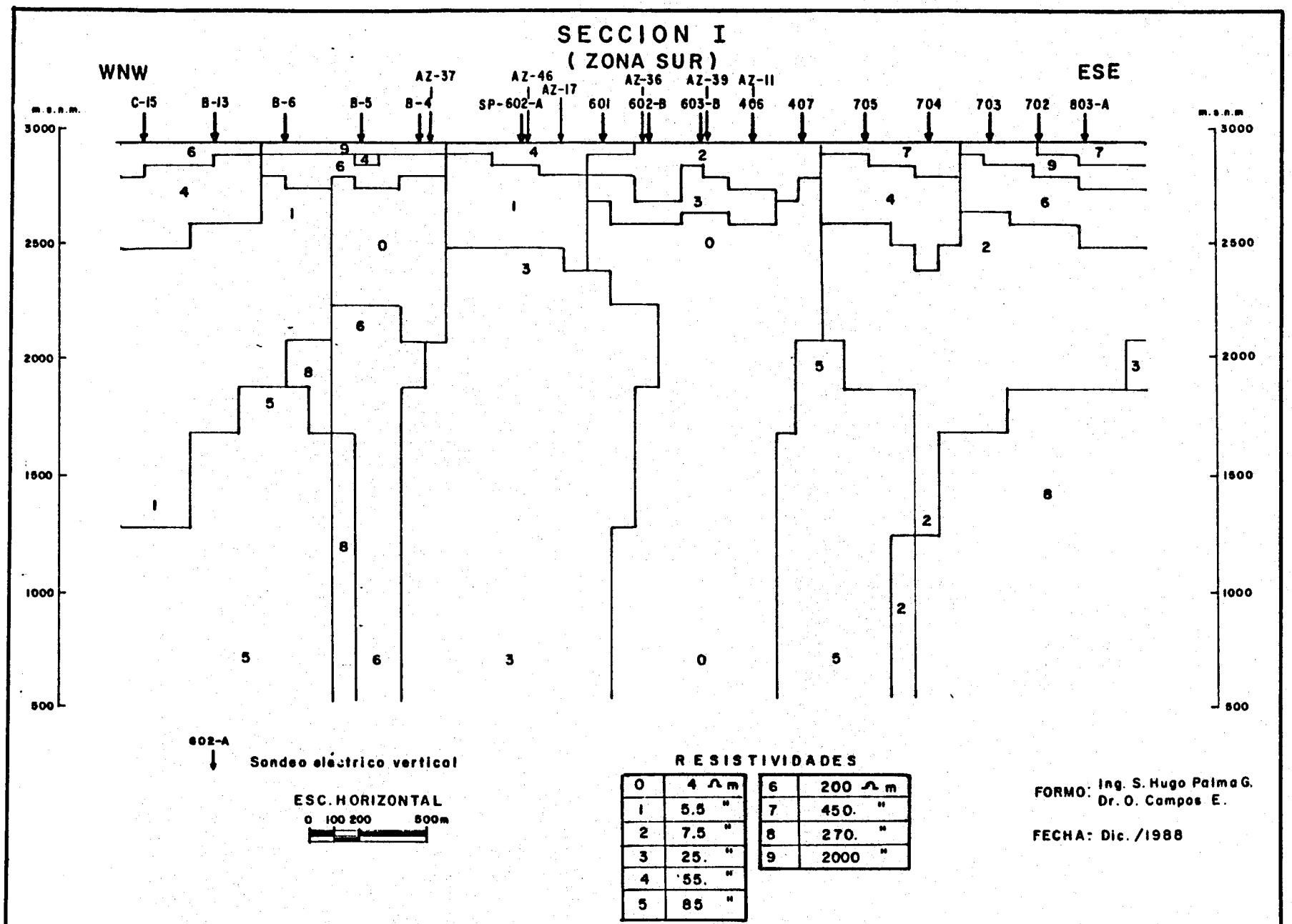


FIGURA 4: SECCION I-I', MODELO NUMERICO BIDIMENSIONAL

Mi-LA-GF-1051

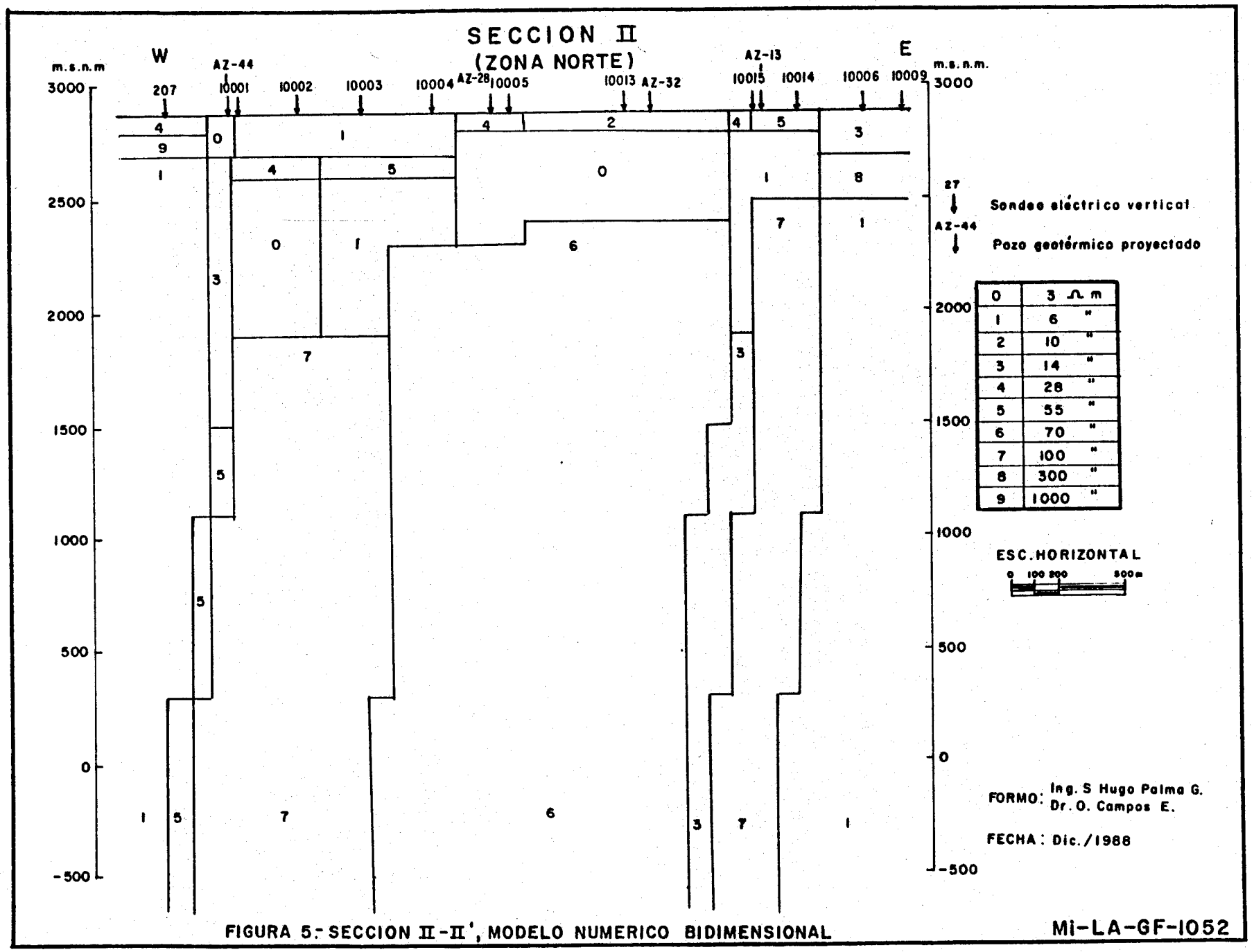


FIGURA 5.- SECCION II-II', MODELO NUMERICO BIDIMENSIONAL

Mi-LA-GF-1052

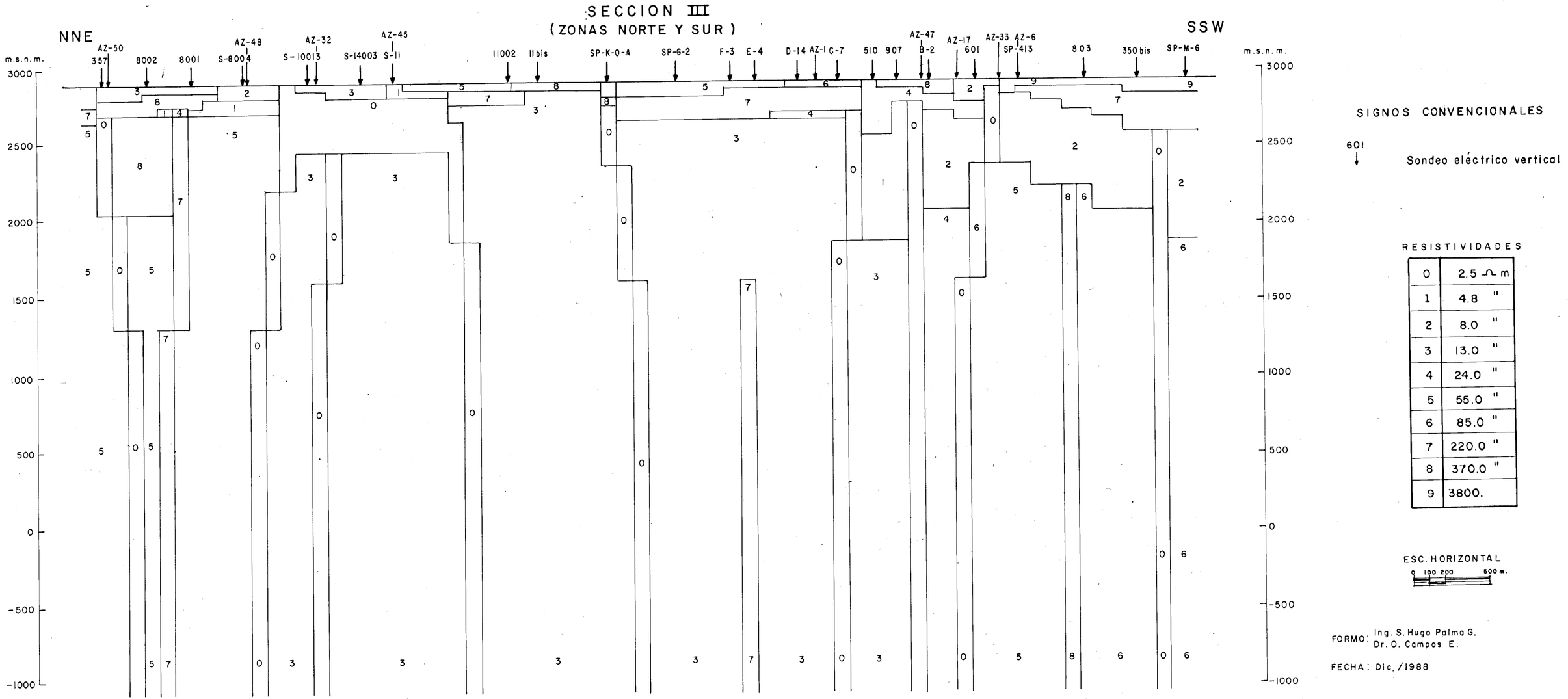


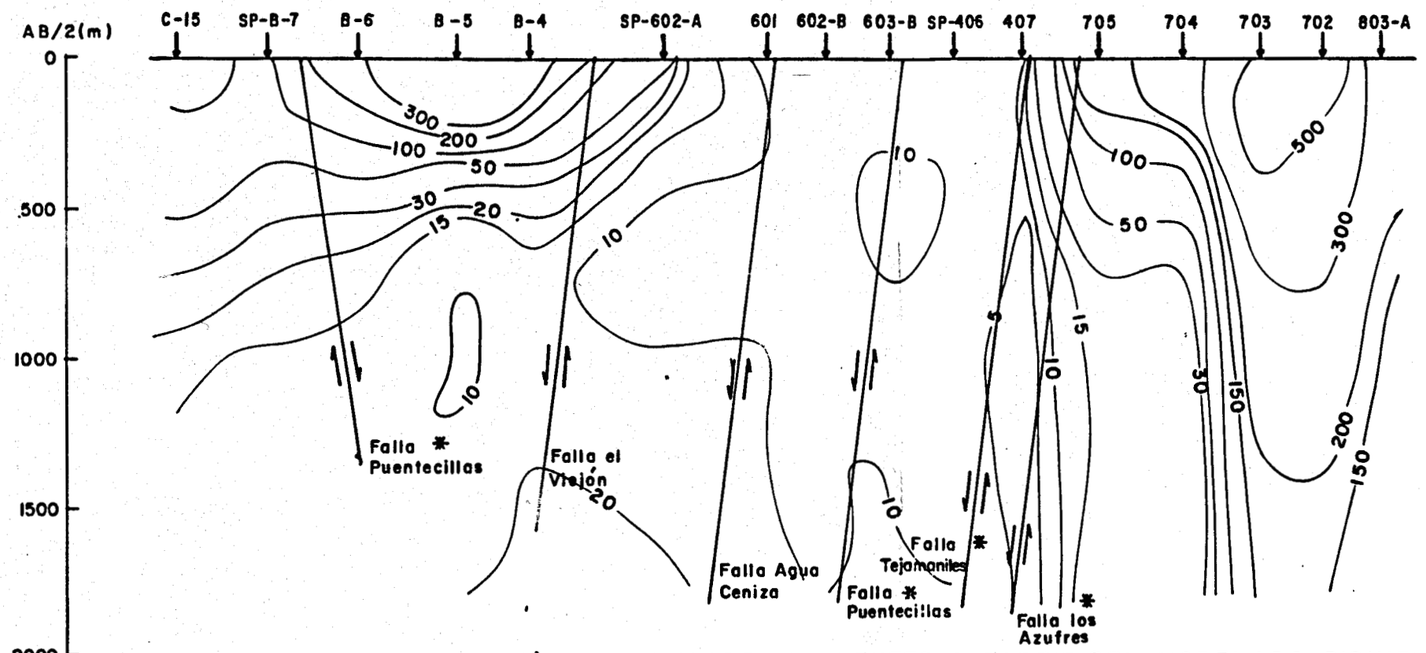
FIGURA 6.- SECCION III-III', MODELO NUMERICO BIDIMENSIONAL

Mi-LA-GF-1053

SECCION I
(ZONA SUR)

WNW

ENE



AB/2(m)
0
500
1000
1500
2000

SIGNOS CONVENCIONALES

602-A ↓ Sondeo eléctrico vertical

—10— Curva de isorresistividad(Ω m)

Falla

* Intersectan de forma diagonal al perfil

ESC. HORIZONTAL

0 100 200 500 m

FORMO: Ing. S. Hugo Palma G.
Dr. O. Campos E.

FECHA: Dic./1988

MI-LA-GF-1054

FIGURA 7.- SECCION I-I', RESISTIVIDADES APARENTES A PARTIR DEL MODELADO BIDIMENSIONAL

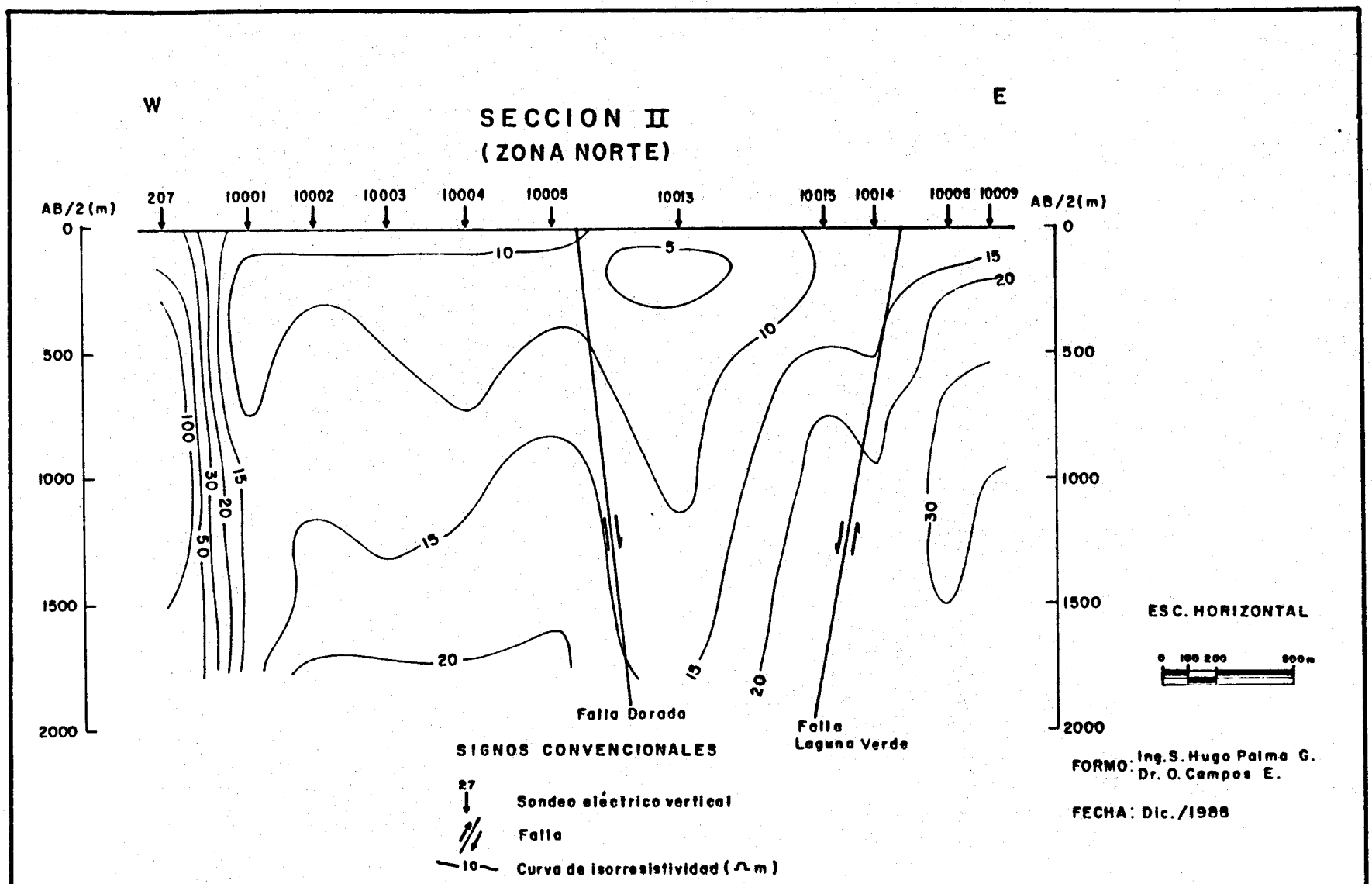


FIGURA 8:- SECCION II-II, RESISTIVIDADES APARENTES A PARTIR DEL MODELADO BIDIMENSIONAL

MI-LA-GF-1055

SECCION III
(ZONA NORTE Y SUR)

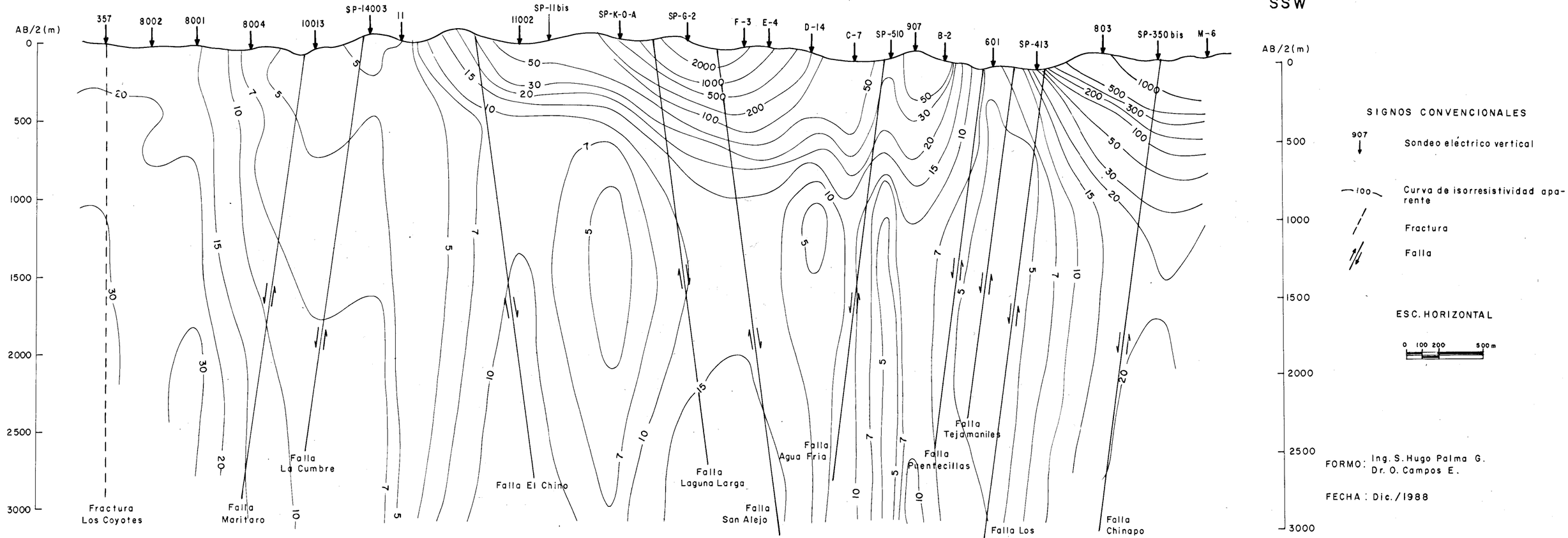


FIGURA 9.- SECCION III - III', RESISTIVIDADES APARENTES A PARTIR DEL MODELADO BIDIMENSIONAL

Mi-LA-GF-1056

AEROMAGNETIC STUDIES, LOS AZUFRES GEOTHERMAL AREA, MICHOACAN

by

Howard P. Ross and Phillip M. Wright
University of Utah Research Institute, Earth Science Laboratory
Salt Lake City, Utah 84108-1295

Antonio Razo Montiel, Geraldo H. García E., J. Francisco Arellano G.
J. Jesús Arredondo F., and J. Luis Guerrero G.
Comisión Federal de Electricidad
Morelia, Michoacan, Mexico

Héctor Lira Herrera, Comisión Federal de Electricidad
Mexicali, B. C., Mexico

ABSTRACT

Detailed and regional aeromagnetic surveys were completed over the Los Azufres geothermal area in central Mexico. Many mapped faults are clearly expressed in the detailed magnetic data because these faults penetrate to the surface and many are reflected in the topography. East-trending faults are often cut by younger north- to -northwest trending structures which can be interpreted from the magnetic data. A large zone of mapped hydrothermal alteration is apparent in the magnetic data as an area of unusually low (0-50 nT) magnetic relief. Interpreted structures trend NW into this area and are weakly expressed within the alteration zone. The regional survey records several major volcanic - intrusive complexes as large, positive magnetic anomalies, including the Los Azufres area. The source of the Los Azufres magnetic high appears to be bounded by northwest- and north-trending regional structures.

RESUMEN

Levantamientos detallados y regionales aeromagnéticos fueron completados sobre el sistema geotérmico Los Azufres en la parte central de Mexico. Muchas fallas de las cuales se han hecho mapas estan claramente expresadas en los datos magnéticos, pues estas fallas penetran la superficie y muchas se reflejan en la topografía. Las fallas con dirección al oriente suelen ser cortadas por estructuras mas recientes con orientación norte a noroeste, las cuales se pueden interpretar atravez de datos magnéticos. Hay cerca de 18 facciónas magnéticas que están correlacionan con fallas ubicadas en mapas y otras estructuras probables. Varias fallas ubicadas en mapas pueden ser extendidas con una interpretación de los datos magneticos y ademas mas de 12 estructuras que no han sido ubicados en mapas.

Una zona amplia de alteración hidrotermal y ubicada en mapas aparece en los datos magneticos como una zona de bajo (0-50 nT) relieve magnético. Estructuras interpretadas en esta area son de dirección Noroeste y aparecen poco dentro de la zona de alteración. Los datos indican la posible relación del complejo volcánico Los Azufres con la intersection del sistema estructural Noreste-Sureste (Basin and Range?) con estructuras Este-Oeste. El levantamiento regional registra varios complejos de volcánicos-intrusivos mayores como anomalias magnéticas positivas que incluyen el area de Los Azufres. El origen del alto magnetismo de Los Azufres pareciera se limitado por estructuras regionales orientadas por el norte y el Noroeste.

INTRODUCTION

As part of a cooperative agreement between the United States Department of Energy (DOE) and the Mexico Comision Federal de Electricidad (CFE), two aeromagnetic surveys were completed over the Los Azufres geothermal area in Michoacan, central Mexico. The goals of this work were to determine the effectiveness of specialized aeromagnetic surveys for determining structural control and alteration areas in geothermal resources related to fractured volcanic systems. Other data obtained in support of the aeromagnetic surveys included the collection of magnetic susceptibility data for geologic units at Los Azufres and recording the diurnal variation of the earth's magnetic field.

DATA ACQUISITION

The aeromagnetic surveys are classified as detailed (low-altitude survey) and

(Plates I, II, and III in pocket)

regional (high-altitude survey). The detailed survey was completed over the Los Azufres geothermal area using a Llama helicopter operated by CFE. Approximately 527 line-km were flown in an area of 96 sq km, for an average line spacing of 0.18 km. Survey lines were flown northwest-southeast at an attempted terrain clearance of 100 m. The recording equipment included a Geometrics Model G-803 Airborne (proton) Magnetometer, a Bonzar Mark 10X radar altimeter, a Panasonic color TV camera, and a Panasonic VHS Portable Video Cassette Recorder. Both analog and digital magnetic and altimeter data were recorded.

The high-altitude survey covered an area of approximately 1500 sq km in which the Los Azufres geothermal field was centrally located. Approximately 1590 line-km were flown north-south at a nearly constant altitude of 11,300 ft (3,444 m) except over parts of San Andres volcano where altitude reached 12,500 ft (3,310 m). This survey was flown in a Piper Cherokee fixed-wing airplane chartered by CFE. Dense smoke and haze resulting from numerous fires restricted flying and complicated navigation, resulting in non-uniform survey data coverage.

Both surveys were completed in May, 1988 by a four man-crew which included a pilot and navigator from CFE, and a magnetometer operator and video system/recorder operator from UURI. The variation of the earth's magnetic field was recorded with a Scintrex Base-Station Magnetometer, Model MBS-2 for the period 19 April to 26 May 1988. These variations, which have a normal distribution, have a mean value of 42,740 gammas. The goal of this magnetic field monitoring was to determine the diurnal corrections to be applied in the reduction of the aeromagnetic data. Significant diurnal variations did occur during the low-altitude survey.

DATA COMPILATION AND PROCESSING

The flight-path recovery utilized VHS tapes of the flight path which were replayed many times to locate points identifiable on aerial photos, photomosaics, and topographic maps. The predominance of forest cover and incomplete photographic coverage limited the number of recovered points on both surveys.

A first-generation magnetic map of the low-altitude data was completed by removing a base level of 42,000 nanoteslas (nT) from all observed values and applying diurnal corrections to each flight line. The diurnal adjusts all recorded data to the "normal" value of 42,740 nT observed at the CFE monitor station during the survey period, (Campos E. and Herrera B., 1988). The final magnetic map includes additional corrections to entire lines or portions of lines based on tie-line intersections and altitude variations. This map of total magnetic intensity also incorporates smoothing to reduce flight-line effects and to emphasize geologic information.

During the initial qualitative interpretation it became evident that additional computer processing would reduce the effects of terrain clearance variation, remaining flight position errors and other high-frequency noise. The aeromagnetic map was manually digitized by CFE for a square grid of 250 m interval. With digital data the following processes could later be employed: reduction to the pole; upward continuation; second vertical derivative; and downward continuation. Depending on the results obtained two-dimensional and three-dimensional modeling will be completed at a later date.

Compilation of the high-altitude data included diurnal corrections (generally less than 10 nT according to Campos E. and Herrera B., 1988) and removal of a 42,000 nT base level. Because the diurnal changes were small and well-located tie-line intersections were generally less than +/- 10 nT, no further tie-line adjustments were made. Nonconforming data for poorly located portions of several flight lines were ignored in contouring the final map.

INTERPRETATION - LOW-ALTITUDE SURVEY

An initial qualitative interpretation of the low-altitude map was completed by the correlation of geological and geophysical data, including; lithology, structure, susceptibility samples, paleomagnetic data, gravity, and ground magnetics. Linear magnetic trends and dipolar magnetic anomalies resulting from distinct sources with induced magnetization were identified from these data. In general, the detailed map (Plate I) shows well-defined regional trends with an E-W orientation which predominate in the northern sector, and NW-SE trends which predominate in the south and west portions of the area. Other trends of minor importance, with an approximate N-S orientation, occur in the eastern sector. These magnetic trends correspond to orientations associated with a system of

structures observed at the surface. The NW-SE trends may be of major importance as they coincide with trends observed in the regional gravity map. The detailed (1:10,000) geologic mapping (CFE, 1986) provides a basis for evaluation of the magnetic data. Figure 1 illustrates the form of magnetic anomalies for two characteristic models as computed for the magnetic-field parameters of the Los Azufres area.

Inspection of the low-altitude survey map, Plate I, reveals several interesting features.

1. Numerous short-wavelength highs and lows, less than 0.5 km in long dimension, occur on portions of the periphery of the surveyed area. Many of the small closed anomalies result from data acquisition or compilation problems (i.e. terrain clearance variation, flight path recovery inaccuracies). Terrain clearance variations are most severe when the magnetometer is less than 100 m above the ground surface. Many anomalies result as the irregular topography rises to, or falls away from, the smoother flight path. Anomalies of this type can be evaluated by correlation with topographic maps and review of the radar altimeter data.

2. There is a northwest-southeast elongation of contours, some of which may result from flight-line position and data leveling errors. Manual smoothing has reduced these compilation effects. Much of the remaining NW-SE elongation results from the topographic grain and magnetization contrasts due to northwest-trending faults, fractures, and geologic contacts. Discrimination between compilation errors and valid geologic contrasts is difficult, and interpreted NW-SE structures must be regarded as somewhat uncertain.

3. Magnetic field variations of 300 nT to more than 1200 nT per kilometer are common along all borders of the survey. An area of perhaps 5 km (N-S) by 1-3 km (E-W) in the center of the survey, and largely coincident with the zone of hydrothermal alteration between the north and south production zones, is characterized by only long-wavelength variations between 640 nT and 750 nT. This limited variation indicates very minor magnetization contrasts in near-surface rocks (0-1000 m depth) which may arise from different geologic models.

4. Numerous positive anomalies are associated with the San Andres dacite (Qdp) to the east, the Mil Cumbres andesites (Tma) and dacite cinders (Qvc) in the north.

5. Several negative anomalies occur over rhyolitic rocks (Qrf). The near-surface depth estimates to the source rocks along with correlation with hilltop topography and reduced terrain clearance (from the radar altimeter) suggest reversely polarized units within these Quaternary rhyolites. Several of these reversed sources are identified by (R) on the interpretation map, Plate II. Additional reversely polarized volcanic sources may be present but have not been positively identified. Flux-gate magnetometry measurements by Dobson and Mahood (1985) document reversed magnetizations in "basement rocks" and in the Agua Fria rhyolites at Los Azufres.

Interpretation of the low-level data to date has focused upon: 1) an evaluation of the utility of this detailed, low-level survey in helping to map this volcanic-hosted, fracture-dominated geothermal system; and 2) a preliminary magnetic/geometric model of the production zones and adjacent areas of the geothermal system. A more complete interpretation of the survey will result from subsequent CFE processing and numerical modeling. The results of the present interpretation are summarized on Plate II, an overlay to the magnetic data or geologic maps, and are discussed below.

Fault and Fracture Delineation

The magnetic contour map is dominated by the expression of faults and fractures. These structures are well expressed for several reasons. Many faults penetrate to the surface and are reflected in the surface topography. The faults place volcanic rocks of different magnetization in lateral contact, providing the necessary magnetization contrasts. Magnetic susceptibility contrasts within the Los Azufres area have been documented by Campos and Abad (1988) and confirm a substantial range of susceptibility variation (10 E-6 to 2047 E-6 cgs for individual measurements). The variation in remanent magnetization is probably greater. The low level of the helicopter flight provided a small distance between the magnetization contrasts and the sensor, enhancing the anomalies.

Major portions of more than 18 mapped faults and several second-order structures are expressed in the magnetic data (Plate II, Table I). The faults and fractures are expressed in various ways.

Table I
Magnetic Expression of Known Faults

Falla	Magnetic Expression	*Type of Expression	Length(Km) Expressed	Trend Direction
Falla Fio Agrio	Weak	GR + AD	1	NNW
Falla Maritaro	Strong	GR + AD	6	E
Falla Nopalito	Weak	AD	0.5	NE
Falla Espinazo del Diablo	None	---	--	E
Falla Los Coyotes	Moderate	AD	3	E
Falla La Presa (N)	Moderate	GR + AD	3	NNW
Falla Laguna Verde (H)	Moderate	GR + AD	3	NNW
Falla La Cumbre	Weak	---	1	E
Falla La Hiobba	Moderate	GR + AD	1	N;NNE
Falla La Presa (S)	Strong	GR	3	NNW
Falla Dorada	None	---	--	NE
Falla El Chino	Weak	AD	0.7	E
Falla Laguna Larga	Moderate	AD	2.5	E
Falla San Alejo	Weak	GR + AD	0.7	E
Falla Agua Fria	Moderate	GR + AD	3.5	E
Falla El Vampiro	Weak	AD	0,8	NE
Falla El Viejon	Moderate	GR + AD	2	NE
Falla Ejamaniles	Moderate	GR + AD	2	SE;E
Falla Los Azufres	Moderate	GR + AD	0.8	E
Falla Agua Ceniza	Moderate	GR + AD	1	NE
Falla El Chinapo	Strong	GR + AD	2.5	E
Falla Laguna Verde (S)	Moderate	GR + AD	1.7	NNW

* Magnetic expression type; GR = gradient; AD = alignment of discontinuities

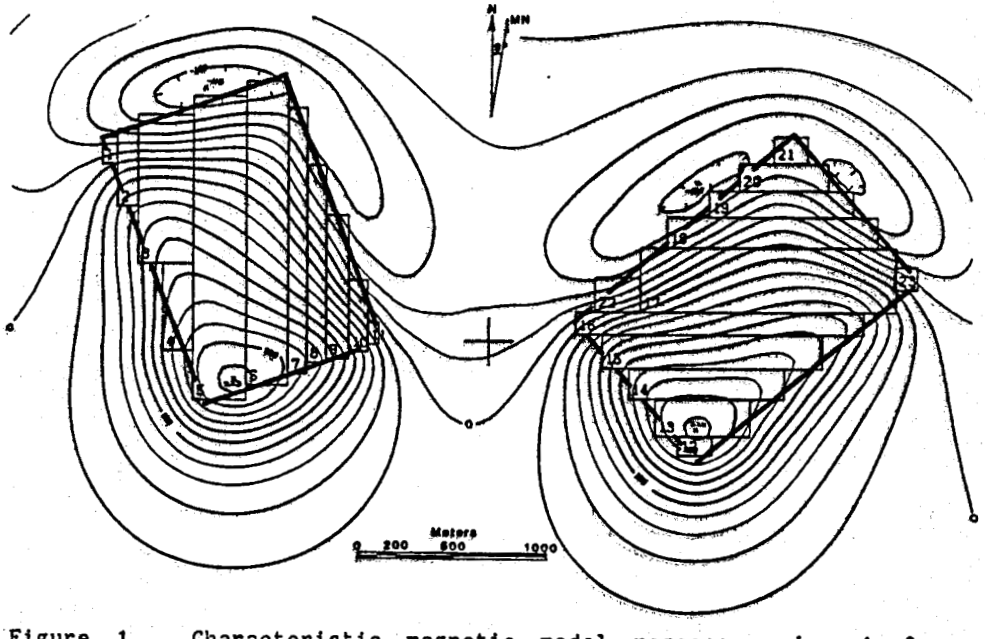


Figure 1. Characteristic magnetic model responses, Los Azufres, Michoacan area. Rectangular bodies 1 x 1,5 km trending N20W and N50E. Susceptibility contrasts 0.002 cgs, depth to top 200 m, thickness 500 m. Declination 9°E, inclination 48°, TF = 42,740 nT. Contour interval 20 nT.

A linear gradient 0.5 to several km long (e.g. Falla La Presa, Falla Maritaro) is the most obvious expression. More common in these data are the truncation of magnetic highs and lows and changes in anomaly amplitudes along a linear alignment. Many known faults are revealed by combinations of the above.

Not all faults are well expressed in the magnetic data, and only rarely can the entire fault be interpreted from the magnetic data. Because the surface geology has been mapped in detail and many drill holes have been completed, the opportunity for identifying major new features from the magnetic data is somewhat limited. Using the criteria discussed earlier, and in conjunction with the CFE geologic map, several mapped faults may be extended with some confidence based on the magnetic data. These include Falla Laguna Verde, Falla La Hiobba, Falla El Chinapo, and other unnamed features.

More than 12 previously unmapped structures are also interpreted from the magnetic data, as shown on Plate II. Several of these interpreted structures trend N60W to N20W, at a relatively small angle to the flight lines and hence could arise from compilation problems in areas of poor flight path recovery, or a coincidental alignment of magnetic gradients of anomalies. Perhaps the most important of these trends northwest near the eastern margin of the South Production Zone. The recognition of these NW-SE structures is a useful contribution to the knowledge of Los Azufres at this stage of qualitative interpretation. These interpreted features should be verified by geological mapping or surface geophysical surveys before being accepted as faults.

Los Azufres Geothermal System

A preliminary interpretation of the Los Azufres area is shown on Plate II. This interpretation, supported by numerical modeling of the high-altitude survey, Figure 2, indicates that a large body of relatively uniform bulk magnetization extends from Falla El Chinapo on the south to Falla Los Coyotes on the north. The body is truncated by Falla Laguna Verde and Falla La Presa on the east, and extends west beyond Presa Laguna Larga. This broad, positive source appears to be the 1000 m plus thickness of andesites contrasting with San Andres dacite and La Yerbabuena rhyolite domes on the east, and La Yerbabuena rhyolite domes on the west. Superimposed on this dominantly low-relief feature are minor anomalies due to topographic effects, faulting, and locally, reversely magnetized rhyolites which may outcrop.

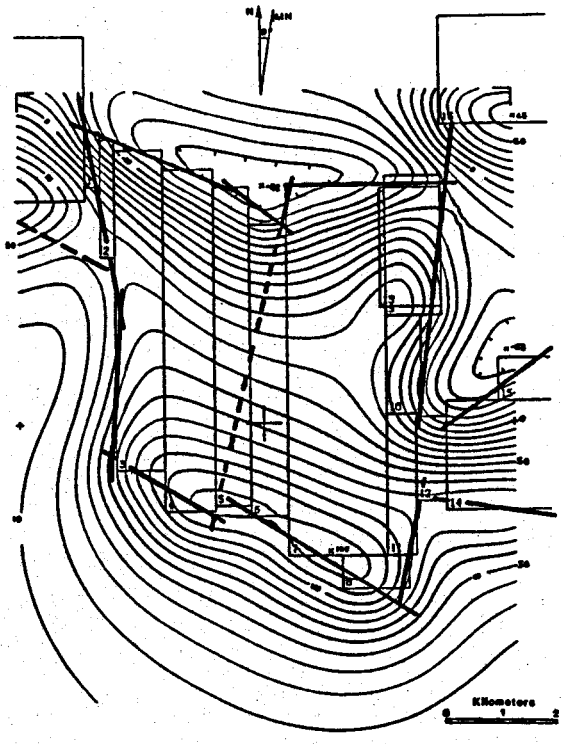


Figure 2. Preliminary magnetic model for Los Azufres geothermal area, from high altitude data. Major source body with susceptibility contrast 0.001 cgs, outcropping, with thickness of 2300 m. Body borders are probably defined by regional structures. Contour interval 10 nT.

Thin, layered rhyolites overlie andesites in the central portion of the positive source body. A broad area of hydrothermal alteration is expressed by subdued magnetic variations, and appears to be oriented along the trend of two poorly defined structures interpreted from the magnetic data. We do not observe a detailed correlation between the diverse lithologic units and the magnetic contours, except that in the areas of high susceptibility (andesites and dacites) the magnetic relief is much more irregular than where the surface cover are tuffs, rhyolites and altered rocks, even though the average value of the field is approximately the same.

The structures indicated may have some significance as controls for the South

Production Zone. The significance of structures and magnetic sources near the North Production Zone is unclear at present.

INTERPRETATION - HIGH ALTITUDE SURVEY

The high altitude residual magnetic intensity map is presented as Plate III. The interpretation of this survey will be somewhat limited by flight-path recovery problems, principally in the southern third of the survey area, and by several wide gaps in flight line separation. In four areas, the spacing between flight lines exceeds three km. In these areas the frequency content of the mapped data is lower than that of the true magnetic field at this elevation, and anomaly shapes may be somewhat incorrect.

Several major west and west-northwest trending structures can be inferred from the contour map. Positive magnetic sources, 4 to 20 sq km in aerial extent, suggest major volcanic-intrusive complexes. Some of the more prominent sources occur at the eastern end of Laguna Cuitzeo, north of Presa Pucuato, near Mesa El Cantor, and at Uripitio. Geothermal fields are associated with two of these large sources: Araro, southeast of the Cuitzeo source, and Los Azufres. The volcano San Andres, less than 400 m below the flight altitude, occurs as a positive magnetic anomaly with amplitude 300 nT above background. The inferred source position includes an area of approximately 12 sq km, much of which is above 3000 m in elevation.

The low-frequency magnetic anomalies, and the magnetic sources which can be inferred from these anomalies, form a large somewhat-circular area perhaps 25 km in diameter in the southeastern portion of the survey area. Any interpretation relating this near-circular appearance to a caldera complex will require more interpretation and considerable geologic input.

The only specific interpretation of the high-altitude data reported here is first-pass modeling of a low-amplitude positive anomaly which encompasses 20 sq km and is centered over the Los Azufres geothermal area. A simplified model of this source (Figure 2) corresponds to the broad magnetic source identified from the low-altitude survey which includes the Los Azufres geothermal system. The interpreted susceptibility contrast for this body, contrasted with bordering, less magnetic blocks, is approximately 1000 E-6 cgs, assuming a finite depth extent of the order of 2300 m, for this magnetization contrast. This may relate to a thicker section of andesites downfaulted with respect to surrounding dacites, rhyolite domes and other rocks and/or intrusive rocks beneath the andesite units.

CONCLUSIONS

The high-altitude aeromagnetic survey maps an arcuate area of over 500 sq km which includes several large magnetic sources suggestive of volcanic-intrusive complexes. One of these sources includes the entire area of the Los Azufres geothermal system. This source is bordered on three sides by major mapped faults. The positive magnetic source may correspond to a thicker section of Mil Cumbres andesites, and/or intrusives at depth, and contrasts with rhyolite and dacite domes to the west and east. Several regional structures may be inferred from this survey but they have not yet been studied in detail.

On the basis of the preliminary interpretation, it appears that the low-altitude survey is only partially successful for reflecting the known geologic characteristics at Los Azufres, but contributes indications of a regional kind which shed new information and permit making hypothesis for later studies. The most important are the possible relation of the Los Azufres volcanic complex with the intersection of a NW-SE structural system (Basin and Range?) with more recent E-W structures. These data also suggest that the hydrothermal alteration observable at the surface is largely restricted to shallow units and decreases notably with depth.

The detailed, low-level magnetic survey shows numerous linear magnetic trends and discontinuities not present on the high altitude data, at least 18 of which correlate with mapped faults and other probable structures. Several mapped faults may be extended with an interpretation of the magnetic data, and more than 12 previously unmapped structures are interpreted from these data. Some of these structures may be important to a better understanding of structural controls for the South Production Zone. With more study, this structural information will lead to a better understanding of this fracture-controlled geothermal system. The cost-effectiveness of the regional survey is still being evaluated.

Magnetic surveys of similar structurally controlled volcanic geothermal systems should utilize a close flight line spacing (200-300 m) and a smoothly draped flight path somewhat higher than the minimum and mean terrain clearance of this survey. Depending on local relief and helicopter performance, a mean terrain clearance of 100 to 200 m should be considered.

Further interpretation of the detailed survey may benefit from low-pass digital filtering to reduce noisy data due to varying terrain clearance and flight-line position errors. Additional numerical modeling of the geothermal area should then be completed. Numerical modeling and structural interpretation of the high-altitude survey can be completed on a lower priority basis.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank Marshall Reed, DOE, for his interest, support and advice during this project. Mr. Dale Green, UURI, completed a major modification of the instrumentation prior to the surveys. Numerous other CFE and UURI personnel provided technical support to this project.

REFERENCES

Campos, E. J. O. and Abad, A., 1988, Levantamiento de susceptibilidad magnetica en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., CFE - Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos Tech. Rept., 24 p., Junio.

Campos, E. J. O. and Herrera B., M. C. F., 1988, Variation diurna del campo magnetico terrestre en el area del campo getérmico de Los Azufres, Mich., CFE - Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos Tech. Rept., 5p., Julio.

CFE, 1986, Geologica del campo geotermico, Los Azufres, Mich., Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Subgerencia de Estudios Geotérmicos, Departamento de Exploraciones Geotérmicas y Superintendencia General de Los Azufres; mapa escala 1:10,000.

Dobson, P. F., and Mahood, G. A., 1985, Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal field: Jour. Volcanology and Geothermal Research, v. 25, p. 273-237.

ILLUSTRATIONS IN FOLDER

Plate I. Residual Magnetic Intensity, Los Azufres Geothermal Area. Detailed helicopter survey, scale 1:20,000.

Plate II. Structural Interpretation, Los Azufres Geothermal Area. Scale 1:20,000.

Plate III. Residual Magnetic Intensity, Acambaro-Ciudad Hidalgo Area. High altitude regional survey, scale 1:100,000.

LEVANTAMIENTO AEROMAGNETICO DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH. VUELO BAJO

Por:
A. Razo Montiel*
G. H. García Estrada*
J. F. Arellano Guadarrama*
J. L. Guerrero Guadarrama*
H. Lira Herrera. Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, B.C., Mex.
H. P. Ross**
P. M. Wright**
*Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mich., Mex.
**UURI, Salt Lake City, Utah

RESUMEN

El estudio aeromagnético efectuado en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., México, se interpretó preliminarmente usando métodos cualitativos y digitales. Sus resultados permiten concluir que el control estructural más importante en el área se debe a los sistemas E-W, NW-SE, NE-SW y N-S en ese orden de importancia, siendo los dos primeros los que se asocian con la formación del yacimiento y los dos restantes con sus límites estructurales.

La actual zona de explotación forma parte de un área con bajo relieve magnético, pero con valores medios relativamente altos en comparación con los de sus inmediaciones. Este comportamiento se interpretó como producto de la presencia de una capa delgada (600 m) de material de baja susceptibilidad (< .0005 U.C.G.S.) (volcanismo ácido y alteración hidrotermal), que cubre a un bloque regional (7 km x 5 km) de mayor susceptibilidad, cuyas fronteras están controladas de modo general, por la intersección de los sistemas E-W y NW-SE.

A partir de un modelo preliminar de dos dimensiones del bloque de bajo relieve, se interpretó la presencia de una alternancia de cuerpos de alta y baja susceptibilidad, controlados por las fallas del sistema E-W. Algunas de las depresiones magnéticas modeladas se interpretaron como verdaderos grabens debido a su concordancia con la geología conocida (graben Agua Fría), sin embargo, en algunos casos la geometría de los bloques magnéticos resultó inconsistente, por lo que algunos bajos magnéticos producidos sobre horts conocidos se interpretaron como resultado de la desmagnetización debida al flujo de fluídos a través de las fallas del sistema E-W (Módulo Maritaro).

Desde el punto de vista regional se confirmó la presencia de un bajo magnético de dirección E-W que cruza la porción N del área estudiada. Su presencia se asocia con el sistema de fallas Acambay característico de esta porción de la Faja Volcánica Transmexicana. El límite sur de esta anomalía parece relacionado con la falla Agua Fría por lo que se le considera una de las de mayor importancia regional

1. INTRODUCCION

Formando parte del convenio establecido entre el Departamento de Energía de los Estados Unidos de América (DOE) y la Comisión Federal de Electricidad (CFE) para el campo de Los Azufres, Mich., se llevaron a cabo dos levantamientos aeromagnéticos. Los objetivos planteados del trabajo se enfocaron a determinar la efectividad del método para definir la presencia de los sistemas estructurales y áreas de alteración hidrotermal, en el complejo volcánico de Los Azufres.

Como datos de apoyo a los levantamientos aeromagnéticos se recolectaron datos de susceptibilidad magnética de las unidades geológicas aflorantes (Campos y Abad, 1988) y se llevó a cabo el registro de las variaciones del campo terrestre (Campos y Herrera, 1988)

2. ADQUISICION DE DATOS

Los levantamientos aeromagnéticos pueden clasificarse como de detalle (Vuelo Bajo)y regional (Vuelo Alto). El reconocimiento de detalle se llevó a cabo sobre la zona conocida del campo de Los Azufres, utilizando un helicóptero tipo Llama. El área cubierta fue de 96 km , en los cuales se registró información a lo largo de aproximadamente 527 km lineales; el espaciamiento promedio entre las líneas es de 0.2 km, teniendo una orientación noroeste-sureste y una altura sobre el perfil del terreno de alrededor de 150 m. El equipo utilizado se constituyó por un magnetómetro de protón Mca. Geometrix, modelo G-803; un altímetro de radar Mca. Bonzar Mark 10x; una cámara de TV Panasonic; y una video grabadora de casette VHS marca Panasonic. Los registros magnéticos y de altitud fueron grabados en forma analógica y digital.

Respecto al reconocimiento regional, vuelo alto, se cubrió una zona de aproximadamente 1500 km , teniendo como área central al campo de Los Azufres. Los datos se recolectaron en líneas orientadas norte-sur a lo largo de 1590 km lineales, manteniendo una altura de vuelo del orden de 3,444 m (11300 ft); exceptuando la parte correspondiente a la prominencia volcánica de San Andrés, donde la altura se incrementó a los 3810 m (12500 ft) aproximadamente. Para este reconocimiento se utilizó un avión tipo Cherokee y el mismo equipo de registro del vuelo bajo. Algunos factores, como la nubosidad, produjeron problemas en la navegación, dando como resultado que no se lograra una cobertura uniforme en el área.

Ambos vuelos fueron realizados en mayo de 1988, participando en el registro de la información cuatro personas, incluyendo al piloto, navegante, operador del magnetómetro y el operador del sistema de video grabación.

A la par, se llevó a cabo un muestreo de susceptibilidad magnética de las unidades geológicas del campo de Los Azufres en 23 sitios; haciéndose una clasificación por sitio, tipo genérico de roca, subtipo y unidad geocronológica correspondiente; para ello, se utilizó un equipo Mca. Bison, modelo 3110A. Los valores más altos reportados corresponden a la unidad de andesitas en bloque, siguiéndoles la Dacita San Andrés, las tobas, y finalmente las unidades riolíticas. El propósito de este muestreo fue el de obtener parámetros útiles en la interpretación cuantitativa de las anomalías magnéticas de campo total, y en particular para limitar el proceso de inversión de ellas.

También se desarrolló el "Monitoreo de las Variaciones del Campo Magnético Terrestre", por medio de una Estación Base Magnética, Mca. Scintrex, modelo MBS-2 en el período comprendido del 19 de abril al 26 de mayo de 1988. Las variaciones, se estima, tienen una distribución normal, cuyo máximo oscila alrededor de las 42,740 gammas. El objetivo de este trabajo es considerar dichas fluctuaciones para efectuar la corrección correspondiente a los datos registrados en ambos vuelos aeromagnéticos; principalmente al vuelo bajo, ya que en el período de registro de éste, se presentaron variaciones importantes.

3. PROCESADO DE DATOS

La recuperación de la trayectoria de las líneas de vuelo se efectuó mediante la utilización de los videocasettes de registro VHS para localizar puntos identificables sobre el fotomosaico, en el caso del vuelo bajo y mapas topográficos en el vuelo alto. En ambos casos la existencia de zonas boscosas limitó la recuperación total de los puntos de control.

Respecto al vuelo bajo, se construyó un plano de anomalías magnéticas residuales, al cual se le aplicó la corrección diurna en cada línea de vuelo; además de que se le sustrajo un nivel de referencia de 42,740 gammas. El intervalo de la configuración se presenta cada 20 gammas y la escala del plano es 1:10,000.

Para llevar a cabo la etapa de interpretación cualitativa del plano aeromagnético de vuelo bajo se conjuntó la información geológica y geofísica conocida, constituída básicamente por: litología y sistemas estructurales (De la Cruz et al., 1982), muestreo de susceptibilidades, datos paleomagnéticos, gravimetría y magnetometría terrestre. Para ello se vertió parte de esta información en copias del plano aeromagnético y se realizó el coloreado del mismo, simulando un plano pseudoaltimétrico. Posteriormente, se hizo un análisis visual de tendencias lineales y de estilos magnéticos, y se identificaron las escasas anomalías dipolares evidentes con posibilidad de corresponder a cuerpos aislados con magnetización inducida.

Al término de esta etapa se hizo evidente la necesidad de efectuar un estudio del plano con el apoyo de procesamientos por computadora, ya que la escasez de relieve en la zona de hidrotermalismo superficial, la abundancia de altas frecuencias al E de ella, la presencia de efectos debido a variación en la altura de vuelo, además de los efectos de remanencia magnética y superposición, limitaron las posibilidades de éxito de la interpretación por cuerpos planteada inicialmente. La decisión de realizar este procesamiento se tomó, no obstante que se considera que las imprecisiones y limitantes sufridas en la conformación del plano, invalidan parcialmente la aplicación de algunos procesos convencionales. Con el fin de aminorar estas dificultades se adoptó el criterio de considerar que los resultados que se obtengan serán puramente indicativos y se enfocarán a la interpretación de los rasgos más generales.

Para la ejecución de esta etapa se procedió a digitalizar manualmente el plano aeromagnético, que fue muestreado usando una malla con celdas cuadradas de 250 m por lado.

La configuración automática de estos datos (Fig. 1) permitió comprobar que a pesar de la pérdida de algunos rasgos de alta frecuencia, la mayoría de las anomalías, incluso las pequeñas, persistieron, por lo que su utilidad para una interpretación global quedó asegurada. Con el fin de ubicar con mayor precisión los cuerpos con magnetización inducida se hizo una pseudo-reducción al polo (Fig. 2) que preservó los rasgos regionales más importantes, produciendo ligeros desplazamientos y realzando el alineamiento E-W al N del área de estudio.

Para producir un mayor suavizamiento de la información original, se aplicó un filtro de continuación ascendente a una altura de una celda (250 m) sobre la altura nominal del vuelo (Fig. 3). Este procesamiento dió como resultado un plano que se interpretó como producto de un filtro pasabajas de forma exponencial descendente con la frecuencia, más no como una verdadera continuación de campo, debido a las imprecisiones en la altura de vuelo.

En este plano se observan con mayor claridad las tndencias E-W del sector norte, NW-SE del suroeste; NE-SW de la parte centro oriental; y N-S en las centro occidental y suroriental. Adicionalmente, se observa que la zona de mayor interés geotérmico y no sólo la de alteración quedan comprendidas dentro de una región de bajo relieve magnético con valores positivos, rodeada por mínimos relativos de mayor relieve.

Adicionalmente se hicieron otros procesos, como la segunda derivada veertical del plano suavizado y la aplicación de un filtro exponencial creciente (continuación descendente) de la reducción al polo, sin embargo, en ninguno de éstos se obtuvieron los resultados esperados, pues se realzaron excesivamente las altas frecuencias, además de que su interpretación como segunda derivada vertical y continuación descendente se hizo más cuestionable.

Con base en estos resultados se decidió modelar bidimensionalmente un perfil regional N-S situado cerca de la parte media del área (Fig. 4), utilizando para ello los datos de la configuración original (Fig. 1).

4. INTERPRETACION PRELIMINAR - VUELO BAJO

Básicamente el plano original muestra la existencia de dos tendencias globales bien definidas, una con orientación E-W, que predomina en el sector norte y otra NW-SE predominante en el S y W del área. Adicionalmente, puede mencionarse otra de menor importancia, con orientación casi N-S, que aparece en el sector oriental. La primera y la última corresponden a orientaciones asociadas a los sistemas estructurales observables en la superficie, en tanto que la NW-SE parece ser de mayor envergadura y coincide con la tendencia observable en el plano gravimétrico regional.

Superpuestos en estos rasgos globales, existe gran cantidad de anomalías que aparecen en la mayor parte del plano, debidas a fenómenos locales, excepto en la zona de hidrotermalismo superficial, en donde el relieve magnético es escaso, pero oscilando en torno a valores similares a las del resto del área.

Aparentemente la superposición de anomalías y la existencia de magnetismo remanente es la regla más que la excepción, limitando la utilidad del modelado con cuerpos aislados. Adicionalmente, los valores de susceptibilidad superficiales dados por estación parece carecer de importancia para la explicación de las intensidades magnéticas y sería recomendable analizar los promedios por tipo litológico y tomar en cuenta el área superficial cubierta por cada uno.

A) Modelado Prelimina (Fig. 4)

Por las dificultades en el uso de los datos de susceptibilidad superficial medida, se modeló utilizando un solo contraste de susceptibilidad de .0015 U.C.G.S., entendiendo que la geometría resultante es sólo indicativa. Al respecto, es notoria la presencia de una depresión magnética entre las fallas San Alejo y Agua Fría, coincidiendo con el graben del mismo nombre. Esta respuesta puede deberse tanto al alejamiento físico de los cuerpos magnéticos a causa de las estructuras que la flanquean, como a la presencia de desmagnetización por hidrotermalismo.

Hacia el N se modeló con otras dos depresiones magnéticas cuya geometría no es compatible con la disposición geométrica de las fallas superficiales. La primera de ellas se ubica entre el horst formado por las fallas El Chino y La Cumbre, por lo que su origen probable es la desmagnetización del bloque a causa de hidrotermalismo a lo largo del sistema de fallas E-W.

Más al N, se modela una depresión cuyo límite sur se ubica en las inmediaciones de la falla Los Coyotes, con caída al sur. Este rasgo magnético es el más conspicuo de toda el área y parece asociado al control estructural regional, pues su geometría tampoco es compatible con las estructuras locales de superficie y con menor probabilidad podría deberse al hidrotermalismo.

Con el apoyo de estudios magnéticos previos, se concluye que la mitad N del área de estudio corresponde a una depresión magnética regional controlada por el sistema Acambay, que se prolonga hacia el E con orientación E-W y hacia el W con orientación WSW-ENE. (Falla Queréndaro) Dentro del campo su orientación es E-W y su límite sur está constituido por la falla Agua Fría, sin duda alguna la falla más importante de toda el área, al menos desde el punto de vista magnético regional. Localmente, por efectos de menor escala, el predominio del sistema E-W sólo se hace evidente en torno a la falla Maritaro, por lo que se considera la siguiente en orden de importancia.

B) Correlación Geológica

No se observa una correlación detallada entre las diversas unidades litológicas y los contornos magnéticos, excepto que en las áreas de mayor susceptibilidad (andesitas y dacitas) el relieve es mucho más irregular que en las cubiertas por tobas, riolitas y rocas alteradas, no obstante que el valor absoluto del campo es aproximadamente el mismo.

Algunas fallas conocidas son observables en el plano aeromagnético, por situarse a lo largo de zonas de alto gradiente (Marítaro) o exhibir alineamientos de anomalías, sin embargo, la mayoría sería difícil de identificar basándose sólo en la información magnética. Adicionalmente, el plano muestra una tendencial E-W al N del área y la NW-SE ya mencionada, sin evidencia superficial de fallamiento. La presencia de esta última sería el mayor aporte del estudio al conocimiento de Los Azufres al menos durante esta etapa de interpretación cualitativa.

En el plano original, el área de pozos, fuera de la zona alterada, muestra gran cantidad de anomalías de alta frecuencia pero carece de rasgos distintivos evidentes que la identifiquen como la de mayor interés. En el plano filtrado digitalmente, toda la zona de producción presenta poco relieve y se ubica en un alto magnético de mayor escala (Fig. 3).

5. CONCLUSIONES

A) Vuelo Bajo

Con base en la interpretación cualitativa, el vuelo bajo es sólo parcialmente exitoso para reflejar las características geológicas detalladas conocidas en Los Azufres, pero aporta indicios de índole regional que arrojan información nueva y permiten hacer hipótesis para trabajos posteriores. La más importante sería la posible relación del complejo volcánico de Los Azufres con la intersección de un sistema estructural regional NW-SE (Basin and Range?) con el E-W más reciente. Asimismo, se plantea la hipótesis de que la alteración hidrotermal observable en superficie corresponda a un fenómeno restringido efectivamente a las unidades más someras y que disminuya notablemente a profundidad.

Por otra parte, con apoyo del procesamiento digital fue posible hacer evidentes algunos comportamientos regionales, que estando presentes en la información original, son oscurecidos por la abundante presencia de anomalías de menor escala. En particular, la existencia de tendencias NE-SW al E del campo; la total coincidencia de la información filtrada, con estudios magnéticos previos de índole regional, así como la presencia de una zona de bajo relieve magnético en toda el área de mayor interés geotérmico y no sólo en la de alteración superficial. Adicionalmente, es posible aventurar la hipótesis de que el bloque de interés geotérmico se encuentre regionalmente formando parte de un bloque magnético controlado por los sistemas E-W al norte, NE-SW al oriente y NW-SE al occidente y al sur. Este comportamiento podría asociarse con el macizo andesítico cuya existencia ha sido postulada por algunos autores (Carduño, 1987).

Por lo que respecta a la interpretación de las anomalías de alta frecuencia dentro de la zona de explotación, ésta sólo se recomienda en localidades en las que se disponga de mayor información sobre susceptibilidad y mineralogía de la columna litológica. Este tipo de análisis sería el que podría aportar información de apoyo para la ubicación de pozos geotérmicos.

El estudio aeromagnético, bajo el estado actual de procesamiento, aporta básicamente información regional sobre las tendencias estructurales y zonas de alteración hidrotrmal y poca sobre la litología, en tanto que es sólo parcialmente exitoso en el estudio de fallas locales.

Al parecer el basamento magnético no corresponde con la cima de las andesitas microlíticas sino con horizontes que dentro de esta unidad presenten valores de susceptibilidad más elevados.

Con los datos disponibles no se encontraron evidencias de la existencia de una estructura de caldera en Los Azufres.

REFERENCIAS

CAMPOS, E., J.O. y ABAD., A., 1988. Levantamiento de Susceptibilidad Magnética en el Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich. Reporte Interno GF 4/88, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, México.

CAMPOS, E., J.O. y HERRERA B., F., 1988. Variación Diurna del Campo Magnético Terrestre en el Area del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich., Reporte Interno GF 6/88. Comisión Federal de Electricidad, Morelia, México

DE LA CRUZ, M., V., AGUILAR S., J., ORTEGA G., D. y SANDOVAL S., J.M., 1982. Estudio Geológico Estructural a Detalle del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich., Informe Interno 9/82, Comisión Federal de Electricidad, Morelia, México.

CARDUÑO, M., V.M., 1987. Estudio Geológico Regional para Conocer las Características de las Rocas del Basamento del Campo Geotérmico de Los Azufres, Informe 20/87, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad, México.

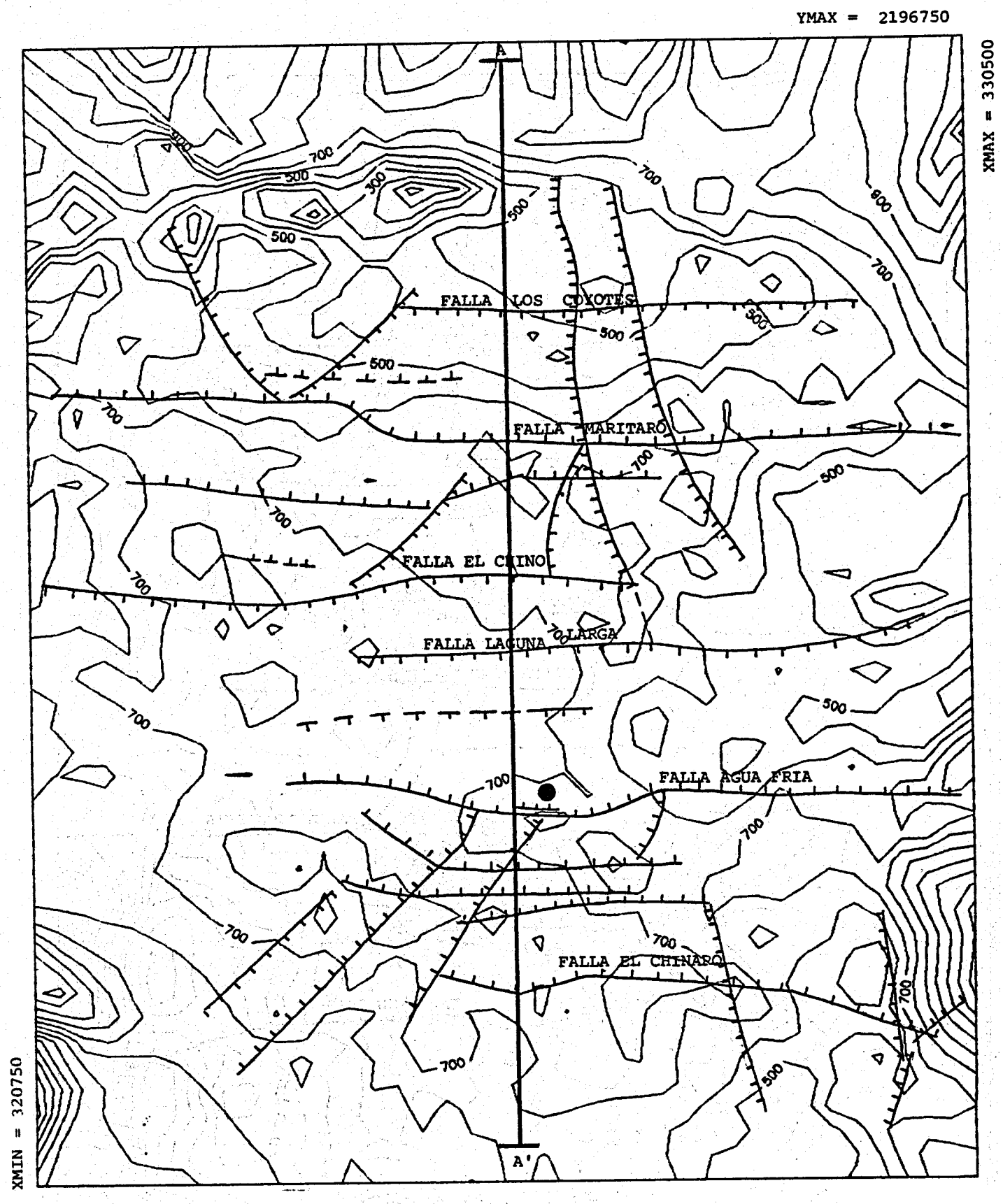


FIGURA 1. Campo Magnético Total, Los Azufres, Mich. (- 42740 gammas)
Perfil A-A', ~80~ contornos en gammas, falla, ● Campamento Agua - Fría, coordenadas UTM, altura media de vuelo 150 m.
Escala Gráfica 0 .5 1 km

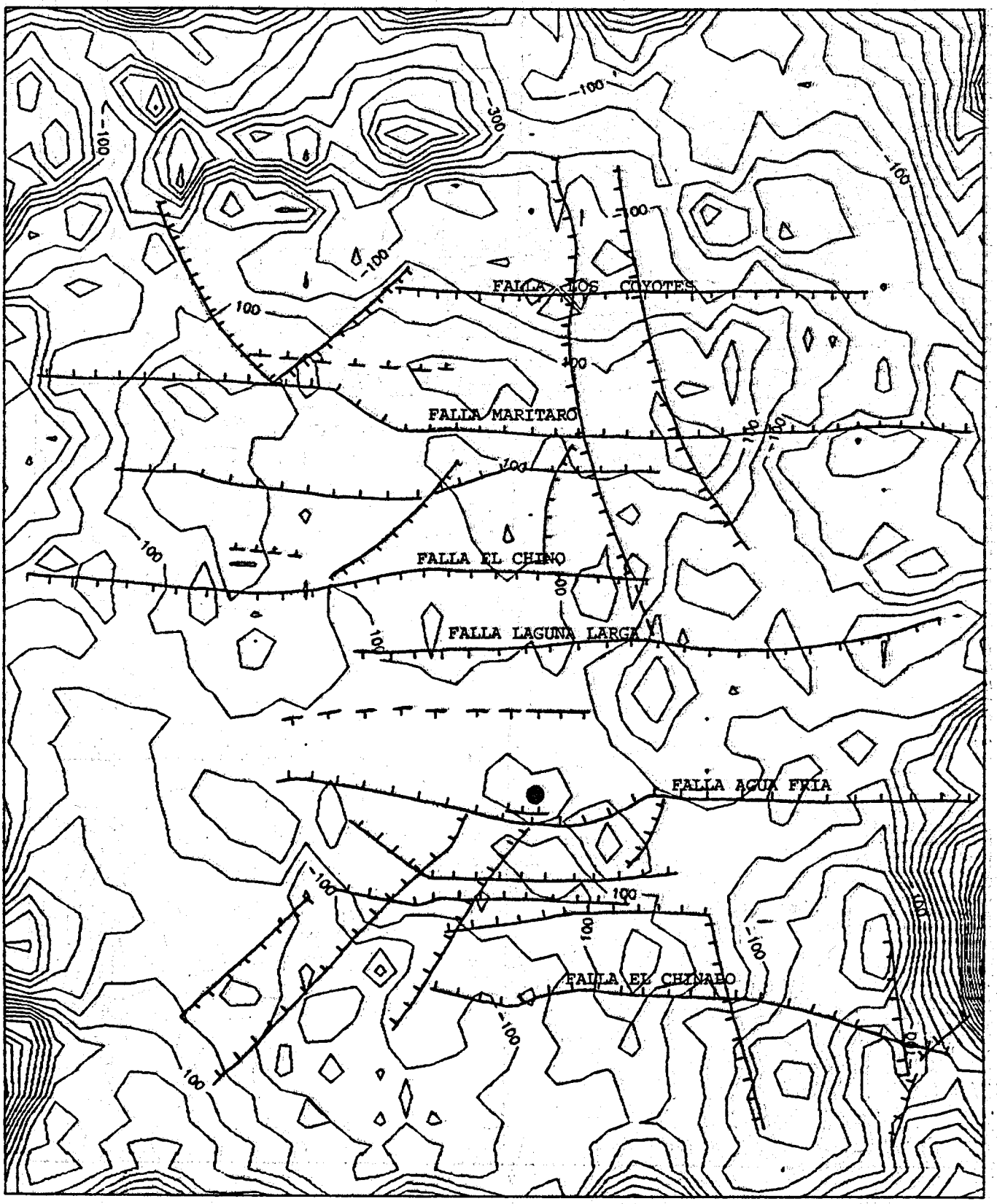


FIGURA 2. Reducción al Polo del Campo Magnético, Los Azufres, Mich. 100 contornos en gammas, falla, Campamento Agua Fría, coordenadas - UTM 0 .5 1 Escala Gráfica km

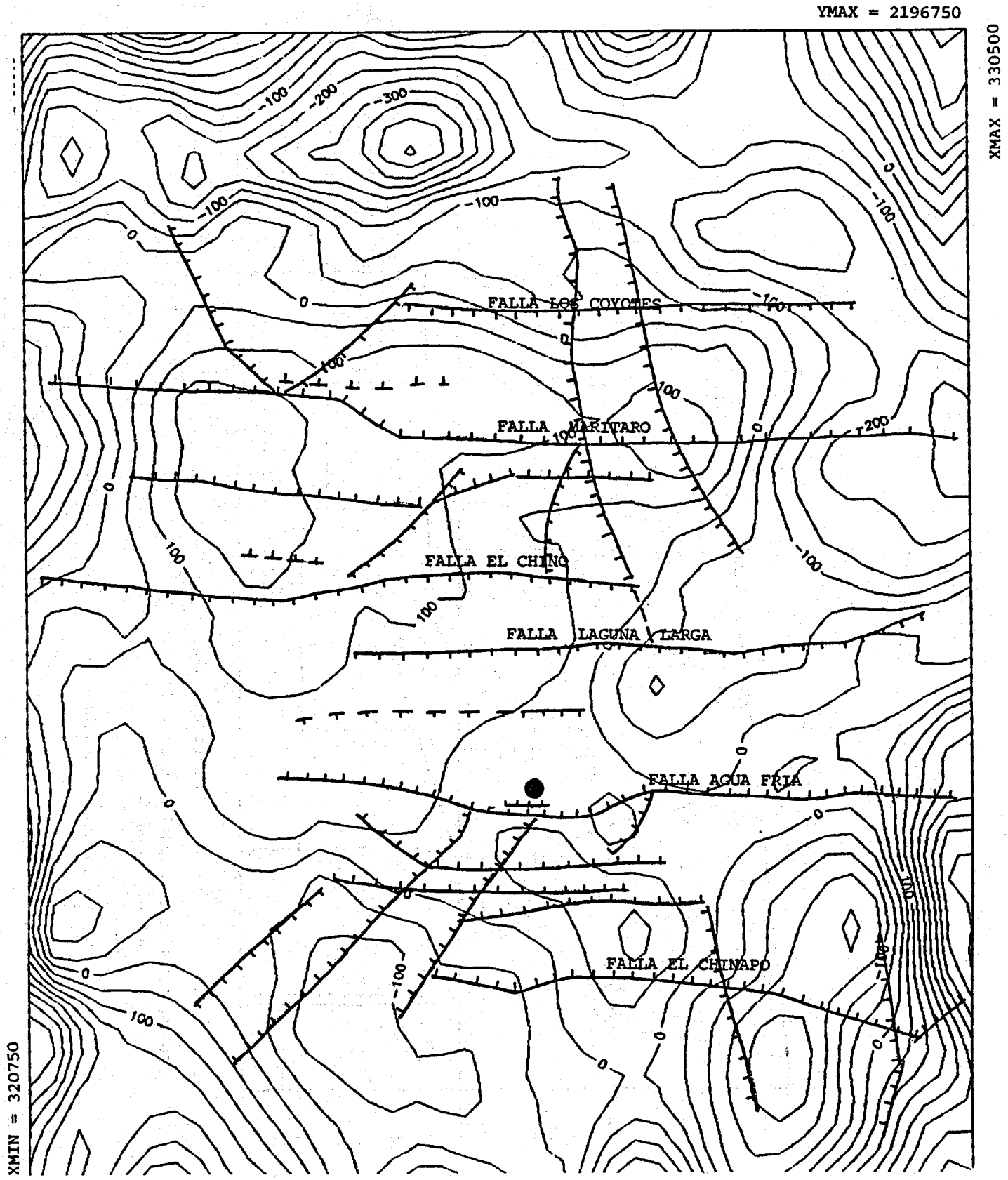


FIGURA 3. Continuación Ascendente a 250 m de la Reducción al Polo, Los Azufres, Mich.
500 contornos en gammas, falla, ● Campamento Agua Fría, coordenadas UTM
Escala Gráfica 0 .5 1 km

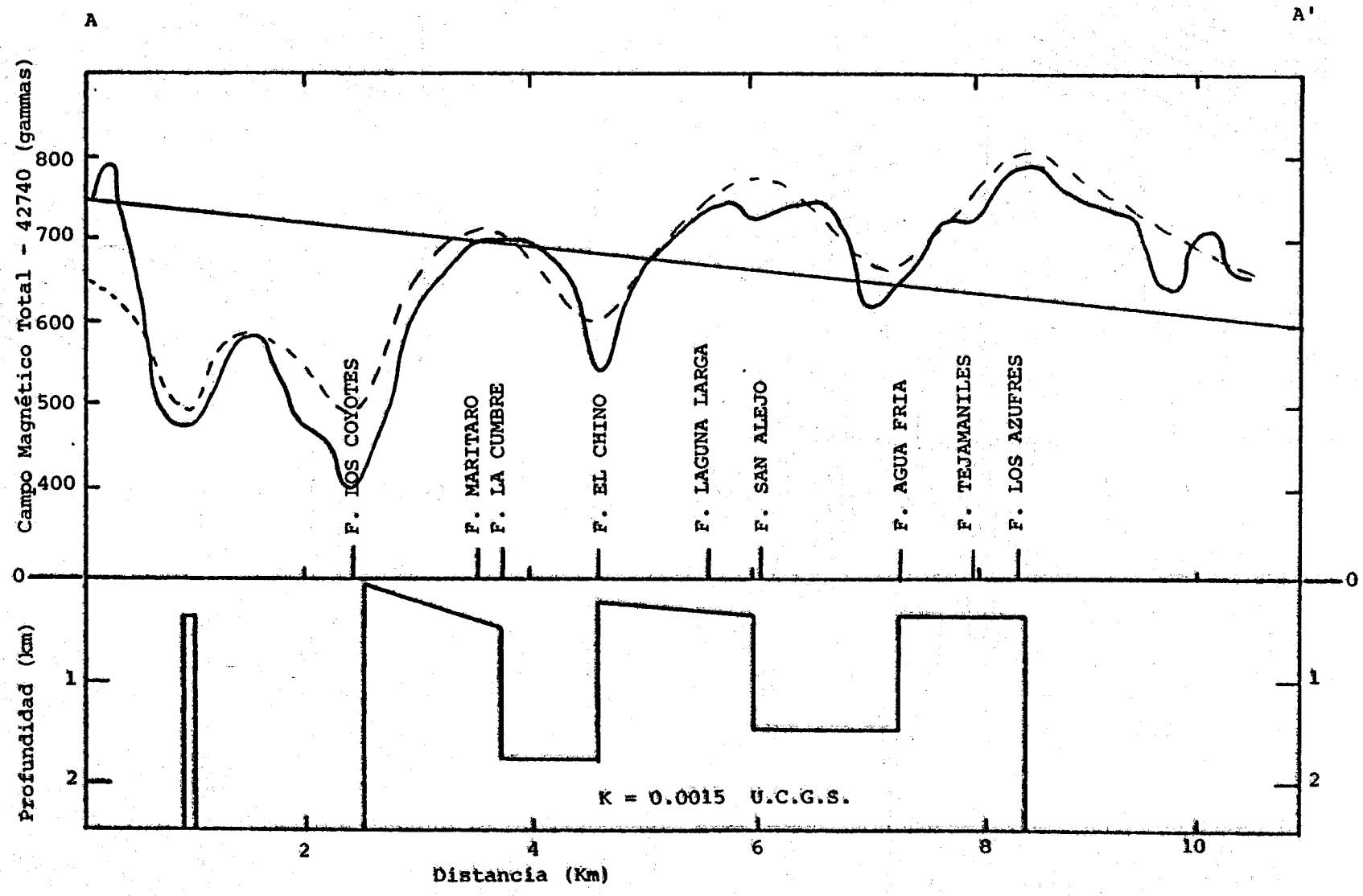


FIGURA 4. Modelo Bidimensional del Campo Magnético Total en el Perfil AA' (Fig. 1)
Anomalía medida ~
Anomalía calculada - - -
Cuerpo interpretado (base a 3 km de profundidad)

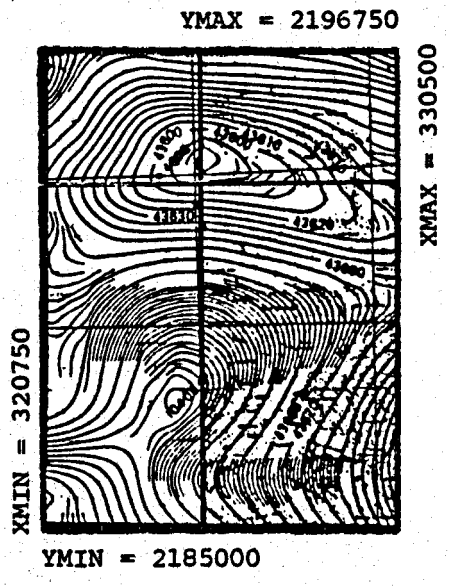


FIGURA 5. Campo Magnético Total a 3000 - 4000 msnm, Los Azufres, Mich. contornos en gammas.

INTERPRETATION OF LANDSAT THEMATIC MAPPER SATELLITE IMAGERY

AT

LOS AZUFRES GEOTHERMAL FIELD, MICHOACAN, MEXICO

Phillip M. Wright[1], Héctor Lira H.[2] and Douglas R. Ramsey[1]

1. University of Utah Research Institute
2. Comisión Federal de Electricidad

ABSTRACT

This report documents part of a cooperative study by CFE and UURI of a Landsat 5 image of the Los Azufres geothermal area and its surroundings. The objective was to determine if processing and interpretation of satellite imagery are useful in volcanic environments for mapping structures, hydrothermal alteration, rock types and/or soil geochemical anomalies manifest in vegetation. Several processing steps were carried out using the ERDAS image-processing system installed on an AT-equivalent PC at UURI in an attempt to detect characteristic signatures from hydrothermally altered areas and to enhance linear and other structurally related geologic features.

A great deal of structural information is recorded in the Landsat image. Most of the interpreted linear features are believed to be due to faulting and fracturing, and there are more interpreted linears than there are mapped faults. The additional information contributed from the image interpretation may prove useful in planning for further development of the Los Azufres area.

Signatures reasonably characteristic of hydrothermally altered areas were developed after considerable experimentation with various false-color images of the direct digital data and of derived band ratios. This is a significant result because it implies that the method may be useful in helping to assess other areas of known geothermal occurrence which are less thoroughly mapped than is Los Azufres.

We believe that satellite imagery interpretation may contribute cost effectively to an exploration program by (1) outlining areas of strong and/or young faulting, (2) outlining areas where faulting and fracturing are more intense, (3) detecting hydrothermal alteration with a reasonable degree of reliability after calibration over known alteration, (4) outlining areas of young volcanic deposits, and (5) helping to guide geologic field work and prioritize areas. The cost per unit area of coverage is relatively small compared to some other techniques such as geologic mapping.

RESUMEN

Este informe documenta parte de un estudio cooperativo por la CFE y UURI de una imagen LANDSAT 5 sobre la zona geotérmica de Los Azufres y los alrededores. El objetivo fué determinar si la interpretación de imagenes de satelite es útil en ambientes volcánicas para pasar a mapas estructuras, alteración hidrotermal, tipos de roca, y anomalias geoquímicas manifestadas en la vegetación.

Bastante información estructural está grabada en la imagen LANDSAT. Se cree que muchas de las facciónes lineales es debido a fallas y fracturas y que hay mas lineales interpretadas que fallas ya ubicadas en mapas. La información adicional contribuida de la interpretación de las imagen puede ser provechoso para desarollo adicional del área Los Azufres.

Datos espectrales característicos de áreas con alteración hidrotermal fueron desarollados despues de considerable experimentación usando varias imagenes en color fingido de los datos digitales directos y de raciónes de bandas derivadas. Esto es un resultado significante porque implica que el método podría ser útil ayudando en fijar otras áreas conocidas de occurencia geotermal que no aparecen completas en mapas como lo esta Los Azufres.

Creemos que la interpretación de imagenes de satélite puede contribuir costo effectivamente a un programa de exploración en (1) delineando áreas con fallas pronunciadas y/o nuevas, (2) delineando áreas con mayor intensidad de fallas y fracturas, (3) detectando alteración hidrotermal con un grado razonable de seguridad despues de calibración sobre alteración conocida, (4) delineando áreas de depositos volcánicos nuevos, y (5) ayudando guiar trabajos de campo geologicos y escojer áreas con prioridad. El costo por unidad de área incluído es relativamente bajo en comparación con otras técnicas como produciendo mapas geológicos.

INTRODUCTION

Although remote sensing and satellite imagery interpretation are being developed for petroleum and minerals exploration and for other geological applications, there has been little research and technology development specifically for geothermal exploration. This report documents the status of part of a cooperative study by CFE and UURI of a Landsat 5 image of the Los Azufres geothermal area and its surroundings. A companion report, also in this volume, documents another facet of the study. Landsats 4 and 5 carry an instrument package known as the Thematic Mapper (TM) which senses reflected energy in 6 bands in the visible and infrared (IR) portion of the spectrum and radiated energy in 1 band in the thermal infrared.

The objective of this study was to determine if processing and interpretation of satellite imagery are useful in volcanic environments for mapping structures, hydrothermal alteration, rock types and/or soil geochemical anomalies manifest in vegetation. The synoptic view afforded by satellite imagery makes it ideal for seeing geomorphic features related to structure and rock type. In addition, some of the sensor bands on the TM instrumentation package were chosen to help maximize chemical information on rocks and soils. Thus, the TM data have the potential for detecting and mapping geologic information needed for geothermal exploration and development.

DIGITAL PROCESSING SYSTEM

A full Landsat 5 TM image, approximately 34,000 sq km centered roughly on the Los Azufres geothermal area, was purchased from EOSAT by UURI in digital form. The pixel

size is 30 m by 30 m for the visible and reflected IR bands (Bands 1 - 5 and 7) and 120 m by 120 m for the thermal IR band (Band 6). An area of about 900 sq km centered on the Los Azufres field was selected for study, and a subset of the digital data for this area was placed in a working disk file on an IBM AT-compatible personal computer (PC). The processing software installed on the PC is the ERDAS system, a powerful digital-processing package available from ERDAS, Inc. The PC is linked to a 767-pixel by 512-pixel color video monitor and a Tektronix 4696 ink-jet color printer. This system allows interactive image processing, with the results of selected images sent to the printer for hard copy. Photographs of reasonably high quality can also be made directly from the color monitor screen.

IMAGE PROCESSING AND INTERPRETATION

Several processing steps were carried out in an attempt to detect a characteristic signature from hydrothermally altered areas and to enhance linear and other structurally related geologic features. One of the steps was to experiment with different false-color images produced by displaying various combinations of TM bands on the three primary-color channels (red, green and blue) of the color monitor. Since the TM image contains 7 bands of digital information, it can be shown that by using all available band combinations, including the same TM band on more than one monitor channel, 343 different false-color images can be produced. Not all of these images would be totally unique in information content, although they would each appear as distinct combinations of colors.

Figure 1 (in the pocket) shows a color photographic print taken from the screen of the color monitor with a 35 mm SLR camera using Ektachrome 200 slide film. This image was judged as one of the best for structural information, and it also displays a reasonably definitive signature in hydrothermally altered areas. The image was made by displaying TM band 7 on the red channel of the color video monitor, TM band 4 on the green channel and TM band 2 on the blue channel, hereafter noted as a (7, 4, 2) image. A contrast-stretching process was applied by using an algorithm in the ERDAS system. Contrast stretching expands the measured range of digital numbers characterizing each band of the image to a larger range in order to improve the contrast among colors and to increase the amount of information displayed.

Figure 1 covers about 110 sq km centered on the Los Azufres field. The short edges of the photo strike about N 08 E. Because rectification was not performed on the image, the north-south and east-west scales of the photo are not equal, and care must be used in comparing the photo to maps of the area. The north-south dimension of the image is compressed about 16 per cent compared to the east-west dimension. Three prominent lakes can be seen in dark blue to black colors; Bordo Laguna Verde in the north-central portion of the photo, Laguna Larga in the west-central portion and Laguna Llano Grande in the east-central portion. These lakes serve as features easy to identify on both the photo and on maps of the area. The volcano San Andres appears on the east edge of the view just north of the center line. Pinkish areas on the west, northwest and northeast are fallow fields in the lower elevations surrounding the Los Azufres volcanic upland.

In order to understand the colors shown on Figure 1, we must present some background information. The visible part of the electromagnetic spectrum extends from about 0.4 to 0.7 micrometers. TM Band 1 is in the visible blue, TM Band 2 is in the visible green and TM Band 3 is in the visible red. The remaining bands are beyond the visible spectrum, in the infrared. Figure 2 shows the TM bands along with typical reflectance spectra for unaltered rock, hydrothermally altered rock and vegetation (Sabins, 1987, p. 85). Also shown for comparison are the Landsat Multispectral Scanner (MSS) bands, an older generation of instrumentation. The vertical axis indicates the percentage of incident light that is typically reflected from outcropping rock or soil surfaces and from vegetation. Of course, orbiting satellites measure only the light that is reflected or radiated from the earth's surface. Low reflectance means that there is high absorption of the sun's incident energy. Higher responses in all TM bands simultaneously give light colors, especially whites and near whites, on false-color images. Lower responses, indicating absorption, give darker colors.

Figure 2 shows that rocks and soils have broad, fairly smooth reflectance spectra that peak roughly around TM Band 5. This is true both for altered and unaltered rock. Vegetation has reflectance peaks in TM Bands 2, 4, 5 and 7 and strong absorption in TM Bands 1 and 3.

Figure 1 is a (7, 4, 2) image. Since the reflectance of vegetation is strongest for TM Band 4 and this band in mapped onto the green channel of the color video monitor, we would expect vegetation to appear green on the image, and it does. The slopes of the Los Azufres volcanic feature are covered with dense conifer trees and brush. Water reflects visible light to some extent, but absorbs the infrared. Thus, water usually appears as dark colors on false-color images. On Figure 1, it is dark blue to black. The less heavily vegetated to unvegetated areas of the image have high reflectance in all of the bands used, and appear in light colors. These light colors are slightly dominated by TM Band 2 in areas that are believed to be fallow fields, and thus appear in shades of red on the image. In areas of hydrothermal alteration, high reflectance is observed in all bands. TM Band 7 seems to predominate slightly, producing a bright bluish-white color over altered areas, as discussed below.

Structural Interpretation

The structural complexity of this area is clearly shown in Figure 1. The Los Azufres volcanic complex, encompassing virtually the entire photo, is shown to be subcircular in plan, extending westward from the young, high vent of San Andres. Prominent linears trend east-west, the main structural direction in the Mexican Neovolcanic Belt. Less prominent trends are north to northwest and northeast-southwest. Figure 3 (in the pocket), an overlay to Figure 1, gives a reasonably detailed plan of the linear features on the image. It is quite clear that many of the lineations represent faulting and/or fracturing and that the Los Azufres geothermal system occurs in a highly fractured area.

Comparison of Figures 1 and 3 with Figure 4 (in the pocket) a geologic map simplified from Razo et al. (this volume) and distorted to approximately overlay the photo, shows that essentially all of the mapped faults are indicated on the false-color image. In fact, there are more linears interpreted from the image than there are mapped faults. This is not a surprising result in view of the problems in geologic mapping at Los Azufres posed by the heavy vegetation and cover of residual soil and organic material.

Having the most complete information possible on the faulting and fracturing is important for planning further drilling of exploration, production and injection wells since fluid movement in the reservoir is believed to be controlled predominantly by fractures. Our conclusion is that further, more detailed study of this and other processed images from the TM data may be able to supplement the geologic mapping

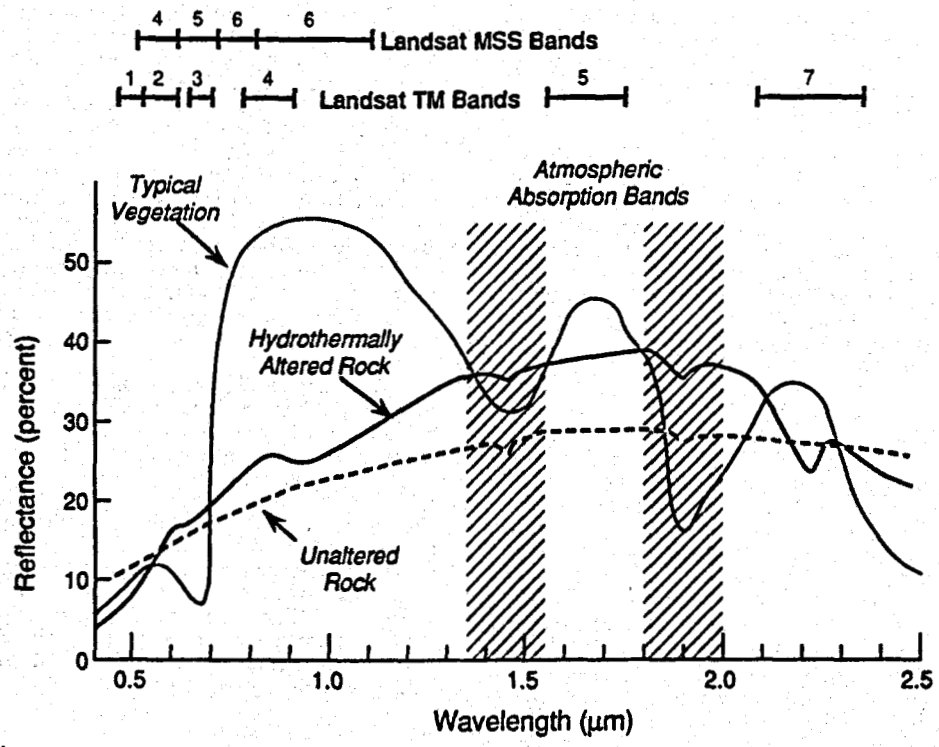


Figure 2. Spectral bands for TM and MSS systems. Reflectance curves for vegetation, unaltered rocks, and hydrothermal altered rocks. From Sabins (1987, Fig. 4.14).

of fluid-controlling structures and/or indicate areas where further field geologic work should be undertaken.

Another interesting image from a structural standpoint was produced by calculating numerical band ratios, namely the color-ratio composite (6/5, 6/4, 6/7). Unfortunately, cost considerations precluded inclusion as figures of this and other images examined for this study. Band 6 is the thermal infrared band, and has a spatial resolution of 120 m. An image of this band alone appears fuzzy compared to images from other bands, which have 30-m resolution. However, by forming ratios of Band 6 with the higher-resolution bands, detail is preserved along with the thermal IR information.

The thermal IR band responds to variations in surface temperature, and it might seem that this band should reflect the surface geothermal phenomena. However, the surface temperature is influenced to a much higher degree by the amount of solar radiation and the presence or absence of vegetation than it is by heat flux from the subsurface. Thus, the known geothermal manifestations do not stand out on this image. However, a great deal of structural detail is shown in the (6/5, 6/4, 6/7) image. Most of the structural detail results from shadowing due to topographic variation, which reflects underlying geologic structure. We believe that this image deserves more time in interpretation than we were able to give it for this study and that it has the potential for adding information not apparent in the (7, 4, 2) image.

Hydrothermal Alteration

The locations of several of the TM measurement bands on the electromagnetic spectrum were chosen to provide chemical information on soil or rock outcrop of interest to exploration geologists. The minimum in the reflectance of hydrothermally altered rock in the middle of TM Band 7 is due to absorption of incident energy by OH^- in minerals. Chief among the hydrated minerals are the clays and zeolites, which are typically produced during hydrothermal alteration of volcanic rocks. The reflectance of altered rocks reaches a maximum in TM Band 5. Alteration and weathering can also produce iron oxide minerals which have weak reflectance in TM Band 1 (visible blue), moderate reflectance in TM Band 2 (visible green) and strong reflectance in TM Band 3 (red).

In spite of these useful generalizations, image interpretation to a large extent is carried out empirically by creating various false-color images and observing correlations with geology that can be used to extend the information on the geologic map. In this study, numerous false-color images were examined by displaying various combinations of bands on the three color channels of the monitor. The purpose of this work was to determine which of the images, if any, would yield a reasonably characteristic signature in the areas of known hydrothermal alteration and which would show the structure best. Several of the false-color images showed hydrothermal alteration well where there is no tree cover. Perhaps the most promising band combination was (7, 5, 2). Areas known to be hydrothermally altered appear in a bright blue-white color that is quite characteristic.

Figure 1, the (7, 4, 2) image, also shows this bright blue-white color over altered areas, although not quite as well as the (7, 5, 2) image. Interpreted areas of hydrothermal alteration, based on examining the photo, are shown on Figure 3. The criteria for making this interpretation were that the image show high intensity (brightest spots on the image),

bluish-white color. Reddish-white, even bright reddish-white, does not seem to correlate well with known alteration. Intercomparison of Figures 1, 3 and 4 shows a reasonably good correlation between the interpreted and actual occurrences of alteration.

Standard image processing seems unable to detect alteration beneath vegetation. The Los Azufres geothermal area is covered by dense conifers, and rock and soil are covered in many places by a thick layer of organic debris consisting mostly of conifer needles. The characteristic blue-white color appears only in areas where vegetation is missing due to natural causes or man-made clearing such as drill sites. This poses a limitation to application of imagery interpretation for alteration mapping at Los Azufres while at the same time indicating that similar application in less vegetated areas may be possible.

Several color-ratio images were also created in an attempt to identify altered soils (Drury, 1987). Ratio images enhance subtle brightness differences and help subdue the effects of topography and shadows. Abrams (1984) found that the image (5/7, 3/2, 4/5) produced characteristic yellow colors over altered areas at the Rosemont and Silverbell porphyry-copper deposits in Arizona. In this study, the color-ratio composite (5/7, 5/4, 3/1) produced satisfactory results with OH^- bearing soils appearing as yellows, HOH (moist vegetation canopy) as magenta, and $Fe3^+$ as cyan. The image (5/7, 3/4, 5/1) was also found to produce a reasonably characteristic color over areas of known hydrothermal clays. However, we found that the color-ratio composite (3/4, 7/4, 5/4) produced the most highly characteristic color correlation with known areas of alteration. Because TM Band 4 is dominated by the effects of vegetation in this area, this color-ratio composite shows the vegetated areas as very dark colors, mostly blue. Soils in fallow fields in the lower areas surrounding the Los Azufres highlands are indicated in light bluish-white shades, as are unaltered soils in several small basin areas within the Los Azufres upland. Areas of known hydrothermal alteration are shown in a very light pink shade. Detailed comparisons of the pink areas with the mapped position of alteration indicate a very good correlation.

Rock Type and Vegetation Type

None of the images examined appear capable of distinguishing with certainty any of the various rock types that occur in the Los Azufres area. Some of the color changes are believed to indicate vegetation changes, but these appear to be related more to altitude than underlying rock type.

CONCLUSIONS

This preliminary study shows that useful new information can be generated from the interpretation of Thematic Mapper satellite data. A great deal of structural information is recorded in the Landsat image. Most of the interpreted linear features are believed to be due to faulting and fracturing, and there are more interpreted linears than there are mapped faults. The additional information contributed from the image interpretation may prove useful in planning for further development of the Los Azufres area.

Signatures reasonably characteristic of hydrothermally altered areas were developed after considerable experimentation with various false-color images of the direct digital data and of derived band ratios. This is a significant result because it implies that the method may be useful in helping to assess other areas of known geothermal occurrence which are less thoroughly mapped than is Los Azufres.

It is apparent that the kind of information derived from the present study would be best applied in geothermal development at an early stage in exploration. The type of structural interpretation shown on Figure 3 would be valuable to the field geologist at the outset of detailed mapping. It could point out the probable locations of the youngest and strongest faults in an area as well as the general degree of faulting and fracturing compared to regional faulting and fracturing. More efficient field work would result. Such structural information may also prove useful in ranking geothermal prospects for further work even before detailed geologic mapping is attempted. Once signatures characteristic of hydrothermal alteration are established for a region, the processed image would quickly point out specific areas high in priority for field checking.

Of course, satellite imagery interpretation benefits from correlation with other earth science information and should not be used alone in geothermal exploration. It is merely one potential component in an exploration program. We believe that satellite imagery interpretation may contribute cost effectively to an exploration program by (1) outlining areas of strong and/or young faulting, (2) outlining areas where faulting and fracturing are more intense, (3) detecting hydrothermal alteration with a reasonable degree of reliability after calibration over known alteration, (4) outlining areas of young volcanic deposits, and (5) helping to guide geologic field work and prioritize areas. The cost per unit area of coverage is relatively small compared to some other techniques such as geologic mapping.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study benefited substantially from the comments of Ing. Antonio Razo, Ing. Geraldo Garcia and Ing. Rogelio Huitron and the authors are grateful to them. Funding for this work was provided by the Comision Federal de Electricidad and by the Department of Energy under contract number DE-AC07-85ID12489 to UURI.

REFERENCES

Abrams, M. J., 1984, Landsat-4 Thematic Mapper and Thematic Mapper simulator data for a porphyry copper deposit: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, v. 50, no. 8, 1171 - 1173.

Drury, S. A., 1987, Image Interpretation in Geology: Allen & Unwin (Publishers) Ltd., 243 p.

Razo, A., Huitrón, R., and Moore, J. N., 1989, Geologia del campo geotermico de Los Azufres, Mich.: this volume.

Sabins, F. F., Jr., 1987, Remote Sensing -- Principles and Interpretation: W. H. Freeman and Company, 449 p.

SENSORES REMOTOS

Ing. Héctor Lira Herrera

Depto. Exploración, C.F.E.

La región estudiada cubre una superficie de 1,125 Km^2, se localiza al noreste del Estado de Michoacán y sureste del Estado de Guanajuato, entre las coordenadas geográficas 19°34' y 19°50' de latitud norte y 100°31' y 100°50' de longitud oeste. Esta situada en la parte central de la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico y localmente se caracteriza por la presencia de valles con orientación E-W, como son los de Morelia-Queréndaro, Ciudad Hidalgo, Ucareo-Jeráhuaro y los valles intermontanos del área de Los Azufres, así como las planicies que circundan el Lago de Cuitzeo.

INTRODUCCION

La C.F.E. desde el año de 1981, realiza un programa de estudio e investigación para estimar el potencial aprovechable del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Para ello, ha sido necesario elaborar el modelo geológico del campo y un estudio geológico regional para conocer las características vulcanológicas y estructurales, de las rocas que conforman el basamento de dicha área. Los estudios de geología estructural, han consistido de: interpretación de fotografías aéreas a diferentes escalas, imágenes de satélite LANDSAT y levantamiento de campo. Hasta el presente, se han reconocido los elementos morfoestructurales mayores; el Graben de Ciudad Hidalgo (NW-SE) y el Graben de Cuitzeo-Maravatío (E-W), este último, limitado por el sistema activo de Acambay, al este de Maravatío, con componentes de tipo lateral izquierdo (Astis, 1979 y 1987; Pasquaré, 1989 y Garduño, 1986). Desde el punto de vista estructural, en el campo se han encontrado tres sistemas preferenciales; un NNW-SSE y NW-SE que corresponde al sistema de Cuencas y Sierras; otro NE-SW que afecta a las rocas del Pliocuaternario y finalmente el E-W o ENE-WSW asociado al Cinturón Volcánico Mexicano (Garduño, 1986). Localmente, las fracturas favorecen en el subsuelo el movimiento de los fluidos geotérmicos y confinan al sistema delimitando el campo. Estos últimos son: al norte la Falla Los Coyotes; al este las fallas Laguna Verde y La Presa y al sur la Falla El Chinapo. Aunque no se ha encontrado ninguna limitante estructural hacia el oeste, se considera que las rocas terciarias se profundizan hacia esta porción y en consecuencia el posible yacimiento geotérmico.

ESTUDIO DE PERCEPCION REMOTA

La utilidad de la percepción remota en las primeras etapas de un estudio geológico de prospección geotérmica, ha sido de gran utilidad en lo que a la fotointerpretación se refiere. Interesados en el máximo aprovechamiento de este tipo de información, el presente trabajo se basa en la interpretación de una imagen de satélite procesada digitalmente.

La medición de la dirección y longitud de 159 lineamientos estructurales identificados en la imagen LANDSAT, permitió reconocer tres sistemas predominantes: E-W, NE-SW y N-S.

La mayor concentración y longitud acumulada de lineamientos, se localiza en la dirección NE-SW que corta o intersecta a los demás sistemas, en la mayoría de los casos este sistema se presenta en echelón y corresponde generalmente con fallas de tipo normal, en los cuales se localizan los principales pozos productores del campo geotérmico.

En esta dirección se aprecian dos agrupaciones importantes de lineamientos (NE40°-50°SW y NE50°-60°SW), la primera presenta una mayor frecuencia y longitud acumulada que la segunda; sin embargo, en el promedio de longitud vs frecuencia, la segunda es mayor que la primera. En la imagen se observa que lineamientos con dirección NE50°-60°SW se concentran hacia el centro del campo, formando un corredor que lo divide en dos zonas; dentro de este corredor se observa la ausencia casi total de lineamientos en otras direcciones, y en el no se han obtenido pozos productores.

Los lineamientos de dirección N-S se presentan como el tercer sistema estructural predominante, afecta principalmente la porción norte del campo donde afloran las rocas más antiguas del área.

Estadísticamente existen tres direcciones predominantes NE80°-90°SW, NE40-50SW y NE50°-60°SW.

La longitud promedio por lineamiento indica que de estos tres sistemas, el primero y el último son similares y que contienen a las estructuras más grandes.

Además de los sistemas antes sitados existe uno de dirección NW20°-40°SE, que estadísticamente no es representativo, pero la longitud promedio por lineamiento es la mayor de todos los sistemas encontrados. En este sistema, en la parte norte del campo, se han localizado pozos productores.

Los tres sistemas estructurales principales (E-W, NE-SW y N-S), identificados en la imagen, concuerda con los eventos tectónicos reconocidos para la región, siendo más importante y reciente el E-W, en segundo lugar se encuentra el NE-SW y por último el N-S que es el más antiguo.

CONCLUSIONES

El procesamiento digital de la imagen obtenida por el TM del LANDSAT 5, permitió obtener una serie de imágenes filtradas y en color que realzan los rasgos lineares en dirección ESTE-OESTE, NOROESTE-SUROESTE y NORTE-SUR, la interpretación de estas imágenes permitió obtener como resultado final una imagen impresa con los lineamientos estructurales fotointerpretados, que sirvió para el análisis de los sistemas estructurales que se localizan dentro del campo geotérmico.

El análisis de la frecuencia y longitud acumulada de los lineamientos, indica que existen tres sistemas tectónicos principales, NE80°-90°, NE40°-60°SW y N-S.

El análisis estadístico de la longitud promedio de los lineamientos, indica que la dirección NE50°-60°SW es la de mayor importancia dentro del sistema NE-SW y corresponde a lineamientos que se localizan hacia el centro del campo y que lo dividen en dos zonas, norte y sur.

Del análisis multiespectral de la imagen se obtuvieron tres compositos en color, amarillo relacionado con la presencia de OH^- en los suelos, magenta con HOH y el Fe^{3+} se presenta de color cyan. Estos datos que no fueron verificados en el campo podrían ser de gran importancia en estudios de geobotánica.

La utilización de imágenes en color para reconocer áreas con alteración hidrotermal, solo tuvo resultados positivos en áreas donde no existe cobertura vegetal, siendo necesario efectuar la medición in situ de la reflectancia, tanto de las zonas de alteración como de la vegetación para que esta información sea utilizada durante el procesamiento digital para la obtención de una clasificación automática de las zonas de alteración.

Los resultados obtenidos en el análisis estructural a partir de imágenes procesadas digitalmente permite recomendar su utilización, en el estudio de otras zonas de interés geotérmico.

LOS AZUFRES

Excess Steam at Los Azufres,Mich., México

By

José Luis Quijano León, C.F.E., Morelia, Mich., México
Alfred H. Truesdell, U.S.G.S., Menlo Park, Calif., USA
David Nieva Gómez, I.I.E., Cuernavaca, Mor., México
Mario Gallardo Alanís, C.F.E., Los Azufres, Mich., México

ABSTRACT

Fluids produced at Los Azufres show a wide range of enthalpy from all liquid with no excess steam to entirely dry steam. The enthalpy-chloride relations and the gas and chloride production history of some wells indicate that there are different sources of fluids that feed the wells: naturaly segregated steam and water from large fractures, steam produced by boiling assisted by heat transfer from the rock and liquid held on small fractures or produced from deeper levels. That means that the reservoir has at least two different ranges in fracture size and different steam saturations at different zones. All these pecularities must be considerer in the reservoir numerical simulation.

INTRODUCTION.

Boiling and production of excess steam in discharge from high-temperature geothermal systems is a near inevitable consequence of exploitation, (Truesdell, 1979). (Excess steam is defined as the difference -at a given separation pressure- between the total steam produced and the steam flashed adiabaticaly from the liquid phase entering the wells,divided by total steam). Reservoir steam is produced in these systems when pressure drawdown due to exploitation causes liquid to boil with or without heat transfer from rock. Although the general mechanism is the same, the location of boiling and excess steam production differs according to the permeability structure of the reservoir and the character of the reservoir boundaries, (Lippmann et al, 1985, 1989). This also affects the amount and timing of excess steam production and fluid concentrations of gases and salts. All reservoir boiling deposits minerals somewhere in the reservoir. These minerals may be dispersed and armless but if excess steam is produced by localized near-well boiling, formation mineralization may sharply decrease well life (Truesdell et al, 1984, Johnson, 1989). Boiling in the reservoir and the production of excess steam can only be avoided if pressures at feed zones remain above the saturated water vapor pressure for the existing temperature. This occurs only when natural recharge or liquid injection equals (or exceeds) withdrawal rates. The appearance of excess steam may be delayed (but not avoided) by deep production in systems with deep temperatures initially well bellow boiling. It is useful to understand the origin of excess steam for intelligent management of geothermal systems exhibiting this condition.

Although few wells at Los Azufres have been extensively produced, these wells show a wide range of enthalpy from all liquid with no excess steam to entirely steam with no liquid. Wells with both liquid and vapor production tend to have high enthalpies with large amounts of excess steam. The depth, enthalpy, temperature and amount of excess steam for some wells at Los Azufres are shown in Table 1.

TABLE 1. Characteristics of a selected number of wells
TABLA 1. Características de algunos pozos seleccionados

Well Pozo	Depth Profund. m	Enthalpy Entalpía kJ/kg	Temperature Temperatura Na/K °C	Excess steam Exceso de vapor %
5	1493	1900	320	40
6	900	2800	---	100
13	1219	1726	310	35
16AD	1049	2326	293	67
17	626	2662	---	100
18	1328	1698	313	25
19	1663	1408	324	0
22	1500	1411	320	0
28	1671	1445	321	0
36	1050	1774	298	42

ORIGIN OF EXCESS STEAM DISCHARGES

Although the general origin of excess steam by boiling and with some or all the steam produced entering wells is the same, the amount, the appearance, and changes with time differ for different types of geothermal reservoirs. These may be simply distinguished as follows.

Boiling in reservoirs producing entirely vapor

In vapor-dominated systems such as Larderello and The Geysers, vapor is contained in large fractures and channels and liquid is contained in small fractures and pores and held on rock surfaces (White et al, 1971). Drawdown of reservoir pressure causes boiling of the liquid assisted by heat transfer from the adjacent rock. The steam produced by this boiling moves to the large fractures, mixes with existing vapor, and flows to producing wells. Water is distributed throughout the reservoir and does not move to the wells, so boiling is dispersed and deposition of solids (scaling) resulting from the boiling process is dispersed and cannot affect permeability. The Los Azufres wells with entirely vapor discharge presumably produce by this mechanism from a shallow vapor-dominated reservoir parasitic to the deeper hot-water reservoir (Iglesias et al, 1985). The longevity of these wells will be affected by the size of the vapor-dominated reservoir and the amount of liquid it contains but is unlikely to be affected by permeability decrease caused by reservoir scaling.

Boiling in reservoirs with matrix permeability

High-temperature reservoirs with matrix permeability such as Cerro Prieto can exhibit a form of boiling and excess steam production that may cause sudden decrease in production and limited well life. When the pressure in the rock matrix through which liquid is flowing to a well (or group of wells) falls below the saturated water vapor pressure, then boiling will occur and a boiling zone will form. Excess steam is produced by transfer of heat from the rock to fluid cooled by boiling. As pressure continues to drop, the boiling zone expands and temperatures within the zone drop, causing further heat transfer. If the reservoir has a constant pressure boundary (as in the Cerro Prieto I reservoir), the rate of expansion decreases with time and eventually the zone becomes stationary (Truesdell, 1979, Lippmann, 1989). Since boiling is concentrated in the near-well region, deposition of minerals is also concentrated in this region to produce eventual formation plugging and declines in production. Excess-steam production, formation mineralization, and associated flow declines have been described for wells at Cerro Prieto by Truesdell et al. (1984) and Tovar and Quijano (1988).

Boiling in fractured reservoirs

Boiling and excess-steam production in fractured reservoirs has been described by Grant and Glover (1984). High-temperature hot-water reservoirs with production from fractures are more complicated than those with matrix permeability. The existence of a range of fracture widths and spacings allows varied response to pressure drawdown. These reservoirs may have vapor-dominated and liquid-dominated zones of two-phase fluid where temperatures are at the boiling point to depth and a deep liquid zone where the temperature is constant. If permeability along major fractures is large, then pressure decline will propagate rapidly without large pressure gradients and boiling will occur throughout the two-plase zone wherever pressure drops below the saturated water vapor pressure. Boiling will occur with heat transfer from rock and enthalpy of wells producing from the two-phase zone will rise but most of the steam is likely to migrate upward and displace liquid. When the liquid/vapor boundary falls to the intake level of production wells, then there will be a rapid transition to dry steam discharge. The field has at least locally become vapor-dominated. This process has been described for Wairakei and Broadlands by Grant et al. (1984). Because Wairakei has a deep liquid zone with a constant temperature, deep wells continue to have all-liquid feed and constant enthalpy while other wells produce steam or steam-water mixtures. Rapid transition from liquid to vapor (and back) has been observed at Svartsengi, Iceland (Jon Orn Bjarnason, pers. commun., 1988).

In fractured, reservoirs with lower permeability the range of fracture sizes becomes more important because the relative permeability of vapor and liquid and the efficiency of heat transfer from rock may differ in different fractures. If, for example, pressures are reduced in large and small fractures so that boiling occurs, heat transfer from the rock may be more effective in small fractures and cause more boiling. With a larger fraction of steam in the small fractures, the permeability to liquid may be reduced and only steam may move from small to large fractures to increase fluid enthalpy. This process seems likely to occur in some wells at Los Azufres, as discussed later. Differing amounts of residual liquid (and salt) are retained to produce a range of total enthalpy and chloride with steam saturation determined by the relative number of large and small fractures and their properties. This mechanism does not depend on transient retention of liquid due to relative permeability since residual liquids are permanently retained in small fractures. It does depend on increasing pressure drawdown to increase the amount of boiling (and possibly the size of the boiling zone). Mineralization occurs mainly in small fractures and does not cause formation plugging. This mechanism is similar to that suggested by Arnorsson et al (1989) to explain gas concentrations in Olkaria, Kenya steam.

Thus, depending on the size and heterogeny of fractures these reservoirs may show a range of behavior upon boiling. If fractures are small and uniform, boiling may be localized as with matrix permeability. If fractures are large,

large-scale phase segregation may occur with a vapor zone at the top and liquid water below. Intermediate fractures with marked heterogeny may show fine-scale phase segregation with two-phase liquid-dominated fluid in large fractures and two-phase vapor-dominated fluid in small fractures. These types of reservoir behavior may be revealed by comparing the total fluid and calculated liquid reservoir chloride or gas concentration and enthalpy for samples from a group of wells or from a single well over time.

CONCENTRATION-ENTHALPY PLOTS FOR MODEL SYSTEMS

The earlier discussion and that of Grant and Glover (1984) distinguishes several cases for excess steam production. If permeability to both steam and water is high and distributed boiling produces phase segregation so that wells are fed by both high- (steam or a steam-water mixture) and low-enthalpy fluid entries (cases 1 and 2 in Grant and Glover), then the total discharge composition will lie along the boiling line connecting the steam composition with that of the reservoir liquid (Figure 1a). The composition of residual water from the separator or weirbox will also lie on this line. Changing the amount of excess steam does not change the position of the boiling line or the weirbox Cl concentration. If all of the steam in the system has the same composition, then all fluids will also lie on a single boiling line on a total gas-enthalpy plot (Figure 1b).

Another simple type of excess steam is from heat transfer from rock (Figures 2a, b). In the idealized process, the fluid enthalpy increases without change in total reservoir chloride or gas concentrations. This moves the fluid to a different boiling line with reservoir and surface liquid more concentrated and steam more dilute. The real process involves boiling of the fluid and a decrease in liquid temperature and enthalpy, but the compositions still lie along the same boiling line produced by the heat transfer.

The process described earlier in which small fractures contribute extra steam from liquid that boils more completely with residual water more or less completely retained in the fracture acts as a combination of these processes. If all of the liquid and salts contained in small fractures are retained and only steam is supplied to large fractures, then the process is similar to that in Figure 1. If no liquid and salt is retained, then the process is that of Figure 2. The intermediate case produces a combination in which the total composition is displaced toward higher enthalpy and lower chloride compositions not attainable by either steam or heat addition above (Fig. 2a, b).

ENTHALPY-CHLORIDE RELATIONS AT LOS AZUFRES

The enthalpy and chloride concentrations of samples collected by IIE are shown in Figure 3, with total fluid reservoir compositions (enthalpy, chloride) shown along with liquid enthalpy values calculated using cation geothermometer temperatures. A plot using data files from CFE gives a similar picture. All liquid enthalpies and some total enthalpies fall between 1200 and 1500 j/g, indicating temperatures between 275° and 330°C. Fluid samples from deeper wells (A-19, A-22, A-26, and A-28) do not show excess steam since calculated liquid enthalpies and measured total enthalpies are in close agreement. Fluid samples from intermediate depth wells in the southern zone tend to show a hihger chloride concentration, higher excess steam and lower liquid enthalpies (16AD,18,36). Deeper wells in this zone have a high chloride concentration, high liquid enthalpy but very low or no excess steam (22,26). Wells in the northern zone can be divided in two groups. One group has intermediate excess steam, lower chloride concentration and high liquid enthalpy (5,13). The other group is similar but has no excess steam (19,28). This behavior can be compared with the simple models described earlier.

Dry steam wells and high enthalpy wells in the southern zone are fed by segregated steam from large fractures plus a minor amount of liquid that totally or partially boils, assisted by heat transfer from the rock, as it moves into the well. Well 22 (southern zone) and high liquid enthalpy wells in the northern zone are fed by all-liquid phase with no excess steam. Intermediate excess steam wells in the northern part (5,13) most probably are fed with liquid that partially boils as a consequence of heat transfer from the rock plus a minor or marginal amount of segregated steam. The higher chloride concentrations in fluids produced from the southern zone suggest a larger amount of boiling in that zone, as compared to the northern zone.

ENTHALPY-GAS RELATIONS AT LOS AZUFRES

Figure 4 shows the total discharge enthalpy and gas content for samples collected by CFE. It can be clearly distinguished two extreme groups. One group represents the liquid phase and the second represents the reservoir steam. This last group shows a wide range in gas content (2 to 8 percent by weight). That means that the steam phase has a heterogeneous composition. Some other wells (16AD) represent a mixture of liquid and steam. Another distinct group is represented by wells (5,9,13) that have low gas content and intermediate enthalpy. These wells produce from liquid that partially boils as it moves to the well, as a consequence of pressure drawdown and heat transfer from the rock. Well 18 has a higher gas content than the expected of a liquid-steam mixture (enthalpy about 1600 kJ/kg and gas about 8%).

GAS PRODUCTION HISTORY OF WELLS 6 AND 17

Wells 6 and 17, located in the shallow southern reservoir, have been producing dry steam since 1982. Figure 5 shows the behavior of the gas content vs time. The lower values in 1984 coincide with the opening of several wells located in the Tejamaniles area (southern zone) during July and August. Once the other wells were closed again, the gas content of well 6 increased steadily and the gas content of well 17 remained more of less constant until 1988, when gas content begun to decrease again, in response of the openening of wells in Tejamaniles that feed the 50 MW Power Plant.

This behavior can be interpreted as follows. When most of the wells in Tejamaniles are closed, well 6 and 17 produce from mainly from gas-rich segregated steam in larger fractures. When other wells are opened, a sudden decrease in reservoir pressure occurs which, in turns, causes boiling of liquid held in small fractures. This boiling adds almost gas-free steam to the gas-rich segregated steam, resulting in a lower gas content in the steam that flows into the well. That means that the longevity of the Tejamaniles shallow wells depends strongly on the amount of liquid in the parasitic vapor dominated reservoir.

CHEMICAL HISTORY OF WELL 13.

This well has been producing a steam-water mixture since 1982 and shows an intersting behavior. Figure 6 represents the total discharge and reservoir chloride concentration on time. The reservoir chloride has remained more or less constant while the total discharge concentration increased abruptly in 1986. In a similar way, total discharge enthalpy decreased on the same date while the liquid reservoir enthalpy -calculated with Na/K and silica temperatures- has remained almost constant (Figure 7). Gas content shows also a rather constant behavior on time (Figure 8). These facts can be explained if well 13 produces from liquid that partially boils assisted by heat transfer from the rock and a marginal amount of segregated steam. At the begining of production the rate of boiling was higher and later on stabilized, so that there is almost liquid alone flowing into the well at present. There are no chemical evidences of a cold water entry to the well. Therefore, it seems that this portion of the reservoir represents the intermediate case where two-phase liquid dominated fluid is held in large fractures and two-phase vapor dominated fluid in small fractures. The parasitic vapor dominated reservoir in the northern part, if there is any, most have a very limited capacity.

CONCLUSION.

The behavior of enthalpy and chemistry of the fluids produced at Los Azufres can be interpreted considering a fractured reservoir with at least two distinct ranges in fracture size -larger and smaller- with a parasitic vapor dominated and a deep liquid dominated reservoirs. The amount of boiling and the size of the boiling zone are larger in the southern zone. That means that there are at least three sources of fluids that feed the wells: naturaly segregated steam, steam produced by boiling assisted by heat transferfrom rock and liquid.

Assessing the capacity of this type of reservoirs is difficult and requires more sophisticated numerical modeling that can take into account all these pecularities. In particular, models capable of simulating the behavior of a well that produces from various layers having different fluid properties have to be used.

REFERENCES.

Arnorsson, Stefan, Sveinbjörn Björnsson, Zach Wambua Muna and Sebastian Bwire Ojiambo, 1989, The use of gas chemistry to evaluate bailing processes and initial steam fractions in geothermal reservoirs with an example from the Olkaria field, Kenia: J. Volcanology and Geothermal Research (in press).

Grant, M. A. and Glover R.B., 1984, Two phase heat and mass transfer experiment at well BR21 Broadlands (N.Z.): Geothermics, v13, p 193-213.

Iglesias, E. R., Arellano, V.M., Garfias, A., Miranda, C. and Aragon, A., 1985, The natural thermodynamic state of the fluids in the Los Azufres geothermal reservoir: Proc. 10th workshop on Geothermal Reservoir Eng., Stanford, SGPTR84, p. 241-246.

Johnson, P.W., 1989, Fluid flashing and formation mineralization near producing geothermal wells: Geothermics (in press).

Lippmann, M.J., Bodvarsson, G.S. and Gaulke, S.W., 1985. Enthalpy transients in fractured two-phase geothermal systems. Geothermal Resources Council, Transactions, Vol. 9 - Part II, pp. 533-540..

Lippmann, M.J., Truesdell, A.H., Manon, M.A. and Halfman, S.E. 1989. The hydrogeologic-geochemical model of Cerro Prieto revisited, in Proc. of the 14th workshop on Geothermal Reserovoir Engineering, 1989, Stanford University (in press).

Truesdell, A.H., 1979, Aquier boiling may be normal in exploited high-temperature geothermal systems: Proc. 5th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ. SGP TR-40, p. 299-303.

Truesdell, A.H., D'Amore, F. and Nieva, D., 1984. The effects of localized boiling on fluid production at Cerro Prieto: Trans. Geothermal Resources !Council v.8, p. 223-229.

White, D.W., Muffler, L.J.P., and Truesdell, A. E., 1971. Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. Economic Geology, v. 66, no. 1, p. 75-97.

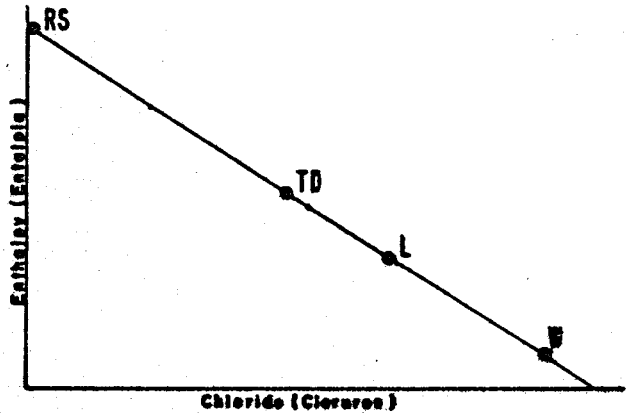


Figure 1a. Concentration-enthalpy plot for a model system with widely distributed boiling. (W:weirbox composition, L: reservoir liquid, TD: total discharge composition, RS: reservoir steam).

Figura 1a. Gráfico de concentración-entalpía de un sistema modelo con ebullición distribuida ampliamente. (W: composición del vertedor, L: líquido del yacimiento, TD: composición del fluido total, RS: vapor del yacimiento.

Figure 1b. Gas-enthalpy plot for a model system like that of figure 1a.

Figura 1b. Gráfico de gas-entalpía de un sistema modelo como el de la figura 1a.

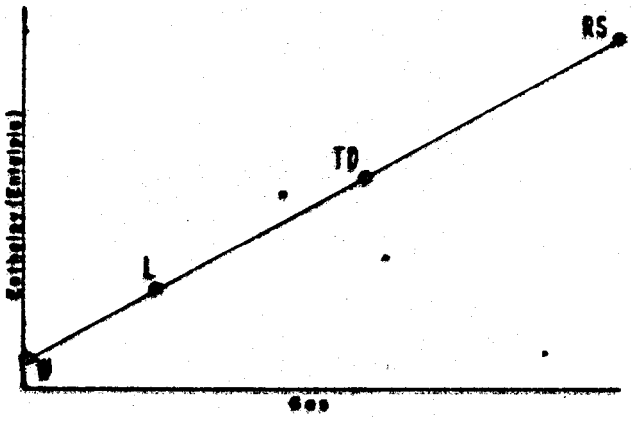


Figure 2a. Concentration-enthalpy plot for a model system with heat transfer from rock to fluid. (TDH: total discharge composition with heat transfer from rock, TDHS: mixture of reservoir steam and steam produced by heat transfer).

Figura 2a. Gráfico de concentración-entalpía de un sistema modelo con transferencia de calor de la roca al fluido. (TDH: composición del fluido total con transferencia de calor de la roca, TDHS: mezcla de vapor del yacimiento y vapor producido por transferencia de calor).

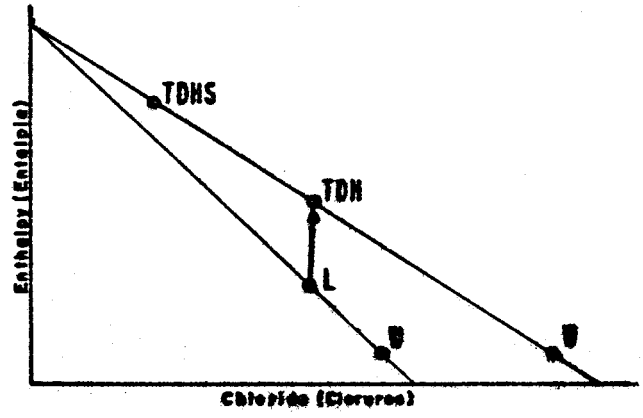
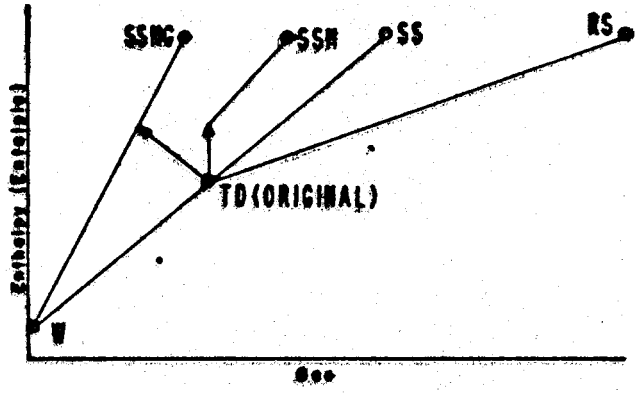


Figure 2b. Gas-enthalpy plot for a model system like that of figure 2a. (SS: separated steam, SSH: separated steam with heat transfer from rock, SSNG: mixture of separated steam and gas free steam.

Figura 2b. Gráfico de gas-entalpía de un sistema modelo como el de la figura 2a. (SS: vapor separado, SSH: vapor separado con transferencia de calor de la roca, SSNG: mezcla de vapor separado y vapor sin gas).



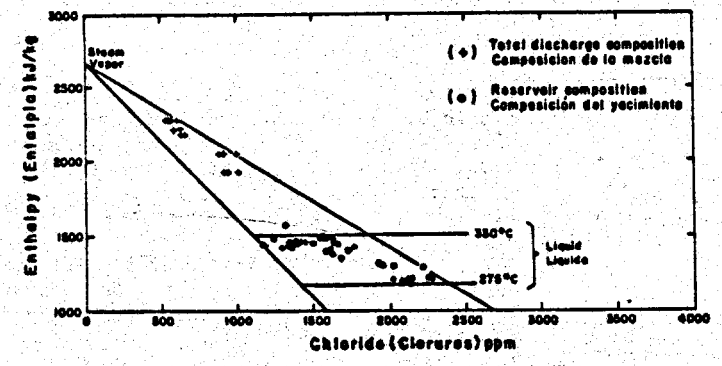


Figure 3. Enthalpy-chloride plot for wells at Los Azufres.

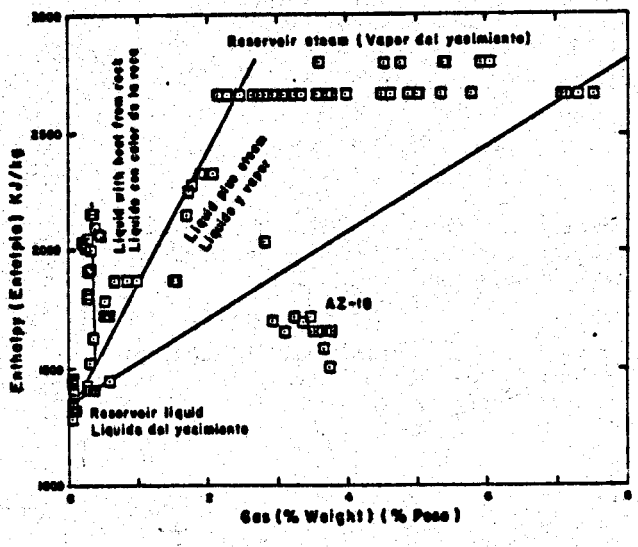
Figura 3. Gráfico de entalpía-cloruros de pozos de Los Azufres.

←

Figure 4. Enthalpy-gas plot for wells at Los Azufres. Well 18 shows a higher gas content as compared to other wells.

Figura 4. Gráfico de entalpía-gas de pozos de Los Azufres. El pozo 18 presenta un contenido de gas mayor que el resto de pozos.

→



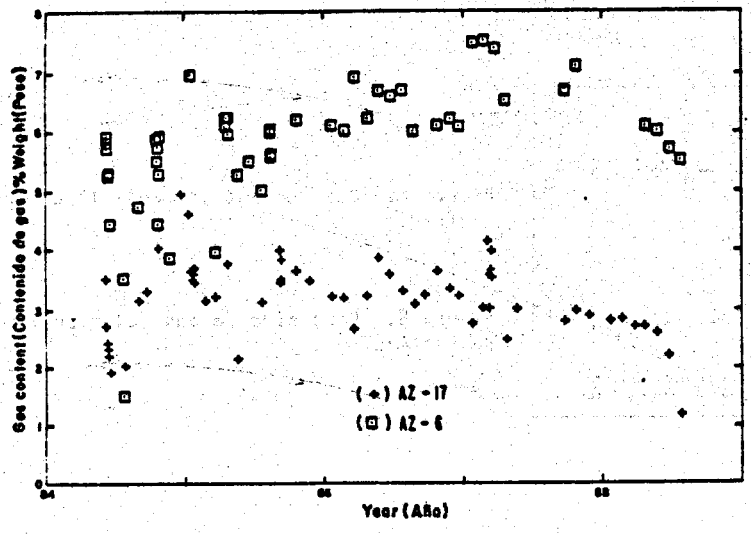


Figure 5. Gas content for wells 6 and 17 at Los Azufres. These wells produce dry steam from the Tejamaniles area.

Figura 5. Contenido de gas de los pozos 6 y 17 de Los Azufres. Estos pozos producen vapor seco del área de Tejamaniles.

←

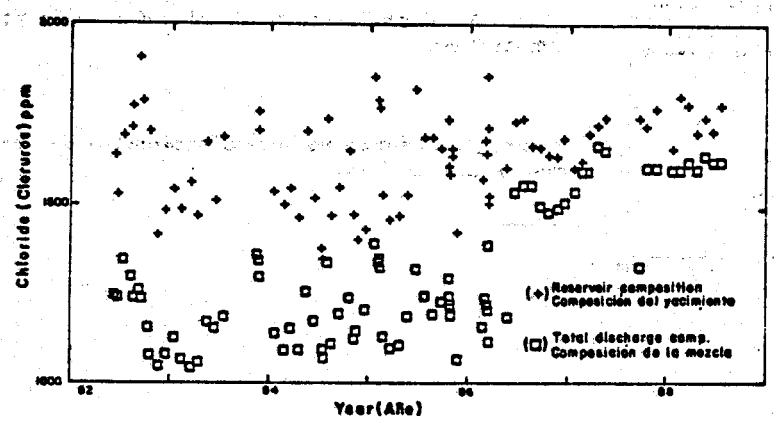


Figure 6. Total discharge and reservoir chloride content for well 13 at Los Azufres. This well is located in the Maritaró area.

Figura 6. Contenido de cloruros en el yacimiento y en el fluido total del pozo 13 de Los Azufres. Este pozo se localiza en el área de Maritaró.

←

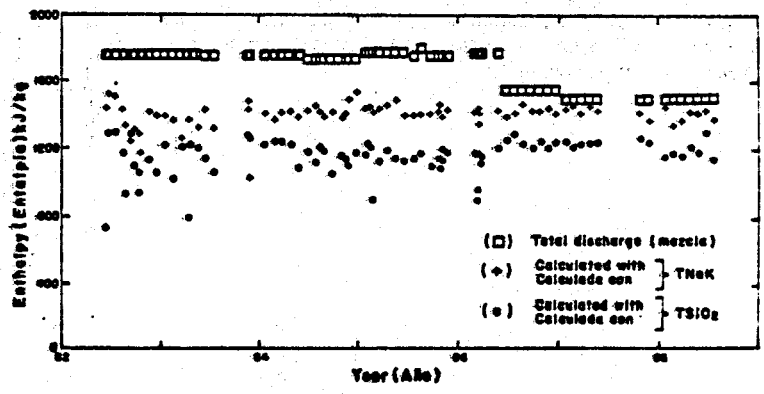


Figure 7. Enthalpy as measured in total discharge and calculated with geothermometers for well 13 at Los Azufres.

Figura 7. Entalpía medida del fluido total y calculada con geotermómetros, del pozo 13 de Los Azufres.

→

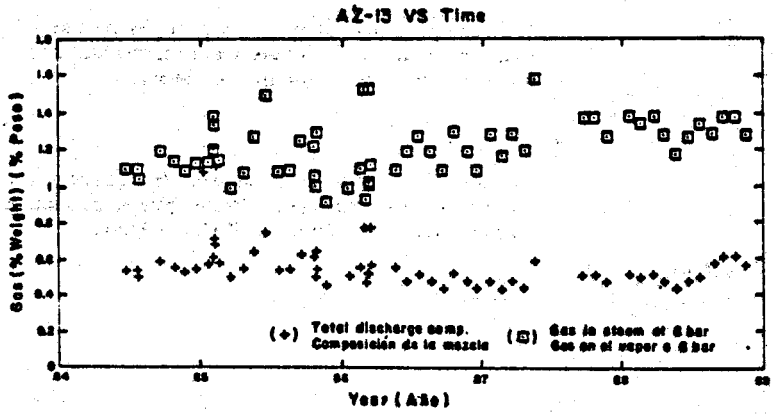


Figure 8. Gas content for well 13 at Los Azufres.

Figura 8. Contenido de gas del pozo 13 de Los Azufres.

←

Producción de exceso de vapor en el Campo de Los Azufres

por

José Luis Quijano León, C.F.E, Morelia, Mich., México.
Alfred H. Truesdell, U.S.G.S., Menlo Park, Calif., USA.
David Nieva Gómez, I.I.E., Cuernavaca, Mor., México.
Mario Gallardo Allanís, C.F.E., Los Azufres, Mich., México.

RESUMEN

Los fluidos producidos en Los Azufres presentan un amplio rango de entalpías, desde valores correspondientes a únicamente líquido sin exceso de vapor hasta los correspondientes a vapor completamente seco. Las relaciones entalpía-cloruro y la historia de producción de cloruro y gases de algunos pozos indican la existencia de diferentes fuentes de fluidos que alimentan a los pozos: vapor y agua segregados naturalmente en las fracturas grandes, vapor producido por ebullición ayudada por la transferencia de calor de la roca y líquido mantenido en pequeñas fracturas o proveniente de niveles más profundos. Esto significa que el yacimiento tiene, al menos, dos rangos diferentes de tamaño de fracturas y diferentes saturaciones de vapor en zonas distintas. Todas estas peculiaridades deben considerarse en la simulación numérica del yacimiento.

INTRODUCCION

La producción de exceso de vapor en la descarga de sistemas geotérmicos de alta temperatura, debida a la ebullición, es una consecuencia casi inevitable de la explotación. (Truesdell, 1979). (El exceso de vapor se define como la diferencia -a una presión de separación dada- entre el vapor total producido y el vapor separado adiabáticamente de la fase líquida que entra al pozo, dividida por el vapor total). El vapor del yacimiento se produce en estos sistemas cuando el abatimiento de presión debido a la explotación provoca la ebullición del líquido, ya sea con transferencia de calor de la roca o sin ella. Aunque en términos generales el mecanismo es el mismo, la localización de la ebullición y la producción de exceso de vapor difieren en función de la estructura de la permeabilidad del yacimiento y las características de las fronteras del yacimiento (Lippmann et al, 1985, 1989). Esta también afecta al monto y al tiempo de la producción del exceso de vapor e influye en la concentración de gases y sales del fluido. La ebullición en el yacimiento provoca siempre la depositación de minerales en alguna parte de la formación. Estos minerales pueden encontrarse dispersos y ser inofensivos. Sin embargo, si el exceso de vapor se produce por ebullición localizada en la vecindad del pozo, la mineralización de la formación puede hacer decrecer abruptamente la vida útil del pozo (Truesdell at al, 1984, Johnson, 1989). La ebullición en el yacimiento y la producción de exceso de vapor pueden evitarse únicamente si las presiones en las zonas de alimentación se mantienen por encima de la presión de vapor del agua saturada a la temperatura existente. Esto sucede cuando la recarga natural o la inyección de líquido igualan o exceden la tasa de abatimiento. La aparición de exceso de vapor puede ser diferida, mas no evitada, obteniendo la producción de las zonas profundas donde las temperaturas iniciales están muy por debajo del punto de ebullición.

Aunque sólo unos cuantos pozos de Los Azufres han producido por un periodo largo, éstos muestran un amplio rango de entalpías, que varían desde fase líquida sin exceso de vapor hasta únicamente fase vapor sin líquido. Los pozos con producción simultánea de vapor y líquido tienden a presentar altas entalpías con montos de exceso de vapor considerables. La profundidad, la temperatura, la entalpía, y el monto de exceso de vapor de algunos pozos de Los Azufres se muestran en la Tabla 1 (ver texto en inglés).

EL ORIGEN DE LAS DESCARGAS DE EXCESO DE VAPOR.

Como ya se mencionó, el origen del exceso de vapor por ebullición y los mecanismos de flujo del vapor hacia los pozos son en términos generales similares en los distintos yacimientos geotérmicos. Sin embargo, la cantidad, el momento de aparición y los cambios con el tiempo difieren. Estos pueden distinguirse en forma simple de la siguiente manera.

Ebullición en un yacimiento con producción exclusiva de vapor.

En sistemas dominados por vapor como Larderello y Los Geysers, el vapor está contenido en fracturas y canales grandes y el líquido, en fracturas pequeñas y poros y retenido en la superficie de la roca (White et al, 1971). El abatimiento de presión del yacimiento tiene por consecuencia la ebulición del líquido, ayudada por la transferencia de calor de la roca adyacente. El vapor producido por esta ebullición se mueve hacia las fracturas grandes, se mezcla con el vapor ahí existente y fluye hacia los pozos productores. El agua se encuentra distribuida en todo el yacimiento y no se mueve hacia los pozos, de tal forma que la ebullición y la depositación resultante de minerales en la formación son

fenómenos dispersos, que no afectan por lo mismo a la permeabilidad. Puede suponerse que los pozos de Los Azufres que descargan únicamente vapor están produciendo mediante este mecanismo en un yacimiento dominado por vapor, parásito del yacimiento profundo dominado por líquido (Iglesias et al, 1985). La longevidad de estos pozos estará afectada por el tamaño del yacimiento dominado por vapor y por la cantidad de líquido que contiene; pero es poco probable que se vea afectada por decremento de permeabilidad por incrustación de la formación.

Ebullición en yacimientos con permeabilidad de matriz

Los yacimientos de alta temperatura y permeabilidad de matriz, como el de Cerro Prieto, pueden exhibir una manera de ebullición y de producción de exceso de vapor que pudiera causar un decremento repentino de la producción y una vida del pozo limitada. Cuando la presión de la matriz de la roca, a través de la que fluye el líquido hacia el pozo o hacia un grupo de pozos, cae por debajo de la presión de vapor del agua saturada, dará lugar a la formación de una zona de ebullición. El exceso de vapor se produce por la transferencia de calor de la roca hacia el fluido enfriado por ebullición. Al continuar la caída de presión, la zona de ebullición se expande y la temperatura dentro de la zona disminuye, provocando una transferencia de calor adicional. Si el yacimiento tiene una frontera de presión constante, como en el caso del yacimiento de Cerro Prieto I, la tasa de expansión decrece con el tiempo y eventualmente se vuelve estacionaria (Truesdell, 1979, Lippmann et al, 1989). Ya que la ebullición se concentra en la vecindad del pozo, la depositación de minerales también se concentra en esta zona, lo que produce un eventual taponamiento de la formación y la declinación de la producción. La producción de exceso de vapor, la mineralización de la formación y la declinación asociada del flujo han sido descritas por Truesdell et al. (1984) y Tovar y Quijano (1988), en el caso de los pozos de Cerro Prieto.

Ebullición en yacimientos fracturados

La ebullición y la producción de exceso de vapor en estos sistemas ha sido descrita por Grant y Glover (1984). Los yacimientos de agua de alta temperatura con producción proveniente de las fracturas son más complicados que aquellos con permeabilidad de matriz. La existencia de un rango de anchura y espaciamiento de fracturas permite una variada respuesta al abatimiento de presión. Estos yacimientos pueden tener zonas bifásicas dominadas por vapor o dominadas por líquido donde la temperatura corresponde a la curva de ebullición vs la profundidad, y una zona profunda de líquido donde la temperatura es constante. Si la permeabilidad a lo largo de las fracturas mayores es grande, la declinación de presión se propagará rápidamente sin provocar grandes gradientes de presión y la ebullición se dará a través de toda la zona bifásica, donde la presión caiga por debajo de la presión de vapor del agua saturada. La ebullición se dará con transferencia de calor de la roca y la entalpía de los pozos que producen en la zona bifásica se incrementará; sin embargo, es probable que la mayor parte del vapor emigre hacia arriba y desplace al líquido. Cuando la frontera agua/vapor descienda al nivel de la zona productora del pozo, se dará una rápida transición a descarga de vapor seco. El campo se habrá convertido, al menos localmente, en dominado por vapor. Este proceso ha sido descrito por Grant et al. (1984), en los casos de Wairakei y Broadlands. Debido a que Wairakei tiene una zona profunda de líquido con temperatura constante, los pozos profundos continúan siendo alimentados exclusivamente por líquido y su entalpía se mantiene constante, mientras que otros pozos producen vapor o mezcla vapor-agua. Una rápida transición de vapor a líquido, y viceversa, se ha observado en Svartsengi, Islandia (Jon Orn Bjarnason, com. pers., 1988).

En yacimientos fracturados con menor permeabilidad, el rango de tamaño de fractura es más importante, debido a que la permeabilidad relativa al vapor y al líquido y la eficiencia de la transferencia de calor de la roca pueden variar en las diferentes fracturas. Si por ejemplo, las presiones se reducen en las fracturas pequeñas y en las grandes de tal forma que se dé la ebullición en ambas, la transferencia de calor de la roca podrá ser más efectiva en las fracturas pequeñas y causará mayor ebullición. Teniendo una mayor fracción de vapor en las fracturas pequeñas, la permeabilidad al líquido podrá reducirse y solo se moverá vapor de las fracturas pequeñas a las grandes, incrementandose la entalpía del fluido. Parece ser que este proceso tiene lugar en algunos pozos de Los Azufres, como se discutirá más adelante. La retención de diferentes cantidades de líquido y sales producirá un rango de entalpías totales y de cloruros, estando la saturación de vapor determinada por el número relativo de fracturas pequeñas y grandes y por sus propiedades. Este mecanismo no depende de la retención transitoria de líquido debido a la permeabilidad relativa, ya que el líquido residual es retenido permanentemente en las fracturas pequeñas. Sin embargo, si depende del creciente abatimiento de presión que provoca un aumento en la tasa de ebullición y posiblemente en el tamaño de la zona de ebullición. La mineralización se da principalmente en las fracturas pequeñas y no causa el taponamiento de la formación. Este mecanismo es similar al sugerido por Arnorsson et al. (1989) para explicar las concentraciones de gas en el vapor de Olkaria, Kenia.

Por tanto, dependiendo del tamaño y heterogeneidad de las fracturas, estos yacimientos pueden mostrar una variedad de comportamientos con relación a la ebullición. Si las fracturas son pequeñas y uniformes, la ebullición puede estar localizada como en el caso de permeabilidad de la matriz. Si las fracturas son grandes, puede darse una segregación de fases a gran escala, dando lugar a una zona de vapor en la parte alta y una de líquido en la parte baja. En caso de fracturas intermedias y con notoria heterogeneidad puede darse una segregación de fases a escala pequeña, dando lugar a un fluido bifásico dominado por líquido en las fracturas grandes y a un fluido

bifásico dominado por vapor en las pequeñas. Estos tipos de comportamiento de yacimientos pueden ser descubiertos comparando la concentración de cloruros en el fluido total (agua más vapor) y la calculada en el yacimiento versus la entalpía, en muestras de un grupo de pozos o de un pozo en diferentes fechas.

GRAFICOS DE CONCENTRACION-ENTALPIA EN SISTEMAS MODELO

La discusión anterior y la de Grant y Glover (1984) permiten distinguir varios casos de producción de exceso de vapor. Si la permeabilidad al vapor y al líquido son ambas grandes y una ebullición ampliamente distribuida da por resultado la segregación de fases, de tal forma que los pozos se alimentan por flujos de alta entalpía (vapor o mezcla); en tal caso la composición del fluido total se localizará a lo largo de una línea de ebullición que une la composición del vapor con la del líquido del yacimiento (Figura 1a). La composición del agua residual del separador o del vertedor se encontrará también en esta línea. Al cambiar el monto del exceso de vapor, no cambiará la posición de la línea de ebullición o la concentración de cloruros del vertedor. Si todo el vapor del sistema tiene la misma composición, todos los pozos se encontrarán en una sola línea, en un gráfico de gas-entalpía (Fugura 1b).

Otro ejemplo simple de exceso de vapor es el producido por transferencia de calor de la roca (Figuras 2a y 2b). En el proceso idealizado, la entalpía del fluido se incrementa sin cambios en la concentración total de cloruros y de gases del yacimientos, pero el fluido se desplaza a una línea de ebullición diferente, en la que el líquido del yacimiento y a condiciones superficiales está más concentrado y el vapor más diluido. El proceso real involucra la ebullición del fluido y el descenso de la temperatura y la entalpía del líquido, pero las composiciones aún se sitúan a lo largo de la misma línea de ebullición producida por la transferencia de calor.

El proceso descrito anteriormente, en el que las fracturas pequeñas contribuyen con una cantidad extra de vapor procedente del líquido que ebulle más completamente y el agua residual es más o menos retenida en las fracturas, constituye una combinación de estos procesos. Si todo el líquido y todas las sales contenidos en las fracturas pequeñas son retenidos y sólo se suministra vapor a las fracturas grandes, entonces el proceso es similar al de la Figura 1. Si no se retiene ni líquido ni sales, el proceso es el de la Figura 2. En el caso intermedio se obtiene una combinación en la que la composición total se desplaza hacia entalpías mayores y concentraciones de cloruros menores, que no se logran con la adición de vapor o calor descritas antes (Figuras 2a y 2b).

RELACIONES ENTALPIA-CLORUROS EN LOS AZUFRES

La entalpía y concentración de cloruros de muestras colectadas por el IIE se presentan en la Figura 3, donde se incluyen las composiciones del fluido total del yacimiento (entalpía y cloruros) junto con los valores de la entalpía del líquido calculada usando temperaturas de geotermómetros catiónicos. Un gráfico utilizando los archivos de datos de CFE da una imagen similar. Todas las entalpías del líquido y algunas entalpías del fluido total (mezcla) caen entre 1200 kJ/kg y 1500 kJ/kg, lo que indica temperuturas entre 275° y 330° C. Las muestras de pozos más profundos (19,22,26 y 28) no presentan exceso de vapor, ya que las entalpías calculadas del líquido y las entalpías medidas de la mezcla concuerdan razonablemente. Las muestras de fluidos de pozos de la zona sur con profundidades intermedias tienden a presentar mayores concentraciones de cloruros, mayores excesos de vapor y menores entalpías del líquido (16AD,18,36). Los pozos más profundos de esta zona tienen una alta concentración de cloruros, una alta entalpía del líquido, pero un pequeño o nulo exceso de vapor (22,26). Los pozos de la zona norte pueden dividirse en dos grupos. Un grupo tiene valores intermedios de exceso de vapor, menores concentraciones de cloruros y alta entalpía del líquido (5,13). El otro grupo es similar, pero no tiene exceso de vapor (19,28). Este comportamiento puede compararse con los modelos sencillos descritos anteriormente.

Los pozos de vapor seco y de alta entalpía de la zona sur están alimentados por vapor segregado de las fracturas grandes más una cantidad pequeña de líquido que ebulle total o parcialmente, ayudado por la transferencia de calor de la roca, al moverse hacia el pozo. El pozo 22 (zona sur) y los pozos de alta entalpía del líquido en la zona norte están alimentados por fase líquida exclusivamente sin exceso de vapor. Los pozos con exceso de vapor intermedio en la zona norte (5,13) muy probablemente están alimentados por líquido que ebulle parcialmente como consecuencia de la transferencia de calor de la roca, más una cantidad pequeña o marginal de vapor segregado. La mayor concentración de cloruros en los fluidos producidos en la zona sur sugiere un mayor monto de ebullición en esa zona, en comparación con la zona norte.

RELACIONES ENTALPIA-GAS EN LOS AZUFRES

La Figura 4 representa la entalpía y el contenido de gas del fluido total (mezcla) de muestras colectadas por CFE. Pueden distinguirse claramente dos grupos extremos. Un grupo representa la fase líquda y el segundo, el vapor del yacimiento. Este último grupo presenta un amplio rango de contenido de gas (2 a 8 porciento en peso). Esto significa que la fase vapor tiene una composición heterogénea. Algunos otros pozos (16AD) representan una mezcla de líquido y vapor. Otro grupo bien definido está representado por

pozos (5,9,13) que tienen bajo contenido de gas y entalpías de la mezcla intermedias. Estos pozos obtienen su producción de líquido que ebulle parcialmente al moverse hacia el pozo, como consecuencia del abatimiento de presión y de la transferencia de calor de la roca. El pozo 18, cuya entalpía es del orden de 1600 kJ/kg y su contenido de gas del orden del 8% en peso, presenta un contenido de gas mayor del esperado por simple mezcla líquido-vapor.

HISTORIAL DE PRODUCCION DE GAS DE LOS POZOS 6 Y 17

Los pozos 6 y 17, localizados en el yacimiento somero sur, han estado produciendo vapor seco desde 1982. La Figura 5 muestra el comportamiento del contenido de gas en el tiempo. Los valores bajos en 1984 coinciden con la apertura de varios pozos localizados en el área de Tejamaniles (zona sur) durante Julio y Agosto. Una vez que los otros pozos se cerraron de nuevo, el contenido de gas del pozo 6 se incrementó paulatinamente y el contenido de gas del pozo 17 permaneció más o menos constante hasta 1988. En esa fecha el contenido de gas comenzó a decrecer de nueva cuenta, en respuesta a la apertura de los pozos en Tejamaniles, que alimentan la Central de 50MW.

Este comportamiento puede interpretarse como sigue. Cuando la mayoría de los pozos de Tejamaniles están cerrados, los pozos 6 y 17 obtienen su producción principalmente de vapor segregado rico en gas localizado en las fracturas grandes. Cuando se abren otros pozos, tiene lugar una súbita caída de presión la cual, a su vez, provoca la ebullición del líquido retenido en las fracturas pequeñas. Esta ebullición añade vapor casi libre de gas al vapor segregado rico en gas, dando como resultado un menor contenido de gas en el vapor que fluye a los pozos. Esto significa que la longevidad de los pozos de Tejamaniles depende fuertemente de la cantidad de líquido en el yacimiento parásito dominado por vapor.

HISTORIAL QUIMICO DEL POZO 13

Este pozo ha estado produciendo una mezcla vapor-agua desde 1982 y presenta un comportamiento interesante. La Figura 6 representa la concentración de cloruros del el yacimiento y de la mezcla en el tiempo. Los cloruros del yacimiento han permanecido más o menos constantes, mientras que la concentración de la mezcla se incrementó abruptamente en 1986. De manera similar, la entalpía de la mezcla decreció en la misma fecha, mientras que la entalpía del líquido del yacimiento -calculada con las temperaturas de Na/K y sílice- ha permanecido casi constante (Figura 7). El contenido de gas también muestra un comportamiento en el tiempo más bien constante (Figura 8). Estos hechos pueden explicarse si el pozo 13 obtiene su producción de líquido que ebulle parcialmente ayudado por la transferencia de calor de la roca y una cantidad marginal de vapor segregado. Al pricipio de la producción la tasa de ebullición fue mayor y posteriormente se estabilizó, de tal manera que en la actualidad es casi únicamente líquido el que fluye al pozo. No existen evidencias químicas de una entrada de agua fría al pozo. Por lo tanto, esta porción del yacimiento representa el caso intermedio en el que un fluido bifásico dominado por líquido es retenido en las fracturas mayores y un fluido bifásico dominado por vapor, en las pequeñas. El yacimiento parásito dominado por vapor en la zona norte, de existir, debe tener una capacidad muy limitada.

CONCLUSION

El comportamiento de la entalpía y la química de los fluidos producidos en Los Azufres puede interpretarse considerando un yacimiento fracturado con, al menos, dos rangos distintos de tamaño de fractura -uno mayor y otro menor-, con un yacimiento parásito dominado por vapor y un yacimiento más profundo dominado por líquido. El monto de la ebullición y el tamaño de la zona de ebullición son mayores en la zona sur. Esto significa que existen, por lo menos, tres fuentes alimentadoras de fluidos a los pozos: vapor segregado naturalmente, vapor producido por ebulición ayudada por la transferencia de calor de la roca y líquido.

La evaluación de la capacidad de este tipo de yacimientos es difícil y requiere de simulación numérica más sofisticada, que pueda tomar en cuenta todas estas peculiaridades. En particular, deben usarse modelos capaces de simular el comportamiento de un pozo que obtiene su producción de varias capas con propiedades del fluido diferentes

REFERENCIAS

Ver versión en inglés.

SECTION 2.

CERRO PRIETO--GEOPHYSICS, GEOCHEMISTRY

CARACTERISTICAS GENERALES DEL SEGUNDO LEVANTAMIENTO DE POTENCIAL NATURAL EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO, B.C.

Por:

Ing. J. F. Arellano G. CFE, Morelia, Mich., Mex.
Ing. J. Rodríguez B. CFE, Mexicali, B.C., Mex.

INTRODUCCION

Teniendo como antecedente el estudio de Potencial Natural (PN) desarrollado por la Universidad de California(Lawrence Berkeley Laboratory) USA, sobre el campo Geotérmico de East Mesa, ubicado a 40 Km al NE del campo de Cerro Prieto, B.C., el cual tuvo como objetivo recolectar datos en 1987, sobre la misma área cubierta por el levantamiento de PN de 1978, para analizar posibles cambios en las características de las anomalías determinadas causadas por la explotación de los fluídos geotérmicos desde que se efectuó el primer levantamiento; se planteó dentro del convenio CFE-DOE (1986-1989) llevar a cabo un estudio similar en el campo de Cerro Prieto, B.C., estableciendo que el personal de CFE recolectaría los datos que serían procesados en conjunto.

En el primer estudio de Potencial Natural desarrollado en 1978, dentro del Convenio de CFE-DOE (1977-1982), se detectó una gran anomalía dipolar que se interpretó asociada a una zona de debilidad de rumbo N-S, a través de la cual los flujos de calor y/o fluídos hidrotermales producen la discontinuidad en el coeficiente de acoplamiento termoeléctrico o electrodinámico, o ambos, generados debido al desplazamiento vertical a través de las fallas, que ponen en contacto diferentes materiales rocosos; otra causa sería la presencia de alteración hidrotermal o la diferencia tan solo de valores de temperatura dentro de la zona de flujo de los fluídos hidrotermales (Corwin et al 1978 y 1979).

Con los antecedentes descritos en párrafos anteriores se proyectó el segundo levantamiento de Potencial Natural que cubriera la misma zona; incrementándose con algunas mediciones en la porción NE y E del campo; habiéndose modificado el trazo de algunas partes de las líneas de la porción W, por problemas de acceso.

LEVANTAMIENTO DE CAMPO

El estudio de 1978, se desarrolló en 6 líneas (A a F) levantándose datos a lo largo de 100 Km lineales (Figura 1); en tanto que en el segundo se recolectó información en 95 Km lineales, con un total de 980 estaciones; habiéndose reducido la extensión de algunas líneas (B, D y A), suprimido el registro de la línea F y adicionado información al NE y E del campo, con el fin de tener un "mejor control" de la porción negativa del dipolo definido en el reconocimiento previo, las modificaciones obedecen además a problemas de accesibilidad, debido a las obras e instalaciones recientemente establecidas. (Figura 2).

El trabajo de campo se llevó a cabo en los meses de Febrero y Marzo de 1988; utilizándose para el registro de los datos un multímetro de alta impedancia de entrada (10 MΩ), Mca. Fluke 8062A, electrodos impolarizables Mca. Tinker and Razor y accesorios (cable, sulfato de cobre, etc.)

La técnica de campo empleada, mediante dipolos de 100 m fue la denominada "salto de rana" (Leap Frog), llevándose un control periódico de la polarización de los electrodos, para efecto de aplicar la corrección respectiva.

REDUCCION DE DATOS

Los valores obtenidos en cada estación fueron corregidos por el efecto de la polarización y deriva de los electrodos, efectuándose posteriormente la sumatoria de ellos para obtener el valor total a lo largo de las líneas registradas; con lo cual y considerando a la línea A-A' como referencia (el inicio de la línea al SE) se efectuó el cierre de 4 polígonos, formados por intervalos de las líneas A, D, B y C; A, C y B; B, C y N; y A, B, N, C y E; cuyo porcentaje de error global resultó del 5%.

El haber tomado el inicio de la línea A-A' como referencia en ambos levantamientos (1978 y 1988), no garantiza que el nivel de referencia sea el mismo, debido a las variaciones temporales del terreno; por lo que los datos resultantes deberán de analizarse desde un punto de vista de "anomalías relativas".

Los datos obtenidos para cada uno de los perfiles mediante el proceso anteriormente descrito se muestran en las figuras 3 a 9, en las que se han incluido los perfiles correspondientes al estudio de 1978, y en la figura 10 se presentan las anomalías de Potencial Natural configuradas con los datos de 1988.

ANALISIS GENERAL DE LOS RESULTADOS

En la aplicación del método de Potencial Natural en campos geotérmicos se ha observado que se presentan problemas con el "ruido en los datos de campo" (potenciales de fondo) y con la reproducibilidad de éstos en un tiempo posterior; algunas de las cuestiones que generan dicha problemática se describen brevemente antes de exponer los resultados del presente levantamiento.

La necesidad de tener líneas con longitud mayor de 5 Km, para cruzar las zonas térmicamente anómalas identificadas en el campo, da como resultado que se sumen los errores en cada medición, causados éstos por las variaciones de corrientes telúricas, aunque en el caso de valles conductores, como el de Mexicali, no se considera un problema serio. En 1978 se utilizó un registrador de corrientes parásitas y naturales con un dipolo estacionario de 200 m ubicado cerca de la Planta Geotermoeléctrica de Cerro Prieto; concluyéndose que en un período de 4 días el nivel de ruido producido por las corrientes telúricas y las variaciones de corrientes eléctricas provenientes de la planta de producción fueron despreciables (Corwin, 1979).

Para el estudio reciente, no se contó con la estación base de monitoreo, se observó en ciertas localidades de las líneas variaciones (del orden de decenas de mV) debido a la proximidad de las poblaciones, actividad cultural, (líneas B, C, D); este hecho así como la existencia de los acuíferos en el valle producirán anomalías de alta frecuencia pero de corta amplitud de onda y pueden ser minimizados, aunque no eliminados, mediante filtrado matemático; para este caso se aplicó un filtro de cinco puntos simple.

Por otro lado existen potenciales de electrofiltración generados por el flujo de aguas subterráneas, no relacionados con termalidad, asociados si con la topografía del tereno; para el caso del Valle de Mexicali la topografía no es un aspecto relevante, salvo en la zona del volcán de Cerro Prieto y las inmediaciones de la Laguna Volcano.

Los efectos producidos por las reacciones electroquímicas en la superficie del terreno y la polarización de los electrodos fueron factores a los que se puso mayor atención dutante el levantamiento de campo, evitando al máximo ubicar el dipolo de medición en condiciones diferentes de humedad evidente en el terreno por la presencia de canales o terrenos recientemente irrigados; llegándose a estimar que las características de la información no presentan variaciones importantes asociadas con la existencia de canales de riego, zonas de manifestaciones termales, el área arenosa al SW del campo o a la existencia de terrenos de cultivo (arcillosos principalmente) o sin cultivar. Para dichas características del terreno la literatura reporta variaciones del orden de decenas de milivolts, mostrándose como anomalías de longitud de onda corta y gran amplitud superpuestas sobre las anomalías de potencial espontáneo de mayor longitud de onda (las relacionadas con efectos profundos o cuerpos fuente); por lo que al igual que el ruido cultural puede ser minimizado su efecto con el empleo del filtrado matemático.

Teniendo en cuenta los elementos anteriores es posible valorar la información de 1988 para hacer comparaciones con los datos recolectados en 1978; aunque cabe aclarar que dadas las modificaciones en algunas líneas, la falta de datos en otras, que si fueron levantadas en 1978 y las adicionales (no registradas en 1978); el análisis sólo es posible efectuarlo por líneas (aquellas que se registraron en 1978) no siendo factible obtener conclusiones respecto a los planos de isopotenciales generados en los dos levantamientos; hasta que se efectúe un tratamiento a los datos de campo de las mismas líneas recolectadas en ambos períodos, y con un mismo criterio de reducción de datos.

Una breve descripción de las características principales observables en cada línea se presenta a continuación

Línea A (Rumbo NW 40° SE)

Muestra una respuesta de alrededor de 181 mv de amplitud (-2 a -183 mV); en comparación con la obtenida de 150 mV en 1978 (+60 a -90 mV). Es importante señalar el hecho de que en el estudio reciente todos los valores relativos para esta línea son negativos; cuestión que gobernará los datos de las restantes líneas al haberse tomado esta línea como nivel de referencia (Figura 3).

Al efectuar el análisis de la forma de la anomalía obtenida ('dipolo') se concluye que la porción más negativa se ha desplazado hacia el SE, manteniéndose la pendiente de la curva de potencial que constituye el 'dipolo', este hecho permite valorar la reproducibilidad de los datos, aunque el corrimiento pudiera ser provocado por la reducción de los mismos, también es factible asociarlo con procesos de variación debido a las fuentes que generan las anomalías de potencial natural; tales como el movimiento de los fluídos o cambios en los rangos de temperatura en dicho sector o con el comportamiento de las variaciones telúricas de gran amplitud de onda; cuestión esta última en la cual no se tiene un registro que pudiese confirmar esta suposición.

Línea B (Rumbo SW 50° NE)

La anomalía dipolar exhibe características similares a la obtenida en 1978; con la diferencia de que la 'pendiente principal' es menos pronunciada; la amplitud pico a pico va de -128 a +30 mV en tanto que la registrada anteriormente está en el rango de +75 a -85 mV, por lo que existe una diferencia en amplitud de 2 mV (Figura 4). El máximo relativo de esta anomalía dipolar se ubica en la región de la planta CP-I, siendo esta zona donde los pozos productores son más someros (600 - 1300 m), este sector se ha venido explotando desde 1973.

Perpendicularmente al trazo de esta línea se tiene la presencia de la falla Cerro Prieto (de rumbo NW-SE) interpretada por otros métodos geofísicos y confirmada mediante el análisis de la información de los pozos profundos, su trazo se ubica entre los pozos H-9 y H-53; existiendo además otras estructuras menores que son paralelas a ella y que en conjunto con las del sistema NE-SW favorecerían el ascenso de los fluidos hidrotermales que se muestran en la superficie como fumarolas y volcanes de lodo. Estas características permiten asociar el comportamiento dipolar de la anomalía con el modelo propuesto por Corwin et al 1978, sobre una zona de falla que pone en contacto diferentes materiales rocosos y favorece la circulación de fluídos en el sistema geotérmico.

Línea C (Rumbo E-W)

Los valores oscilan en el rango de -24 a -244 mV, mostrándose un comportamiento descendente del oeste hacia el este; en comparación con la anomalía de 1978 (+80 a -80 mV), la cual muestra un amortiguamiento del "mínimo relativo" de la porción central, aquel ubicado entre los ejidos Hidalgo y Nvo. León. Aquí nuevamente se postula que la 'pendiente principal' de la anomalía (porción oeste del perfil) está influenciada por la estructura Cerro Prieto y las características geotermales, comentadas en el párrafo anterior. (Figura 5).

Línea D (Rumbo SW 40° NE)

La mayor parte del perfil corre a lo largo del canal Solfatara, el cual no tiene recubrimiento, como la gran mayoría de los canales de la región, este hecho podría sobreponer 'ruido' de alta frecuencia a la información tal como se presenta en la figura 6; en correspondencia con el perfil de Potencial Natural de 1978 se observa, como en el caso de las líneas descritas anteriormente, una similitud en las características generales, salvo en la porción NE donde el máximo relativo definido en 1988 es más prominente que el observado en 1978. La amplitud total de la anomalía es de 96 mV en 1988 y la pendiente de la porción NE es más positiva; concluyéndose que la anomalía de 1978 está amortiguada respecto a la actual (-40 a +40 mV). En la región cercana al volcán de Cerro Prieto se presenta un 'pico' de 40 mV de amplitud (en 2 Km de longitud) en ambos levantamientos, el que puede asociarse a la prominencia volcánica (efecto topográfico); cambio litológico (suelos arcillosos-suelos arenosos) y/o cierta actividad termal manifiesta en superficie. Otro factor que pudiese modificar la continuidad de las anomalías en los extremos de estas líneas es el cambio de rumbo que tuvo la línea en ambos extremos.

Línea E (Rumbo NE 60° SW)

Esta línea se ubica en la porción SW de la actual zona de explotación del campo; habiéndose ampliado su extensión hacia el NE a lo largo de 8 Km, con el objetivo de obtener una mejor definición del comportamiento del polo negativo definido en el levantamiento de 1978. Los perfiles correspondientes en ambos estudios muestran un comportamiento descendente del oeste hacia el este (Figura 7); habiéndose delimitado un mínimo relativo con los nuevos datos, concordantemente con el definido en la configuración de isopotenciales expuesto por Corwin et al 1978.

La pendiente que controla el descenso del perfil hacia el este es similar en ambos estudios no así la amplitud de los datos siendo mayor en el estudio reciente.

Línea N (Rumbo promedio NE 25° SW)

Esta al igual que la anterior prolongación de la línea E, se proyectó para analizar la respuesta complementaria del polo negativo delimitado en la porción NE del Ejido Nuevo León, en el estudio de 1978. En general muestra un descenso de los valores de potencial natural hacia el NE teniendo una amplitud del orden de 200 mV. La anomalía es concordante con la muestreada en la línea C; o sea que hacia el sector E-NE del campo la anomalía es más negativa y con menores fluctuaciones respecto a las anomalías que se presentan sobre la actual zona de explotación (Figura 8).

Quizá debido a que los intervalos de producción en las inmediaciones del Ejido Nuevo León son más profundos (mayores de 1800 m) , la respuesta del Potencial Natural asociado a efectos geotermales se vea amortiguada por el gran espesor de sedimentos no consolidados (arenas, arcillas, gravas) definido mediante las perforaciones . La existencia de estructuras geológicas (por ejemplo la falla Imperial) no son

correlacionables con el comportamiento de las anomalías en esta zona debido al paquete de sedimentos descrito anteriormente, ya que las estructuras se consideran profundas afectando principalmente a las formaciones de lutitas y horizontes de areniscas que subyacen a las arenas, arcillas y gravas.

Línea M (Rumbo NE 40° SW)

Esta línea también adicional respecto al estudio de 1978, muestra al igual que la línea B, que es paralela y se ubica 2 Km aproximadamente al NW de ella, un gradiente pronunciado de 164 mV en 500 m (Figura 9). Este comportamiento local y en general el descenso hacia el este permite relacionarlo con los efectos que provoca la existencia del sistema estructural de rumbo NW-SE, en ese sector. Esta relación es más evidente en la configuración de isopotenciales de 1988 (Figura 10).

CONFIGURACION DE ISOPOTENCIALES

La integración de los perfiles de Potencial Natural con el tratamiento respectivo de los datos mediante el cierre de polígonos y correcciones permitentes se presenta en la configuración de anomalías , figura 10, en la que sobresale un gran monopolo negativo equivalente al definido en el estudio de 1978, aquel ubicado en la región de los Ejidos Nuevo León e Hidalgo.

Dado el comportamiento de las anomalías descritas, respecto a las principales estructuras geológicas, para cada línea estas se han sobrepuesto al plano de contornos isopotenciales, observándose en la porción central y occidental relación entre las estructuras y la disposición de los gradientes isopotenciales; esto referido principalmente con la falla Cerro Prieto y zona de producción somera del campo.

El sector este y noreste se muestra homogéneo, como fue comentado en los apartados correspondientes a las líneas E y N, infiriéndose que los factores que provocan la variación en la porción oeste asociables a la presencia de las estructuras, se ven amortiguados por el gran espesor de sedimentos no consolidados (arenas, arcillas y gravas) que sobreyacen a los horizontes productores, a los cuales se ha inferido los afectan las estructuras, como la falla Imperial.

CONCLUSIONES

El hecho de haber suprimido el registro de datos en algunas líneas del estudio de 1978; y adicionado información en otras sólo permite efectuar el análisis por líneas (aquellas levantadas en ambos estudios) y no al conjunto de datos resultantes en la configuración de anomalías de Potencial Natural; sin embargo en ambas configuraciones se mantienen algunos rasgos que las identifican.

En general las características mostradas en el estudio reciente de 1988, guardan una correspondencia con el desarrollado en 1978; en cuanto a los rangos absolutos de amplitud de las anomalías y gradientes que las gobiernan.

Algunos gradientes observables en los perfiles, principalmente en la porción oeste del campo, se pueden asociar con la existencia de los sistemas estructurales y el modelo propuesto por Corwin et al 1978, para la gran anomalía dipolar del Campo de Cerro Prieto; referente a una zona de debilidad por la cual el flujo de fluidos y las variaciones litológicas y de temperatura favorecen la creación de anomalías de Potencial Natural.

Hacia la porción este del campo la mayoría de la información se muestra como un 'mínimo relativo', y además el comportamiento puede considerarse homogéneo. A este respecto se postula que la existencia del gran paquete de sedimentos arenas, arcillas y gravas, amortiguan las anomalías de potencial natural que pudiesen reflejar la actividad termal de la zona definida por las perforaciones; a niveles mayores de los 2500 m.

Finalmente, respecto a las configuraciones de las anomalías de potencial natural, el mínimo de la anomalía dipolar definido en 1978, ubicado sobre los ejidos Hidalgo y Nuevo León, es equivalente al que se observó en el estudio reciente.

RECOMENDACIONES

. Procesar la información de campo de ambos estudios, bajo un mismo esquema de reducción, haciendo intervenir unicamente las estaciones que sean iguales en los dos levantamientos; para así evitar variaciones adjudicables al procesado de los datos, que no tienen relación con los factores del terreno que las producen.

. Caracterizar, de ser posible, mediante una estación base la respuesta que se genera en localidades tipo, como pozos fluyendo tuberías de conducción, canales de riego, poblados, etc., lo que coadyubaría al diseño de un filtro para minimizar los potenciales de fondo ('ruido')

Esto permitirá evaluar la

reproducibilidad de los datos y en su caso efectuar el análisis e interpretación de los registros resultantes no sólo cualitativamente como en el caso que se reporta, sino mediante la aplicación de modelado matemático.

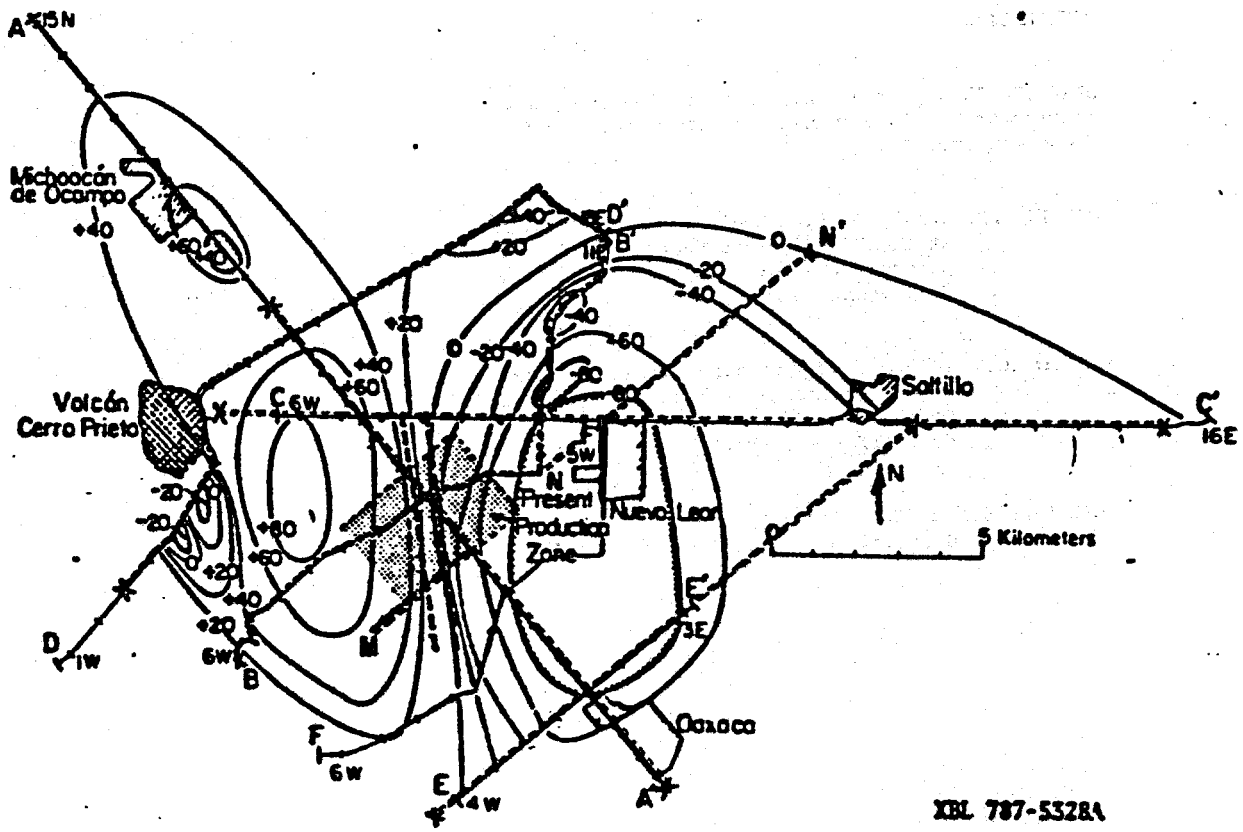
REFERENCIAS

DIAZ CURIEL S., 1979. El Potencial Natural como complemento de la Exploración Gotérmica. Tesis. UNAM. México,D.F

CORWIN R.F. et al, 1978. Self Potential Studies at the Cerro Prieto Geothermal Field. University of California, Berkeley, California, USA.

Corwin R.F. 1988. Self Potencial Survey. East Mesa Geothermal Field, Imperial County, California. LBL, Universidad de California, USA.

ORELLANA E. 1982. Prospección Geoeléctrica en Corriente Contínua Edit. Paraninfo.



A ——— A' LINEAS ESTUDIADAS (1977-78)

LINEAS POR ESTUDIAR

LINEAS DE EXTENSION (NUEVAS).21 Km. LINEALES

B X——X B' LIMITE DE LINEA POR ESTUDIAR

VALOR DE LA CURVA DE POTENCIAL (A CADA 20 MILIVOLTS)

PLANO DE LOCALIZACION DE LINEAS DE POTENCIAL ESPONTANEO ANTERIOR Y ACTUAL

FIGURA 1

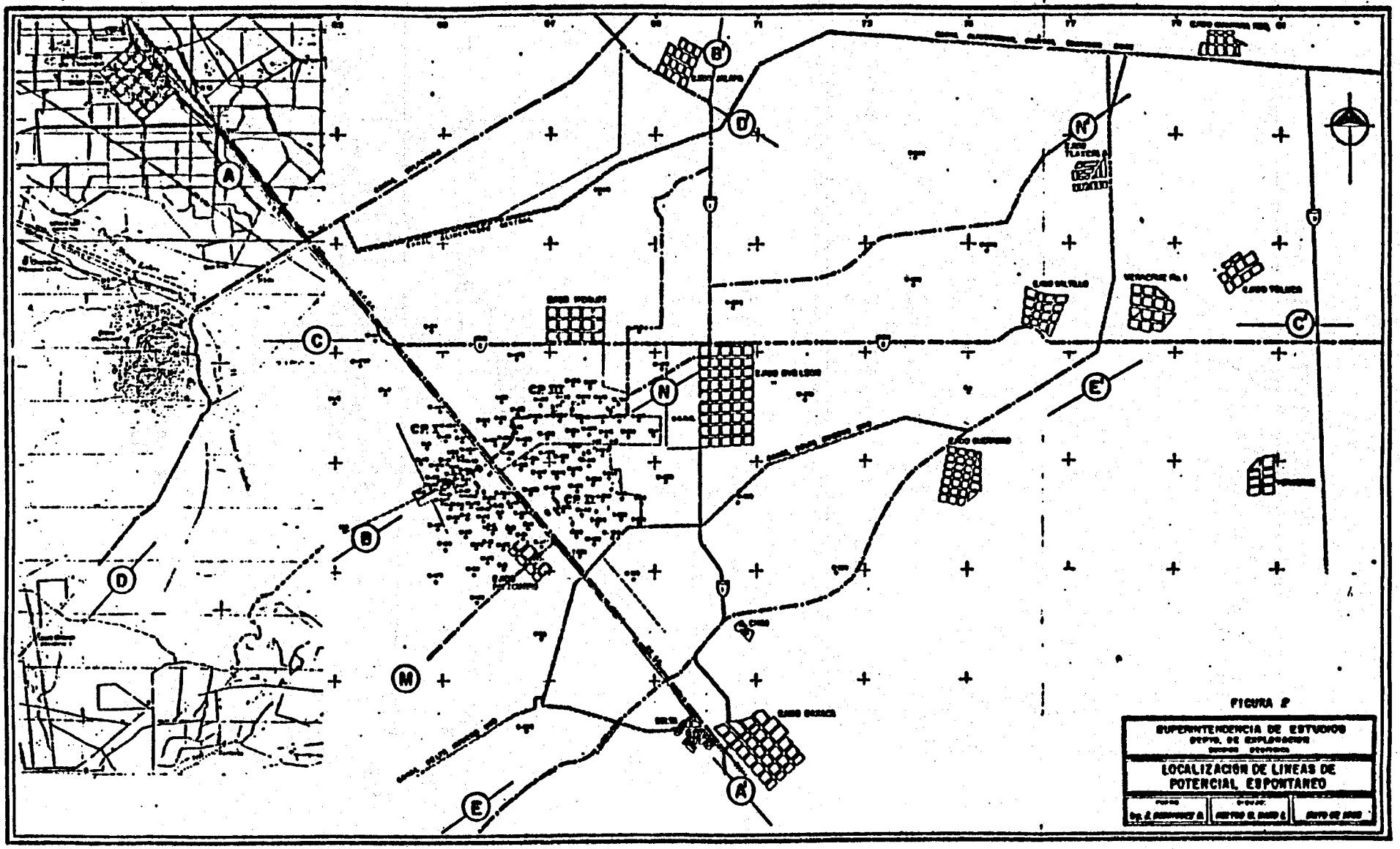

A
B
B'
C
C'
D
D'
E
E'
M
N
N'
CP III
CP II
CAMPO VOLCAN
CAMPO DOS LOMAS
CAMPO VOLCANCITO
CAMPO VILLAHERMOSA
CAMPO OAXACA
SUPERINTENDENCIA DE ESTUDIOS
LOCALIZACION DE LINEAS DE POTENCIAL ESPONTANEO

FIGURA 2

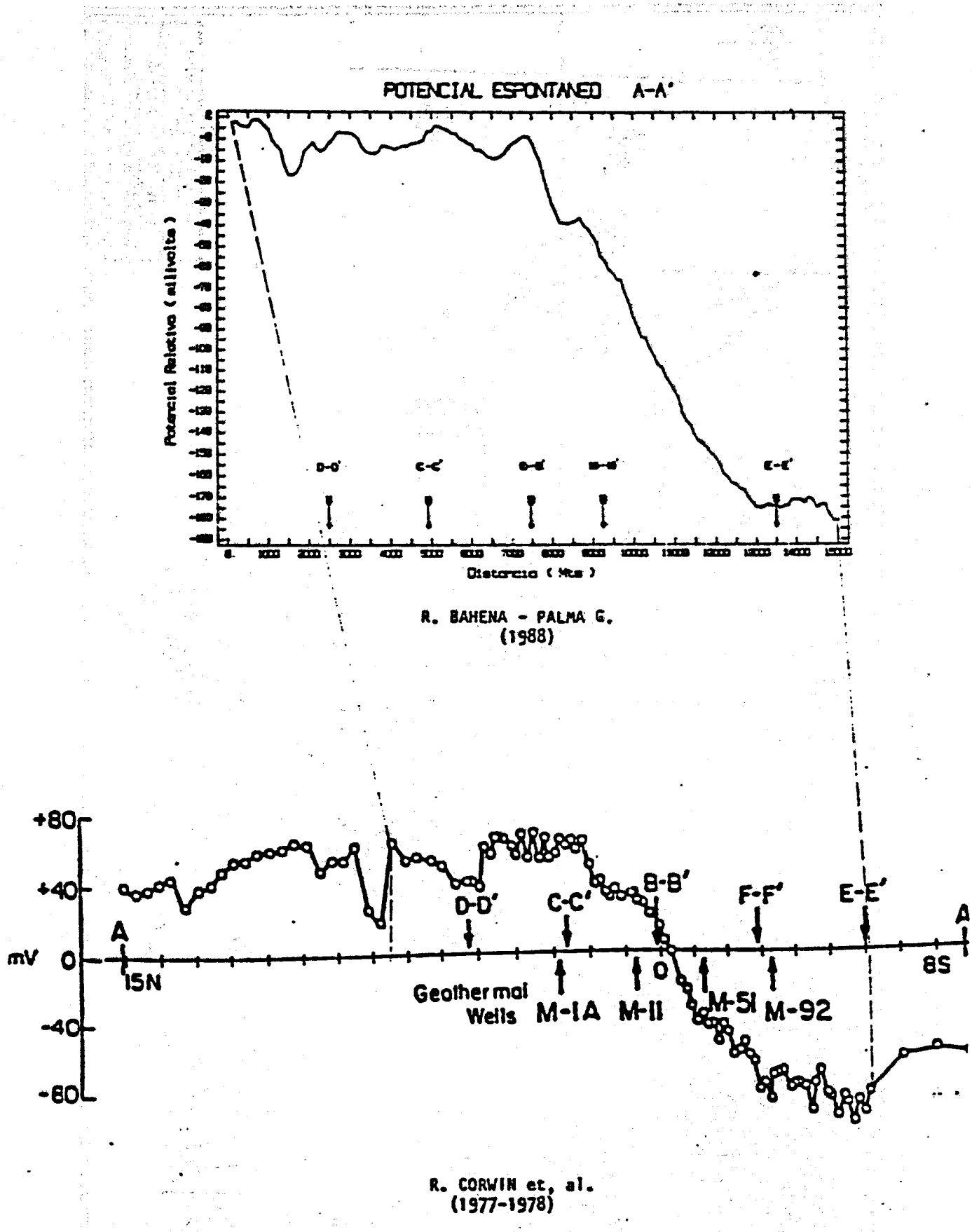

POTENCIAL ESPONTANEO A-A'
Potencial Relativo (milivolts)
Distancia (Mts)
R. BAHENA - PALMA G.
(1988)
+80
+40
mV 0
-40
-80
A
15N
D-D'
C-C'
B-B'
F-F'
E-E'
A
0
8S
Geothermal Wells
M-1A
M-11
M-5I
M-92
R. CORWIN et, al.
(1977-1978)

FIG. 3

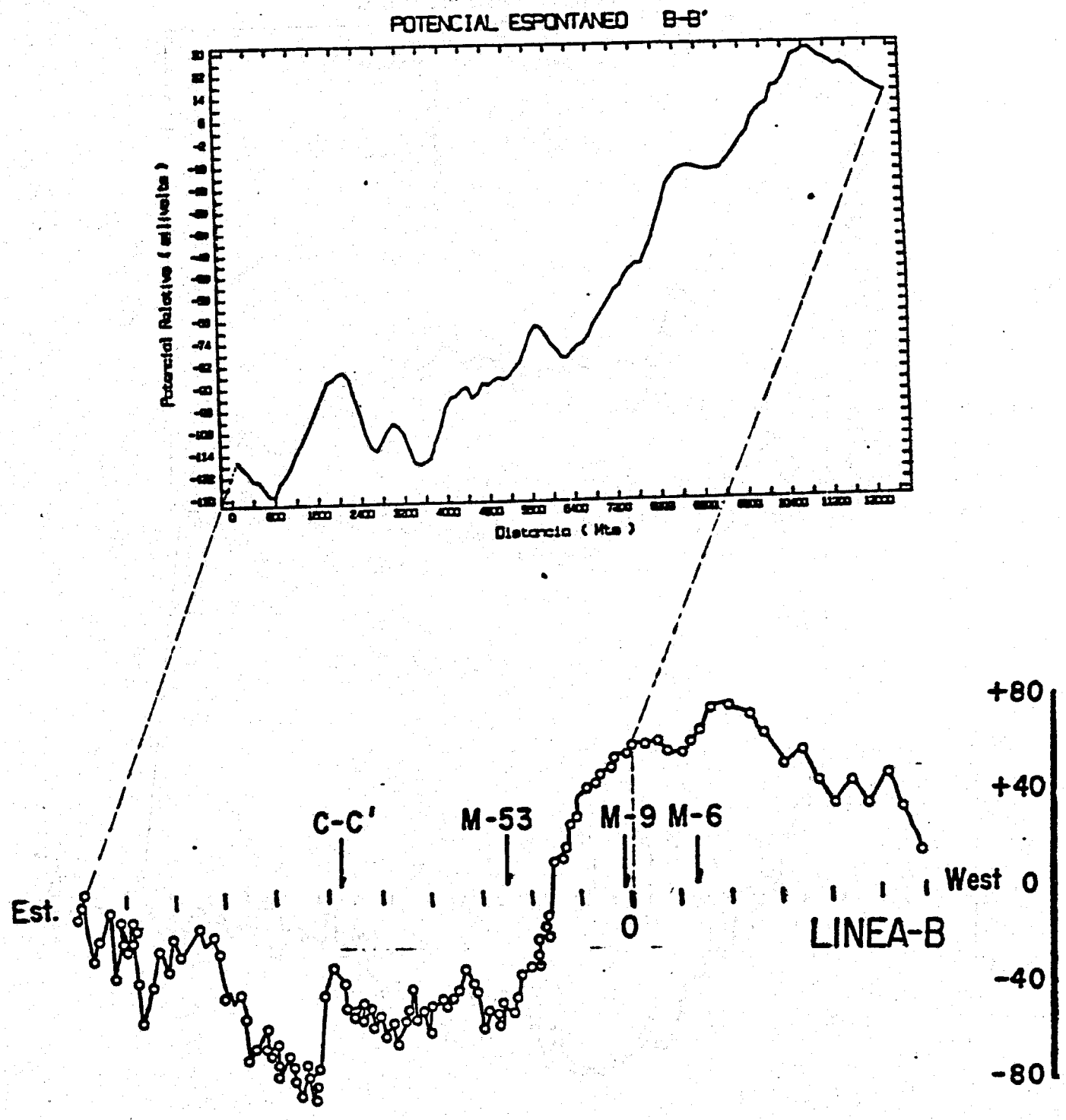

POTENCIAL ESPONTANEO B-B'
Potencial Relativo (milivolts)
Distancia (Mts)
+80
+40
0
-40
-80
C-C'
M-53
M-9
M-6
Est.
West
0
LINEA-B

FIG. 4

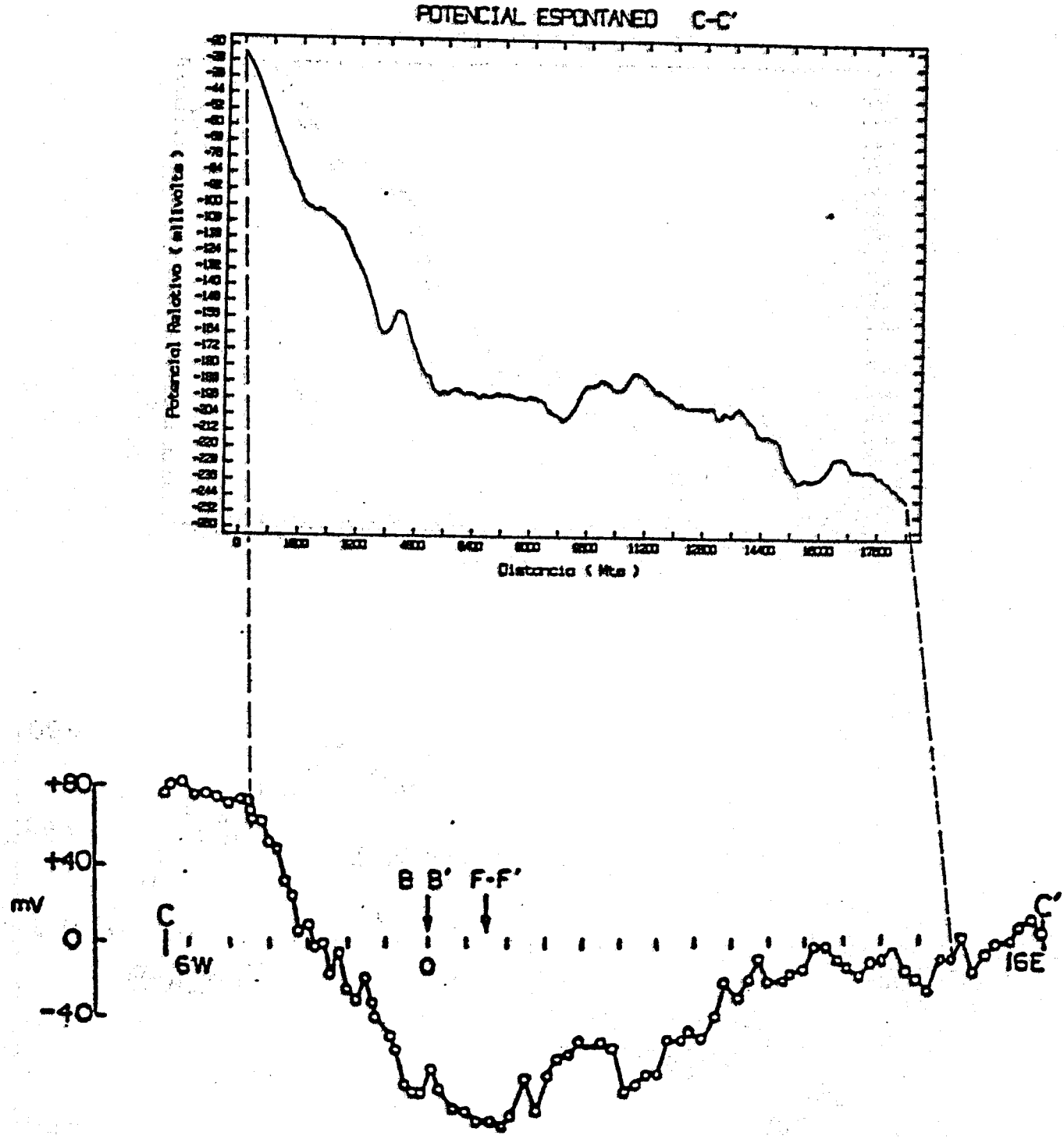

POTENCIAL ESPONTANEO C-C'
Potencial Relativo (milivolts)
Distancia (Mts)
+80
+40
mV
0
-40
C
6W
B
B'
F-F'
0
16E
C'

FIG. 5

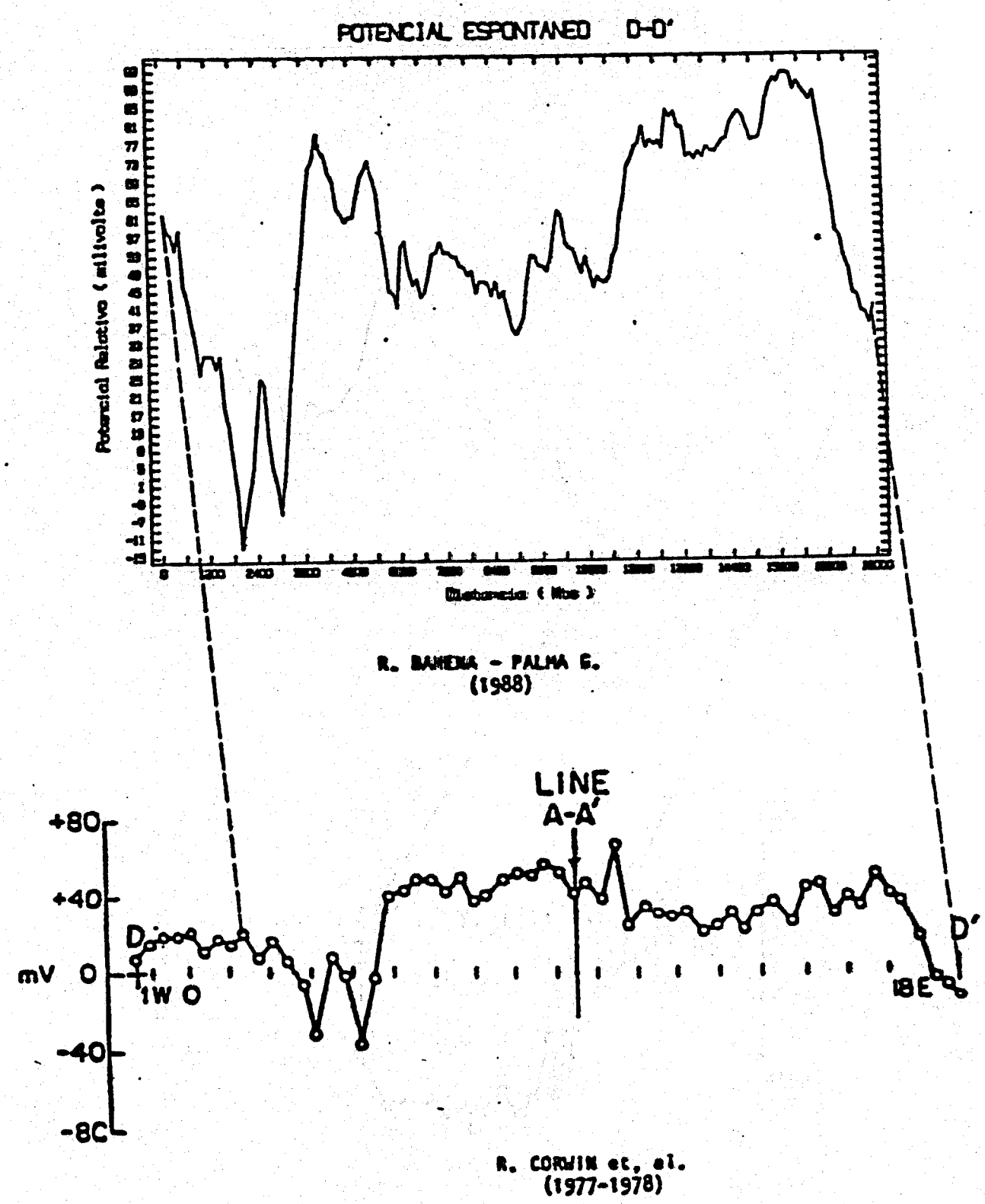

POTENCIAL ESPONTANEO D-D'
Potencial Relativo (milivolts)
Distancia (Mts)
R. BAHIENA - PALMA G.
(1988)
LINE
A-A'
+80
+40
mV 0
-40
-80
D
D'
1W
1E
R. CORWIN et, al.
(1977-1978)

FIG. 6

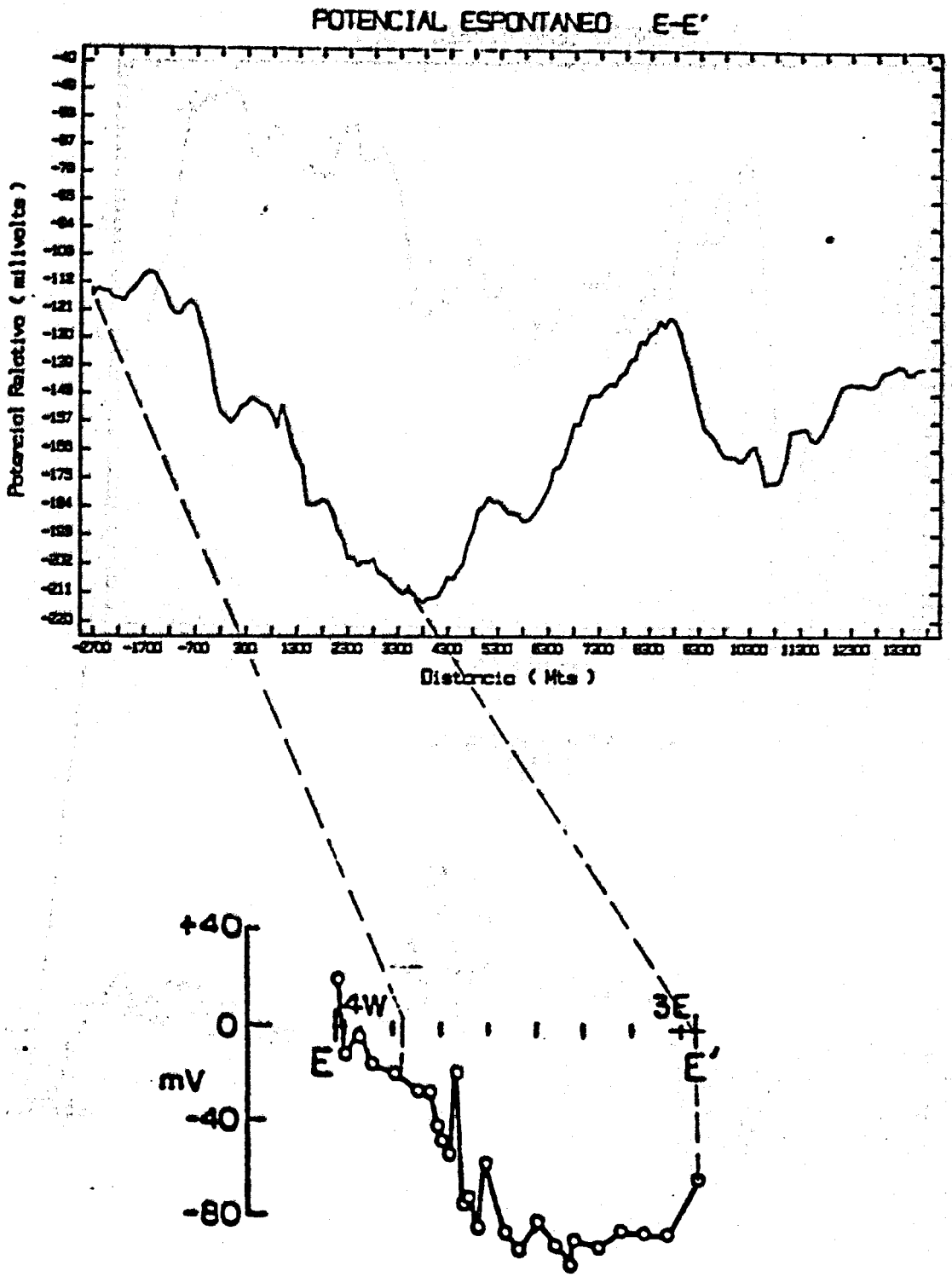

POTENCIAL ESPONTANEO E-E'
Potencial Relativo (milivolts)
Distancia (Mts)
+40
0
mV
-40
-80
4W
3E
E
E'

FIG. 7

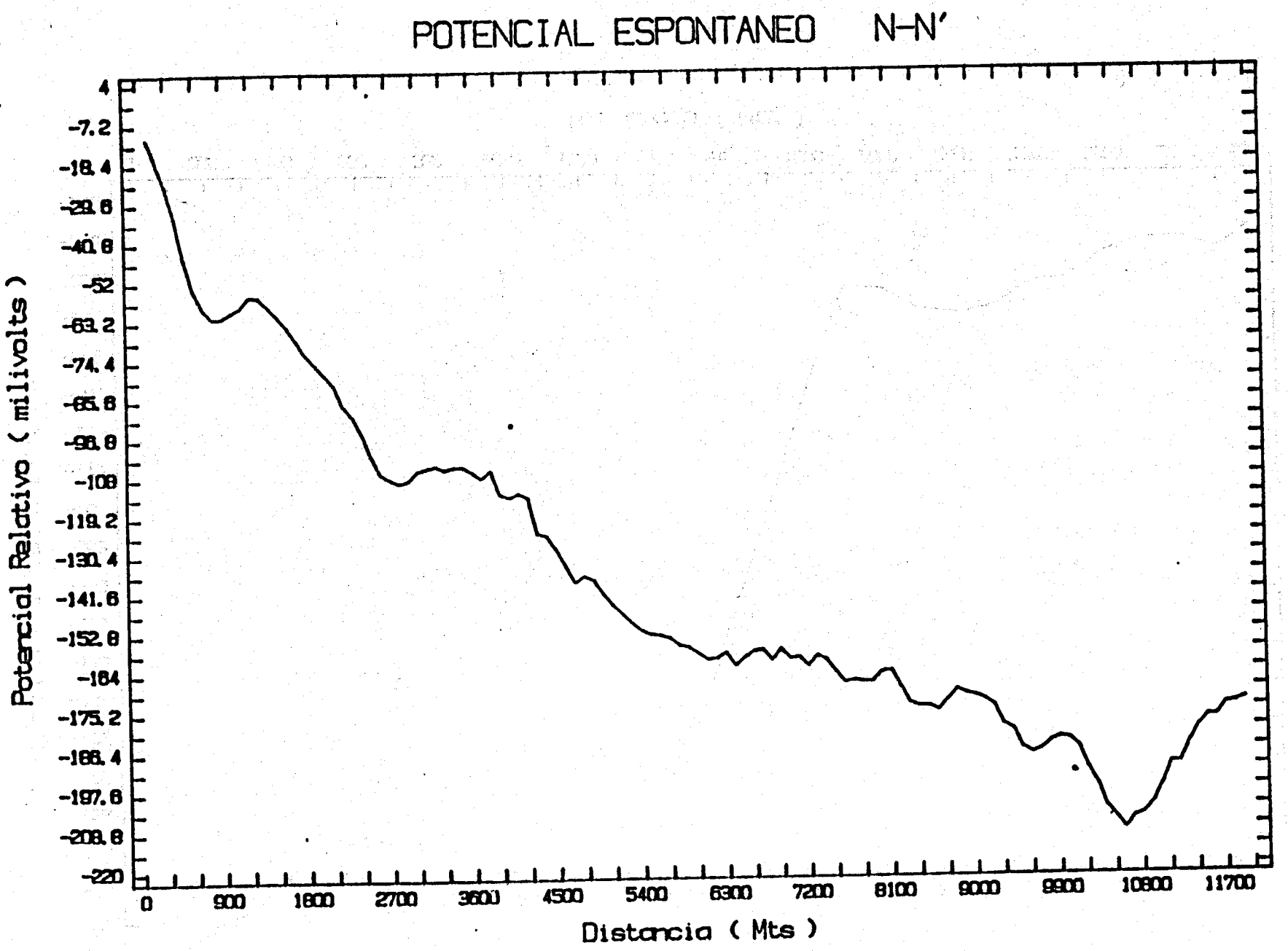

POTENCIAL ESPONTANEO N-N'
Potencial Relativo (milivolts)
4
-7.2
-18.4
-29.6
-40.8
-52
-63.2
-74.4
-85.6
-96.8
-108
-119.2
-130.4
-141.6
-152.8
-164
-175.2
-186.4
-197.6
-208.8
-220
0
900
1800
2700
3600
4500
5400
6300
7200
8100
9000
9900
10800
11700
Distancia (Mts)

FIG. 8

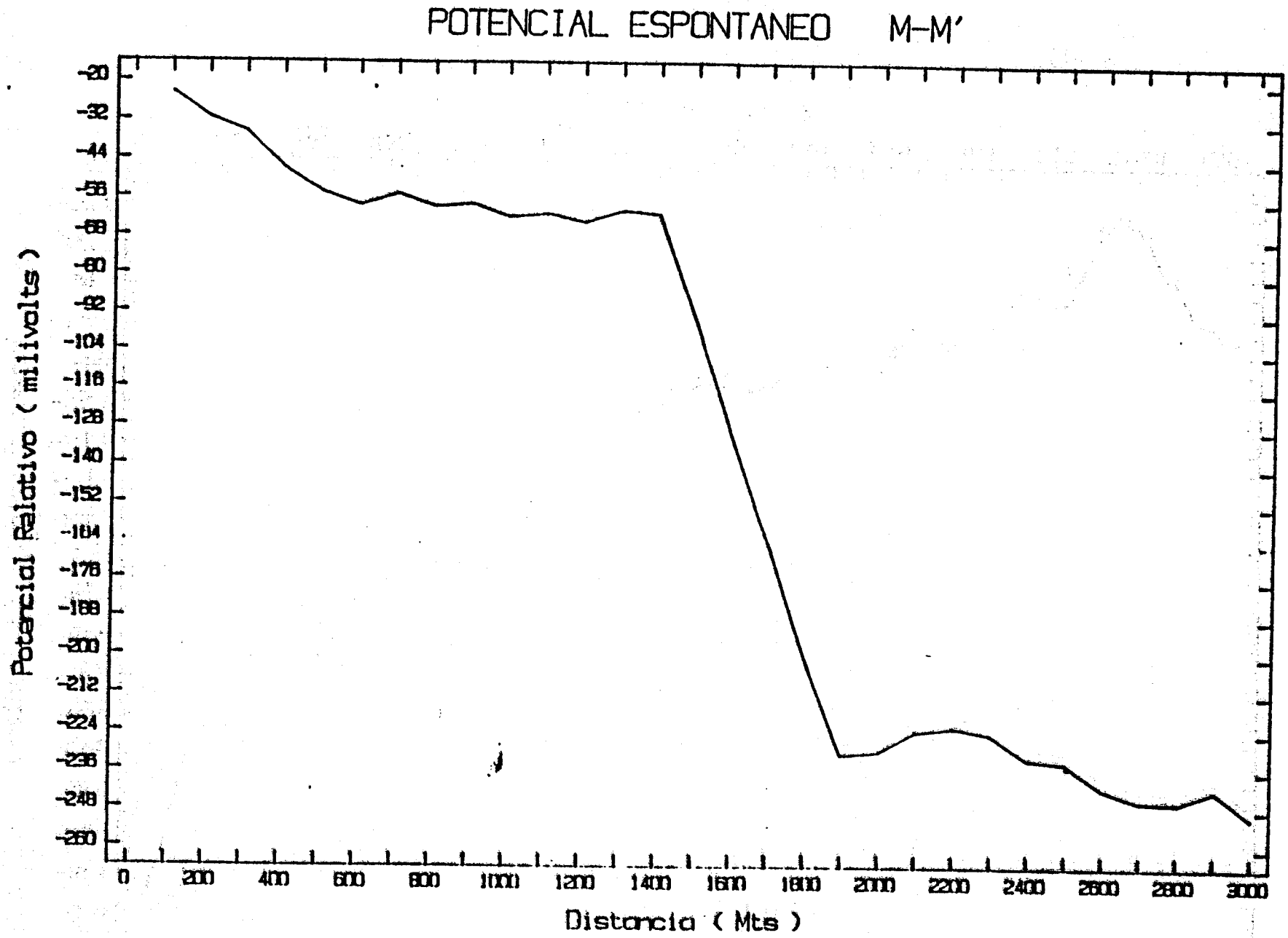
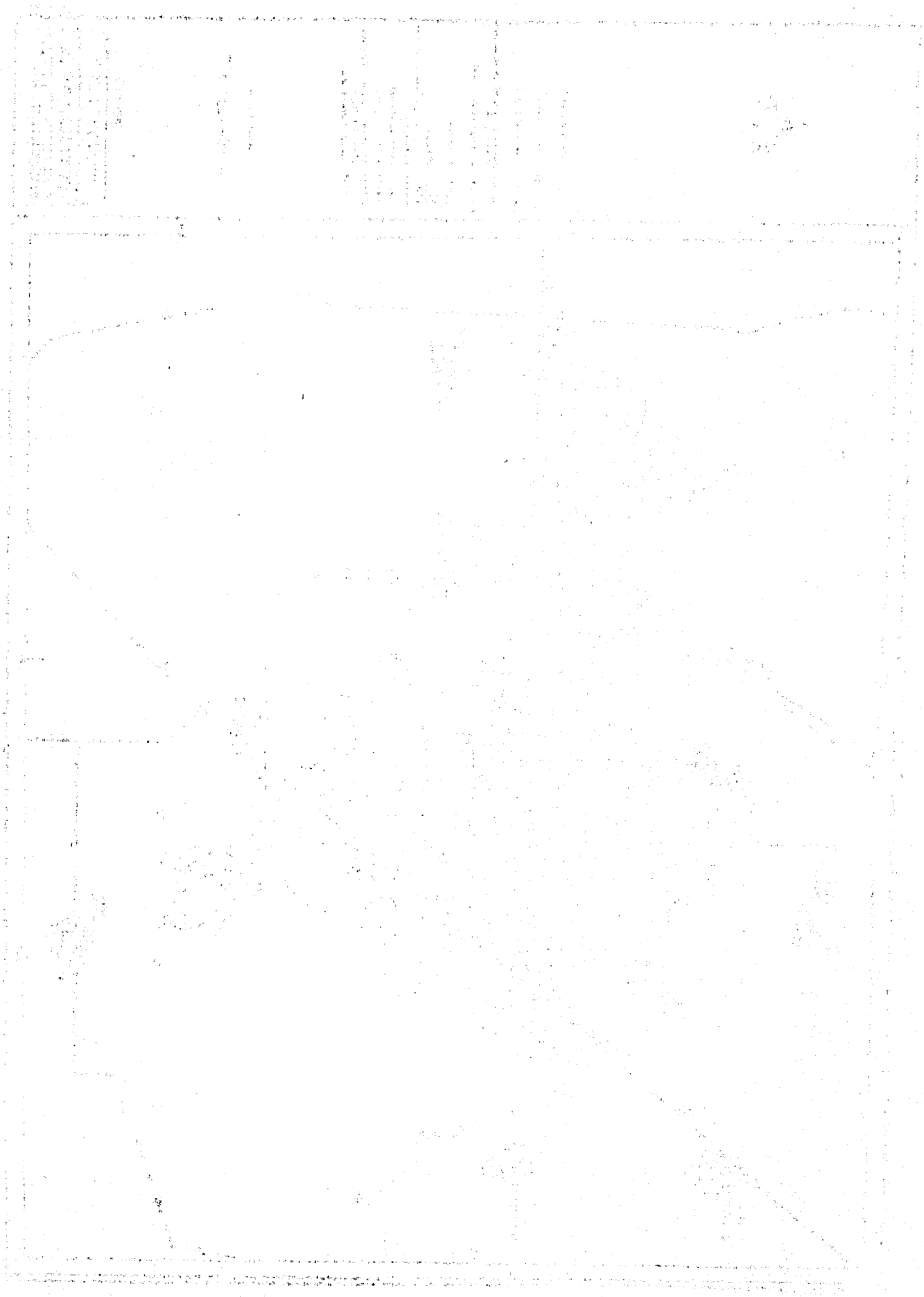

POTENCIAL ESPONTANEO M-M'
Potencial Relativo (milivolts)
-20
-32
-44
-56
-68
-80
-92
-104
-116
-128
-140
-152
-164
-176
-188
-200
-212
-224
-236
-248
-260
0
200
400
600
800
1000
1200
1400
1600
1800
2000
2200
2400
2600
2800
3000
Distancia (Mts)

FIG. 9

FALLA IMPERIAL
SIMBOLOGIA



Self-Potential Anomaly Changes at the Cerro Prieto Geothermal Field

N. E. Goldstein and J. Alvarez R.‡*

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

‡ Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto,
Comisión Federal de Electricidad, Mexicali, B.C., Mexico

Abstract

CFE conducted a repeat self-potential (SP) survey over the Cerro Prieto geothermal field during March 1988, ten years after the original survey. This gave us an unprecedented opportunity to see whether SP changes have occurred and to test whether the changes are related to production.

The axis of the approximately dipolar anomaly has shifted 2 km eastward, and we were able to match one profile line across the observed SP anomaly to a 2-D electrokinetic model based on actual production rates and a hydrogeology model established from drill hole logs and well completion data. A series of calculations show the sensitivity of the calculated SP to recharge source magnitudes and locations.

Notwithstanding the sources of uncertainty in the numerical model, it appears that the SP effect can be explained by β reservoir production with lateral recharge from the east and southeast. Some of the recharge occurs in the unconsolidated sediments of the upper 1 km, which fits with the model of recharge to the shallow α reservoir in the CPI area. There also seems to be a component of natural deep recharge in the Z sand unit that is approximately equal to production from the downthrown side of the β reservoir. However, the SP data can be fitted to an electrokinetic model without a pressure source simulating recharge to the upthrown side of the β reservoir. This finding is in agreement with independent reservoir studies and well production data which show a deficiency of fluid recharge in the northeastern CPIII production area.

Other SP calculations indicate that surface potentials due to the heat source are of the order of only 3 mV, or within the noise level of the data. As suggested by resistivity measurements and the hydrogeology, a liquid junction diffusion potential may be present due to ionic diffusion between high salinity thermal fluids in contact with less saline groundwaters. Calculations indicate that the peak-to-peak voltage variation from this phenomenon can be of the order of 10 to 15 mV if the contact zone comes close to the surface. If this phenomenon is actually occurring in the field, its SP anomaly when added to the electrokinetic SP anomaly should provide a slightly better match to the observed SP data.

Resumen

En marzo de 1988, 10 años después del primer levantamiento de potencial natural en el campo geotérmico de Cerro Prieto, CFE realizó un nuevo estudio de este tipo. Esto nos dió la rara oportunidad de establecer si ocurrieron cambios en el potencial natural y de evaluar si dichos cambios están relacionados con la explotación del campo.

El eje de la anomalía aproximadamente dipolar se ha desplazado 2 km hacia el este. Se obtuvo una correspondencia entre un perfil que cruza la anomalía observada de potencial natural y un modelo bidimensional electrocinético basado en datos reales de producción y en un modelo hidrogeológico desarrollado usando registros y datos de terminación de pozos. Una serie de cómputos muestra la sensitividad del potencial natural calculado a la magnitud y localización de las fuentes de recarga.

A pesar de las incertidumbres asociadas con el modelo numérico, parecería que el efecto de potencial natural podría ser explicado por la explotación del yacimiento β y la recarga lateral proveniente del este y sudeste. Parte de la recarga ocurre en los sedimentos no consolidados que se encuentran a menos de un kilómetro de profundidad, lo que concuerda con el modelo de recarga del yacimiento somero α de CPI. También parece existir una componente de recarga natural profunda en la unidad arenosa Z, la que es aproximadamente igual a la producción asociada con el bloque hundido del yacimiento β. Sin embargo los datos de potencial natural pueden ser ajustados a un modelo electrocinético que no presenta una fuente de presión simulando la recarga del bloque levantado del yacimiento β. Estos resultados están de acuerdo con estudios independientes de yacimento y con datos de producción de pozos, los que indican una insuficiencia en la recarga de fluidos al área de CPIII.

Otros calculos de potencial natural indican que los voltajes medidos en superficie debidos a una fuente de calor son sólo del orden de 3 mV, o sea dentro del intervalo de ruido de los datos. Las mediciones de resistividad y el modelo hidrogeológico sugieren la generación de un potencial natural debido a difusión iónica entre aguas geotérmicas de alta salinidad y aguas subterráneas de menor salinidad. Si la zona de contacto entre estas aguas se encuentra cerca de la superficie, las variaciones de tensión cresta a cresta asociadas con este fenómeno podrían ser del orden de 10 a 15 mV. Si suponemos la existencia de este proceso en el campo y sumamos esta anomalía de potencial natural a la anomalía electrocinética, se mejora un poco la concordancia entre los potenciales naturales observados y calculados.

Introduction

Most geothermal fields are reported to have an associated self-potential (SP) anomaly of tens to over several hundred millivolts (Corwin and Hoover, 1979). Although the interpretation of these voltages has proved difficult in the past

due to the multiplicity of causes (e.g., electrokinetic, thermoelectric, and chemical diffusion effects), lack of laboratory and field data, and the lack of interpretative techniques, recent advances indicate that the main mechanism is related to the electrokinetic effect. That is, streaming potentials are generated by subsurface flows of water, both natural and induced by geothermal fluid extraction and injection activities (Ishido et al., 1983; Ishido et al., 1987). SP monitoring near individual geothermal production and injection wells show that changes of 5 to 10 mV occur as the wells are subjected to short-term flow and injection tests (Ishido et al., 1983; Sill, 1983a). Although the voltage changes are close to the noise level of ± 5 mV encountered in a typical SP survey, the voltage anomalies over a large multi-well geothermal field would be many times larger.

An unprecedented opportunity to study production-related SP effects occurred when CFE carried out a second SP survey over the Cerro Prieto geothermal field in March 1988. A SP survey had been run ten years earlier (Corwin et al., 1978), and thus it was also hoped that the repeat survey would show changes correlative to changes in production activities.

Data Acquisition Procedures

Attempts were made to resurvey the field in the same fashion as the original survey, but this was impossible to do exactly for the reasons discussed in this section. Surveys were rerun along most of the same lines and with the same type of equipment; copper-copper sulfate electrodes and a 10-Mohm impedance digital multimeter. However, because of the expansion of surface facilities some survey lines had to be relocated, and other lines were extended for coverage over the newer production areas. Telluric noise monitoring was carried out during surveys to check for periods of anomalously strong noise.

Data acquisition techniques used at Cerro Prieto consisted of both the fixed reference and the less desirable "leapfrog" technique. The 1978 survey was conducted almost entirely using the reference electrode technique; one electrode was set at a base station and voltages were read between it and a second electrode which was moved to stations 100 to 350 m apart along a line. Due to the increased cultural activity and loss of easy access to some areas, the 1988 survey was done entirely using the leapfrog method with a 100-m measuring dipole (Arellano and Rodríguez, 1989). In the leapfrog method both electrodes move in alternating fashion along the survey line. Voltages obtained with the leapfrog method are highly susceptible to cumulative random errors, and so a great deal of effort must be made to distribute errors around polygonal loops formed by the intersections of survey lines.

The corrected voltages were smoothed by means of a 5-point moving average to help suppress small voltage perturbations due to various noise sources, such as telluric noise, man-made electrical noise, and background geologic noise due to point-to-point variations in soil moisture and chemistry. Averaging preserves the long spatial wavelengths in the data, but it changes individual readings by up to 20-30 mV. The smoothed data sets (Fig. 1 and 2) were then hand contoured. The new SP contour map displays more detail than the original map. This is due to the closer station spacing and the additional (fill-in) survey lines. Such differences make direct comparisons of the results difficult. Another consideration when comparing the two surveys is the difference in background voltage levels. This difference may be due simply to the choice of reference station.

Results

The initial SP survey was conducted in late 1977 and early 1978 when production was limited to the shallow α reservoir. At that time approximately 12 wells were producing 750 tonnes/hr (≈250 L/s) from a reservoir region 1.0 to 1.4 km below the surface. Steam separated at the wellheads was delivered to the original 75 MWe plant (Units I and II of the CPI plant). The SP contours (Fig. 1) showed a well-defined dipolar anomaly, with a peak-to-peak voltage of 160 mV, and a N-S axis centered over the original production area (Corwin et al., 1978). Qualitatively, the dipolar anomaly in Figure 1 may be explained in terms of ascending fluids recharging the production zone via the "sandy gap" of the otherwise impermeable O Shale unit (Halfman et al., 1986a). The second SP survey was carried out by Jorge Rodríguez Bahena of CFE in March 1988. At that time the installed electric generating capacity had been increased to 620 MWe with the expansion of the western CPI plant and the later addition of two new 220 MWe plants (CPII and CPIII) in the eastern parts of the field. Most of the steam for the three plants was provided by brine from deeper reservoir regions, primarily that part of the β reservoir located east of the original production area (Halfman et al., 1986a; 1986b). Brine reinjection has been insignificant during the period between SP surveys. Not unexpectedly, the 1988 survey (Fig. 2) reveals that the SP anomaly has changed in shape and position:

(1) the anomaly shape is more irregular and its dipolar form is less clear,

(2) the steepest SP gradients have shifted eastward a distance of over 2 km to a position that appears to correlate with the trace of Fault H at the depth of the β reservoir (Halfman et al., 1986b), and

(3) the peak-to-peak voltage amplitude has increased up to 20% along some lines.

Interpretation of the Cerro Prieto Data

Liquid Junction Potential

Figure 3 shows the 1988 SP contours with respect to resistivity in the 500 to 1500 m depth range, as interpreted from CFE's Schlumberger resistivity soundings. The strong east-west gradient in the resistivity contours probably reflects the difference between less saline Colorado River water to the east in contrast to the area of thermal water discharge on the west. One cannot fail to notice the excellent spatial agreement between the steepest gradients in the SP and resistivity data sets. This suggests that the SP anomaly may be due (in part) to a liquid junction diffusion potential; i.e., a potential arising from the different mobilities of cations and anions diffusing from zones of high to low concentration.

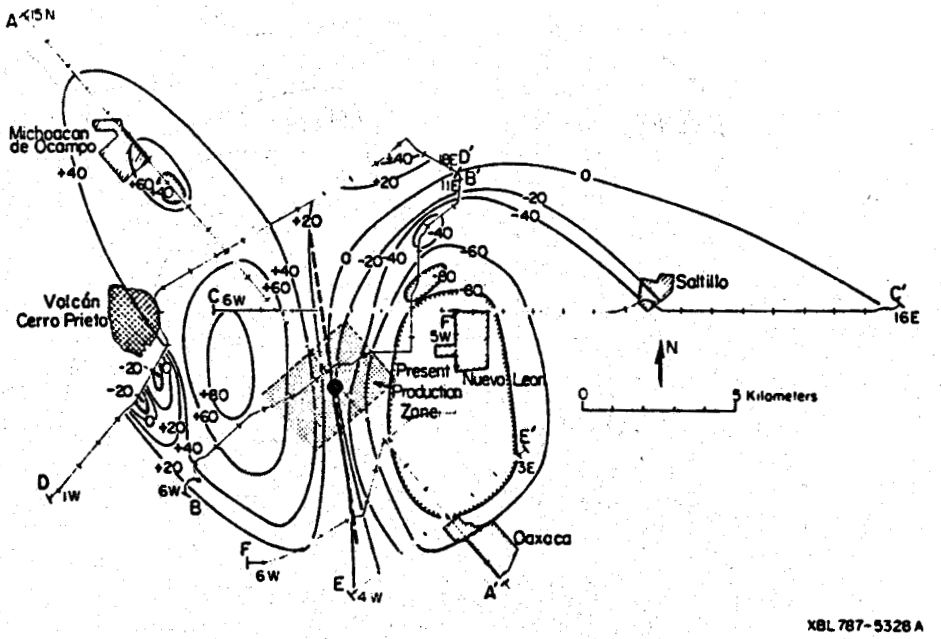


Figure 1. The 1978 Cerro Prieto SP contour map (contour interval = 20 mV)

Figura 1. Cerro Prieto. Contornos de potencial natural para 1978 (Intervalo entre contornos: 20 mV).

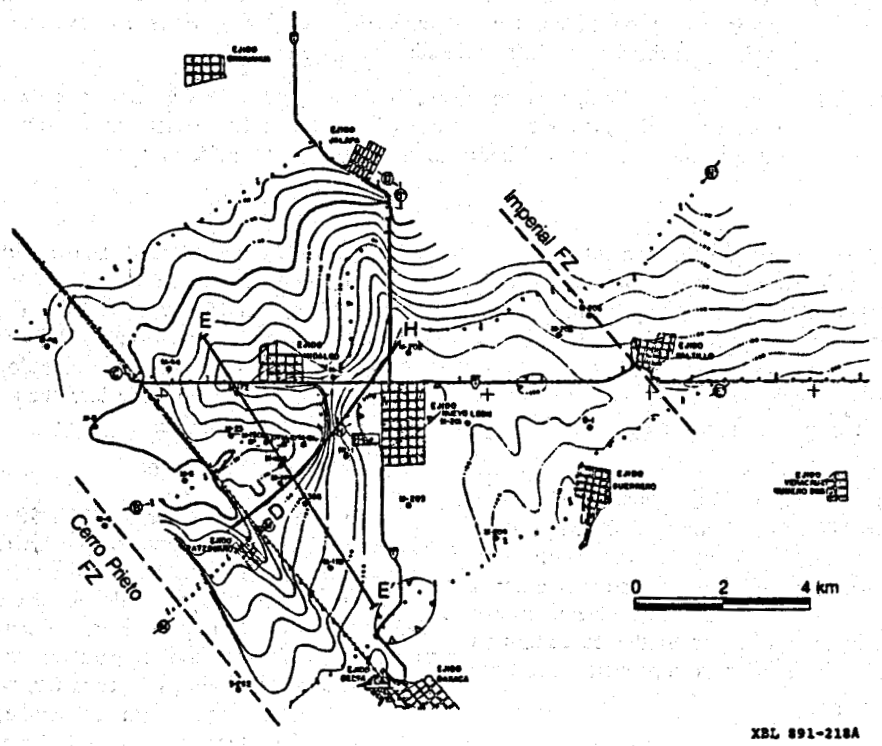


Figure 2. The 1988 Cerro Prieto SP contour map showing the trace of Fault H at the depth of the β reservoir (contour interval = 10 mV).

Figura 2. Cerro Prieto. Contornos de potencial natural para 1988 (Intervalo entre contornos: 10 mV). Se indica también la traza de la Falla H al nivel del yacimiento β.

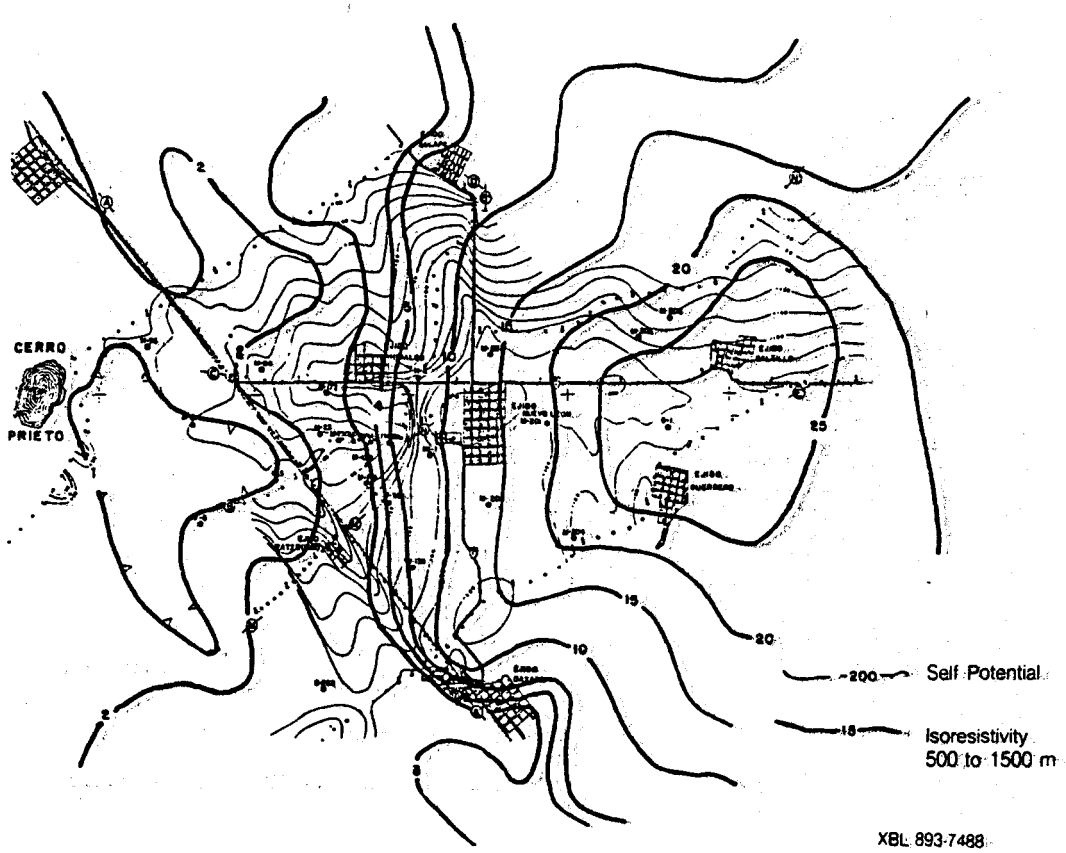


Figure 3. The 1988 Cerro Prieto SP contour map plotted with the isoresistivity contours based on Schlumberger soundings. The resistivities are average values for the 500- to 1500-m depth range.

Figura 3. Cerro Prieto. Contornos de potencial natural para 1988 y contornos de isoresistividad basados en sondeos Schlumberger. Las resistividades son valores promedios para el intervalo entre 500 y 1500 m de profundidad.

Because migration along a chemical gradient proceeds differently for different ions, a charge separation occurs together with the creation of a small voltage counter-force. Assuming NaCl is the only salt in solution, the voltage V_l across an ideal liquid junction can be expressed as

$$V_l = -\frac{RT}{F}(2t_{Na} - 1)\ln\left(\frac{a''}{a'}\right), \qquad (1)$$

where R is the gas constant (8.3144 J/mol · K), F is Faraday's constant (96,487 coulomb/mol), T is temperature (K), t_{Na} is the transport number of Na^+ (approximately 0.4), and a', a'' are the activities in the dilute (a') and concentrated (a'') solutions (Hearst and Nelson, 1985). Next, if we assume that the activity ratio is equal to the concentration ratio, we can express V_l in terms of a pore water resistivity ratio as

$$V_l = -\frac{RT}{F}(2t_{Na} - 1)\ln\left(\frac{\rho'}{\rho''}\right), \qquad (2)$$

where $\rho'/\rho'' = 10$ can be inferred from the bulk rock resistivity values shown in Figure 3. Plugging the appropriate numbers into Equation 2 we find that the sign change of the voltage matches the SP field data, but the magnitude of the liquid junction SP voltage is only about 13 mV for water at 50°C (323K), and 15 mV at 100°C. Thus, a liquid junction diffusional potential due to the shallow mixing of groundwater derived mainly from the Colorado River and thermal waters probably accounts for less than about 10 percent of the measured SP variation.

Electrokinetic Effects

To determine whether the 1988 SP data are, in fact, production related, we attempted to numerically model the SP using known production data for the month of the survey, the hydrogeologic-lithofacies model for the system, and the subsurface geophysical parameters, either measured directly (electrical resistivity and temperature) or inferred from reservoir models (permeability). Thus far, we have focussed our attention on a single northwest-southeast trending profile, Line E–E', for which there is a lithofacies cross-section and a recently updated model of geothermal fluid flow (Halfman et al., 1986b). In addition, the profile is roughly normal to the steepest SP gradients, and it crosses an area of significant geothermal production. Figure 4 shows the simplified lithofacies section, with the interpreted geothermal fluid flow

Idaho National Engineering Laboratory

Dave copy also to Steve Beckord. Joel

The U. S. Department of Energy and the Comisión Federal de Electricidad de México are conducting joint research concerning exploration for and utilization of geothermal resources. Scientific results from the first three years of this program were presented at a symposium in San Diego on April 4 and 5, 1989. The papers in the enclosed proceedings represent the presentations and discussions of that meeting.

I can provide additional copies of the proceedings if you have a need for them.

Joel Renner
Idaho National Engineering Laboratory
Box 1625
Idaho Falls, ID 83415-3526
208-526-9824

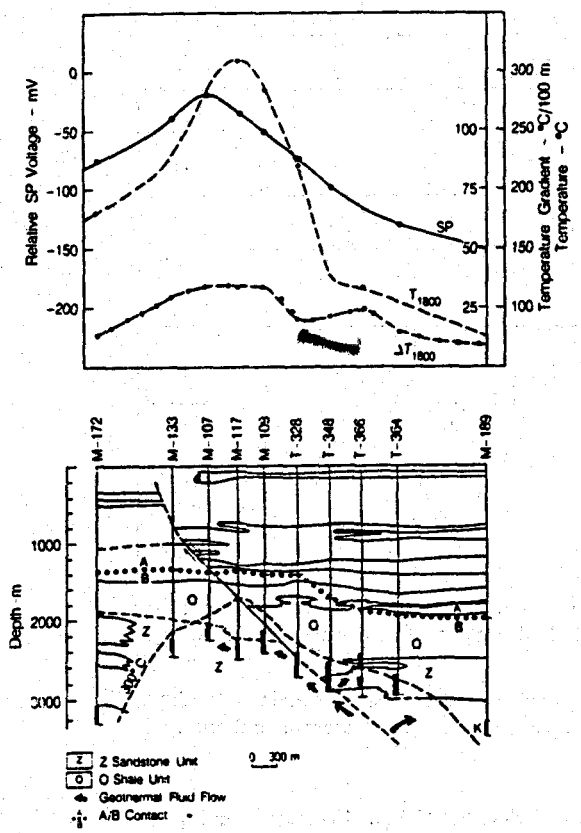


Figure 4. Simplified lithofacies section for the north-south Line E–E′ (after Halfman et al., 1986b). Also shown is the SP voltage profile plotted against the subsurface temperature and temperature gradient at 1800 m depth.

Figura 4. Sección simplificada de litofacies en dirección norte-sur a lo largo de la linea E-E'(de Halfman et al., 1986b). También se muestra el perfil del voltaje de potencial natural versus la temperatura en el subsuelo y el gradiente térmico a 1800 m de profundidad.

patterns, and the geothermal production intervals. Northwest of Fault H production is from the upthrown side of the β reservoir in Sand unit Z, at a depth of approximately 2.2 km. Southeast of Fault H production comes mainly from a depth of 2.6 to 2.8 km in the downthrown Sand Z unit. Temperatures in the β reservoir are 320-350°C. Less is known about the deeper γ reservoir (unit K) and so it has been excluded from this study.

To calculate the surface SP along hydrogeologic profile E–E′ we used a modified version of the program SPXCPL written by Sill and Killpack (1982). A complete discussion of the basis for these calculations is beyond the scope of this paper (see for example Nourbehecht, 1963; Sill, 1983b), so it shall suffice to say that SPXCPL solves separately for the electric potentials in the earth subject to a distribution of pressure (flow or electrokinetic) sources and thermal (thermoelectric) sources. SPXCPL solves the 2-D coupled flow problem by explicitly modeling the primary flows (fluid flux and heat flux) and the induced secondary electric potentials that arise from those flows (Onsager, 1931).

Figure 5 shows the flow model constructed and used, and Table 1A lists the final set of parameters for the model. The electrical resistivity values are reasonably well constrained by surface and borehole surveys and so these values were kept fixed for the calculations. The lithologic unit permeabilities are an important adjustable parameter in the calculations. After several trials we found that a permeability value of approximately the average of the horizontal and vertical permeabilities used by Halfman et al. (1986a) and Halfman et al. (this volume) for their reservoir modeling studies gave electric potentials close to those observed. The final set of permeabilities values used in the calculations are listed in Table 1A. Also listed are the electrokinetic coupling coefficients used. This parameter was also allowed to vary, but only within the ranges for sands and shales.

To complete the model, we introduced several fluid point sources and sinks. Two large sinks (negative pressure sources) account for well production from the upthrown and downthrown sides of the β reservoir during March 1988. Source II represents the total fluid flow rate of 780 L/s produced from a group of wells near E–E′. Source IV represents the effect of fluid produced from another group of wells on the downthrown side of the β reservoir, and yielding a total of 1000 L/s. To simplify the model we lumped well production into only the two sinks, and we assume that little or no boiling occurs in the reservoir even though there is evidence for boiling in the upthrown side of the β reservoir (de León Vivar, 1988). In addition to the fluid sinks, we initially specified four positive pressure sources to simulate recharge effects. Sources I (100 L/s) and VI (1000 L/s) represent lateral recharge to the β reservoir, and V (100 L/s) represents a source of deep, hot water recharge guided by the H fault, as indicated by the flow arrows in Figure 4. These three recharge sources total 70% of the fluids produced by the wells closest to E–E′. Additionally, we introduced a source of shallow cold water recharge, Source VII (100 L/s), to be consistent with the electrical resistivity model (Wilt and Goldstein, 1981) and the hydrothermal flow model (Elders et al., 1984) which indicates shallow recharge of Colorado River groundwater from the east into the α reservoir.

Holding source-sink magnitudes constant and varying only permeability and coupling coefficients, we obtained a reasonable fit (Curve 60 in Fig. 6) to the observed SP profile after only a few iterations. Additional calculations were then run to test the sensitivity of the SP voltage profile to the locations and magnitudes of recharge pressure sources.

The SP low in the southeast part of the survey area requires both shallow lateral fluid flow in Unit 2 and deeper lateral recharge in the Z Sand unit from the southeast. The match between observed and calculated voltages improved after we eliminated recharge Source I, simulating lateral recharge in the Z Sand from the northwest (Curve 61). The match improved more after we eliminated source V which simulates deep vertical recharge to the β reservoir (Curve 62). Thus, on the basis of electrokinetic potentials alone, it

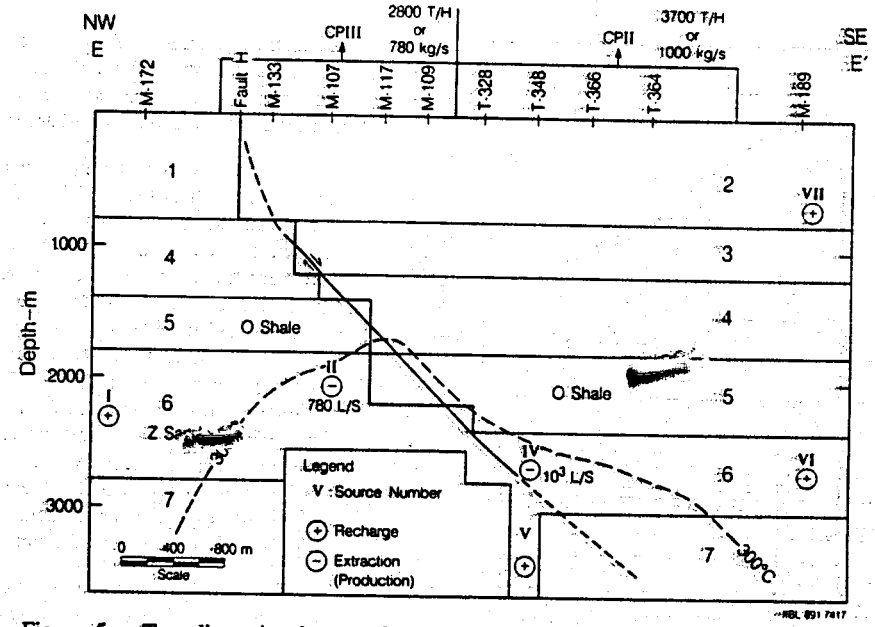


Figure 5. Two-dimensional mass flow model used to model electrokinetic effects arising from point sinks of fluid withdrawal and point sources of fluid recharge.

Figura 5. Modelo bidimensional de flujo másico utilizado en el modelado de efectos electrocinéticos asociados con puntos de recarga y descarga de fluidos.

Table 1A. Unit Parameters for Cerro Prieto SP Model: Pressure Sources

Unit	Geologic Designation	Electrical Resistivity (ohm-m)	Permeability (md)	Electrokinetic Coupling Coeff. (mV/atm)
1		2	10	5
2		20	50	20
3		6	10	5
4		0.5	50	50
5	Shale O	6	0.5	5
6	Sand Z	3	50	100
7		10	5	5

Table 1B. Unit Parameters for Cerro Prieto SP Model: Thermal Sources

Unit	Geologic Designation	Electrical Resistivity (ohm-m)	Thermal Conductivity (W/m-°C)	Thermoelectric Coupling Coeff. (mV/°C)
1		2	2	0.05
2		20	2	0.10
3		6	2	0.30
4		0.5	2	0.10
5	Shale O	6	1.8	0.30
6	Sand Z	3	2	0.10
7		10	2.5	1.00

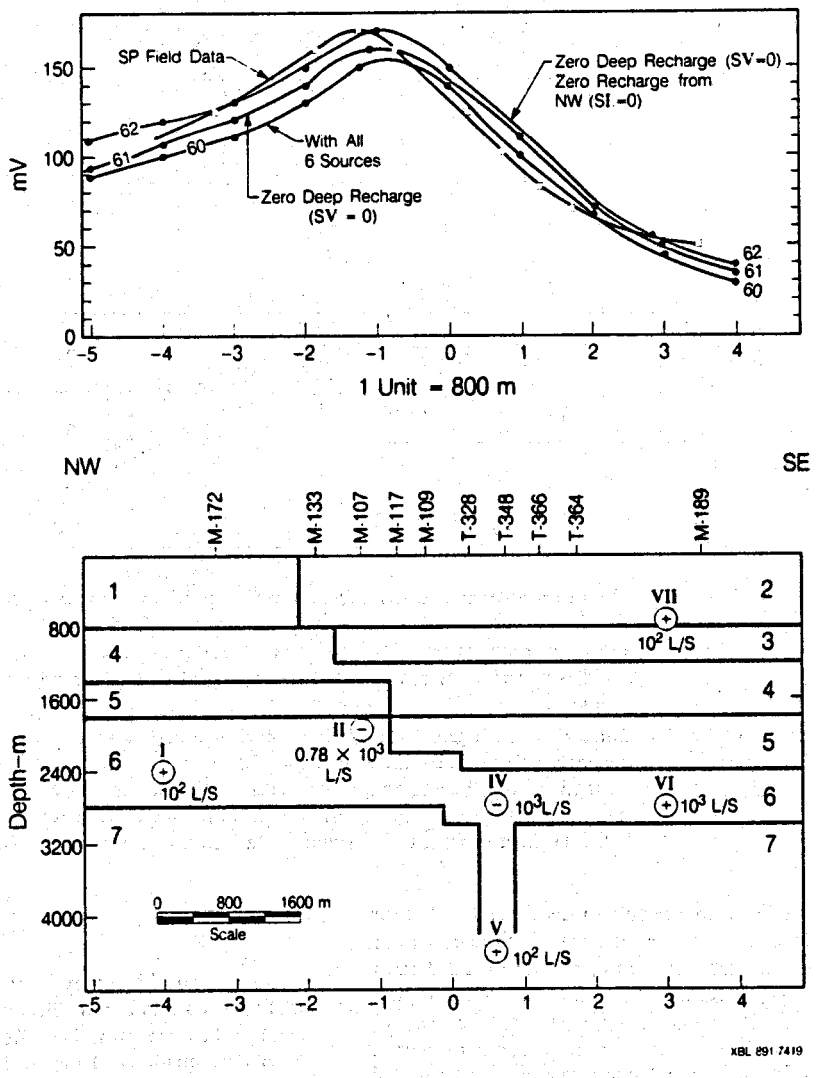


Figure 6. Numerical model results for different cases of recharge. Horizontal distance resolution is 200 m.

Figura 6. Resultados del modelado numérico para diferentes casos de recarga. La resolución para distancias horizontales es de 200 m.

would appear that the observed SP anomaly may be explained by a reservoir exploitation model in which most of the β reservoir recharge flows from the southeast.

Thermoelectric Potentials

To see how much the SP data may have been influenced by thermoelectric currents, we next calculated the voltages due to a distribution of thermal sources using program SPXCPL. A reasonable fit to the subsurface temperature distribution was obtained by distributing 70 sources, each 0.25 x 10^6 watts, within the region outlined in Figure 7. The rock thermal parameters shown in Table 1B were used in the model. Although a closer fit to subsurface temperatures could have been achieved by expanding the thermal zone to the northwest, the numerical exercise was concluded when it became apparent that the peak thermoelectric voltage at the surface would not exceed 4 mV, which is within the noise level of the field data.

Discussion of the SP Model

Our numerical calculations indicate that most of the observed 1988 SP anomaly can be accounted for by a set of fluid flow point sources that approximate actual well production and simulate recharge effects. The best fit to the SP profile (Curve 62 in Fig. 6) was obtained for a flow model with zero (or negligible) lateral recharge to the upthrown side of the β reservoir from the north-northwest, and negligible hot water recharge from a presumed deep aquifer. The SP anomaly, however, requires lateral recharge from the

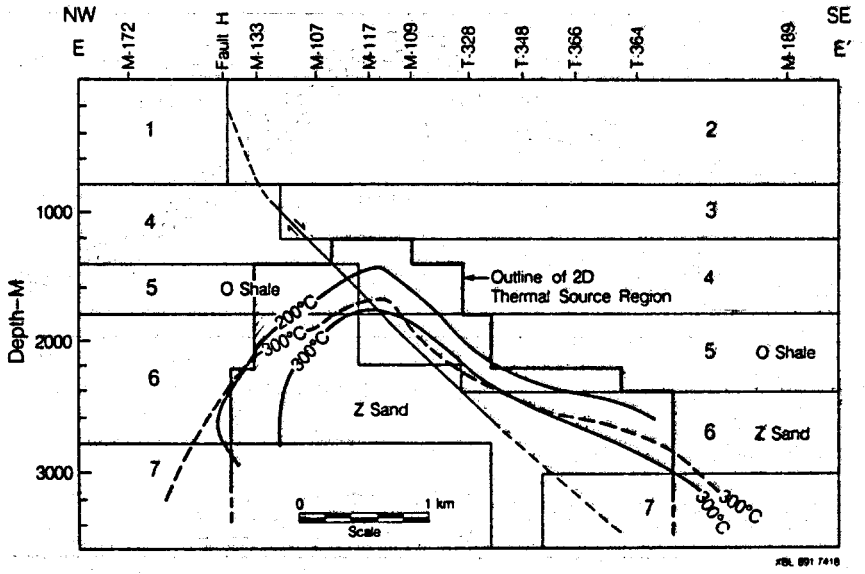


Figure 7. Two-dimensional thermal model for Cerro Prieto used to calculate thermoelectric SP voltages. Seventy point sources, 0.25 x 10^6W each were used, but produce only a broad negative anomaly of < 4 mV (peak). The solid isotherm lines are calculated, the dashed line is the observed 300°C isotherm.

Figura 7. Cerro Prieto. Modelo bidimensional térmico utilizado para calcular voltajes de potencial natural termoeléctricos. Se usaron setenta fuentes puntuales de 0.25 x 10^6 W cada una, obteniéndose sólo una amplia anomalia negativa menor de 4 mV (cresta). Las líneas continuas indican isotermas calculadas, la línea punteada corresponde a la isoterma observada de 300°C.

southeast. Most of this flow occurs in the Z sand and seems to be approximately equal to the fluid extraction rate from the wells producing from the down-dropped side of the β reservoir. This cold water recharge from the southeast also helps to explain the subsurface temperature pattern (Fig. 7). We also include a source of shallow water recharge to account for an eastward flow of groundwater that recharges the shallow α reservoir (not shown in section E–E').

It is clear from Curve 62 in Figure 6 that we have a fair, but by no means exact, match to the observed data. A marginally better match might be obtained by introducing a liquid junction potential represented by a shallow vertical source plane passing beneath well M-117. As discussed earlier, a vertical liquid junction should theoretically cause a dipolar anomaly of the right polarity which, with proper placement, would shift Curve 62 into better agreement with the observed curve. In addition, the mismatch on the SE limb of the anomaly could be further decreased by means of fine tuning the locations and magnitudes of the recharge sources.

Although these manipulations are contrived, we nevertheless believe that our simple electrokinetic model gives a reasonable explanation for production-related fluid flows. Independent reservoir modeling by Ocampo et al. (this volume) and Halfman-Dooley et al. (this volume) and fluid geochemistry-enthalpy studies by Truesdell et al. (this volume) also seem to show that the upthrown side of the β reservoir is not receiving adequate natural fluid recharge.

Conclusions

A repeat SP survey over the Cerro Prieto geothermal field shows a number of differences from the survey made 10 years earlier. Part of the differences can be attributable to better data quality and higher data density of the recent survey. Numerical calculations indicate that a minor part of the SP anomaly may be caused by thermoelectric and liquid junction potentials. Most of the anomaly amplitude and the shift in anomaly position can be explained by production-recharge effects. At the time of the initial survey in 1978 production for the CPI plant came from the shallow α reservoir with thermal fluid recharge ascending a "sandy gap" in the otherwise impermeable Shale O unit. At the time of the resurvey in March 1988, production had been greatly expanded to the east. Most of the fluids produced are now from the deeper β reservoir. A numerical model for electrokinetic SP currents fits the 1988 production data and the current hydrogeologic model reasonably well. One of the important findings from the modeling exercise is the sensitivity of the SP to recharge. Calculations show that in response to production the β reservoir is being recharged mainly by lateral flow within the Z sand coming from the east-southeast. Restated, the SP modeling indicates that fluid recharge to the down-thrown side of the β reservoir is approximately equal to fluid production from that part of the reservoir. On the other hand, the SP electrokinetic model suggests there is negligible natural recharge to the Z sand, β

reservoir on the upthrown side of the H fault. These findings seem to be consistent with independent reservoir analyses reported at this Symposium by other workers.

Acknowledgments

We would like to acknowledge our colleagues with whom we had numerous helpful discussions. We had extremely useful discussions with Marcelo Lippmann and Susan Halfman on the Cerro Prieto system. Mike Wilt installed his modified version of program SPXCPL on the LBL computer and advised us on the use of this code. We would also like to thank our colleagues of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, Comisíon Federal de Electricidad, for carrying out the SP survey and making the results available. These include Francisco Bermejo, Benjamín Terrazas and Jorge Rodríguez Bahena.

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

References

Arellano G., J. F., and Rodríguez B., J., 1989, "Caracteristicas generales del segundo levantamiento de potencial natural en el Campo Geotémico de Cerro Prieto," this volume.

Corwin, R. F. and Hoover, D. B., 1979, "The Self Potential Method in Geothermal Exploration," *Geophysics*, 44, 226-245.

Corwin, R. F., Morrison, H. F., Díaz, C. S. and Rodríguez B., J., 1978, "Self-Potential Studies at the Cerro Prieto Geothermal Field," Proc. First Symp. on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-7098, 204-210.

de León Vivar, J., 1988, "Presencia de dos fases en el yacimiento del campo geotermico de Cerro Prieto", *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergid*, 4, 203-211.

Elders, W. A., Bird, D. K., Williams, A. E. and Schiffmann, P., 1984, "Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico," *Geothermics*, 13, 27-47.

Halfman, S. E., Lippmann, M. J. and Bodvarsson, G. S., 1986a, "Quantitative Model of the Cerro Prieto Field," Proc. 11th Workshop Geothermal Reservoir Engin., Stanford Univ., SGP-TR-84, 127-134.

Halfman, S. E., Mañon, A. and Lippmann, M. J., 1986b, "Update of the Hydrogeologic Model of the Cerro Prieto Field Based on Recent Well Data," Trans. Geothermal Resources Council, 10, 369-376.

Halfman-Dooley, S. E., Lippmann, M.J. and Bodvarsson, G. S., 1989, "Progress report on LBL's numerical modeling studies on Cerro Prieto," this volume.

Hearst, J. R. and Nelson, P. H., 1985, "Well logging for physical properties," McGraw-Hill, New York, 571 p.

Ishido, T., Mizutani, H. and Baba, K., 1983, "Streaming Potential Observations, using Geothermal Wells and In-Situ Electrokinetic Coupling Coefficients under High Temperatures," *Tectonophysics*, 91, 89-104.

Ishido, T., Kikuchi, T. and Sugihara, M., 1987, "The Electrokinetic Mechanism of Hydrothermal-Circulation-Related and Production-Induced Self Potentials," Proc. 12th Workshop Geothermal Reservoir Engin., Stanford Univ., SGP-TR-109, 285-290.

Lippmann, M. J., Truesdell, A. H., Mañon, A., and Halfman, S. E., 1989, The hydrogeologic geochemical model of Cerro Prieto Revisited: Lawrence Berkeley Laboratory, LBL-26819, presented at the 14th Workshop Geoth. Reserv. Engin., Stanford Univ., Jan. 24-26.

Nourbehecht, B., 1963, "Irreversible Thermodynamic Effects in Inhomogeneous Media and their Applications to Certain Geoelectric Problems," Unpub. Ph.D. thesis, MIT, Cambridge, MA.

Ocampo, J. D. D., Ayuso, M. A., Pelayo, L., A., 1989, "Modelado del campo geotérmico de Cerro Prieto," this volume.

Onsager, L., 1931, "Reciprocal Relations in Irreversible Processes I," *Phys. Rev.*, 37, 405-426.

Sill, W. R., 1983a, "Final Report, Interpretation of Self-Potential Measurements during Injection Tests at Raft River, Idaho," Earth Sciences Laboratory, Univ. Utah Res. Inst., DOE/ID/12709-103, ESL-120, 20 p.

Sill, W. R., 1983b, "Self-Potential Modeling from Primary Flows," *Geophysics*, 47, 76-86.

Sill, W. R. and Killpack, T. J., 1982, "SPXCPL: Two-Dimensional Modeling Program of Self-Potential Effects from Cross-Coupled Fluid and Heat Flow," Univ. of Utah Res. Inst., DOE/ID/12079-60, ESL-74, 26 p.

Truesdell, A. H., Terrazas, B., Hernández, L., Janik, C., Quijano, L. and Tovar, R., 1989, "The response of the Cerro Prieto reservoir to exploitation as indicated by fluid geochemistry", this volume.

Wilt, M. J. and Goldstein, N. E., 1981, "Resistivity monitoring at Cerro Prieto," *Geothermics*, 10, 3/4, 183-194.

La respuesta del yacimiento de Cerro Prieto a la explotación evidenciada por la geoquímica de los fluidos

Alfred Truesdell[1], Benjamín Terrazas[2], Lourdes Hernández[2], Cathy Janik[1], Luis Quijano[3], y Rigoberto Tovar[3]

[1]U.S. Geological Survey, Menlo Park, California U.S.A.
[2]Comisión Federal de Electricidad, Cerro Prieto, B.C., México
[3]Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mich., México

R E S U M E N

La entrada de agua fría al yacimiento somero - alfa de Cerro Prieto ha sido la respuesta prima - ria al abatimiento de presión producido por la ex plotación. Esta entrada está evidenciada por el - decremento en las temperaturas de Na/K/Ca y en la concentración de cloruros del fluido producido y- por un corrimiento de la delta de oxígeno 18 ha - cia valores más negativos. De menor importancia - ha sido la ebullición localizada en las proximida des del pozo.

La ebullición ha sido la respuesta primaria -- del yacimiento beta más profundo. Esta ebullición ha tenido lugar en todo el yacimiento, contrariamente a lo sucedido en el caso anterior. La ebullición se hace aparente al comparar la temperatura de Na/K/Ca con la temperatura correspondiente- al líquido saturado cuya entalpía fuese igual a - la entalpía de la mezcla. Además, ha habido entrada de agua fría por el SE.

Se utilizaron mediciones físicas y químicas para mostrar la distribución en planta del cloruro- en el acuífero, de las temperaturas de Na/K/Ca y de la fraccción de vapor que entra al pozo (exceso de vapor) para los años de 1976, 1982 y 1987, así como la delta de oxígeno 18 del fluido total para 1987. La fracción de vapor que entra al pozo (FVEP) es igual a

$$FVEP = \frac{h\ \text{fluido total} - h\ \text{líquido}}{\lambda\ \text{líquido}}$$

donde h líquido y λlíquido son la entalpía del líquido y la entalpía de evaporación a la temperatura del fluido que entra al pozo.

Los procesos que afectan a los fluidos que alimentan a los pozos individuales se ejemplifican - con gráficos de series de tiempo de temperaturas- geotermométricas y de cloruros del yacimiento. Estos gráficos y mapas proveen información detallada acerca de la localización y tiempo de la entrada del agua fría y de la ebullición.

The Response of the Cerro Prieto Reservoir to Exploitation as Indicated by Fluid Geochemistry

Alfred Truesdell[1], Benjamin Terrazas[2], Lourdes Hernandez[2], Cathy Janik[1], Luis Quijano[3], and Rigoberto Tovar[3]

[1]U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, U.S.A.
[2]Comision Federal de Electricidad, Cerro Prieto, B.C., Mexico
[3]Comision Federal de Electricidad, Morelia, Mich., Mexico

ABSTRACT

The shallow Cerro Prieto alpha reservoir has responded to exploitation-produced drawdown primarily by cold-water entry with some localized near-well boiling. The deeper beta reservoir has responded primarily by boiling apparently throughout the reservoir (not localized) as well as by some cold-water entry. Chemical and physical measurements have been used to show the fieldwide distribution of aquifer chloride, Na-K-Ca temperature, and inlet vapor fraction (excess steam) for 1976, 1982 and 1987 as well as the total discharge $\delta^{18}O$ distribution for 1987. Processes in fluids feeding individual wells are exemplified by time-series geothermometer temperature and aquifer chloride plots. These maps and plots provide details of the location and timing of cold-water entry and boiling.

Introduction

The Cerro Prieto geothermal field is contained in sands and shales of the Colorado River delta. The circulation of geothermal fluids and the properties of the Cerro Prieto reservoirs have been described by Halfman et al. (1984, 1986) and Lippmann et al. (1989). There are three reservoirs developed in sandstone and sandy shale units that are fed from depth by fluids rising along the NE-trending, SE-dipping normal fault H of Halfman et al. (1986).

The α (alpha) reservoir in the W part of the field is the shallowest reservoir and was the first to be exploited. It is found at depths between 1000 and 1500 m; pre-exploitation temperatures ranged from 260°C to 310°C. The α reservoir covers about 4.5 km² W of the railroad tracks (shown on Figures 1-5) and is exploited by the CP-I powerplant. In the natural state, thermal fluids leaked out of the α reservoir along its W edge and upward along fault L of Halfman et al. (1984) to form thermal springs W of the field or to disperse into colder groundwater. Under exploitation cold groundwater has entered the α reservoir along these pathways.

The deeper β (beta) reservoir extends under the entire area of the Cerro Prieto field (about 15 km²) at depths of 1500 to 2700 m with temperatures ranging from 320-340°C to < 240°C just outside the reservoir. Ascending thermal fluids flow into the reservoir along fault H (Figure 1) and move laterally westward with limited flow to the SE. Fluids in the SE and SW regions of this reservoir connect with permeable aquifers outside the reservoir and in the natural state feed hot springs or disperse as noted for the α reservoir. Chemical evidence presented here indicates that under exploitation colder waters have invaded the reservoir in these areas. There is no evidence that cold waters have entered the β reservoir by way of fault L. The β reservoir to the N of fault H has less connection with colder water and appears to boil under exploitation. The deepest γ (gamma) reservoir is poorly known and not yet exploited on a large scale.

The Cerro Prieto geothermal field has been progressively enlarged from 75 MWe capacity in 1973 to 620 MWe today. The quantity of fluid required for the present power plants exceeds 10,000 metric tons per hour and must cause significant reservoir drawdown. Decrease of reservoir pressure in a high-temperature geothermal system results in boiling and/or

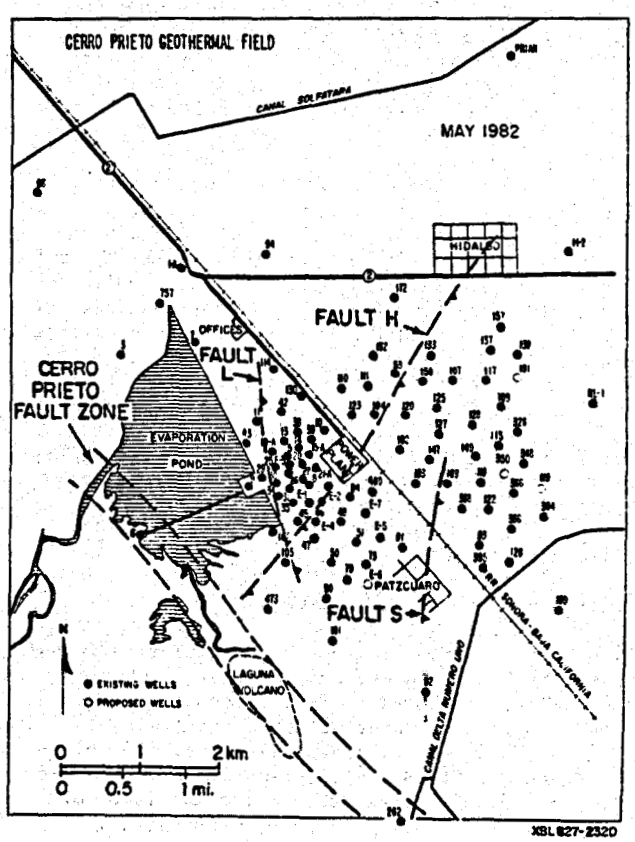


Figure 1. Locations of wells (as of 1982) and principal faults controlling the subsurface flow of geothermal fluids at Cerro Prieto. The faults are projected to the surface (from Halfman et al., 1984).

cold-water entry. The effect of exploitation on fluid flow in the system has recently been described by Lippmann et al. (1989); the mechanism of cold-water entry into the shallow α reservoir was described by Grant et al. (1984); and the effects of induced near-well boiling were discussed by Truesdell et al. (1984a). It is the purpose of this paper to trace the effects of these processes on a fieldwide basis.

Reservoir processes in exploited reservoirs

Extraction of fluid from a reservoir causes a deficit of mass and resulting decrease in pressure. These effects cause entry of fluid from outside the reservoir or boiling in the reservoir with some of the original liquid replaced by steam. Using fluid chemistry and wellhead measurements it is possible to determine the character of the response of the reservoir to drawdown and to change well management accordingly. For example, boiling in the reservoir can be delayed by raising wellhead pressures. The locations of cold-water inflow are indicated by chemical changes before drastic decreases in temperature occur.

Reservoir boiling is accompanied by deposition of minerals (calcite and quartz) in the reservoir. If this mineralization is dispersed it is harmless, but if it is localized around wells it can cause formation plugging (Truesdell et al., 1984a; Johnson, 1989). The only way to prevent boiling (and possible formation plugging) over long periods of time is injection of liquid. Other methods, including raising wellhead pressures and production from deeper zones, may delay boiling but cannot prevent it.

The Cerro Prieto α and β reservoirs could respond to drawdown either by cold-water entry or by boiling. The α reservoir is connected to cold-water aquifers laterally in the W and S and at the top through fault L providing a "leaky cap" (Grant and O'Sullivan, 1982); the β reservoir also has lateral connections to cooler aquifers to the SW and SE. Both reservoirs are at the boiling point for initial pressures (Grant et al., 1984). The α reservoir has responded to pressure drawdown with cold-water inflow and some near-well boiling. There is less data for the β reservoir, but it probably responds largely by boiling. The boiling appears to occur throughout the β reservoir (not locally as in the α reservoir) with gravity segregation of steam and water (as at Wairakei; see Grant et al. 1984).

Studies of fieldwide chemistry

Sources of Cerro Prieto aquifer fluids, original reservoir temperatures, and chemical, isotopic, and thermal responses to fluid production have been discussed in numerous geochemical studies that were reviewed by Truesdell et al. (1984b) and Truesdell (1988). Early exploitation-induced changes in fluid temperature and composition of the α reservoir were studied by Manón et al. (1979) and Fausto et al. (1979, 1981) using Na-K-Ca geothermometry and aquifer chloride concentration patterns. They found decreases from 1973 to 1978 of 10-30°C in temperature and of zero to as much as 3000 mg/L in chloride. The margins of the field to the S and W were indicated by chloride dropoff, but the E margin was not defined. Similar patterns were shown by Truesdell et al. (1979a) who used aquifer chloride concentrations, Na/K ratios, and measured enthalpies to illustrate production-related aquifer boiling and incursion of low-Cl fluid at the margins and in the center of the field. Changes in aquifer chloride, Na-K-Ca temperatures, and enthalpy of α reservoir fluids through 1985 were described by Truesdell and Lippmann (1986).

Evolution of aquifer fluid oxygen isotope compositions

Annual fieldwide monitoring of isotopic compositions of water and steam from production separators began in 1977. The areal distribution of total fluid $\delta^{18}O$ values in 1977 corresponded with the chemical and enthalpy patterns outlined above (Truesdell et al., 1979b). Wells in the N part of the field (11, 19A, 25 and 21A), apparently unaffected by drawdown, had total fluid $\delta^{18}O$ values between -8.3 and -8.1 permil, whereas wells in the S-central area (26 and 27) had isotopically lighter fluids (to -10.1 permil). (Well numbers given without prefix are for "M" series wells.) A strong correlation between deuterium and chloride concentrations indicated mixture of reservoir brine with isotopically lighter Colorado River water (δD = -110 to -100, $\delta^{18}O$ = -15 to -12; Truesdell et al., 1981).

By 1982, fluids were produced from both α and β reservoirs. The area of pronounced dilution in the α reservoir was considerably larger than in 1977, with $\delta^{18}O$ values < -9 permil extending over most of the field (Truesdell et al., 1984b; Stallard et al., 1987). Values of -11.5 to -11.0 were measured in wells 31, 35 and 90, indicating as much as 75% dilution with local cold groundwater (δD = -103, $\delta^{18}O$ = -13; Truesdell et al., 1984b). In 1982 fluids from the β reservoir did not indicate dilution by cold water. These fluids were heaviest in the E (~ -7 permil for wells 53, 102 and 104), becoming lighter (to -8.3 permil for E-2) toward the SW. Temporal changes through 1986 in the distribution of total fluid $\delta^{18}O$ were presented by Stallard et al. (1987) who demonstrated that the area of dilution in the α reservoir coincides with the NNW-trending fault L of Halfman et al. (1984), suggesting vertical drawdown of isotopically lighter fluid along this fault.

Total fluid oxygen isotope compositions for 1987 samples were calculated using the methods of Stallard et al. (1987); the distribution of the $\delta^{18}O$ values is shown in Figure 2. Cold water has continued to enter the α reservoir along fault L, with the most extreme dilution occurring at the SW margin of the field (-12.5 permil in well 90) and values < -11.0 permil extending as far N as well 26 (-11.4 permil). Some dilution of β reservoir fluids by cooler water is also suggested by $\delta^{18}O$ values ≤ -9.0 permil for wells in the S part of the field (93, E-6, E-23, T-364, T-394 and T-395). The limited number of wells in the β reservoir that were sampled in both 1982 and 1987 show no significant change in their oxygen isotope compositions. A better comparison can be made between 1986 data (Figure 4 in Stallard et al.,

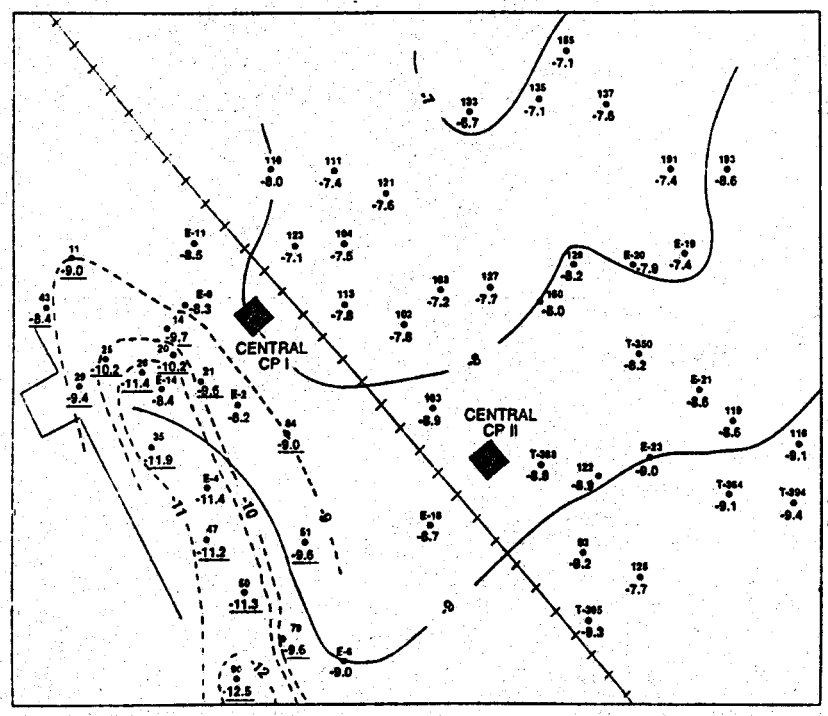


Figure 2. Total discharge $\delta^{18}O$ compositions in permil SMOW for wells producing in 1987. α reservoir isotope values are underlined and contours are dashed.

1987) and our 1987 data, which have more points in common. The $\delta^{18}O$ distribution patterns are generally the same in 1987 as in 1986, but 1987 contours for -8 and -9 permil are displaced toward the NE and NW, indicating that cold water is entering the reservoir from the SW and SE margins of the field. The heaviest fluids are from wells in the northern-most zone (133, 135, 155), consistent with the model of Halfman et al. (1986) that calls for deep, hot-water recharge of the β reservoir by fluids ascending along fault H.

Evolution of Na-K-Ca temperatures

Na-K-Ca reservoir temperatures were calculated for 1976, 1982, and 1987 from data for sodium, potassium, and calcium concentrations in liquid flashed at atmospheric pressure. The equation proposed by Manón et al. (1979) for Cerro Prieto was used.

$$T_{NaKCa} = \frac{1176.9}{I_{NaKCa} + 1.393} - 273.15 , \qquad (1)$$

where T_{NaKCa} is the Na-K-Ca temperature in °C, and I_{NaKCa} is the sodium-potassium-calcium index calculated as

$$I_{NaKCa} = \text{Log} \frac{[Na]}{[K]} + \frac{1}{3} \text{Log} \frac{[Ca]^{1/2}}{[Na]} , \qquad (2)$$

in which concentrations are in moles per kilogram after flashing to atmospheric pressure. From the values obtained, a set of maps were drawn showing lines of equal temperature (Figures 3a-3c), where dashed lines are for wells in the shallower α reservoir (with depths to 1500 m) and continuous lines (Figures 3b, 3c) are for the wells in the deeper β reservoir.

For 1976 only data from the α reservoir are available. The highest temperatures enclosed by the 290°C isotherm were located at the center of the shallow zone (wells 25, 5 and 19A) and at the S (8, 21A and 35), with temperatures decreasing to the E and W to 260°C.

In 1982 temperatures in the α reservoir were lower by 16-33°C compared with those of 1976 (wells 19A, 14, 21A, 20, 30, 5 and 35). Lowest temperatures were at the center and W, limited by isotherms of 260°C and 270°C. Temperatures increased toward the E and SE, reaching 310°C (in wells not producing in 1976). Wells in the β reservoir also showed higher temperatures toward the ENE, an area in which the maximum isotherm of 330°C was located.

For 1987 cooling of the α reservoir can be observed in the central zone including wells 14, 19A, 25, 26 and 35. The cooling here varied from 12°C to 45°C. Similarly, cooling of 15°C to 25°C occurred near wells 84, 51, 50 and 90. All of these wells are close to the L fault of Halfman et al. (1984). This cooling is reflected in the expansion relative to 1982 of the 260°C isotherm toward the W and NW and to a lesser extent toward the E and SE. Also, the 1982 isotherms of 270-310°C were displaced toward the SE in 1987. By 1987 more wells with temperatures > 330°C had been drilled in the β reservoir to the E and NE, but the maximum temperature remained about 340°C. A decrease in temperature is shown toward the NW, mainly in wells that had temperatures of 320°C and 330°C in 1982, and in wells in the SE that were about 320°C. Entry of cold water in the SE and possibly in the NW is also suggested by isotope data.

Figure 3a. Indicated Na-K-Ca temperatures (°C) for wells producing in 1976. All wells produce from the shallow α reservoir. The scale is 1.5 times greater than for figures b and c.

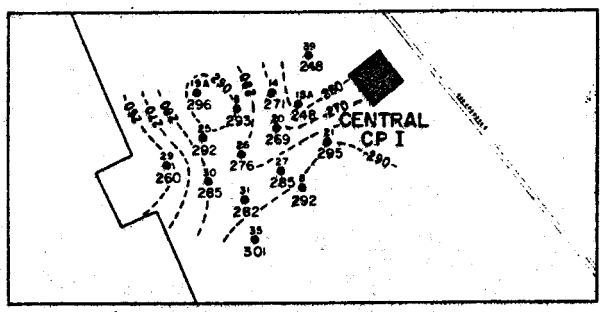


Figure 3b. Indicated Na-K-Ca temperatures (°C) for wells producing in 1982. The α reservoir temperatures are underlined and temperature contours are dashed.

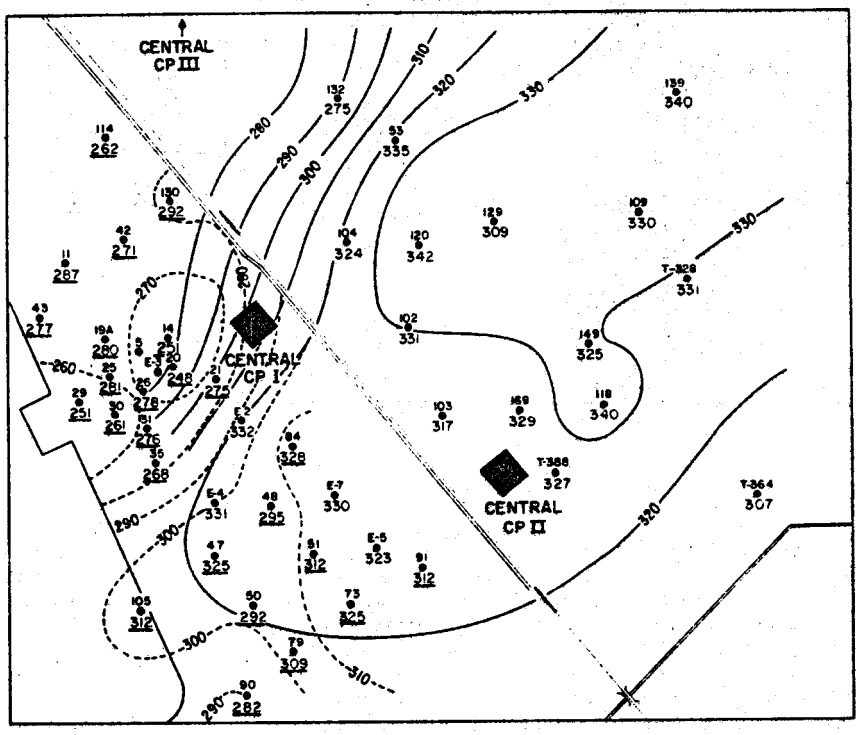
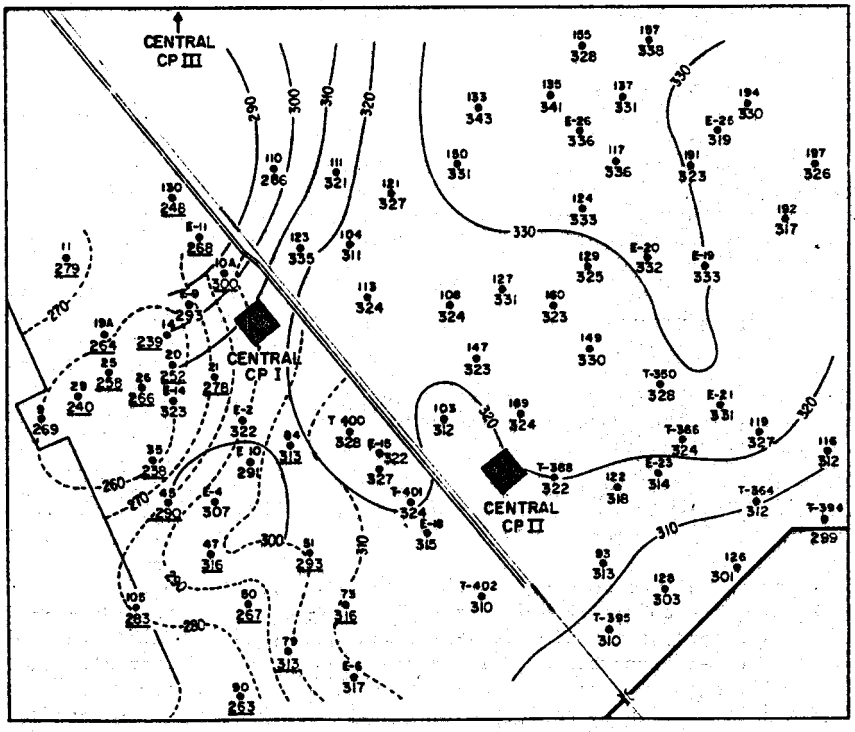


Figure 3c. Indicated Na-K-Ca temperatures (°C) for wells producing in 1987. Conventions as in Figure 3b.



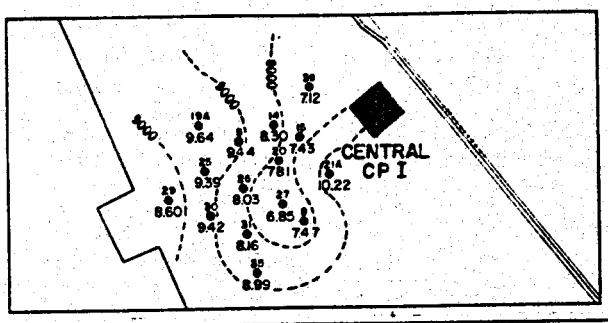


Figure 4a. Calculated aquifer chloride concentrations for wells producing in 1976. Concentrations shown for individual wells are in parts per thousand; for contours in parts per million.

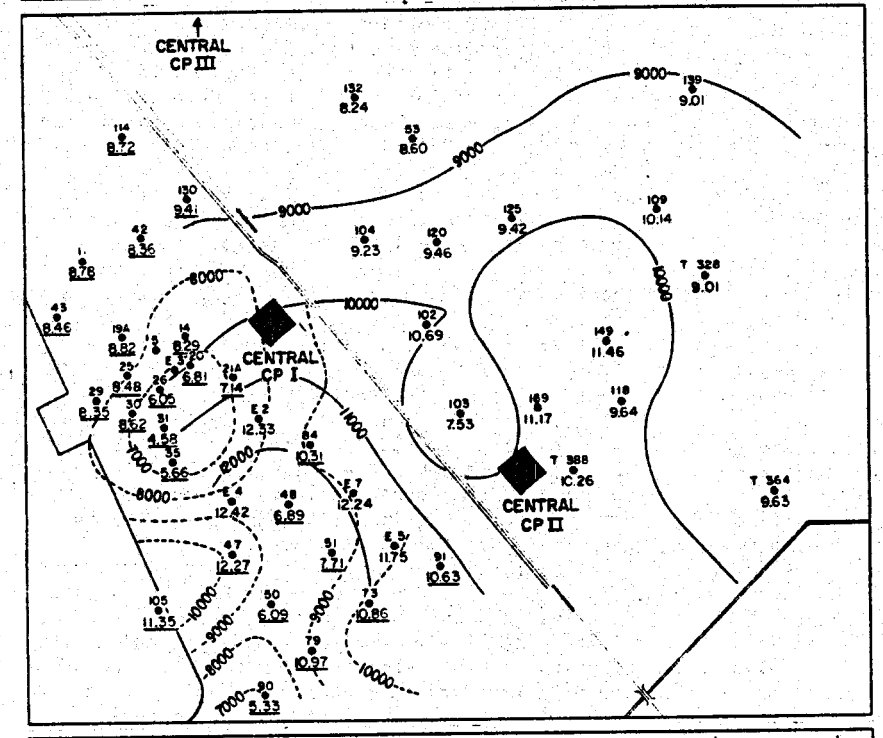


Figure 4b. Calculated aquifer chloride concentrations for wells producing in 1982. Concentration units as in Figure 4a. The α reservoir concentrations are underlined and contours are dashed.

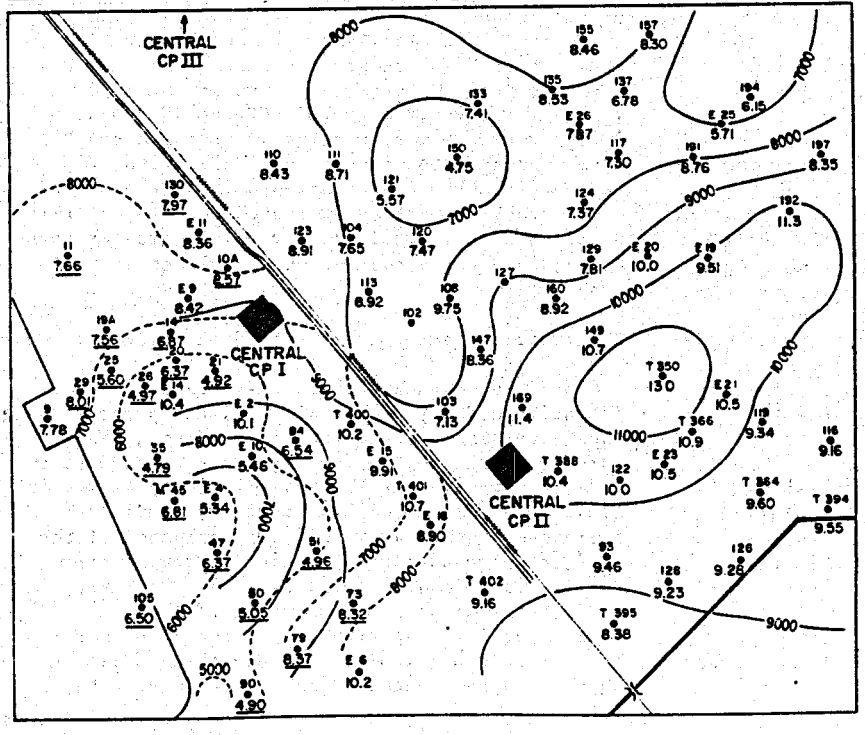


Figure 4c. Calculated aquifer chloride concentrations for wells producing in 1987. Conventions as in Figure 4b.

Evolution of aquifer chloride concentrations

Data for chloride concentrations in fluids flashed to atmospheric pressure in 1976, 1982 and 1987 were converted to aquifer concentrations using the equation,

$$Cl_{aq} = Cl_{at} \cdot (1 - y) , \quad (3)$$

where Cl_{aq} is the chloride concentration at aquifer conditions, Cl_{at} is the chloride concentration at atmospheric pressure, and y is the steam fraction, calculated as

$$y = \frac{h_g - h_{100}}{\lambda} , \quad (4)$$

where h_g is the liquid enthalpy at temperatures calculated from the Na-K-Ca geothermometer, and h_{100} and λ are the liquid enthalpy and latent heat of vaporization at 100°C. From these calculations, maps with isopleths of equal chloride concentration were drawn (Figures 4a-4c) in which dashed lines refer to the α aquifer and continuous lines are for the deeper β aquifer.

For 1976 only wells in the shallow α reservoir of the CP-I field were in operation. Aquifer chloride concentrations were < 8000 ppm in the center of the zone (wells 14, 15A, 20, 26, 31, 27, 8 and 39) and > 9000 ppm for the wells at the edges (5, 19A, 25, 29, 30, 35 and 21A), decreasing again to < 9000 ppm on the W edge (well 29). These variations generally reflect original gradients and the entry (after 1973) of cooler, more dilute water in the center of the field but some high Cl values may be due to boiling (as for well 21A).

For 1982 fluids from the α reservoir showed a decrease in chloride concentration of less than 1000 ppm toward the W (wells 29, 30, 19A and 25) and a greater decrease at the center and E (wells 31, 35, 21A and 26), showing continued entry of cooler water. The highest Cl values were for the newest shallow wells (not producing in 1976) at the S of the CP-I field (9000-10,000 ppm), and the lowest are for older wells at the center of the zone (5000-7000 ppm). Wells producing from the β reservoir showed the highest values of aquifer chloride concentration in the SW (12,000 ppm), and a decrease in concentration to 9000 ppm toward the NW.

In 1987 shallow α wells continued to show a clear tendency to dilution, again with the center of the zone most affected (6000 ppm for wells 47, 45, 26, 20, 21A, 51 and 90) and with somewhat higher concentrations (7000-8000 ppm) at the borders. Deep wells in the β reservoir at the SW of the field, which in 1982 showed the highest concentrations, decreased in 1987 from 11,000-12,000 ppm to 7000-9000 ppm, with the lowest values at the center (E-10, E-4), generally indicating cooler water entry from the SW. Deep β well fluids in the eastern CP-II and CP-III fields have also undergone decreases in chloride concentration. The 1982 minimum concentrations of about 9000 ppm decreased to 7000 ppm in the NE in 1987, gradually increasing to 11,000 ppm toward the S along a line formed by wells E-21, T-366, E-23 and 149, then decreasing again to 9000 ppm in the SE. This pattern is similar to that shown by the isotope data (Figure 2).

Evolution of excess-steam discharge

Excess steam is a measure of the amount of boiling in the reservoir that occurs as a result of pressure drawdown. The fraction of excess steam is defined as the part of the total steam in excess of that produced by flashing of liquid entering the well and is calculated from the equation,

$$IVF = \frac{h_{total} - h_{inlet\ liquid}}{\lambda_{inlet}} , \quad (5)$$

in which IVF is the inlet vapor fraction, h total is the measured total enthalpy, and h inlet liquid and λ inlet are the liquid enthalpy and the latent heat of vaporization at the temperature of fluid entering the well. This temperature is calculated from the quartz-saturation geothermometer, which has been shown to indicate the well-bottom temperature (Truesdell et al., 1984a). Equation 5 was used to calculate values of excess-steam fraction for Cerro Prieto wells in 1976, 1982 and 1987 (Figures 5a-5c). Measured enthalpy values and dissolved silica concentrations were averaged for each year.

In 1976 most wells showed IVF values near zero, indicating all-liquid inflow from the α reservoir (Figure 5a). Some wells in the SE of CP-I (26, 31, 21A, 8 and 27) showed IVF values from 0.1 to 0.44. Except for well 21A (discussed earlier), this corresponds with the central zone of lower aquifer chloride concentrations (Figure 4a), indicating both boiling and cold-water entry in response to pressure decrease.

Boiling in the α reservoir decreased markedly by 1982 (Figure 5b). Only two wells (25, 26) showed IVF values greater than 0.05. This probably resulted from lower temperatures due to cold-water entry and possibly also from lower total production with less pressure decrease. In contrast, the parts of the β reservoir that had entered production showed large areas with IVF values greater than 0.1 and four wells (84, 102, 103, 104) with IVF values greater than 0.4.

Increase of the area and intensity of boiling in the β reservoir occurred between 1982 and 1987 (Figure 5c), as more wells in the E and NE were brought into production. Wells with IVF values less than 0.1 occurred only in the SE and extreme NW; IVF values in the center of the field doubled, with 15 wells having values greater than 0.5 and several producing nearly all steam (IVF near 1.0).

Reservoir processes near individual wells

Geothermometers differ in their rate of equilibration and may be used to indicate processes that have heated or cooled fluids during their passage to the well. The Na-K-Ca geothermometer (TNaKCa), which equilibrates relatively slowly in fluids of moderate or high salinity, indicates fluid temperature away from the influence of the well; and the quartz-saturation geothermometer (TSil), which equilibrates relatively quickly, indicates well-bottom temperature. These temperatures, along with the "enthalpy temperature" (TE, the calculated temperature of liquid having the same enthalpy as the measured total

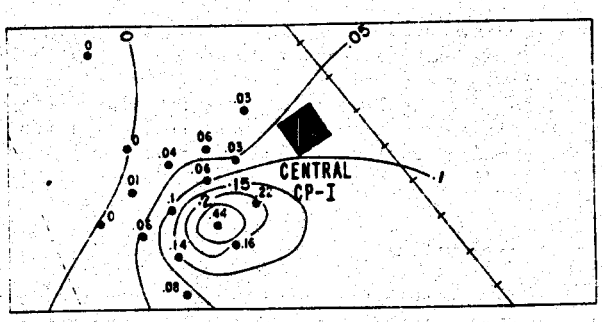


Figure 5a. Inlet vapor fractions for wells producing in 1976. See text for explanation.

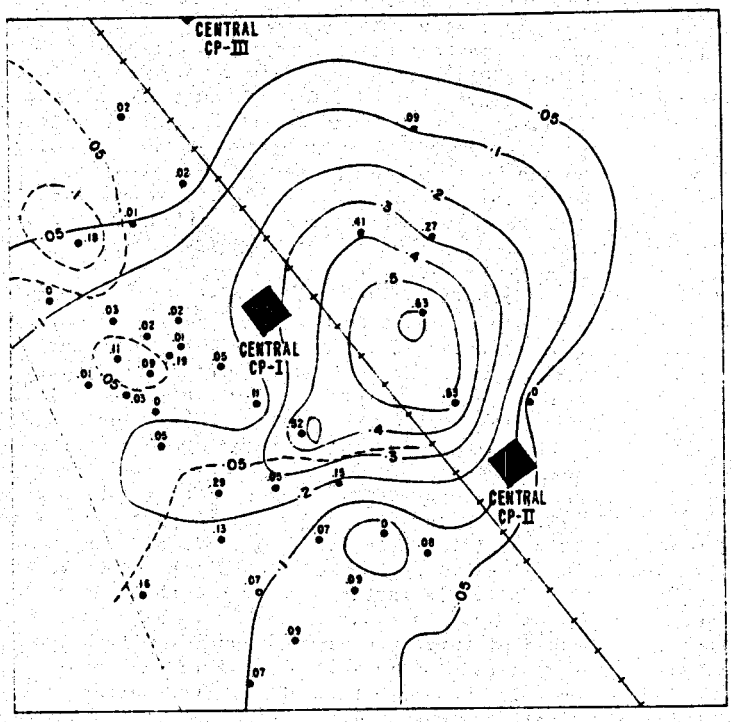


Figure 5b. Inlet vapor fractions for wells producing in 1982. Contours for the α reservoir are dashed.

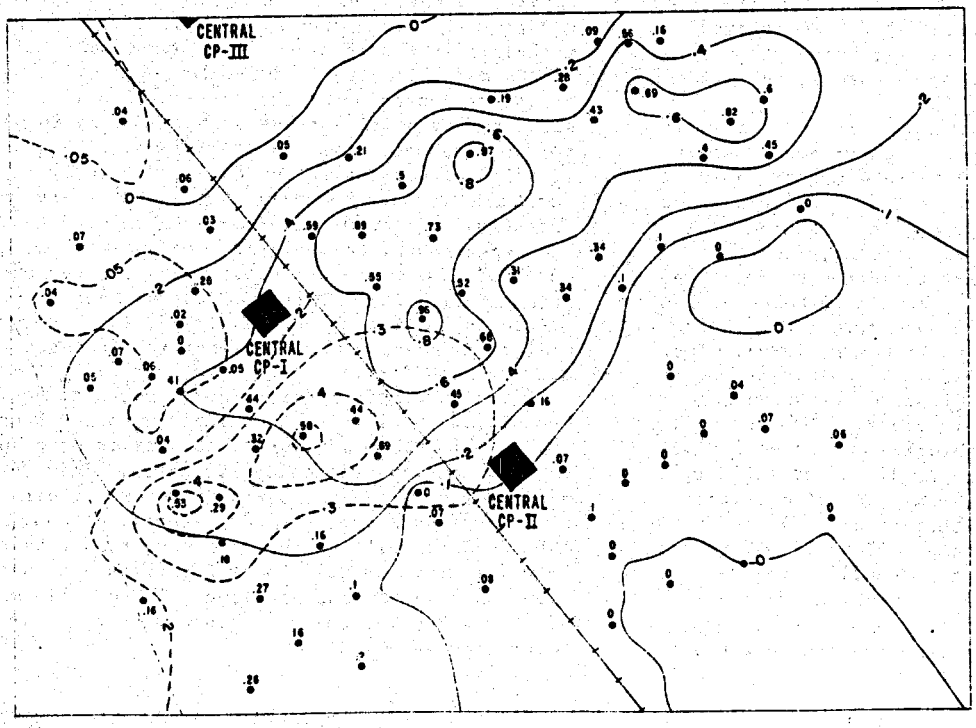


Figure 5c. Inlet vapor fractions for wells producing in 1987. Conventions as in Figure 5b.

fluid enthalpy) give clear indications of near-well reservoir processes.

The following cases have been observed at Cerro Prieto.

(1) TE = TNaKCa = TSil indicates all-liquid, fully equilibrated fluid.

(2) TE > TNaKCa > TSil results from near-well boiling with fluid cooling and transfer of heat from rocks.

(3) TE = TNaKCa > TSil results when near-well boiling continues but rock and fluids have equilibrated thermally.

(4) TE > TNaKCa = TSil indicates mixing of steam produced by general (not near-well) boiling, with equilibrated liquid in or near the well.

(5) TE = TSil > TNaKCa results from sweep of cooler water through hotter rock, without complete reequilibration of cations in solution. These processes may be combined, for example, boiling in the reservoir and mixing with cooler water in the well. Changes in calculated aquifer chloride indicate processes of concentration (boiling) and dilution (mixing). The rationale for the use of these temperature indicators and the interpretation of temperature patterns is discussed in greater detail in Truesdell et al. (1989).

Cool-water entry

Maps of aquifer isotopes, temperature, and chloride (Figures 2-4) show that as early as 1977 some wells in the S-central part of the Cerro Prieto α reservoir were producing water with lower Cl and lower $\delta^{18}O$ (Truesdell et al., 1979a,b). This water appears to have entered the reservoir along fault L (Halfman et al., 1984) from an overlying aquifer containing lower temperature water similar to reservoir water but mixed with Colorado River water and showing less oxygen isotope shift (lower $\delta^{18}O$ values) from less complete reaction with reservoir rocks. At present, isotopically light water is produced from nearly all of the α reservoir and has appeared at the SE edge of the field where production is from the deeper β reservoir (Figure 2; see also Stallard et al., 1987).

The chloride and enthalpy of Cerro Prieto aquifer fluids and Colorado River water are linearly related (Grant et al., 1984) so entry of lower-chloride, isotopically light fluid is accompanied by a decrease in enthalpy and temperature. The breakthrough of this lower-chloride, lower-temperature fluid is first indicated by decrease in chloride and later by decrease in temperature because fluid temperatures are buffered by heat in the rock (Truesdell and Lippmann, 1986). The delay of thermal breakthrough is mainly dependent on the rock porosity as discussed by Nathenson (1975). These changes are clearly shown by well 35 (Figure 6) in which chloride decreased in 1979 and temperature in 1981. As discussed earlier, geothermometers differ in the rate of equilibration and it can be seen that after 1981 TNaKCa declines more strongly than TSil or TE. This is because TNaKCa is slowest to equilibrate and retains a "memory" of the original temperature of the fluid. By early 1988 temperatures had not leveled out, but aquifer chloride concentrations seem to have stabilized at about 4500 mg/kg, suggesting that the invading water was about half as saline as the original reservoir water feeding well 35. If the linear chloride-enthalpy relation found for higher-temperature waters is followed, then the temperature of the cooler water will be near 150°C.

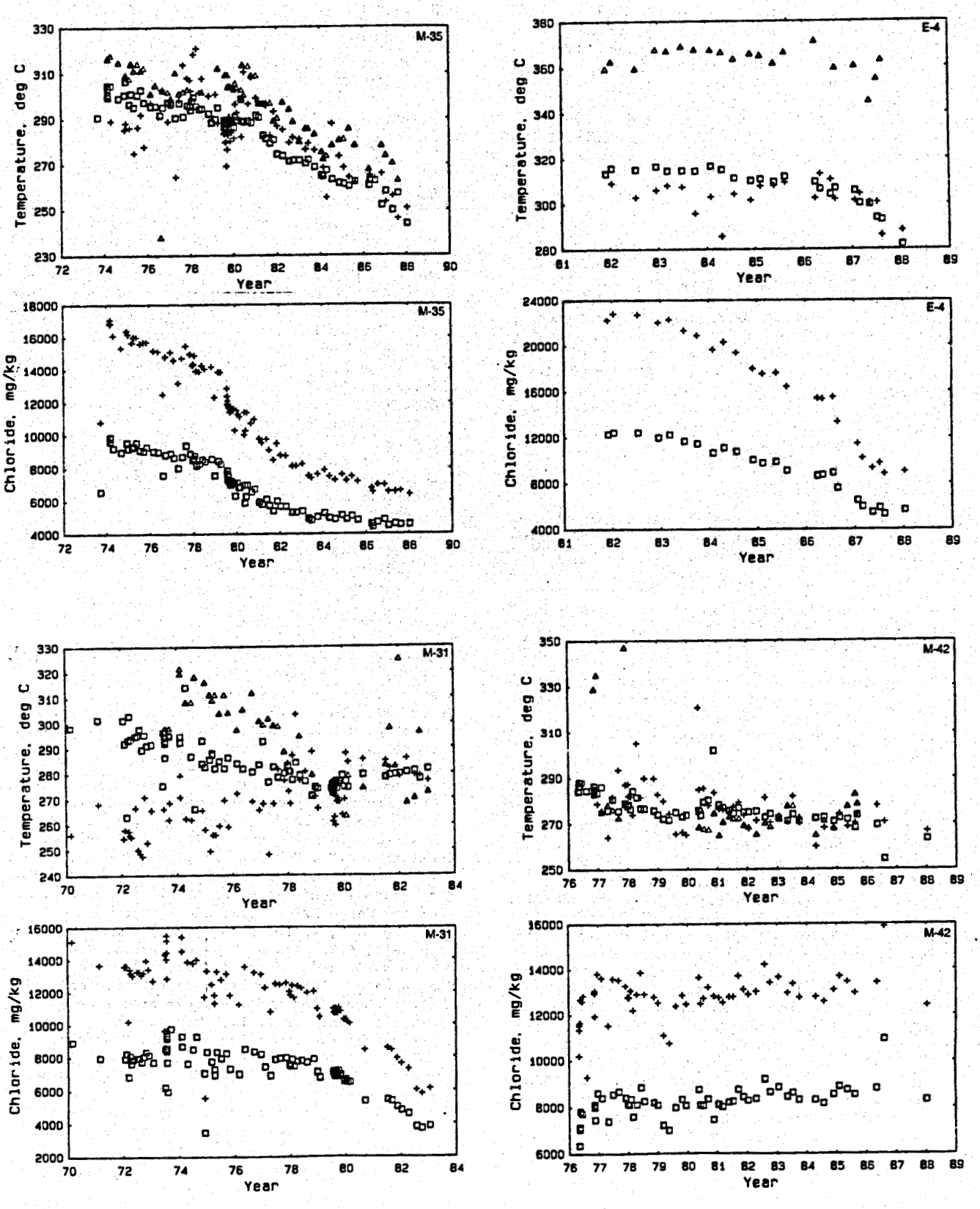
Reservoir boiling

Unless cooler waters enter the reservoir either naturally or by injection, boiling in the reservoir is a necessary result of large-scale fluid production from high-temperature geothermal systems. Boiling reduces fluid temperatures and heat is transferred from rock to fluid, producing additional steam (excess enthalpy) and higher TE values. At the same time, temperature reduction in the boiling zone causes quartz deposition and lower TSil values, which reflect lower well-bottom temperatures. If the zone of boiling is localized near producing wells, then TNaKCa, which equilibrates slowly, indicates temperatures outside the zone of boiling. At Cerro Prieto, initial temperatures were close to boiling, and pressure decreases caused boiling soon after the start of production. For most wells this minor initial boiling decreased after a few years, probably due to influx of slightly cooler water. For some wells further boiling occurred when opening of nearby wells or other influences caused lower near-well pressures. This pattern is shown by well 35 (Figure 6), which boiled from opening in 1973 to 1975 (with TE > TNaKCa > TSil) and again in 1979-80 before thermal breakthrough occurred.

A few wells in the α reservoir show major amounts of reservoir boiling with high excess enthalpy (high IVF values) and low well-bottom temperatures. In well 31 (Figure 6) excess enthalpy was more than 400 J/g (a quarter of the total enthalpy). These wells show a characteristic rapid rise and exponential falloff in excess enthalpy (indicated by TE) with eventually TE = TNaKCa and TSil significantly lower. For these wells the expansion of the near-well boiling zone slows and eventually stops as the decline in well-bottom pressure slows and stabilizes. The stabilization of boiling is due to the "leaky" constant-pressure boundaries of the α reservoir. The stabilization of well-bottom pressure stops the expansion of the boiling zone and excess enthalpy disappears as temperatures of rock and brine equilibrate. This process has been simulated by Lippmann et al. (1989) for a porous medium of moderate permeability with a constant pressure boundary.

If the reservoir is truly confined, with no-flow boundaries, boiling expands rapidly to the boundaries; well-bottom pressure continues to drop and excess-enthalpy production continues. This result has been simulated for Cerro Prieto reservoir conditions by Marcelo Lippmann (pers. commun., 1989). Some wells in the β reservoir show this behavior, such as well 84 or E-4 (Figure 6) with high, constant excess enthalpy. These wells may also show aquifer chloride decreases suggesting cold-water entry.

Figure 6. Indicated aquifer temperatures and chloride concentrations for Cerro Prieto wells 35, 31, E-4 and 42. Temperature plot symbols are: square, Na-K-Ca temperature; plus, quartz-saturation temperature; triangle, enthalpy temperature. Chloride plot symbols are: plus, analyzed chloride concentration after flashing to 1 atm.; square, calculated aquifer chloride concentration.



Wells with neither boiling nor cold-water entry

Widely spaced wells in parts of the reservoir away from cold-water entries and with fluid temperatures below boiling may avoid boiling and cold-water entry for a long time. At Cerro Prieto some of these wells are found in the NW part of the α reservoir. Well 42 (Figure 6) is an example. Temperatures and chloride concentrations have been constant or declined very slowly showing no breakthrough of cooler water. Boiling occurred when the well was first opened but rapidly stopped. After that, all indicators have shown the same temperature (± 5°C) and, after an initial 10°C decline, temperatures have been nearly constant.

Summary

Fieldwide maps of $\delta^{18}O$, chloride, temperature, and excess steam along with temperature and chloride time-series plots for individual wells have been used to follow reservoir processes in the Cerro Prieto geothermal field. In the shallow α reservoir the dominant process is cold-water entry from above along the L fault and possibly from the S and W margins as well; the β reservoir shows cold-water entry from the SW and SE. Some wells in the α reservoir and most wells in the deeper β reservoir show dominantly boiling and excess enthalpy production. A few wells on the edges of the field have shown no major change.

Acknowledgments

The authors wish to thank our colleagues at the Comision Federal de Electricidad (CFE) for providing much of the data upon which this paper is based. We thank Marcelo Lippmann, Lawrence Berkeley Laboratory (LBL), and Robert Fournier and Steve Ingebritsen, U.S. Geological Survey, for helpful reviews. Finally, we would like to mention Marcelo Lippmann and Susan Halfman of LBL who have contributed greatly to our understanding of Cerro Prieto reservoirs. This study is part of the CFE-U.S. Department of Energy (DOE) agreement for technology exchange in geothermal research and was funded in part by DOE.

References

Fausto, J., Jiménez, M. and Esquer, I., 1981, Estado actual de los estudios sobre geoquimica hidroterma en Cerro Prieto: Proc. 3rd Symp. on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, LBL Rept. 11967, p. 188-212.

Fausto, J., Sánchez, A., Jiménez, M., Esquer, I. and Ulloa, F., 1979, Hydrothermal chemistry of the Cerro Prieto geothermal field: Proc. 2nd Symp. Cerro Prieto Geothermal Field, p. 199-223.

Grant, M.A. and O'Sullivan, M.J., 1982, The old field at Cerro Prieto considered as a leaky aquifer: Proc. 4th Symp. Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, Mexico, August 1982, Guadalajara, Mexico, v. 1, p. 423-432.

Grant, M.A., Truesdell, A.H. and Manón, A., 1984, Production induced boiling and cold-water entry in the Cerro Prieto geothermal reservoir indicated by chemical and physical measurements: Geothermics, v. 13, p. 117-140.

Halfman, S.E., Manón, A. and Lippmann, M.J., 1986, Update of the hydrogeologic model of the Cerro Prieto field based on recent well data: Geothermal Resources Council Trans., v. 10, p. 369-375.

Halfman, S.E., Lippmann, M.J., Zelwer, R. and Howard, J.H., 1984, Geologic interpretation of geothermal fluid movement in the Cerro Prieto field, Baja California, Mexico: Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 68, p. 18-30.

Johnson, P.W., 1989, Fluid flashing and formation mineralization near producing geothermal wells: Geothermics (in press).

Lippmann, M.J., Truesdell, A.H., Manón, M.A. and Halfman, S.E., 1989, The hydrogeologic-geochemical model of Cerro Prieto revisited: Proc. 14th Workshop on Geothermal Reservoir Eng., Stanford, Calif., January 1989 (in press).

Manón, A., Sánchez, A., Fausto, J., Jiménez, M., Jacobo, A. and Esquer, I., 1979, Preliminary geochemical model of the Cerro Prieto geothermal field: Geothermics, v. 8, p. 211-222.

Nathenson, Manuel, 1975, Physical factors determining the fraction of stored energy recoverable from hydrothermal convection systems and conduction dominated areas: U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 75-525, 51 p.

Stallard, M.L., Winnett, T.L., Truesdell, A.H., Coplen, T.B., Kendall, C., White, L.D., Janik, C.J. and Thompson, J.M., 1987, Patterns of change in water isotopes from the Cerro Prieto geothermal field: 1977-1986: Geothermal Resources Council Trans., v. 11, p. 203-210.

Truesdell, A.H., 1988, Geochemical models for reservoir processes at Cerro Prieto, Mexico: Proc. Int. Symp. on Geothermal Energy, Kumamoto and Beppu, Japan, November 1988, p. 59-62.

Truesdell, A.H. and Lippmann, M.J., 1986, The lack of immediate effects from the 1979-80 Imperial and Victoria earthquakes on the exploited Cerro Prieto geothermal reservoir: Geothermal Resources Council Trans., v. 10, p. 405-411.

Truesdell, A.H., Manón, A., Jiménez, M.E., Sánchez, A. and Fausto, J.J., 1979a, Geochemical evidence of drawdown in the Cerro Prieto geothermal field: Geothermics, v. 8, p. 257-265.

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, v. 10, p. 225-238.

Truesdell, A.H., D'Amore, F. and Nieva, D., 1984a, The effects of localized boiling on fluid production at Cerro Prieto: Geothermal Resources Council Trans., v. 8, p. 223-229.

Truesdell, A.H., Nehring, N.L., Thompson, J.M., Janik, C.J. and Coplen, T.B., 1984b, A review of progress in understanding the fluid geochemistry of the Cerro Prieto geothermal system: Geothermics, v. 13, p. 65-74.

Truesdell, A.H., Aunzo, Z., Bodvarsson, G., Alonzo, J. and Campos, A., 1989, The use of Ahuachapan fluid chemistry to indicate natural state conditions and reservoir processes during exploitation: Proc. 14th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, Calif., January 1989 (in press).

Truesdell, A.H., Rye, R.O., Pearson, F.J., Olson, E.R., Nehring, N.L., Huebner, M.A. and Coplen, T.B., 1979b, Preliminary isotopic studies of fluids from the Cerro Prieto geothermal field: Geothermics, v. 8, p. 223-229.

SECTION 3.

LOS AZUFRES--RESERVOIR ENGINEERING

The Use of Computers in Well Test Analysis

Roland N. Horne [*], *Pedro Sánchez U.* [**]

[*] *Stanford University*
[**] *Comision Federal de Electricidad*

ABSTRACT

The advent of small and portable microcomputers provides interesting new possibilities for the acquisition and analysis of well test data. In particular, there is a considerable saving in time if the data is transferred directly (or remotely using a modem link) to the computer for scaling, filtering and plotting. In addition, since present day microcomputers have considerable processing power, it is possible to perform all of the interpretation using the same portable microcomputer.

The advantages of doing this are several. Computerized analysis using automated techniques can provide good estimates from much shorter test data than is required for standard graphical analysis. Thus it is possible to analyze the test at the same time data is being collected, and to terminate the test when the data are sufficient for interpretation. Examples given in the paper demonstrate that the well test can sometimes be shortened by an order of magnitude in this way. The cost saving could therefore easily pay for the computer itself.

The advents of compact and powerful microcomputers, of computerized data acquisition and control, and of automated interpretation software represent major advances in the field of well test analysis.

1. INTRODUCTION

The power and portability of microcomputers makes possible many engineering applications at the wellsite. One of these applications is associated with pressure transient testing. In the past, well testing has required the running of a downhole tool that measured pressure as a function of time, invisible to the operator until the tool was recovered. The pressure record was then taken back to the office, and analyzed by hand. In more recent times, surface recording pressure gauges have enabled the test operator to monitor the test while it is in progress, and make decisions as to the continuation of the test. The analysis was still done back at the office. Now, with high powered microcomputers at the wellsite during a well test, it is possible to simultaneously control and analyze the test, using the same or a pair of computers.

Another advance in this area has come with computer-aided interpretation. The standard methods of well test analysis can now be mechanized on a small portable computer, and performed during the test. In addition, automated analysis makes it possible to interpret much shorter tests than can be analyzed by hand, and also provide reliability estimates for the answers.

Thus, the use of wellsite and portable microcomputers makes it possible for a well test operator to simultaneously perform, monitor and interpret the well test, and to truncate the test when the desired degree of reliability has been obtained. The results of such an approach can be obtained with smaller expenditure on tool time and on personnel, and can achieve more reliable results with fewer errors, fewer misinterpretations and fewer "no result" tests.

This paper describes the use of a microcomputer based automated interpretation program. The use of the computer permits much faster and more reliable well test results than have formerly been possible.

The next section of this paper describes the approach of the automated interpretation system. The remaining sections describe field applications using it.

2. AUTOMATED INTERPRETATION

Computerized analysis of well tests has been around for some time, since early work by Earlougher [1], Padmanabhan and Woo [2], Tsang et al [3], Padmanabhan [4], and McEdwards [5]. The basic principle of an automated match is the same as that of a manual analysis, in that data are matched to a "reservoir model" which is a forecast of the pressure change during the test. The reservoir model assumes a particular reservoir configuration, and its pressure response is a function of one or more unknown reservoir parameters, such as permeability, wellbore skin effect and distance to a reservoir boundary. In most traditional analysis methods, the matching of the model depends on the recognition of graphical "signatures" of the model, such as the semilog straight line characteristic of infinite-acting reservoir response, or the unit slope log-log straight line characteristic of wellbore storage.

The difference between automated and traditional methods is that the automated method performs the match between the measured data and the reservoir model response in a mathematical sense. This is usually done with a non-linear regression algorithm that adjusts the values of the unknown reservoir parameters in such a way as to minimize the sum of the squares of the differences between the measured pressures and the calculated reservoir model response pressures at the same instant in time. As a result of this procedure, the automated method has the capability of matching the entire range of the measured data, without being restricted to specific "signature" regions of the response. Thus the automated match can provide more reliable and self-consistent results.

The work of Rosa and Horne [6] opened up several new possibilities in automated well test analysis. By calculating the reservoir model parameter gradients in Laplace space, Rosa and Horne [6] showed how it is possible to automate the matching of almost any standard reservoir model - many of which do not have solutions that are easily determinable in real space yet have readily differentiable forms when expressed in Laplace space. In addition Rosa and Horne [6] demonstrated the estimation and use of confidence intervals as indicators of the reliability of the estimated parameter values. The confidence intervals are able to indicate whether the results are non-unique, whether the chosen reservoir model is consistent with the observed data, and whether there are sufficient data to adequately estimate a given parameter. As an example, since permeability only governs the reservoir response after wellbore storage effects have died away, an attempt to estimate permeability by matching data that lies only in the wellbore storage response region of the data will result in a very wide confidence interval. That is, the estimated result may be calculated as 15md, with a plus or

[*] References and illustrations at end of paper.

minus confidence interval of 20md. This warns the operator that the result is not significant (normally, a confidence interval of less than 10% of the parameter value is required for statistical significance).

The work of Rosa and Horne [6] was extended by Guillot and Horne [7] to encompass cases in which flow rates during the test were not constant. This work demonstrated how the use of automated analysis can relax some of the restrictions placed on well test design by the traditional methods of analysis. Meunier, Kabir and Witmann [8] and Kucuk and Ayestaran [9] had formerly shown that the incorporation of the flow rate data gives rise to more precise interpretation in that more information is included in the analysis, and complications such as variable wellbore storage effect can be easily circumvented. Barua and Horne [10] and Horne and Kucuk [11] demonstrated how these approaches could be used in very practical applications (thermal falloff and gas well tests, respectively).

Finally, recent work in the same series by Barua, Horne, Greenstadt and Lopez [12] studied how the nonlinear regression algorithms operate with the specific response functions characteristic of well test analysis. They were able to outline design criteria for the most solution efficient algorithm, and concluded that the Gauss-Marquardt [13] method was the most reliable except in instances when more than one reservoir parameter only weakly influenced the model response. In such cases it was shown that a variant of the Newton-Greenstadt method (Greenstadt [14]) was the best one to use.

Other than the speed of obtaining an answer, and the quantitative determination of confidence intervals, automated analysis has other advantages over traditional methods. Rosa and Horne [6] showed that it is possible to obtain reliable estimates of reservoir parameters with much shorter tests. This is because the automated matching procedure is able to estimate permeability and skin from the shape of the transition region that lies between the storage-influenced region and the infinite-acting region. The traditional approach using semilog analysis requires at least one and a half log cycles of data beyond the end of the storage-influenced region in order to identify the semilog straight line that is truly characteristic of the permeability and skin. Since the automated procedure is able to obtain the *same* answer *without* any semilog straight line at all, the test can be as much as ten times shorter than is necessary for standard analysis. This startling result is confirmed in the field example illustrated in the next section.

Automated analysis is not without its disadvantages however, and these must be handled carefully if the method is to become widely useful. The principle difficulty of the approach is that it is an iterative method, and must converge on a solution from an initial guess at the answer. Although it has been found by earlier authors that automated analysis will converge even from estimates that are one or even two orders of magnitude distant from the true values, the convergence is successful only about 90% of the time, depending on the quality of the data and the appropriateness of the reservoir model chosen by the engineer performing the analysis. Even though this sounds a reasonable success rate, it is not good enough for a program that is to be used confidently in everyday interpretation by users of varying experience and skill. There has to be a means by which the analysis software will *always* converge on the best possible answer. The most suitable way to do this would be to provide an on-screen graphical analysis of the data prior to the automated analysis, so that the interpretation engineer can provide the algorithm with a reasonably good initial estimate of the unknown reservoir parameters. This has the added advantage that it allows the engineer to have a close look at the data in displays with which he or she is familiar, and facilitates the selection of an appropriate reservoir model.

In the automated procedure, the program performs a non-linear regression match to the data, using the reservoir model selected by the user out of a menu of possible reservoir configurations. Most importantly, the automated match provides an answer that is free from subjective errors, bias or plain old human error. In addition, the program calculates approximate confidence intervals on the estimated answers, providing a quantitative impression of the validity of the values. Confidence intervals are made wider by noisy data, poor match, or inappropriate choice of reservoir model.

The algorithm used for the automated match is the Gauss-Marquardt [13] procedure, with added penalty functions as described by Bard [15]. This algorithm is similar to the one used by Rosa and Horne [6], with a revised line search procedure based on the one proposed by Bard [15]. In most cases it converges in six or seven iterations. Depending on the reservoir model, the required reservoir response function and its gradients with respect to the unknowns are calculated either directly (where they exist in real space) or in Laplace space.

3. FIELD EXAMPLE

The field example illustrated here is based on an actual test performed in an oil reservoir. It has been chosen here as an example since it shows a more extensive data set than is usually available in a geothermal well test. The actual test was performed continuously, not in two periods as is described here. In this discussion, the advantages of on-site microcomputer analysis (or remote analysis with modem transfer of the data) are emphasized by describing the test as if it had actually been given a preliminary interpretation while the test was still in progress. This was not actually done during the real test; even though the analysis shown here proves that the test was unnecessarily long as a result, the benefit of the on-site analysis was not available at the time the test was performed.

The test was a buildup after a long period of production, and is treated as if it were simply a drawdown (with the flow rate reversed). This is standard practice when the drawdown period is long (or unknown) compared to the buildup period.

Data measured for the well test are listed in Table 1.

Table 1: Example Test Information

Compressibility (/psi):	.000005
Porosity (fraction):	.3
Viscosity (cp):	5.0
Formation volume factor (RB/STB):	1.1
Wellbore radius (feet):	0.2
Formation thickness (feet):	17
Initial reservoir pressure (psia):	2063
Flow rate before shut-in (STB/day):	100
Producing time (hours):	(long)

Analysis after 15 hours:

After 15 hours of measurements, the pressure transient was as shown in Figures 1 (semilog) and 2 (log-log). It can be seen that the data has not yet reached infinite-acting behavior, in that no semilog straight line has appeared and the log-log plot shows that the end of the

storage period (unit slope straight line) is less than one-and-a-half log cycles from the end of the test. Thus there was not yet sufficient data for traditional semilog analysis of the test. Figures 3 and 4 confirm that all of the data lay in the storage or in the transition region of the type curve and derivative type curve.

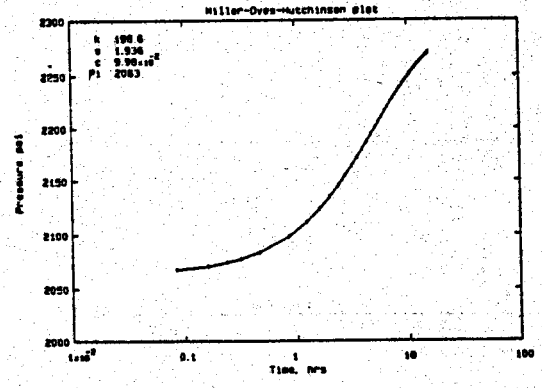


Figure 1: Semilog plot of 15-hour data (including match to data).

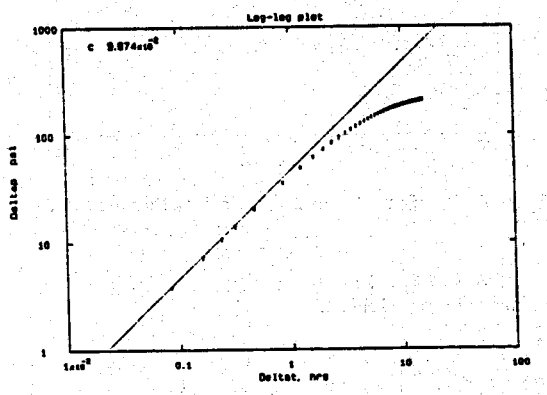


Figure 2: Log-log plot of 15-hour data.

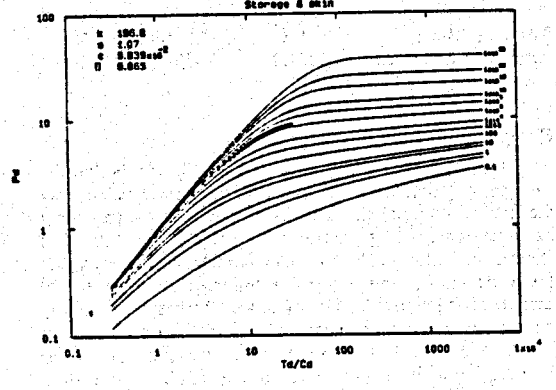


Figure 3: Type-curve match of 15-hour data.

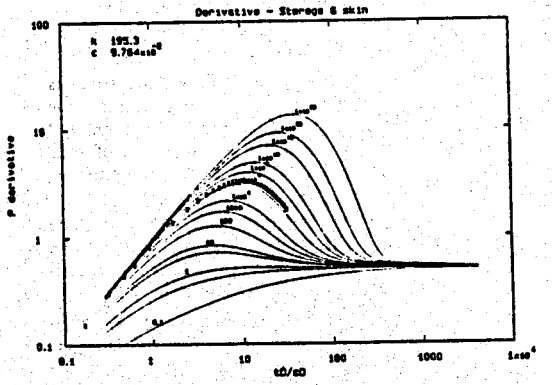


Figure 4: Derivative plot of 15-hour data.

Based on traditional well test analysis criteria, it could be concluded that the test had insufficient data. Therefore the measurements were continued for a longer period, totaling 200 hours in all.

However, automated analysis has been shown to be capable of matching reliably even in transition data, and Figure 1 shows a good match to the data plotted as a full line overlaying the data (which are plotted as crosses). Table 2 lists the results inferred by the software for this match, and the confidence intervals that are to be placed on the estimates. Experience has shown us that confidence intervals of less than 10% of the estimated values represent an acceptable matched solution. Thus the estimates obtained from this first 15 hours of data are all within acceptable limits.

Table 2: Estimated Results for 15 hours of Data

Variable	Estimate	±	± %
Permeability (md)	198.6	3.76	1.89%
Skin	1.94	0.168	8.67%
Storage (RB/psi)	0.100	0.00021	0.21%
Initial Pressure (psia)	2062.9	0.059	0.00%

An absolutely definitive test of the validity of the solution can be obtained by comparing the result with the answers derived from the subsequent interpretation of the full 200 hours of data.

Analysis after 200 hours:

The remainder of the test data are illustrated in Figure 5.

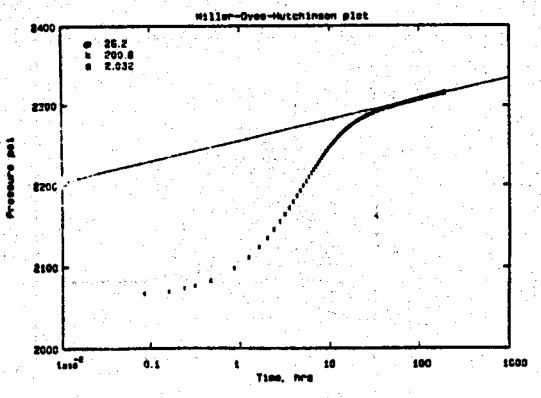


Figure 5: Semilog plot of 200-hour data (with correct straight line shown).

A good semilog straight line appears after about 60 hours. The steps of the interpretation using the automated well test analysis software are as follows:

1. Using a graphical plot of the data, a straight line is aligned through the apparent semilog straight line region of the data, as in Figure 5. The slope and position of this line allows the calculation of estimates for the permeability and the skin factor for the test.
2. Another straight line is aligned with the unit slope straight line on the log-log plot, as in Figure 2. The position of this line allows the calculation of an estimate for the wellbore storage coefficient.
3. Alternatively (or in addition), the data can be plotted over the appropriate type curve, such as the Gringarten et al [16] type curve shown in Figure 6 or the derivative type curve (Bourdet et al [17]) as in Figure 7. Moving the data with respect to the type curve allows for another calculation of the estimates for the reservoir parameters based on the pressure and time match points.
4. The computer program is then used to perform the automated match, using the estimated parameter values as starting guesses. The automated procedure calculates the best possible match to the chosen reservoir model (in a least squares sense) and estimates the approximate confidence intervals to be associated with the answers. The final match can be compared to the original data as in Figures 8, 9 and also in Figure 1.

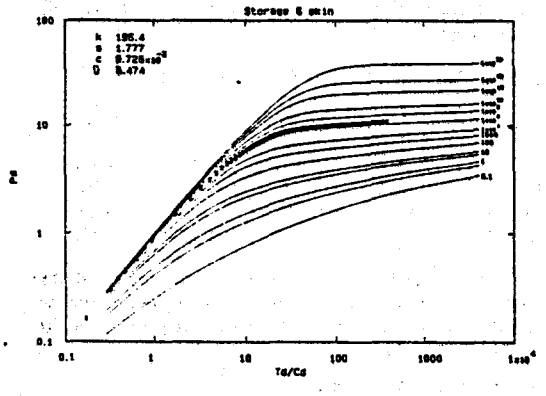


Figure 6: Type-curve match of 200-hour data.

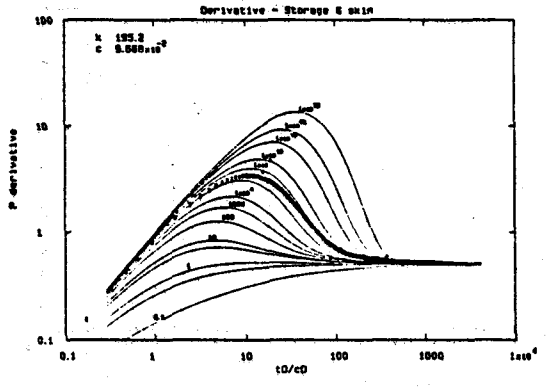


Figure 7: Derivative plot of 200-hour data.

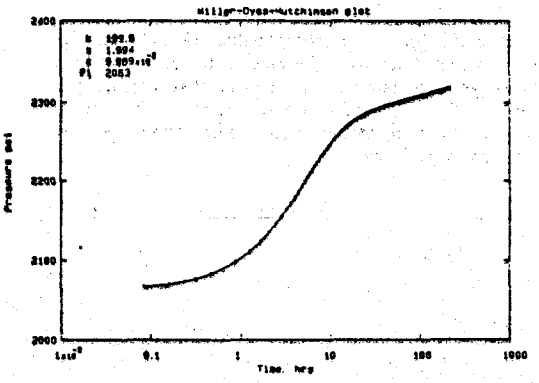


Figure 8: Best fit match to 200-hour data (semilog plot).

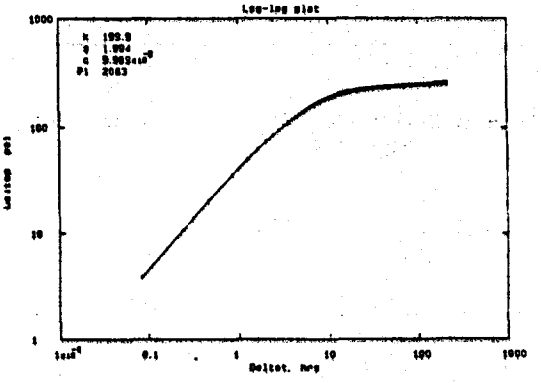


Figure 9: Best fit match to 200-hour data (log-log plot).

The results of the match to the full 200 hours of data are summarized in Table 3.

Table 3: Estimated Results for 200 hours of Data

Variable	Estimate	±	± %
Permeability (md)	199.9	0.140	0.07%
Skin	1.99	0.007	0.34%
Storage (RB/psi)	0.100	0.00005	0.05%
Initial Pressure (psia)	2062.9	0.033	0.00%

Comparison of the two solutions:

Comparison of Table 2 with Table 3 reveals that the automated procedure obtains the same answer using only the first 15 hours of the data, even though this data cannot be interpreted using traditional graphical methods. The shorter test time results in wider confidence intervals, but these are still within acceptable limits. This demonstrates that the computerized analysis procedure has been able to accurately interpret the test, using less than one tenth of the data collected. Figure 10 shows the position of the semilog straight line relative to the 15 hour test data; clearly it would be impossible to have inferred the position and slope of this line using traditional methods.

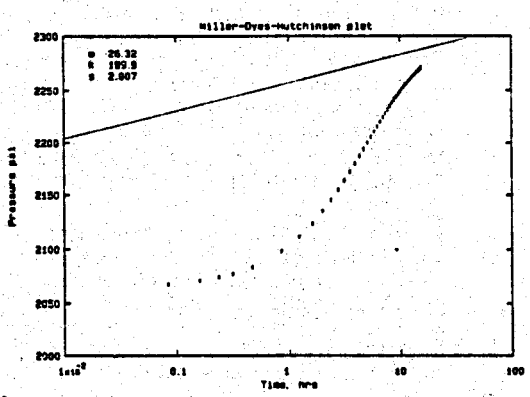


Figure 10: Semilog plot showing position of correct straight line in relation to 15-hour data.

4. APPLICATION TO MEXICAN GEOTHERMAL WELLS

During this study, several field examples from Mexican geothermal fields were analyzed by this technique.

Figure 11 shows an example of a test at Cerro Prieto M-113 that is missing the early time data, and only barely reaches the infinite acting region of the response (semi-log straight line region).

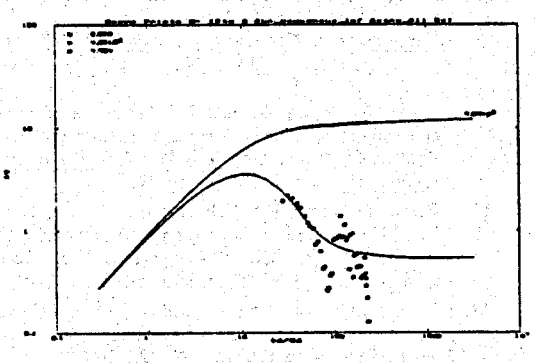


Figure 11: Well test data from Cerro Prieto M-113.

This data lies more or less entirely within the "transition" region between wellbore storage and infinite acting response regions, and is therefore particularly difficult to interpret by normal graphical methods. Table 4 shows the estimates of reservoir parameters obtained by automated analysis - even though acceptable estimates for the storage coefficient and skin factor cannot be obtained (since the early time data is all missing), it still possible to obtain the reservoir permeability within the criterion of acceptable confidence intervals. This is an example of the recovery of an interpretation from a set of welltest data that would be unlikely to be correctly analyzed by normal graphical "hand" methods.

Table 4: Estimated Results for Cerro Prieto M-113

Variable	Estimate	±	± %
Permeability (md)	2.82	0.24	8.63%
Skin	5.90	2.88	48.84%
Storage (RB/psi)	0.036	0.016	45.04%
Initial Pressure (psia)	2674.4	176.56	6.60%

In a second example, Figures 12 and 13 show two different interpretations for the same set of welltest data from well Los Azufres Az-17. (Details concerning the test are described in the Appendix). Figure 12 indicates a good match to the finite conductivity fracture type curve, and Figure 13 shows another good match (on a semilog plot) to a normal infinite acting reservoir response with the late time interception of a boundary effect at a an inferred boundary distance of 100 feet.

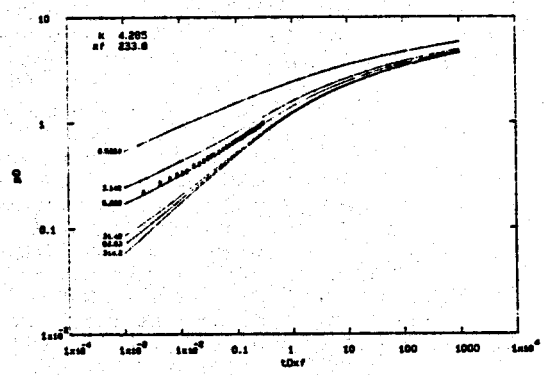


Figure 12: Well test data from Los Azufres Az-17.

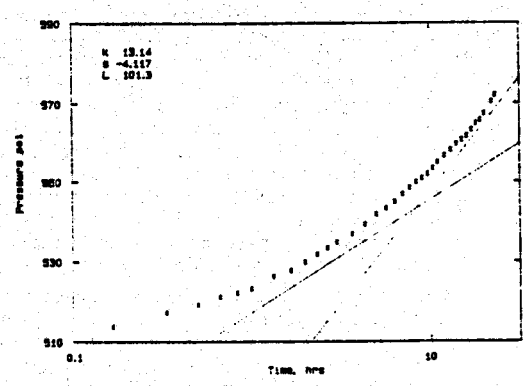


Figure 13: Well test data from Los Azufres Az-17.

Examination of the confidence intervals for the two cases (Table 5 and 6) reveals that the apparent "boundary"

Table 5: Estimated Results for Los Azufres Az-17 (model 1)

Variable	Estimate	±	± %
Permeability (md)	7.306	0.811	11.1%
Fracture length (ft)	108.70	14.30	13.16%
Fracture conductivity	18.11	4.64	25.61%

Table 6: Estimated Results for Los Azufres Az-17 (model 2)

Variable	Estimate	±	± %
Permeability (md)	12.99	2.48	19.11%
Skin	-4.10	0.12	2.90%
Storage (RB/psi)	0.00013	0.000005	3.79%
Boundary distance (ft)	101.25	0.47	0.46%

interpretation is the less reasonable. This is because the apparent "infinite acting" semilog straight line is in fact part of the early time data, and it is the *second* straight line that is correctly representative of the reservoir permeability. In the absence of a unit slope straight line to recognize the end of the early time data region, this would have been difficult to realize in a normal manual analysis.

This second example underlines one of the principle advantages of the automated technique. Confronted with two very reasonable looking graphical matches, there is no independent way to distinguish one interpretation from the other by eye. Examination of the confidence intervals immediately shows that there is a definite difference between them. It should be noted that the estimates of the permeability in the two cases differ by almost an order of magnitude.

It is worth noting here that the resolution of the ambiguity as to which model to choose really lies in consideration of the geological structure of the reservoir. For this part of the reservoir at Los Azufres, a fracture intersecting the well is a much more probable explanation than an impermeable boundary 100 feet away, as described in the Appendix. So in this case, a decision based on the consideration of the confidence intervals gives the same conclusion as consideration of the local reservoir geology.

5. CONCLUSIONS

The use of microcomputers in well test analysis has resulted in considerable improvements both in the acquisition and in the interpretation of data. These improvements can result in much less expensive tests, since the computer can perform data collection and test control much faster and with fewer people than manual recording. Measurements of multiple wells can be made as easily as measurements at a single well. In addition, the test can be analyzed by microcomputer, either at the site or at the home office if the data are telemetered from the measurements computer. Advances in interpretation made possible by the computerized automated analysis mean that the test need not be as long as is necessary for manual analysis.

Microcomputers can also greatly improve the analysis of tests that have already been performed under existing practise. The new capabilities of automated analysis make it possible to obtain a result from a test that was previously too short for analysis. The automated interpretation of such a test saves the execution of a new replacement test.

REFERENCES

1. Earlougher, R.C., Jr., "Advances in Well Test Analysis", SPE Monograph, Vol. 5, Chapter 12, 1977.
2. Padmanabhan, L., and P.T. Woo, "A New Approach to Parameter Estimation in Well Testing", Proceeding of the Fourth SPE Symposium on Reservoir Simulation, paper SPE 5741, Los Angeles, February 1976.
3. Tsang, C.F., McEdwards, D.G., Narasimhan, T.N. and Witherspoon, P.A., "Variable Flow Well Test Analysis by a Computer Assisted Matching Procedure, paper SPE 6547, 47th Annual California Regional Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME, held in Bakersfield, California, April 13-15, 1977.
4. Padmanabhan, L., "Welltest - A Program for Computer-Aided Analysis of Pressure Transients Data from Well Tests", paper SPE 8391, presented at the 54th Annual Fall Meeting of the Society of Petroleum Engineers of AIME, Las Vegas, Nevada, September 23-26, 1979.
5. McEdwards, D.G., "Multiwell Variable-Rate Well Test Analysis, SPEJ, 21 p. 444 - 446, (1981), SPE Transactions 271.
6. Rosa, A.J. and Horne, R.N., "Automated Type-Curve Matching in Well Test Analysis Using Laplace Space Determination of Parameter Gradients", paper SPE 12131, presented at the 58th Annual Technical Conference and Exhibition, Society of Petroleum Engineers of AIME, San Francisco, California, October 5-8, 1983.
7. Guillot, A.Y., and Horne, R.N.: "Using Simultaneous Downhole Flow Rate and Pressure Measurements to Improve Analysis of Well Tests," SPE Formation Evaluation, June 1986, 217-226.
8. Meunier, D., Kabir, C.S. and Wittman, M.J.: "Gas Well Test Analysis: Use of Normalized Pressures and Time Functions", paper SPE 13082, presented at the 1984 SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, TX, September 16-19, 1984.
9. Kucuk, F. and Ayestaran, L.: "Analysis of Simultaneously Measured Pressure and Sandface Flow Rate in Transient Well Testing", J. Pet. Tech. (February 1985), 322-330.
10. Barua, J., and Horne, R.N.: "Computerized Analysis of Thermal Recovery Well Test Data," SPE Formation Evaluation, December 1987, 560-566; Transactions, AIME, 290.
11. Horne, R.N., and Kuchuk, F.: "The Use of Simultaneous Spinner and Pressure Measurements to Replace Isochronal Gas Well Tests", SPE Formation Evaluation, (June 1988), p. 467-470
12. Barua, J., Horne, R.N., Greenstadt, J.L., and Lopez, L.: "Improved Estimation Algorithms for Automated Type Curve Analysis of Well Tests", SPE Formation Evaluation, March 1988, 186-196
13. Marquardt, D.W., "An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters", J. Soc. Indust. App. Math. (June 1963) 11, No. 2.
14. Greenstadt, J.L., "On the Relative Efficiencies of Gradient Methods", Mathematics of Computation, 21, p. 360-367, 1967.
15. Bard, Y., Nonlinear Parameter Estimation, Academic Press, Inc. Ltd., New York, 1974.
16. Gringarten, A.C., Bourdet, D.P., Landel, P.A. and Kniazeff, V.J., "A Comparison Between Different Skin and Wellbore Storage Type-Curves for Early-Time Transient Analysis", paper SPE 8205, presented at the SPE-AIME 54th Annual Technical Conference and Exhibition, Las Vegas, Nevada, September, 23-26, 1979.
17. Bourdet, D., Whittle, T.M., Douglas, A.A., and Pirard: "A New Set of Type Curves Simplifies Well Test Analysis", World Oil, May 1983
18. Venegas, S. S., and Huitron, R. : " Propuesta de Pozos para el Desarrollo de la Zona Norte de Los Azufres, Mich. ", Comunicacion 9/88, CFE Internal Report, 1988.

Appendix - Los Azufres Az-17 Test

Well Az-17 is located in the south zone of the Los Azufres Geothermal Field, Michoacan, Mexico (Figure 14) and was completed in February 1980 at a depth of 627 m. The circulation losses during the drilling process were registered between 613 and 627 m depth, at which depth it is presumed that the well intersected the Puentecillas Fault. Another important geological structure nearby the well is the Agua Ceniza Fault, located at the surface at a distance 140 m east. These geological structures have slopes with respect to surface of 82 and 84 degrees (Venegas et al.[18]), respectively. The well was completed with a casing pipe of 0.2245 m in diameter from 0 to 560 m depth, and with a liner of 0.1778 m in diameter from 450 to 622 m depth. The slotted part of the liner goes from 561 to 622 m depth.In December 1980 the well produced a maximum steam flow rate kg/s. At that time, the produced steam had a little humidity, however it was gradually coming into the superheated region. Up to date, the mean specific enthalpy of the produced fluid is around 2800 kJ/kg at any wellhead pressure. Based on the characteristics of this well, it was connected to a 5 MW turbogenerator unit in the second semester of 1982. Some scaling problems were detected in the turbine during the initial period of generation, however those were corrected.

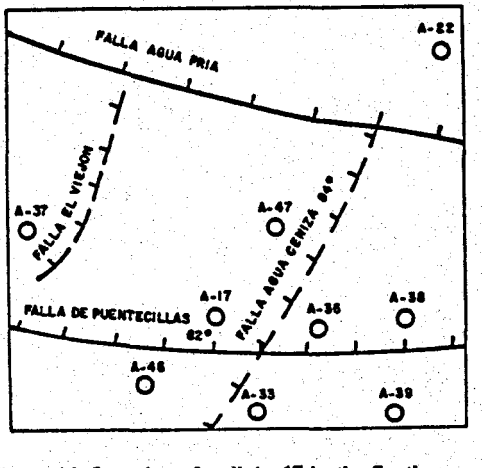


Figure 14: Location of well Az-17 in the Southern zone at Los Azufres.

On February 22, 1987 well Az-17 was taken out of the generation system in order to give maintenance to the turbogenerator Unit Number 2 which was supported by this well almost without interruption since the second semester of 1982. In March of the same year, two tests were realized on this well: a production test to obtain the production output curve; and a pressure buildup test to determine the formation parameters. The production output curve was obtained by installing orifice plates of different diameters between the lateral wellhead valve and the pipe which carries the fluid to the fixed, two-tower silencer. The data from this test is summarized in Table 7.

A little before the buildup test had started, simultaneous pressure and temperature Kuster logs were run to know the thermodynamic states of the fluid throughout the well. This information was also used to test the superheated steam well simulator developed by Upton in 1985. Depths, pressures and temperatures are reported in Table 8.

Table 7: Production test data

Date (D-M-Y)	WHP (MPa)	Orifice (m)	Steam (kg/s)	Gas (kg/s)
03-03-87	0.57	0.2032	20.39	0.87
05-03-87	0.67	0.1651	19.44	0.65
07-03-87	0.97	0.1397	19.14	0.66
09-03-87	1.33	0.1143	18.19	0.68
11-03-87	1.86	0.0889	16.33	0.70
17-03-87	3.18	0.0508	9.81	0.46

Table 8: Flowing temperature and pressure

Depth (m)	Measured Pressure (MPa)	Calculated Pressure (MPa)	Measured Temperature (°C)	Calculated Temperature (°C)
0	3.183	3.183	244.32	243.84
100	3.220	3.211	244.86	244.70
200	3.246	3.239	245.50	245.55
300	3.274	3.267	245.86	246.40
400	3.304	3.295	246.23	247.25
500	3.362	3.356	247.14	248.65
525	3.386	3.378	247.50	249.13
550	3.406	3.400	247.78	249.59
575	3.449	3.423	248.24	250.06
600	3.453	3.445	248.43	250.52
619	3.460	3.462	248.62	250.89

The pressure buildup test was carried out after that producing at a constant steam flow rate of 9.81 kg/s during 144 h. This condition was achieved by using an orifice plate of 0.0508 m. The recuperation period used was 23 h and the pressure Kuster element was located at 610 m depth. The data from this test is summarized in Table 9.

Table 9: Pressure buildup test data

Producing time = 144 hr Mass flow rate = 9.81 kg/s Depth of Kuster element = 610 m Hole diameter at 620 m = 0.2159 m			
Time (s)	Pressure (MPa)	Time (s)	Pressure (MPa)
0	3.389	27600	3.733
600	3.500	30000	3.743
1200	3.524	32400	3.750
1800	3.538	34800	3.756
2400	3.550	37200	3.766
3000	3.557	39600	3.776
3600	3.564	43200	3.787
4800	3.585	46800	3.797
6000	3.595	50400	3.806
7200	3.608	54000	3.813
8400	3.621	57600	3.820
9600	3.632	61200	3.830
10800	3.642	64800	3.841
13200	3.655	68400	3.847
15600	3.672	72000	3.857
18000	3.689	75600	3.867
20400	3.699	79200	3.877
22800	3.709	82800	3.888
25200	3.722		

Based on the results shown in this work, the following practical conclusions about this well were reached:

1. The reported stabilized temperature during the last period of the drilling process was 264 °C, while in this work the stagnation temperature was calculated to be 263 °C. The average reservoir pressure is of the order of 4.7 [MPa] as was given by the stagnation analysis.
2. According with geological-structural studies carried out in this part of the field, it was determined that the Puentecillas Fault and the Agua Ceniza Fault have slopes with respect to surface of 82° and 84°, respectively. The distances on surface from well A-17 to these faults are around 66 and 140 m, respectively. Therefore, the distance from well A-17 to Agua Ceniza Fault at a depth of 620 m is around 53 m. This fact shows the feasibility that the Puentecillas Fault acts as a Finite Conductivity Vertical Fracture with a fracture half-length x_f of the same order of magnitude as that one shown above, and therefore, the Agua Ceniza Fault behaves as one of the two characteristic impermeable boundaries of this type of systems. Considering a rock matrix porosity of 5% and the estimated fracture half-length value, the permeability of the media is around 9.6 md, the reservoir thickness is around 1265 m, and the dimensionless fracture conductivity is around 20.
3. It is considered for future test in this well to have longer (30% of the actual) in the recovery period to determine in a much better way the parameters of the formation.
4. It is recommended as a final part of this work to interpret pressure transient test with all the available information and tools, i.e: production, geochemical, and geological data, among others.

ANALISIS DE PRUEBAS EN POZOS: "INTERPRETACION DE UNA PRUEBA DE INCREMENTO DE PRESION EFECTUADA EN EL POZO A-17 DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH., MEXICO".

Pedro S. Upton* y Roland N. Horne**

* Comisión Federal de Electricidad
** Stanford University

RESUMEN

Se presenta la interpretación tanto de una prueba de presión como de una prueba de producción, ambas llevadas a cabo en el pozo A-17 del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich., México.

Dos diferentes técnicas se aplican en la interpretación de la prueba transitoria de presión, para determinar los parámetros de la formación, éstas son: técnica convencional y técnica computarizada.

El análisis convencional del transitorio de presión, muestra que la Falla de Puentecillas que es la fuente de alimentación del pozo A-17 se comporta como una Fractura Vertical de Conductividad Finita, teniendo a la Falla de Agua Ceniza como una de las dos fronteras impermeables características de este tipo de sistemas. La conductividad adimensional de la fractura ($k_fD \cdot w_fD$) se encuentra entre los valores de 2π y 5π. La conductividad de la matriz rocosa (kh) y la presión media del yacimiento en la vecindad del pozo se estimaron en 1.2125 E-12 [m^3] y 4.35 [MPa], respectivamente.

El análisis computacional usando el modelo de Fractura Vertical de Conductividad Infinita, aún cuando proporciona parámetros del mismo orden de magnitud, presenta problemas de no-unicidad. Este hecho obliga a que únicamente personal especializado se encargue de esta clase de análisis.

Utilizando los datos de la prueba de producción y un simulador de pozos se llega a determinar que los parámetros termodinámicos de estancamiento del fluido en la vecindad del pozo son como sigue: presión de estancamiento (Ps)= 4.66 [MPa]; y temperatura de estancamiento (Ts)= 536.2 [°K].

INTRODUCCION

Este trabajo tiene su origen en el convenio CFE-DOE que considera como parte distintiva entre otras, la interpretación de pruebas transitorias de presión, llevadas a cabo en pozos geotérmicos mexicanos.

Esta tarea conjunta se propuso para validar el empleo de técnicas computacionales en la interpretación de pruebas transitorias de presión. La validación de este tipo de técnica se basaría en resultados obtenidos a partir del análisis convencional.

De manera específica, el DOE sugirió el uso del programa computarizado denominado WELLTEST para analizar los transitorios de presión. WELLTEST fue desarrollado en la Universidad de Stanford e incluye 4 modelos de flujo, éstos son:

1. Modelo Radial Infinito, para pruebas de corta duración.
2. Modelo Radial Infinito, para pruebas de larga duración.
3. Modelo Radial con Fronteras, para pruebas de corta duración.
4. Modelo de Fractura Vertical de Conductividad Infinita, para pruebas de corta duración.

Debido a insuficiente equipo computacional por parte de CFE, el estudio solamente comprende una prueba de incremento de presión efectuada en el pozo A-17 del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich., México.

ANTECEDENTES DEL POZO A-17

El pozo A-17 se localiza (Fig. 1) en la Zona Sur del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich., México, y fue terminado en febrero de 1980 a una profundidad de 627m. Las pérdidas de circulación durante el proceso de perforación se registraron entre los 613 y 627m, profundidad a la cual se presume la intersección con la Falla de Puentecillas. Otra importante estructura geológica próxima a este pozo es la Falla de Agua Ceniza, localizada en superficie a 140m E . Estas estructuras geológicas tienen inclinaciones con respecto a la superficie de 82 y 84°, respectivamente.

La temperatura estabilizada de la formación se estimó en 264 °C, durante la última etapa de la perforación.

Este pozo se terminó con tubería de revestimiento de 0.2245m de diámetro de 0 a 560m, y con liner de 0.1778m de diámetro de 450 a 622m . El liner ranurado va de

561 a 622m de profundidad.

En diciembre de 1980, el pozo producía un gasto máximo de vapor de 22 kg/s. En esa fecha, el vapor producido tenía poca humedad, sin embargo, gradualmente entró a la región de sobrecalentamiento. A la fecha, la entalpia especifica media del fluido producido es del orden de los 2800 kJ/kg, a cualquier presión de cabezal.

Considerando sus características de producción, este pozo fue conectado a una unidad turbo-generadora con capacidad nominal de 5 MW, desde el segundo semestre de 1982. Algunos problemas de incrustación se detectaron en la turbina durante el periódo inicial de óperación, sin embargo estos fueron corregidos. Actualmente, la unidad turbo-generadora opera normalmente.

ANTECEDENTES DE LAS PRUEBAS

El 22 de febrero de 1987, el pozo A-17 fue sacado del sistema de generación para darle mantenimiento a la Unidad Turbo-Generadora Número 2, la cual es sustentada por este pozo desde el segundo semestre de 1982.

En marzo del mismo año, dos pruebas fueron llevadas a cabo en este pozo, a saber: una prueba de producción para obtener su curva característica; y una prueba de incremento de presión para determinar los parámetros de la formación.

La curva característica de producción fue definida al instalar placas de orificio de diferentes diámetros entre la válvula lateral del cabezal y la tubería que conduce el fluido hasta un silenciador fijo de dos chimeneas. La información de esta prueba incluyendo gases es dada en la Tabla No. 1.

Un poco antes que la prueba de incremento fuera iniciada, se corrieron registros Kuster simultáneos de presión y temperatura, para conocer los estados termodinamicos del fluido a lo largo del pozo. Esta información se utilizó para determinar el grado de presición con que funciona el simulador de pozos productores de vapor sobrecalentado desarrollado por S. Upton (1985). Profundidades, presiones y temperaturas registradas son reportadas en la Tabla No.2.

La prueba de incremento de presión se llevó a cabo después de que el pozo se encontrara produciendo un gasto de 9.81 kg/s durante un periodo de 144 h. Esta condición fue lograda utilizando una placa de orificio con diámetro de 0.0508m. El tiempo de recuperación empleado fue de 23 h y el elemento Kuster de presión se localizó a 610m de profundidad. Toda la información de esta prueba se muestra en la Tabla No.3.

CRITERIOS USADOS EN LA INTERPRETACION

Diferentes disciplinas utilizadas en geotermia fueron empleadas en la interpretación total de las pruebas en esta parte del trabajo, sólamente se presentan dos criterios, éstos son: uno desde el punto de vista de Ingeniería de Yacimientos; y el otro, desde el punto de vista de la Ingeniería de Producción.

Ingeniería de Yacimientos. Dos diferentes técnicas de análisis fueron aplicadas para determinar los parámetros del yacimiento, tales como presión media y conductividad de la formación, entre otras. Estas técnicas son: técnica convencional y técnica computacional.

El análisis convencional cubre dos principales tópicos, es decir: determinación de la geometría de flujo así como la determinación de parámetros de la formación (estos últimos sólamente se obtienen en casos especiales); y el uso de curvas tipo.

En esta prueba transitoria de presión diferentes gráficos especializados se desarrollaron para las siguientes geometías de flujo: radial, lineal, esférica, y bilineal. Lo anterior se realizó con el objeto de definir correctamente la geometría de flujo encontrada durante el periodo de recuperación de la prueba. Los gráficos especializados en cuestión son los siguientes:

P^2_{ws} vs {
$[\delta t/(t_p+\delta t)]$;
$[(\delta t)^{-1/2}-(t_p+\delta t)^{-1/2}]$;
$[(t_p+\delta t)^{1/2}-(\delta t)^{1/2}]$;
$[(t_p+\delta t)^{1/4}-(\delta t)^{1/4}]$ }

$d(P^2_{ws})/d(\delta t)$ vs {
$[t_p/(\delta t(t_p+\delta t))]$;
$[(\delta t)^{-3/2}-(t_p+\delta t)^{-3/2}]$;
$[(\delta t)^{-1/2}-(t_p+\delta t)^{-1/2}]$;
$[(\delta t)^{-3/4}-(t_p+\delta t)^{-3/4}]$ }

$\log[d(\delta P^2_{ws})/d(\delta t)]$ vs log {
$[t_p/(\delta t(t_p+\delta t))]$;
$[(\delta t)^{-3/2}-(t_p+\delta t)^{-3/2}]$;
$[(\delta t)^{-1/2}-(t_p+\delta t)^{-1/2}]$;
$[(\delta t)^{-3/4}-(t_p+\delta t)^{-3/4}]$ }

$\log[d(\delta P^2_{ws})/d(\mathrm{Ln}(\delta t))]$ vs log {
$[t_p/(t_p+\delta t)]$;
$[(\delta t)^{-1/2}-\delta t(t_p+\delta t)^{-3/2}]$;
$[(\delta t)^{1/2}-\delta t(t_p+\delta t)^{-1/2}]$;
$[(\delta t)^{1/4}-\delta t(t_p+\delta t)^{-3/4}]$ }

Durante el estudio de interpretación, suficientes curvas tipo fueron usadas, algunas de ellas son:

Fractura Vertical de Conductividad Infinita

Fractura Vertical con Flujo Uniforme

Fractura Vertical en un Yacimiento Rectangular Cerrado

Fractura Vertical de Conductividad Finita

La técnica computacional empleada en este trabajo contempló el uso del programa WELLTEST desarrollado en la Universidad de Stanford. Este programa incluye 4 diferentes modelos de flujo, éstos son:

1. Modelo Radial Infinito, para pruebas de corta duración.
2. Modelo Radial con Fronteras, para pruebas de corta duración.
3. Modelo Radial Infinito, para pruebas de larga duración.
4. Modelo de Fractura Vertical de Conductividad Infinita, para pruebas de corta duración.

Ingeniería de Producción. El principio de parámetros de estancamiento a condiciones de yacimiento fue aplicado para determinar los valores medios tanto de presión como de temperatura en la vecindad del pozo. Estos parámetros fueron obtenidos haciendo uso tanto del simulador de pozos productores de vapor sobrecalentado desarrollado por S. Upton (1985) como de la información resultante de la prueba de producción. La profundidad de referencia empleada en el análisis fue de 620m . Aunque en la prueba transitoria de presión el elemento Kuster se localizó a 610m de profundidad, no hubo necesidad de hacer alguna corrección, ya que los parámetros termodinámicos del fluido a ambas profundidades son prácticamente los mismos.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos pueden ordenarse como sigue:

Ingeniería de Yacimientos. Técnica Convencional

Geometría de Flujo. Tomando en cuenta lo reportado por Cinco-Ley (1984), es posible distinguir en los gráficos especializados al menos tres diferentes tipos de flujo, a saber: un flujo bilineal en la parte inicial de la prueba; un flujo en transición (intermedio); y finalmente un flujo pseudolineal que comprende hasta la culminación de la prueba.

Curvas Tipo. Buen ajuste (Fig.2) de los datos se encontró al utilizar la curva tipo desarrollada por Wong (1984), que considera una Fractura Vertical con Conductividad Finita. Los parámetros de formación calculados al usar los resultados otenidos en el análisis de estancamiento, son los siguientes:

$$kh = 1.2125\ E\text{-}12\ [m^3]$$
$$k_{fD} \cdot w_{fD} = (k_f \cdot w)/(k \cdot x_f) = 2\pi \text{ a } 5\pi$$

Ingeniería de Yacimientos. Técnica Computacional

El mejor ajuste de los datos del transitorio de presión obtenido al utilizar el programa WELLTEST se encontró empleándose el modelo de Fractura Vertical de Conductividad Infinita. Los valores de los parámetros obtenidos son:

$$kh = 1.3165\ E\text{-}12\ [m^3]$$
$$x_f (619\ m) = 84.95\ [m]$$
$$P_i = 4.43\ [MPa]$$

Ingeniería de Producción. Parámetros de estancamiento

Utilizando el principio de estancamiento a condiciones de yacimiento, se calcularon los siguientes parámetros:

$$P_s = 4.66\ [MPa]$$
$$T_s = 536.2\ [°K]$$
$$v_s = 4.3189\ E\text{-}02\ [m^3/kg]$$
$$\mu_s = 1.8069\ E\text{-}05\ [Pa\text{-}s]$$
$$C_s = 0.2495\ [MPa^{-1}]$$

CONCLUSIONES

1. La temperatura estabilizada reportada durante el último periodo de perforación del pozo A-17 fue de 537.15 [°K], mientras que en el análisis de parámetros de estancamiento realizado en este trabajo se calcula una temperatura de 536.15 [°K], por lo tanto las temperaturas son bastarte similares. Por otro lado, la presión media del yacimiento es del orden de los 4.7 [MPa], como se obtuvo del mismo análisis de estancamiento.

2. De acuerdo a los estudios Geologico-Estructurales realizados en esta parte del campo, se determinó que la Falla de Puentecillas y la Falla de Agua Ceniza tienen inclinaciones con respecto a la superficie de 82 y 84°, respectivamente. Las distancias en superficie del pozo A-17 a estas fallas son de 66 y 140 m, respectivamente, por lo tanto, la distancia del pozo a la Falla de Agua Ceniza a una profundidad de 620m es de 53m . Este hecho muestra la posibilidad de que la Falla de

Puentecillas actúe como una Fractura Vertical de Conductividad Finita con una longitud media de fractura del mismo orden que la arriba calculada. de esta manera, la Falla de Agua Ceniza se comporta como una de las dos fronteras impermeables características de estos tipos de sistemas. Asumiendo válida la tésis anterior y considerando una porosidad de la matriz rocosa del 5%, la permeabilidad del medio es de 9.6 E-16 [m^2]; el espesor del yacimiento es de 1265m ; y la conductividad de la fractura esta entre 3.2 E-13 y 8.0 E-13 [m^3].

3. Los resultados obtenidos al emplear el modelo de Fractura Vertical de Conductividad Infinita incluido en el programa WELLTEST, proporciona parámetros básicos similares que aquellos encontrados en el modelo de Conductividad Finita, sin embargo, si los datos del transitorio de presión son superpuestos en la curva tipo del modelo de Conductividad Infinita, se puede observar que la forma de las dos curvas son bastante diferentes (las concavidades son opuestas), y no es posible encontrar un buen ajuste a lo largo de la curva tipo. Esto implica que la elección del modelo no fue la correcta y que se debe tener suficiente precaución para no cometer un error como el que implicitamente se expone.

4. Se considera conveniente para futuras pruebas transitorias de presión en este pozo, el empleo de tiempos más grandes (al menos 30% del actual) en el periodo de recuperación, de tal suerte que se puedan definir de mejor manera los parámetros de la formación.

5. Se recomienda como parte final de este reporte la utilización de la información disponible de las diferentes áreas comprendidas en geotermia para la interpretación de este tipo de pruebas.

RECONOCIMIENTOS

Los autores agradecen las facilidades proporcionadas por las autoridades de la Comisión Federal de Electricidad de México, y del Departamento de Energía de los Estados Unidos de Norteamérica, para la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

Gringarten, A.C., Ramey, H.J., Jr., and Raghavan, R. : " Unsteady-State Pressure Distribution Created by a Well with a Single Infinite-Conductivity Vertical Fracture ", Paper SPE 4051, presented at SPE-AIME 47 th Annual Fall Meeting, San Antonio, Tex., Oct. 8-11, 1972.

Cinco-L., H., and Samaniego-V., F. : " Application of the Pseudolinear Flow Model to the Pressure Transient Analysis of Fractured Wells ", Paper SPE 13059, presented at the 59 th Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, September 16-19, 1984.

Rodriguez, F., Horne, R.N., and Cinco-L., H. : " Pressure Transient Behaviour of a Finite-Conductivity Fracture ", Paper SPE 13057, presented at the 59 th Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, September 16-19, 1984.

S.-Upton, P. : " A Superheated Steam Producing Well Simulator ", Non Edited, 1985.

Wong, D.W., Mothersele, C.D., Harrington, A.G., and Cinco-L., H. : " Pressure Transient Analysis of Finite Linear Reservoirs Using Derivative and Conventional Technics : Field Examples ", Paper SPE 15421, presented at the 61 th Annual Fall Technical Conference and Exhibition, New Orleans, October 5-8, 1986.

Wong, D.W., Harrington, A.G., and Cinco-L., H. : " Application of the Pressure Derivative Function in the Pressure Transient Testing of Fractured Wells ", Paper SPE 13056, presented at the 59 th Annual Fall Technical Conference and Exhibition, Houston, September 16-19, 1984.

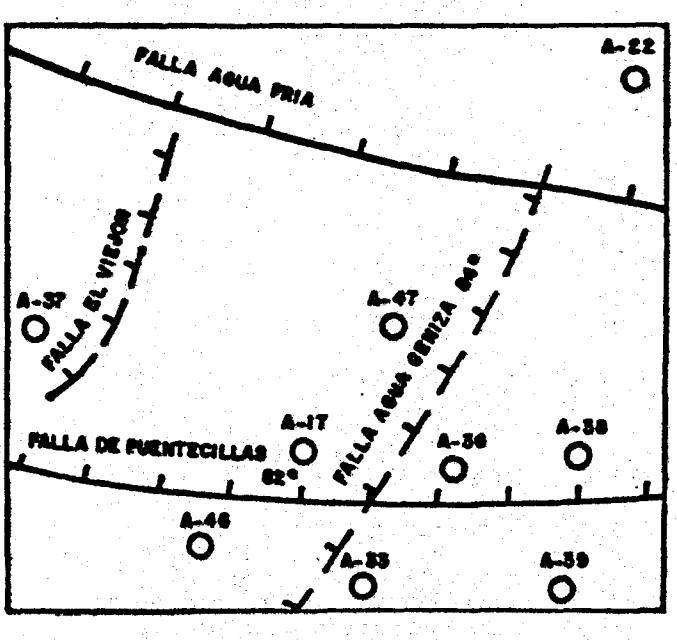


FIG. 1 LOCALIZACION DEL POZO A-17

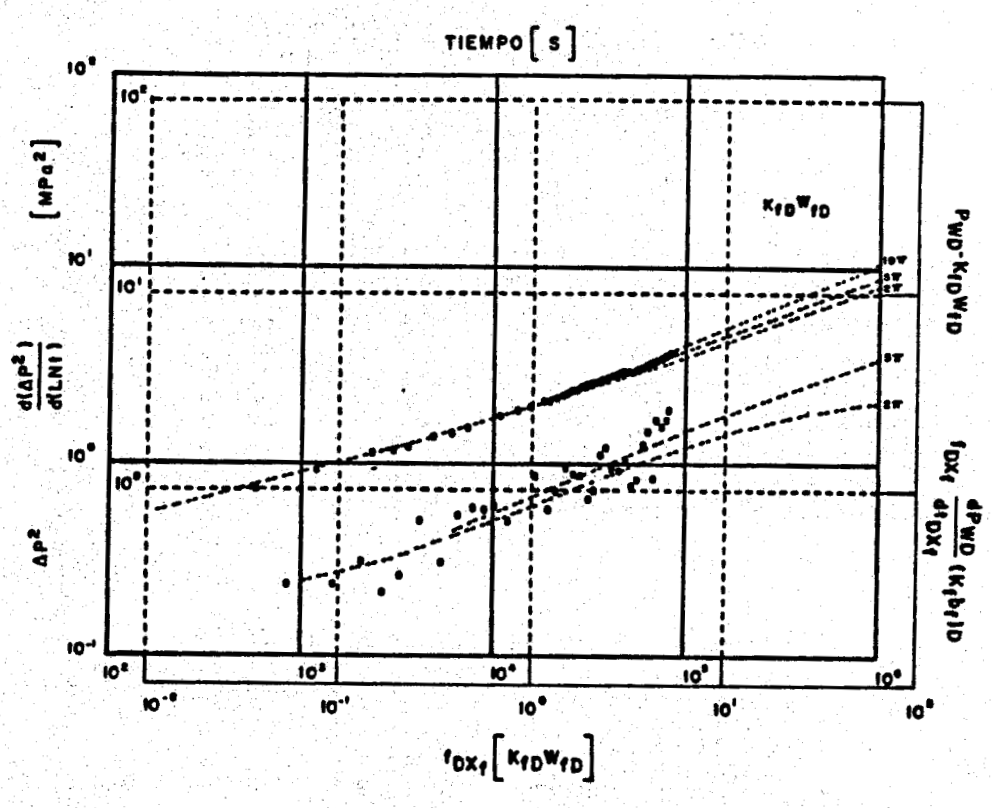


FIG. 2 SUPERPOSICION DE LOS DATOS DE LA PRUEBA SOBRE LA CURVA TIPO

TABLA 1. DATOS DE LA PRUEBA DE PRODUCCION

FECHA [D-M-A]	Pcab. [MPa]	ORIFIC. [m]	VAPOR [kg/s]	GAS [kg/s]	ENTALPIA [kJ/kg]
03-03-87	0.57	0.2032	20.39	0.87	2767.40
05-03-87	0.67	0.1651	19.44	0.65	2778.50
07-03-87	0.97	0.1397	19.14	0.66	2793.70
09-03-87	1.33	0.1143	18.19	0.68	2809.70
11-03-87	1.86	0.0889	16.33	0.70	2818.93
17-03-87	3.18	0.0508	9.81	0.46	2828.16

TABLA 2. REGISTROS DE PRESION Y TEMPERATURA
POZO FLUYENDO POR ORIFICIO DE 0.0508m

PROF. [m]	PRESION MEDIDA [MPa]	PRESION CALCULADA [MPa]	TEMPERATURA MEDIDA [°C]	TEMPERATURA CALCULADA [°C]
0	3.183	3.183	244.32	243.84
100	3.220	3.211	244.86	244.70
200	3.246	3.239	245.50	245.55
300	3.274	3.267	245.86	246.40
400	3.304	3.295	246.23	247.25
500	3.362	3.356	247.14	248.65
525	3.386	3.378	247.50	249.13
550	3.406	3.400	247.78	249.59
575	3.449	3.423	248.24	250.06
600	3.453	3.445	248.43	250.52
619	3.460	3.462	248.62	250.89

TABLA 3. DATOS DEL TRANSITORIO DE PRESION

t_p = 144 [h]
m = 9.81 [kg/s]
LOCALIZACION DEL ELEMENTO KUSTER = 610 [m]
DIAMETRO DEL AGUJERO A 620 m DE PROFUNDIDAD = 0.2159 [m]

TIEMPO [s]	PRESION [MPa]	TIEMPO [s]	PRESION [MPa]
0	3.389	27600	3.733
600	3.500	30000	3.743
1200	3.524	32400	3.750
1800	3.538	34800	3.756
2400	3.550	37200	3.766
3000	3.557	39600	3.776
3600	3.564	43200	3.787
4800	3.585	46800	3.797
6000	3.595	50400	3.806
7200	3.608	54000	3.813
8400	3.621	57600	3.820
9600	3.632	61200	3.830
10800	3.642	64800	3.841
13200	3.655	68400	3.847
15600	3.672	72000	3.857
18000	3.689	75600	3.867
20400	3.699	79200	3.877
22800	3.709	82800	3.888
25200	3.722		

ANALISIS DEL COMPORTAMIENTO DE POZOS ACOPLADOS A UNIDADES TURBO-GENERADORAS MOVILES DE 5 MW.

(STARTUP ANALYSIS OF WELLHEAD UNIT PRODUCTION WELLS)

Pedro S. Upton	Comisión Federal de Electricidad
Paul Kruger	Stanford University
Jaime Ortíz	Comisión Federal de Electricidad

RESUMEN

En la zona bifásica de Maritaro del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich., los pozos A-5 y A-13 han estado en producción contínua para abastecer de vapor a dos unidades turbo-generadoras móviles con capacidades nominales de 5MW, instaladas a boca de cada uno de estos pozos. Datos de producción y químicos durante los primeros cinco años de operación, fueron recopilados y analizados utilizando intervalos diferentes de tiempo. Los datos de producción a nivel de cabezal obtenidos semanalmente son condensados como promedios semestrales. Los datos químicos de las muestras de salmuera colectadas mensualmente y analizadas en el campo, son tratados como datos individuales y como promedios semestrales y anuales. Toda la información fue sometida a un proceso estadístico para detectar la extensión de los cambios en los siguientes característicos químicos del yacimiento: Na, K, Ca, SiO_2, y Cl. Los geotermómetros de Na-K-Ca y de SiO_2, fueron utilizados para: estimar la temperatura del yacimiento; calcular el volumen especifico del fluido a condiciones de yacimiento al pozo. Los resultados muestran el rango de los cambios físico-químicos debidos a la explotación primaria de un yacimiento geotérmico de gran potencial, con unidades turbo-generadoras móviles.

STARTUP ANALYSIS OF WELLHEAD UNIT PRODUCTION WELLS

Paul Kruger Stanford Univ SGP, Stanford, CA
Pedro Sanchez Gerencia, CFE, Morelia, Michoacan
Jaime Ortíz Los Azufres, CFE, Michoacan, Mexico

ABSTRACT

Wells Az-5 and Az-13 have been in constant production as steam supply for two 5-MW portable wellhead units in the two-phase Maritaro zone of the Los Azufres geothermal field. Production and chemical data for these two wells have been compiled over the initial five years of operation and analyzed at frequent intervals. Wellhead production data, obtained weekly, are summarized as semi-annual means. Aqueous chemical data for the brine samples collected about monthly and analyzed on-site, are summarized as individual data and as semi-annual and annual means. The data were evaluated statistically to detect the extent of observable changes in the Na, K, Ca, SiO_2, and Cl chemical attributes of the reservoir over the five-year production period. The Na-K-Ca and SiO_2 geothermometer data were used to estimate reservoir temperatures, calculate reservoir specific volumes, and model the flow of reservoir fluid to the wellbore over the initial five-year production period. The data show the extent of observable changes in the reservoir resulting from early operation of a small wellhead unit in a potentially large geothermal resource.

INTRODUCTION

Early installation of small generating units at potentially large geothermal resources provides an opportunity to observe the effects of sustained production on the reservoir. The concern for long-term electric power generation is not only the longevity of the steam supply, but also the potential for changes in thermodynamic properties of the resource that effect the conversion efficiency of future power plant units. Development of the Los Azufres geothermal field accelerated in August, 1982 with the initiation of electric power production at five 5-MW wellhead units. Two of the units were installed at the Tejamaniles zone of the field at wells producing essentially all-steam fluid, and three were installed at the Maritaro zone at wells producing two-phase fluid with steam fractions ranging from 40 to 60 percent.

A large body of information has been compiled on the Los Azufres field, including geologic, geophysical, and geochemical characteristics (e.g., Palma and Bigurra, 1986; Conteras, et al, 1988; Venegas and Huitron, 1988). Studies of the reservoir include the distribution of chemical and isotopic composition (e.g., Nieva, et al, 1983; Quijano, et al, 1987), the distribution of reservoir pressure as a function of depth (e.g., Iglesias, et al, 1983), and the operating characteristics of the five 5-MW portable units (e.g. Hiriart, 1983,1988).

Three reports have been prepared which describe the startup effects based on the production and chemical data compiled during the operation of the 5-MW portable units in the two zones of the field. The first of these (Kruger, et. al., 1985a) summarized the initial chemical and reservoir conditions during the first two-year period with data compiled as six-month average values for each of the unit wells. Reservoir and bottom-hole temperatures were estimated from the mean data. Large standard deviations of the values, even for the means, precluded extensive evaluation of changes in production characteristics. The second report (Kruger, et. al., 1985b) covered the first two and a half years of operation. A description was given of the quality analysis of the sampling and chemistry data to reduce uncertainty in the mean chemical concentration values. The initial thermodynamic characteristics of the reservoir were re-evaluated. The components of the chemical data included aqueous chemistry of the separator brine for the two-pnase wells, non-condensable gases, including radon, for all of the wells, and geothermometer reservoir temperatures from the aqueous chemistry data.

A more detailed evaluation of the startup response was given by Kruger, Ortiz, Miranda, and Gallardo (1987) for the initial four years of sustained production at the five wellhead units. Two additional wells had been connected to sustain productivity of the units and startup histories were initiated for these two wells. Greater detail was focused on the three units in the Maritaro zone, where aqueous chemistry data provided continuous history of the geothermometer reservoir temperature. The Student t-test was applied to

several components in the four-year data compilation and contrasting changes were noted for some of the reservoir characteristics among the wells supplying the three Maritaro units. An analysis was initiated on the basis of a just-penetrating well using the hemispherical model of Muskat (1937) under which the annual integrated flow at each well can be considered as flowing from a series of concentric hemispheric shells.

The report given here under the DOE-CFE Geothermal Agreement extends this startup analysis to the integrated five-year production and chemical data compiled at the two sustained production wells, Az-5 and Az-13. These data are evaluated for changes occurring during the first two years compared to the last two years, silica data are evaluated with respect to the fluid specific volume in the reservoir, and the production data are evaluated by the Muskat hemispherical flow model with respect to changes in geothermometer temperatures.

DATA COMPILATION

As part of routine reservoir management practices at the field, the Los Azufres staff measures on a weekly basis flowing pressure at the wellhead, steam flowrate at the separator steam line, and brine discharge flowrate at the weir following pressure reduction at the silencer. These data are reported on a monthly basis. Brine samples for aqueous chemical analysis are obtained at atmospheric pressure for two-phase wells at the weir generally on a monthly basis. Non-condensable gases are measured occasionally. The brine flowrate data at the weir are corrected to separator conditions for calculation of wellhead steam fraction and fluid enthalpy. The aqueous chemical data include chloride as the major anion, several minor element constituents, and the geothermometer components sodium, potassium, calcium, and silica.

Semi-annual averaged production and chemical data were reported by Kruger et al (1987) over the first four years of operation of the initial five 5-MW wellhead unit wells. In the course of field development, flow from well Az-16AD was added to the flow from well Az-6 in the Tejamaniles zone and flow from well Az-28 was added to flow from well Az-19 in the Maritaro zone. Well Az-19 has since been shut-in due to a precipitous decline in wellhead enthalpy apparently caused by cold water entry around the well casing.

For analysis of the observable effects during the first five years of reservoir drawdown, only wells Az-5 and Az-13 in the Maritaro zone have a continuous production and chemical database. Wells Az-6 and Az-17 in the Tejamaniles zone have continuous production data, but as essentially steam wells, they do not have aqueous chemical data for similar analysis. Therefore, an analysis of the two two-phase wells in the Maritaro zone are featured in this report.

Figure 1 shows the monthly wellhead fluid temperature and enthalpy data for the first 5-year period of operation at wells Az-5 and Az-13. Superimposed on the data are the trend lines calculated by the graphics program. Table 1 shows the production data for these wells averaged on a semester basis to reduce the scatter due to large uncertainties in the individual measurements. Table 2 shows the aqueous chemical for the two wells also averaged on a semester basis.

DATA EVALUATION

The mean semester production data given in Table 1 show marked differences between wells Az-5 and Az-13. It was possible to maintain a wellhead pressure of 2.5 MPa at Az-5 while flowing the separated steam to the turbine above the minimum rated turbine pressure, whereas the wellhead pressure at Az-13 was just sufficient. The flowrates of the two wells were initially the same, but the steam fraction for Az-5 increased from 53 percent to about 60 percent, whereas the steam fraction at Az-13 declined rapidly after the first four years from 50 percent to less than 40 percent. This decline is noted more acutely in the enthalpy history. Enthalpy for Az-5 increased moderately over the five year period, while for Az-13, the enthalpy remained constant over the first four years and dropped precipitously over the fifth year.

The brine chemistry for the two wells are also somewhat different. The 5-year mean chloride concentration of 3020 mg/kg for Az-5 is higher than the mean concentration of 2880 mg/kg for Az-13. Table 2 also shows an apparent difference in mean silica concentration, indicating a cooler near-wellbore temperature for Az-13 compared to Az-5. Table 3 shows the semester averaged geothermometer data obtained by the Na-K-Ca (Fournier and Truesdell, 1973) and the SiO2 (Fournier and Potter, 1979) geothermometer algorithms. The trends of these data are shown in Figure 2 and a summary of the linear regression analysis is given in Table 4. The results indicate a significant increase in fluid temperature with time as water further from the wellbore arrives. The reservoir and near-wellbore temperatures for Az-5 are both higher than for Az-13. It is noted in Table 4 that the regression coefficient for the two geothermometers as a function of time are not very significant, the one for SiO2 much less than for Na-K-Ca.

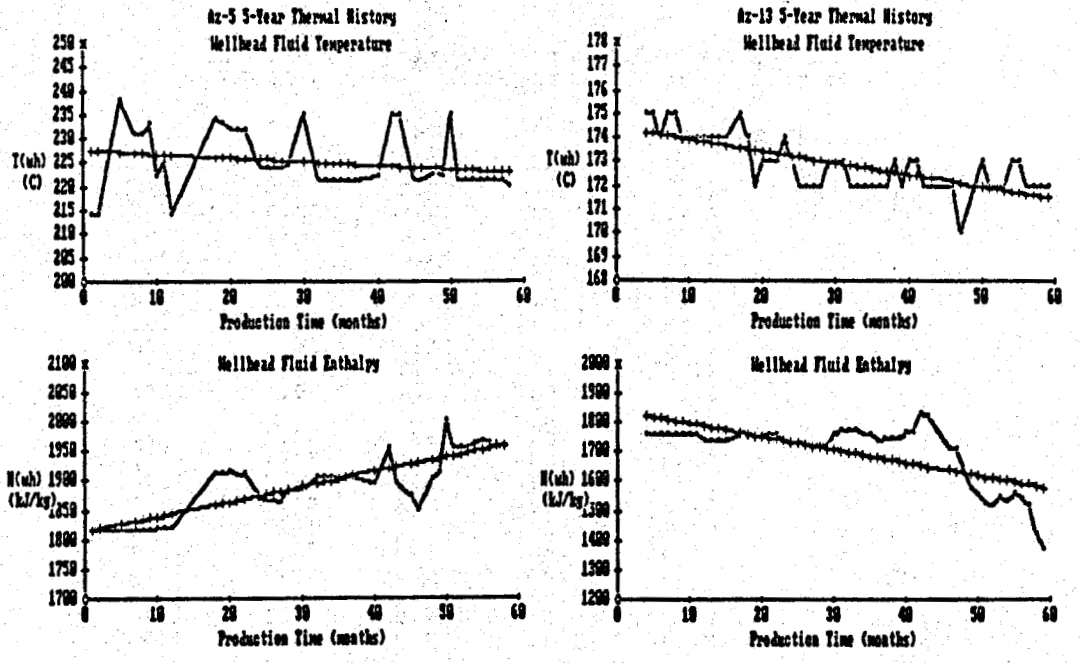


Figure 1. Monthly wellhead fluid temperature and enthalpy for the first five years at wells Az-5 and Az-13 with superimposed trend lines.

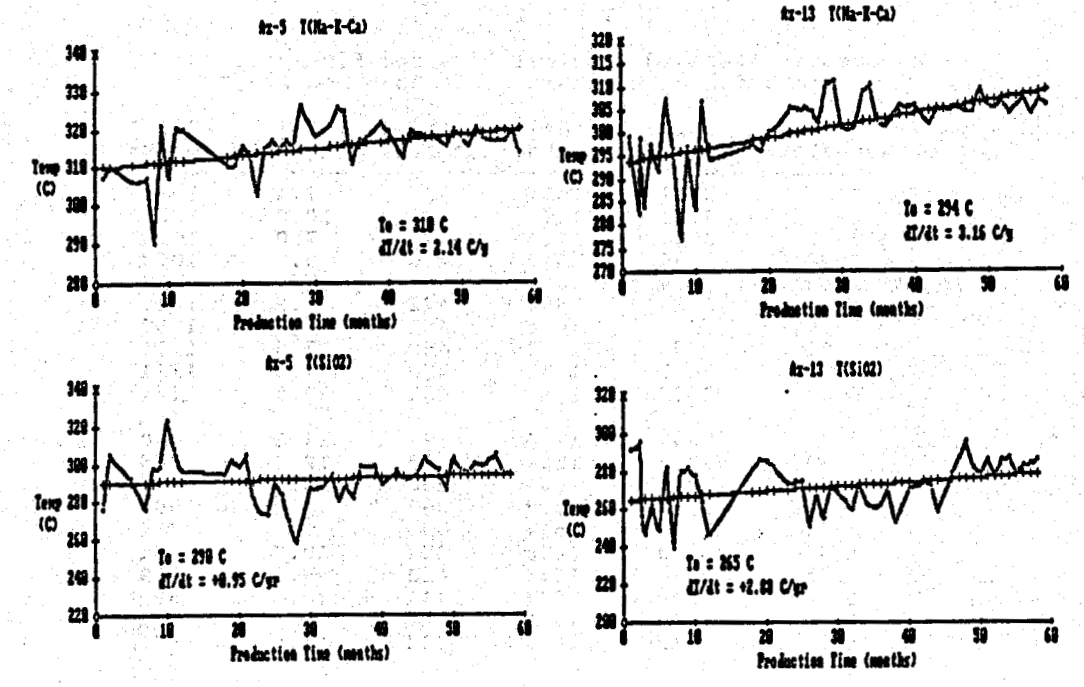


Figure 2. Monthly values for the Na-K-Ca and SiO_2 geothermometers at wells Az-5 and Az-13 with regression analysis of initial temperature and gradients with production time.

Table 1

Semester Averaged Production Data for Five Years of Operation at Maritaro Wells Az-5 and Az-13

Well No.	Semester	P(wh) (MPa)	P(sp) (MPa)	Q(wh) (kg/s)	X(v) (%)	H(wh) (kJ/kg)
Az5	2-82	2.46	0.88	31.5	53.0	1816
	1-83	2.71	0.92	31.6	52.9	1818
	2-83	2.07	0.94	29.8	55.1	1866
	1-84	2.93	0.91	28.0	57.5	1912
	2-84	2.50	0.98	32.5	55.1	1871
	1-85	2.49	1.01	32.4	56.5	1901
	2-85	2.36	1.02	32.0	56.5	1903
	1-86	2.66	0.95	31.7	56.4	1893
	2-86	2.50	0.95	30.3	58.9	1946
	1-87	2.35	0.98	30.4	59.5	1961
Az13	2-82	0.89	0.85	33.1	50.4	1760
	1-83	0.88	0.85	33.1	50.4	1759
	2-83	0.88	0.83	33.1	49.7	1744
	1-84	0.86	0.84	33.6	50.1	1752
	2-84	0.84	0.80	34.2	49.9	1726
	1-85	0.84	0.82	34.5	50.9	1766
	2-85	0.84	0.83	34.5	50.1	1751
	1-86	0.83	0.82	33.0	51.0	1768
	2-86	0.84	0.81	37.0	40.1	1544
	1-87	0.84	0.81	38.9	37.5	1490

Table 2

Semester Averaged Chemical Data for Five Years of Operation at Maritaro Wells Az-5 and Az-13

Well No.	Semester	[Cl] (mg/kg)	[Na] (mg/kg)	[K] (mg/kg)	[Ca] (mg/kg)	[SiO2] (mg/kg)
Az5	2-82	2857	1654	399	7.4	1064
	1-83	3081	1691	435	10.0	1168
	2-83	3058	1724	442	7.0	1099
	1-84	3039	1675	450	9.9	1079
	2-84	2924	1607	446	7.1	907
	1-85	3222	1680	472	7.5	1025
	2-85	2979	1678	461	6.8	1069
	1-86	3093	1723	468	7.5	1114
	2-86	3007	1648	456	7.3	1111
	1-87	3005	1613	451	7.8	1144
Az13	2-82	2951	1746	392	14.3	830
	1-83	2773	1507	355	12.0	865
	2-83	2895	1646	388	12.6	804
	1-84	2763	1578	397	9.0	963
	2-84	2725	1517	399	9.9	814
	1-85	2883	1498	392	10.9	804
	2-85	2866	1646	412	9.8	799
	1-86	2840	1634	411	10.0	892
	2-86	2966	1647	424	10.4	991
	1-87	3015	1625	428	11.6	985

Table 3

Semester Averaged Geothermometer Data
Los Azufres Maritaro Wells

Well No.	Period	No. Obs.	T(NaKCa) (C)	T(SiO_2) (C)	H(SiO_2) (kJ/kg)
	2-82	3	308±2	291±14	1293±72
Az-5	1-83	5	309±12	300±17	1344±97
	2-83	2	315±7	295±1	1311±6
	1-84	5	312±5	293±14	1300±69
	2-84	5	318±5	275±13	1214±63
	1-85	5	320±6	288±5	1274±26
	2-85	4	319±2	292±8	1295±39
	1-86	4	317±3	296±5	1318±25
	2-86	6	318±2	296±6	1316±29
	1-87	5	317±2	299±5	1332±24
Az-13	2-82	6	292±8	292±8	1172±105
	1-83	6	295±12	271±17	1191±83
	2-83	2	296±2	264±24	1158±120
	1-84	4	301±4	281±6	1244±30
	2-84	6	306±4	266±10	1166±49
	1-85	6	304±4	265±5	1162±25
	2-85	5	305±2	264±7	1159±36
	1-86	5	304±2	274±11	1207±52
	2-86	6	306±2	284±6	1257±33
	1-87	5	306±2	284±3	1255±15

Table 4

Los Azufres Maritaro Production Wells
Geothermometer Linear Regression Data

	Na-K-Ca			SiO_2		
Well No.	T(o) (C)	dT/dt (C/y)	r^2 (%)	T(o) (C)	dT/dt (C/y)	r^2 (%)
Az-5	310	+2.14	21.5	290	+0.95	1.3
Az-13	294	+3.16	39.6	265	+2.88	9.9

t-Test Analysis

To determine with greater precision the extent of change in the production and chemical measurements, the Student t-Test was used to evaluate the means at both ends of the five-year production period. Table 5 shows the t-statistic for the means of years 1 and 2 compared to years 4 and 5 for key wellhead, chemical, and geothermometer parameters. The a/2(to,v) value is for the two-sided level of confidence. The major changes indicated with high level of confidence by the t-Test are a 7 % decrease in wellhead enthalpy at well Az-13 and a 4 % increase in wellhead enthalpy at well Az-5 as well as the 10 degree change in Na-K-Ca reservoir temperature at well Az-5. The table also shows a constant chloride concentration at well Az-5 compared to a somewhat significant 3 % increase at well Az-13, the latter change occurring during a late period of decline in wellhead enthalpy. The two observations, if correct, imply a colder intruding water with a greater chloride concentration. The same t-Test observations hold for silica. However, the 6 degree increase in near-well bore temperature implies a hotter intruding water or a larger increase in reservoir fluid silica concentration. The silica concentration at Az-5 remained essentially constant during the same production time period while the wellhead enthalpy increased more than 4 percent.

Specific Volume Analysis

An additional use of the geothermometer data is the evaluation of the relationship between component concentrations observed in the wellhead brine to the specific volume occupied by the component in the reservoir. The concentration of a chemical component in wellhead geothermal fluid can be related to its concentration in the reservoir fluid by the ratio of specific volumes at the respective temperatures provided that the component is conserved between reservoir and wellhead. The concentration in the reservoir can also be related to the fluid specific volume if there is an equilibrium relationship between the component in the fluid phase and the reservoir rock. For example, Semprini and Kruger (1985) examined the relationship of radon partitioned between vapor and liquid pore phases as a linear function of specific volume of the two-phase fluid with the proportionality constant, k, given by

$$k = Em\ \rho r\ /\ \phi$$

where Em = emanation rate from the reservoir rock to the pore fluid
ρr = density of the rock
ϕ = porosity.

For a two-phase fluid, the specific volume is given by

$$V_f = X_l/\rho_l + X_v/\rho_v = (1-X_v)/\rho_l + X_v/\rho_v$$

The steam fractions are determined by the enthalpies at the reservoir temperature as

$$X_v = (H_f-H_l)/(H_v-H_l) \quad \text{and} \quad X_l = 1-X_v$$

where H_f, the enthalpy of the two-phase fluid in the reservoir is approximated by the enthalpy of the wellhead fluid assuming the wellbore system in isoenthalpic.

Table 5

t-Test Analysis of Bi-Annual Means

Well No.	Parameter	Units	Mean (yr 1+2)	Mean (yr 4+5)	Change (%)	t stat	a/2(t_o,v)
Az-5	T(wh)	°C	228±8	224±5	-1.8	1.66	0.95
	H(wh)	kJ/kg	1851±47	1931±40	4.3	-5.18	>0.99
	[Cl]	mg/kg	3019±172	3021±150	0.1	-0.03	<0.1
	T(NaKCa)	°C	311±8	318±2	2.3	-3.71	0.99
	T(SiO_2)	°C	295±14	296±6	0.3	-0.24	0.3
	H(SiO_2)	kJ/kg	1315±73	1317±30	0.2	-0.09	0.15
Az-13	T(wh)	°C	174±1	172±1	-1.1	7.42	>0.99
	H(wh)	kJ/kg	1753±10	1630±135	-7.0	3.96	0.99
	[Cl]	mg/kg	2844±168	2924±136	2.8	-1.65	0.95
	T(NaKCa)	°C	295±9	305±2	3.4	-5.13	>0.99
	T(SiO_2)	°C	271±17	277±11	2.2	-1.31	0.9
	H(SiO_2)	kJ/kg	1193±85	1222±53	2.4	-1.28	0.9

The expression for the specific volume is thus

$$V_f = (V_{fv}-V_{fl})[(H_f-H_l)/(H_v-H_l)] + V_{fl}$$

The relationship of the major aqueous components, Na for the cations, Cl for the anions, and SiO_2 to the reservoir specific volume were examined for the two production wells Az-5 and Az-13. Figures 3a,b, and c show the individual concentration data as a function of reservoir specific volume. The enthalpies for the liquid and vapor phases were taken at the silica geothermometer temperature as more representative of the ambient near-wellbore reservoir temperature. Figure 4 shows that the silica concentration does not correlate well with specific volume calculated with either the Na-K-Ca geotemperature or the wellhead fluid enthalpy. Figures 3a and b show that the sodium and chloride concentrations are essentially independent of the ambient thermodynamic conditions in the reservoir. Figure 5, however, shows that silica concentration for well Az-5 as an exponential relationship with specific volume, given by a regression equation of the form

$$[SiO_2] = [SiO_2]_o \exp(-kV_f)$$

where the coefficient k, has the dimensions of density. This coefficient can be considered as a distribution constant for the component between the rock and liquid phases in terms of $(kg/kg)_r/(kg/m^3)_l$. For the two wells, the results for the regression analysis are shown in Table 6.

An interesting observation for well Az-13 in Figure 6 is the apparent change in relationship for the more recent samples taken after the steep drop in observed wellhead fluid enthalpy. Figure 6a shows the five-year history with 51 samples compared to figure 6b which shows the four-year history with the first 40 samples. The

Table 6

Specific Volume Relationships
Exponential Regressions

		Well Number Az-5		Az-13	
Component	Geo Therm	k (kg/m^3)	r^2 (%)	k (kg/m^3)	r^2 (%)
SiO_2	SiO_2	-42.4	91.1	-29.6	90.1
	NaKCa	20.8	2.6	-20.6	7.6
Na	SiO_2	-8.1	19.6	-2.0	2.3
	NaKCa	3.3	0.4	0.2	0.0
Na/K	SiO_2	-11.0	18.4	2.5	2.5
	NaKCa	26.5	13.1	26.6	49.0
Cl	SiO_2	-6.3	8.7	-4.0	10.3
	NaKCa	-8.4	1.9	-6.0	4.0

specific volume coefficient changes to -37.7 kg/m3, but the regression coefficient increases to above 96 percent. The data for the fifth year indicates entry of colder water with smaller SiO2 concentration.

Hemispherical Flow Model

Fractured geothermal reservoirs may be considered to be the void volume surrounding the intersection of a wellbore with a network of connected fractures containing or conducting geofluids from some nearby thermal resource. As a simple description of such a geothermal reservoir, it may be possible to examine the thermodynamic changes in the reservoir by assuming that the reservoir around each well is a hydrologic system with a just-penetrating well. Under this assumption, the annual integrated flow is modeled as a series of concentric hemispheric shell volumes. Muskat (1937) noted that for a well which just taps the production zone in a porous medium, the flow regime can be expressed as a hemispherical flow system in which

Table 7

Semester Averaged Hemispherical Flow Data
at Maritaro Wells Az-5 and Az-13*

Well No.	Semester	Total Production (Tg)	T(r) (C)	P(sat) (MPa)	Outer Radius (m)	Shell Radius (m)
Az5	2-82	0.50	308	9.58	163	163
	1-83	1.00	309	9.72	205	42
	2-83	1.50	315	10.43	235	30
	1-84	1.95	312	10.06	257	22
	2-84	2.46	318	10.94	278	21
	1-85	2.98	320	11.23	296	18
	2-85	3.48	319	11.11	313	17
	1-86	3.86	317	10.83	324	11
	2-86	4.31	318	10.95	336	12
	1-87	4.77	317	10.85	348	12
Az13	2-82	0.53	292	7.66	163	163
	1-83	1.05	295	7.99	205	42
	2-83	1.58	296	8.11	235	30
	1-84	2.11	302	8.23	260	25
	2-84	2.66	306	9.33	279	19
	1-85	3.21	304	9.08	298	19
	2-85	3.75	305	9.20	314	16
	1-86	4.09	304	9.08	323	9
	2-86	4.66	306	9.33	338	15
	1-87	5.28	306	9.33	353	15

* based on porosity = 0.08 and T(r) = T(NaKCa)

the Laplace equation for the potential function, $\phi = -k/\mu\ (p-\rho gz)$, has as its solution

$$Q = 2\pi\ (\phi_e - \phi_w)\ /\ (1/r_w - 1/r_e)$$

where k = permeability, μ = viscosity, p = pressure, ρ = density, g = gravitational constant, z = depth, and the subscripts w and e refer to the well location and the effective external boundary where pressure is unchanged by drawdown. For a just-penetrating well, the annual production volume can be calculated by

$$Vi = 3.16x10^7 * Q_i/\rho\phi$$

and the outer effective radius by

$$R_o = (3V_i/2\pi + R_i^3)^{1/3}$$

Table 7 shows the hemispherical flow data for wells Az-5 and Az-13. The total semester productions were based on steam supply and weir flow rates (the latter corrected to separator pressure conditions before flashing to atmospheric pressure). The values for the concentric hemispheric radii were based on fluid density at the Na-K-Ca geothermometer reservoir temperature and a mean fracture porosity estimated by the Los Azufres staff as 8 percent. The reservoir pressure for the concentric shells is given as the saturation temperature at the Na-K-Ca geothermometer temperature.

Figure 7 shows the relationship between the estimated shell saturation pressure (MPa) and the reciprocal of the outer radius (as 1000/R(m)) for the semester production data of the two wells. Both wells exhibit about the same behavior, in showing a linear relationship between reservoir pressure at the outer radius and the reciprocal of the outer radius, offset by the difference in the observed wellhead pressure. The linear regression lines indicate an initial undisturbed reservoir pressure of 12.5 MPa for well Az-5 and 11.4 MPa for well Az-13.

CONCLUSIONS

This paper is an unfinished report. It evaluates the ability to examine the compilation of field data for wellhead production and chemical analysis of separated brine at the discharge weir following pressure reduction and cooling. Statistical analysis of the growing volume of data permit several observations to be made of the trend of the drawdown effects on the fractured-media reservoir.

Trends in the production data show an increase in wellhead fluid enthalpy as hotter fluid arrives from the thermal resourceand pressure reduction near the wellbore allows increased local boiling.

The entry of external colder water is evident in the fifth year of production at well Az-13 by the rapid drop in wellhead enthalpy and increased liquid fraction. It is noted that this time period is coincident with the shutin of nearby well Az-19 due to steam supply decline with rapidly decreasing fluid enthalpy. Evidence of the arrival of hotter fluid for both wells is indicated by the Na-K-Ca geothermometer with mean increases of about 2-3 ^{o}C/yr over the 5-year production period.

The thermodynamic regime near the wellbore is also manifest by the strong relationship between measured SiO2 concentration in the discharge weir brine and its specific volume in the reservoir calculated from the SiO2 geotemperature and wellhead enthalpy data. Since this relationship is specific for the SiO_2 geotemperature and not for the Na-K-Ca geotemperature nor the wellhead enthalpy, it may be assumed that the exponential relationship is governed by the rate of exchange of silica between reservoir fluid and rock in rapid equilibrium.

Further evaluation of the early drawdown effects on reservoir conditions can be examined with the simple hemispherical reservoir flow model in which the pressure can be linearly related in time to the reciprocal of the outer effective radius on the basis of a series of concentric hemispheric shells of production volume.

These techniques seem to offer a means for sparse data evaluation, especially where field data are obtained over long intervals with non-research grade equipment under difficult field operating conditions. For the two Los Azufres wells Az-5 and Az-13, in particular, it is evident that additional data collected over the next few years with greater frequency and accuracy will allow for more-detailed analysis of the reservoir drawdown effects and the ability to predict future conditions for optimum reservoir management.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank Engineer Carlos Miranda and his staff for the painstaking compilation of the production data and Engineer Mario Gallardo and his staff for the chemical history of the Los Azufres producing wells. The authors also acknowledge the support of the U.S. Department of Energy and the Mexican Comision Federal de Electricidad in making this joint study possible.

REFERENCES

Contreras, E., B. Dominguez, E. Iglesias, A. Garfias, and R. Huitron, Compendio de Resultados de Mediciones Petrophysicas en Nucleos de Perforacion del Campo Geotermico de LosAzufres, Mich., Revista Mexicana de Geoenergia CFE 4, No.2 Mayo, 1988.

Fournier, R. and R. Potter, A Revised and Expanded Silica (Quartz) Geothermometer, Bulletin GRC 11, 3-12 (November, 1979).

Fournier, R. and A. Truesdell, An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters, Geochim et Cosmochim Acta 37, 1255-1275 (1973).

Hiriart, G., One Year Experience with Portable Back-Pressure Turbines in Los Azufres, Proceedings, Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University Report SGP-TR-74, December, 1983.

Hiriart, G., Estadistica de las Plantas de 5 MW de Los Azufres, Departamento de Factibilidad de Proyectos, Reporte Interno CFE IT-AZ-0688, 1988.

Iglesias, E., V. Arellano, A. Garfias, C. Miranda, J. Hernandez, and J. Gonzalez, A Method to Recover Useful Geothermal Reservoir Parameters from Production Characteristic Curves (1) Steam Reservoir, Proceedings, Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University Report SGP-TR-74, December, 1983.

Kruger, P., L. Semprini, S. Verma, R. Barragan, R. Molinar, A. Aragon, J. Ortiz, C.Miranda, A. Garfias, and M. Gallardo, Initial Chemical and Reservoir Conditions at Los Azufres Wellhead Power Plant Startup, Proceedings, Tenth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University Report SGP-TR-84, January, 1985a.

Kruger, P., L. Semprini, D. Nieva, S. Verma, R. Barragon, R. Molinar, A. Aragon, J. Ortiz, C. Miranda, A. Garfias, and M. Gallardo, Analysis of Reservoir Conditions during Production Startup at the Los Azufres Geothermal Field, Transactions, Geothermal Resources Council 9, 527-532, August, 1985b.

Kruger, P., J. Ortiz, C. Miranda, and M. Gallardo, Response of the Los Azufres Geothermal Field to Four Years of 25 MW Wellhead Generation, Proceedings, Twelth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University Report SGP-TR-109, January, 1987.

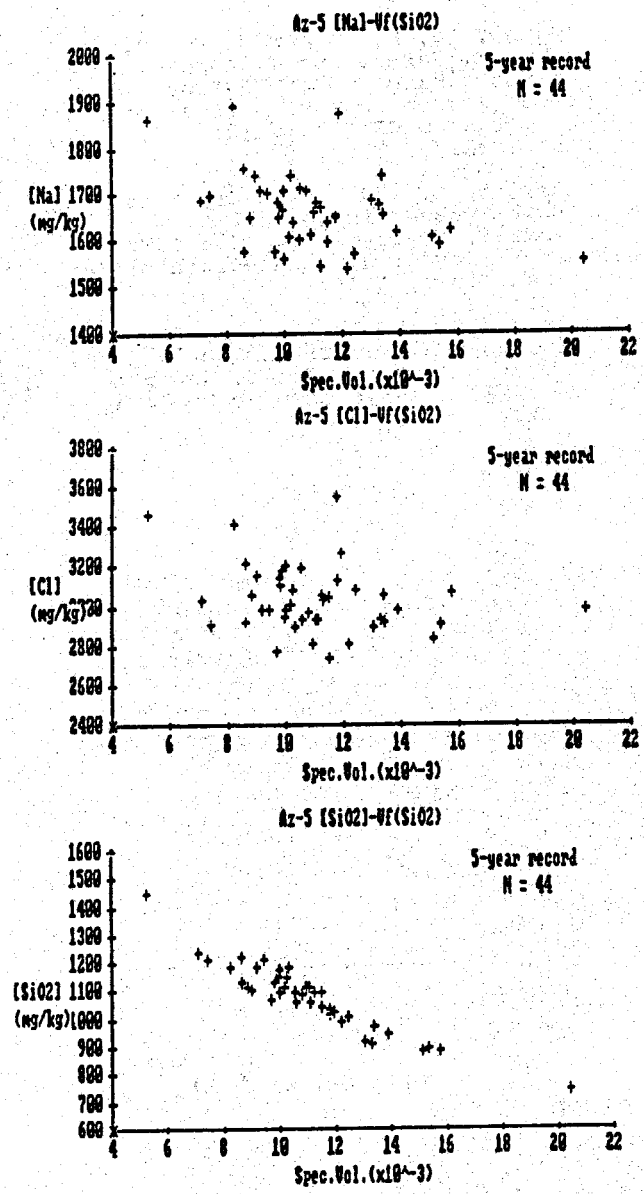


Figure 3. Scatter diagrams for (a) sodium, (b) chloride, and (c) SiO_2 for Az-5 as a function of fluid specific volume calculated with the SiO_2 geothermometer and wellhead enthalpy.

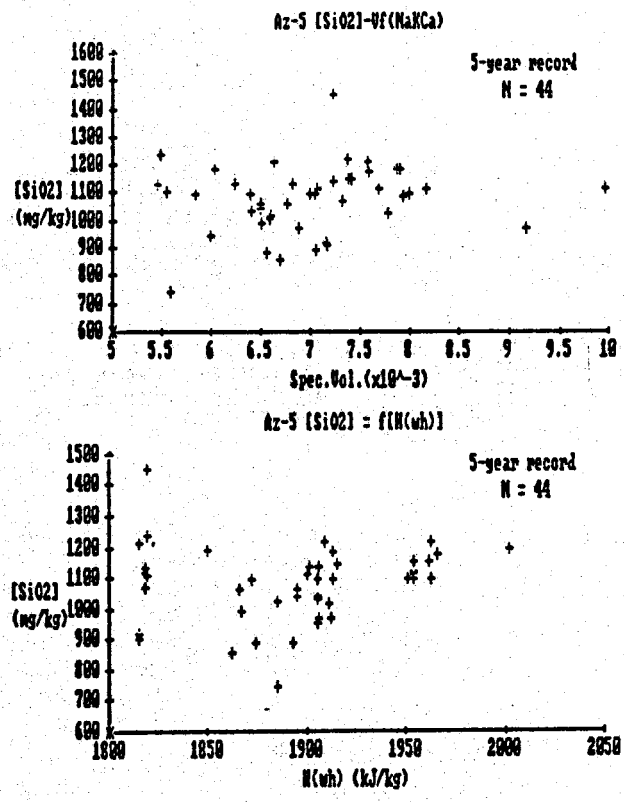


Figure 4. Scatter diagrams for SiO_2 and (a) specific volume as calculated by the Na-K-Ca geothermometer and (b) wellhead enthalpy.

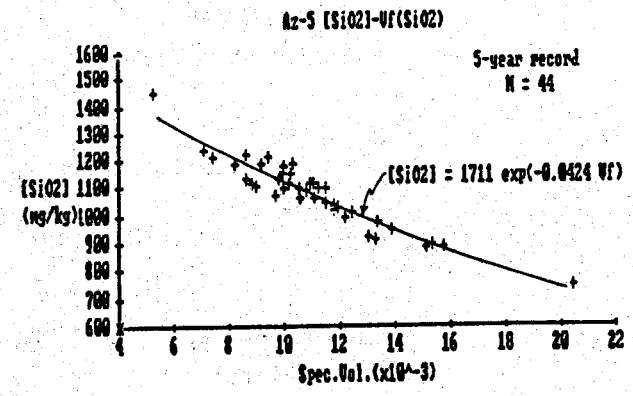


Figure 5. Exponential regression of the SiO_2 concentration data for well Az-5 as a function of specific volume calculated by the SiO_2 geothermometer and wellhead enthalpy.

Muskat, M., The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media, (McGraw-Hill, New York, 1937).

Nieva, D., L. Quijano, A. Garfias, R. Barragan, and F. Laredo, Heterogeneity of the Liquid Phase and Vapor Separation in Los Azufres (Mexico) Geothermal Reservoir, Proceedings, Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University Report SGP-TR-74, December, 1983.

Palma, S. and E. Bigurra, Compilacion de las Campanas Geoelectricas de Resistividad (1975-82) del Campo Geotermico de Los Azufres, Mich., Informe Interno CFE 26/86, Septiembre, 1986.

Quijano, L., M. Gallardo, F. Laredo, M. Tello, E. Perez, and J. Moreno, Modelo Geoquimico de los Fluidos del Campo Geotermico de Los Azufres, Mich., Informe Interno CFE 6-87, Tomo II, Secunda Version, 1987.

Semprini, L. and P. Kruger, "Radon as an In-Situ Tracer in Geothermal Reservoirs", Proceedings, 1985 IIE/EPRI Geothermal Conference and Workshop, San Diego, CA, June, 1985.

Venegas, S. and R. Huitron, Propuesta de Pozos para el Desarrollo de la Zona Norte de Los Azufres, Mich., Reporte Interno CFE, Comunicacion de Geologia 9/88, 1988.

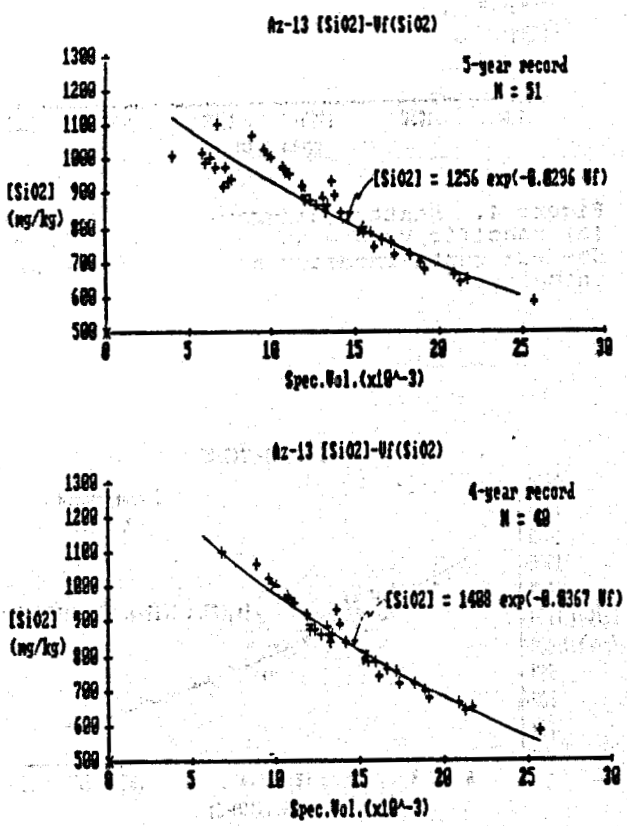


Figure 6. Exponential regression of the SiO_2 concentration data for well Az-13 as a function of specific volume comparing (a) the 5-year history to (b) the 4-year history.

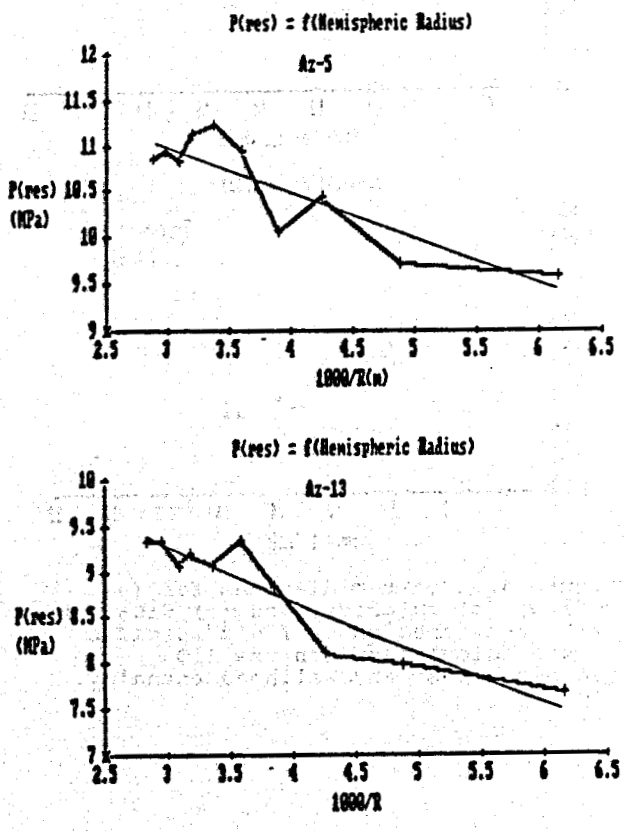


Figure 7. Semester-averaged reservoir pressure at the outer radius of the hemispherical production volume for a just-penetrating well and the linear trend lines through the data.

PRELIMINARY MODELING STUDIES ON LOS AZUFRES GEOTHERMAL FIELD: FREE CONVECTION IN TEJAMANILES

Mario César Suárez Arriaga

Comisión Federal de Electricidad
Mexico

Karsten Pruess
Marcelo Lippmann

Earth Sciences Division
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, California USA

ABSTRACT

A quantitative conceptual model of the Los Azufres hydrothermal system (Mexico) is being developed. Numerical simulations are performed to investigate some particularly important aspects of the field. In this paper, we present applications of the heat pipe vapor-liquid counterflow mechanism to explain the initial state and the heat transfer within the two-phase liquid- and vapor-dominated reservoir zones under different possible "natural" state conditions and assuming an idealized, symmetric fault zone. Carbon dioxide effects and binary diffusion in the gas phase are included. Solutions are presented for an "equilibrium natural state" liquid-vapor-CO_2 system balanced by a deep, constant heat injection. Also studied is a system with discharge through small cracks and fractures in the caprock, which incorporates multicomponent fluid recharge from depth. Finally, we compare the calculated vertical distributions of pressure, temperature and CO_2 content with those observed at Los Azufres. From this match we infer the steam saturation and CO_2 partial pressure profiles for the southern part of the reservoir.

INTRODUCTION

The Los Azufres hydrothermal reservoir resides in an intensely fractured and faulted andesitic volcanic system. The field is located in the state of Michoacán in the western part of the Mexican Neo-Volcanic Axis at an elevation of about 2,800 masl. The field is in the Sierra de Los Azufres, some 400 m above the surrounding valleys. The area that has been explored using geological, geophysical and geochemical techniques covers about 60 km^2 (Fig. 1).

The reservoir was discovered in 1972 during the first geologic explorations. The first successful well (Az-1) was drilled by the Comisión Federal de Electricidad (CFE) in 1976. At the present time about 60 wells have been completed at Los Azufres. Wellhead elevations vary between 2,700 and 3,200 masl, and well depths range from 452 m (Az-41) to 3,544 m (Az-44). Los Azufres is the first Mexican geothermal field that produces electricity from a fractured volcanic system; the present installed capacity is 80 MW_e. Based on total installed generating capacity, the field is the second in importance in Mexico, after Cerro Prieto.

Tejamaniles, the southern sector of Los Azufres, is presently under study and is being monitored to detect its early response to a constant rate of steam production of approximately 250 kg/s. For the last 14 years a large amount of data has been gathered; presently, this information is being stored in computer files (Suárez, 1988). A quantitative integrated conceptual model of the field is also being developed, based on data from mineralogical, geochemical, geophysical and reservoir engineering studies.

In spite of the large amount of available information, a careful analysis of pressure and temperature logs, non-

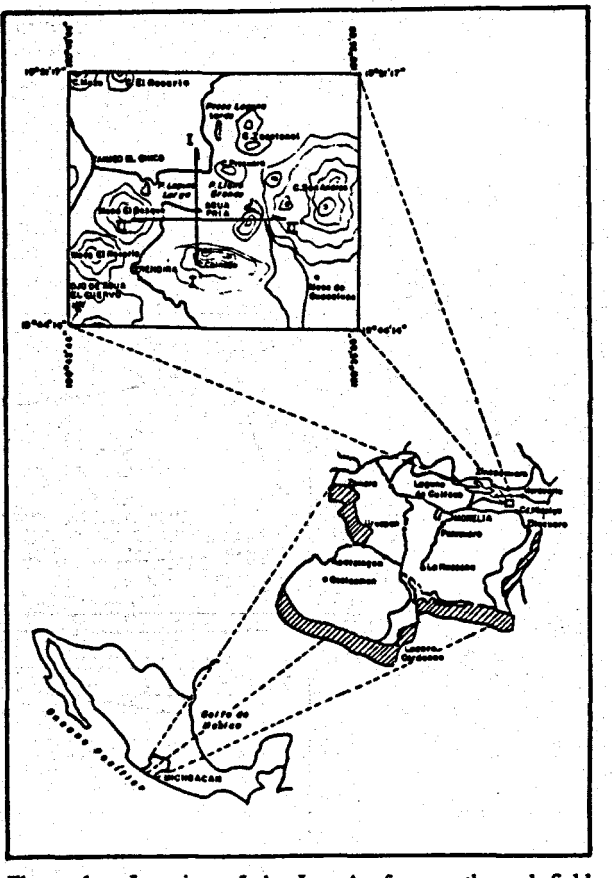


Figure 1. Location of the Los Azufres geothermal field, Michoacán, Mexico.

condensible gases and production data show that there are very few temporal trends in the data. This suggests that the hydrothermal system as a whole is still in a natural quasi-steady state and that the observed changes correspond to very local effects in some of the wells connected to wellhead generators (Kruger et al., 1985; Suárez et al., 1986; Hiriart, 1988). Thus, at this stage of field development, it is important to determine quantitatively the natural thermodynamic state of the reservoir in order to be able to predict its future behavior in response to an increasing rate of exploitation (a 50 MW_e plant began operating at the end of 1988).

At Los Azufres, as in other geothermal regions, thermal energy is lost at the ground surface. This heat is transferred in part by conduction and in part by flow of multicomponent fluid coming from the reservoir. Puentecillas, a main fault in Tejamaniles, has wells with the highest steam quality in the field (Figs. 2 and 3). The measured vertical pressure and temperature gradients are relatively small; however, steam, gas and heat discharges can be observed at the surface. This mass and energy transport cannot be explained by conduction alone, and convective two-phase transport must occur. In this paper, we propose a plausible numerical explanation for this thermal energy transport based on a simplified 'heat pipe' model. This conceptual model corresponds to a vertical porous or fractured medium in which heat is transported from depth by ascending steam, which condenses at the top releasing its heat of evaporation. The condensed liquid descends to the bottom of the system, where it again evaporates.

This mechanism has been described and reported by several authors: White et al. (1971); Truesdell and White (1973); Nathenson (1975); Pruess (1985); Pruess et al. (1987); McKibbin and Pruess (1988); Iglesias and Arellano (1988). We present here numerical simulations of a portion of Tejamaniles considering it as a porous medium heat pipe. Effects of carbon dioxide and binary diffusion of vapor and CO_2 in the gas phase are included. We present solutions for natural quasi-steady states for the fluid saturating a fault zone in Tejamaniles, considering heat injection, mass discharge through small fractures and cracks in the caprock, and fluid recharge from deeper levels.

BRIEF DESCRIPTION OF THE FIELD

The geology, geochemistry and mineralogy of the field have been described and updated in several CFE internal reports and journal papers (Gutiérrez and Aumento, 1982; De La Cruz, 1984). Briefly, the reservoir consists of a complex series of andesitic units of different textures with rhyolites in the upper levels. The distribution of hydrothermal alteration minerals suggests the possible presence of a main reservoir at depth, with two columns (cells) of free convecting fluids. The location of these cells is closely related to two highly-fractured

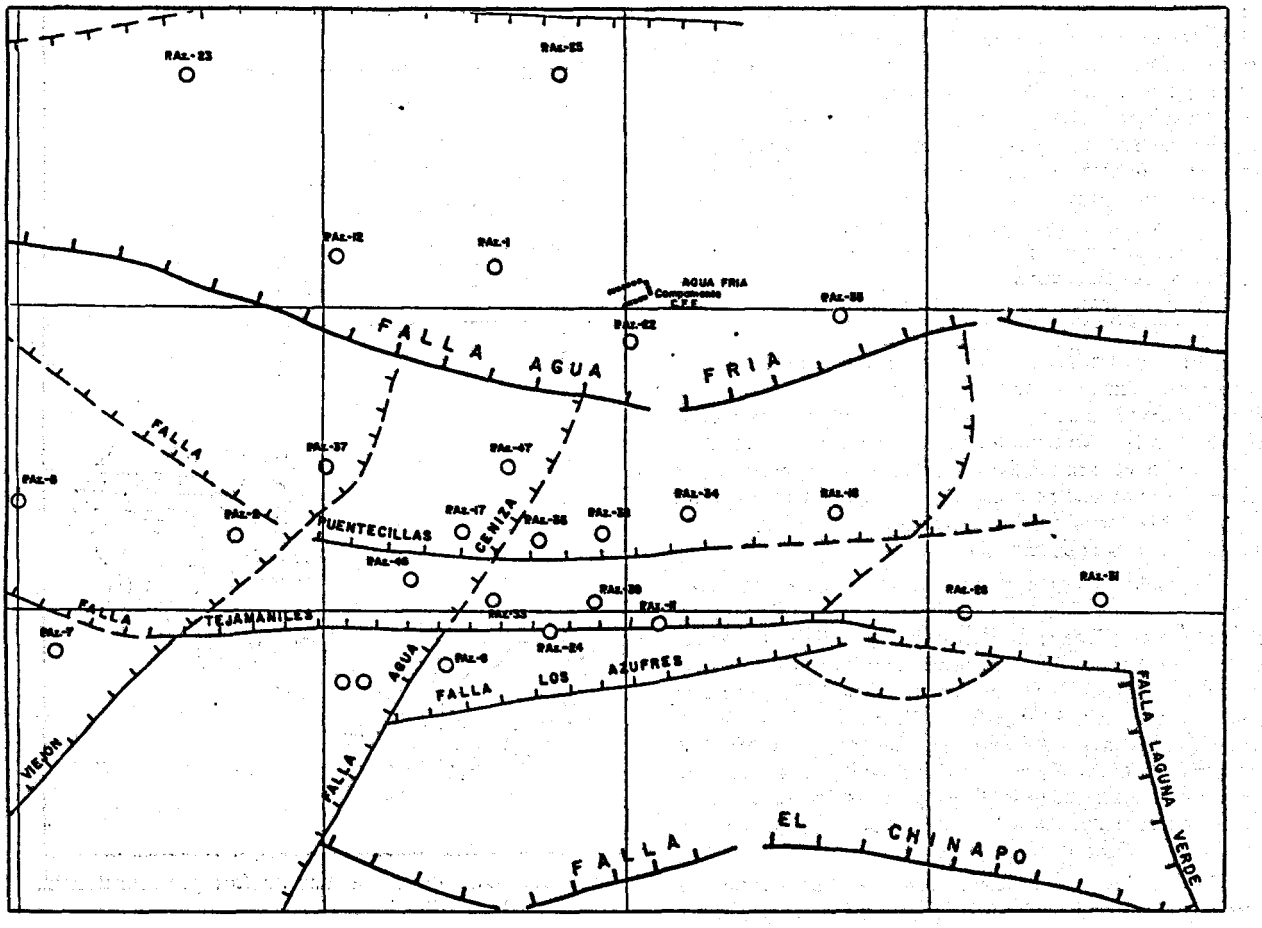


Figure 2. Map of the southern area of Los Azufres (Tejamaniles).

volumes of rock which define the two geothermal subareas identified at Los Azufres: Maritaro in the north and Tejamaniles in the south, (Cathelineau et al., 1985; Viggiano 1987).

A central zone of high resistivity separates the northern and southern portions of the field. In this central zone, the hydrothermal alteration is very low at shallow depths, but deeper (below 1800 m) there is a continuity in the alteration linking this region with the other zones. This is a preliminary proof of the existence of a deep aquifer underlying the area of the reservoir. The abnormal geothermal gradient in the field generates a broad, central structure which is changed by hydrothermal alteration brought about by ascending fluids and which create two main zones of alteration and discharge. In Tejamaniles this circulation zone is narrow, showing fumaroles, boiling mud pools and steaming ground. These surface manifestations are scattered between the Agua Fría and Los Azufres faults (Fig. 2).

Enthalpy and chemical data show that boiling occurs within the reservoir (Nieva et al., 1983). The chemical composition of the produced fluid is not the same in all Los Azufres wells, suggesting that there are several feed zones at different levels. There is no isotopic evidence of mixture of geothermal fluid with meteoric water or shallow groundwater; therefore, a caprock must exist and recharge, if any, must be lateral and deep.

The CO_2 mass fraction in the produced fluids changes between wells. It varies between 0.2% (well Az-4) and 8.5% (well Az-34) in steam discharged at a separation pressure of 10 bar (Quijano et al., 1987). The highest CO_2 content has been found in shallow wells with high steam quality, located near the Puentecillas fault. In this area there is a CO_2 concentration gradient, positive in a W-E direction. Chemical data (Quijano et al., 1987; Nieva et al., 1987) show that the concentration of volatile components in the fluid such as CO_2 decreases with depth, while concentration of non-volatile components such as chloride increases.

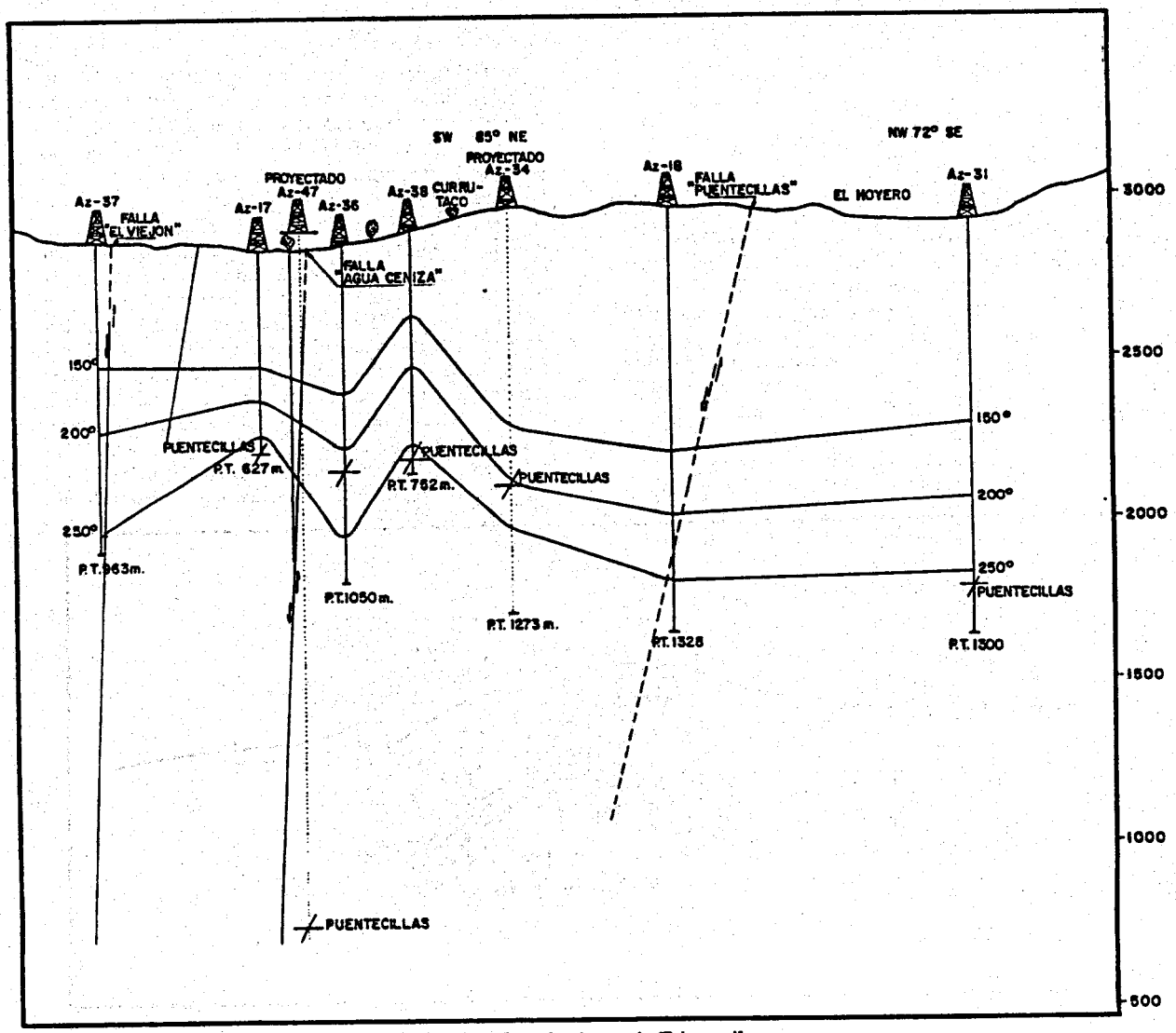


Figure 3. Isotherms in Tejamaniles.

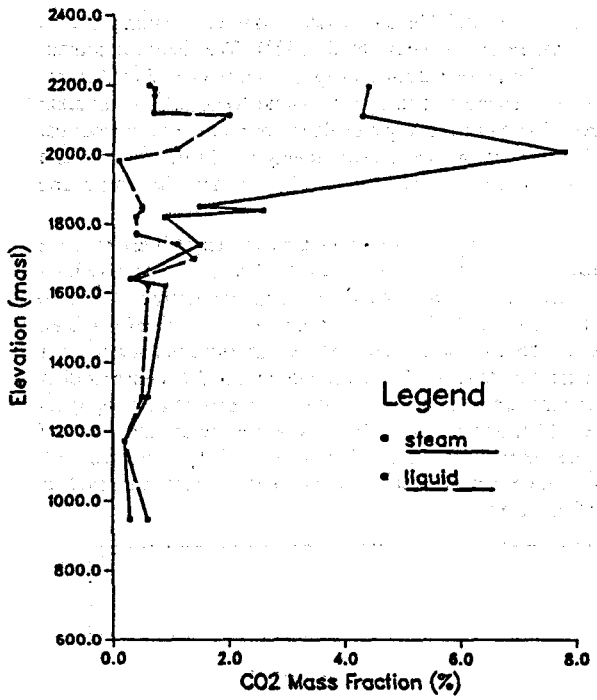


Figure 4. CO_2 (mass fraction) profile at Los Azufres.

Figure 4 shows the vertical distribution of mass fraction of CO_2 dissolved in liquid and vapor, as calculated by Nieva (1987) from data of several Los Azufres wells. This distribution can be interpreted as resulting from upward flow and partial steam condensation with heat release. The same mechanism may explain the distortion of isotherms shown schematically in Figure 3: the negative slope of the curve could correspond to a "cold path" of descending liquid, while the positive slope correspondes to the "hot path" of ascending steam. This pattern agrees well with the mineralogical model presented in Figure 5. Figures 6 and 7 show pressure and temperature profiles measured in several Tejamaniles wells. These profiles clearly show that between 1,600 and 2,250 masl the pressure and temperature gradients are small, indicating a nearly vaporstatic distribution of thermodynamic conditions. On the other hand, between 0 and 1,550 masl the thermodynamic properties correspond to boiling hydrostatic conditions.

PREVIOUS LOS AZUFRES SIMULATION STUDIES

Several preliminary simulation studies have been performed by CFE and by other organizations, but have not been published (Suárez, 1985). The main purpose of those studies was to estimate the energy and mass capacity of the field, and its longevity under exploitation. The general conclusion was that the reservoir may have the capacity to generate 110 MW_e for 20 years.

On the other hand, detailed and substantial studies on the one-dimensional vertical fluid and heat flow in the Los Azufres reservoir have been carried out by E. Iglesias, V. Arellano and others (1985a, 1985b, 1986, 1988). Their work can be summarized as follows:

(a) A simple method to determine the natural pressure and enthalpy distribution in two-phase reservoirs such as Los Azufres, was developed (Iglesias et al., 1985a). The method consists basically of analyzing production data to estimate the flowing pressure and enthalpy of the producing zone in four Maritaro wells (Az-4, Az-9, Az-28 and Az-41) and six Tejamaniles wells (Az-31, Az-33, Az-34, Az-35, Az-36, and Az-38). The values obtained from pressure logs, which depend on flowrates, were extrapolated to shut-in conditions. To separate the effects of the wellbore and the formation and to obtain the formation flowing pressures and enthalpies, a wellbore model was used. The study showed that in the southern part of Los Azufres, under natural state conditions, most of the wells that were studied are fed by two-phase fluids. The steam quality is not uniform, but varies between 0 and 90%. In the northern region, under natural state conditions, the fluid is 100% liquid. Assuming that the studied wells are

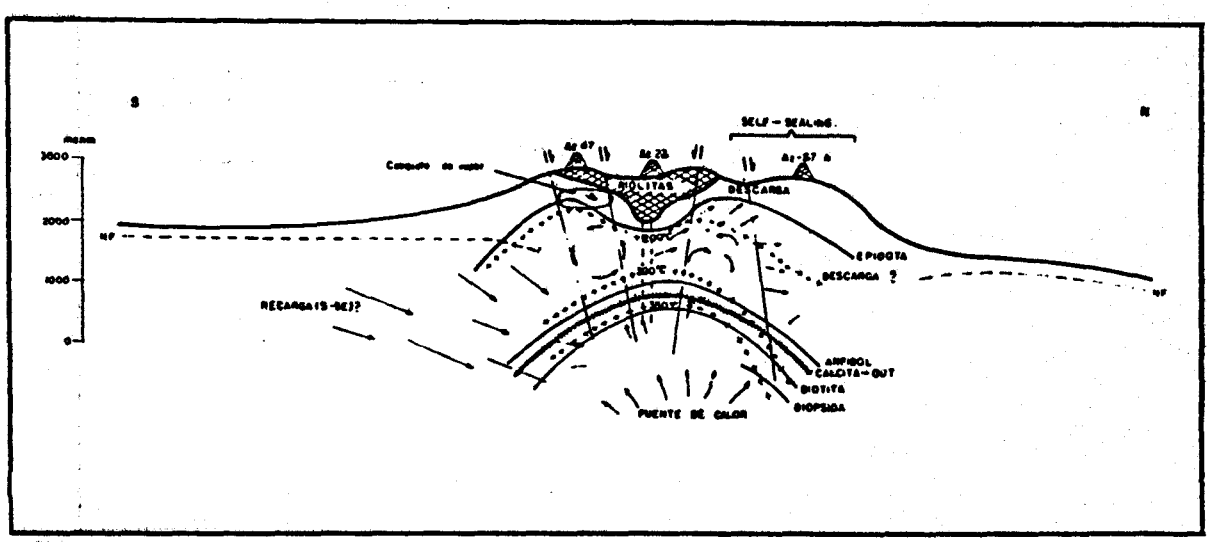


Figure 5. Mineralogic model of Los Azufres.

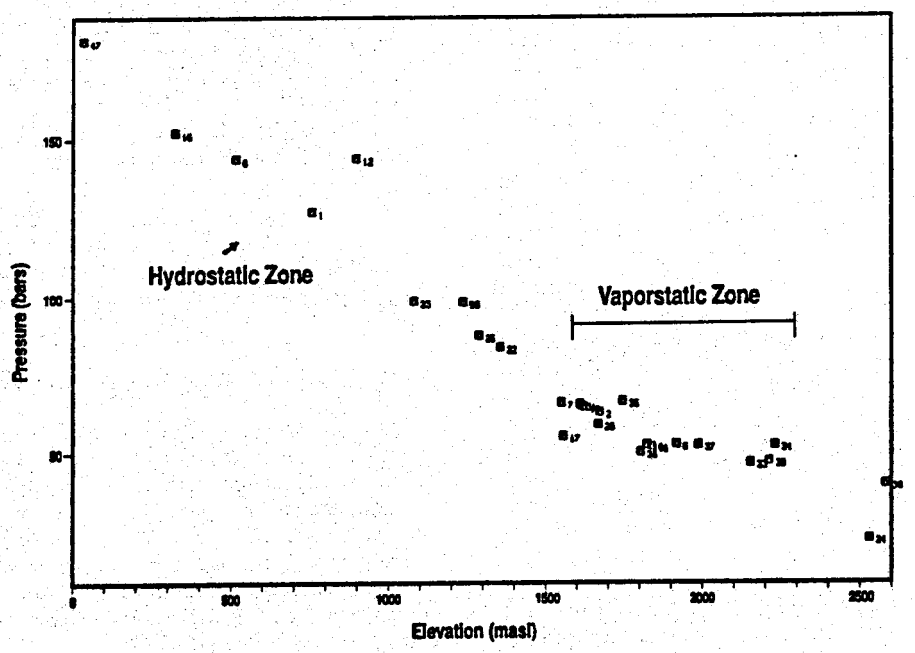


Figure 6. Pressure profile in Tejamaniles.

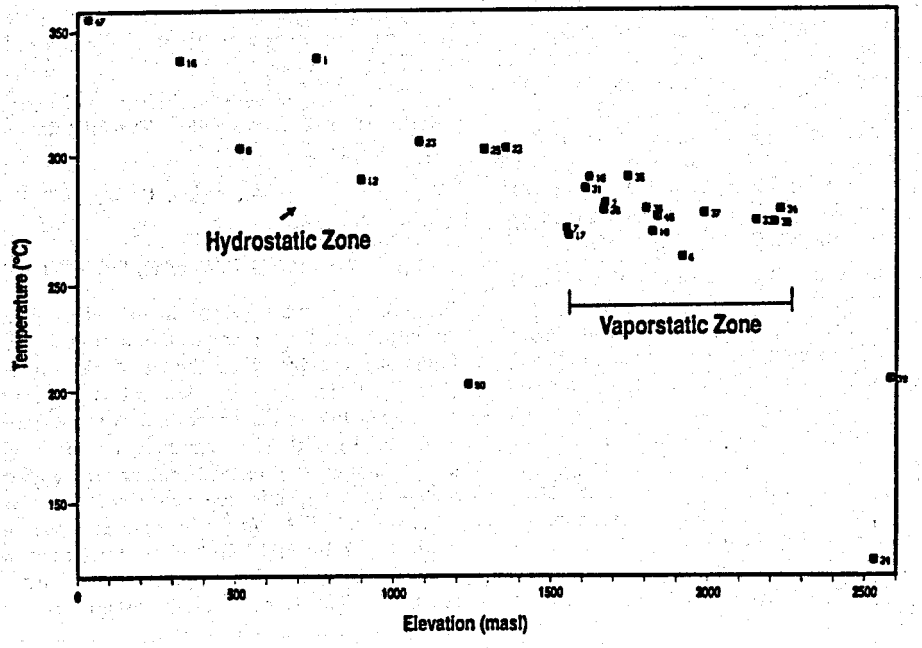


Figure 7. Temperature profile in Tejamaniles.

representative of the entire system, the vertical fluid pressure distribution below 1,800 masl can be approximated by an almost hydrostatic boiling-point-to-depth profile. Above that elevation, a vertical pressure profile characteristic of vapor-dominated systems is present. These results suggest the existence of a deep water table at 1,100 masl, extending over about a 12 km^2 area.

(b) Analyzing data from 23 wells (8 from the north and 15 from the south), Iglesias et al. (1985b) have summarized the natural state patterns of pressure, enthalpy, liquid saturation and steam quality for the reservoir fluid. Their analysis suggests the existence of a deep, hot, extended aquifer that has no significant surface recharge. A caprock must exist over the entire system and a transition between a liquid-dominated and a vapor-dominated region is observed in the reservoir. The reservoir is hydraulically continuous from north to south, a conclusion which agrees with mineralogical and chemical models of the field. In its natural state, the deep compressed liquid ascends up to 1,200 masl, where it begins to boil, forming a two-phase, liquid-dominated region which extends up to about 1,700 masl. Above this elevation there is a two-phase, vapor-dominated zone which extends up to 2,400 masl. Above this point, superheated steam flows through localized breaks in the caprock up towards the surface. Iglesias et al. concluded that the hydrothermal system is probably young, and is in nearly steady-state conditions; thus, its natural recharge may be estimated from the natural discharge. They also showed that the so called "steam dome" is actually a two-phase vapor-dominated, high quality steam zone.

(c) In a later paper, Iglesias, Arellano and Ortíz (1986) presented a one-dimensional heat pipe model to estimate the mass and energy flowrates, and the permeability and relative permeability functions at Los Azufres. The new results confirmed the conclusions of their earlier studies. The best fit to the natural pressure gradient indicated a vertical permeability of about 0.08 md, a residual liquid saturation of 0.04 and zero residual steam saturation. To obtain this fit, they had to use "fracture relative permeability" functions with $k_{rl} + k_{rg} = 1$ (Grant et al., 1982). The calculated mass flow rate was 6.9×10^{-8} kg/s/m^2, and the energy flowrate 0.2 W/m^2. Assuming an area of 30 km^2, they inferred for the entire field a natural thermal discharge of about 6 MW.

(d) In a more recent publication, Iglesias and Arellano (1988) proposed a new category of natural hydrothermal systems, intermediate between liquid-dominated and vapor-dominated ones. These are characterized by a "VAPLIQ" pressure profile, which is about vaporstatic in the shallower portion of the system, and nearly boiling-point-to-depth at deeper levels. Iglesias and Arellano consider Los Azufres a prototype of this new type of systems. Using a one-dimensional vertical flow model they established that a necessary condition for the existence of two-phase hydrothermal systems is that the value of the vertical thermal flux must exceed a fixed minimum value which depends only on pressure and thermal conductivity at the boiling point of the system. This minimum value is typically one to four times the average geothermal heat flux. On this basis, a heat pipe mechanism can only exist if the corresponding heat flux exceeds that minimum value, and if the vertical permeability at the boiling point of the system is smaller than a parameter which also depends only on pressure and thermal conductivity at the system's boiling point. This parameter ranges between 1 and 3×10^{-18} m^2. Iglesias and Arellano estimated the following values for Los Azufres:

Vertical Thermal Flux	= 0.128 W/m^2
Vertical Mass Flux	= 8.26×10^{-10} kg/s/m^2
Permeability at Boiling Point	= 1.5×10^{-19} m^2
Permeability of Vapor-Dominated Zone	= 1.0×10^{-16} m^2

STEADY STATE NUMERICAL SIMULATIONS

In order to understand the behavior of the Los Azufres reservoir a number of steady state simulations were performed. In these studies we tried to use actual field data, but very often this has been a very difficult task, because important field data is preliminary, or incomplete. The main scope of this work is to demonstrate a reasonable physical process which agrees with some observed aspects of the system's behavior, rather than to reproduce particular details measured with an unknown degree of certainty (Suárez, 1987).

In order to numerically model a portion of the Puentecillas fault in Tejamaniles, we have idealized its complex geology. We model a one-dimensional vertical section with 1 m^2 cross-sectional area which is divided into 29 elements (Fig. 8): Twenty-five 20 m thick elements (HTP01 to HTP25) represent the permeable fault. Element HTP25 represents the bottom of the andesitic column in contact with the deep aquifer. Element HTP01 is overlain by a caprock of 400 m total thickness, which is represented by four elements: FRT00, FRT01, FRT02 and FRT03 whose dimensions are indicated in Figure 8. FRT00 is connected at the top to a very large element representing atmospheric boundary conditions (T = 15 °C, P = 0.73 bar).

The observed vertical pressure and temperature profiles are shown in Figures 6 and 7. The total flow of heat is given by:

$$Q_t = Q_{cond} + Q_{conv}$$

where,

$$Q_{cond} = \lambda * dT/dz = (1.79 W/m/°C) * (0.007 °C/m) = 0.013 W/m^2,$$

for $z > 1,600$ masl (vapor-dominated region). This value corresponds to a small conductive heat flow, which is ten times lower than average values for the Mexican Neo-Volcanic Axis (García, 1983). Total heat flow at Los Azufres has never been measured. In the western portion of the Puentecillas fault the depth to the 150 °C isotherm is approximately 250-300 m, corresponding to a vertical temperature gradient of approximately 0.5 °C/m, and a conductive heat flux near the surface of approximately 0.9 W/m^2. We have assumed an average total vertical heat flux of 1 W/m^2 in the simulations, which results in a convective heat flux $Q_{conv} = 0.987$ W/m^2 for the upper (vapor-dominated) part of the system. We have performed several simulations with different boundary conditions: heat injection into a sealed system (Case 1), and heat and fluid ($H_2O + CO_2$) injection with discharge through fractures in the

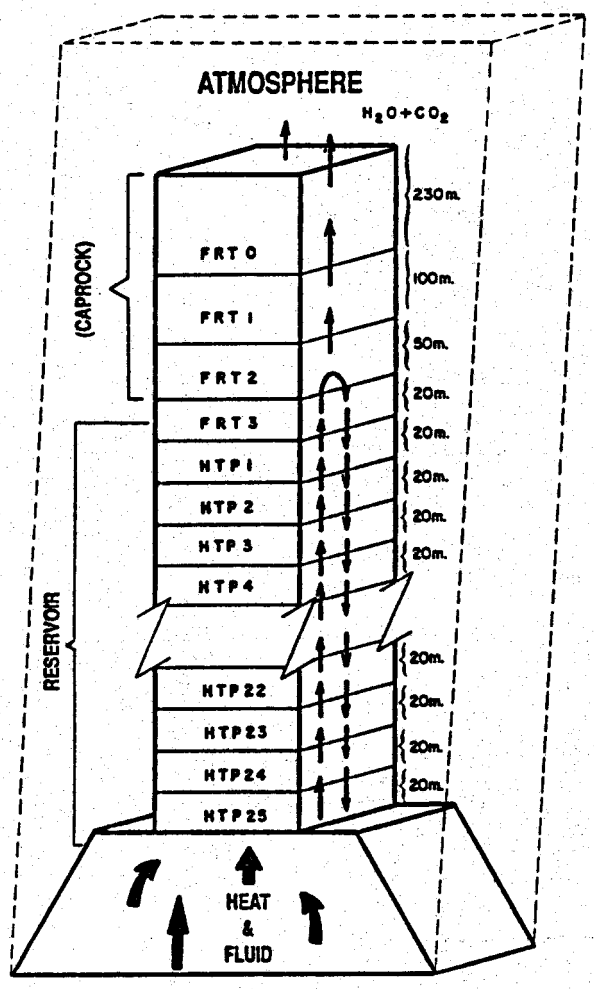


Figure 8. Geometric model of part of the fault in Tejamaniles. The heat (and fluid) comes from the deep compressed liquid aquifer located below element HTP25.

caprock (Cases 2 and 3). In the model, the fault was represented as fractured-porous rock with effective vertical permeability of 50×10^{-15} m^2, while effective caprock permeability was assumed as 10^{-17} m^2.

Most parameters for the numerical simulations were obtained from actual field data (Suárez, 1985; Contreras et al., 1988) and are given in Table 1. The calculations were performed using the LBL code MULKOM, with a water-carbon dioxide equation of state (Pruess, 1988; O'Sullivan et al., 1985).

DISCUSSION OF RESULTS

The simulation is started from uniform thermodynamic conditions throughout the entire system (see Table 1). In response to heat injection from the bottom the system goes through a transient evolution, eventually reaching a steady state. The steady state conditions achieved for Case 1 are used as initial conditions in Cases 2 and 3, which include fluid recharge and discharge across the bottom and top boundaries, respectively. Results for the three steady states are presented in Figures 9-14.

Case 1 yields a vapor-dominated heat pipe atop a liquid-dominated heat pipe. This is evident from the break in the pressure profile near 650 m depth (Fig. 9) and the associated sharp drop in vapor saturation (Fig. 10). In contrast, Cases 2 and 3 show a nearly hydrostatic pressure profile throughout the reservoir, and rather low vapor saturation indicative of liquid-dominated conditions. Pressure gradients in the caprock are large in Cases 2 and 3, as is required to sustain fluid discharge to the atmosphere. Because of the tighter caprock the highest pressures occur in Case 3. An interesting feature of Case 1 is the development of a parasitic vapor-dominated heat pipe in the caprock, above the condensation zone at the reservoir-caprock boundary (Fig. 10). The temperature gradients are essentially conductive in the caprock in all cases, and are much smaller in the permeable reservoir below (Fig. 11). Figure 12 shows that CO_2 partial pressures are small throughout most of the reservoir, increasing to large values in the condensation zone (Fig. 12). This observation agrees with results of McKibbin and Pruess (1988), who noted that CO_2 tends to accumulate in the condensation zone at the top of the heat pipe. CO_2 partial pressures are large throughout most of the caprock. Cases 2 and 3 include effects of CO_2-vapor diffusion, which are neglected in Case 1. Figure 12 shows that diffusion tends

TABLE 1.- Parameters used in the Simulations

Rock/Formation Parameters	Value
caprock thickness	400 m
reservoir thickness	500 m
caprock matrix density	2,150 kg/m^3
reservoir matrix density	2,300 kg/m^3
caprock permeability	1.0×10^{-17} m^2
reservoir permeability	$50. \times 10^{-15}$ m^2
caprock porosity	0.01
reservoir porosity	0.10
rock heat conductivity	1.79 W/m/°C
rock specific heat	1165 J/kg/°C
Fluid Parameters	**Value**
capillary pressure	neglected
binary diffusion exponent	1.8
diffusive vapor flux coefficient	1.38×10^{-5} m^2/s
residual liquid saturation	0.30 (Corey's curves)
residual vapor saturation	0.05 (Corey's curves)
Initial Conditions	**Value**
pressure	40 bar
temperature	242.5 °C
steam saturation	0.35
CO_2 partial pressure	5.0 bar
Injection/Extraction Parameters	**Value**
heat injection	1 W/m^2 (all cases)
water injection	1.0×10^{-7} kg/s (cases 2,3)
CO_2 injection	5.0×10^{-9} kg/s (cases 2,3)
fluid extraction	1.0×10^{-7} kg/s (case 2)

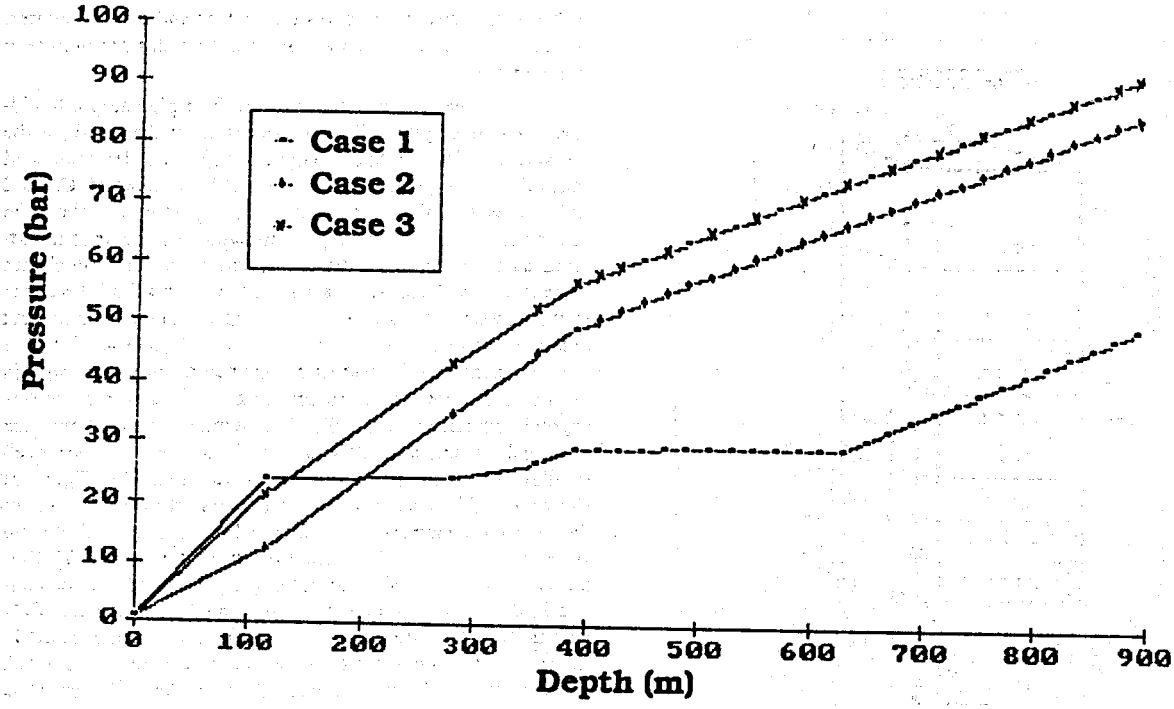


Figure 9. Calculated pressure profiles for Cases 1, 2, 3.

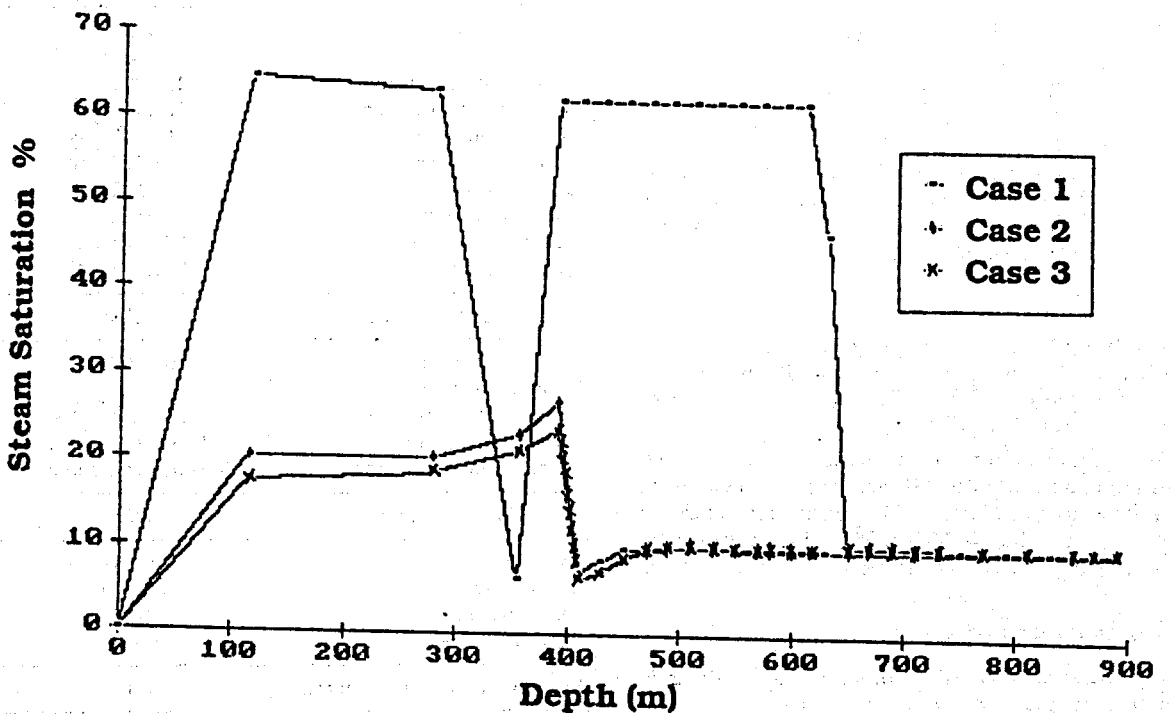


Figure 10. Calculated steam saturation profiles for Cases 1, 2, 3.

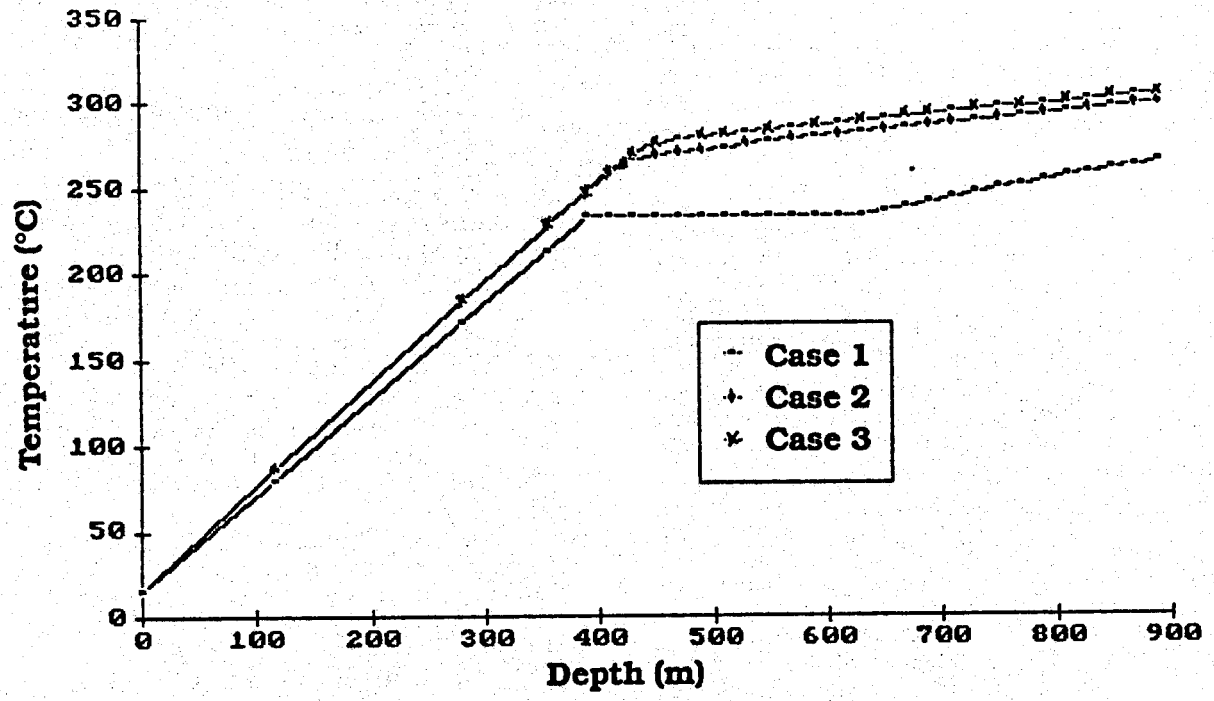


Figure 11. Calculated temperature profiles for Cases 1, 2, 3.

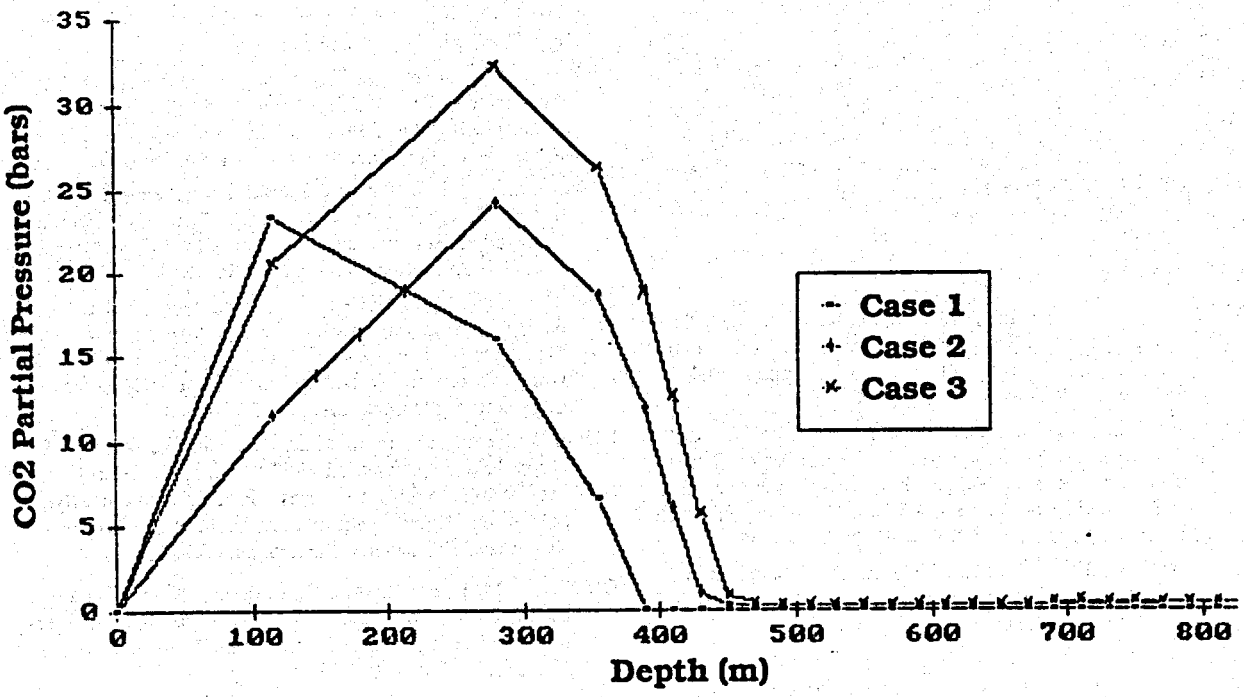


Figure 12. Calculated CO_2 partial pressure profiles for Cases 1, 2, 3.

to increase CO_2 partial pressures to some depth in the reservoir beneath the condensation zone.

A comparison with field data is presented in Figures 13 and 14. It is seen that the Case 1 results agree reasonable well with observed pressures and temperatures at the southern section of Los Azufres.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The Los Azufres geothermal field is driven by heat transfer from depth which occurs through a vapor-liquid counterflow process known as "heat pipe." We have initiated a study of the natural thermodynamic conditions of the field by means of numerical simulations of idealized one-dimensional vertical sections. Formation parameters and conditions were chosen as representative of the area near the Puentecillas fault in the Tejamaniles sector. A number of alternative models were simulated that include vertical heat flow, as well as recharge and discharge of water and CO_2.

Our preliminary results demonstrate co-existence of vapor- and liquid-dominated heat pipe conditions at different depths, showing semi-quantitative agreement with observed reservoir pressures and temperatures. CO_2 is found to accumulate near the reservoir top and in the caprock. Work is continuing to incorporate more realistic details into the numerical model. A good representation of the natural state of the reservoir is a prerequisite for the subsequent development of exploitation models which could provide guidance for the future development and management of the field.

ACKNOWLEDGEMENTS

César Súarez would like to express his appreciation for the technical support and hospitality of the Earth Sciences Division of LBL, during his July-August 1988 visit to LBL arranged under the cooperative DOE/CFE agreement. We thank Diana Parks for her help in the production of the final version of the paper. Part of the work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Energy Technologies, Geothermal Technology Division, of the U.S. Department of Energy under contract No. DE-AC03-76SF00098.

REFERENCES

Cathelineau, M., Oliver, R., Nieva, D., and Garfias, A., 1985. 'Mineralogy and distribution of Hydrothermal Mineral Zones in Los Azufres (Mexico) Geothermal Field'. *Geothermics*, Vol. 14, No. 1, pp. 49-57.

Contreras, E., Domínguez, B., Iglesias, E., García, A., and Huitrón, R., 1988. 'Compendio de Resultados de Mediciones Petrofísicas en Núcleos de Perforación del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich.'. *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 4 No. 2, pp. 79-105.

De la Cruz, V., 1984. 'Modelo Geotérmico Conceptual del Campo de Los Azufres, Mich.' Dpto. Exploración-CFE, Internal Report GG1184.

García, G., 1983. 'Curso Informativo sobre Métodos Termométricos de Exploración' Dpto. Exploración-CFE. Internal Report GF1383.

Grant, M. A., Donaldson, I. G. and Bixley, P. F., 1982. 'Geothermal Reservoir Engineering'. Academic Press, New York, NY.

Gutiérrez, N., and Aumento, F., 1982. 'The Los Azufres (Mich.,Mexico) Geothermal Field'. *J. Hydrology*, Vol. 56, pp.137-162.

Hiriart, L. G., 1988. 'The Mexican Experience with Modular Power Plants: Generation and Brine Disposal'. Proc. 10th New Zealand Geothermal Workshop, pp. 23-30, University of Auckland, Auckland, NZ, November 1988.

Iglesias, E., and Arellano, V., 1988. 'El Campo Geotérmico de Los Azufres: Prototipo de los Sistemas Hidrotermales "VAPLIQ"'. *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol.4. No.1, pp. 229-246.

Iglesias, E., Arellano, V., Garfias, A., Miranda, C., and Aragón, A., 1985a. 'The Natural Thermodynamic State of the Fluids in the Los Azufres Geothermal Reservoir'. Proc. 10th Workshop on Geoth. Reservoir Engineering, Stanford, CA, pp. 241-246.

Iglesias, E., Arellano, V., Garfias, A., Miranda, C., and Aragón, A., 1985b. 'A One-Dimensional Vertical Model of the Los Azufres, Mexico, Geothermal Reservoir in its Natural State.' *Geothermal Resources Council, Transactions*, Vol. 9, Part II, pp. 331-336.

Iglesias, E., Arellano, V., and Ortíz, J., 1986. 'Natural Vertical Flow in the Los Azufres, Mexico, Geothermal Reservoir'. Proc. 11th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, pp. 237-243.

Kruger, P., Semprini, L., Verma, S., Barragán, R., Molinar, R., Aragón, A., Ortíz, J., Miranda, C., Garfias, A., and Gallardo, M., 1985. 'Initial Chemical and Reservoir Conditions at Los Azufres Wellhead Power Plant Startup'. Proc. 10th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, pp. 219-226.

McKibbin, R., and Pruess, K., 1988. 'Some effects of Non-Condensible Gas in Geothermal Reservoirs with Steam-Water Counterflow'. Proc. 13th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, pp. 165-171.

Nathenson, M., 1975. 'Physical Factors Determining the Fraction of Stored Energy Recoverable from Hydrothermal Convection Systems and Conduction-Dominated Areas'. U.S. Geological Survey, Open-File Report 75-525.

Nieva, D., Quijano, J., Garfias, A., Barragán, R., and Laredo, F., 1983. 'Heterogeneity of the Liquid Phase, and Vapor Separation in Los Azufres (Mexico) Geothermal Reservoir'. Proc. 9th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, pp. 253-260.

Nieva, D., Verma, M., Santoyo, E., Barragán, R., Portugal, E., Ortíz, J., and Quijano, J., 1987. 'Estructura Hidrológica del Yacimiento de Los Azufres'. Proc. International Symposium on Development and Exploitation of Geothermal Resources, Cuernavaca, Mexico, pp. 202-213.

O'Sullivan, M. J., Bodvarsson, G. S., Pruess, K. and Blakeley, M. R., 1985. 'Fluid and Heat Flow in Gas-Rich Geothermal Reservoirs'. *Society of Petroleum Engineers Journal*, Vol. 25, No. 2, pp. 215-226.

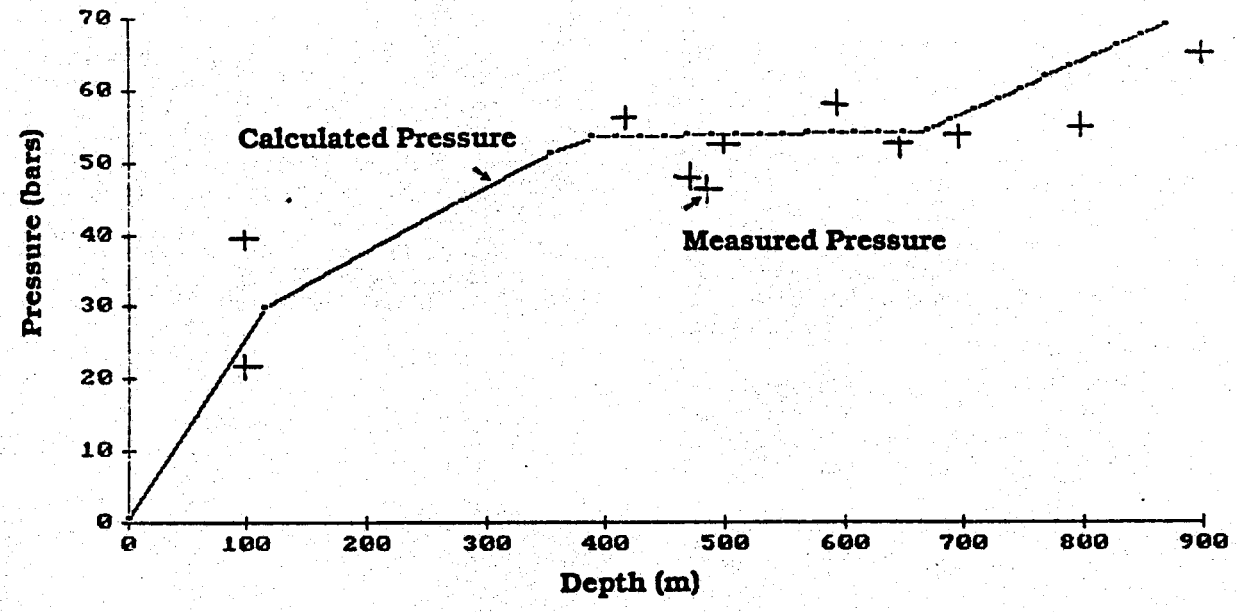


Figure 13. Comparison of pressures for Case 1.

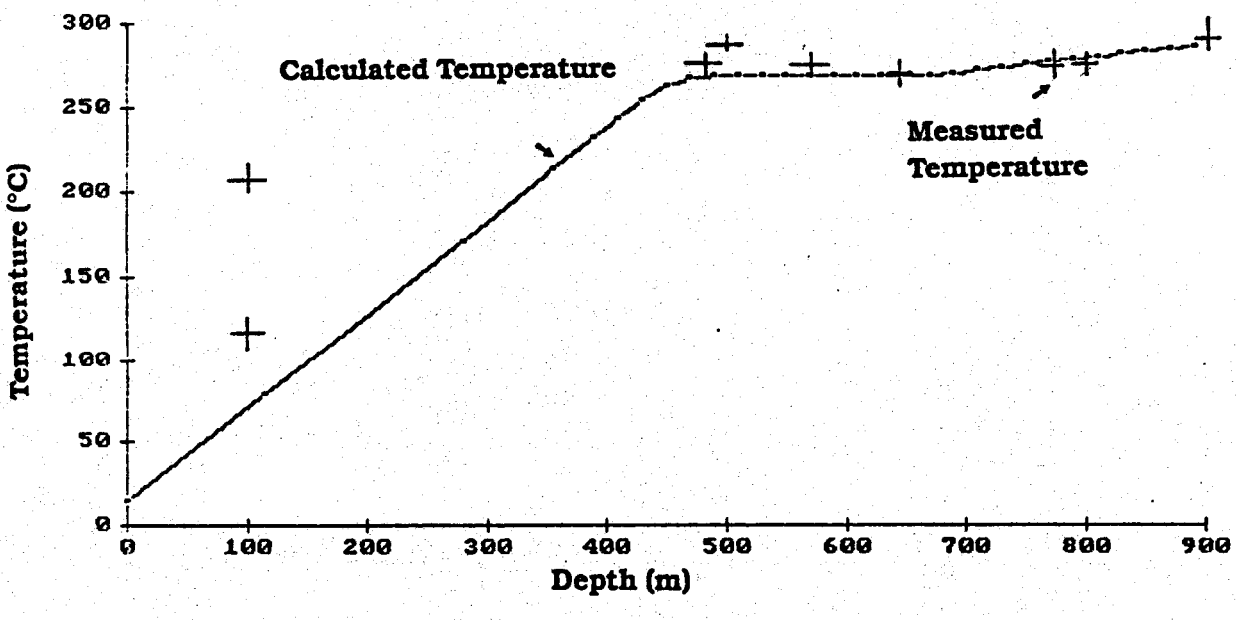


Figure 14. Comparison of temperatures for Case 1.

Pruess, K., 1985. 'A Quantitative Model of Vapor Dominated Geothermal Reservoirs as Heat Pipes in Fractured Porous Rock'. Lawrence Berkeley Laboratory report LBL-19366, Berkeley, CA.

Pruess, K., 1988. 'SHAFT, MULKOM, TOUGH: A Set of Numerical Simulators for Multiphase Fluid and Heat Flow'. *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 4, No. 1, pp. 185-202.

Pruess, K., Celati, R., Calore, C., and Cappetti, G., 1987. 'On Fluid and Heat Transfer in Deep Zones of Vapor-Dominated Geothermal Reservoirs'. Proc. 12th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, pp. 89-96.

Quijano, J., Gallardo, M., Laredo, F., Tello, M., Pérez, E., and Moreno, J., 1987. 'Modelo Geoquímico de los Fluidos del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich.'. Dpto. Exploración-CFE, Internal Report 6-87.

Súarez, C., 1985. 'Ingenieria Básica y Evaluación Preliminar del Sector Tejamaniles (50 MW)'. Cap. VI del Anteproyecto Tejamaniles, Dpto. Evaluación-CFE, Internal Report 1385-26.

Súarez, C., 1987. 'Aplicación del Análisis de Riesgos a la Ingeniería de Yacimientos Geotermicos'. *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 3, No. 2, pp. 117-129.

Súarez, C., 1988. 'Creación de 7 Archivos Computarizados con Información del Yacimiento Geotérmico de Los Azufres'. Dpto. Evaluación-CFE, Internal Report (AVACI-MCSA08).

Súarez, C., Estrada, R., Preciado, A., and Hernández, J., 1986. 'Comportamiento de Pozos de Los Azufres Durante la Operación de Cinco Turbogeneradores Móviles, Período: Octubre 1982-Julio 1986'. Dpto. Evaluación-CFE, Internal Report 1386-016.

Truesdell, A., and White, D., 1973. 'Production of Superheated Steam from Vapor-Dominated Geothermal Reservoirs'. *Geothermics*, Vol. 2, pp. 154-173.

Viggiano, C., 1987. 'Regimen de Flujo en Base a Mineralogía Autigénica en el Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich.'. *Geotermia - Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 3, No. 3, pp. 191-213.

White, D., Muffler, L., and Truesdell, A., 1971. 'Vapor-Dominated Hydrothermal Systems Compared with Hot Water Systems'. *Econ. Geology*, Vol. 66, pp. 75-97.

ESTUDIOS PRELIMINARES DE MODELADO DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES: CONVECCION LIBRE EN TEJAMANILES

Mario César Suárez Arriaga

Comisión Federal de Electricidad,
México

Karsten Pruess
Marcelo Lippmann

Earth Sciences Division
Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, California U.S.A.

RESUMEN

Se está desarrollando un modelo conceptual cuantitativo del sistema hidrotermal Los Azufres, México. Efectuamos simulaciones numéricas del yacimiento con el propósito de investigar algunos aspectos particularmente importantes de ese campo. Aquí presentamos aplicaciones del mecanismo de contraflujo líquido-vapor en "calorducto" (heat pipe) para explicar el estado inicial y la transferencia de calor dentro del reservorio en zonas bifásicas de líquido o vapor dominante respectivamente durante diferentes estados "naturales" de una sección simétrica idealizada de falla. Se incluyen efectos de bióxido de carbono y de difusión binaria en la fase gaseosa. Exhibimos soluciones para un "estado natural en equilibrio" entre el líquido, el vapor y el CO_2, balanceados por una inyección constante de calor proveniente de las profundidades del sistema; asi como para un sistema con pequeñas descargas por fracturas y fisuras a través de la capa sello. Este último caso incorpora la recarga de fluido multicomponente desde el fondo de la falla. Finalmente mostramos la reproducción por el modelo de los perfiles verticales de presión, temperatura y contenido másico relativo de CO_2 observados en Los Azufres. De ahí deducimos un perfil de saturación del vapor y presión parcial del bióxido de carbono para la zona sur de este yacimiento.

INTRODUCCION

Los Azufres es un yacimiento hidrotermal volcánico contenido dentro de un sistema geológico andesítico con presencia de varias fallas e intenso fracturamiento. Se localiza en el estado de Michoacán, dentro del Eje Neovolcánico Mexicano (al W), a unos 2800 metros sobre el nivel del mar. Está situado en una sierra del mismo nombre, delimitada por valles situados a unos 400 metros abajo de la altitud promedio del campo. El área actualmente explorada por técnicas geológicas, geofísicas y geoquímicas abarca una extensión de aproximadamente 60 km^2 (Fig. 1).

El yacimiento fue descubierto en 1972 durante las primeras exploraciones geológicas. En 1976 la CFE, o Comisión Federal de Electricidad, perforó el primer pozo exitoso Az-01. Hasta el día de hoy se han perforado unos 60 pozos cuyas elevaciones de cabezales varían entre los 2700 y los 3200 msnm. El pozo más somero (Az-41) tiene 452 m de profundidad y el más profundo (Az-44), 3544 m. Con una capacidad instalada de 80 MWe Los Azufres es el primer campo geotérmico mexicano que produce electricidad a partir de fluidos saturando roca volcánica fracturada. Desde el punto de vista de producción eléctrica, es el segundo en importancia después de Cerro Prieto.

Tejamaniles, el sector sur de Los Azufres está en observación y estudio a fin de detectar tempranamente su comportamiento y respuesta a la extracción constante de 250 kg/s de masa de vapor. El personal de Los Azufres ha acumulado

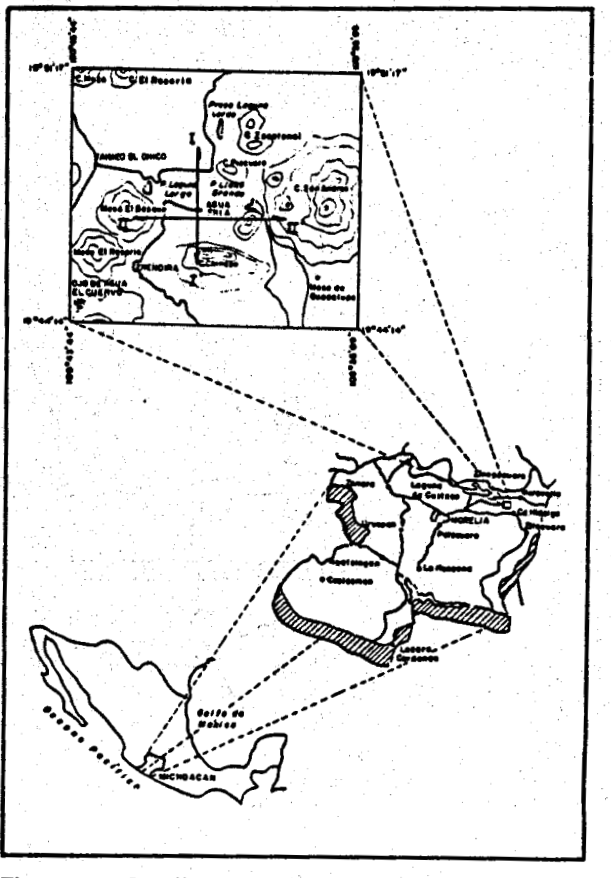


Figura 1. Localización del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México.

gran cantidad de datos durante los últimos 14 años; información que está siendo computarizada (Suárez, 1988). Paralelamente se desarrolla un modelo conceptual cuantitativo integrado del campo mediante la aplicación de técnicas de mineralogía, geoquímica, geofísica y de ingeniería de yacimientos.

A pesar de la gran cantidad de datos existentes, un cuidadoso análisis de registros de presión y temperatura, gases no condensables y datos de producción, muestra muy poca o ninguna estructura temporal. Eso sugiere que el sistema hidrotermal global permanece aún en estado natural quasi-estacionario y que las evoluciones observadas corresponden a efectos muy locales en algunos de los pozos conectados a plantas portátiles (Kruger y o., 1985; Suárez y o., 1986; Hirart, 1988). Por consiguiente en este nivel de desarrollo del campo es muy importante la determinación cuantitativa del estado termodinámico natural del yacimiento, con el objeto de poder comparar su futuro comportamiento durante la explotación más intensa (una planta de 50 MWe empezó a operar a fines de 1988).

En Los Azufres, al igual que en otras regiones geotérmicas, energía térmica es descargada en la superficie. En parte este calor es transferido por conducción y en parte por medio de flujo de fluido multicomponente proveniente del yacimiento. Puentecillas, una falla principal de Tejamaniles, tiene pozos con la más alta calidad de vapor del campo (Figs. 2 y 3). Los gradientes verticales de presión y temperatura medidos son relativamente pequeños; no obstante hay descargas de vapor, gas y calor observables en la superficie del terreno. Este transporte de masa y energía no puede ser explicado por la sola teoría conductiva; un transporte bifásico convectivo debe ocurrir. En este artículo ofrecemos una explicación numérica plausible para esta transferencia de energía térmica por medio de un modelo simplificado de "calorducto" (heat pipe). Este modelo conceptual corresponde a un medio vertical poroso o fracturado, en el cual el calor es transportado desde el fondo por vapor ascendente, el cual se condensa en el techo, expulsando su energía interna; el líquido condensado desciende hacia el fondo para evaporarse nuevamente.

Este mecanismo ha sido descrito y reportado por varios autores: White y o. (1971), Truesdell y White (1973), Nathenson (1975), Pruess (1985), Pruess y o. (1987), McKibbin y Pruess (1988), Iglesias y Arellano (1988). Aquí presentamos la simulación de una porción de Tejamaniles como si fuese un calorducto en medio poroso, incluyendo los efectos del bióxido de carbono y los de la difusión binaria de vapor y CO_2 en la fase gaseosa. Presentamos soluciones relativas a estados naturales casi estacionarios del fluido saturando a una región de falla en Tejamaniles con inyección de calor y descarga másica a través de pequeñas fracturas y fisuras en la capa sello, incluyendo recarga de fluido proveniente de niveles profundos.

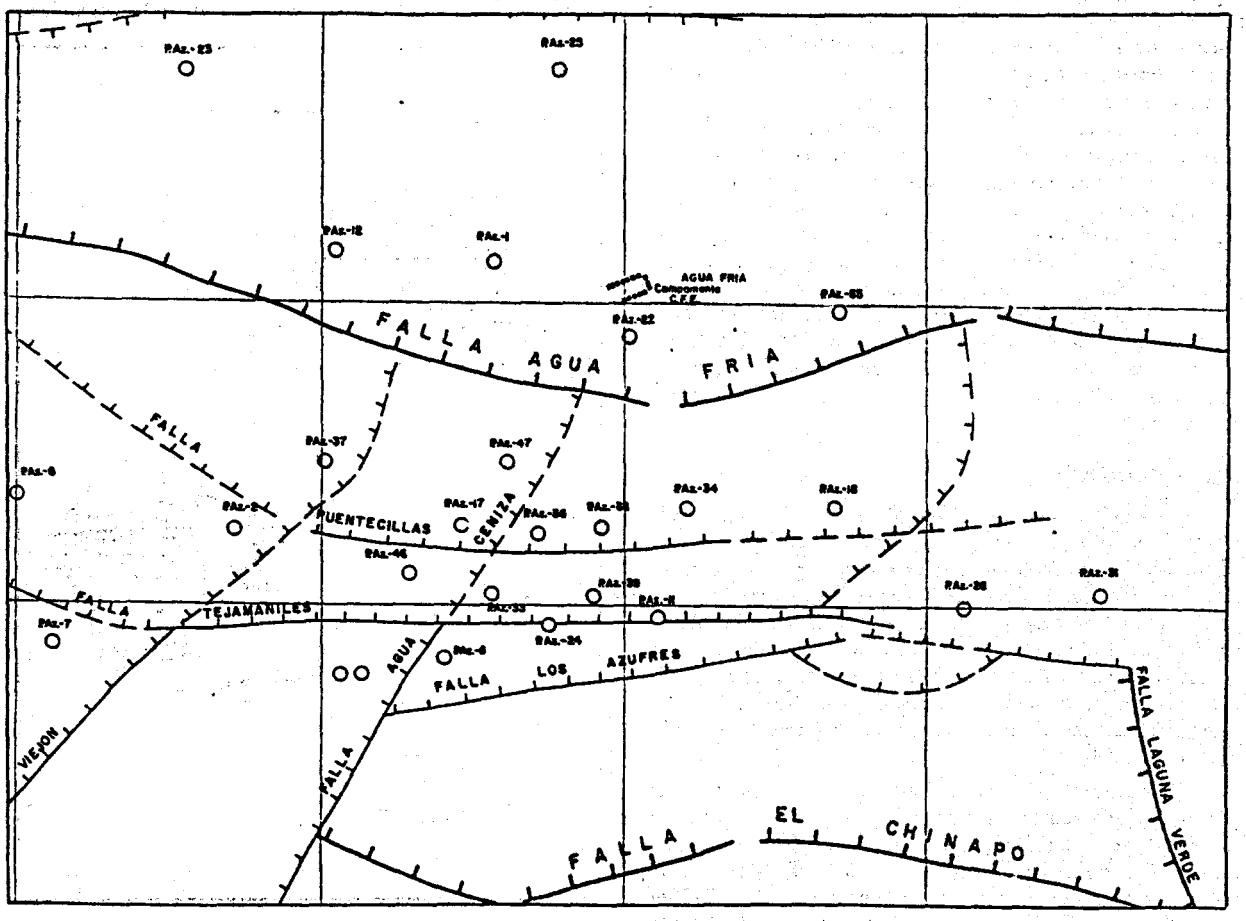


Figura 2. Plano de la zona sur de Los Azufres (Tejamaniles).

BREVE DESCRIPCION DEL CAMPO

La geología, geoquímica y mineralogía del campo han sido descritas y actualizadas en varios reportes internos de la Comisión Federal de Electricidad y en algunas publicaciones internacionales (Gutiérrez y Aumento, 1982; De La Cruz, 1984). Dicho brevemente, el yacimiento consiste en una compleja serie de unidades andesíticas de diversas texturas con presencia de riolitas en los niveles superiores. La disposición de minerales de alteración hidrotermal sugiere una posible geometría del reservorio consistente en un yacimiento principal profundo que descarga fluidos en ascenso a través de dos volúmenes circulatorios en convección libre estrechamente relacionados a sendos subsistemas fracturados que definen dos zonas geotérmicas interconectadas: Maritaro al norte y Tejamaniles al sur, (Cathelineau y o., 1985; Viggiano, 1987).

Una zona central de alta resistividad separa las porciones norte y sur del campo. En ella, a niveles someros, la alteración hidrotermal es muy baja pero, a mayor profundidad (>1800 m), aparece una continuidad de alteración hidrotermal uniendo ambas zonas. Esta es una prueba preliminar de la existencia de un acuífero profundo que cubre el área asignada al reservorio. El gradiente geotérmico anormal del campo engendra una estructura dómica central suave deformada por la alteración hidrotermal causada por fluidos ascendentes, produciendo dos zonas principales de alteración y descarga. En Tejamaniles esta zona de circulación es estrecha y genera fumarolas, plumas de vapor, lagos de lodo y suelos vaporizantes. Estas manifestaciones superficiales se encuentran esparcidas entre las fallas de Agua Fría y Los Azufres (Fig. 2).

Datos de entalpía y geoquímica muestran que la evaporación ocurre dentro del yacimiento (Nieva y o., 1983). La composición química del fluido alimentador no es la misma en todos los pozos del campo, lo cual sugiere que hay secciones productoras diferentes en varios niveles. No hay evidencias isotópicas de que ocurra alguna mezcla de agua meteórica o de acuíferos superficiales con el fluido geotérmico; por tanto debe haber una capa sello y la posible recarga, de existir, debe ser lateral y profunda.

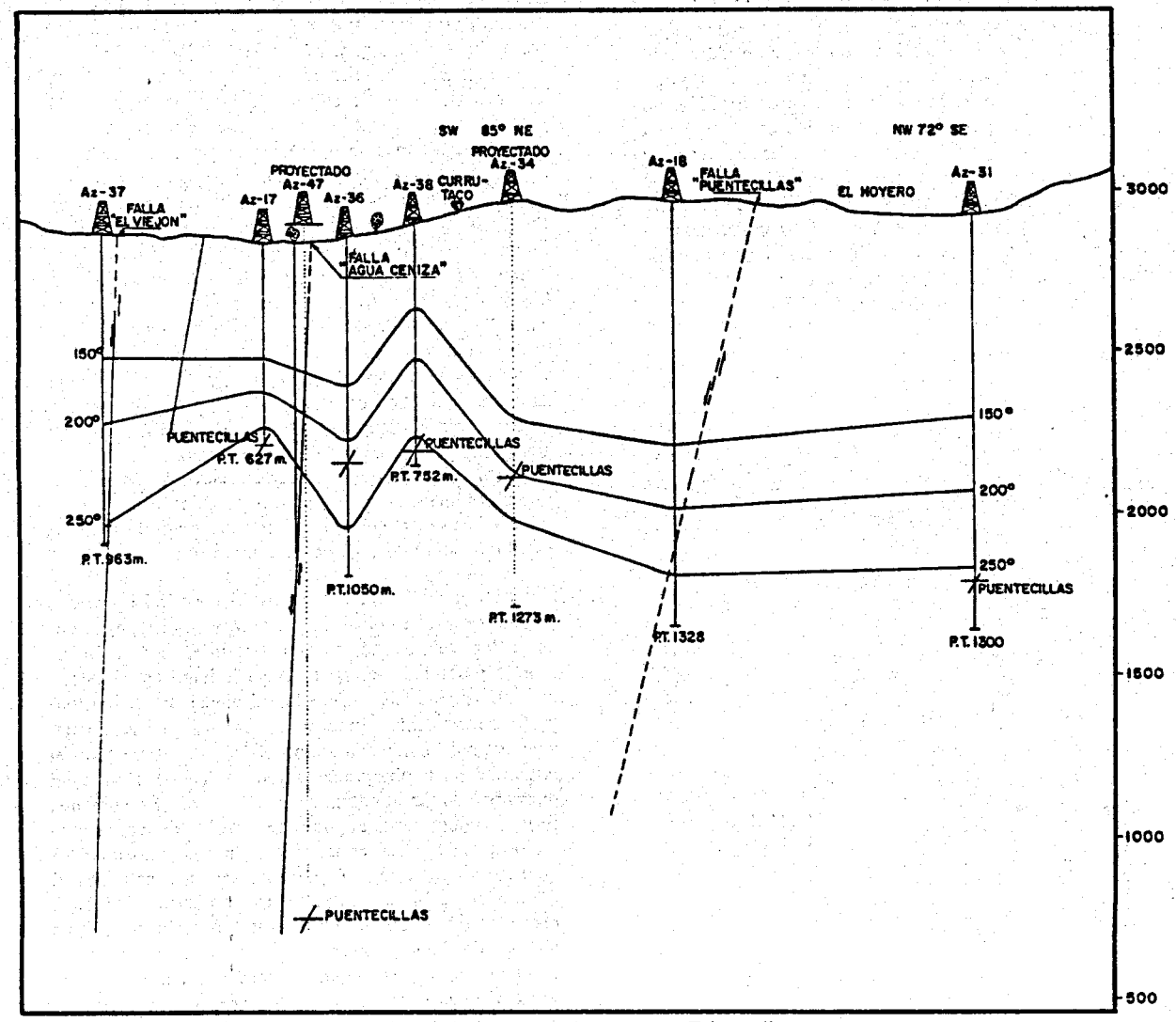


Figura 3. Algunas isotermas en Tejamaniles.

La fracción másica de CO_2 contenida en el fluido producido es distinta en diferentes pozos. Varía entre 0.2% (pozo Az-4) y 8.5% (pozo Az-34) con la descarga de vapor a una presión de separación de 10 bar (Quijano y o., 1987). El contenido más alto de CO_2 se ha encontrado en pozos someros de alta calidad de vapor localizados en la vecindad de la falla Puentecillas. En esa área hay un gradiente en la concentración de CO_2, positivo en dirección W-E. El análisis de datos geoquímicos del campo (Quijano y o., 1987; Nieva y o., 1987) muestra que la concentración de componentes volátiles del fluido (e.g., CO_2) decrece con la profundidad, y la concentración de componentes no volátiles (e.g. ión cloruro), se incrementa.

La figura 4 muestra la distribución vertical de la fracción másica de CO_2 disuelta en el líquido y en el vapor calculada por Nieva y otros (1987) a partir de datos de varios pozos de Los Azufres. El esquema puede explicarse por un proceso resultante de un flujo vertical ascendente acompañado de condensación parcial de vapor con liberación de calor. El mismo mecanismo puede explicar la distorsión de isotermas mostradas esquemáticamente en la figura 3: la pendiente negativa de la curva correspondería a la trayectoria "fría" del líquido en descenso, mientras que la pendiente positiva podría ser la trayectoria "caliente" del vapor en ascenso. Esta imagen concuerda bien con el modelo mineralógico exhibido en la figura 5. Las figuras 6 y 7 muestran los perfiles de presión y temperatura medidos en varios pozos de Tejamaniles. En ellas se aprecia claramente que a partir de los 1600 msnm y hasta los 2250 msnm, sus gradientes son pequeños indicando una distribución de propiedades termodinámicas vaporestáticas; mientras que entre 0 y 1550 msnm esa misma distribución corresponde a condiciones hidrostáticas ebullentes.

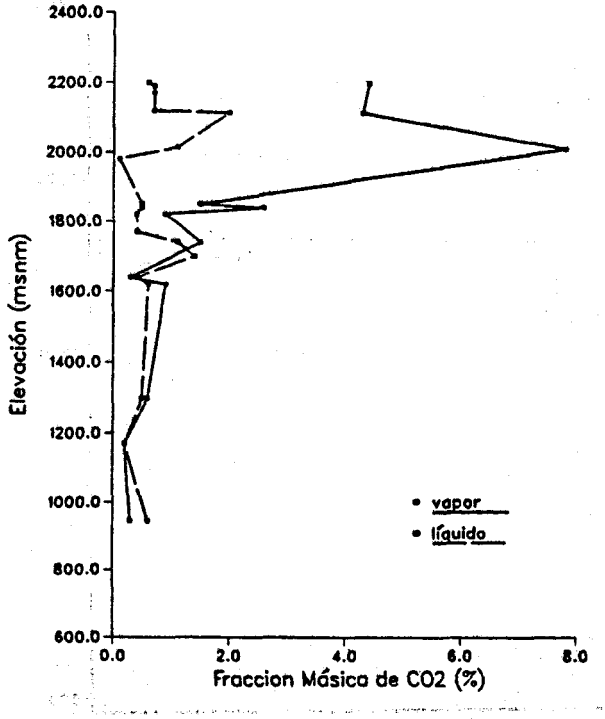


Figura 4. Perfil de CO_2 (fracción másica) en Los Azufres.

PREVIOS MODELOS PARA LOS AZUFRES

Se han hecho varios estudios preliminares de simulación para este campo tanto por personal de CFE como por algunas instituciones externas y que sólo se han reportado internamente (Suárez, 1985). El objetivo principal de esos trabajos fue el de estimar el contenido másico-energético y la posible longevidad del sistema sujeto a explotación comercial. La conclusión general de tales estudios fue que el yacimiento puede tener suficiente potencial para generar 110 MWe durante 20 años.

Por otra parte, E. Iglesias, V. Arellano y colaboradores (1985a, 1985b, 1986, 1988) han realizado trabajos sustanciales y detallados sobre el flujo vertical unidimensional de fluido y calor en el yacimiento de Los Azufres. Un vistazo general sobre esos estudios puede resumirse como sigue:

(a) Han elaborado un método simple para determinar las distribuciones naturales de presión y entalpía en reservorios bifásicos con aplicación a Los Azufres (Iglesias y o., 1985a). El método consiste básicamente en analizar datos de producción para estimar la presión y entalpía fluyente en el intervalo productor de 4 pozos de Maritaro (Az-4, 9, 28 y 41) y 6 en Tejamaniles (Az-31,33,34,35,36 y 38). Estos valores, dependientes de los gastos, son extrapolados a condiciones de cierre obtenidas por registros de presión. Para separar la información del pozo mezclada con la de la formación se emplea un simulador numérico de pozo; de esta forma se estima la presión y entalpía fluyentes de la formación. Los resultados son: En el sector sur de Los Azufres el fluido que alimenta a la mayoría de los pozos analizados es bifásico en estado natural. La calidad de vapor no es homogénea sino que varía entre 0% y 90%. El fluido en el sector norte en su estado natural, es 100% líquido. Suponiendo que los pozos estudiados sean representativos de todo el sistema, el perfil vertical de la presión del fluido es representado aproximadamente por un perfil ebullente casi hidrostático (boiling-point-to-depth) desde el fondo del yacimiento hasta unos 1800 msnm. De este punto hacia arriba existe un perfil de presión vertical característico de sistemas de vapor dominante. Los resultados permiten a los autores sugerir la existencia de un nivel piezométrico profundo, extendido sobre unos 12 km^2 a 1100 msnm.

(b) A partir del análisis de datos provenientes de 23 pozos (8 en el norte y 15 en el sur), Iglesias y otros (1985b) calcularon los valores de presión, entalpía, saturación de líquido y calidad de vapor del yacimiento en su estado natural. Su análisis sugiere la existencia de un acuífero profundo caliente, extenso, sin recarga superficial significativa. Una capa sello debe existir sobre todo el sistema y puede observarse la transición entre la parte del reservorio de líquido dominante, a la de vapor dominante. El yacimiento, desde el punto de vista hidráulico, es continuo de sur a norte, conclusión acorde con los modelos químico y mineralógico. Bajo condiciones naturales el líquido comprimido profundo asciende hasta los 1200 msnm en donde empieza a ebullir formando una región bifásica de líquido dominante, que se extiende hasta los 1700 msnm. En ese punto se forma una nueva región vertical bifásica de vapor dominante extendida hasta los 2400 msnm; de ahí el vapor sobrecaliente fluye hacia la superficie a través de fracturas en la capa sello. Los

autores concluyen que el sistema hidrotermal es probablemente joven, en o cercano al estado de equilibrio. Por lo tanto la recarga natural puede estimarse en términos de la descarga natural. El llamado "domo de vapor" resulta ser en realidad una zona bifásica con una alta calidad de vapor como fase dominante.

(c) En un documento posterior, Iglesias, Arellano y Ortíz (1986), basándose en un modelo de calorducto unidimensional, estimaron las tasas de flujo de masa y energía, la permeabilidad y las funciones de permeabilidad relativa para Los Azufres. Estos nuevos resultados verifican las conclusiones de estudios anteriores. El mejor ajuste del gradiente de presión natural implicó una permeabilidad de 0.08 md, una saturación de líquido residual de 0.04 y una saturación nula de vapor residual. Para obtener el ajuste se requirió el uso de funciones de permeabilidades relativas de fractura con $k_{rl} + k_{rg} = 1$ (Grant y o., 1982). Las tasas de flujo de masa y energía calculadas resultaron iguales a 6.9×10^{-8} kg/s/m^2 y 0.2 W/m^2 respectivamente. Considerando un área de 30 km^2, infirieron una descarga térmica natural de unos 6 MW para todo el campo.

(d) En reciente publicación, Iglesias y Arellano (1988) propusieron una nueva categoría de sistemas naturales hidrotermales intermedios entre líquido-dominante y vapor-dominante, que se caracterizan por un perfil de presión "VAPLIQ", el cual es casi vaporestático en las porciones someras del sistema y casi hidrostático ebullente en profundidad. Consideran a Los Azufres como el prototipo de este nuevo tipo de sistemas y con el apoyo de un modelo vertical unidimensional establecen que una condición necesaria para la existencia de sistemas hidrotermales bifásicos es la de que el flujo térmico vertical deba ser mayor que un valor mínimo fijo dependiente solamente de la presión y de la conductividad térmica en el punto de ebullición del sistema. Este valor mínimo es típicamente de 1 a 4 veces el valor promedio del flujo térmico terrestre. Bajo esta perspectiva un mecanismo de calorducto sólo puede existir si el correspondiente flujo de calor excede ese valor mínimo y la permeabilidad vertical en el punto de ebullición del sistema es menor que un parámetro dependiente a su vez de la presión y conductividad térmica del reservorio en el punto de ebullición. Este parámetro varía entre 1 y 3×10^{-18} m^2. Sus estimaciones de valores para Los Azufres son:

Flujo Térmico Vertical	= 0.128 W/m^2
Flujo Másico Vertical	= 8.26×10^{-10} kg/s/m^2
Permeabilidad del punto ebullente	= 1.5×10^{-19} m^2
Permeabilidad zona vapor dominante	= 1.0×10^{-16} m^2

SIMULACIONES NUMERICAS DEL ESTADO ESTABLE

Para comprender el comportamiento del reservorio de Los Azufres efectuamos simulaciones numéricas hasta obtener un estado termodinámicamente estable que ya no evolucione con el tiempo. Durante estos estudios tratamos de utilizar datos e información real de campo pero, con frecuencia, esto ha sido difícil porque muchos datos importantes son preliminares o incompletos. El principal objetivo de este trabajo es el de mostrar un proceso físico razonable acorde con aspectos observables del yacimiento, en vez de tratar de reproducir detalles particulares medidos con grados desconocidos de certidumbre (Suárez, 1987).

Con el propósito de modelar numéricamente una porción de la falla Puentecillas en Tejamaniles, idealizamos su compleja geología con la creación de un volumen simétrico vertical unidimensional dividido en 29 elementos volumétricos dispuestos así (Fig. 8): 25 elementos sucesivos (HTP01 al HTP25) representan a la falla conductiva, unidos por un área unitaria de contacto permeable de 20 m de espesor cada uno. El elemento HTP25 simula el fondo de la columna de andesitas en contacto con el acuífero profundo. El elemento HTP01 es el contacto del "calorducto poroso" con la capa sello, la cual es representada por 4 elementos: FRT00, FRT01, FRT02 y FRT03 con las dimensiones indicadas en la figura 8. El bloque FRT00 queda en contacto con la atmósfera simulada por un enorme volumen a las condiciones atmosféricas promedio de Los Azufres (T = 15 °C, P = 0.73 bar).

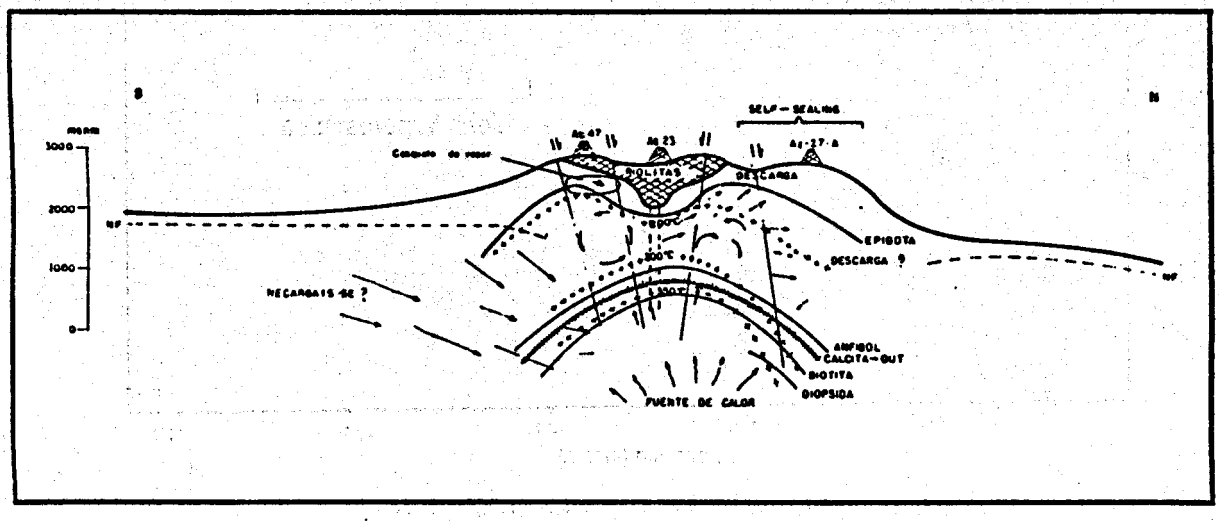


Figura 5. Modelo mineralógico de Los Azufres.

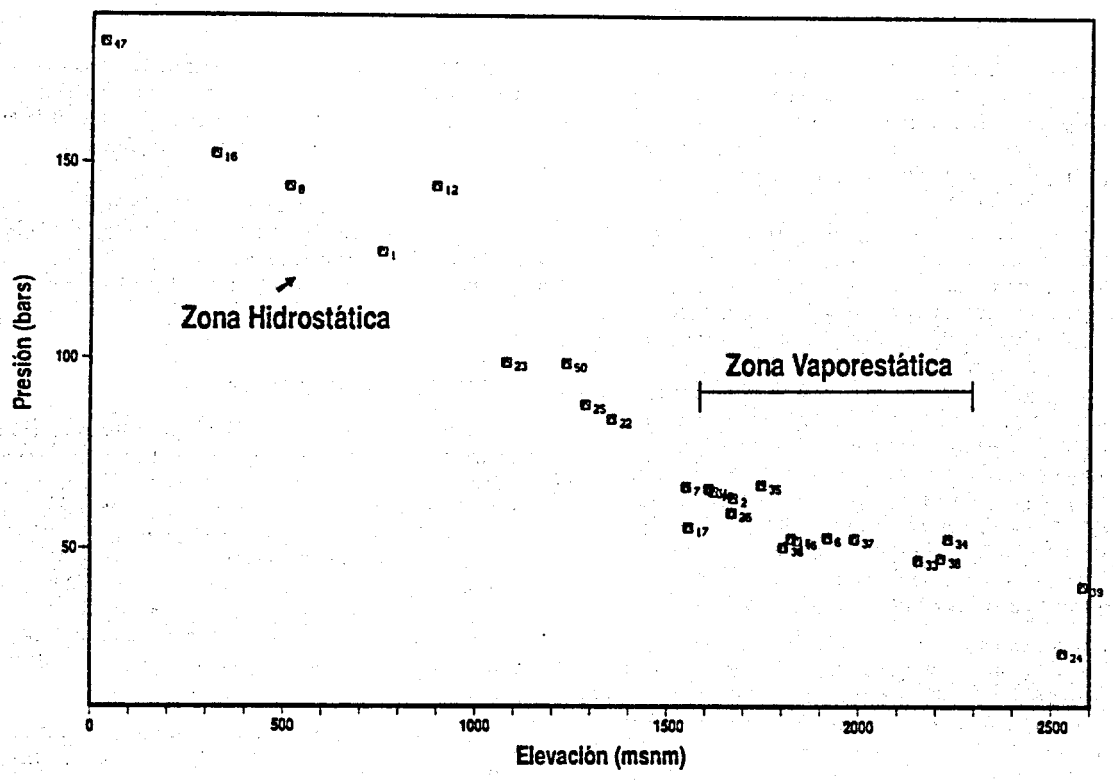


Figura 6. Perfil de presiones en Tejamaniles.

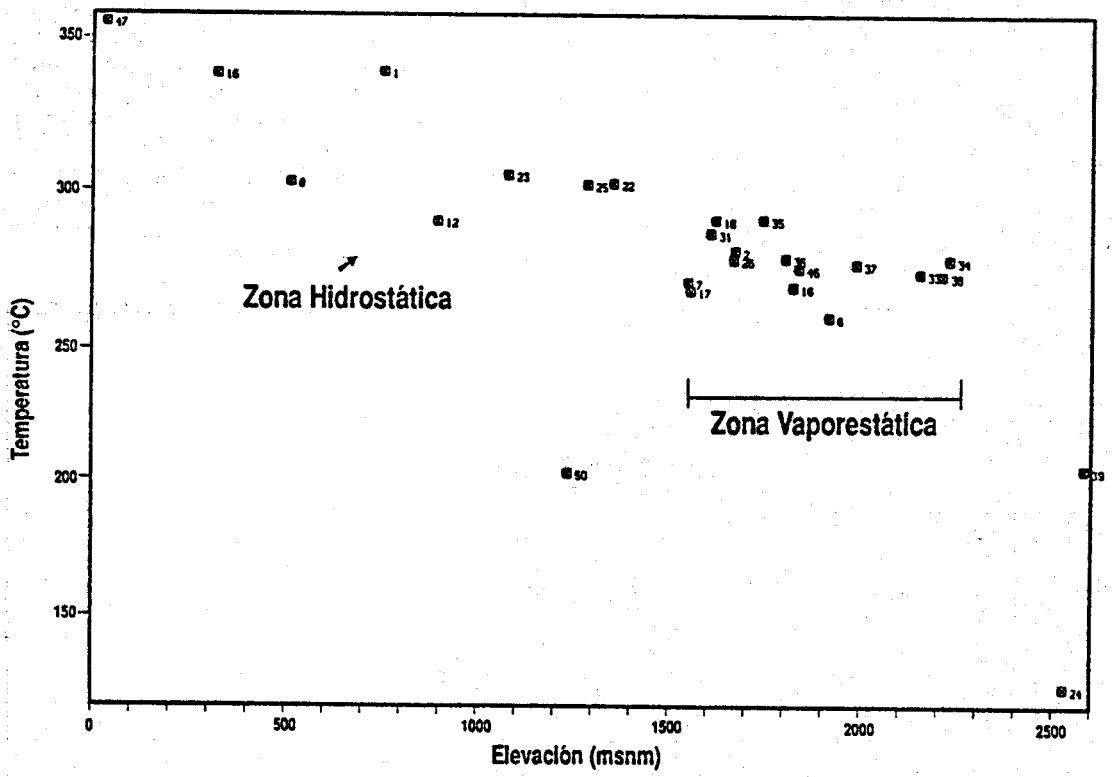


Figura 7. Perfil de temperaturas en Tejamaniles.

Los perfiles observados de presión y temperatura se muestran en las figuras 6 y 7. El flujo total de calor es dado por:

$$Q_t = Q_{cond} + Q_{conv}$$

Con,

$$Q_{cond} = \lambda * dT/dz = (1.79\ W/m/°C) * (0.007\ °C/m) = 0.013\ W/m^2$$

para valores z > 1600 msnm (región de vapor dominante). Este valor corresponde a un flujo de calor conductivo pequeño y es 10 veces menor que el promedio del Eje Neovolcánico Mexicano (García, 1983). El flujo total de calor en la superficie de Los Azufres nunca ha sido medido. Al oeste de la falla Puentecillas la profundidad de la isoterma de 150 °C es entre 250-300 m, que corresponde a un gradiente vertical de temperatura de aproximadamente 0.5 °C/m, y a un flujo conductivo de calor cerca de la superficie de unos 0.9 W/m^2. Hemos supuesto un flujo total de calor vertical promedio igual a 1 W/m^2. Esto implica un $Q_{conv} = 0.987\ W/m^2$ para la región superior de vapor dominante del sistema. Se realizaron varias simulaciones correspondientes a diferentes condiciones de frontera: inyección de calor en un sistema cerrado (Caso 1); inyección de calor y fluido ($H_2O + CO_2$) con descarga a través de fisuras en la capa sello (Casos 2 y 3). La falla fue idealizada como una matriz porosa con pequeñas fracturas para obtener una permeabilidad vertical efectiva de 10^{-17} m^2 en la capa sello y 50×10^{-15} m^2 en el reservorio.

La mayor parte de los parámetros empleados en los cálculos se obtuvieron de datos reales medidos en campo (Suárez, 1985; Contreras y o., 1988) exhibidos en la Tabla 1. Los cálculos se hicieron con MULKOM, el simulador multicomponente desarrollado en el Laboratorio de Lawrence Berkeley, con una ecuación de estado para agua-dióxido de carbono (Pruess, 1988; O'Sullivan y o., 1985).

DISCUSION DE RESULTADOS

La simulación principia asumiendo condiciones termodinámicas homogéneas en todo el sistema (ver Tabla 1). En respuesta a la inyección de calor desde el fondo el sistema pasa por una evolución transiente, alcanzando eventualmente un estado estable. Las condiciones del estado estable logrado en el Caso 1 se usaron como condiciones iniciales para los Casos 2 y 3, los cuales incluyen recarga y descarga de fluido a través de las fronteras inferior y superior respectivamente. Los resultados numéricos para los tres estados estables alcanzados se exhiben en las figuras 9 a 14.

El Caso 1 presenta un calorducto de vapor dominante sobrepuesto a otro calorducto de líquido dominante. Esto es evidente en la discontinuidad del perfil de presiones cerca de los 650 m de profundidad (Fig. 9) y asociada a la aguda caída en la saturación de vapor (Fig. 10). En contraste, los Casos 2 y 3 muestran un perfil de presiones casi hidrostático en el yacimiento y una baja saturación de vapor indicativa de condiciones de predominio del líquido. Los gradientes de presión en la capa sello son mayores en los Casos 2 y 3, lo cual se requiere para poder mantener la descarga de fluido hacia la atmósfera. A causa de la mayor hermiticidad de la capa sello, las más altas presiones ocurren en el Caso 3. Un hecho interesante en el Caso 1 es el desarrollo de un calorducto de vapor dominante "parásito" en la capa sello arriba de la zona de condensación, a la altura de la frontera con el reservorio (Fig. 10). En la capa sello los gradientes de temperatura son esencialmente conductivos en todos los casos y más pequeños abajo en el yacimiento permeable (Fig. 11). La figura 12 muestra que las presiones parciales del CO_2 son pequeñas en la mayor parte del reservorio, incrementándose hasta altos valores en la zona de condensación. Esta observación concuerda con los resultados obtenidos por McKibbin y Pruess (1988), quienes notaron que el CO_2 tiende a acumularse en la zona de condensación, en el techo del calorducto. Las presiones parciales del CO_2 son grandes a través de la capa sello. Los Casos 2 y 3 incluyen los efectos de la difusión CO_2-vapor, que se habían despreciado en el Caso 1. La figura 12 muestra que la difusión binaria tiende a incrementar la presión parcial del CO_2 hasta cierta profundidad en el yacimiento debajo de la zona de condensación.

En las figuras 13 y 14 se presenta una comparación con datos de campo. Se observa que los resultados del Caso 1 con-

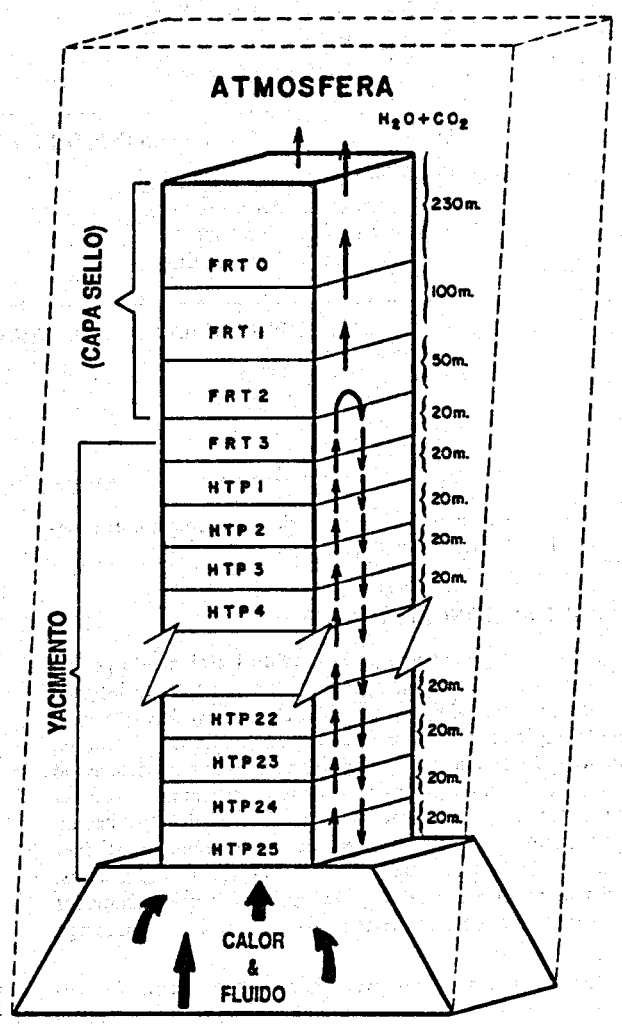


Figura 8. Modelo geométrico de una porción de falla en Tejamaniles. El calor y fluido provienen del acuífero profundo de líquido comprimido por debajo del elemento HTP25.

TABLA 1. PARAMETROS PARA LAS SIMULACIONES NUMERICAS

PARAMETROS PETROFISICOS	VALOR
Espesor de la Capa Sello	400 m
Espesor del Yacimiento	500 m
Densidad de Roca en Capa Sello	2150 kg/m^3
Densidad Matriz del Yacimiento	2300 kg/m^3
Permeabilidad Capa Sello	1.0×10^{-17} m^2
Permeabilidad Yacimiento	50×10^{-15} m^2
Porosidad en Capa Sello	0.01
Porosidad del Yacimiento	0.10
Conductividad Térmica de Roca	1.79 W/m/°C
Calor Específico de Roca	1165 J/kg/°C
PARAMETROS DEL FLUIDO	**VALOR**
Presión Capilar	despreciable
Exponente de Difusión Binaria	1.8
Coeficiente Difusividad del Vapor	1.38×10^{-5} m^2/s
Saturación Residual de Líquido	0.30 (Corey)
" " " Vapor	0.05 (Corey)
CONDICIONES INICIALES	**VALOR**
Presión Total Inicial	40.0 bar
Temperatura Inicial	242.5 °C
Saturación Inicial de Vapor	0.35
Presión Parcial Inicial de CO_2	5.0 bar
PARAMETROS DE INYECCION/DESCARGA	**VALOR**
Inyección de Calor	1.0 W/m^2 (Casos 1,2,3)
Inyección de Agua	1.0×10^{-7} kg/s (Casos 2,3)
Inyección de CO_2	5.0×10^{-9} kg/s " "
Extracción de Fluido	1.0×10^{-7} kg/s (Caso 2)

cuerdan razonablemente con las presiones y temperaturas medidas en Los Azufres, sector sur.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

El campo geotérmico de Los Azufres está regido por un mecanismo de transferencia de calor proveniente de las profundidades y que ocurre a través de un proceso de contraflujo líquido-vapor conocido como "calorducto". Hemos iniciado un estudio de las condiciones termodinámicas naturales del campo por medio de simulaciones numéricas de secciones verticales idealizadas, unidimensionales. Los parámetros de la formación y las condiciones fueron escogidas representando el área alrededor de la falla Puentecillas en el sector Tejamaniles. Cierto numero de modelos alternativos fueron simulados incluyendo flujo de calor vertical así como recarga y descarga de agua y CO_2.

Nuestros resultados preliminares demuestran la coexistencia de condiciones de líquido y vapor dominante en calorducto a diferentes profundidades, mostrando una concordancia semicuantitativa con las presiones y temperaturas observadas en el yacimiento. Encontramos que el bióxido de carbono se acumula cerca el techo del reservorio y en la capa sello. El trabajo continúa para incorporar detalles más realistas dentro del modelo numérico. Una buena representación del estado natural del yacimiento es un requisito previo para el subsecuente desarrollo de modelos de explotación que pudieran proporcionar guías para el futuro desarrollo y administración del campo.

RECONOCIMIENTO

César Suárez expresa su agradecimiento a la División de Ciencias de la Tierra del Laboratorio de Lawrence Berkeley por el apoyo técnico y la hospitalidad brindada durante una visita de cooperación binacional entre la Comisión Federal de Electricidad de México y el Departamento de Energía de los Estados Unidos (Julio-Agosto, 1988). El desarrollo de este trabajo ha sido financiado en parte por: The Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Energy Technologies, Geothermal Technology Division of the U.S. Department of Energy, bajo el contrato No. DE-AC03-76SF00098.

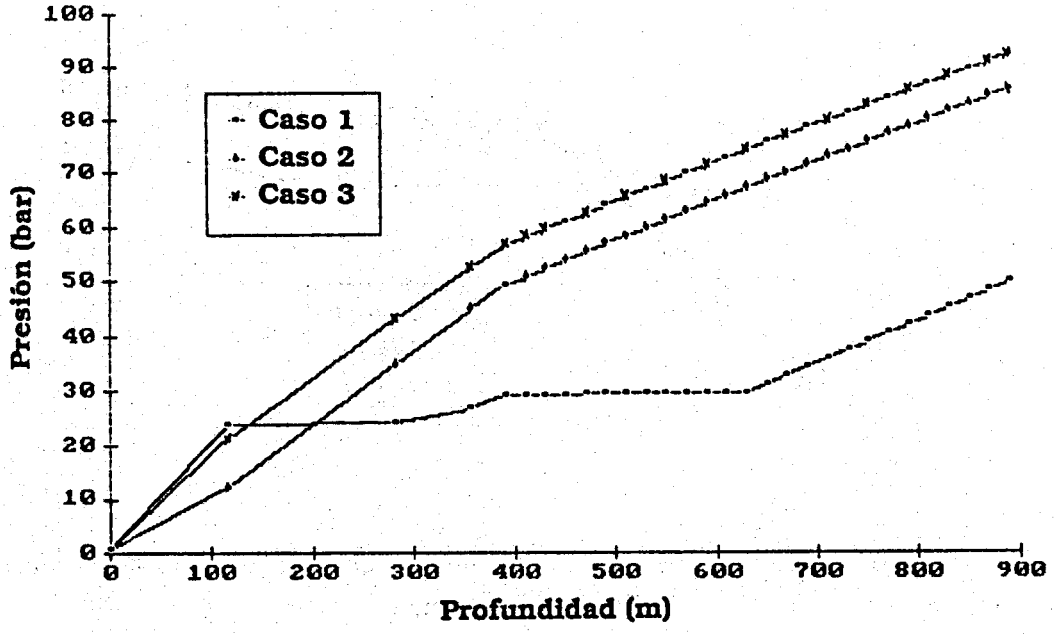


Figura 9. Perfiles de presiones calculadas para los Casos 1, 2 y 3.

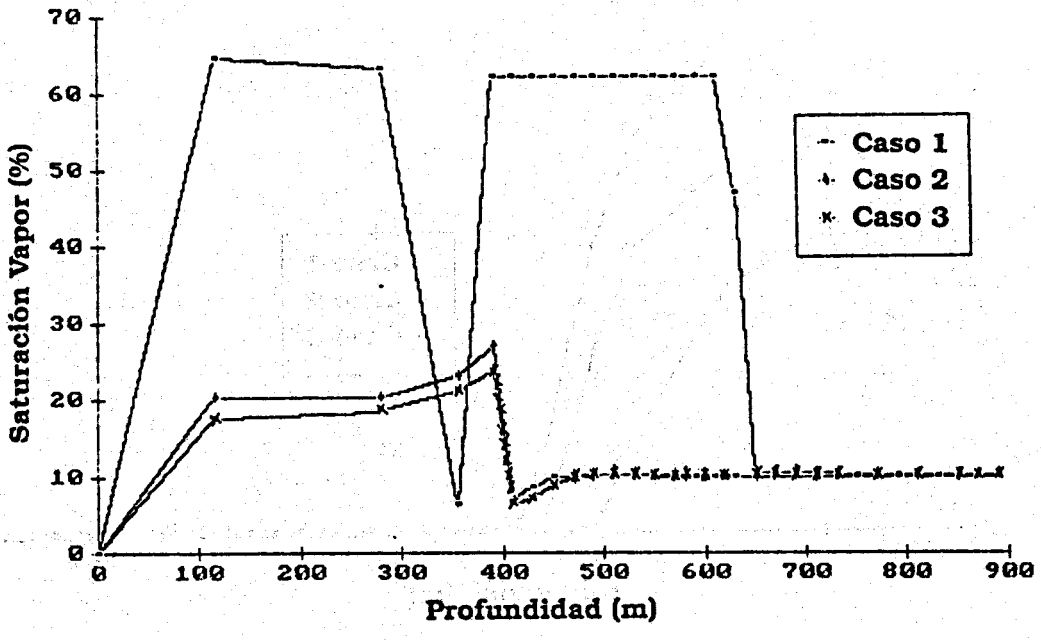


Figura 10. Perfiles de saturaciones de vapor calculadas para los Casos 1, 2 y 3.

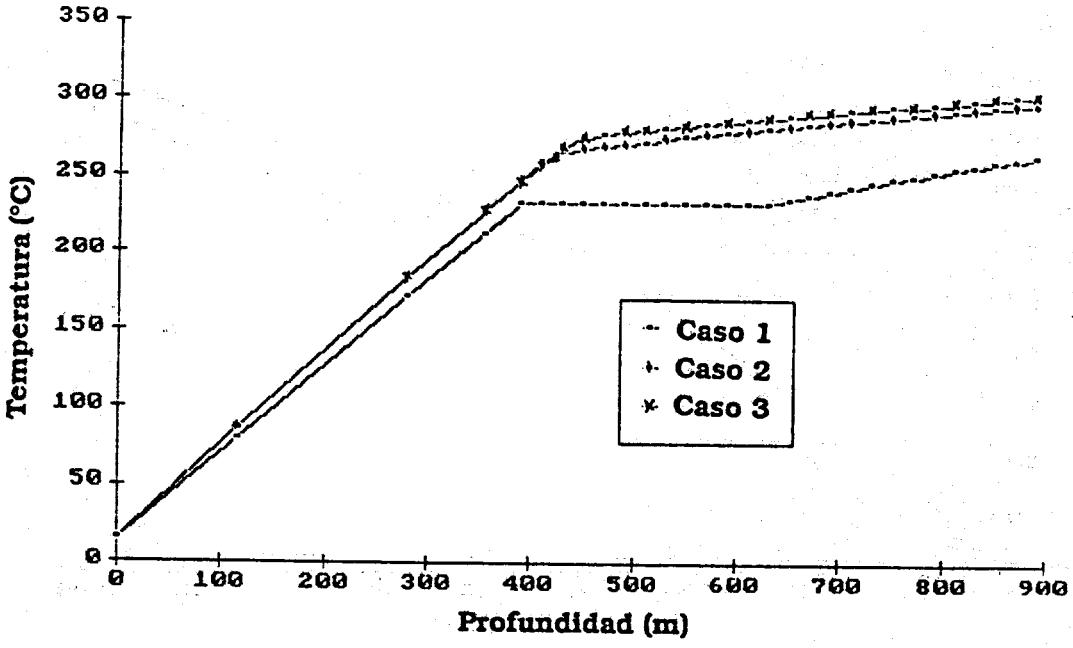


Figura 11. Perfiles de temperaturas calculadas para los Casos 1, 2 y 3.

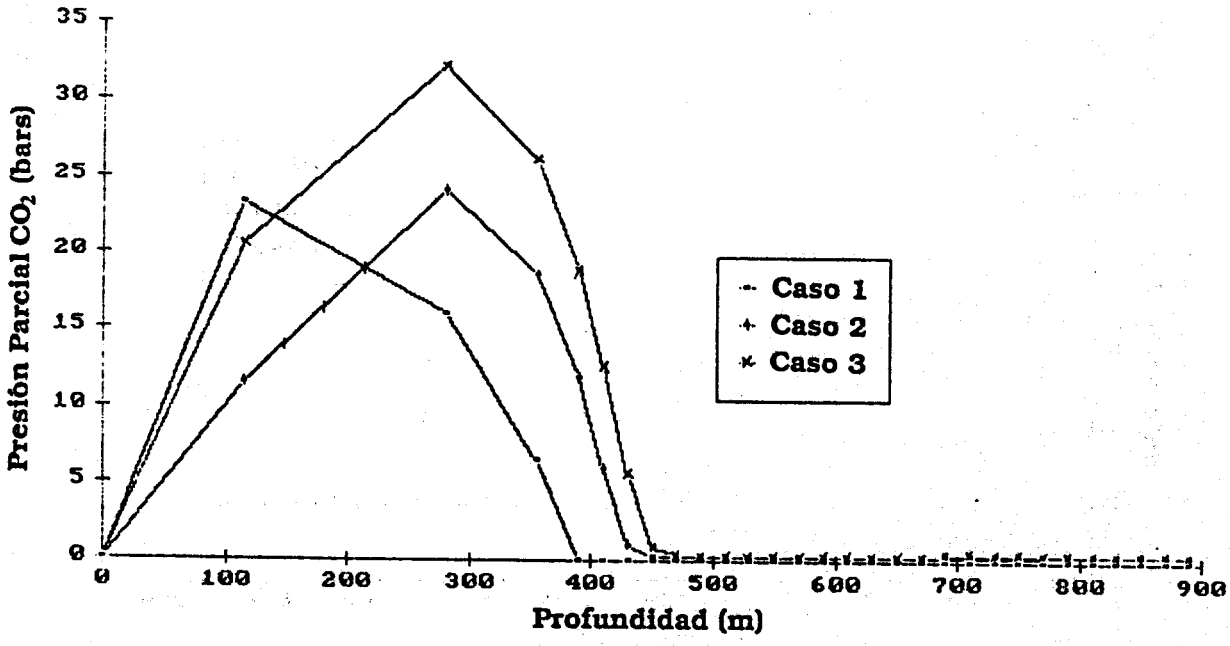


Figura 12. Perfiles de presiones parciales de CO_2 calculadas para los Casos 1, 2 y 3.

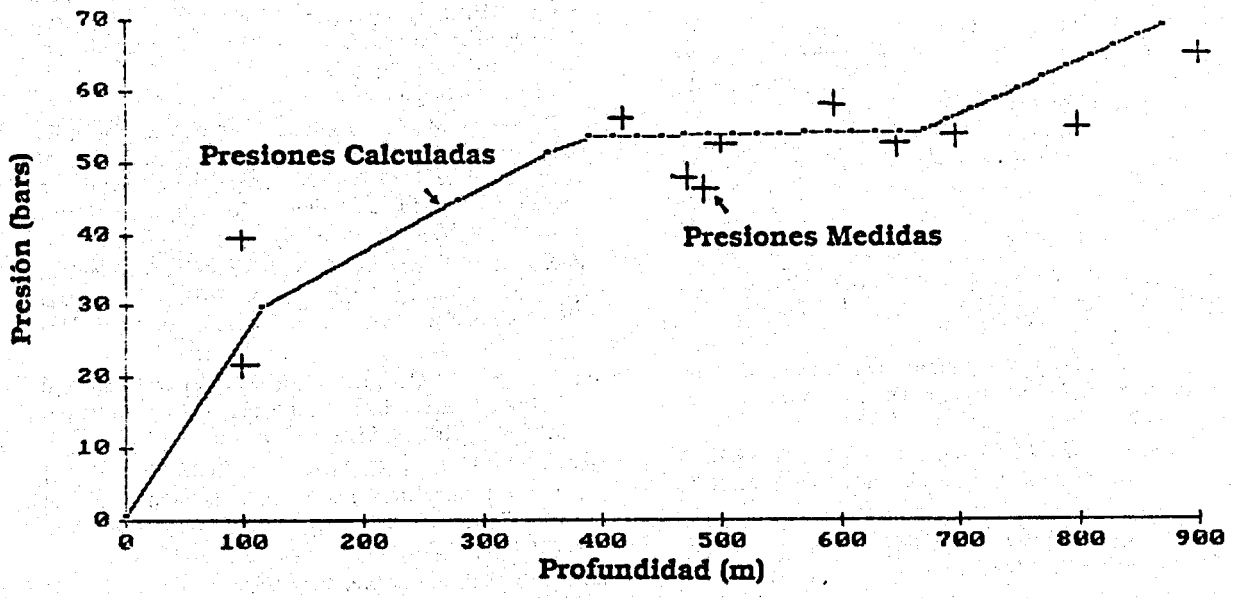


Figura 13. Comparación de presiones para el Caso 1.

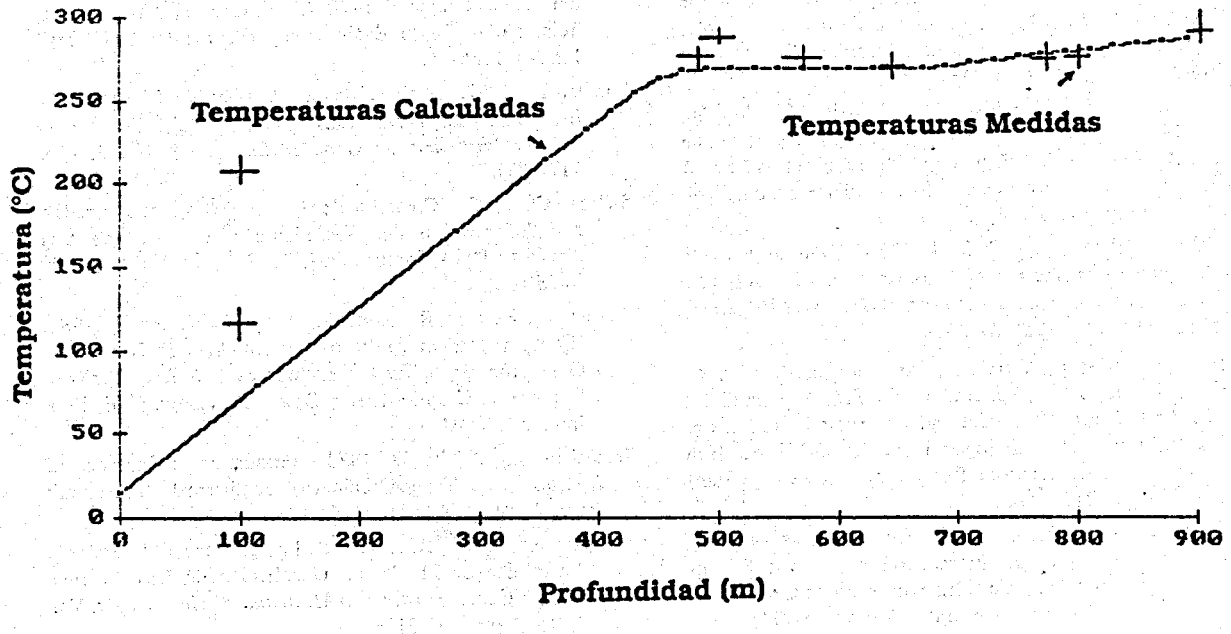


Figura 14. Comparación de temperaturas para el Caso 1.

REFERENCIAS

Cathelineau, M., Oliver, R., Nieva, D. y Garfias, A., 1985. 'Mineralogy and Distribution of Hydrothermal Mineral Zones in Los Azufres (Mexico) Geothermal Field'; *Geothermics*, Vol. 14, No.1, (pp. 49-57).

Contreras, E., Domínguez, B., Iglesias, E., García, A. y Huitrón, R., 1988. 'Compendio de Resultados de Mediciones Petrofísicas en Núcleos de Perforación del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich.'; *Geotermia-Revista Mex. de Geoenergía*, Vol. 4, No. 2, (pp. 79-105).

De La Cruz, V., 1984. 'Modelo Geotérmico Conceptual del Campo de Los Azufres, Mich.'; Dpto. Exploración CFE, Rep. Int. No. GG1184.

García, G., 1983. 'Curso Informativo sobre Métodos Termométricos de Exploración'; Dpto. Exploración CFE, Rep Int. No. GF1383.

Grant, M., Donaldson, I. y Bixley, P., 1982. 'Geothermal Reservoir Engineering'; Academic Press, New York, N.Y.

Gutiérrez, N. y Aumento, F., 1982. 'The Los Azufres (Mich., México) Geothermal Field'; 26th Int. Geo. Congress, *J. Hydrol.*, Vol. 56 (pp. 137-162).

Hiriart, L. G., 1988. 'The Mexican Experience with Modular Power Plants: Generation and Brine Disposal'; Proc. 10th New Zealand Geothermal Workshop, University of Auckland, Auckland, NZ (pp. 23-30).

Iglesias, E. y Arellano, V., 1988. 'El Campo Geotérmico de Los Azufres: Prototipo de los Sistemas Hidrotermales "VAPLIQ"'; *Geotermia-Revista Mex. de Geoenergía*, Vol. 4, No. 1, (pp. 229-246).

Iglesias, E., Arellano, V., Garfias, A., Miranda, C. y Aragón, A., 1985a. 'The Natural Thermodynamic State of the Fluids in the Los Azufres Geothermal Reservoir'; Proc. 10th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering; Stanford, CA (pp. 241-246).

Iglesias, E., Arellano, V., Garfias, A., Miranda, C. y Aragón, A., 1985b. 'A One Dimensional Vertical Model of the Los Azufres, Mexico, Geothermal Reservoir in its Natural State'; *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 9, Part II (pp. 331-336).

Iglesias, E., Arellano, V. y Ortíz, J., 1986. 'Natural Vertical Flow in the Los Azufres, Mexico, Geothermal Reservoir'; Proc. 11th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA (pp. 237-243).

Kruger, P., Semprini, L., Verma, S., Barragán, R., Molinar, R., Ortíz, J., Aragón, A., Miranda, C., Garfias, A. y Gallardo, M., 1985. 'Initial Chemical and Reservoir Conditions at Los Azufres Wellhead Power Plant Startup'; Proc. 10th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA (pp. 219-226).

McKibbin, R. y Pruess, K., 1988. 'Some Effects of Non-Condensible Gas in Geothermal Reservoirs with Steam-Water Counterflow'; Proc. 13th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA (pp. 165-171).

Nathenson, M. 1975. 'Physical Factors Determining the Fraction of Stored Energy Recoverable from Hydrothermal Convection Systems and Conduction Dominated Areas'; US Geological Survey, Open-File Report 75-525.

Nieva, D., Quijano, J., Garfias, A., Barragán, R. y Laredo, F., 1983. 'Heterogeneity of the Liquid Phase, and Vapor Separation in Los Azufres (México) Geothermal Reservoir'; Proc. 9th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA (pp. 253-260).

Nieva, D., Verma, M., Santoyo, E., Barragán, R., Portugal, E., Ortíz, J. y Quijano, J., 1987. 'Estructura Hidrológica del Yacimiento de Los Azufres'; Proc. Intern. Symp. on Development and Exploitation of Geothermal Resources, Cuernavaca, Mor., (pp. 202-213).

O'Sullivan, M. J., Bodvarsson, G. S., Pruess, K. y Blakeley, M. R., 1985. 'Fluid and Heat Flow in Gas-Rich Geothermal Reservoirs'; *Soc. Petr. Eng. J.*, Vol. 25, No. 2 (pp. 215-226).

Pruess, K., 1985. 'A Quantitative Model of Vapor Dominated Geothermal Reservoirs as Heat Pipes in Fractured Porous Rock'; Rep. LBL-19366, Berkeley, CA.

Pruess, K., 1988. 'SHAFT, MULKOM, TOUGH: A Set of Numerical Simulators for Multiphase Fluid and Heat Flow'; *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 4, No. 1, (pp. 185-202).

Pruess, K., Celati, R., Calore, C. y Cappetti, G., 1987. 'On Fluid and Heat Transfer in Deep Zones of Vapor-Dominated Geothermal Reservoirs'; Proc. 12th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA (pp. 89-96).

Quijano, J., Gallardo, M., Laredo, F., Tello, M., Pérez, E. y Moreno, J., 1987. 'Modelo Geoquímico de los Fluidos del Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich.'; Dpto. Exploración-CFE, Rep. Int. No. 6-87.

Suárez, C., 1985. 'Ingeniería Básica y Evaluación Preliminar del Sector Tejamaniles (50 MW)'; Cap. VI Anteproyecto Tejamaniles, Depto. Evaluación y Yacimientos-CFE, Rep. Int. No. 1385-26.

Suárez, C., 1987. 'Aplicación del Análisis de Riesgos a la Ingeniería de Yacimientos Geotérmicos'; *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 3, No. 2, (pp. 117-129).

Suárez, C., 1988. 'Creación de 7 Archivos Computarizados con Información del Yacimiento Geotérmico de Los Azufres'; Dpto. Evaluación-CFE, Rep. Int. No. (AVACI-MCSA08).

Suárez, C., Estrada, R., Preciado, A., y Hernández, J., 1986. 'Comportamiento de Pozos de Los Azufres Durante la Operación de 5 Turbo-Generadores Móviles. Período: Octubre 1982-Julio 1986'; Dpto. Evaluación-CFE, Rep. Int. No. 1386-016.

Truesdell, A., y White, D., 1973. 'Production of Superheated Steam from Vapor-Dominated Geothermal Reservoirs'; *Geothermics*, Vol. 2 (pp. 154-173).

Viggiano, C., 1987. 'Régimen de Flujo en Base a Mineralogía Autigénica en el Campo Geotérmico de Los Azufres, Mich.'; *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 3, No. 3, (pp. 191-213).

White, D., Muffler, L. y Truesdell, A., 1971. 'Vapor-Dominated Hydrothermal Systems Compared with Hot Water Systems'; *Econ. Geology*, Vol. 66, (pp. 75-97).

ANALISIS DE BARRIDO DE CALOR EN EL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH., MEXICO

(HEAT SWEEP ANALYSIS OF REINJECTION RECHARGE AT THE LOS AZUFRES GEOTHERMAL FIELD)

Alfonso Aragón Comisión Federal de Electricidad
Paul Kruger Stanford University

RESUMEN

El modelo de barrido de calor SGP unidimensional, fué usado para evaluar los efectos térmicos de la reinyección con fines de recarga, de la salmuera separada y de los condensados de la turbina a partir de varios pozas seleccionados como inyectores, en las tres zonas de mayor producción del campo Geotérmico de los Azufres en Michoacán México. Los datos para una serie de simulaciones de 10 probables parejas de pozos inyección-producción, fueron reunidos a lo largo de diversas discusiones con el personal técnico de los Azufres sobre las características disponibles des yacimiento y las condiciones esperadas de producción para tiempos largos. Las simulaciones proporcionan una estimación del enfriamiento en la temperatura del fluido en las vecindades del pozo, como una función del tiempo de producción. Los resultados son una estimación del tiempo a una temperatura de producción, de abandono la cual corresponde a la presión mínima de entrada a las unidades de generación. Se hicieron análisis para flujo de recarga con geometrías lineal, radial, y doble para simular de manera rápida la irrupción a tiempos largos. Los resultados muestran una distribución, comprendiendo un riesgo de un tiempo corto de irrupción en la pozos de producción más cercanos a los seleccionados como pozos de inyección, y un posible beneficio de mejoria significante en la recuperación de energia térmica para otros pozos de inyección.

MULTIDISCIPLINARY DATA SUBSTANTIATE VAPLIQ MODEL OF THE LOS AZUFRES GEOTHERMAL SYSTEM

E.R. Iglesias, V.M. Arellano, D. Nieva

Instituto de Investigaciones Eléctricas
Apartado Postal 475
Cuernavaca, Morelos 62000, México

ABSTRACT

En este trabajo revisamos y expandimos nuestro modelo vapliq del sistema hidrotermal de Los Azufres. Presentamos datos que delinean las distribuciones verticales de conductividad térmica y densidad total de las formaciones. Ambas distribuciones indican un cambio brusco de las propiedades de las formaciones en la frontera entre la zona predominada por líquido y la predominada por vapor. Esto apoya nuestra inferencia previa de que debe existir un contraste substancial de permeabilidad entre las capas predominadas por líquido y por vapor del sistema. Presentamos también la distribución vertical observada de saturación de líquido, inferida a partir de las composiciones químicas de fluidos del yacimiento y de registros de pozos; usamos esta distribución conjuntamente con el perfil vertical de presión observado, para calibrar los parámetros termofísicos del sistema. Esta calibración contra ambos perfiles aumenta significativamente la confiabilidad del modelo. El nuevo modelo predice valores de permeabilidad vertical de aproximadamente 0.1×10^{-18} y 80×10^{-18} m^2 para las capas predominadas por líquido y por vapor respectivamente. La baja permeabilidad de la zona predominada por líquido y el contraste de permeabilidad aparecen como las razones principales de las características vapliq que presenta el sistema. Además de la distribución de permeabilidad vertical, el modelo provee estimaciones de los flujos de masa y calor, y de las funciones de permeabilidad relativa del sistema. El nuevo modelo representa consistentemente un enorme conjunto de datos multidisciplinarios.

INTRODUCTION

In previous work (Iglesias and Arellano 1988a, 1988b) we discussed vapliq hydrothermal systems and the thermohydrological conditions for their existence. (The central, upflowing part of vapliq systems is a stack with a compressed-liquid layer at the base, a liquid-dominated zone in the middle, and a vapor-dominated cap). We also presented a vapliq model of the Los Azufres system (natural state), and on its basis concluded that a substantial vertical permeability contrast must exist between the vapor- and the liquid-dominated layer, the smaller permeability corresponding to the later. Assuming a homogeneous vertical distribution of thermal conductivity we estimated permeability values and other thermohydrological parameters of the system.

Though this model was consistent with a number of observations (downhole pressures, stabilized temperatures, geothermometrical estimates, hydrother-mal alteration as deduced from drill cuttings, and the ranges of permeabi-lity and thermal conductivity found in laboratory measurements of drill cores), the reliability of the estimates remained somewhat questionable because: (a) only the observed vertical pressure profile was fitted in detail, and it is known that pressure fitting alone may be misleading if applied to standard-quality observations; (b) we knew, from theoretical calculations, that non-homogeneous thermal conductivity distributions, if applicable to Los Azufres, could require significant revisions of our estimates; and (c) no direct evidence substantiating a sudden change of formation properties at the boundary between the vapor- and liquid-dominated layers had been found at the time of our previous work.

THE MODEL

We consider a 1-D vertical, steady-state scenario, based on generally accepted conceptual models of the natural states of liquid- and vapor-dominated geothermal systems. We model only the central portion of the system where there is a net mass upflow, and where mass and heat transfer have only vertical components.

Based on our earlier results (Iglesias and Arellano 1988a, 1988b) we assume a step distribution of vertical permeability, with the lower value corresponding to the liquid-dominated layer. At the base of the system there is hot compressed liquid that ascends isoentalpically (e.g., White, 1967). Eventually the compressed liquid reaches its

boiling point and a 2-phase, liquid-dominated layer develops. This layer extends upwards until it is replaced by a vapor-dominated cap, starting at the permeability discontinuity.

The model equations are given in Iglesias and Arellano (1988a). They represent 2-phase, steady-state conservation of mass, momentum and energy, and are complemented by appropriate constitutive equations. Heat flux Q and mass flux F are constants of the system. This set of equations is numerically solved. The present numerical code allows arbitrarily varying distributions of thermal conductivity.

LIQUID SATURATION PROFILE

In-situ liquid saturations for 15 wells representative of ascending flow in the system were derived from 63 fluid samples (Table 1). A subset of these results appeared in Nieva et al. (1987).

Table 1. Sampling for liquid saturation

Well	Samples	Well	Samples
Az-5	9	Az-32	1
Az-6	8	Az-33	1
Az-9	3	Az-34	1
Az-16AD	8	Az-35	1
Az-17	9	Az-36	3
Az-19	4	Az-37	1
Az-22	5	Az-38	3
Az-28	6		

Liquid saturations were computed with a method originally devised by Giggenbach (1980) and modified by Nieva et al. (1985). This modification was necessary to apply the method to wells with high concentrations of non-condensable gases in their total discharges. Briefly, liquid saturation is computed from the seeming distortion of the relative proportions of chemical species participating in the Fischer-Tropsch reaction in the reservoir.

The method requires estimates of reservoir temperature for each well (feed zone). The required temperature estimates were obtained from cation geothermometers, temperature logs, pressure logs and 2-phase assumption, and extrapolation to zero flowrate at computed bottomhole conditions. These temperature estimates were independent from the results generated by the vapliq model described in the preceding section. This prevents circular bias. The sensitivity of the computed liquid saturation to the assumed reservoir temperature is relatively mild, e.g., a temperature error of ±5°C typically results in a 5% variation in liquid saturation.

The locations of the feed zones were obtained from records of drilling fluid losses, temperature logs, pressure logs, well completions and lithologic column records.

Figure 1 represents the resulting liquid saturation profile, and the associated uncertainties.

FORMATION PROPERTIES

As stated, previous work indicated that the vertical permeability distribution may be approximated by a step function with its discontinuity marking the location of the boundary between the liquid-dominated layer and the vapor-dominated cap. The corresponding permeability values were estimated in this work by fitting model-generated profiles to the observed pressure and liquid saturation profiles (see following section).

Thermal conductivity was recently measured in 16 drill cores from Los Azufres (Iglesias et al., 1987; García et al., 1988). Figure 2 presents these results in terms of elevation. We discern two distinct trends in the data. The elevation of the boundary between both trends is strikingly coincident with that at which the liquid-dominated layer turns into the vapor-dominated cap, as attested by the observed pressure profile (Fig. 3). The upper trend of Fig.2 has a linear correlation coefficient r=-0.7988, with a confidence level (CL) greater than 99.5%. For the lower trend the corresponding figures are r=-0.8617, CL>99.5%. Note that the discontinuity in thermal conductivity is clearly observable in well Az-3 (cores 3-1, 3-4 and 3-5) and in well Az-26 (cores 26-2 and 26-3).

The percentage of total hydrothermal alteration of 20 drill cores from Los Azufres, which include the cores of the preceding paragraph, were also determined recently (Iglesias et al., 1987). The hydrothermal alteration of the cores lying in the vapor-dominated layer correlates well (r=-0.8075, CL>99.5%) with elevation, as illustrated in Fig. 4. No significant correlation of total alteration with elevation was found for the cores in the liquid-dominated zone.

Coincidently, thermal conductivity correlates well (r=0.9917, CL>99.5%) with total hydrothermal alteration in the vapor-dominated cap (Fig. 5), and no significant correlation was found between these variables in the liquid-dominated layer.

Bulk density was measured in the same 20 drill cores (Iglesias et al., 1987). The corresponding results are plotted against elevation in Fig. 6. Two trends are also discernible in these data. In the vapor-dominated layer, bulk density correlates linearly with elevation (r=-0.6452) with a CL>98.64%. A stronger correlation (r=-0.8654, CL>99.98%) between these variables is found in the liquid-dominated zone.

These results clearly substantiate the notion that a sharp change in formation properties exists at the boundary between the liquid- and the vapor-dominated layers in Los Azufres, whatever its cause. The postulated vertical permeability contrast is consistent with such change.

MODEL RESULTS AND DISCUSSION

The thermohydrological conditions of the system were obtained by trial and error (e.g., Iglesias and Arellano, 1988a, 1988b), by matching model profiles to the observed pressure (Fig. 3) and liquid saturation (Fig. 1) profiles. The main parameters thus estimated are Q, the net (vertical) heat flux; F, the net (vertical) mass flux; k(z), the distribution of vertical permeability in terms of altitude z; k_L and k_V, the liquid and vapor relative permeabilities; S_{LR} and S_{VR}, the liquid and vapor irreducible saturations; and p(z) and S(z), the pressure and liquid saturation vertical profiles, respectively.

In this model we take as known input parameters p_B, the pressure at the boiling point of the system; z_B, the elevation of the boiling point; and K(z), the vertical distribution of thermal conductivity. The input parameters also include trial values of Q, and trial functions k(z), and $k_L(S)$ and $k_V(S)$, where S is liquid saturation.

The boiling point of the system is p_B=8.6 MPa, and its elevation z_B=1300 m a.s.l. (Iglesias et al., 1985). The variation of thermal conductivity along the liquid-dominated layer is small (Fig. 2). Thus a simple model is to set K=constant in the liquid-dominated layer, and K linearly varying with z, in the vapor-dominated cap, as in Fig. 2. Trial values for Q, k_{down} and k_{up} (the values of k(z) in the liquid- and vapor-dominated layers respectively) were suggested by our previous work (Iglesias and Arellano, 1988a; 1988b). For the relative permeability functions we tried Corey- and X-type curves; only X-type curves resulted in reasonable matches of the observed pressure and liquid saturation profiles.

Our best match for the model of the preceding paragraph is shown in Figs. 3 and 7. The corresponding model parameters are $Q=0.1\ Wm^{-2}$, $F=0.4\ kgm^{-2}s^{-1}$, $k_{down}=1.0\times10^{-19}\ m^2$, $k_{up}=0.8\times10^{-16}\ m^2$, $K_{down}=1.6\ Wm^{-1}\cdot C^{-1}$, K_{up}=variable, $S_{LR}=0.20$, $S_{VR}=0.00$. The match to the pressure profile is excellent. The match to the liquid saturation profile looks promising but not quite satisfactory: the synthetic profile seems too low in the liquid-dominated layer. Despite this, it is interesting to note that the position of the nearly vertical line matching the liquid saturation of the vapor-dominated layer is totally determined by the value assigned to S_{LR}: lower (higher) values of this parameter shift the nearly vertical line to the left (right). Thus, we interpret the approximately constant observed liquid saturation of the steam cap as resulting mainly from the formation's irreducible liquid saturation. The value indicated for Q is consistent with that inferred from stabilized temperatures in the caprock (Iglesias et al., 1988a, 1988b). The small value obtained for F is qualitatively consistent with the mild (as compared with other geothermal fields) surface manifestations, which consist exclusively of fumaroles.

An improved match to the liquid saturation profile is presented in Fig. 8; the corresponding pressure results are indistinguishable from those of Fig. 3. This match was obtained using the same model parameters as before, except that K_{down} was allowed to vary as in Fig. 2. The reason for the improvement can be understood with the help of Fig. 9. The (constant) heat flux is the sum of a conductive and a convective component. Heat flow is overwhelmingly conductive in the liquid-dominated layer, due to its small permeability. Thus, even small variations of thermal conductivity (and therefore of the conductive flux) in this layer, translate in greater relative changes of the convective flux, which is mediated by liquid saturation via the relative permeability functions.

The present results confirm, refine and enlarge those of our previous work. The present model is consistent with a large body of multidisciplinary evidence, including pressure, temperature and drilling logs (used to define the observed pressure and liquid saturation profiles), stabilized temperatures, discharge enthalpies, chemical composition of total discharges (via the inferred liquid saturations), cation geothermometers, hydrothermal alteration as deduced from drill cuttings and cores [e.g., correlations of total

hydrothermal alteration with thermal conductivity and with elevation; consistency of the 3-D distribution of calcite deposition with the inferred 2-phase layers (Iglesias et al., 1986a)], and measurements of formation density and thermal conductivity in drill cores (this paper). Furthermore, the permeability values predicted by this model are consistent with the laboratory measured matrix permeability of drill cores which ranges from less than 2×10^{-18} m^2 to about 400×10^{-18} m^2 (Iglesias et al., 1986b). This ample multidisciplinary consistency lends strong support to the model.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

This paper contributes previously unpublished vertical distributions of thermal conductivity, formation bulk density, and observed liquid saturation, for the central, upwelling zone of the Los Azufres geothermal system. These contributions were used to refine a previous model of the system.

The present model is strongly supported by ample multidisciplinary evidence.

The observed vertical distributions of formation properties, pressure and liquid saturation, and the model results, consistently indicate the existence of a sharp change in formation properties at the boundary between the liquid-dominated layer and the vapor-dominated cap. Our model predicts vertical permeability values of about 0.1×10^{-18} m^2 for the liquid-dominated layer and of about 80×10^{-18} m^2 for the steam cap. The low permeability of the liquid-dominated layer and the existence of the inferred permeability contrast appear as the main reasons for the vapliq characteristic displayed by this geothermal system.

The model also indicates that the observed liquid saturation in the steam cap, S_L=0.2, reflects the formation's irreducible liquid saturation S_{LR}. The model furthermore indicates X-type relative permeability functions and S_{VR}=0.

REFERENCES

García A., Contreras E., Iglesias E.R., Domínguez B. (1988) Developments in geothermal energy in Mexico - Part Seventeen. Thermal conductivity of drill cores from the Los Azufres geothermal field: Experimental results and accurate prediction method, Heat Recovery Systems & CHP, vol. 8, No.4, pp.289-297.

Giggenbach W.F. (1980) Geothermal gas equilibria, Geochim. Cosmochim. Acta vol. 44, pp. 2021-2032.

Iglesias E.R., Arellano V.M., Garfias A., Miranda C., Aragón A. (1985) A one-dimensional vertical model of the Los Azufres, México, geothermal reservoir in its natural state, Geothermal Resources Council Transactions vol. 9, part II, pp. 331-336.

Iglesias E.R., Arellano V.M., Ortiz-Ramírez J. (1986a) Natural vertical flow in the Los Azufres, México, geothermal reservoir, Proc. 11th Stanford Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, pp. 237-243.

Iglesias E.R., Contreras E. and García A. (1986b), Caracterización de propiedades físicas índice de 20 núcleos de perforación del campo geotérmico de Los Azufres, Report IIE/11/2014/I 02/P, Instituto de Investigaciones Eléctricas.

Iglesias E.R., Contreras E. and García A. (1987) Propiedades físicas de andesitas del campo geotérmico de Los Azufres, Report IIE/11/2014/I 03/F, Instituto de Investigaciones Eléctricas.

Iglesias E.R. and Arellano V.M. (1988-a), Vapliq hydrothermal systems, and the vertical permeability of Los Azufres, México, geothermal reservoir, Proc. 13th Stanford Workshop Geothermal Reservoir Engineering, pp.125-131.

Iglesias E.R. and Arellano V.M. (1988-b), Los Azufres, México, the prototype "vapliq" geothermal system, Proc. JIGASTOCK 88, Vol. 2 pp. 805-812.

Nieva D., González J., Garfias A. (1985), Evidence of two extreme flow regimes operating in the production zone of different wells from Los Azufres, Proc. 10th Stanford Workshop Geothermal Reservoir Engineering, pp.233-240.

Nieva D., Verma M.P., Santoyo E., Barragán R.M., Portugal E., Ortíz J., Quijano J.L. (1987), Estructura hidrológica del Yacimiento de Los Azufres, Proc. International Symposium on Development and Exploitation of Geothermal Resources, pp. 202-213, Instituto de Investigaciones Eléctricas/Commission of European Communities.

White D.E. (1967), Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat Springs, Nevada, Am. J. Sci. vol 265, pp. 641-684.

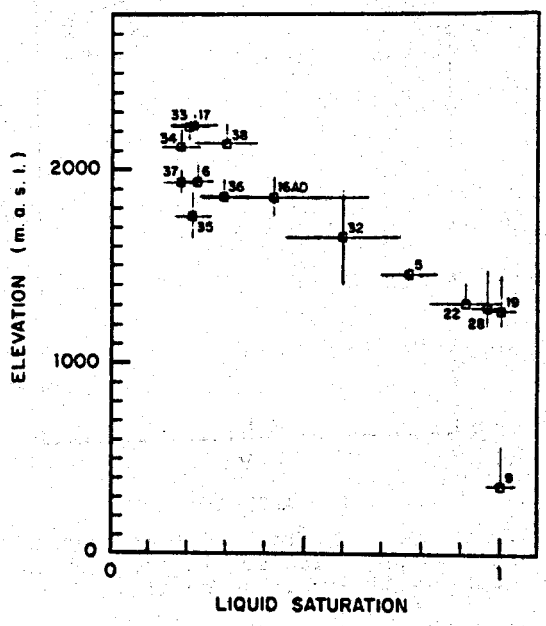


Fig. 1. Observed distribution of liquid saturation in the central, upflowing part of the system. Numbers identify wells.

Fig. 1. Distribución de saturación de líquido observada en la zona central, de ascenso de fluidos del sistema. Los números identifican pozos.

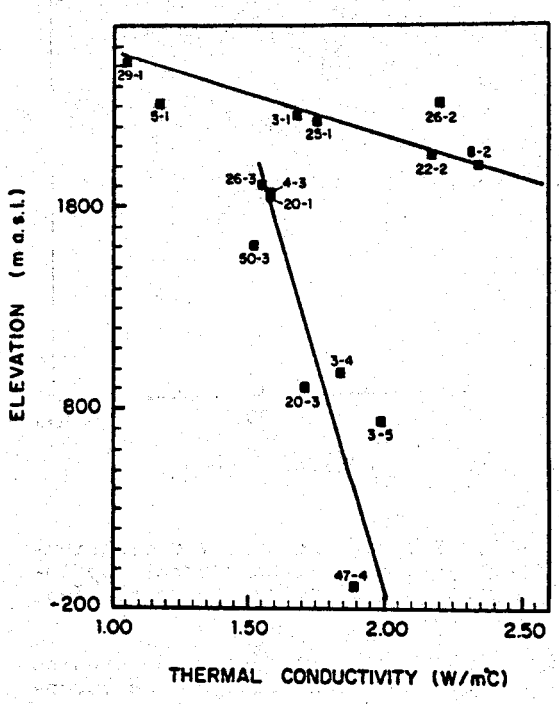


Fig. 2. Vertical distribution of thermal conductivity, from drill cores.

Fig. 2. Distribución vertical de conductividad térmica, inferida de núcleos de perforación.

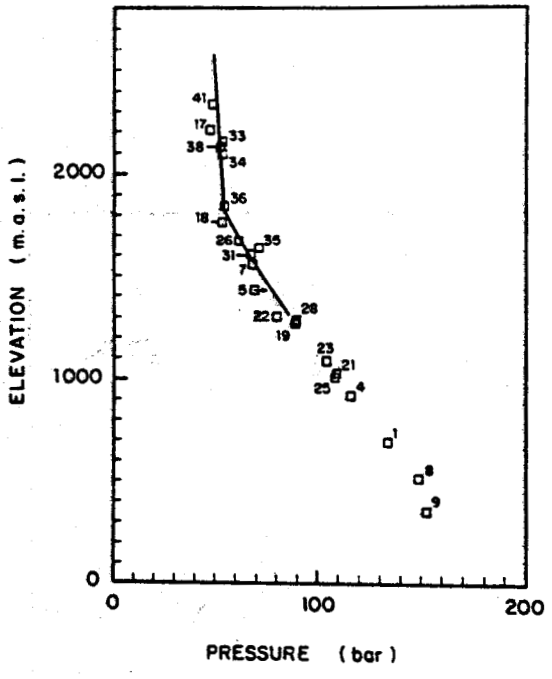


Fig. 3. Fit to the observed distribution of pressure in the central, upflowing part of the system. Numbers identify wells.

Fig 3. Ajuste del perfil de presión observado en la zona central, de ascenso de fluidos del sistema. Los números identifican pozos.

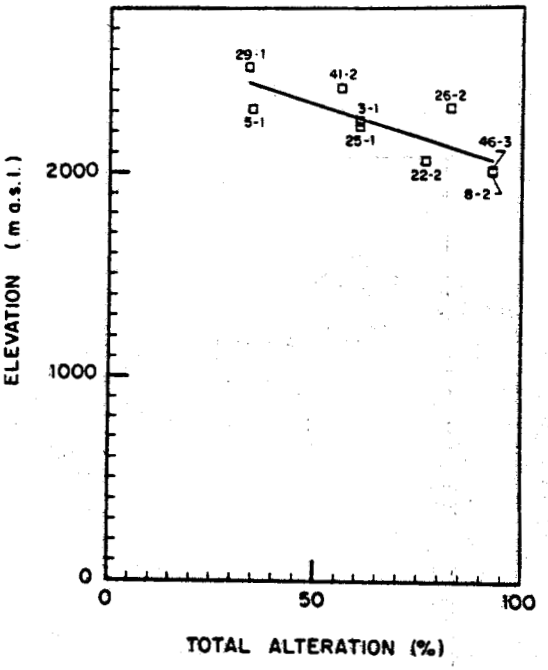


Fig. 4. Total hydrothermal alteration in the vapor-dominated layer. Numbers identify (well)-(core number).

Fig. 4. Alteración hidrotermal total en la capa predominada por vapor. Los números identifican (pozo)-(núcleo).

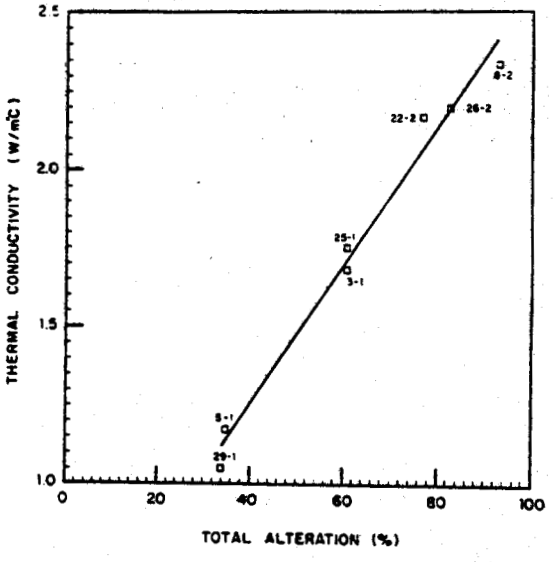


Fig. 5. Correlation between thermal conductivity and total hydrothermal alteration in the vapor-dominated layer. Numbers identify (well)-(core number).

Fig. 5. Correlación entre conductividad térmica y alteración hidrotermal total en la capa predominada por vapor. Los números identifican (pozo)-(núcleo).

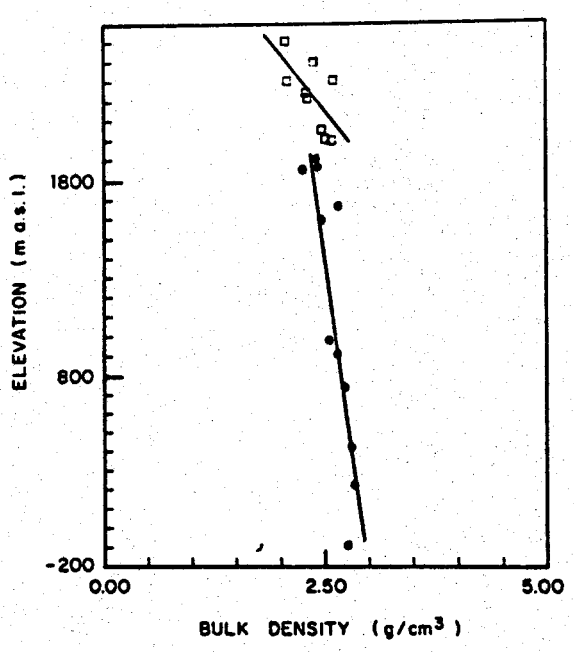


Fig. 6. Vertical distribution of bulk density, from dill cores.

Fig. 6. Distribución vertical de densidad total, inferida de núcleos de perforación.

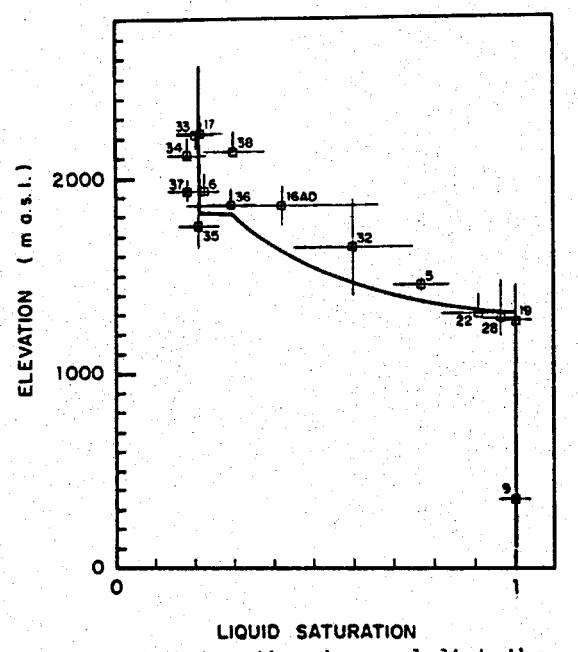


Fig. 7. Fit to the observed distribution of liquid saturation, taking K_{down}=1.6 $Wm^{-1}°C^{-1}$.

Fig. 7. Ajuste de la distribución observada de saturación de líquido, tomando K_{down}=1.6 $Wm^{-1}°C^{-1}$.

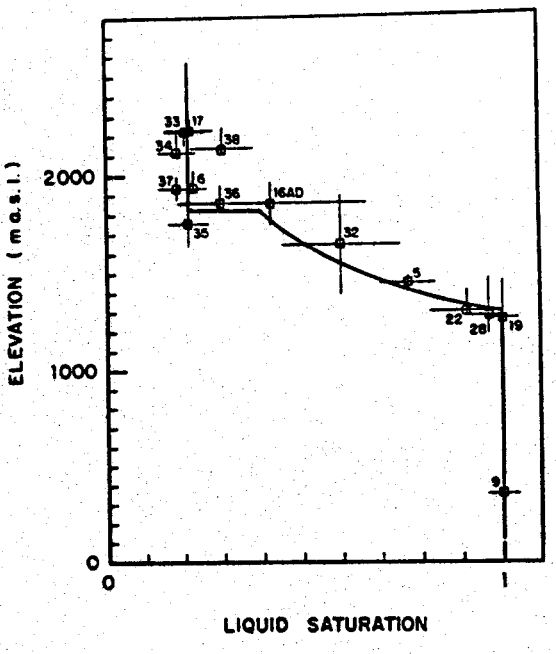


Fig. 8. Improved fit to S_L; K_{down} was allowed to vary as in Fig. 2.

Fig. 8. Ajuste mejorado de S_L; K_{down} varía como en la Fig. 2.

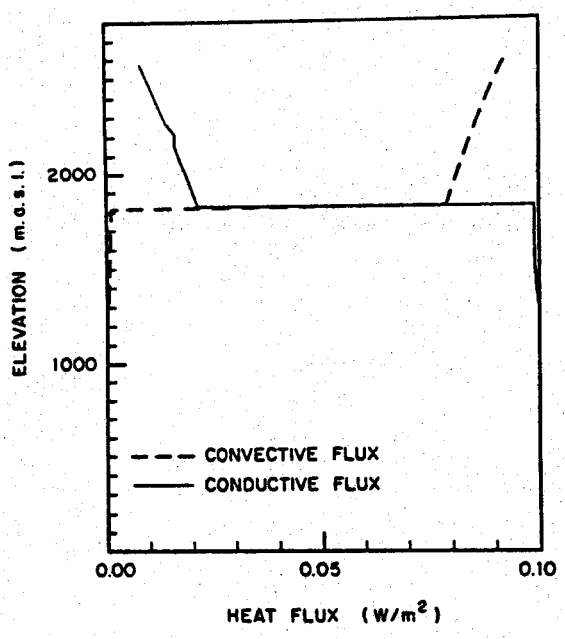
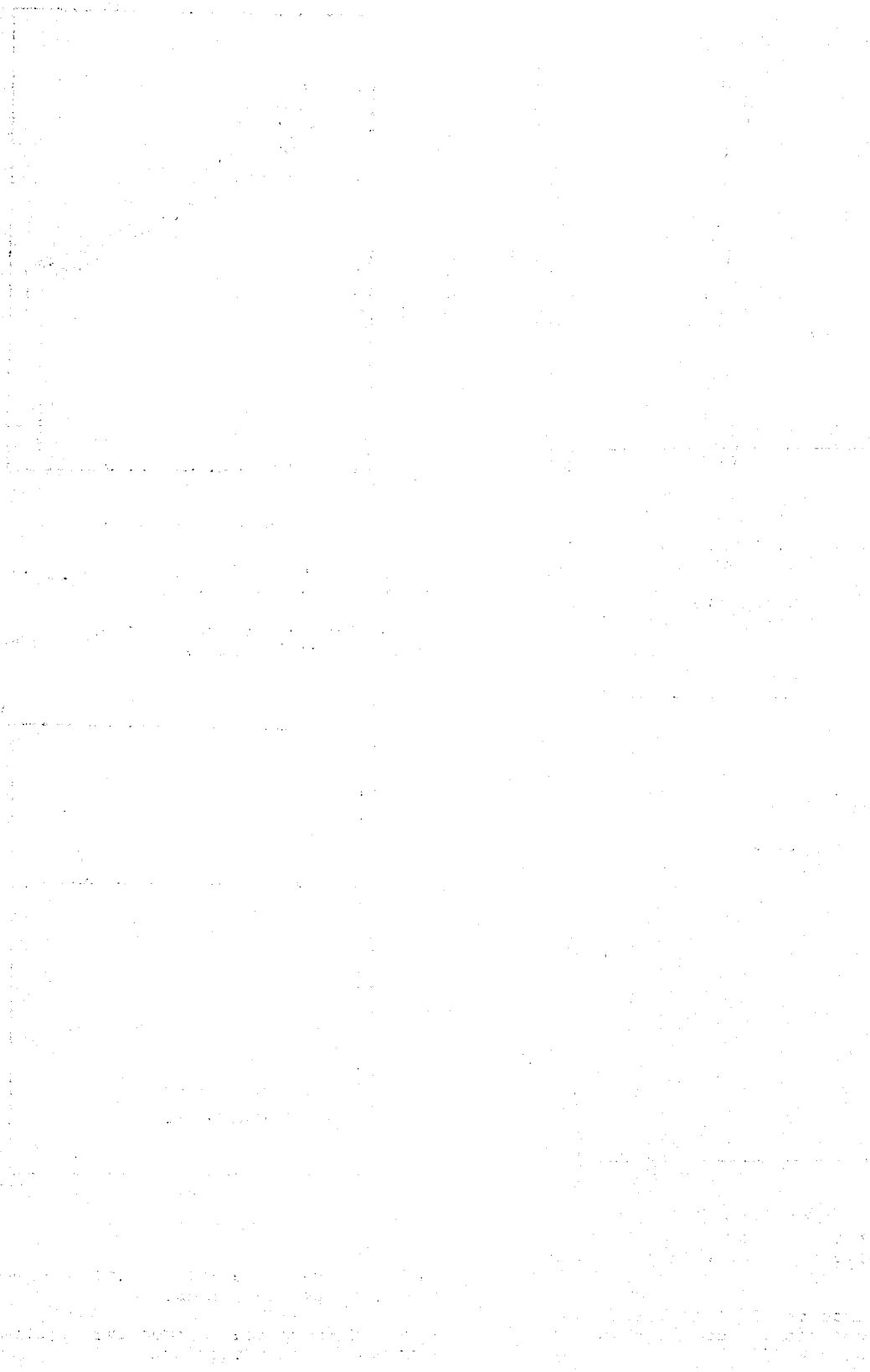


Fig. 9. Conductive and convective components of the heat flux.

Fig. 9. Componentes conductiva y convectiva del flujo térmico.



HEAT SWEEP ANALYSIS OF REINJECTION RECHARGE AT THE LOS AZUFRES GEOTHERMAL FIELD

Paul Kruger
Stanford Geothermal Program
Stanford University
Stanford, CA

Alfonso Aragon
Gerencia Proyectos Geotermicos
Comision Federal de Electricidad
Morelia, Mich

ABSTRACT

The SGP 1-D Heat Sweep Model was used to evaluate the thermal effects of reinjection recharge of separated brine and turbine condensate from several candidate injection wells at the three major production zones of the Los Azufres geothermal field in Michoacan, Mexico. Data for a series of simulations for ten potential reinjection-production well pairs were compiled from discussions with the senior staff at Los Azufres on available reservoir characteristics and expected long-term production conditions. The simulations provide an estimate of the cooldown of the wellbore fluid temperature as a function of production time. The results are an estimate of the time to the production abandonment temperature corresponding to the minimum inlet pressure to the generating unit turbines. Analyses were made for linear, radial, and doublet recharge flow geometries to simulate rapid to long-term recharge breakthrough. The results show a distribution of potential breakthrough times, comprising a risk of early thermal breakthrough times to the nearest production well for some of the designated reinjection wells and a potential benefit for significant enhanced thermal energy recovery for other reinjection wells.

INTRODUCTION

Reinjection of separator brines and turbine condensate is an integral part of the reservoir management plan for Los Azufres geothermal field in Michoacan, Mexico. In the development of the three major production zones of the field for both small portable wellhead and large central units, brines will be disposed by injection into non-productive stepout wells at the margins of the production zones. The selection of specific wells requires adequate assurance that the risk of premature thermal cooldown at the production wells by the reinjected fluid is small. However, reinjection of the cooled brine at an appropriate distance from the production wells not only solves the waste brine problem, but also provides reservoir management benefits of maintaining reservoir pressure in the production zone and the potential for secondary thermal energy recovery from the reservoir interval between injection and production wells. Ramey, Kruger, and Raghavan (1973) noted that most of the heat contained in a hydrothermal resource resides in the formation rock rather than in the geothermal fluid. This stored heat can be extracted by two processes: (1) flashing the contained liquid to steam within the pore space (until the liquid content is exhausted) or (2) recycling colder fluid back into the formation (at a rate consistent with the rate of heat extraction from the rock matrix).

The SGP 1-D Heat Sweep Model was developed for use as a simple heat transfer model for early prediction of the potential of production fluid cooldown as a result of cold water reinjection into a fractured hydrothermal reservoir. The model is based on the equations for heat transfer from large, irregular-shaped rock blocks in contact with colder recharge fluid flowing in the fracture porosity of the reservoir interval between reinjection wells and production wells. A description of the 1-D linear flow model is given by Hunsbedt, Lam, and Kruger (1984). The model evaluates the mean temperature difference between a collection of fractured rock blocks described by Kuo et al (1977) and Iregui et al (1979) as lumped equivalent-radius spheres and the circulating recharge fluid. The main parameter in the model is the number of heat transfer units, which expresses the ratio of the mean fluid residence time to the thermal time constant for the rock distribution. A large number of heat transfer units implies a reservoir that is heat limited, with the recharge fluid remaining sufficiently long for effective removal of the thermal content of the formation above the recharge fluid temperature. A small number of heat transfer units implies a reservoir that is fluid limited, the residence time being too small for effective heat transfer.

The 1-D linear heat sweep model was improved by Lam (1986) to allow for several types of recharge flow geometry and for mixing of the recharge fluid with reservoir fluid cooling exponentially at a given cooldown rate near the production wells. A further improvement was the addition of a doublet flow sweep model, in which the intrinsic 2-D nature of doublet flow was expressed as 1-D for heat extraction. The flow travel time between wells in a uniform flow field was described by Grove, Beetem, and Sower (1970). The 1-D doublet heat sweep model calculates the heat extraction as the sum of linear hear sweeps in an expanding series of streamline flow crescents connecting the injection and production well pair. A description of the doublet flow heat sweep model is given by Lam and Kruger (1987).

The present joint study builds on the history of cooperative efforts between the Comision Federal de Electricidad (CFE) and the Stanford Geothermal Program (SGP) on the use of the 1-D Heat Sweep Model to evaluate the potential for thermal cooldown at selected production wells in Mexican geothermal fields based on available preproduction reservoir data and planned reinjection practices compiled by field development personnel. The objectives of this joint study were to assist in selection of available non-production wells as candidate reinjection wells, to evaluate the potential for secondary thermal energy recovery for the selected injection wells, and to estimate the time to thermal breakthrough of the reinjection recharge to the production fluid temperature corresponding to the minimum inlet pressure to the turbines.

APPLICATION TO LOS AZUFRES

The development of the three major zones of the Los Azufres geothermal field requires early decision on the choice of reinjection wells for reinjection testing and construction of the surface piping of the return lines. A plan of the proposed collection lines for the three zones, Tejamaniles vapor-dominated zone in the south, El Chino two-phase zone in the center, and Maritaro liquid-dominated zone in the north, is shown in Fig 1. Several of the candidate wells are already being used, some for current operations, such as Az-7 and Az-8 in the Tejamaniles zone, Az-3 in the El Chino zone, and Az-15 in the Maritaro zone. Others are being considered for the new installations, 5-MW wellhead units in the Maritaro zone and the 55-MW central power station in the Tejamaniles zone. Table 1 lists the pairs of injection - production wells selected for this phase of the SGP-CFE joint study.

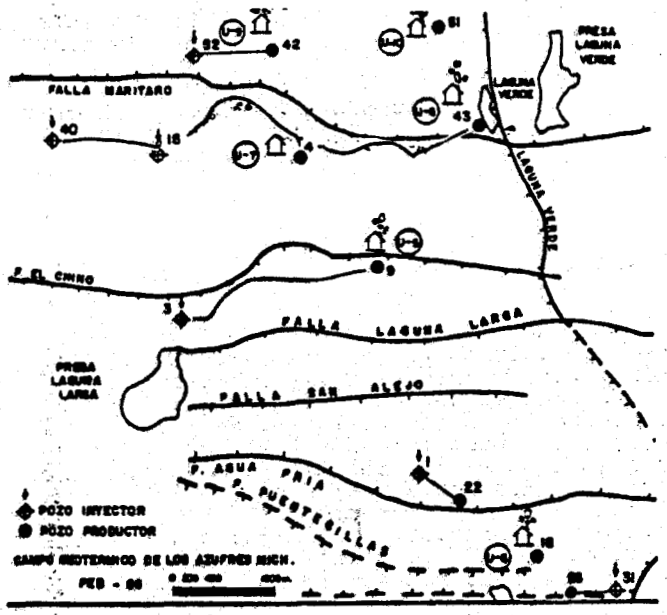


Fig. 1. Planned brine reinjection lines for the three Los Azufres production zones.

In the Tejamaniles zone, in addition to the three 5-MW wellhead units operating since 1982, the newly installed 55-MW central station is expected to come into operation in 1989. Surface piping is being installed for the wells shown in Fig. 1. Two other non-production wells are being held in reserve for testing and possibly reinjection usage, wells Az-1 in the north and Az-31 in the east. These wells are close to two production wells, Az-22 and Az-26, respectively. In the El Chino zone, one 5-MW wellhead unit is operating at well Az-9 with well Az-3 as the injection well. This pair, with its well-defined parallel faults to the north and south provided the basis for an extensive analysis with the linear, radial, and doublet flow sweep models. The initial results of the study on this well pair as part of the development of the 1-D doublet heat sweep model were given by Lam and Kruger (1987). The Maritaro zone is expected to receive four additional 5-MW wellhead portable units during 1988 and 1989. Table 1 shows the planned production wells and the proposed corresponding reinjection wells for these new units. A major problem in the development of the surface facilities is the choice of either Az-15 or Az-40 to provide the bulk of the reinjection capacity for the new units as well as the two units at Az-5 and Az-13 in operation since 1982. The possibility of extending the reinjection area to the north is examined in the well pair Az-52 and Az-42.

Table 1
Los Azufres Heat Sweep Analysis Well-Pair Data*

Proj No.	Unit No.	Inj Well	Prod Well	T(i) (C)	T(r) (C)	Q(i) (t/h)	Q(r) (t/h)	L (m)	H (m)
Tej-1	C	31	26	281	42	208	52	460	135
Tej-2	C	1	22	280	115	95	84	520	491
ECh-3	5	3	9	280	70	44	50	2000	240
Mar-4	7	15	4	279	144	148	66	1410	385
Mar-5	7	40	4	269	22	148	66	2415	721
Mar-6	8	15	51	263	144	n/a	n/a	3200	433
Mar-7	8	40	51	253	22	n/a	n/a	4080	768
Mar-8	9	52	42	264	80	243	122	830	321
Mar-9	10	15	43	253	144	20	65	3240	482
Mar-10	10	40	43	243	22	20	65	4240	818

*Constants for the Study:

T(a)(8 bar)	: 170 C	Material	: andesite
Porosity	: 10 %	Density	: 2430 kg/m3
MFS	: 50 m	Heat Capac	: 1164 J/kgC
CDR	: -0.005/yr	Conductivity	: 1.72 W/mC

Table 1 also provides the currently available production and reservoir description data compiled by the operating staff at Los Azufres. The thermal conductivity value of 1.72 W/mC was taken from the experimental measurements on Los Azufres cores reported by Iglesias, Contreras, and Garcia (1987). The production data are generally based on short-term flow testing and may change when sustained production is initiated. The flow rates given for the Maritaro wells were estimated from pressure-discharge test data extrapolated to 8-bar wellhead pressure and the results of the simulations should therefore be considered preliminary, subject to change as new operating data become available. However the results of the simulations should be of use in the early decision-making processes for field development.

THE SIMULATIONS

The heat sweep simulations were run to obtain a series of cooldown curves for the sweep fluid arriving at the production well and for the mixed fluid at bottomhole, which combines the arriving sweep fluid with reservoir fluid cooling at a selected exponential cooldown rate. For this study, a value of -0.005 /y was selected as most likely, based on other cooldown studies at Cerro Prieto, Mexico and Wairakei, NZ. The results of the series of simulations are described for each production zone in Los Azufres.

Tejamaniles

The two well pairs in the Tejamaniles zone are characterized by short distance between wells, large flowrates, and small steam fraction, the latter implying a large fraction of the produced fluid becoming reinjection recharge. Heat sweep simulations were run for small angle flow (direct return flow through connecting fractures) and doublet flow (uniform flow over the reservoir zone).

The results of the simulations, given as time to cooldown to an abandonment temperature of 170 C, are summarized in Table 2 for both the arriving sweep fluid and the bottom hole mixed fluid. The cooldown curves for the radial flow runs are given in Figure 2. They are similar in that the combination of short distance and large reinjection flowrate provides a comparatively small number of heat transfer units for the selected fracture porosity and spacing. The situation for well Az-26 is more severe in that the liquid production rate is much larger. The result is a rapid cooldown of the mixed production fluid almost independent of the return flow angle. For Az-22, the smaller production rate and smaller fraction of sweep fluid shows a slower mixed fluid cooldown to the abandonment temperature.

Figure 3 shows the cooldown curves for the Az31-Az26 and Az1-Az22 pairs for doublet flow conditions. The results show the effect of the rapid cooldown by the sweep recharge. The upper curve for the Az31-Az26 pair shows the exponential cooldown of all-reservoir fluid without reinjection compared to the middle curve for the mixed fluid with 80 % sweep fluid. The difference in area between the two curves represents the thermal energy above the abandonment temperature lost by premature cooldown due to reinjection of the surface-cooled brines. The results for the Az1-Az22 doublet flow simulation illustrates the opposite effect. The long time for sweep flow shown in the upper curve results in the mixed fluid having a longer cooldown compared to the reservoir fluid cooling at the given constant rate. In this case, the area between the two bottom hole cooldown curves represents additional thermal energy extracted from the resource.

Table 2
Cooldown Simulations : Tejamaniles Zone

Radial Sweep Angle	Time (years) to Ta = 170 C Az31 - Az26 Sweep	Mixed	Az1 - Az22 Sweep	Mixed
5	0.05	0.05	4.8	68.5
10	0.10	0.11	9.9	68.5
20	0.24	0.60	19.4	68.5
30	0.86	1.72	28.7	68.5
40	1.73	2.71	37.8	69.1
Doublet Flow				
with reinjection	24	34	732	333
without injection	--	125	--	220

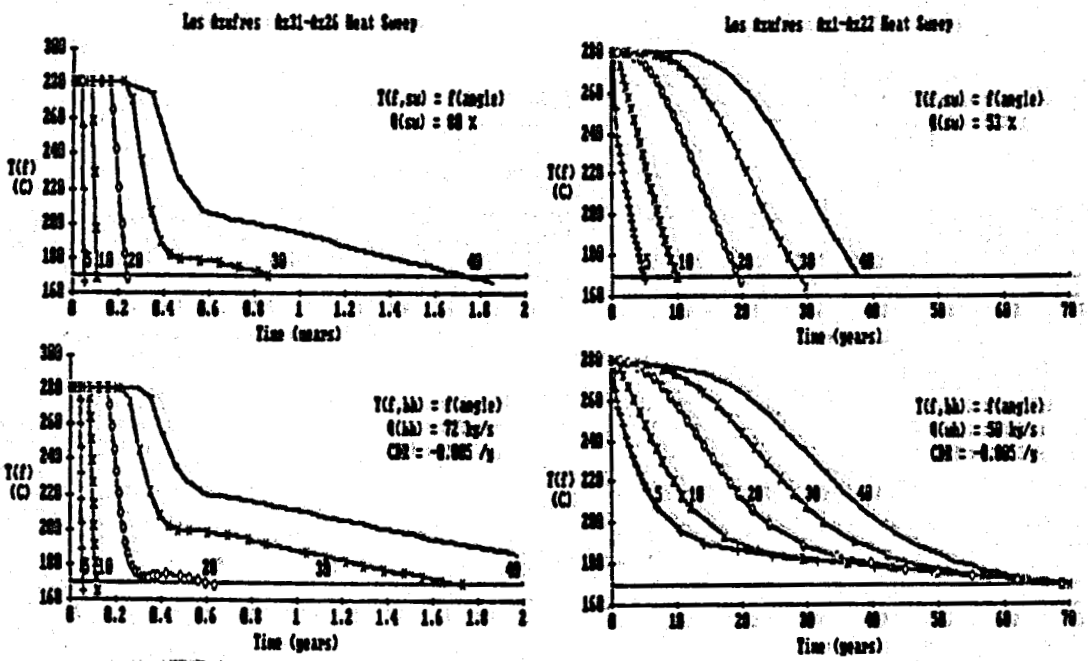


Fig. 2. Cooldown curves for Tejamaniles well pairs as a function of recharge return flow angle. Upper curves are for the sweepfluid at the production well. Lower curves are for the bottom-hole mixed fluid with reservoir fluid cooling at the given cooldown rate.

El Chino

The simulations for the Az-3 injector, Az-9 producer well pair in the El Chino zone were originally run to compare the results for linear, radial, and doublet flow geometries. Two major parallel faults, El Chino and Laguna Grande, about 700 m apart, may act as reservoir boundaries for the El Chino reservoir zone. The simulations were run for linear flow for reservoir widths from 200 to 1200 m, radial flow from 10 to 80 degrees, and doublet flow without boundaries. The results, reported by Lam and Kruger (1987), are given in Table 3. The cooldown curves for the radial flow simulations, similar to those for linear flow, are illustrated in Figure 4. The sweep fluid cooldown curves show an essentially linear increase in cooldown time to abandonment temperature for both reservoir width and radial dispersion angle. The cooldown curves for the mixed bottom hole fluid with the constant exponential cooldown rate of -0.005 /y shows the effect of the increasingly later arrival of sweep fluid at the initial reservoir temperature, which markedly increases the time to the abandonment temperature (170 C) for widths greater than 600 m or for dispersion angles greater than 60 degrees.

Figure 5 shows the results for the doublet flow model. The heat sweep for the small recharge rate of 11.3 kg/s (42% of total production rate) over the large separation distance of 2000 m is essentially negligible in comparison to the assumed reservoir fluid cooldown rate of -0.005 /y. With the continuous arrival of displaced sweep fluid from a very large resource volume at mean initial reservoir temperature, the

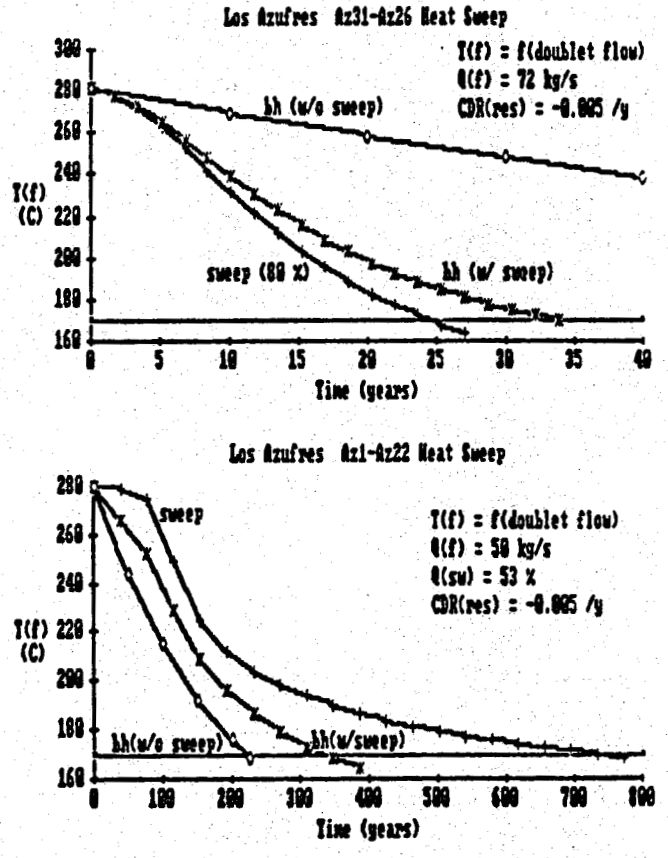


Fig. 3. Cooldown curves for the Tejamaniles pairs for doublet return flow of the reinjected recharge.

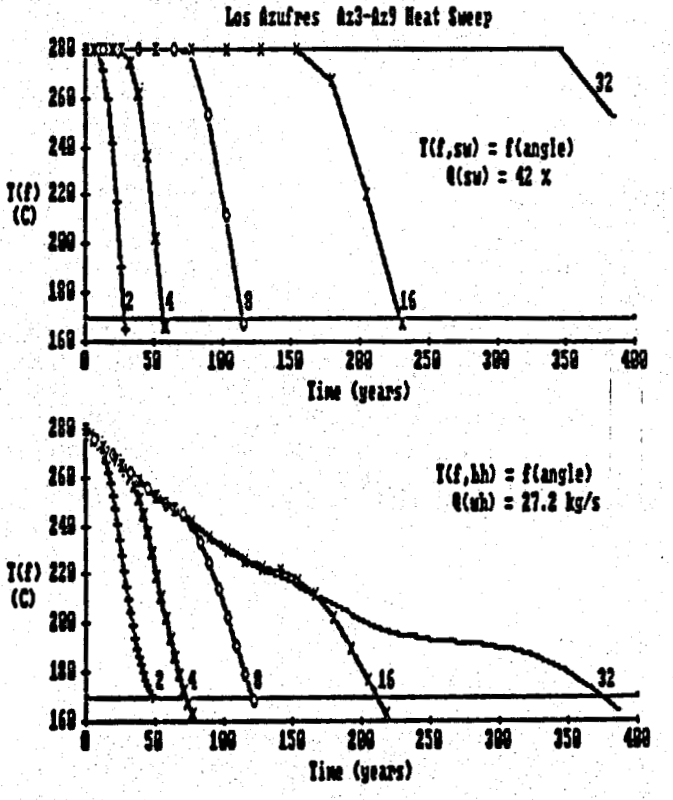


Fig. 4. Cooldown curves for the El Chino well pair as a function of recharge return flow angle.

Table 3
Cooldown Simulations : El Chino Zone*

Linear			Radial			Doublet	
	Time (years) to Ta = 170 C						
Width (m)	Sweep Flow	Mixed Flow	Angle (o)	Sweep Flow	Mixed Flow	Sweep Flow	Mixed Flow
200	165	160	10	145	144		
400	330	280	20	287	253		
600	490	380	30	430	350		
						5200	450
800	650	500	40	570	450		
1000	820	450	60	860	450		
1200	980	450	80	1150	450		

*from Lam and Kruger (1987)

calculated cooldown is excessively large. Efforts to obtain temperature distribution data away from the reservoir zone are underway. The 1-D model with mean temperature specified for each crescent will result in a more realistic heat sweep simulation. The cooldown from the mixed reservoir fluid is essentially exponential over a 450-year period. However, without the displacement of reservoir fluid by the recharge sweep fluid, the cooldown to abandonment temperature is noted in Figure 5 to be 150 years. The area between the two cooldown curves represents the additional thermal energy extracted by reinjection recharge.

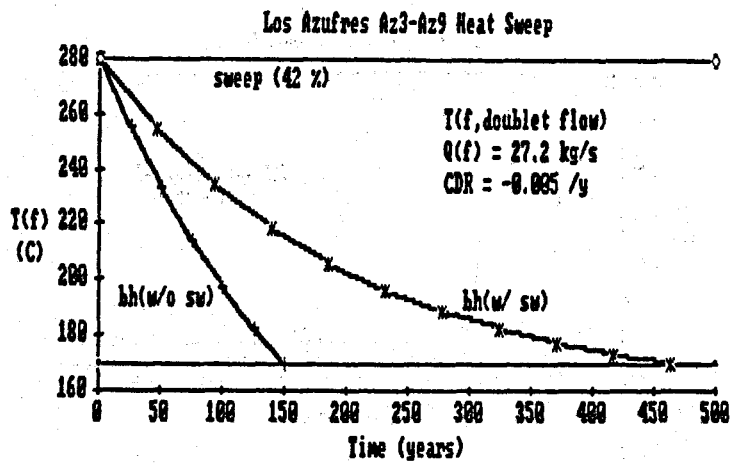


Fig. 5. Cooldown curves for the El Chino well pair for doublet return flow of the reinjected recharge.

MARITARO

The simulations for the Maritaro zone were carried out in two parts. The first part compares the relative potential for reinjection recharge heat sweep between the two candidate primary reinjection wells, Az-15 (nearer to the production zone) and Az-40 (further to the west). The simulations are for individual well production at wells Az-4, Az-51, and Az-43, and do not take into account the effect of combined flow at the nearest production well, Az-4. This possibility will be evaluated in subsequent joint studies. A summary of the thermal breakthrough times to the abandonment temperature of 170 C for the simulations of reinjection heat sweep from wells Az-15 and Az-40, individually to each of the three production wells is given in Table 4.

Because of the large difference in reinjection temperature assumed for the two injection wells, a separate simulation was run for well pair Az15-Az4 as a function of recharge temperature from Tr = 22 C to Tr = 144 C to examine the effect of selected surface treatment of the brine before reinjection recharge on the production fluid cooldown. The results for this simulation are given in Table 5.

Table 5
Comparison of Cooldown Time with Recharge Temperature Doublet Well Pair Az15-Az4

Recharge Temp (C)	Time to Ta = 170 C: Sweep Fluid (y)	Time to Ta = 170 C: Mixed Fluid (y)
22	717	440
80	1250	600
144	10800	4190

The second part of the Maritaro heat sweep simulations was used to evaluate the potential for thermal breakthrough at production well Az-42 with reinjection at well Az-52 located at the northern boundary of the Maritaro zone. The results for the radial and doublet flow cases are given in Table 6.

Figure 6 shows the radial-flow sweep fluid and mixed fluid cooldown for the two candidate reinjection wells Az-15 vs Az-40 at production well Az-4. These results do not take into account reinjection of brine from any other wells (including the presently flowing production wells Az-5 and Az-13) in the Maritaro zone. The data show several interesting features. Well Az-15, being much closer to Az-4 compared to well Az-40, shows a more rapid cooldown to 170 C. With 69 % of the Az-4 production as reinjection recharge, the mixed fluid

Table 4
Cooldown Simulations : Maritaro Zone

Production Well	Flow	Angle	Time (years) to Ta = 170 C: Az-15 Sweep	Az-15 Mixed	Az-40 Sweep	Az-40 Mixed
Az-4	Radial	2	10	94	30	33
		4	18	94	62	64
		8	33	95	126	124
		16	61	93	255	239
		32	117	135	512	464
	Doublet (w/sw)		10900	4190	3620	2120
	(w/o sw)		--	330	--	103
Az-51	Radial	2	51	68	108	107
		4	97	111	220	208
		8	189	197	442	404
		16	373	367	--	--
Az-43	Radial	2	339	320	815	114
	(wo/sw)		--	287	--	80
		4	674	533	1630	114

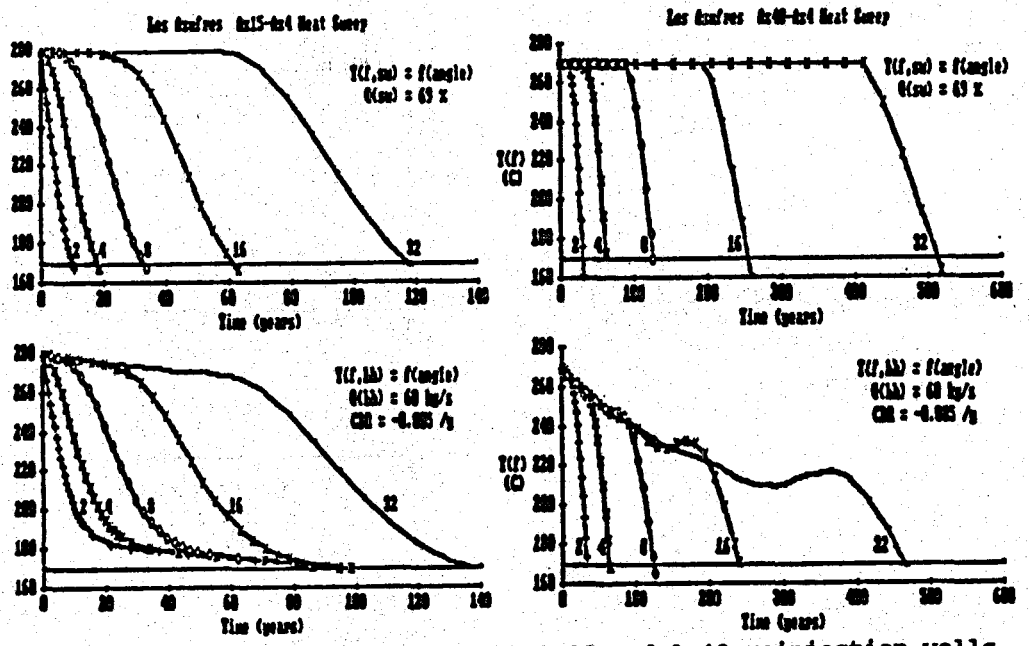


Fig. 6. Cooldown curves for the Az15 and Az40 reinjection wells for Az4 in the Maritaro zone as a function of recharge return flow angle.

Table 6
Cooldown Simulations : Maritaro Zone
Well Pair Az52-Az42

Flow Type	Time to Ta = 170 C: Sweep Fluid (y)	Time to Ta = 170 C: Mixed Fluid (y)
Radial (o)		
5	1.4	4.1
10	4.4	7.7
20	9.9	14.1
40	20.8	25.9
Doublet		
w/ sweep	185	165
w/o sweep	--	143

cooldown is primarily influenced by heat sweep extraction. In contrast, the larger volume of swept rock for well Az-40 provides a greater heat content for extended heat sweep, and for return flow angles greater than about 10 degrees, the later-arriving sweep fluid increases the lifetime above 170 C compared to steady exponential cooldown of the reservoir fluid. Here again, distributed temperature data defining the thermal reservoir would provide more realistic simulations.

A comparison of the cooldown results for the two candidate reinjection wells is given in Figure 7. It is noted that the thermal breakthrough to 170 C for the reservoir fluid without reinjection recharge heat sweep is much faster for the more distant well Az-40 due to the smaller mean initial reservoir temperature and much smaller reinjection recharge fluid temperature, 22 C compared to 144 C contemplated for well Az-15. The mixed fluid cooldown is longer for Az-40 due to the much larger total volume swept through the equal number of flow crescents in the simulation over the assumed constant initial temperature reservoir.

The effect on thermal breakthrough time by differences in reinjection temperature is illustrated in Figure 8. The estimated time of 4190 years for the mixed fluid at the planned reinjection temperature of 144 C (direct reinjection from the brine leg of the separator) would be reduced to 440 years for the reinjection temperature planned for well Az-40 of 22 C (corresponding to long-term surface water storage before reinjection).

Figure 9 shows the heat sweep with reinjection recharge return flow for only an angle of two degrees, corresponding to direct fracture connection between the well pairs separated by more than 3000 and 4000 meters, respectfully. These separation distances implies essentially that wells Az15 and Az40 are not in hydraulic connection with the production wells at the eastern part of the Maritaro reservoir. In this part of the zone, the cooldown rate of the reservoir fluid by intrusion from percolation or groundwater from the near surroundings becomes the dominant cooldown source, especially for the more distant reinjection well Az40.

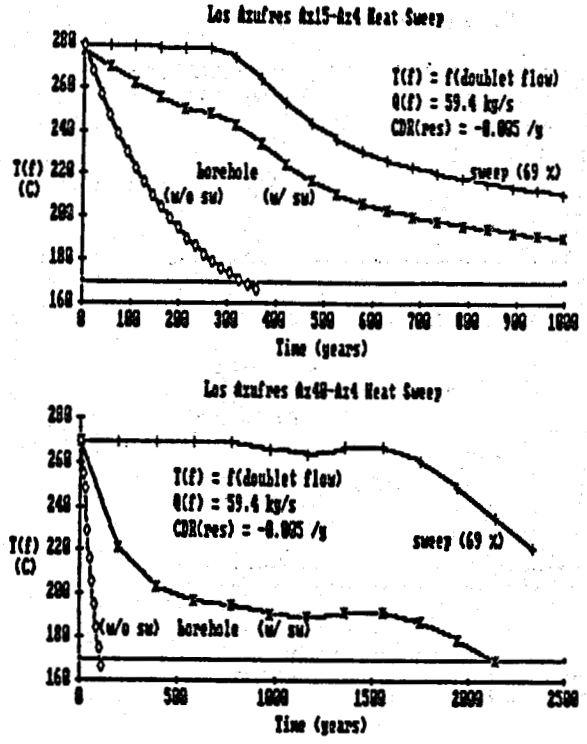


Fig. 7. Comparison of the cooldown curves for doublet flow in the wells of Figure 6.

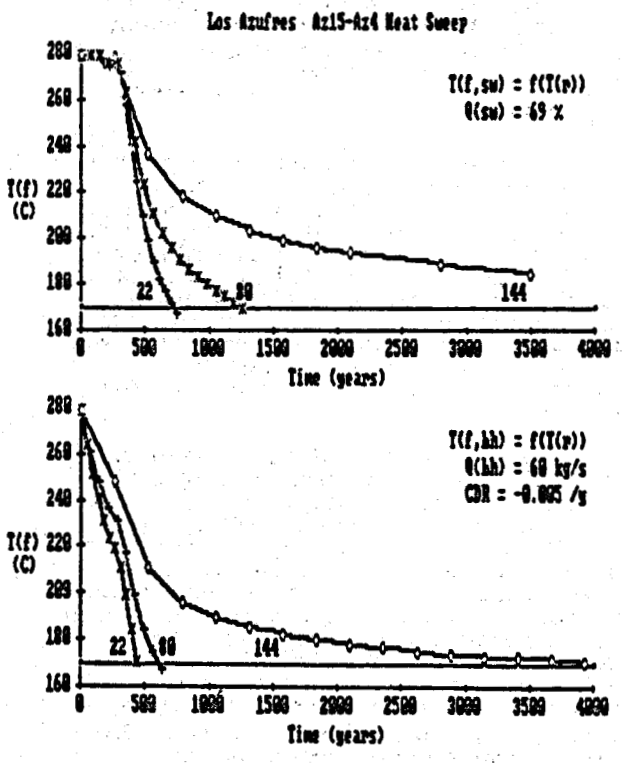
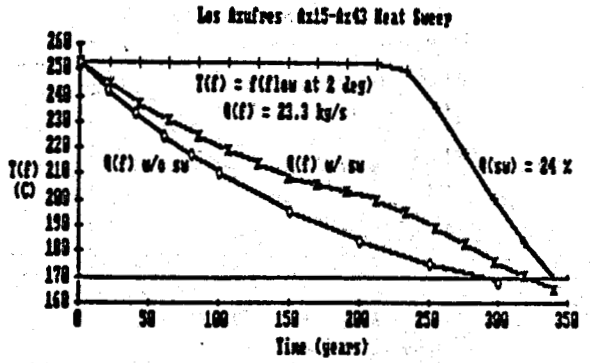


Fig. 8. Cooldown curves for well pair Az15-Az4 as a function of reinjection fluid temperature.



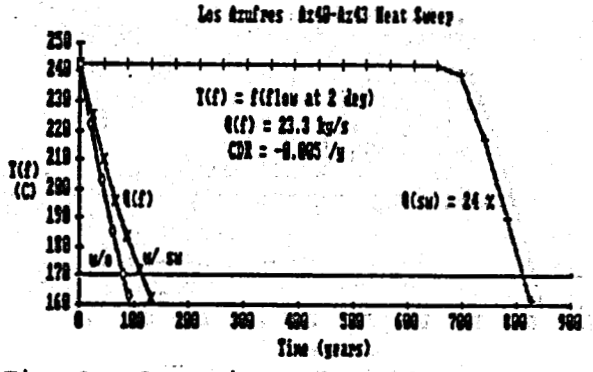


Fig. 9. Comparison of cooldown curves for the Az15 and Az40 reinjection wells at Az43 for direct return flow through an angle of two degrees.

The cooldown simulations for the well pair Az52-Az42, shown in Figure 10, illustrates the same potential heat sweep behavior as noted for well pair Az1-Az22 in the Tejamaniles zone. Although the swept volume is about twice as large, the reinjection rate is also about twice as large, and the breakthrough times are about the same. For doublet flow heat sweep, the longer period of heat extraction shows a somewhat longer breakthrough time compared to no-reinjection production. However, given the large uncertainties in mean reservoir property values, the difference between risk of premature thermal breakthrough and benefit of secondary thermal energy recovery is not readily distinguished.

DISCUSSION

The ten reinjection recharge studies show an interesting variety of observations, from large risk for premature thermal breakthrough in close-by production wells to significantly enhanced thermal recovery at other production wells. The use of non-production wells at the boundary of the Tejamaniles zone for additional reinjection capacity may be useful only for emergency purposes if the nearby production wells are used for continuous steam supply. These wells, further from

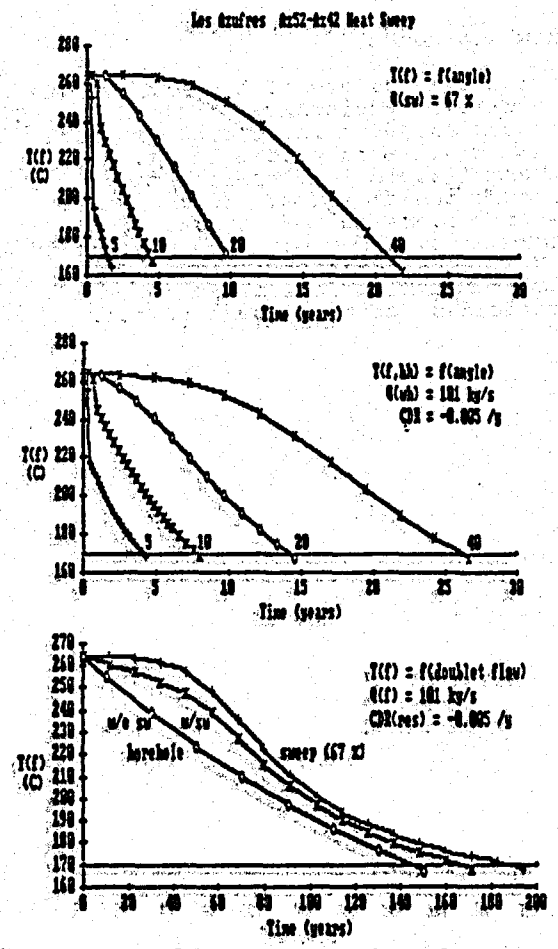


Fig. 10. Cooldown curves for alternate injection well Az52 in northern Maritaro zone as a function of return flow angle and doublet flow.

the center of the all-steam zone, have large liquid fractions and thus provide a disproportionally large volume of separated brine for reinjection compared to the condensate from the all-steam wells.

The El Chino zone appears to be a well bounded thermal zone, and as such could be used for extensive research in the Los Azufres field. The potential for enhanced thermal recovery by reinjection recharge is large, depending on the temperature distribution around the sole production well Az-9. This zone should be of continued interest for increased productivity, and since reinjection has already begun in well Az-3, tracer flow testing at this well pair should provide thermal breakthrough estimates at an earlier time.

The Maritaro zone has two major areas of interest in reservoir management issues, one dealing with the choice of injection wells either central or further out from the production zone, the other dealing with the use of non-producing wells as injection wells at the boundary of the zone when other production wells are nearby. Among the key parameters affecting the potential for early thermal cooldown are the flow path taken by the recharged fluid, the injection temperature, and the natural cooldown rate of mixed recharge and resource fluids near the wellbore. Although a cooldown rate of -0.005 /yr is indicated at other fields, no data are available for Los Azufres to have confidence in the assumed value.

The simulation results given in this report should be used solely as indications for reservoir development planning. The importance of thermal energy extraction from the field is so evident that continued evaluation of reinjection recharge should be carried out by field and modeling efforts. The problem of premature cooldown at production wells close to wells used for reinjection of flow from many production wells needs even greater detailed study. It is recommended that at least one well pair in the Tejamamiles and Maritaro zones be designated for long term investigation of reinjection recharge with physical, tracer, and thermal measurements to increase understanding of the potential of the Los Azufres geothermal field for long-term development and operation.

REFERENCES

Grove, D.B., W.A. Beetem, and F.B. Sower, Fluid Travel Time between a Recharging and Discharging Well Pair having a Uniform Regional Flow Field, Water Res. Res. 6, 1404-1410 (1970).

Hunsbedt, A., S.T. Lam, and P. Kruger, User's Manual for the 1-D Linear Heat Sweep Model, Stanford University Technical Report SGP-TR-75, April, 1984.

Iglesias, E., E. Contreras, and A. Garcia, Apoyo para Diagnosticos de Perforacion de Pozos Mediante la Determinacion de Propiedades Fisicas de Rocas en Medios Geotermicos, Final Report, IIE-11-2014-I 02-F, 1987.

Iregui, R., A. Hunsbedt, P. Kruger, and A.L. London, Analysis of Heat Transfer and Energy Recovery in Fractured Geothermal Reservoirs, Stanford University Technical Report SGP-TR-31, June, 1978.

Kuo, M.C.T., P. Kruger, and W.E. Brigham, Shape-Factor Correlations for Transient Heat Conduction from Irregular-Shaped Rock Fragments to Surrounding Fluid, Paper 77-HT-54 AIChE-ASME Heat Transfer Conference, ASME, August, 1977.

Lam, S.T., Chapter 6 in PhD Thesis, Stanford University, in preparation (1986).

Lam, S.T. and P. Kruger, 1-D Doublet Heat Sweep Model, Proceedings, 9th Annual Geothermal Workshop (University of Auckland, NZ, November, 1987).

Ramey, H., P. Kruger, and R. Raghavan, Explosive Stimulation of Hydrothermal Reservoirs, in P. Kruger and C. Otte, eds, "Geothermal Energy: Resources, Production, Stimulation", (Stanford University Press, Stanford, 1973).

Acknowledgements

The authors greatfully acknowledge the extensive assistance provided by CFE Engineers Jaime Ortiz, Carlos Miranda, and Mario Gallardo of the Los Azufres Geothermal Field in compiling the preproduction data used for the ten reservoir zones in this study. The authors also acknowledge the support of the U.S. Department of Energy and the Mexico's Comision Federal de Electricidad for this joint effort.

Tracer Testing at Los Azufres

Roland N. Horne [*], *Héctor Puente* [**]

[*] *Stanford University*
[**] *Comisión Federal de Electricidad*

1. Summary

Up until February 1987, nearly 8 million tonnes of water had been reinjected at Los Azufres, mainly at wells Az-40, Az-15, and Az-7. Six tracer tests had been performed up to the most recent one in July 1987. No tracer was recovered in any of the tests. We reviewed the format used in the tracer tests, and the implications of the null responses. Based on the results, it appears as if reinjection into wells Az-7 and Az-8 is unlikely to affect reservoir performance detrimentally. Since tracer return times seem to be long at Los Azufres, further tracer testing is probably not warranted--as an alternative, long time monitoring of liquid and gas chemistry (such as chloride and nitrogen) may identify the longer term transport of injected fluid through the reservoir.

2. Reinjection History at Los Azufres

Reinjection has taken place at Los Azufres since 1982, and there has been no difficulty accepting the entire waste water flow from the five wellhead units. Table 1 summarizes the total quantities of water injection up to February 1987. Altogether about 8 million tonnes of water had been injected by that time. The principal injection sites have been wells Az-40 and Az-15 in the Northern Sector, and wells Az-7 and Az-8 in the Southern Sector. Recently, well Az-31 has been added as an injector in the Southern Sector. Well Az-1 has been proposed as a potential reinjection site, based on its proximity to the central power station site. At the present time, well Az-40 accepts most of the fluid from the Northern Sector, and well Az-7 accepts most of the fluid from the Southern Sector.

The total fluid injection requirement for the field will be about 700 tonnes/hour. Well Az-7 can, by itself, accept at least 425 tonnes/hour without raising the water level in the casing by more than 10 meters (from a static level about 450 meters below the casing head). It has not been demonstrated that well Az-7 can accept more than this (as only 425 tonnes/hour is available for testing), but it seems highly probable that well Az-7 could accept even the entire 700 tonnes/hour required. Well Az-8 has been demonstrated to be able to accept at least 225 tonnes/hour, so between these two wells, there is already sufficient proven reinjection capacity for the 50 Mw development.

There does not seem to have been any problems with deposition in the reinjection wells, but well Az-40 has shown evidence of casing corrosion due to the dissolution of acidic alteration products into the water from Laguna Verde.

3. Tracer Tests at Los Azufres

A total of six tracer tests have been performed at Los Azufres (see Table 2). The first of these used 1000 kg of potassium iodide, the other five all used radioactive Ir^{192}. All of the tests were of the well-to-well type. In two of the tests, the wells were flowed only briefly after the injection; thus, the probability of a return of the tracer being detected was low--and in fact none was seen. Even in the other four tests, in which injection was continuous, no tracer was ever detected, even after 2 or 3 months of monitoring.

The following paragraphs describe each of the six tracer tests in detail.

The first test was conducted in 1983 by the personell of the Instituto de Investigaciones Electricas (IIE) in collaboration with Stanford University. In this study, 1000 kg of Potassium Iodide (KI) was injected into well Az-8, which was receiving the total water production from well Az-2. Wells Az-2 and Az-16 were monitored for the return of the Iodide, as well as for changes in sodium, potassium and lithium. The monitoring continued for three months.

No tracer was detected in either Az-2 or Az-16.

Following the lack of success with KI, it was decided to use radioactive materials as tracers in subsequent studies. Iridium-192 (Ir^{192}), with a half-life of 74 days, was selected since it was possible to acquire it within Mexico, and since it was easy to handle and detect. In the second tracer test, 4 GBq of Ir^{192} were injected into well Az-43 on March 14, 1984, using separated water from well Az-13. Monitoring for the return of the tracer was continued for five months at wells Az-5, Az-13, Az-19 and Az-32, as well as at the springs at Laguna Verde and Laguna Maritaro.

The third tracer test was conducted in the South-East zone, where 7.4 GBq of Ir^{192} were injected into well Az-26 with the separated water from well Az-18. This injection was completed on August 31, 1984, and water samples from wells Az-18 and Az-31 as well as from the Los Azufres springs were monitored for a period of four months.

In the same year, 1984, one more study in the Southern zone was performed. The well selected was Az-7, into which was injected 14.8 GBq of Ir^{192}. The observation wells were Az-2, Az-16 and Az-16D. Injection started on September 20, and monitoring continued for four months.

Next, in 1985 it was decided that more tests would be done in the central part of the Southern zone, known as Tejamaniles. Well Az-33 was selected to receive 14.8 GBq of Ir^{192}. Injection took place on March 28, 1985, and wells Az-6, Az-17, Az-24, Az-36, Az-38 and Az-46 were monitored. It is important to note that, except for Az-46, all the monitored wells produced dry steam. Monitoring was continued for seven months after the injection.

Finally, the sixth and last study was again done in the South-Eastern zone. In this case 12 GBq of Ir^{192} were injected into well Az-31, on July 30, 1987, using the separated water from wells Az-18 and Az-26, and from the Laguna de Los Azufres. This last test lasted four months.

4. Discussion of the Tracer Tests

As can be appreciated from the preceding descriptions, there was intensive study of the fluid movement in the Southern zone through the use of tracers. In spite of all these studies, there still remains an uncertainty about the chemical stability of the tracers once the reservoir pressure and temperature was reached. Nor is the tracer/rock interaction fully understood, and adsorption of the tracer may have been a factor that reduced the effectiveness of the investigations.

In hindsight, it is possible to pinpoint some errors and omissions in the tests so that they will serve as a precedent for the reformulation of this type of study. In particular, the first test made use of natural chemicals present in the fluids (such as Cl^- and Na^+) in addition to the artificial tracers. This is shown in Figure 1 (from Iglesias, 1983).

In the second test, in the Northern zone, the radioactive tracer injected into well Az-43 was displaced by 40 t/hr of separated water

from well Az-13. The injection continued at constant rate for 11 days. An important detail here is that once the injection was concluded, well Az-43 was shut for two months before being reopened again for another test. The water produced at that time was analyzed in attempt to detect any indications of the tracer initially introduced. None was found, suggesting that the tracer was either retained or migrated so far into the reservoir that it could no longer be detected.

The next three tests in the Southern zone were all similar, in that each of them monitored the chemistry of the springs in the area, which was found to behave similarly to that of the observation wells. Figures 2 and 3 show the observations during the 1984 tests, while Figure 4 shows the activity at the springs.

The final test at Los Azufres, which used Az-31 as the injection well, can be considered in general as the least reliable of the group. This is due to the fact that there was no adequate control of the samples nor of the measurements made on them. There were also periods of time in which no measurements were taken due to problems with the detectors. Thus the information from this test is practically impossible to interpret.

Based on this synthesis of the work done on tracer testing at Los Azufres, there are four major points that can be summarized:

(a) It would be important to perform a laboratory study to determine the effects of adsorption of the tracer onto the rock. Otherwise there would be continuing uncertainty over this phenomenon.

(b) It is necessary to describe a dispersion model for the tracer in order to define the frequency of sampling needed in each case. For example, in the first study the sampling rate was proportional to the square root of the elapsed time since injection.

(c) It is necessary to understand the effect of change of phase of the fluid containing the tracer. This is important in places like Los Azufres, where wells in the Southern zone produce mainly dry steam. Perhaps the tracer that is contained will eventually be condensed at the side of this zone.

(d) It is necessary to revise the methodology for the detection of the radioactivity present in the fluid produced from the wells. The importance of this can be appreciated by examining the measured response when the detector is placed in the water vessel without much attention to its position. This can be quite different to the response of the same detector when it is centralized in the vessel, as shown in Figure 5. Much smaller dispersion of the values can be seen once the detector is centralized.

5. Interpretation

Some of the tests are of particular importance; namely, those in which tracer was injected into well Az-7, well Az-8, and well Az-31. These wells are to be used for reinjection during plant operation; therefore, it is important to know where the reinjected water went. As discussed in the previous section, the test at well Az-31 encountered some problems, and the observation well Az-26 could not be produced (for mechanical reasons) until some time after the injection commenced. Thus, the (null) result of this test is rather inconclusive. On the other hand, tracer injection into wells Az-7 and Az-8 was effectively achieved, yet no return was detected at the two closest production wells (Az-2 and Az-16). We must conclude either (a) the tracer was retained within the field by some mechanism or (b) the return occurred after the monitoring was terminated, or was at such a low concentration as to escape detection.

To examine these possibilities, we looked for changes in chemical composition at well Az-16. Since well Az-7 has been injecting for some time, it is to be expected that chloride concentrations in the reservoir may increase (since chloride is concentrated in the reinjection water due to the separation of the steam). In fact, an increase in chloride concentration at well Az-16 has been observed. Other explanations for this increase are possible--for example, the well could be drawing fluid of higher chloride concentration from greater depth. On the other hand, a much more definite piece of evidence was discovered in the nitrogen content of the production from well Az-16. Nitrogen concentration at well Az-16 is higher than the nitrogen solubility of the geothermal fluid--indicating that nitrogen (which is injected into the reservoir through the open wellhead at well Az-7) is mobile through the reservoir in both dissolved and gaseous forms. Well Az-6 also shows an increasing nitrogen content.

There is an obvious source for this abnormally high Nitrogen. It is observed that well Az-7 sucks large quantities of air into its wellhead, which is open to the atmosphere. The exact quantity entrained is not known, however the suction at the well head is sufficiently vigorous to warrant caution for the personell working in its vicinity. It is reasonable to assume therefore that the intake of air is substantial. More than that, the intake is known to have been occuring periodically (time period of order of minutes) throughout the time that reinjection has taken place there.

Thus, it appears evident from this "natural tracer" that water reinjected into well Az-7 does return to well Az-16, and perhaps to well Az-6 as well. In order to estimate the rate of movement of the reinjected water, we examined historical data of chloride and nitrogen production at well Az-16, as well as nitrogen production at well Az-6, and we recommended that an attempt be made to estimate the rate of nitrogen intake into well Az-7. Figures 6 and 7 show the nitrogen production as a function of time in wells Az-6 and Az-16. Other contributing evidence was obtained by plotting the argon and argon/nitrogen ratios in wells Az-6 and Az-16 (Figures 6 and 7) which demonstrate that the gases are atmospheric in origin.

It is evident from these plots that the transit time from well Az-7 towards wells Az-6 and Az-16 is of the order of months, which suggests why the radioactive tracers were never detected. This is an encouraging conclusion from the point of view of reinjection, as it suggests that thermal breakthrough of the reinjected water will be slow between these particular wells.

References

Iglesias, E.R.: "Reporte de avance del primer intento de utilizacion de trazadores en el Campo Geotermico de Los Azufres", Memorias de la Primera Reunion Interdisciplinaria CFE-IIE, Los Azufres, Mich., Mexico, Nov. 22-24, 1983, pp 161-170.

Aragon, A.A.: "Uso de trazadores radioactivos en la Zona Norte del Campo Geotermico de Los Azufres", Informe Interno 1385-004, Dep. Yaciemientos, CFE, (1985).

Oficina de Reinyeccion CFE: "Reporte de trazadores radioactivos en la Zona Sur del Campo Geotermico de Los Azufres, Mich.", Reporte Interno, 1386-005, Dep. Yaciemientos, CFE, (1986)

Table 1: Summary of injection in to Los Azufres (up to Feb, 1987)

Well	Volume Injected (m^3)	Until
Az-1	49,342	Oct. 1984
Az-3	39,021	Dec. 1984
Az-7	1,506,013	Feb 1987
Az-8	73,569	Aug. 1986
Az-15	2,181,618	Aug. 1986
Az-40	3,899,338	Feb. 1987

Table 2: Tracer tests performed at Los Azufres

Date	Injection	Method	Tracer	Monitored	Response
8/8/83	Az-8	continuous	1000 kg *KI*	Az-2, 26	none
3/14/84	Az-43	11 days inj.	4.1 GBq Ir^{192}	Az-5, 13, 32	none
8/31/84	Az-26	continuous	7.4 GBq Ir^{192}	Az-18, 31	none
9/20/84	Az-7	continuous	14.8 GBq Ir^{192}	Az-2, 16, 16D	none
3/28/85	Az-33	no injection	14.8 GBq Ir^{192}	Az-6, 46, 17, 36, 38, 24	none
7/30/87	Az-8	continuous	12.0 GBq Ir^{192}	Az-26	none

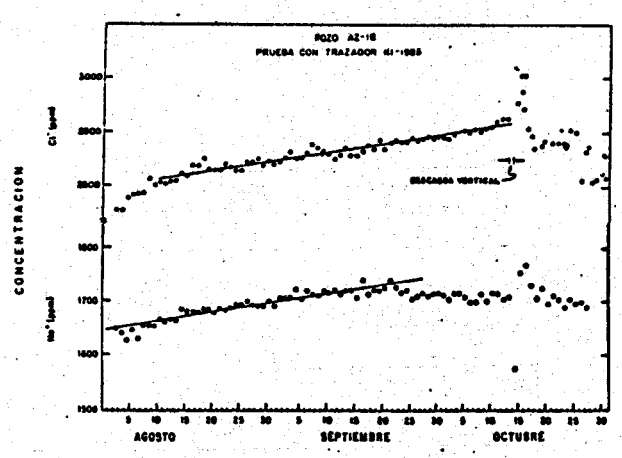


Figure 1: Observations of Cl and Na in the water separated from well Az-16.

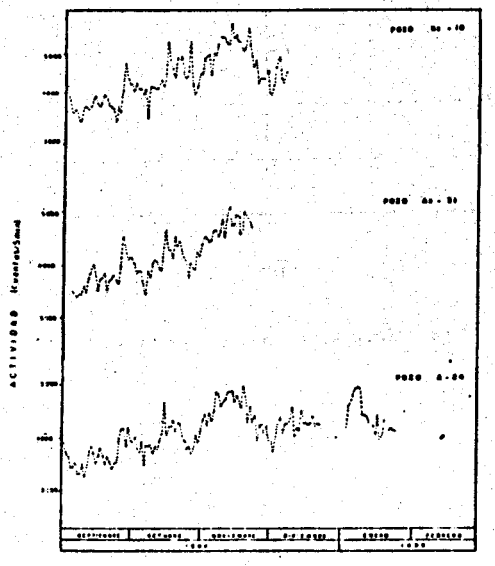


Figure 2: Tracer test results from the SE zone.

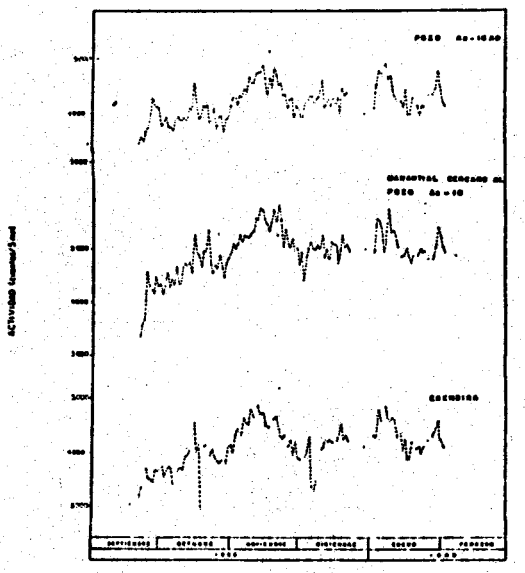


Figure 3: Tracer test results from the southern zone.

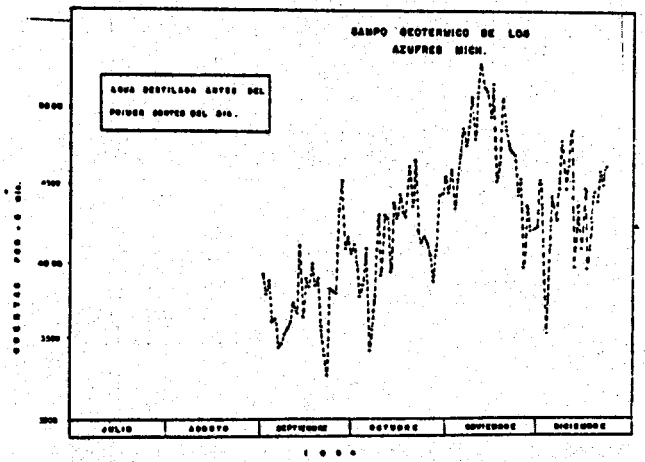


Figure 4: Activity in the springs during the tracer tests.

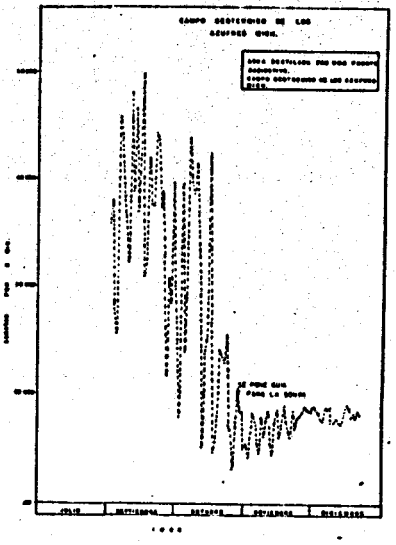
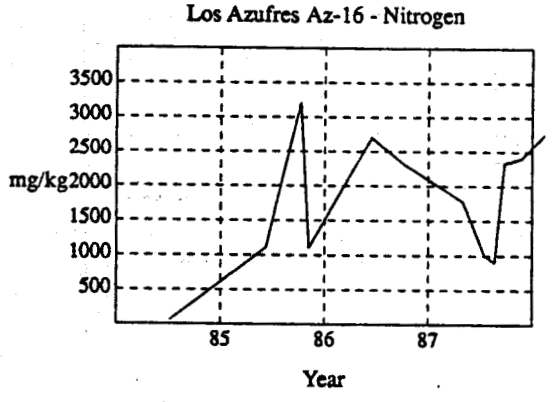
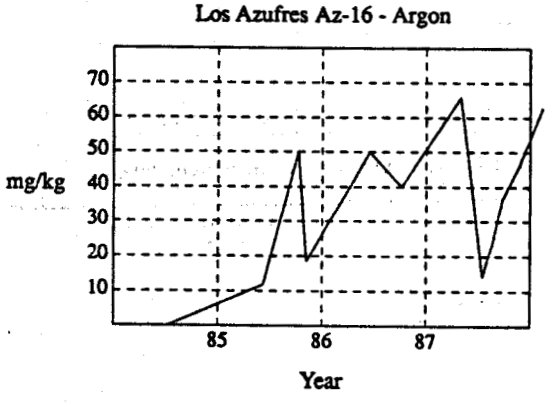


Figure 5: Measurement sensitivity of Cs^{137}.





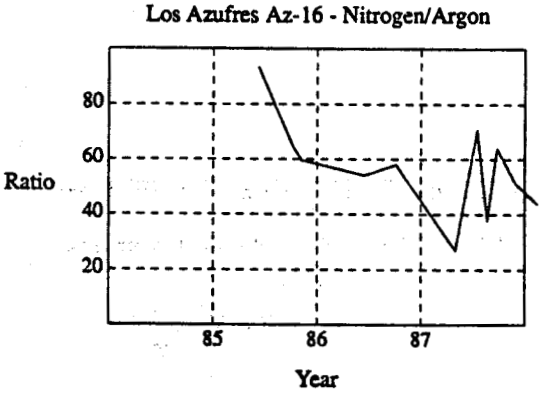
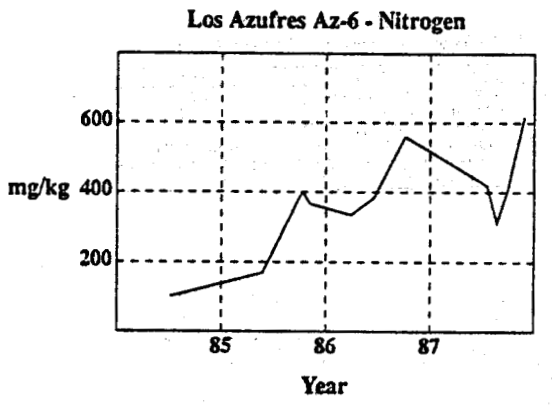
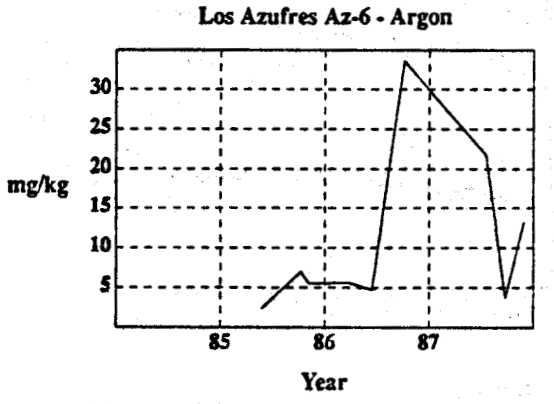


Figure 6: Gas production values for Az-16





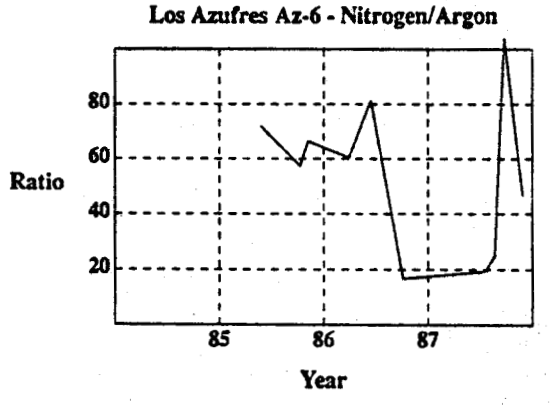


Figure 7: Gas production values for Az-6

Pruebas con Trazadores en Los Azufres

Héctor G. Puente*, Roland N. Horne**

*Comisión Federal de Electricidad
**Universidad de Stanford

1. Resumen

Hasta Febrero de 1987, cerca de 8 millones de toneladas de agua han sido inyectadas en Los Azufres. Principalmente en los pozos Az-40, Az-15 y Az-7.Seis pruebas con trazadores han sido desarrolladas hasta Julio de 1987, sin que en ninguna de éstas haya sido recuperado el trazador. Hemos revisado la metodología empleada en estas pruebas y las implicaciónes que tiene el hecho de no obtener respuesta en las mismas. Basado en los resultados, aparentemente la reinyección en los pozos Az-7 y Az-8 no afecta el comportamiento del yacimiento. Como los tiempos de retorno de los trazadores parecen ser largos, el seguir insistiendo en este tipo de pruebas, se considera inútil. El registro a largo plazo de elementos químicos, contenídos en el líquido y el vapor (tales como el Cloro y el Nitrógeno) podrían identificar a largo plazo, el transporte de los fluidos inyectados en el yacimiento.

2.Reinyección en Los Azufres

La reinyección en Los Azufres se inició en el año de 1982, sin que hasta el momento se haya tenido dificultad alguna para reinyectar el agua separada en las cinco Unidades a boca de pozo. La tabla 1 sintetiza las cantidades de agua separada reinyectada, hasta Febrero de 1987. En suma, cerca de 8 millones de toneladas de agua han sido inyectadas hasta la fecha señalada. Los principales sitios de reinyección han sido los pozos Az-40 y Az-15 en la Zona Norte, y en los pozos Az-7 y Az-8 en la Zona Sur del campo. Recientemente, el pozo Az-31 ha sido adicionado como pozo reinyector en la Zona Sur. El pozo Az-1 ha sido propuesto como un sitio potencial de reinyección, debido a su cercanía con la Central Geotermoeléctrica. Actualmente el pozo Az-40 acepta la mayor parte del fluido de la Zona Norte, mientras que el pozo Az-7 capta la mayor parte del fluido de la Zona Sur.

Tabla 1: Resumen de la reinyección en Los Azufres (hasta Feb. 1987)

Los requerimientos totales de reinyección en Los Azufres, seran del orden de las 700 ton/hr. Solo el pozo Az-7 puede aceptar, al menos, 425 ton/hr sin que el nivel del espejo de agua suba mas de 10 m (sobre un nivel estático de 450 m de profundidad). No ha sido demostrado que el pozo Az-7 puede aceptar mas de esta cantidad (ya que solo se disponen de 425 ton/hr para probarlo), pero es altamente probable que el pozo Az-7 pudiera aceptar la totalidad de las 700 ton/hr requeridas. Se ha probado que el pozo Az-8 puede aceptar al menos 225 ton/hr, de esta forma, con estos dos pozos se dispone de capacidad suficiente de reinyección para generar 50 MWe.

No han sido detectados problemas de incrustación en los pozos de inyección, sin embargo en el pozo Az-40 se han encontrado evidencias de corrosión del casing, debido a la disolución de productos ácidos en la Laguna Verde.

3. Pruebas con Trazadores

Un total de seis pruebas con trazadores han sido desarrolladas en Los Azufres (ver tabla 2). En la primera de éstas, 1000 Kg de Ioduro de Potasio fueron utilizados, las restantes cinco pruebas se usó Iridio radioactivo 192. Todas estas pruebas fueron del tipo pozo-a-pozo. En dos de estas pruebas, se mantuvo la inyección en el pozo, un breve período posterior a la incorporación del trazador, por lo que la probabilidad del retorno del trazador para ser detectado, disminuye, como de hecho posteriormente se comprobó. En las restantes cuatro pruebas, en donde la inyección fué contínua, el trazador tampoco fué detectado incluso despues de 2 o 3 meses de registro.

Tabla 2: Pruebas con trazadores en Los Azufres

A continuación se describen cada una de las seis pruebas en detalle.

La primera prueba fué conducida por personal del Instituto de Investigaciónes Eléctricas (IIE) en colaboración con la Universidad de Stanford California. En este estudio, 1000 Kg de Ioduro de Potasio (KI) fueron inyectados en el pozo Az-8, el cuál estuvo recibiendo el total del agua producida por el pozo Az-2. Los pozos Az-2 y Az-16 fueron registrados para detectar el regreso del Ioduro, o bien cambios en las concentraciónes de Sodio, Potasio y Litio. El registro continúo por tres mese, sin que el trazador fuera detectado ni en el Az-2 ni en el Az-16.

Debido a la ausencia de resultados con el KI, se decidió posteriormente, la utilización de un elemento radioactivo como trazador, para este tipo de estudios. Se seleccionó el Iridio 192 con una vida media de 74 días, debido a las facilidades que presenta su adquisición en México, y por considerarsele poco riesgozo en su manejo y detección. 4 GBq de Ir^{192} fueron inyectados en el

pozo Az-43 el día 14 de Marzo de 1984, utilizando para ello el agua separada proveniente del pozo Az-13. Se registró continuamente durante tres meses en los pozos circunvecinos Az-5, Az-13, Az-19 y Az-32. así como los manantiales de Laguna Verde y Marítaro.

La tercera prueba con trzadores es efectuada en la Zona Sur-Oriente del campo, en donde 7.4 GBq de Ir^{192} son inyectados en el pozo Az-26 con agua separada del pozo Az-18. Esta inyección sucedió el 31 de Agosto de 1984, y se analizaron muestras de agua separada de los pozos Az-18, Az-31 y el manantial de Los Azufres. El período registrado fué de cuatro meses.

En el mismo año de 1984, es realizado un estudio mas en la Zona Sur-Poniente del campo. El pozo seleccionado fué el Az-7, en donde fueron inyectados 14.8 GBq de Iridio, teniendose como pozos de observación los pozos Az-2, Az-16 y Az-16D. La fecha de inyección fué el 20 de Septiembre de ese año, y de igual manera, se registró la actividad presente en el agua separada de los pozos arriba mencionados, por un período de cuatro meses aproximadamente.

Posteriormente, en el siguiente año de 1985, se insiste nuevamente en realizar otra prueba con trazadores, ahora en la parte central de la Zona Sur, mejor conocida como Tejamaniles, en donde se seleccionó al pozo Az-33 para inyectarsele 14.8 Gbq de Ir192, cosa que acontece el día 28 de Marzo de ese año. Los pozos de registro son: Az-6, Az-17, Az-24, Az-36, Az-38 y Az-46. Es importante mencionar que con excepción del pozo Az-46, el resto de los pozos involucrados en este estudio, son productores de vapor seco. El lapso de registro en esta prueba fué de 7 meses a partir de la inyección del trazador.

Finalmente, la sexta y última prueba fué efectuada nuevamente en la Zona Sur-Oriente del campo de Los Azufres. En este caso fueron inyectados 12 GBq de Ir en el pozo Az-31, el día 30 de julio de 1987, utilizando agua separada del pozo Az-18, Az-26 y La Laguna de Los Azufres. Esta última prueba tuvo una duración de cuatro meses.

4. Comentarios a las Pruebas efectuadas

Como puede apreciarse, el estudio del movimiento de fluidos en el subsuelo, mediante el uso de sustancias trazadoras ha sido bastante intensivo, especialmente en la Zona Sur del campo. A pesar de ello, persiste aún la incertidumbre sobre el comportamiento y estabilidad química de los trazadores utilizados en estos estudios, cuando son sometidos a presión y temperatura del yacimiento. Tampoco se comprende cabalmente el efecto de la interacción trazador-roca, en donde el fenómeno de adsorsión juega un papel preponderante en el movimiento de éste a traves del medio.

No obstante lo anterior, es posible señalar algunos errores u omisiones en estas pruebas, de

De forma tal, que sirvan como antecedentes para la reformulación de este tipo de estudios. En particular, la primera prueba utilizando elementos químicos naturales presentes en los fluidos (tales como Cl^- y Na^+) junto con los trazadores radioactivos, (ver fig. 1).

En la segunda prueba, en la Zona Norte, el trazador radioactivo es desplazado dentro del pozo Az-43 inyectando 40 ton/hr de agua separada proveniente del pozo Az-13. Lo anterior fué realizado durante 11 días a gasto constante. Un detalle importante aquí, es de que una vez concluída la prueba, el pozo Az-43 permaneció cerrado durante dos meses y posteriormente se abrió para su desarrollo. Se analizó el agua separada producida por éste, sin poderse encontrar indicios del trazador previamente introducido, por lo que se considera que este pudo ser de alguna manera, retenido por la formación o bien, pudo emigrar a suficiente distancia dentro del yacimiento, impidiendole con ello su rápido retorno.

Las tres siguientes pruebas efectuadas en la Zona Sur del campo, muestran un comportamiento muy similar entre ellas, ya que en estas tres pruebas, se estuvo registrando la actividad de fondo presente en esta zona del campo, observandose un comportamiento similar al que acusa el registrado en el agua separada de los pozos observadores. En las figuras 2 y 3 se presentan los comportamientos generales, de las mediciónes efectuadas en las pruebas de 1984, mientras que la fig. 4 muestra la actividad de fondo presente durante el mismo período.

La última de las pruebas efectuadas en Los Azufres, en donde se utilizó al pozo Az-31 como pozo reinyector, se considera en términos generales, como la menos confiable de todas las pruebas efectuadas hasta ahora. Debido principalmente, a que no existió un adecuado control de las muestras ni de las mediciónes efectuadas sobre ellas. También, existieron en donde no se registraron mediciónes, debido a problemas con los detectores utilizados. En fín, la información existente al respecto, hace prácticamente imposible cualquier interpretación.

Basados en la síntesis del trabajo hecho en materia de trazadores, en Los Azufres, existen cuatro puntos principales a señalar:

(a) Se considera imprescindible, el realizar un estudio de laboratorio para estudiar el efecto de adsorsión de la roca con los trazadores empleados. De otra forma, se continuará trabajando con la incertidumbre que este fenómeno provoca.

(b) Se requiere plantear un modelo de dispersión del trazador en el medio, para poder definir de antemano, la frecuencia de muestreo adecuada en cada caso. Por ejemplo, en la primera prueba, se consideró la frecuencia de muestreo a ser inversamente proporcional al tiempo transcurrido desde el momento de la inyección.

(c) Es necesario llegar a conocer el efecto que el cambio de fase del fluido, tiene sobre el trzador, pues en casos como Los Azufres, en donde los pozos de la Zona Sur producen predominantemente vapor, el conteo de la actividad presente, se efectúa en el condensado del mismo, debido a la ausencia de agua producida.

(d) Se requiere revisar la metodología para la detección de la actividad presente en los fluidos producidos por los pozos. La importancia de esto se aprecia en la figura 5, en donde se muestra la actividad de una cápsula de Cesio 137, colocada en el exterior del depósito utilizado para los conteos de agua separada. Inicialmente se colocaba la sonda detectora dentro del depósito sin mayor atención a su posición. Posteriormente, se adecuó una guía que permite a la sonda permanecer en el centro del recipiente. Se observó una atenuación en la dispersión de los valores registrados antes y después de la colocación de la guía.

5. Interpretación

Algunas de las pruebas efectuadas son de particular importancia, principalmente aquellas efectuadas en los pozos Az-7, Az-8 y Az-31. Estos pozos serán usados para la reinyección durante la operación de la planta, por consiguiente, es importante conocer hacia donde migra el agua inyectada. Como fué discutido anteriormente, fueron encontrados algunos problemas en la prueba realizada en el pozo Az-31, y el pozo de observación Az-22, no pudo ser abierto (debido a problemas mecánicos) hasta un tiempo después de comenzada la inyección. Así, los resultados (nulos) obtenidos son inútiles. De otra forma, la inyección del trazador en los pozos Az-7 y Az-8 fué satisfactoriamente realizada, aún y cuando no fué detectado el regreso del trazador en los pozos de observación (Az-2 y Az-16). Podemos concluir que: (a) el trazador fué retenído por el yacimiento por algún mecanismo, o (b) el arribo ocurrió después de que el registro en los pozos observadores concluyó; o bien la concentración del trazador es tan baja, que se escapa a la detección.

Para examinar estas posibilidades se revisaron los cambios químicos habidos en el pozo Az-16. En virtud de que en el pozo Az-7 se ha venído inyectando por largo tiempo, es de esperarse que la concentración de Cloruros en el yacimiento haya aumentado (ya que el Cloro se concentra en la salmuera debido a la separación del vapor). De hecho, fue observado un incremento en la concentración de Cloro en el pozo Az-16. Otra probable explicación para este incremento, sería que el pozo estuviera drenando fluido. con alto contenido de Cloro, de mayor profundidad. De otra manera, una evidencia de mayor relieve fue descubierta al analizar el contenido de Nitrógeno producido por el pozo Az-16. Esta concentración de Nitrógeno en el pozo Az-16, es mayor que la solubilidad del Nitrógeno en el fluido geotérmico, indicando que el Nitrógeno (el cuál es inyectado al yacimiento a través de la válvula superior abierta en el pozo Az-7) se está moviendo a través del yacimiento, tanto disuelto en la fase líquida, como en forma gaseosa. El pozo Az-6, también muestra un incremento en la concentración de Nitrógeno.

Existe una evidente fuente para este atípico alto contenido de Nitrógeno, ya que se puede apreciar que el pozo Az-7 succiona grandes cantidades de aire a través de la válvula superior que opera normalmente abierta a la atmósfera. La cantidad de aire que entra al pozo es aún no conocida, sin embargo, la succión es lo suficientemente vigorosa que puede ser notada por personal trabajando en las vecindades del pozo. Se considera de cualquier forma, razonable suponer que la entrada de aire al pozo es condsiderable. Mas aún, se sabe que la entrada de aire es periódica (con un lapso de minutos) en todo momento, mientras ocurre la reinyección.

Así, parece evidente, a partir de este "trazador natural", que el agua reinyectada en el pozo Az-7 está regresando al pozo 16 y, quizá al pozo Az-6. Con objeto de estimar la razón de movimiento del agua reinyectada en el yacimiento, examinamos el historial químico de los pozos Az-16 y Az-6, en particular los datos de contenido de Cloro y Nitrógeno en la descarga. De esto se concluye que debería hacerse un esfuerzo por cuantificar el gasto de Nitrógeno entrando al pozo. Otra evidencia fué obtenida al graficar las razones de Argón y Argón/Nitrógeno de los pozos Az-16 y Az-6 (figuras 6 y 7) las que muestran que los gases son de origen atmosférico.

A partir de éstas gráficas, se hace evidente que el tiempo de tránsito entre el pozo Az-7 y los pozos Az-6 y Az-16 es del orden de meses, lo cuál indica el porqué los trazadores radioactivos nunca fueron detectados. Esta es una conclusión alentadora, desde el punto de vista de la reinyección, ya que sugiere que la irrupción térmica del agua reinyectada será bastante lenta entre estos pozos en particular.

Permeability Enhancement due to Cold Water Injection: A Case Study at the Los Azufres Geothermal Field, Mexico

Sally M. Benson[*], *John Daggett*[*], *Jaime Ortiz*[†] *and Eduardo Iglesias*[‡]

[*] Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley Laboratory
Berkeley, California, USA

[†] Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mexico

[‡] Instituto de Investigaciones, Cuernavaca, Mexico

ABSTRACT

Pressure transient buildup and falloff data from 3 wells at the Los Azufres geothermal field have been evaluated to determine the extent to which cold water injection increases the permeability of the near-bore reservoir formation. Simultaneous analysis of the buildup and falloff data provides estimates of the permeability-thickness of the reservoir, the skin factor of the well, and the degree of permeability enhancement in the region behind the thermal front. Estimates of permeability enhancement range from a factor of 4 to 9, for a temperature change of about 150° C. The permeability enhancement is attributed to thermally induced contraction and stress-cracking of the formation.

INTRODUCTION

Injecting cold water is a common technique for estimating the permeability, productivity, and injectivity of geothermal wells. In addition to providing a measure of these parameters, there is some evidence that this practice stimulates the well (Bodvarsson et al., 1984, Benson et al., 1987). This intriguing phenomena is particularly apparent in geothermal wells in the Los Azufres geothermal field in Mexico, where a large set of pressure transient data exhibit unusual characteristics. As shown in Figure 1, it is not uncommon to observe that after an initial period during which the pressure increases as expected, the pressure stabilizes and then begins to drop, even though injection continues at a steady rate. This unusual behavior is attributed to progressive increases in the near-bore permeability. Several physical mechanisms can explain this, including; hydraulic fracturing, pushing drilling mud and formation fines away from the well-bore and into the formation, thermal contraction and thermal stress cracking of the rock, and dissolution of fracture filling minerals. As these tests were conducted well below the hydraulic fracturing gradient, this mechanism has been eliminated as a possible cause for the permeability increase, leaving one or more of the other mechanisms to account for the observed behavior.

The pressure buildup data shown in Figure 1 were analyzed by Benson et al. (1987) in an attempt to estimate the magnitude of the permeability increase needed to create the unusual pressure buildup curves. The goal of the present investigation is two-fold. First we attempt to incorporate the pressure falloff data into the analysis procedure, thereby provide more reliable estimates of the formation parameters. Next, we investigate correlations between temperature and the permeability increase in an effort to provide insight into the physical mechanism governing the near-bore permeability increase.

BACKGROUND

It is worthwhile to spend a moment reviewing the physical processes that occur as cold water is injected into a hot geothermal reservoir. First, injection causes the pressure to increase due to the formation's resistance to flow. For horizontal flow in a liquid saturated rock, the pressure buildup is governed by Equation 1

$$\nabla\cdot\left(\frac{k\rho}{\mu}\nabla p\right) = \frac{\partial(\rho\phi)}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial t} \qquad (1)$$

where k is the formation permeability, ρ is the fluid density, μ is the fluid viscosity, p is the fluid pressure, and ϕ is the porosity of the formation. Second, as fluid is injected into the formation, an interface (called the hydrodynamic front) between the undisturbed reservoir fluid and the injected fluid moves away from the injection well. The thermal front (defined as the surface where the temperature is midway between the temperature of the reservoir and injected fluids) lags some distance behind the hydrodynamic front due to a transfer of heat from the reservoir rock to the injected fluid. The distances to the hydrodynamic and thermal fronts and the rate at which they move away from the injection well depend on the relevant mass and energy conservation equations and the geometry of the system. In the region behind the hydrodynamic and thermal fronts, the composition, temperature, compressibility (c_f) and/or density of the fluid may be different than the in-situ fluid. In addition, if the permeability, porosity, and pore-volume compressibility (c_{pv}) are temperature, stress, or composition sensitive, they too may vary in the region behind the fronts.

The wellbore also influences the pressure changes caused by injection. In deep geothermal systems the typically large wellbores create significant wellbore storage effects, resulting in a long time period before the surface and sandface injection rates are equal. Second, the wellbore acts like a large heat exchanger, transferring heat from the formation to the injected fluid before it is injected into the open interval of the well. This results in a time-varying sandface injection temperature. At moderate injection rates it may take several hours for the sandface injection temperature to stabilize.

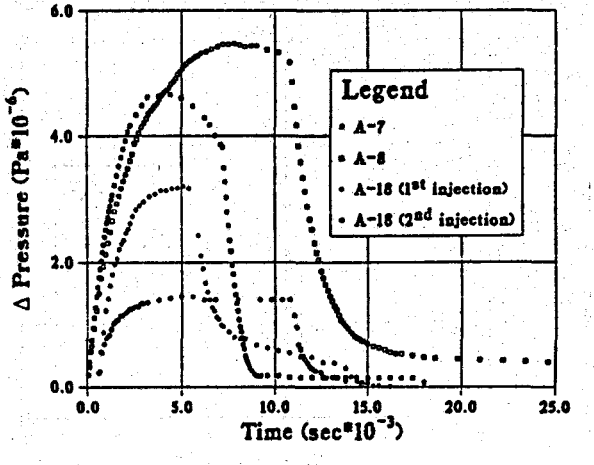


Figure 1. Pressure transient buildup and falloff data from 3 wells at the Los Azufres geothermal field, Mexico.

MATHEMATICAL MODEL

Benson et al. (1987) presented an approximate solution for calculating the pressure buildup in response to nonisothermal injection which takes the form of

$$\Delta p\,(r_w,t) = \Delta p_{ss}(r_w,t) + \Delta p_t(r_f,t) \qquad (2)$$

where $\Delta p\,(r_w,t)$ is the pressure change at the injection well, $\Delta p_{ss}(r_w,t)$ is the steady-state pressure change across the invaded region at time t, and $\Delta p_t(r_f,t)$ is the transient pressure response in the uninvaded formation. See the nomenclature at the end of the paper for a more complete description of the variables. The mathematical advantages of this form of the solution are two-fold. First, all of the non-linear terms associated with the region behind the front are incorporated into the first term of Equation 2, which for a slightly-compressible single component fluid flowing through a radially symmetric system is calculated by

$$\Delta p_{ss}(t) = \frac{q}{2\pi h}\int_{r_w}^{r_f(t)} \frac{\mu(r,t)}{k(r,t)\,\rho(r,t)}\,\frac{dr}{r} \qquad (3)$$

where q is the mass injection rate and the other terms are defined as before. Second, the term $\Delta p_t(r_f,t)$ can easily be evaluated from well established solutions such as the exponential integral solution, convolution of the instantaneous line source solution for variable flow rates, or any one of a number of solutions that satisfy the desired outer boundary conditions.

The validity of this form of the solution was discussed at length in Benson et al. (1987) and will not be reviewed here. In general, Equation 2 is valid within several seconds after injection begins, if at $t=0$, $r_f=r_w$.

ANALYSIS METHOD

Before analyzing the pressure transient data from any injection test, it is necessary to carefully assess all of the salient features of the test data. Once these have been established, a mathematical solution tailored to the problem at hand can be developed from Equations 2 and 3.

The Los Azufres geothermal system occurs in fractured volcanic rocks, at a depth of 1000 to 2000 m. Reservoir temperatures range from 220 to 280 °C in the wells from which injection test data are available. Geothermal fluids are produced from fractured units within andesitic rocks. The injection tests consisted of injecting 20 °C water into the formation at a constant wellhead injection rate for 2 to 3 hours. During injection, the formation pressure was measured with an Amerada pressure gauge positioned adjacent to the production zone in the well.

Pressure versus time graphs of the pressure buildup and falloff data shown in Figure 1 indicate that wellbore storage effects persist throughout the entire 2 to 3 hour test. This is illustrated in Figure 2, which shows the sandface injection rate as a function of time for well A-8. For the first half of the injection period, the sandface injection rate gradually increases to the surface injection rate. During the latter half of the injection, the sandface injection rate is greater than the surface injection rate because the pressure (water-level) is dropping in the wellbore.

Another factor that must be considered is that although the temperature of the injected water is constant at the wellhead, it is not constant at the formation face. As shown by the simulated sandface injection temperature in Figure 3, the actual sandface temperature will decrease throughout the test. By the end of the test, the temperature is still nearly 70 °C above the surface temperature. The time-varying injection temperature causes the fluid viscosity (see Figure 4) and density to vary throughout the test. This creates a non-uniform distribution of the fluid properties in the region behind the thermal front.

Solution Technique

To develop a mathematical solution for calculating the pressure buildup, we must first describe how the thermal front moves with time. For the purposes of this analysis, the distance to the thermal front is estimated from the energy balance for piston-like displacement of cold water into a hot water formation. From this simple approximation we obtain

$$r_f^2 = \frac{\rho_w C_w}{\rho_a C_a}\,\frac{1}{\pi h}\int_0^t Q(t)dt \qquad (4)$$

where C_w and C_a are the heat capacities of water and the formation respectively, and the other terms are as defined previously. Note that this formulation assumes that there is no heat transfer between the unfractured matrix blocks and the permeable fracture zones into which fluid is injected. Although this is not generally true for fractured reservoirs, this assumption is justified in light of the short duration of the tests and that the fluid is injected into a "fracture zone" that is much thicker than the apertures of individual fractures. If the fluid is injected into very thin strata, separated by much thicker ones, the effects of heat conduction to the surrounding strata must be considered (Bodvarsson and Tsang, 1982).

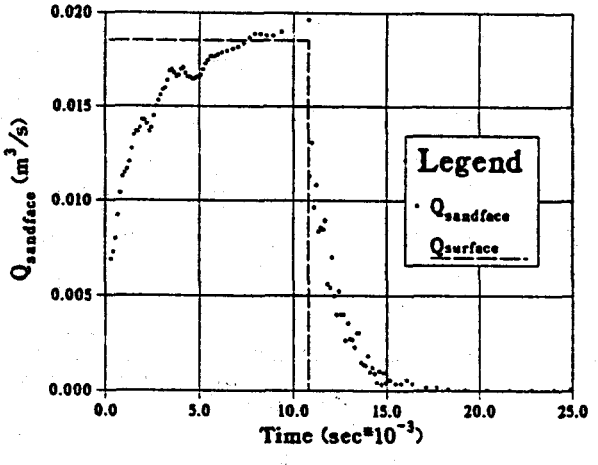


Figure 2. Sandface and surface injection rates for well A-8.

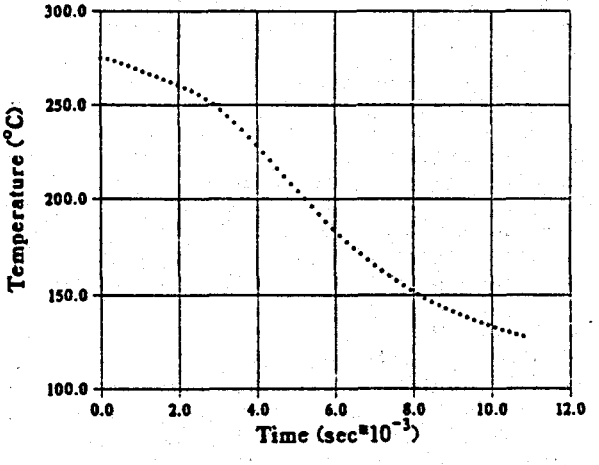


Figure 3. Sandface injection temperature in well A-8, calculated using a wellbore simulator.

It is also necessary to describe how the fluid properties vary behind the front. For this study we assume that the fluid viscosity and density, as well as the formation permeability, vary linearly in the region behind the front

$$\mu_i(r,t) = \mu_i(r_w,t) + \frac{\mu_r - \mu_i(r_w,t)}{r_f - r_w}(r - r_w) \quad (5a)$$

$$\rho_i(r,t) = \rho_i(r_w,t) + \frac{\rho_r - \rho_i(r_w,t)}{r_f - r_w}(r - r_w) \quad (5b)$$

$$k_i(r,t) = k_i(r_w,t) + \frac{k_r - k_i(r_w,t)}{r_f - r_w}(r - r_w) \quad (5c)$$

By substituting Equations 5a to 5c into Equation 3, we can calculate the steady-state pressure buildup in the region behind the front from

$$\Delta p_{ss}(t) = \frac{q(t)}{2\pi h}\left\{\frac{\mu_i(r_w,t)}{k_i(r_w,t)\rho_i(r_w,t)}\ln\frac{r_f}{r_w} + \left[\frac{\mu_r}{k_r\rho_r} - \frac{\mu_i(r_w,t)}{k_i(r_w,t)\rho_i(r_w,t)}\right]\left[1 - \frac{r_w}{r_f - r_w}\ln\frac{r_f}{r_w}\right]\right\} \quad (6)$$

To develop a complete solution to Equation 2 we also need an expression for calculating the transient pressure response in the uninvaded region of the reservoir. For this study we assume that the reservoir is approximately described as a uniform porous media, of infinite areal extent, and bounded above and below by impermeable strata. For this type of system, the second term of Equation 2 can be evaluated if the time-varying flow rate is represented by a sequence of straight line segments, each of the proper duration and slope (McEdwards and Benson, 1981). The full solution to Equation 2 is calculated by adding Equation 6 to the pressure transient response in the outer region. A computer program, INJECT, that performs the necessary calculations has been written (Daggett and Benson, 1988).

Analysis Procedure

Three primary variables must be determined to analyze the pressure buildup tests. These include the permeability-thickness-viscosity term ($k_r h/\mu_r$) of the fracture zones, the porosity-compressibility-thickness-skin factor term ($\phi c h e^{-2s_m}$, where s_m is the mechanical skin factor of the well), and the magnitude of the near-bore permeability enhancement. A three-stage analysis method is required for evaluating all of these parameters.

First $k_r h/\mu_r$ is calculated from a history-match of the late-time pressure falloff data. The late time interval is used because during this period the downhole pressure response is almost entirely governed by the region outside the thermal front. Figure 2 shows that this period begins around 1.8×10^4 s into the test.

Second, the estimate of $k_r h/\mu_r$ is refined and the mechanical skin factor of the well is determined by history-matching the early time pressure buildup data when the nonisothermal effects are small. As shown by Figures 3 and 4, the early (isothermal) part of the pressure buildup lasts approximately 900 s.

Finally, after establishing $k_r h/\mu_r$ and s_m, the remainder of the test data are used to calculate the magnitude of the near-bore permeability changes that occur as the progressively colder water is injected into the formation. The procedure for doing this is as follows. First, the pressure buildup ($\Delta p_i(r_w,t)$) for an isothermal injection test (at the formation temperature) is calculated using the formation parameters obtained from the initial steps in the analysis procedure. Next, the difference between $\Delta p_i(r_w,t)$ and the actual pressure response is used to calculate the near-bore permeability change from the following expression

$$\frac{k_r}{k_i(r_w,t)} = \frac{\mu_r \rho_i(r_w,t)}{\mu_i(r_w,t)\rho_r} \times \left\{\frac{\frac{2\pi k_r \rho_r h}{q\mu_r}\left[\Delta p(r_w,t) - \Delta p_i(r_w,t)\right] - s_{ma} + s_m}{\left[\left(1 + \frac{r_w}{r_f - r_w}\right)\ln\frac{r_f}{r_w} - 1\right]} + 1\right\} \quad (7)$$

where s_{ma} is the apparent-mechanical skin factor of the well. For $s_m > 0$

$$s_{ma} = \frac{\mu_i(r_w,t)\rho_r}{\mu_r\rho_i(r_w,t)} s_m \quad (8a)$$

and for $s_m \ll 0$

$$s_{ma} = s_m \quad (8b)$$

(Benson, 1984).

Each of the four injection tests shown in Figure 1 have been analyzed using the above procedure.

Well A-8 Analysis

The injection test data for well A-8 are shown in Figure 5. The sandface injection rate, temperature, and fluid viscosity are shown in

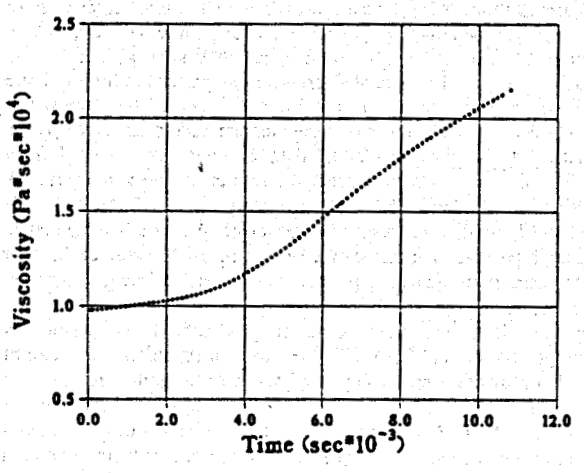


Figure 4. Sandface viscosity of the injected fluid in well A-8.

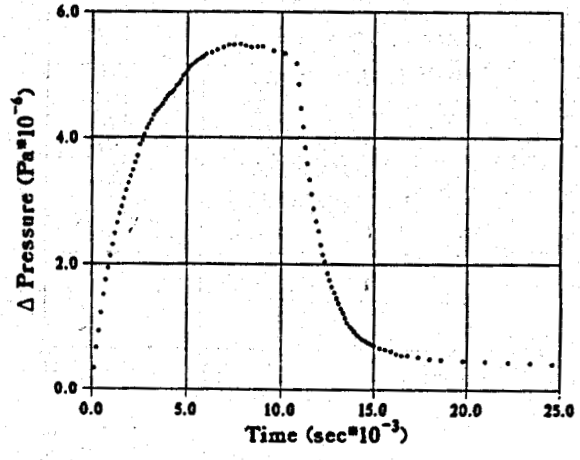


Figure 5. Pressure buildup and falloff data for well A-8.

Figures 2 through 4, respectively. For the first 15 minutes of the test, the bottomhole temperature remained at approximately 275 °C. A history-match of the falloff data and the first 900 s of the buildup data yields a $k_r h$ of 4.9×10^{-13} m^3 and a mechanical skin factor of +1. After the first fifteen minutes, the temperature sensitive rock and fluid properties begin to influence the data. Using the procedure outlined above, the ratio of the undisturbed formation permeability to that of the invaded region immediately adjacent to the wellbore is calculated for the rest of the test period. The results of these calculations are shown in Figure 6, where the ratio of $k_i(r_w,t)/k_r$ is plotted as a function of time from the beginning of the injection test. The ratio is plotted for a range of values for the formation thickness because we do not have an accurate measure of the thickness of the zone(s) into which the fluid is injected. The figure shows that during the test the permeability of the near-bore region must increase by a factor ranging from about 4 to 8, depending on the actual thickness of the formation. Figure 6 also demonstrates that if the formation thickness is less than 50 m, the results of the calculation are relatively insensitive to the actual value of the formation thickness. The fractured nature of the producing formation and the occurrence of discrete loss-of-circulation zones encountered while drilling suggest that the actual thickness is in the range of 5 to 10 m. Thus, the permeability appears to increase by a factor of 4 over the test period.

Once the formation parameters and the magnitude of the near-bore permeability increases are determined, these calculations can be double-checked by comparing the measured pressure response to the calculated response (see Fig. 7).

Another source of uncertainty in this analysis is the actual distribution of the fluid and rock properties within the invaded region. As indicated by Equations 5a-c, we assume that these vary linearly. To test the restraints imposed on the analysis by this assumption, we repeated these calculations for the case where the fluid and rock properties are constant throughout the invaded region. The results of these calculations are shown in Figure 8. These calculations show that the results are relatively insensitive to the presumed distribution of the various parameters. This is explained in light of the dominating influence of the very near-well region on the pressure response, which is nearly the same, regardless of how the properties vary farther away from the well.

Well A-7 Analysis

The injection test data for well A-7 are shown in Figure 1. The sandface injection rate, temperature, and fluid viscosity are shown in

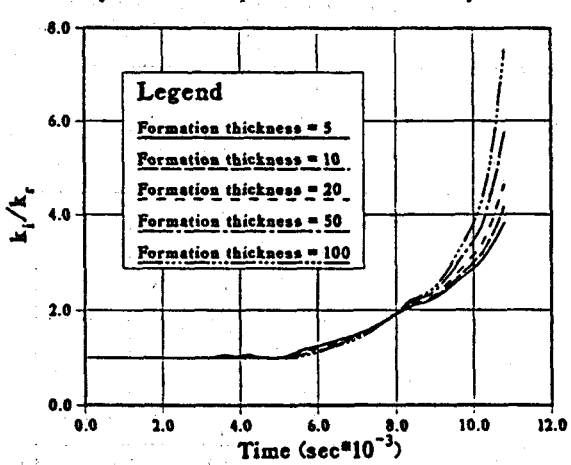


Figure 6. Calculated near-bore permeability enhancement during the nonisothermal injection test in well A-8. Calculated values are presented for the range of thicknesses (in meters) listed.

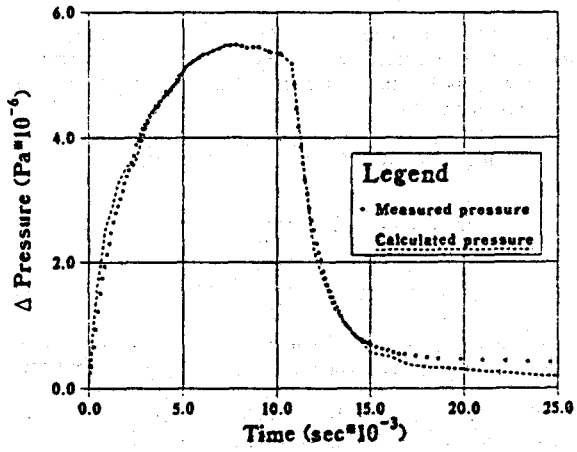


Figure 7. Match between the measured and calculated pressure transient response in well A-8.

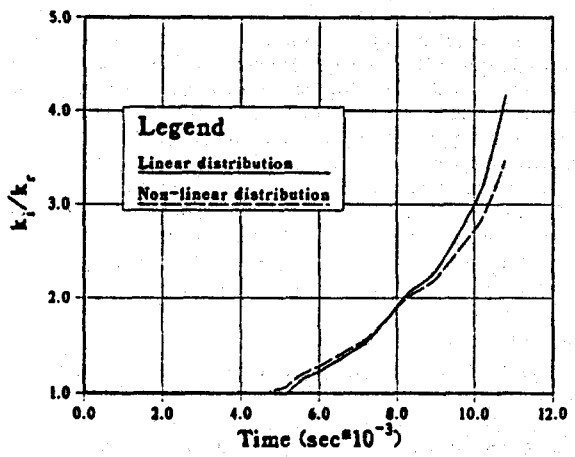


Figure 8. Comparison between the calculated permeability enhancement for a "sharp" front (Non-linear) and a diffuse thermal front (Linear) in well A-8.

Figures 9 through 11. This test illustrates that in some cases it is not possible to obtain a good match for the entire test and that a compromise must be reached in matching the early, middle, and late-time data. The calculated pressure buildup and falloff in Figure 12 was calculated using a $k_r h$ of 3.0×10^{-13} m^3. The figure shows that a good match of the early time pressure data is achieved, yet the match of the pressure falloff data is poor. A higher $k_r h$ of 7.5×10^{-13} m^3 was then used; the results are seen in Figure 13. Using this higher $k_r h$, a better history-match of the falloff is achieved, but this also results in a poor early pressure buildup match. A large positive skin factor of 2.5 could be used to correct the poor early pressure match, but this causes the difference between $\Delta p_i(r_w,t)$ and the actual pressure response to become so large that the calculated near-bore permeability change is unrealistic. A compromise ($k_r h$ of 6.9×10^{-13} m^3 and a mechanical skin factor of 0) that provides a reasonably good match of the entire test is shown in Figure 14. The calculated near-well permeability enhancement for each of the above cases is plotted as a function of the temperature change in Figure 15. The figure suggests that there must be a near-bore permeability increase affecting the downhole pressure response regardless of the exact values of the assumed parameters.

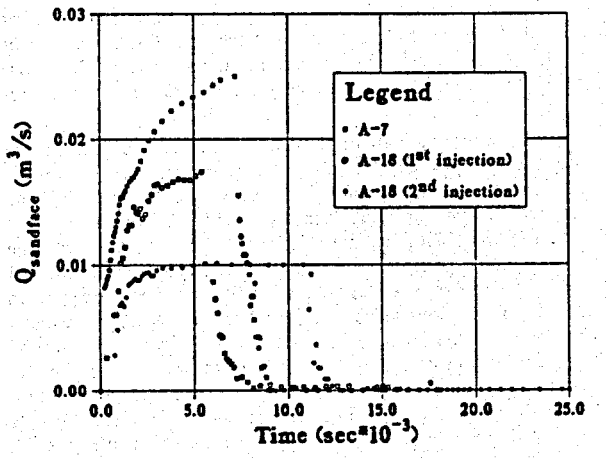


Figure 9. Pressure buildup and falloff for wells A-7 and A-18 (two tests).

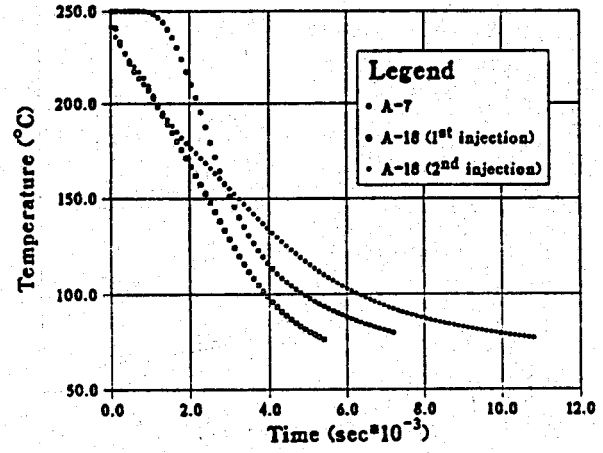


Figure 10. Sandface injection temperatures for well A-7 and A-18 (two tests).

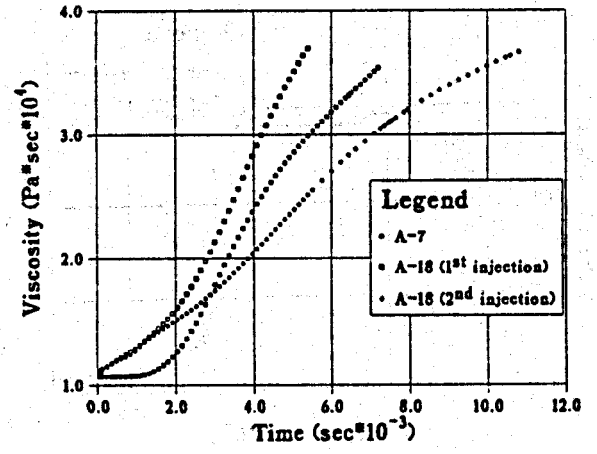


Figure 11. Sandface viscosities for wells A-7 and A-18 (two tests).

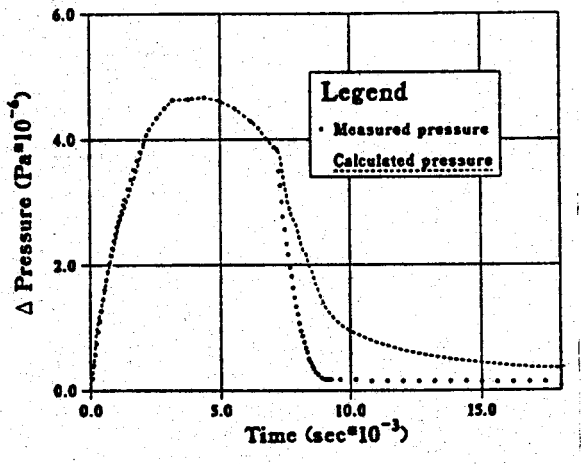


Figure 12. One possible match of the A-7 injection test data. Note the good match of the buildup data and the poor match of the falloff data. Parameters for this match are $k_r h/\mu_r = 2.8\times10^{-9}$ m^3/Pa·s, $\phi c_t h = 2\times10^{-8}$ m/Pa, and s=−2.

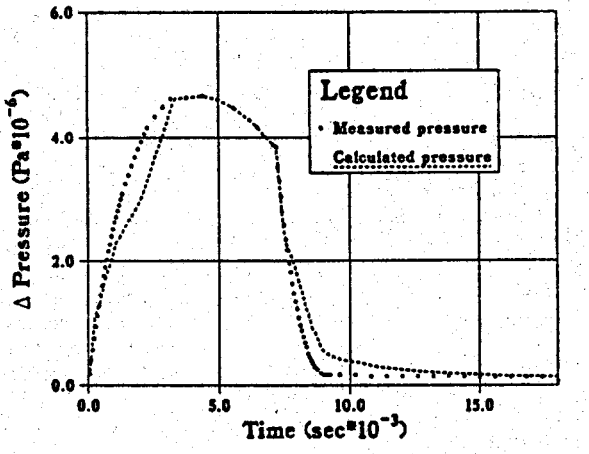


Figure 13. One possible match of the A-7 injection test data. Note the poor match of the buildup data and the better match of the falloff data. Parameters for this match are $k_r h/\mu_r = 7.0\times10^{-9}$ m^3/Pa·s, $\phi c_t h = 2\times10^{-9}$ m/Pa, and s=0.

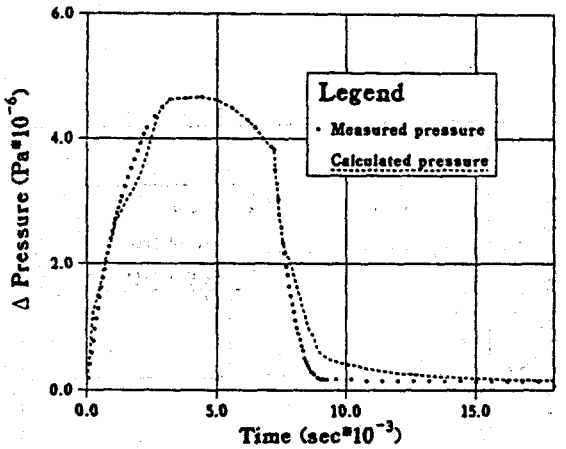


Figure 14. Best match of the A-7 injection test data. Parameters for this match are $k_r h/\mu_r = 6.5\times10^{-9}$ m^3/Pa·s, $\phi c_t h = 7\times10^{-10}$ m/Pa, and s=0.

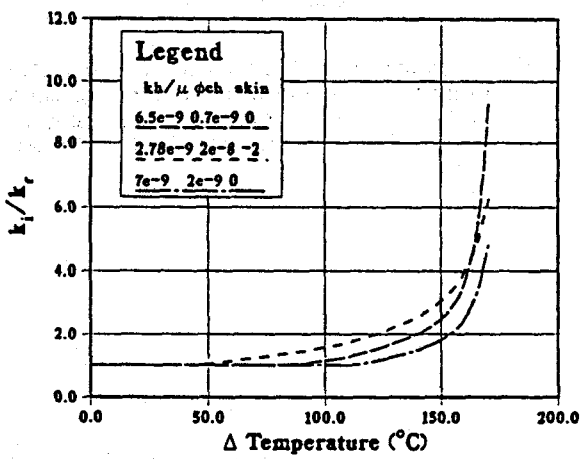


Figure 15. Calculated permeability enhancement for well A-7 for the three history-matches shown in Figures 12, 13, and 14.

An alternative explanation of the well A-7 data is also possible. Perhaps, as indicated by the relatively high formation permeability required to fit the pressure falloff data, one or more fracture zones began accepting fluid during the middle of the test, thereby, increasing the overall $k_r h$ of the well, as opposed to simply increasing the permeability of already open fractures. Without additional information, such as a succession spinner surveys, it is not possible to resolve which explanation is the correct one.

Well A-18 Analysis

Several consecutive injection tests were conducted in well A-18, two of which are analyzed here (see Fig. 9). These two tests took place only three days apart, on May 30 and June 2, 1980. The sandface injection fluid temperatures for both tests were therefore calculated as one continuous 72 hour test. This was done in order to take into account any cooling during the first test which may have resulted in a lower bottomhole temperature at the beginning of the second test. The bottomhole temperatures at the start of the first and second injection tests are 250 and 242 °C, respectively. Sandface fluid flowrates, temperatures, and viscosities are shown in Figures 9 through 11 for both of these tests.

History-matches of test data yield a $k_r h$ and skin of 2.6×10^{-13} m^3 and -1.7 for the first test and a $k_r h$ and skin of 9.6×10^{-13} m^3 and 1.2 for the second test, respectively. Comparisons of the calculated and measured pressure data are shown in Figures 16 and 17.

Unfortunately, both of these injection tests are difficult to analyze. The pressure falloff from the first test has a two-part recovery, where mid-way through the recovery phase the falloff rate increased significantly. Data from the second falloff test are unusual because the final recovery pressure was 2×10^5 Pa lower than the initial pressure. Perhaps formation heterogeneity and/or internal flow in the wellbore is responsible for the observed behavior. In addition to the above-mentioned complexities, we can not explain why the $k_r h$ of the formation is nearly 3 times higher for the second test than it is for the first test. The test records indicate that the precise depth of the well was not known at the time of the second test. Perhaps a greater open interval with additional fractured intervals was tested. In spite of these difficulties, as illustrated in Figure 18, data from both tests indicate significant near-bore permeability enhancement occurred during the injection tests.

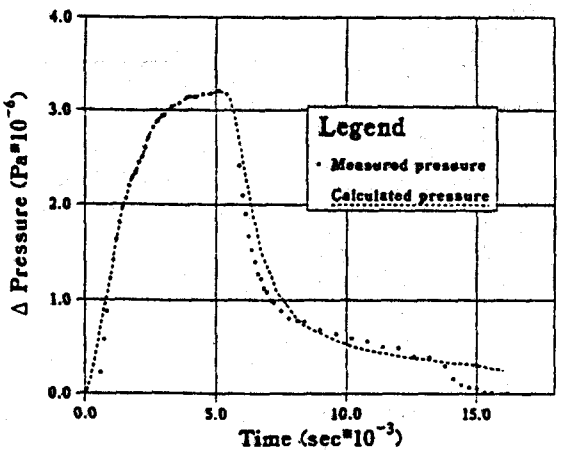


Figure 16. History-match of the first injection test in well A-18.

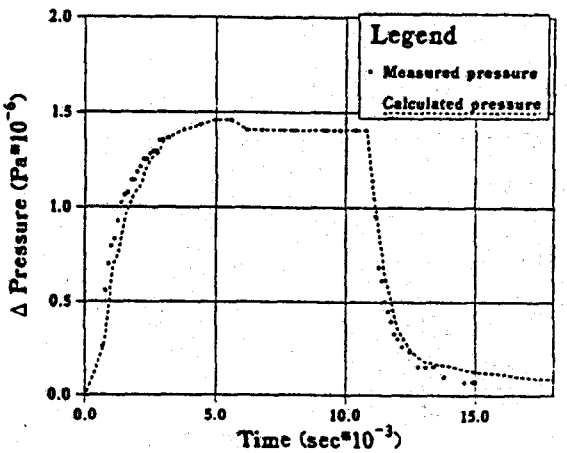


Figure 17. History-match of the second injection test in well A-18.

RESULTS

The magnitude of the near-bore permeability enhancement in each of the 3 test wells (A-7, A-8, and A-18) is plotted as a function of sandface injection temperature decrease in Figure 18. The calculated permeability increases for all the wells are remarkably similar, suggesting that the correlation between the sandface injection temperature and the permeability increase is attributable to lowering the temperature of the near-bore reservoir formation.

There are several possible explanations for the observed temperature versus permeability relationship, including thermal stress cracking, dissolution of the formation, and thermal contraction of the rock matrix. In the absence of additional information, we cannot determine which of these possibilities is the correct one, or if a single mechanism is responsible for the observed pressure behavior. Recent laboratory studies of thermal stress cracking indicate that both intragranular and grain-boundary stress cracks can develop in the downhole thermal regime created by these injection tests (Fredrich and Wong, 1986). Analysis of field experiments at the hot-dry-rock site at Fenton Hill, New Mexico, indicate that "reservoir growth" can be at least partially attributed to thermally induced stress cracks (Tester et al., 1986). It is likely that a similar mechanism is responsible for the permeability enhancement reflected by the data described here.

The analysis presented here is just the beginning of a series of studies that must be conducted if we are to improve our understanding of the physical phenomena that accompany waste brine reinjection into geothermal reservoirs. To date, we do not have an adequate understanding of the physical mechanisms causing the unusual pressure transient responses nor the observations that well injectivity is often better than anticipated. The possibility that the observed permeability increases may be permanent or semi-permanent is also intriguing. If so, cold water injection may come to be considered as a bona fide stimulation treatment for geothermal wells.

CONCLUSION

Analysis of injection test data from three wells at the Los Azufres geothermal field in Mexico indicate that the permeability of the near-bore region increases during cold water injection. Careful examination of the data reveal that an accurate analysis of the data is impossible if wellbore storage effects and thermal transients in the wellbore are not accounted for. By using a new analysis method outlined here, the magnitude of the permeability increase that is required to match the observed pressure transient data is calculated. These analyses indicate that the permeability increases in the near-bore region by approximately a factor of 4 to 9 during the 2 to 3 hour period when cold water is injected into the formation. Concurrent analysis of the buildup and falloff data provides for a greater degree of confidence in these results than was provided from analysis of the buildup data alone. A good correlation between the permeability increase and the sandface injection temperature indicates that the permeability increase is caused by cooling the near-bore reservoir formation. Thermal contraction and thermal stress cracking of the formation are the most probable cause of the near-bore permeability increase.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors gratefully acknowledge Marcelo Lippmann for reviewing this paper. This work is supported through the U.S. Department of Energy Contract No. DE-AC03-76SF00098 by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Technology, Division of Geothermal Technology.

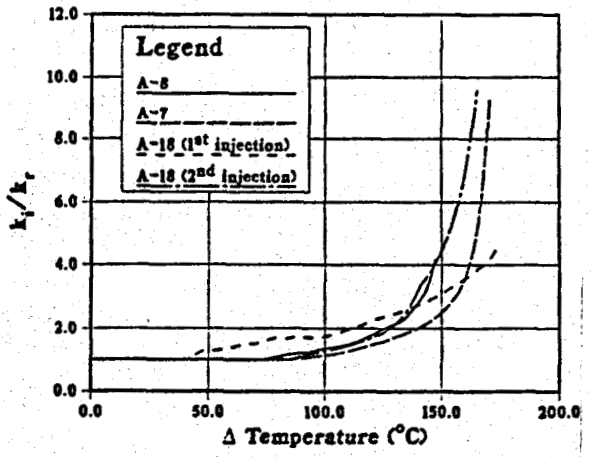


Figure 18. Calculated values for the permeability increase in the near-wellbore region for three wells at the Los Azufres Geothermal Field, Mexico.

NOMENCLATURE

c_f	fluid compressibility (1/Pa)
c_{pv}	pore-volume compressibility (1/Pa)
C_a	heat capacity of the aquifer (J/kg/° C)
C_w	heat capacity of the injected water (J/kg/° C)
h	thickness of the injection zone (m)
k	permeability (m^2)
$k_i(r_w,t)$	sandface formation permeability (m^2)
k_r	permeability of the injection zone(s) (m^2)
p	pressure (Pa)
$\Delta p(r_w,t)$	pressure change at the wellbore (Pa)
$\Delta p_{ss}(r_w,t)$	pseudo-steady-state pressure change across the invaded region (Pa)
$\Delta p_i(r_f,t)$	transient pressure change at r_f in the uninvaded formation (Pa)
r	distance from the wellbore (m)
r_f	distance to the thermal front (m)
r_w	wellbore radius (m)
t	time (s)
ϕ	porosity (-)
μ	fluid vicosity (Pa·s)
$\mu_i(r_w,t)$	fluid vicosity at the sandface (Pa·s)
μ_r	vicosity of the reservoir fluid (Pa·s)
ρ	fluid density (kg/m^3)
$\rho_i(r_w,t)$	fluid density at the sandface (kg/m^3)
ρ_r	density of the reservoir fluid (kg/m^3)

REFERENCES

Benson, S.M., 1984. Analysis of Injection Tests in Liquid-Dominated Geothermal Reservoirs. M.S. Thesis, University of California, Berkeley. Lawrence Berkeley Laboratory Report, LBL-17953, Berkeley, California.

Benson, S.M., J.S. Daggett, E. Iglesias, V. Arellano, and J. Ortiz, 1987. Analysis of Thermally Induced Permeability Enhancement in Geothermal Injection Wells. Proceedings, 12th Workshop, Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, California.

Daggett, J. S., and S. M. Benson, 1988. User's Guide For Inject, A Computer Code For Calculating Pressure Transients During Nonisothermal Injection Tests. Lawrence Berkeley Laboratory Report, LBL-24718.

Bodvarsson, G.S., Benson, S.M., Sigurdsson, O., Stefansson, V., and Eliasson, E.T., 1984. The Krafla Geothermal Field, Iceland: 1. Analysis of Well Test Data, *Water Resources Research*, Vol 20, No. 11, pp. 1515-1530.

Bodvarsson, G.S. and Tsang, C.F., 1982. Injection and Thermal Breakthrough in Fractured Geothermal Reservoirs, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No. B2, pp. 1031-1048.

Fredrich, J.T., and Wong, T., 1986. Micromechanics of Thermally Induced Cracking in Three Crustal Rock, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, pp. 12743-12764.

McEdwards, D.G. and Benson, S.M., 1981. User's Manual for ANALYZE-- A Variable-Rate, Multiple Well, Least Squares Matching Routine for Well Test Analysis, Lawrence Berkeley Laboratory Report, LBL-10907, Berkeley, California.

Ramey, H.J. Jr., 1970. Approximate Solutions for Unsteady Liquid Flow in a Composite Reservoir, *Journal of Canadian Petroleum Technology*, March, 1970, pp. 32-37.

Tester, J.M., Murphy, H.D., Potter, R.M., and Robinson, B.A., 1986. Fractured Geothermal Reservoir Growth Induced By Heat Extraction. Society of Petroleum Engineers Paper SPE-15124. Presented at the 56th California Regional Meeting of the Society of Petroleum Engineers, Oakland, California, April 2-4, 1986.

MEJORAMIENTO DE LA PERMEABILIDAD MEDIANTE LA INYECCION DE AGUA FRIA

E. BENSON, J. ORTIZ, E. IGLESIAS

LAWRENCE BERKELEY LABORATORY
COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES ELECTRICAS

INTRODUCCION

La inyección de agua fría es una técnica común para la evaluación de la permeabilidad, productividad e inyectividad de pozos geotérmicos. Además de proporcionar una medición de estos parámetros, existe evidencia de que esta práctica estimula el pozo. (*Bodvarsson et. al., 1984*). Esto es contrario a las predicciones de modelos físicos y matemáticos que consideran las propiedades de los fluídos únicamente dependientes de la temperatura. (*Benson, 1984; Benson and Bodvarsson, 1986*).

Este fenómeno intrigante se manifiesta particularmente en los pozos geotérmicos del Campo de Los Azufres en México, donde una gran cantidad de datos de transitorios de presión muestran características poco usuales.

En la figura 1 se presentan las curvas de incremento de presión para tres pozos, en las cuales puede observarse, comúnmente, que después de un período inicial, en el cual la presión se incrementa de acuerdo a lo esperado, la presión se estabiliza y empieza a descender, aún cuando el gasto de inyección se conservó constante. Este comportamiento poco usual se atribuye a un incremento progresivo de la permeabilidad en las cercanías del pozo. Varios mecanismos físicos pueden incrementar la permeabilidad en las cercanías del pozo; tales como: fracturamiento hidráulico, empuje del fluído de perforación o finos de formación lejos del pozo y hacia la formación, contracción térmica y esfuerzo térmico que rompe la formación, y la disolución de minerales que rellenan las fracturas. Debido a que estas pruebas fueron realizadas por abajo del gradiente de fractura, se descarta la posibilidad de que el incremento de la permeabilidad sea causada por un fracturamiento hidráulico, dejando uno o dos de los mecanismos restantes como responsables del comportamiento observado.

La presente investigación tiene dos objetivos; primero, intentar cuantificar la magnitud del incremento de permeabilidad requerido para explicar el comportamiento observado de presión, y segundo, investigar correlaciones entre temperatura e incremento de permeabilidad como un esfuerzo para entender los mecanismos físicos que gobiernan éste fenómeno.

ANTECEDENTES

Vale la pena dedicar un momento a la revisión de los procesos físicos que ocurren cuando el agua fría es inyectada en un yacimiento geotérmico de alta temperatura. Primero, la inyección causa un incremento de presión debido a la resistencia al flujo de la formación, y la ecuación que rige este incremento de presión, para flujo horizontal en roca saturada de líquido es:

$$\nabla.\left(\frac{k\rho}{\mu}\nabla p\right) = \frac{\partial(\rho\phi)}{\partial p}\frac{\partial p}{\partial t} \qquad (1)$$

donde k es la permeabilidad de la formación, ρ es la densidad del fluído, μ es la viscosidad del fluído, p es la presión del fluído y ϕ es la porosidad de la formación. Segundo, a medida que el fluído es inyectado en el pozo, una interfase, llamada frente hidrodinámico, entre el fluído del yacimiento sin perturbar y el fluído inyectado, se mueve alejándose del

pozo inyector. El frente termal, definido como la superficie donde la temperatura es un promedio de la de yacimiento y fluído inyectado, permanece a una distancia atrás del frente hidrodinámico, debido a una transferencia de calor de la roca hacia el fluído inyectado. La distancia a estos frentes (rf) y la velocidad a la cual se alejan del pozo, depende de las ecuaciones de masa y energía utilizados y la geometría del sistema. En la región atrás de los frentes, la composición, temperatura, compresibilidad (cf), y la densidad del fluído pueden ser diferentes de las del fluído *in-situ*. Además, si la permeabilidad, porosidad, y compresibilidad del volúmen de pozos (cpu) son dependientes de la temperatura, esfuerzo y composición, estonces pueden variar en la región atrás del frente. El pozo también afecta los cambios de presión causados por la inyección. En los sistemas geotérmicos profundos, los pozos crean un significante almacenaje de pozo, que resulta en un período largo de tiempo antes de que los gastos de inyección en superficie y en la cara de la formación sean iguales. Paulatinamente, el pozo actúa como un intercambiador de calor, transfiriendo calor de la formación hacia el fluído inyectado antes de que este alcanse la cara de la formación. Esto resulta en una temperatura de inyección en la cara de la formación que varía con el tiempo. A gastos de inyección moderados puede tomar varias horas antes de que la temperatura en la cara de la formación se estabilice.

MODELO MATEMATICO

Después de revisar los diferentes procesos físicos que controlan el incremento de presión durante la inyección estamos listos para seleccionar el modelo matemático que nos permitirá interpretar los datos. Existe una pequeña pero interesante colección de documentos que tratan sobre la interpretación de pruebas de inyección. Sin embargo, todos éstos modelos únicamente consideran que las propiedades del fluído inyectado son diferentes de las del fluído *in-situ*, aún así estos aportan un conocimiento valioso acerca del comportamiento de los transitorios de presión. Consecuentemente estos módulos son revisados brevemente enseguida

Una solución analítica para forma cerrada ha sido derivada para la ecuación 1 y para el caso especial donde elgasto volumétrico inyectado (Q)es constante y

$$r_f(t) = \left[\frac{bQt}{\pi h}\right]^{1/2} \qquad (2)$$

donde b es una constante que depende del balance de masa y/o energía y h es el espesor de la formación, siempre y cuando las propiedades del fluído y formación atrás del frente sean uniformes y constantes (*Ramey, 1970*). Para inyección no isotérmica:

$$b = \frac{\rho_v C_v}{\rho_a C_a} \qquad (3)$$

donde Cv y Ca son el calor específico del agua inyectada y el yacimiento, y ρ_v y ρ_a son la densidad del agua y el yacimiento, respectivamente. Aún cuando,ésta solución puede extenderse para considerar los efectos de incremento de permeabilidad en las cercanias del pozo, muchos otros factores importantes como gasto variante y temperaturas de inyección frente ala formación y dependientes del tiempo, no pueden ser incluídas.

Soluciones numéricas de la ecuación 1,también han proporcionado conocimientos del comportamiento de transistorios de presión durante la inyección multicomponente y no isotérmica. Un estudio extensivo de la influencia sobre el comportamiento del transitorio de presión, de la viscosidad y densidad con dependencia de la temperatura, dio resultado un desarrollo de métodos de análisis para pruebas de inyección y técnicas para determinar avance de frentes bajo ciertas condiciones idealizadas.(*Benson, 1984; Benson and Bodvarsson, 1986*). Estudios adicionales realizados por *Cox y Bodvarsson (1985)* investigan los transitorios de presión durante la inyección no isotérmica en una formación horizontal y verticalmente fracturada.

Una revisión de la literatura muestra que aunque la ecuación 1 ha sido solucionada para algunos casos donde las propiedades de fluído inyectado difieren de la del sistema, en general, estamos todavía restringidos a un modelo para dos

fluídos, donde las propiedades son uniformes en cada una de las dos regiones. Aún más, usando soluciones actualmente disponibles, estamos restringidos a estudiar sistemas donde el movimiento del frente es descrito por la ecuación No.2. Otros factores restrictivos incluyen los requerimientos de que las propiedades de las racas permanezcan constantes, que el gasto de inyección permanezca constante o sea una serie escalonada de gastos, y que las propiedades constantes durante la inyección tal como se discutió anteriormente en pruebas de campo, muchas de estas condiciones no se cumplen, haciendo inademadas las soluciones disponibles.

NUEVA SOLUCION

Para solventar las restricciones impuestas y desarrollar una solución analítica de forma cerrada para la ecuación No. 1, se propone una aproximada alternativa de la forma:

$$\Delta p\,(rv,t) = \Delta p_{ee}(rv,t) + \Delta p_t(rf,t) \qquad (4)$$

Donde $\Delta p\,(rv,t)$ es el cambio de presión en el pozo inyector, $\Delta p_{ss}(rv,t)$ es el cambio de presión para flujo permanente a través de la zona invadida en el tiempo t, y $\Delta p_c(rf,t)$ es la respuesta del transitorio de presión en la zona no invadida. Las ventajas matemáticas de esta forma de la solución es doble. Primero, todos los términos no lineales asociados con la región atrás del frente, en la ecuación No. 1, están incorporados en el primer término de la ecuación 4, la cual para un fluído de un solo componente y ligeramente compresible fluyendo a través de un sistema radialmente simétrico es calculado por:

$$\Delta p_{ss}(t) = \frac{q}{2\pi h}\int_{rv}^{rf(t)} \frac{\mu(r,t)}{k(r,t)\,\rho(r,t)}\,\frac{dr}{r} \qquad (5)$$

donde q es el gasto máximo de inyección y los demás términos como se definieron anteriormente. Segundo,el término $\Delta p_t(r,t)$ puede ser evaluado fácilmente de soluciones bien establecidas tales como la solución integral exponencial, convolución de la solución de línea fuente instantánea para gastos variables, o cualquiera de un número de soluciones relevantes que satisfagan las condiciones de frontera exterior deseada.

Con la utilidad de la ecuación 4 establecida, se convierte importante determinar el rango de condiciones bajo las cuales ésta es válida.La condición de que existe flujo pseudo-permanente en la región invadida, está implícita en la ecuación 4. Esta condición se cumple aproximadamente con:

$$t > \frac{25rf^2}{\eta_i} \qquad (6)$$

donde η_i la difusividad $(k/\phi\mu Ct)$ de la región interior.La evaluación de la ecuación 6 para un amplio rango de parámetros de formación y propiedades de fluídos demuestra que la ecuación 4 es válida varios segundos después de que la inyección empieza si $rf\,|_{t=0}=rv$.

VERIFICACION

Un ejemplo de como la ecuación 4 es aplicada en una situación típica, ésta será comparada con la solución analítica para forma cerrada y para inyección no isotérmica de u fluído a una temperatura de Ti (con propiedades Mi y Pi) en un medio poroso uniforme y arealmente infinito con propiedades de roca constante y que originalmente está a una temperatura Tr(con propiedades Mr y Pr). En este caso,la distancia radial al frente termal está dado por:

$$r_f(t) = \left[\frac{\rho v Cv Q t}{\rho a Ca \pi h} + rv^2\right]^{1/2} \qquad (7)$$

para propiedades uniformes de fluído,y propiedades constantes de la roca atrás del frente el primer término en la ecuación 4 (evaluada por integración de la ecuación 5) está dado por:

$$\Delta p_{ee}(rv,t) = \frac{q\mu_i}{2\pi\rho_i kh}\,Ln\left[\frac{rf}{rv}\right] \qquad (8)$$

El segundo término en la ecuación 4 es evaluado con la solución de la integral

exponencial (Ei) y es dada por:

$$\Delta p_i(rf,t) = \frac{q\mu_r}{4\pi\rho_r kh} Ei\left[\frac{rf^2}{4\eta_r t}\right] \quad (9)$$

Sumando las ecuaciones 8 y 9, y reconociendo que la expresión asintótica para la integral exponencial (Ei) es apropiada en este caso, vemos que:

$$\Delta p(rw,t) = \frac{q\mu_r}{4\pi\rho_r kh}\left[\frac{\mu_r\rho_i}{\mu_i\rho_r} Ln\left(\frac{rf}{rw}\right)^2 + Ln(t) + Ln\left(\frac{\eta_r}{rf^2}\right) + 0.80907\right] \quad (10)$$

La solución analítica para forma cerrada para el sistema problema es dada por:

$$\Delta p(rw,t) = \frac{q\mu_i}{4\pi\rho_i kh}\left[Ei\left(\frac{rw^2}{4\eta_i t}\right) - Ei\left(\frac{rf^2}{4\eta_i t}\right)\right]$$

$$+\frac{q\mu_r}{4\pi_r kh} e^{\frac{-rf^2}{4\eta_i}\left(1-\frac{\eta_i}{\eta_r}\right)} Ei\left[\frac{rf^2}{4\eta_r t}\right] \quad (11)$$

Para un fluído ligeramente compresible, la expresión exponencial en el segundo término de la ecuación 11 está dentro del 1% de unidad en varios segundos después de que la inyección empieza. También, como en el caso anterior, la aproximación asintótica para la función Ei es apropiada. Bajo estas condiciones, la suma de los dos términos dentro del paréntesis es igual a la $(rf/rw)^2$ y la ecuación 11 puede ser reordenada para producir un resultado que es idéntico para la ecuación No. 10.

Además de comparar la ecuación No. 4 con la ecuación analítica para forma cerrada de un sistema de dos fluídos, soluciones matemáticas generadas con la ecuación 4 han sido verificadas por comparación con transitorios de presión simuladas numéricamente durante inyección no isotérmica en yacimientos geotérmicos. Estos resultados han sido comparados para gastos de inyección variables y permanentes en medios porosos, así como para gastos de inyección permanentes en yacimientos geotérmicos horizontal y verticalmente fracturados. En todos los casos, la concordancia entre los dos métodos es excelente, siempre con la ecuación No. 8 se satisface.

METODO DE ANALISIS

Antes de analizar los dato de transitorios de presión para una prueba de inyección, es necesario evaluar detenidamente las características de estos datos. Una vez que estas han sido establecidas, una solución matemática confeccionada especialmente para el problema en mano puede ser desarrollada aplicando las ecuaciones 4 y 5.

El sistema geotérmico de los Azufres se encuentra en rocas volcánicas fracturadas, a una profundidad de 1000 2000 m. las temperaturas del yacimiento varian de 220 a 280°C en los pozos para los cuales se cuenta con pruebas de inyección. Los fluídos son producidos de horizontes fracturados en rocas andesíticas.Las pruebas de inyección consisten de inyecciones de agua a 20°C dentro de la formación a un gasto constante o en la cabeza por 2 a 3 horas. Durante la inyección, la presión en la formación fue registrada con un instrumento marca Kuster posicionado frente a la zona productora.

Las gráficas de presión contra tiempo de los datos de las pruebas *buildup* y *fall off* que se muestra en la figura 1, indican que los efectos de almacenaje del pozo persisten a través de todas las 2 ó 3 horas de prueba. Esto se ilustra la figura 2, la cual muestra el gasto de inyección frente a la formación como una función del tiempo para el pozo Az-8. Para la primera parte de la inyección, el gasto de la inyección frente a la formación se incrementa gradualmente hacia el gasto de inyección en la superficie. Durante la última mitad de la inyección, el gasto de inyección en la cara de la formación es mayor que el gasto en la superficie porque la presión en el pozo (nivel de agua) disminuye.

Otro factor que debe ser considerado es que aunque la temperatura de inyección

es constante, en el cabezal este no es constante frente a la formación. Tal como se muestra en le figura 3 la simulación para la temperatura de inyección frente a la formación muestra que la temperatura disminuye durante la prueba. Para el final de la prueba, la temperatura está todavía 70°C por ensima de la temperatura en superficie. La variación con el tiempo de la temperatura de inyección causa que la viscosidad (figura 4) y la densidad varién durante la prueba. Esto crea una -- distribución no uniforme de las propieda-- des del fluído en la región atrás del frente.

A la luz de estas complicaciones uno puede deducir que existe poca oportunidad de obtener información valiosa de estos datos de prueba. Sin embargo, haciendo unas consideraciones, las cuales se discutirán después, y aplicando una solución generada de la ecuación 4, estamos posibilitados para determinar la permeabilidad de la formación, y estimar la magnitud del mejoramiento de la permeabilidad inducida termalmente que causa la respuesta poco común del transitorio de presión.

Para desarrollar una solución matemática que calcule el incremento de presión, debemos describir primero, como se mueve el frente con el tiempo. Para el propósito de este análisis, la distancia al frente basada en una simulación de pozo para difusión de calor radial y un balance de energía entre el calor perdido de la formación y el obtenido por el fluído inyectado lo determinaremos por:

$$rf^2 = \frac{\rho v Cv}{\rho a Ca} \frac{1}{\pi h} \int_0^t Q(t)dt \qquad (12)$$

donde Cw y Ca son los calores específicos del agua y la formación respectivamente, y los otros términos como se han definido anteriormente. Puede notarse que ésta fór- mula supone que no existe transferencia de calor entre roca de baja permeabilidad de la formación y los estratos permeables en los cuales el fluído es inyectado. Aunque esto no es generalmente cierto para yacimientos fracturados, esta considera -- ción es justificada a la luz de la corta duración de las pruebas y que el fluído es inyectado en una zona de fractura que es mucho más gruesa que las aperturas de las fracturas individuales. Si el fluido inyecta en un estrato muy delgado, separado por un estrato más grueso entonses los efectos de conducción decalor a los estratos circundantes deben ser considerados (*Boduarsson and tsang, 1982*).

También es necesario describir como varián las propiedades del atrás del frente. Para este estudio suponemos que la viscosidad y densidad del fluído, así como la permeabilidad de la formación varián linealmente en la región atrás del frente, sigue:

$$\mu i(r,t) = \mu i(rv,t) + \frac{\mu r - \mu i(rv,t)}{rf - rv}(r-rv) \qquad (13a)$$

$$\rho i(r,t) = \rho i(rv,t) + \frac{\rho r - \rho i(rv,t)}{rf - rv}(r-rv) \qquad (13b)$$

$$ki(r,t) = ki(rv,t) + \frac{kr - ki(rv,t)}{rf - rv}(r-rv) \qquad (13c)$$

Igualmente se puede seleccionar cualqui-- er otra forma funcional para describir como varían éstas propiedades atrás del frente Estas formas son seleccionadas por simplicidad y falta de datos que sugieran qué otra forma es más apropiada. Sustituyendo las ecuaciones 13a a 13c en la ecuación No.5, podemos calcular el incremento de presión para estado permanente en la región atrás del frente con :

$$\Delta p_{ss}(t) = \frac{q(t)}{2\pi h}\left[\frac{\mu i(rv,t)}{ki(rv,t)\rho i(rv,t)} \ln\frac{rf}{rv} + \left(\frac{\mu r}{kr\rho r} - \frac{\mu i(rv,t)}{ki(rv,t)\rho i(rv,t)}\right)\left[1 - \frac{rv}{rf-rv}\ln\frac{rf}{rv}\right]\right] \qquad (14)$$

Para desarrollar una solución completa de la ecuación No.4, también se necesita una expresión para calcular la respuesta del transitorio de presión en la región no invadida del yacimiento. Para éste estudio se supone que el yacimiento es descrito como un medio poroso uniforme, de área infinita, y cautivo por arriba y abajo con estratos impermeables. Para este tipo de sistema, el segundo término de la ecuación No. 4 puede ser evaluado facilmente si el gasto que varía con el tiempo, es representado por una secuencia de segmento de líneas rectas, cada uno de la apropiada duración y pendiente (*Mc Edwards and Benson, 1981*). La solución completa para la ecuación No. 4 se calcula sumando la ecuación No. 14 a la respuesta del transitorio de presión en la región exterior. Un programa de computadora que ejecuta los cálculos necesarios ha sido desarrollado.

Tres variables primarias deben determinarse para analizar las pruebas de incremento de presión. Estas son: el término permeabilidad-espesor-viscosidad (kh/μ) de las zonas de fractura, el término porosidad-compresibilidad-espesor-daño (ϕche^{-2sm}), en donde sm es el factor de daño mecánico del pozo, y la magnitud del mejoramiento de la permeabilidad cerca del pozo: un método de análisis de 4 etapas se requiere para evaluar todos estos parámetros.

Primero, se evalúa el kh/μ de un ajuste de la historia de los datos más tardios de la parte de la prueba de recuperación. Este intervalo de tiempo es usado porque es en esta parte de la prueba donde el gasto frente a la formación es casi cero y por lo tanto la respuesta de presión de fondo es casi toda gobernada por la región fuera del frente termal. La figura 2 muestra como este período empieza alrededor de los $1.8x10^4$ segundos y termina al terminarse la prueba.

Segundo, la estimación del kh/μ se refina por el ajuste de la historia de los datos de parte inicial de la prueba de incremento, donde los efectos no isotérmicos son pequeños. Como se muestra en las figuras 3 y 4, la parte inicial (isotérmica) de la prueba de incremento dura aproximadamente 15 minutos. Aunque los datos iniciales están fuertemente influenciados por el almacenaje del pozo, un ajuste de la historia puede ser ejecutado usando el algoritmo para gasto variable descrito anteriormente (*Mc Edwards; Benson, 1981; and Bodvarsson et. al., 1984*). Las siguientes secciones que contienen resultados de cada una de las pruebas realizadas a los pozos, muestran que se debe de tener cuidado en el ajuste de historias para los datos de presión iniciales y finales.

Tercero, el factor de daño mecánico (ϕche^{-2sm}) se calcula de los datos de incremento de presión en los cuales el gasto frente a la formación es relativamente alto, es decir del intervalo central de la prueba de inyección. La figura 2 muestra que éste período empieza alrededor de 15 minutos en la prueba de inyección y termina algún tiempo después de que la inyección en superficie cesa Solamente el intervalo de tiempoen el cual la presión de fondo se incrementa rápidamente es usado para calcular ϕche^{-2sm}, ya que este intervalo es donde el sm tiene un gran efecto y donde el mejoramiento de la permeabilidad cercas del pozo aún no es dominante.

Después de establecer kh/μ y ϕche^{-2sm} lo restante de los datos es usado para calcular la magnitud de los cambios de la permeabilidad junto al pozo que ocurren a medida que se inyecta agua más fría a la formación. El procedimiento para hacer esto se describe a continuación. Primero, el incremento de presión ($\Delta pi(rw,t)$ para una inyección isotérmica (a la temperatura de formación) se calcula usando los parámetros de la formación obtenidas del análisis inicial del pozo. Enseguida se usa la diferencia entre $\Delta pi(rw,t)$ y la respuesta de presión actual para calcular el cambio en la permeabilidad cercas del pozo, mediante la siguiente expresión:

$$\frac{kr}{ki(rv,t)} = \frac{\mu r \rho i(rv,t)}{\mu i(rv,t)\rho r}\left\{\frac{2\pi kr\rho rh}{q\mu r}\right.$$

$$\left.\left[\Delta p(rv,t) - \Delta pi(rv,t)\right] - sma + sm\right/$$

$$\left[\left(1 + \frac{rv}{rf - rv}\right) \text{Ln}\, \frac{rf}{rv} - 1\right] + 1\Bigg\}$$

(15)

donde s_{ma} es el factor de daño mecánico aparente del pozo. Para $s_m > 0$:

$$s_{ma} = \frac{\mu i(rv,t)\rho r}{\mu r \rho i(rv,t)}\, s_m \qquad (16a)$$

y para $s_{ma} < 0$:

$$s_{ma} = s_m \qquad (16b)$$

(*Benson, 1984*).

Cada una de las pruebas de inyección mostradas en la figura 1, han sido analizadas usando el procedimiento anterior. Los análisis de los datos de los pozos Az-8 y Az-7 son revisados en detalle.

ANALISIS DEL POZO Az-8

Los datos de inyección para el pozo Az-8 se muestran en la figura 5. El gasto de inyección frente a la formación, la temperatura y la viscosidad del fluído se muestran en la figura 2 a la figura 4, respectivamente. Para los primeros 15 minutos de la prueba, la temperatura en el fondo del pozo permaneció en aproximadamente 275°C. Un ajuste de historia de estos datos proporcionan un kh de 4.88×10^{-13} m³ y un factor de daño mecánico de +1. Después de los primeros 15 minutos, las propiedades sensibles a la temperatura de la roca y el fluído empiezan a afectar los datos. Usando el procedimiento arriba descrito, la relación de la permeabilidad en la formación sin afectar y la permeabilidad de la zona invadida adyacente al pozo se calcula para lo restante del período de prueba. Los resultados se muestran en la figura No. 6, donde la relación de $\mu(rv,t)/\rho r$ es graficada como una función de tiempo desde el inicio de la prueba de inyección. la relación se grafica para un rango de valores de espesor de formación, debido a que no se cuenta con una medida exacta de éste parámatro. La figura muestra que la permeabilidad de la región cercas del pozo debe incrementarse por un factor entre 4 y 8 en el transcurso de las 3 horas de inyección, dependiendo del espesor de la formación. La figura 6 también demuestra que si el espesor de formación es menor de 50 m, los resultados de los cálculos son relativamente insensibles al valor del espesor de la formación. La naturaleza fracturada de la formación productora y la presencia de zonas discretas de pérdida de circulación encontradas durante la perforación, sugieren que el espesor esté en el rango de 5 a 10 m. Entonces, la permeabilidad parece incrementarse por un factor de 4 durante el período de prueba.

Una vez que los parámetros de la formación y la magnitud del incremento de permeabilidad cercas del pozo se determinan, estos cálculos pueden comprobarse mediante la comparación de la respuesta de presión medida y la calculada. La figura 7 muestra la comparación para el pozo Az-8.

Otra fuente de incertidumbre en éste análisis, es la distribución actual de las propiedades de la roca y fluído dentro de la zona invadida. Como se mencionó anteriormente, se supone que éstas varían linealmente. Para probar las restricciones impuestas en éste análisis, se repitieron estos cálculos para el caso donde las propiedades de la roca y el fluído son constantes a través de la región invadida. Los resultados de estos cálculos se muestran en la figura 8. Estos cálculos muestran que los resultados son relativamente insensibles a la distribución supuesta de varios parámetros. Esto es explicado a la luz de la influencia dominante de la región más cercana al pozo sobre la respuesta de presión, la cual es casi la misma, sin considerar como se distribuyen las propiedades en la región más alejada del pozo.

ANALISIS DEL POZO Az-7

Los datos de la prueba de inyección para el pozo Az-7, se muestran la figura No. 1. El gasto de inyección frente a la formación, temperatura y viscosidad de fluído, se muestran en las figuras 9, 10 y 11. Esta prueba ilustra como forsozamente debe ajustarse la historia en los

datos de presióncorrespondientes a tardios, medios y tempranos tiempos. El incremento y recuperación de presión calculados en la figura 12 fueron realizados usando kh de $2.97 \times 10^{-13} m^3$. La figura muestra un buen ajuste de los datos tempranos, sin embargo el ajuste para los datos de recuperación son pobres. Un valor más alto de kh, $1.49 \times 10^{-13} m^3$, fué usado y los resultados se muestran en la figura 13. Usando este valor de kh, se logró un mejor ajuste del períododo recuperación, pero ésta resulta en mal ajuste para el período de incremento. Un valor positivo más grande para el factor de daño, 2.5, puede ser usado para corregir el ajuste de datos iniciales, pero al hacer esto se provoca que la diferencia entre la $\Delta p_i(r_v,t)$ y la respuesta de presión actual sea tan grande, que la permeabilidad calculada cercas del pozo sea físicamente imposible. Es arriesgado lo mostrado en la figura 14 en la cual para períodos de la prueba se establece un kh de $6.96 \times 10^{-13} m^3$ y un factor de daño mecánico de 0. El mejoramiento calculado de la permeabilidad cercas del pozo, para cada uno de los casos es graficado contra el incremento de presión y se muestra en la figura 15. La figura muestra que debe haber un incremento de permeabilidad cercas del pozo afectando la respuesta de presión en el fondo del pozo, sin considerar los valores exactos de los parámetros de entrada. Usando el kh y daño del mejor ajuste, la figura 15 muestra que la relación $(k_i(r_v,t)/k_r)$ alcanzó un valor de 9. Es posible que esta relación alta sea causada por la existencia de más de una fractura, donde una de éstas no acepta cantidades significantes de fluído, sino hasta tarde en la prueba.

La posibilidad de que la relación de permeabilidades antes y después del frente al cierre sea la unidad, también ha sido investigada. Al tiempo del cierre, el gasto en la formación se mueve rápidamente a cero y en consecuencia la temperatura y la viscosidad del fluído frente a la formación no cambia más. Puede ser motivo de discución el hecho de que al parar el incremento en la viscosidad del fluído y el repentino decremento en la presión del fondo permitan expanderse a la formación, y de este modo contraer las fracturas permeables y resultan en un estado que semeje al de antes de la inyección. La respuesta de presión calculada en la figura 16 fué generada usando esta suposición. La figura implica que la posibilidad de la relación de permeabilidades dentro y fuera del frente termal se convierta en la unidad al tiempo del cierre sea poco probable debido a la gran discontinuidad observada en este caso.

ANALISIS DEL POZO Az-18

El pozo Az-18 experimenta varias pruebas de inyección consecutivas, dos de las cuales son analizadas. Estas dos pruebas se llebaron a cabo con tres dias de diferencia, el 30 de mayo y el 2 de junio de 1980. Las temperaturas del fluído inyectado frente a la formación para ambas pruebas se calculó como una corrida contínua de 72 horas usando el simulador de pozo para difusiónde calor radial. Esto fué hecho para tomar en cuenta cualquier enfriamiento durante la primera prueba que pueda haber resultado de una temperatura más baja al principio de la segunda prueba. Las temperaturas en el fondo del pozo al inicio de la primeray segunda prueba de inyección fueron de 250°C y 242°C, respectivamente. Los gastos de fluído, temperaturas y viscosidades frente a la formación y para estas dos pruebas se muestran en las figuras 9 ala 11.

El ajuste de historia para ambas pruebas produjeron un kh y un daño de $2.57 \times 10^{-13} m^3$ y -1.7 para una primera prueba, y $9.63 \times 10^{-13} m^3$ y 1.22 para la segunda. Comparaciones entre las presiones calculadas y medidas se muestran en las figuras 17 y 18. Desafortunadamente, estas dos pruebas son difícil de analizar. El pozo Az-18 parece tener una estructuraen la formación más compleja que la que pueda ser manejada por el presente modelo. Los primeros datos de la prueba de inyección exhiben una segunda recuperación antes de suspender la inyección la cual no puede ser ajustada por una presión calculada, a menos que un incremento repentino en la permeabilidad fuera del frente termal sea considerado. Esta segunda recuperación puede ser debida a múltiples zonas de fracturamiento o fallas en la herramienta de medición de presión. Los datos de la segunda prueba de inyección para el pozo

segunda prueba de inyección para el pozo Az-18, muestra evidencia de una falla en la herramienta. Parece ser que la herramienta no registró datos correctos durante los 60 minutos antes del cese de la inyección y a tiempos mayores de 4 horas, donde la presión medida cayó cercas de $2x10^6$ Pa abajo de presión inicial.

RESULTADOS

La magnitud del mejoramiento de la permeabilidad cercas del pozo, en cada una de los 3 pozos de prueba (Az-7, Az-8, Az-18) se grafica como una función del incremento de temperatura de inyección frente a la formación en la figura 19. Los incrementos de permeabilidad calculados para todos los pozos son muy similares, sugiriendo que la correlación entre la temperatura de inyección frente a la formación y el incremento de le permeabilidad es atribuible a las características termales de la masa de roca.

Existen varias explicaciones posibles para la relación entre las temperaturas observadas y la permeabilidad, incluyendo fracturamiento por esfuerzos termales, disolución de la formación, y contracción termal de la matriz de la roca. En ausencia de información adicional, no podemos decir cual de estas posibilidades es la correcta, o si un solo mecanismo es el responsable del comportamiento observado. Estudios recientes de laboratorio sobre fracturamiento por esfuerzo termal indican que se puede desarrollar fracturamiento intragranular y alrededor del grano en los regímenes térmicos en que se efectuaron las pruebas (*Fredrich and Wong, 1986*). El análisis de experimentos de campo en el sitio de roca seca caliente en Fenton Hill indica que el crecimiento del yacimiento puede ser, por lo menos parcialmente, atribuído a fracturas inducidas térmicamente. (*Tester et.,al.,-- 1986*). Es probable que un mecanismo similar sea el responsable para el mejoramiento de permeabilidad observado en los datos aquí descritos.

El análisis aquí presentado es solo el inicio de una serie de estudios que deben realizarse si deseamos mejorar nuestro conocimiento del fenómeno físico relacionado con la reinyección en yacimientos geotérmicos. A la fecha no tenemos un adecuado entendimiento de los mecanismos físicos que causan las poco usuales respuestas de transitorios de presión ni las observaciones de mejores inyectividades que las esperadas. La posibilidad de que el mejoramiento de la permeabilidad observada sea permanente o semipermanente está también en cuestión. Si lo es, entonces la inyección de agua fría podrá ser considerada como un tratamiento confiable para la estimulación de pozos geotérmicos.

CONCLUSIONES

El análisis de los datos de pruebas de inyección para tres pozos del Campo Geotérmico de Los Azufres en México, indica que la permeabilidad de regiones cercanas al pozo se incrementa durante la inyección de agua fría. Un exámen cuidadoso de los datos revela que un análisis confiable de los datos es imposible si los efectos del almacenaje del pozo y transitorios térmicos no son tomados en cuenta.

Usando un método de análisis nuevo, el cual se describe en este momento, la magnitud del mejoramiento de la permeabilidad que se requiere para ajustar los datos de los transitorios de presión observados se calculan para cada uno de los pozos. Estos análisis indican que la permeabilidad se incrementa aproximadamente por un facto de 4 - 9 en la región cercana al pozo durante el período de 2 a 3 horas, en el cual el agua fría es inyectada en la formación. Una buena correlación entre el incremento de permeabilidad la temperatura de inyección frente formación, indica que el incremento de la permeabilidad es producto del enfriamiento de la formación. Contracción térmica y fracturamiento por efectos térmicos en la formación son la causa más probable del incremento de la permeabilidad en las cercanías del pozo.

REFERENCIAS.

Benson, S.M., 1984. Analysis of Injection Test in Liquid Dominated Geothermal Reservoirs. M.S. Theis, University of California, Berkeley, California, Lawrence Berkeley Laboratory Report, LBL-17953, Berkeley, California.

Benson, S.M. and Bodvarsson, G.S., 1986. Nonisothermal Effects During Injection and Fallof Test, Society of Petroleum Engineers Formation Evaluation, February, 1986, pp. 53-63.

Bodvarsson, G.S., Benson, S.M., Sigurdsson, O., Stefansson, V., and Eliasson, E.T., 1984. The Krafla Geothermal Field, Iceland: 1. Analisys of Well Test Data, Water Resources Research, Vol 20, No. 11, pp. 1515-1530.

Bodvarsson, G.S., and Tsang, C.F., 1982. Injection and Thermal Breakthrough in Fractured Geothermal Reservoirs, Journal of Geophysical Reserch, Vol 84, No. B2, pp. 1031-1048.

Cox, B.L., and Bodvarsson, G.S., 1985. Nonisothermal Injection Test in Fractured Reservoirs, Proccedings, Tenth Workshop on Geothermal Reservoirs Engineering, Stanford University, Stanford, California, pp. 151-162.

Fredrich, J.T., and Wong, T., 1986. Micromechanics of Thermally Induced Cracking in Three Crustal Rock, Journal of Geophysical Research, V. 91, No. B12, pp. 12743-12764.

McEdwards, D.G. and Benson, S.M., 1981. User's Manual for ANALYSE-- A Variable-Rate, Multiple Well, Least Squares Matching Routine for Well Test Analysis, Lawrence Berkeley Laboratory Report, LBL-10907, Berkeley, California.

Ramey, H.J. Jr., 1970. Approximate Solutions for Unstesdy Liquid Flow in a Composote Reservoir, Journal of Canadian Petroleum Technology, March, 1970, pp. 32-37.

Tester, J.M., Murphy, H.D., Potter, R.M., and Robinson, B.A., 1986. Fractured Geothermal Reservoir Growth Induced By Heat Extraction. Society of Petroleum Engineers Paper SPE-15124. Presented at the 56th California Regional Meeting of the Society of Petroleum Engineers, Oakland, California, April 2-4, 1986.

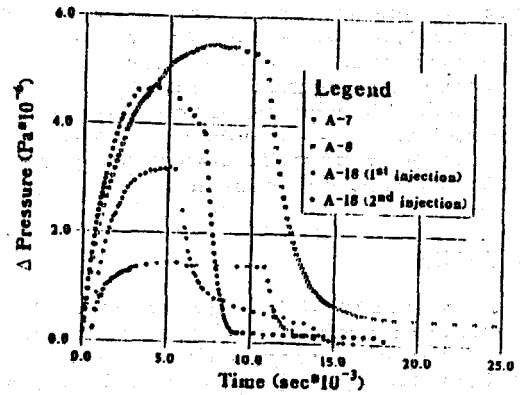


FIGURA No. 1

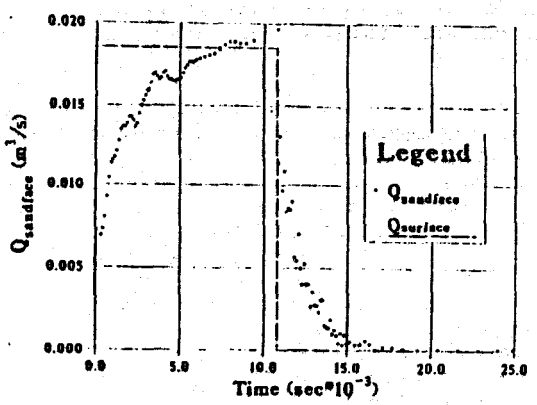


FIGURA No. 2

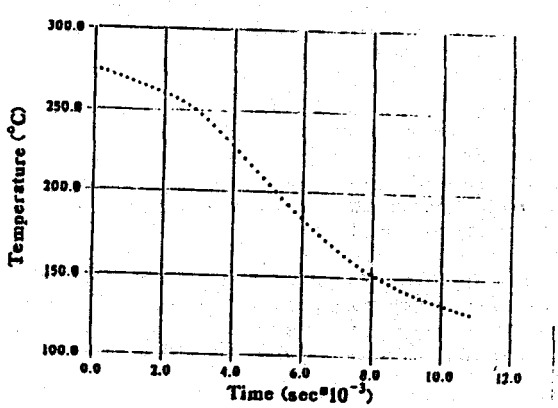


FIGURA No. 3

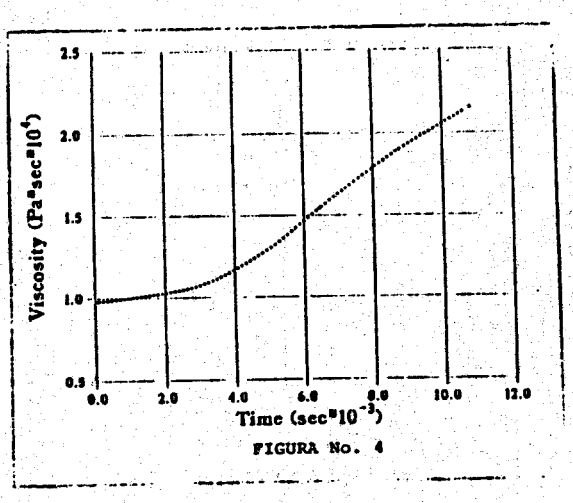


FIGURA No. 4

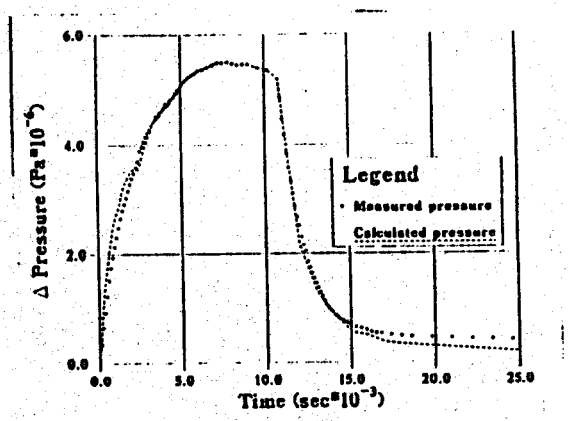


FIGURA No. 7

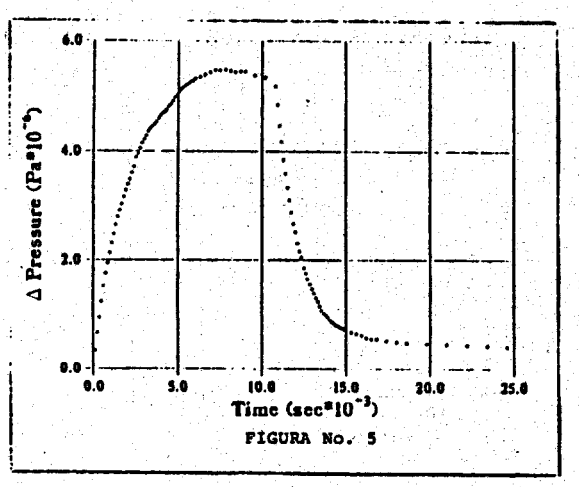


FIGURA No. 5

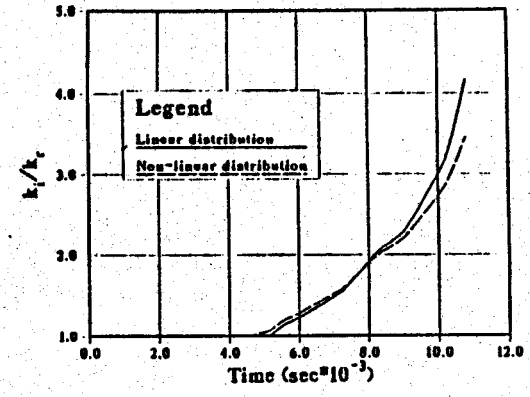


FIGURA No. 8

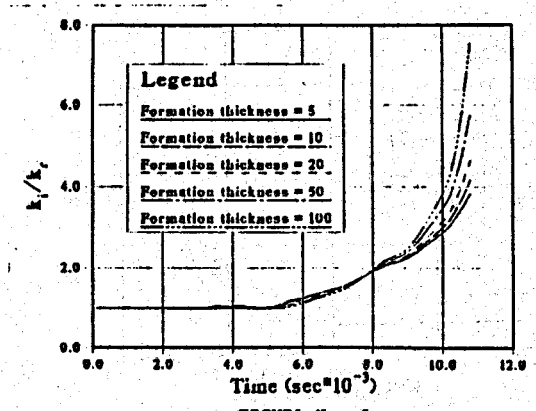


FIGURA No. 6

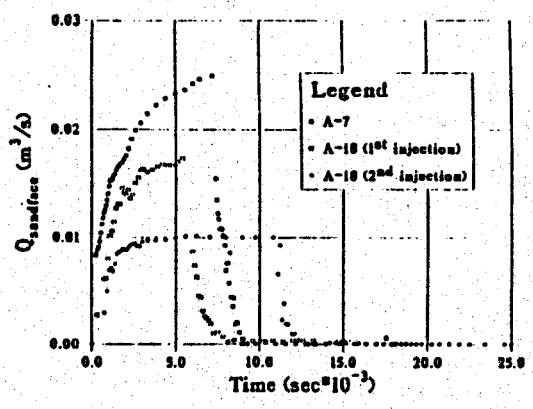


FIGURA No. 9

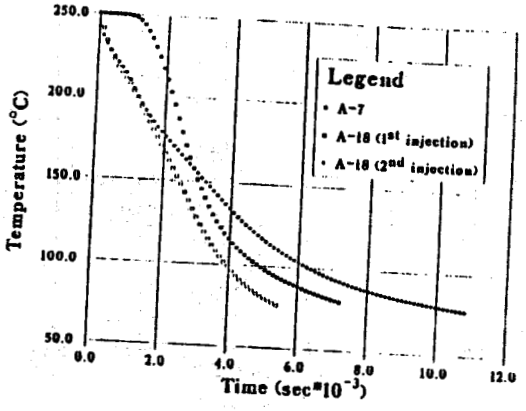


FIGURA No. 10

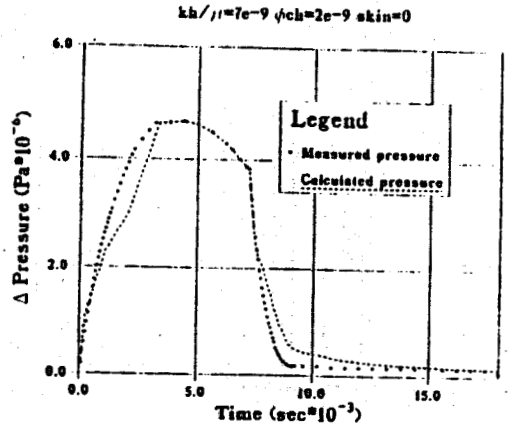


FIGURA No. 13

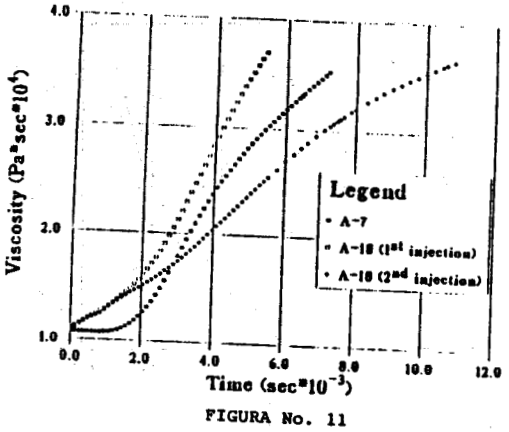


FIGURA No. 11

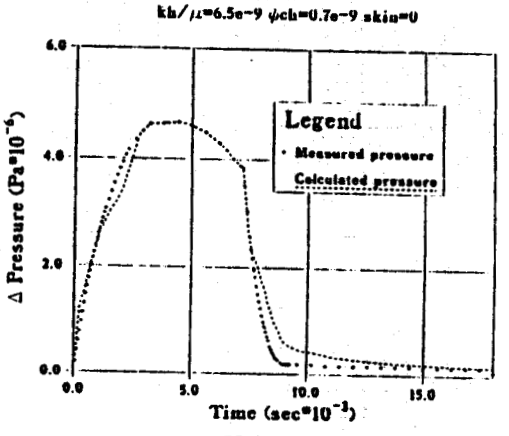


FIGURA No. 14

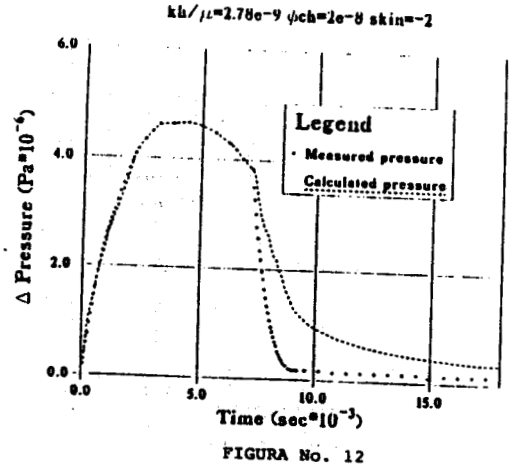


FIGURA No. 12

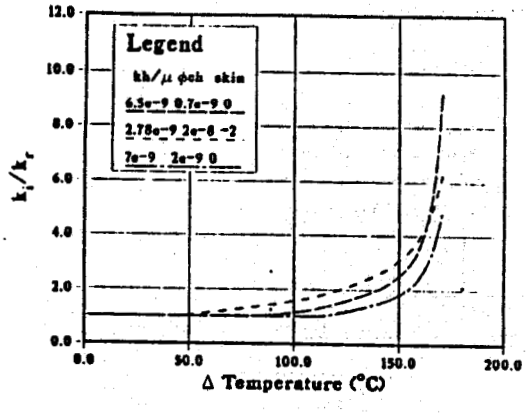


FIGURA No. 15

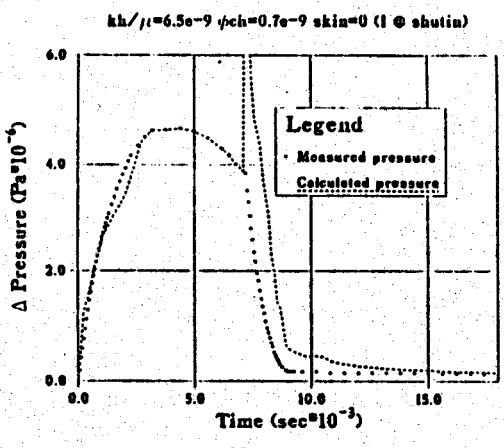


FIGURA No. 16

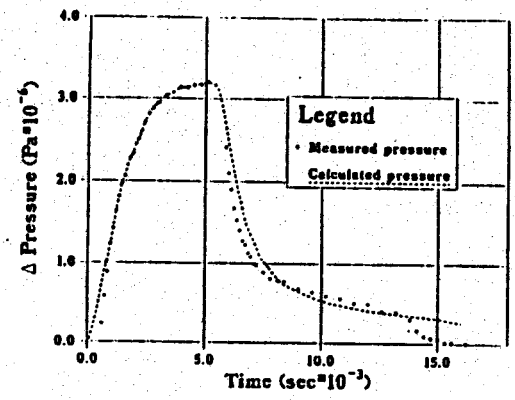


FIGURA No. 17

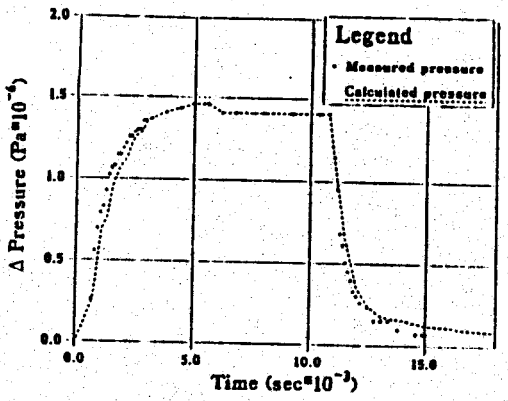


FIGURA No. 18

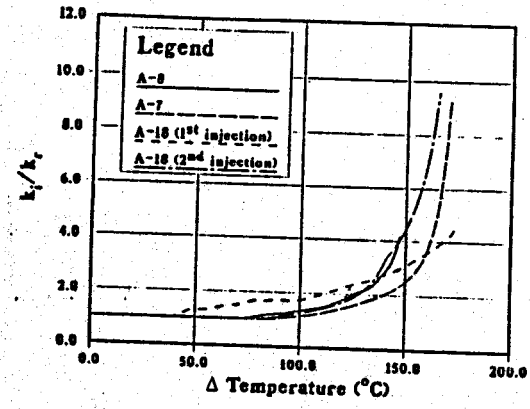
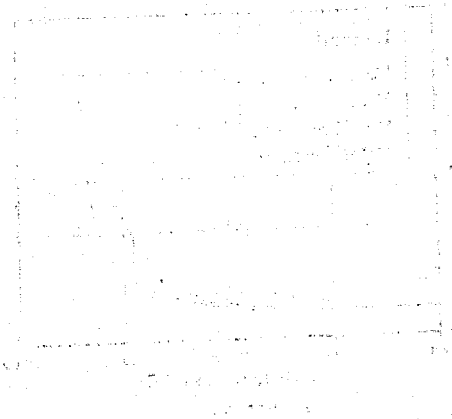


FIGURA No. 19



SECTION 4.

CERRO PRIETO--RESERVOIR ENGINEERING

CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD MODELING

(MODELADO DEL CAMPO GEOTHERMICO DE CERRO PRIETO)

J. D. D. Ocampo, M. A. Ayuso, and A. Pelayo L.

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
COORDINADORA EJECUTIVA DE CERRO PRIETO
MEXICALI, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

ABSTRACT

An initial thermodynamic steady-state numerical model has been developed for the Cerro Prieto geothermal field. This model reasonably matches in a three dimensional manner the production enthalpy and the reservoir pressure-temperature histories for the existing wells in each element of the net in showing that the internal fluid and heat flows depend on the structural system as well as the recharge pattern.

For the 1873-1988 period, it also shows that the reservoir was initially in a liquid dominated state and recharged from the main fault systems in the deeper level next to the basement.

The Cerro Prieto zone one presents a shallow infiltration due the sleeder clay layer that surrounds the upper west side of the system.

The central zone (mainly Cerro Prieto three) is fundamentally confined by low porosity and permeability values as well as secondary faults, and shows a tendency to increased steam saturation that produces high-enthalpy fluids according to the extraction rates needed by the generation plants.

These results were extrapolated for a period of 25 years from 1989 showing the possibility to successfully extend the field to the east zone named Poligono Hidalgo.

MODELADO DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO.

J.D. D. Ocampo (C.E.C.P.), M.A. Ayuso (G.P.G.), A. Pelayo L. (C.E.C.P.)
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto.
Mexicali, Baja California, México.

RESUMEN.

Se desarrolló un modelo tridimensional del campo geotérmico de Cerro Prieto en estado termodinámico inicial estable. El modelo muestra que los flujos internos de fluido y calor dependen principalmente del sistema estructural, al igual que el patrón de recarga. El modelo ajusta razonablemente la entalpía de producción, la evolución de la presión y temperatura de yac. de los pozos existentes en cada uno de los elementos que conforman la malla utilizada.

Para el período histórico de 1973 a 1988, también se muestra que inicialmente el campo se encuentra en estado de líquido dominante siendo recargado por el sistema de fallas principales, del nivel más profundo en contacto con el basamento.

La zona de Cerro Prieto Uno presenta un área de infiltración superficial debido al adelgazamiento del paquete arcilloso que aisla al sistema superiormente en la zona Oeste del campo. La zona central del campo, conformada prácticamente por el área de Cerro Prieto Tres caracterizada por valores bajos de porosidad, permeabilidad de matriz, fallas secundarias pequeñas, indica una tendencia a incrementar la saturación de vapor, produciendo fluidos de alta entalpía, a medida que la extracción de fluidos se ha incrementado para satisfacer la necesidad de demanda de vapor por las centrales geotermoeléctricas.

Se continua el modelado en una segunda etapa por un período de 25 años a partir de 1989, obteniéndose resultados satisfactorios que permiten vislubrar posibilidades de expansión del campo hacia la zona Este conocida como Polígono Hidalgo.

INTRODUCCION.

Estudios importantes sobre modelado del campo geotérmico de Cerro Prieto han sido realizados en años anteriores, por personal técnico de CFE y también por la compañía ELC, Electroconsult, en relación a tratar de confirmar la capacidad del yacimiento y la expansión del mismo hacia nuevas áreas con posibilidades de explotación, habiéndose confirmado en todos los casos la factibilidad del sistema, aún con modelos elementales y menor historia de producción con la que se cuenta actualmente.

Durante el año de 1988, se llevó a cabo un estudio detallado del modelado del yacimiento de Cerro Prieto, utilizando el simulador tough (versión actualizada del shaft 79), tratando de cubrir básicamente dos aspectos:

1ª La comprensión de la evolución termodinámica del yacimiento a través de sus parámetros principales presión, temperatura y entalpía de producción en su relación con las propiedades físicas de la formación.

2ª Analizar en función del punto anterior, la factibilidad de expandir la zona de explotación hacia la parte Este del campo que es la que presenta mejores posibilidades actualmente.

Asimismo el objetivo principal para poder lograrlos aspectos antes mencionados fué el desarrollo del modelo detallado y realista del campo, siendo este completamente tridimensional con elementos que contienen desde un solo pozo hasta cuatro en algunos casos, agrupados por zonas de características semejantes, basándose en el sistema estructural; permitiendo esto que el ajuste de los valores de entalpía de producción, flujo másico extraido, presión y temperatura, fuera más exacto en cada elemento y de un mayor grado de confiabilidad a la predicción a futuro de la simulación de todo el campo.

MODELO GENERAL DEL CAMPO.

El modelo general del campo fué desarrollado en base a un análisis detallado de toda la información generada por cada pozo desde sus inicios dividiéndola en grupos de acuerdo a la especialización que cumple dentro del modelo, siendo esta la siguiente:

- Fecha de terminación de los pozos y expansión del campo.
- Litología y alteración hidrotermal.
- Sistema estructural del campo.
- Diagramas de terminación y zonas abiertas al flujo de los pozos.
- Registros de entrada y salida de lodos para definir zonas de pérdidas y temperaturas estabilizadas de formación.
- Núcleos para análisis de propiedades de la formación.
- Estudios de sismología de reflexión para definir la cima del basamento granitico.

Con el análisis de la información y los criterios de diseño se efectuó la primera subdivisión del campo en zonas, siendo dichos criterios los siguientes:

- La subdivisión se efectuó de acuerdo al patrón estructural del campo.
- La cima del yacimiento se definió como la cima de la zona de sílice y epidota.
- La zona productora está dentro de la profundidad de la isoterma de 300°C.

La malla primaria resultante de esta primera subdivisión se muestra en la figura 1, conteniendo superpuesto el patrón estructural del campo referido a la cima de la lutita gris.

Con la finalidad de marcar los límites superiores e inferiores de los niveles que se consideraron en el modelado, se graficó la malla primaria sobre las siguientes configuraciones:

- Plano de localización de pozos.
- Configuración de la base de los sedimentos clásticos no consolidados.
- Configuración de la cima del yacimiento.
- Configuración de la cima del basamento.
- Configuración de la profundidad de la isoterma de 300°C.

Dando esto como resultado los niveles siguientes:

- Nivel 1, delimitado por la base de los SCNC y la cima del yacimiento.
- Nivel 2, delimitado por la base superiormente por la cima del yacimiento y de un espesor promedio al de todas las zonas productoras de los pozos que estan en cada una de ellas.
- Nivel 3, delimitado por el límite inferior del nivel 2, hasta el basamento.

Partiendo de toda la información generada hasta esta etapa se diseñó una malla tridimensional, que sintetiza el modelo conceptual del campo asociado a las propiedades del mismo para cada uno delos elementos, en base a los pozos que contiene, su secuencia estatigráfica y la profundidad de los mismos, la figura 2, muestra la malla resultante utilizada para la simulación.

Una vez definidos los elementos en forma real (volúmenes, áreas de interfase y distancias interelementos), se analizó la información de cada pozo individualmente, agrupándose posteriormente por elementos para formar la historia que se utilizaría durante la etapa de calibración, siendo esta:

- Historia de producción (flujos, entalpías, calidad del fluido) por pozo y elemento.
- Historia de temperatura en base a registros, por pozo y elementos, a la profundidad del centro de este último.
- Historia de presión por pozo y elementos a la profundidad del centro del elemento.
- Análisis de propiedades del fluido por pozo, contenido de gases y compuestos químicos.
- Evolución de temperatura de geotermómetros, por pozo.
- Características de la recarga del sistema en base a las configuraciones anuales de isótopos y de temperaturas de geotermométros.

DESARROLLO DEL MODELO.

La malla utilizada está compuesta de 320 elementos divididos de la manera siguiente:

- 60 Elementos frontera.
- 260 Elementos reales, divididos en elementos internos con producción y elementos de transición entre los primeros y la frontera.

Previo a la etapa de ajuste histórico y de los cálculos de predicción del comportamiento del yacimiento, se realizó un estudio del estado estable del yacimiento, prueba de parámetros y condiciones iniciales, con una simulación de 200 años aproximadamente.

Las condiciones frontera impuestas al modelo fueron: abiertas al flujo (P, T=CTE) por el Este, Sur y Oeste del campo y cerrada por Norte, dondelas condiciones litológicas indican que los sedimentos no consolidados se profundizan a valores superiores a los 3000 mts, con temperaturas inferiores a 100°C (pozo PRIAN).

La etapa de ajuste período 1973-1988 se inició con las condiciones inicialmente obtenidas en el estado estable, los datos de producción de vapor del pozo equivalente por elemento y los parámetros de la formación obtenidos de los estudios geológicos en el campo. De estos parámetros los que tienen mayor dependencia sobre el funcionamiento del yacimiento son la permeabilidad (K), la porosidad (Ø) de la matriz y las permeabilidades relativas (Kre, Krv) del fluido, dependientes de la saturación de vapor; sobre estos últimos parámetros dado que no hay estudios tendientes a definir su valor, se probaron diferentes correlaciones hasta concluir que las más óptimas son las de variación lineal con valores residuales de cero en ambos casos, es decir Kre= Kre (se) y Krv=(sv) donde Sv = (1-Se); finalmente la correlación de Kre hubo de ser modificado por una correlación empírica cercana a la lineal y que dió mejor ajuste para las entalpías de producción en los elementos con saturación de vapor creciente, o zona de vapor. En esta misma zona es donde hubo que hacer mayor esfuerzo en el ajuste de la porosidad y per

meabilidad hasta lograr la evolución deseada coincidiendo con la observación real; resultando en una relación de valores bajos, menores a los reportados por el análisis de núcleos además de los usados en zonas falladas y de recarga (elementos transitorios y frontera).

RESULTADOS.

Después de 15 años de explotación comercial del campo, la extracción de agua y vapor se ha incrementado aproximadamente 7 veces obedeciendo al programa de instalación de capacidad de generación, la cual a su vez, ha aumentado casi 8 veces. fig. 3 y 4.

Los resultados muestran que el funcionamiento del campo depende grandemente del sistema estructural, es decir de la ubicación de las fallas primarias y secundarias, su echado y longitud de salto.

Básicamente se observan, tres sistemas en el campo; el primero en Cerro Prieto Uno somero, ubicado a la izquierda de la falla Cerro Prieto recargado débilmente por el Este y grandemente por el Oeste con infiltración superior, su tendencia ha sido a disminuir la entalpía de producción y la temperatura a medida que ésta ha tenido que calentar los fluidos de recarga de menor temperatura. Se concluye que no existe recarga caliente inferior al existir una capa sello o casi impermeable de espesor variable, que lo aisla de Cerro Prieto Uno (profundo); este sistema es del tipo líquido-dominante.

El segundo sistema se ubica al Sureste y a través del sistema vulcano (fallas Delta y Paztcuaro) con orientación SW-NE; traspasando el área del polígono Hidalgo y parte del polígono Nuevo León cuyo contenido es de líquido dominante, a diferencia con el primer sistema es que es más afallado y con temperaturas iniciales mayores. Su evolución depende de la recarga que tiene del Este y Sureste, con poca infiltración superior.

El tercer sistema se ubica en el área de Cerro Prieto Tres al Norte del sistema vulcano, el cual se caracteriza por tener fallas secundarias de poco echado y pequeños saltos, con valores bajos de permeabilidad y porosidad. Se puede definir como un sistema semiaislado que se recarga con fluidos de alta temperatura y en bajos porcentajes de los laterales y poca infiltración superior. Su evolución de acuerdo con la producción es la de un sistema en ebullición permanente con saturaciones de vapor creciente, que es función de la cantidad másica que se extrae. Lo mencionado anteriormente sobre los efectos de permeabilidad, porosidad y permeabilidades relativas, es la mejor manera de entender el abatimiento de la presión, donde se requieren gradientes de presión (∇P) entre yacimiento y pozo, mayores, para un flujo de mezcla con alto contenido de vapor o totalmente vapor, afectando la evolución de la presión de yacimiento; en el caso de la temperatura también existe abatimiento dado que es la formación la que cede energía (calor) para que se dé la ebullición; finalmente el aumento de entalpía se manifiesta como consecuencia del proceso conjunto y los parámetros de formación.

De la totalidad de los elementos se tiene historia de presión, temperatura y producción de 81 de ellos, en algunos casos de un solo parámetro, en otros de 2 y en la mayoría de los 3, habiéndose graficado la evolución real y calculada.

Para los 81 elementos en gráficas que contienen:

- Evolución de la presión.
- Evolución de la temperatura.
- Evolución de la saturación de vapor y calidad de producción.
- Evolución de la entalpía de producción.
- Evolución de la producción de agua, vapor y mezcla.

A continuación se muestran de la figura No. 5 a la No.10, algunas gráficas como las señaladas anteriormente para ciertos elementos.

De los resultados obtenidos de los parámetros de presión y temperatura en la etapa de ajuste, se calculó los valores promedio de los mismos para todo el campo, indicando un abatimiento de 19% para la presión (35 BAR) y 2.5% para la temperatura (8°C), fig. 11 y 12. La variación de la presión es mucho más sensible que la temperatura a los cambios del régimen de extracción; ambos parámetros tienen la tendencia a estabilizarse en la medida en que se conserve dicho régimen, fig. 13 y 14.

CONCLUSIONES.

- Con las aproximaciones y consideraciones hechas en el modelo en la representación del campo de Cerro Prieto, se ha obtenido una buena calibración de la evolución de la presión, temperatura, producción y entalpías para el período 1973-1988.

- La evolución termodinámica de las áreas de CP1 y CP2 es la de un sistema de líquido dominante con fronteras abiertas al flujo. El área de CP1 somero presenta abatimientos de temperatura y entalpía de producción a valores donde se requiere extraer una gran masa para obtener poco vapor, por lo que se tendrá que extraer más de su parte profunda. En el área de CP2 con condiciones iniciales más favorables (temperaturas superiores a los 325°C), permite mantener las condiciones actuales de explotación por un período de 20 años más a partir de 1988.

- El abatimiento de presión en los pozos de la zona de vapor de CP3 se debe a los bajos valores de permeabilidad, porosidad de la formación y del efecto causado por las movilidades de esa zona en ebullición que se está expandiendo dentro de la región de líquido, además del daño causado a formación por depositación de minerales.

- La aparición de la zona de vapor en el área de CP3 es función, principalmente, de la sobreexplotación de dicha zona y no de lo que se está extrayendo en las zonas vecinas, es decir su estado actual y futuro es prácticamente independiente.

- En cuanto a los parámetros de presión y temperatura del yacimiento, éstos tan solo se han abatido en promedio para todo el campo, un 19% para la presión (35 BAR) y un 2.5% para la temperatura (8°C).

REFERENCIAS.

Desarrollo Geotérmico de CFE
Cerro Prieto Re-Evaluación del potencial
ELC Electroconsult Milan Italia
Mayo de 1986.

Tough User's Guide
Karsten Prues
Earth Sciences Division
University of California
Berkeley, California

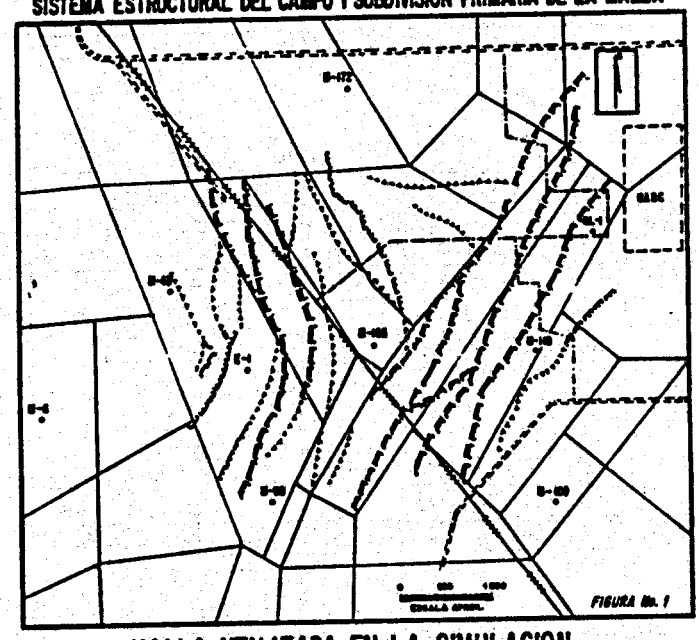
Avances en la Actividad del Modelado del Campo Geotérmico de Cerro Prieto.
Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos
Subgerencia de Estudios Geotérmicos
Departamento de Evaluación y Yacimientos
Reporte interno
Noviembre de 1987.

Modelado del Campo Geotérmico de Cerro Prieto, Estudio de Factibilidad de 110 MW, en el área de CP-IV.
Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos
Subgerencia de Estudios Geotérmicos
Departamento de Evaluación y Yacimientos
Informe No. 1388-09

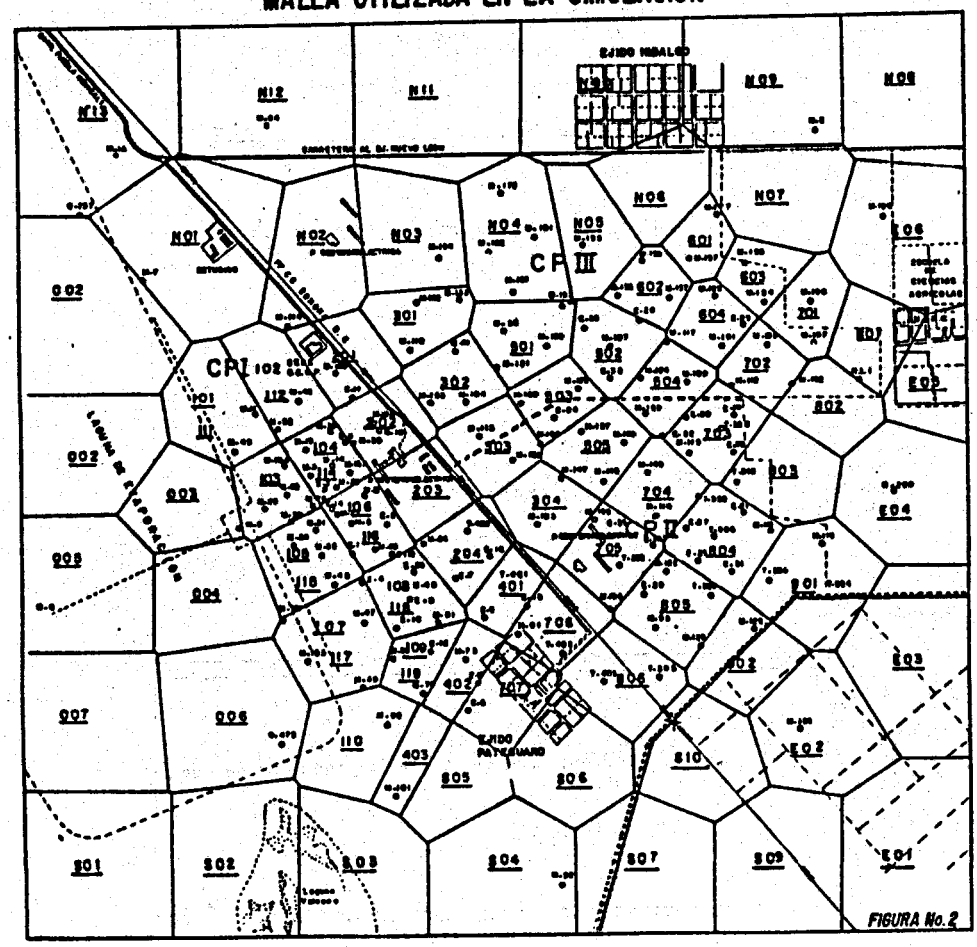
Evaluación del Yacimiento del Campo Geotérmico de Cerro Prieto durante su explotación comercial.
Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos
Subgerencia de Estudios Geotérmicos
Departamento de Evaluación y Yacimientos
Reporte interno.

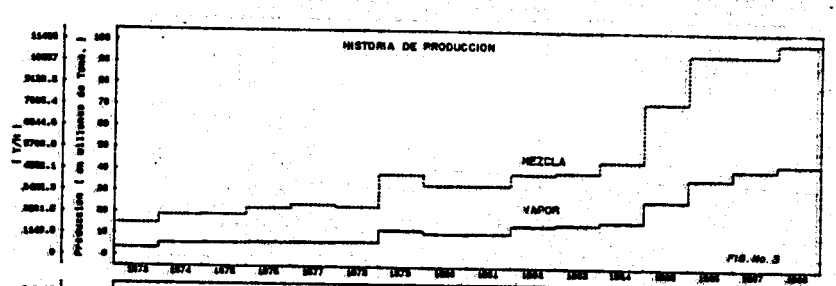
Estudio de Modelado en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto.
Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos
Subgerencia de Estudios Geotérmicos
Departamento de Evaluación y Yacimientos
Reporte 1383-015
Octubre de 1983.

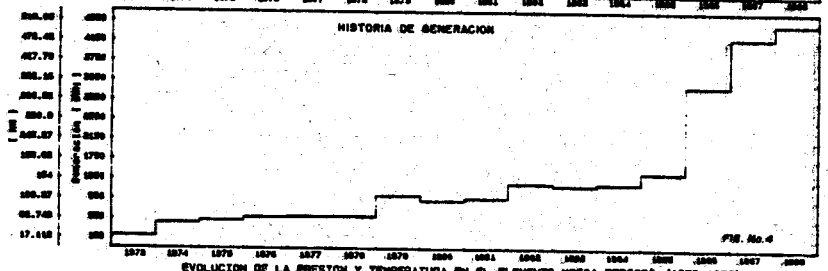
SISTEMA ESTRUCTURAL DEL CAMPO Y SUBDIVISION PRIMARIA DE LA MALLA



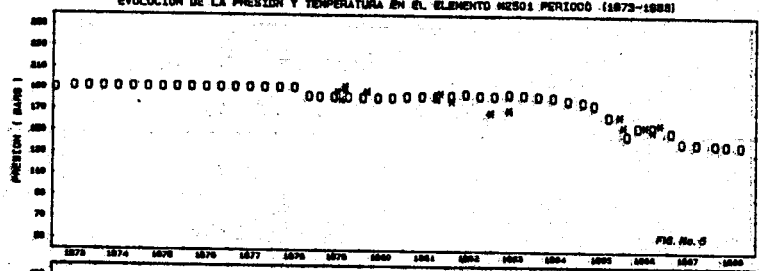
MALLA UTILIZADA EN LA SIMULACION

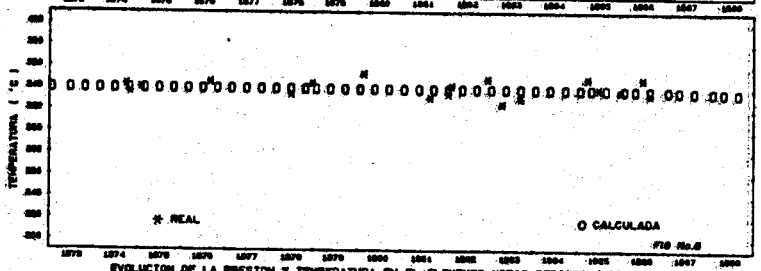




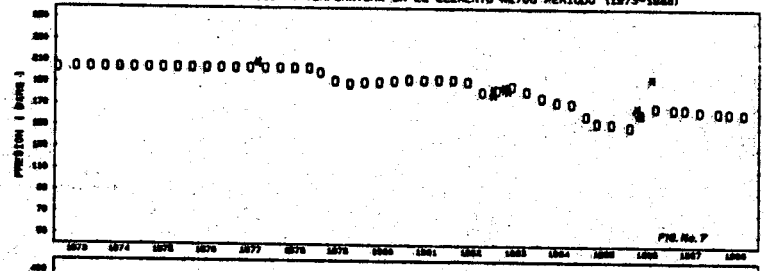


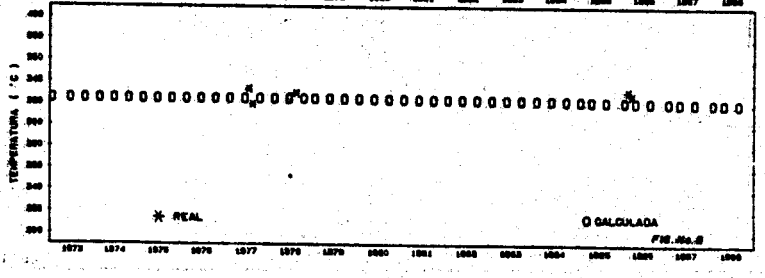
EVOLUCION DE LA PRESION Y TEMPERATURA EN EL ELEMENTO M2501 PERIODO (1973-1988)

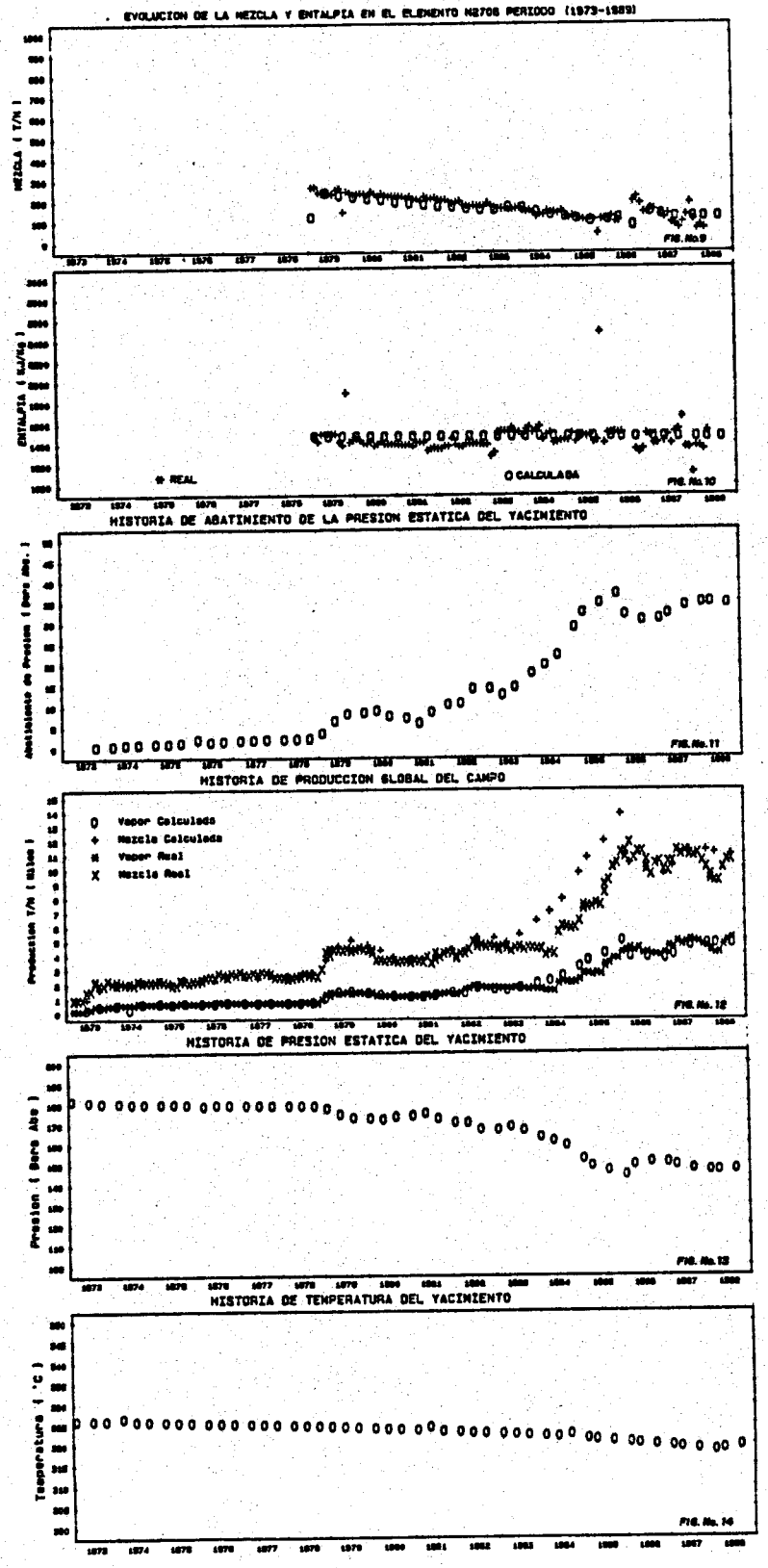




EVOLUCION DE LA PRESION Y TEMPERATURA EN EL ELEMENTO M2706 PERIODO (1973-1988)






. EVOLUCION DE LA MEZCLA Y ENTALPIA EN EL ELEMENTO N2708 PERIODO (1973-1989)
MEZCLA (T/H)
FIG. No.9
ENTALPIA (kJ/kg)
* REAL
O CALCULADA
FIG. No.10
HISTORIA DE ABATIMIENTO DE LA PRESION ESTATICA DEL YACIMIENTO
Abatimiento de Presion (Bars Abs.)
FIG. No.11
HISTORIA DE PRODUCCION GLOBAL DEL CAMPO
Produccion T/H (Miles)
O Vapor Calculado
+ Mezcla Calculada
Vapor Real
X Mezcla Real
FIG. No.12
HISTORIA DE PRESION ESTATICA DEL YACIMIENTO
Presion (Bars Abs)
FIG. No.13
HISTORIA DE TEMPERATURA DEL YACIMIENTO
Temperatura (°C)
FIG. No.14

Progress Report on LBL's Numerical Modeling Studies on Cerro Prieto

Susan E. Halfman-Dooley, Marcelo J. Lippmann and Gudmundur S. Bodvarsson

Earth Sciences Division
Lawrence Berkeley Laboratory
1 Cyclotron Road
Berkeley, CA 94720

Abstract

An exploitation model of the Cerro Prieto geothermal system is needed to assess the energy capacity of the field, estimate its productive lifetime and develop an optimal reservoir management plan. The model must consider the natural state (i.e., pre-exploitation) conditions of the system and be able to predict changes in the reservoir thermodynamic conditions (and fluid chemistry) in response to fluid production (and injection). This paper discusses the results of a three-dimensional numerical simulation of the natural state conditions of the Cerro Prieto field and compares computed and observed pressure and temperature/enthalpy changes for the 1973-1987 production period.

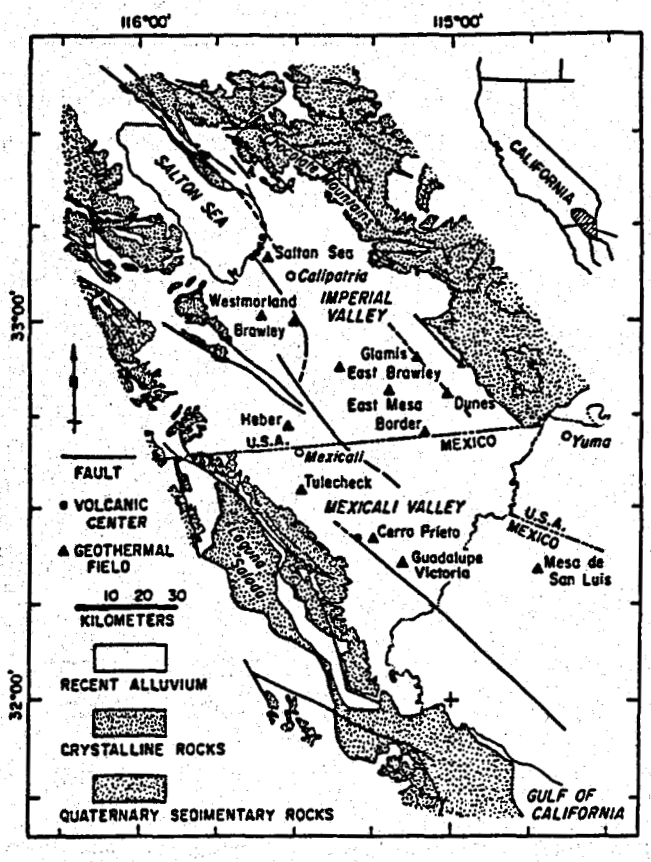
Resumen

Un modelo de explotación para el sistema geotérmico de Cerro Prieto es necesario para determinar la capacidad energética del campo, estimar su vida productiva y elaborar un plan óptimo de manejo del yacimiento. El modelo debe considerar las condiciones del estado natural (i.e., estado pre-explotación) del sistema y tener la capacidad de predecir los cambios en las condiciones termodinámicas (y en características químicas de los fluidos) del yacimiento debidos a la producción (e inyección) de fluidos. En este trabajo se presentan los resultados de una simulación numérica tridimensional de las condiciones naturales del campo de Cerro Prieto y se comparan para el período de explotación 1983-1987 los cambios de presiones y de temperaturas/entalpías medidos y calculados.

INTRODUCTION

More than 150 deep wells have been drilled in the Cerro Prieto area (Figs. 1 and 2). Presently, about 85 wells are supplying steam to three power plants in the field (total installed electrical generating capacity: 620 MWe). Three major reservoirs (or reservoir zones) have been identified at Cerro Prieto: (1) the α reservoir, the shallowest one between about 1000 and 1500 m depth, restricted to the western part of the field (CPI region, west of the railroad tracks); (2) the β reservoir extending over the entire field, between about 1500 and 3000 m depth; and (3) the γ reservoir found below 3000 m depth only in the eastern and southeastern part of the field.

The three-dimensional numerical model presented here was constructed on the basis of the hydrogeologic model of Cerro Prieto developed by Halfman et al. (1984, 1986b; Fig. 3). This model describes the flow of geothermal fluids and colder groundwater in the system, and identifies the layers and faults that control the subsurface transport of heat and fluid. According to that model, under pre-exploitation conditions, the hot fluids originate at great depths in the eastern portion of the system, recharging the field through the SE dipping normal Fault H. A relatively small amount of fluid enters the γ reservoir (this reservoir is not shown in Fig. 3) and the downthrown block of the β reservoir. Most of the hot fluids, however, continue to rise up the fault and then flow westward through the upthrown sandstone Z (Sand Unit Z between wells M-191 and M-123; Fig. 3) corresponding to the β reservoir. The fluids then ascend into a sandy gap in the O shale (in the vicinity of M-10A), flow westward through a sandy shale layer within the O shale [between M-14 and M-25 (1200-1400 m)] correspond-



XBL 845-1692A

Figure 1. Regional geology of the Salton Trough (i.e., Imperial and Mexicali Valleys) and location of the Cerro Prieto field.

Geología regional de la Depresión de Saltón (i.e., Valles Imperial y de Mexicali) y ubicación del campo de Cerro Prieto.

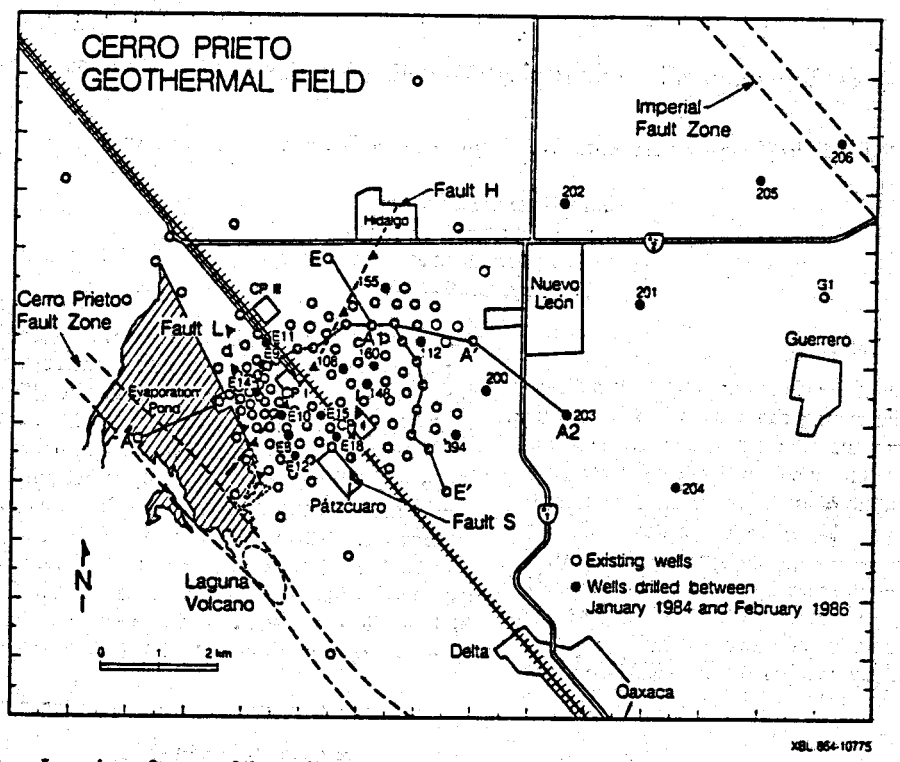


Figure 2. Location of some of the wells, principal faults, and cross section A-A' at Cerro Prieto.

Ubicación de algunos pozos, de las fallas principales y del corte transversal A-A' en Cerro Prieto.

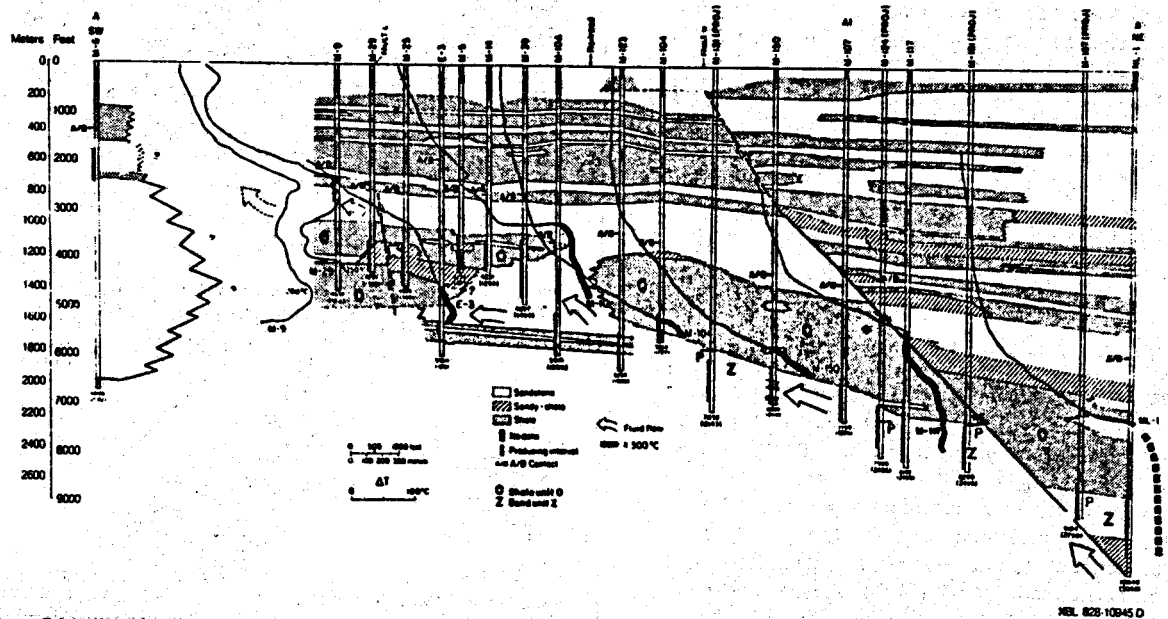


Figure 3. Lithofacies cross section A-A', showing well locations, lithofacies groups, faults, temperature profiles, producing intervals, A/B contacts, shale unit O, sand unit Z, and arrows indicating direction of fluid flow. On temperature profiles, points corresponding to 300°C are placed under the location of the respective wells. Parts of temperature profiles shown by heavy lines indicate temperatures 300°C or higher (from Halfman et al., 1984).

Corte transversal A-A' de litofacies, mostrando la ubicación de pozos, grupos de litofacies, fallas, perfiles de temperatura, intervalos de producción, el contacto A/B, la unidad lutítica O, la unidad arenosa Z, y flechas indicando la dirección de flujo de los fluidos. Sobre los perfiles de temperatura, los puntos correspondientes a 300 °C están ubicados debajo de los respectivos pozos. Las partes de los perfiles de temperatura indicadas con líneas gruesas corresponden a temperaturas iguales o mayores de 300 °C (de Halfman et al., 1984)

ing to the α reservoir, rise up Fault L, and flow westward through the shallower sandstone [between M-29 and M-9 (800 - 1000 m)]. Eventually the geothermal fluids either mix with local cold groundwaters or discharge to the surface by way of the abundant manifestations present in the area, especially to the west and north of the wellfield.

Following Halfman et al.'s hydrogeological model, Figure 4A shows the geothermal fluid flow in the Cerro Prieto system schematically. The postulated fluid flow pattern is consistent with mineralogic (Elders et al., 1981, 1984), thermal (Mercado, 1976), and reservoir engineering and geochemical (Grant et al., 1984) studies conducted on the Cerro Prieto field. With exploitation the fluid flow pattern in the system, especially in western part of the field has changed. Colder groundwaters enter into reservoir through the western boundary and flowing down Fault L directly into the α reservoir (Fig. 4B). This reversal in local flow direction is indicated by the cooling of some wells, the decrease of chloride content in the produced fluids and by the progressive disappearance of surface manifestations (Truesdell and Lippmann, 1986). There are also evidences of colder water influx into the different reservoirs in other areas of the field.

Lippmann and Bodvarsson (1983) developed a two-dimensional numerical model of the field based on a portion of Halfman et al.'s (1984) hydrogeologic model. They obtained a good match with the observed natural-state pressures and temperatures. However, because of the two-dimensional nature of the model (not allowing recharge of the system along a horizontal direction perpendicular to the cross section that was modeled), a good pressure match for the 1973-1979 exploitation period was not possible.

Halfman et al. (1986a) extended the previous model to three dimensions, but only preliminary results were presented. The model discussed here includes an expanded 3-D computational mesh to obtain a more detailed description of the natural state conditions in the system, and computes the changes in reservoir pressures and temperatures/enthalpies after March 1973 when large-scale fluid production began at Cerro Prieto.

METHODOLOGY

The LBL three-dimensional, multi-phase simulator MULKOM (Pruess, 1988) was used to compute the heat and mass flow in the system.

First, a natural steady-state model of Cerro Prieto was developed. It was calibrated by varying the rock properties and boundary conditions of the model until reasonable matches between calculated and observed temperatures (Rivera et al., 1982; M.A. Ayuso, personal communication, 1988) and pressures (M.A. Ayuso, personal communication, 1988) were obtained. After that, the 1973-1987 exploitation of the field was simulated. The results of the model were compared against the observed reservoir pressure and enthalpy changes (Bermejo et al., 1979; M.A. Ayuso, personal communication, 1988).

Computational Mesh

The three-dimensional computational mesh incorporates the most important geologic features that control the flow of fluids and heat in Cerro Prieto. These are, the lithology (permeable sandy layers and less permeable shales) and the normal Faults H and L (Halfman et al., 1984; Figs. 5 and 6). The NE-SW sides of the model are oriented parallel to the strike of Fault H (Fig. 5). The zone labeled Fault H in this figure represents the location of this fault in the model at the depth of the β reservoir. Fault H zone divides the mesh into two sections, the upthrown block to the NW and the downthrown block to the SE. The NW-SE sides of the model are approximately parallel to Fault L.

The horizontal dimensions of the mesh are 9000 m (NW-SE) by 8600 m (NE-SW) and includes the wellfield and surrounding areas. The mesh extends over the 800 and 4000 m depth interval. The computational mesh has been increased from 377 elements in the previous model (Halfman et al., 1986) to 401 elements in this model (228 internal and 173 boundary elements) and 740 connections between elements.

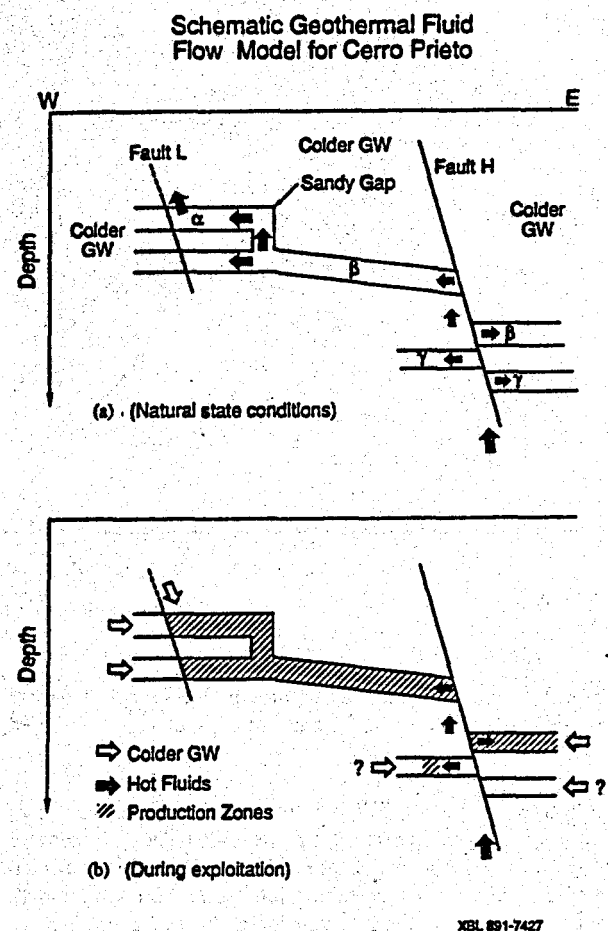


Figure 4. Schematic west-east cross section of the Cerro Prieto field showing geothermal fluid flow and cold groundwater (GW) recharge (a) prior to and (b) during exploitation (from Lippmann et al., 1989).

Corte transversal esquemático oeste-este del campo de Cerro Prieto indicando el flujo del fluido geotérmico y la recarga de agua subterránea (GW) fría, (a) antes y (b) durante la explotación (de Lippmann et al., 1989).

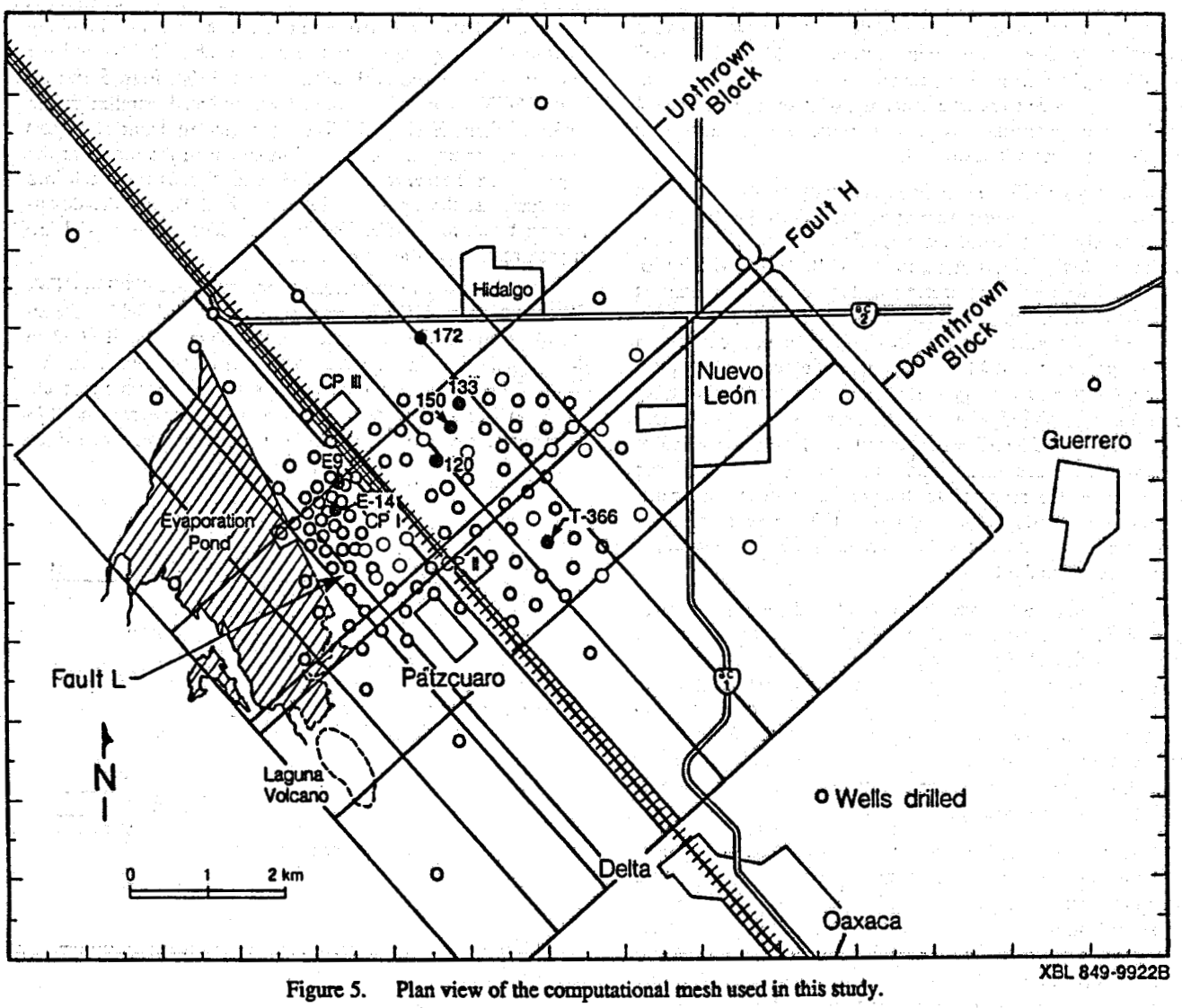


Figure 5. Plan view of the computational mesh used in this study.

Vista en planta de la malla de cómputo utilizada en este estudio.

Elements were added to the upthrown β reservoir to more accurately model the pressure and enthalpy changes observed in the field.

Figure 6 depicts a SW-NE cross section of the upthrown block showing the internal elements only. The mesh incorporates details of the subsurface geology, including the location of the three most permeable units (reservoirs α, β, and γ). Cross sections of the downthrown block have similar configuration. The blank elements represent permeable zones and the hatched ones low permeability zones. The recharge of geothermal fluids into the field is modeled by injecting hot 350°C fluids into the deepest easternmost element of the Fault H zone (not shown in Fig. 6). Most of this fluid ascends along the fault and flows westward and laterally through the various permeable zones. It discharges mainly along the upper southwestern boundary node on the upthrown element nearest the fault zone.

Material Properties

In the first simulation runs the rock properties assigned to the various mesh zones were similar to the ones used by Lippmann and Bodvarsson (1983). These material properties (especially permeabilities and thermal conductivities) were adjusted as the modeling work progressed, in order to match the observed and computed temperatures and pressures. Table 1 and Figures 7A and 7B shows the rock properties used in the best model, that is, the model that gave the best matches between observed and calculated values.

Figure 7A indicates the materials assigned to the elements in the SW-NE cross section of the upthrown block shown in Figure 6. The S1 zone represents a cooler aquifer overlying the geothermal field. A series of sandstones (SK1) and shales (CK1, CK2) represent the lithology inferred west of the geothermal anomaly. There is leaky cap rock (C1) above the α reservoir (S2). The western β reservoir (zones S3 and S3B) is separated from the α reservoir by a low permeability shale

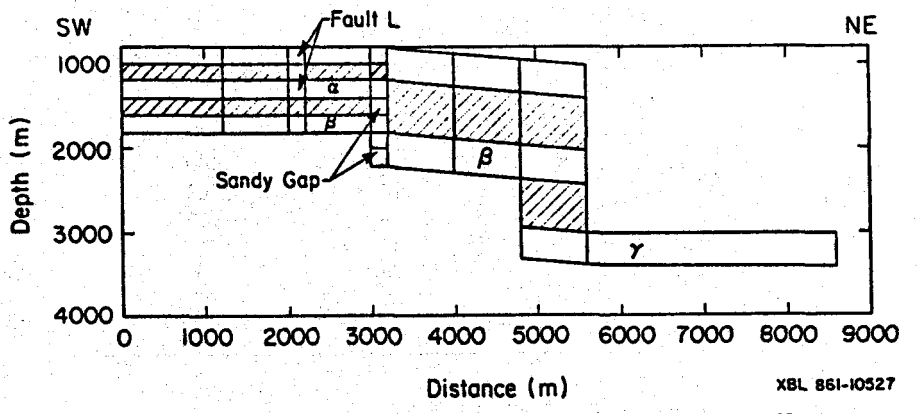


Figure 6. Southwest-northeast cross section through the grid elements just north of the Fault H. Hatched zones represent layers of lower permeability.

Corte transversal SO-NE mostrando los elementos de la malla ubicados al norte y junto a la Falla H. Las zonas rayadas representan capas de baja permeabilidad.

(C2). The sandy gap (S7) corresponds to zone of higher permeability connecting the β and α reservoirs. C5 zone represents an impermeable barrier believed to be caused by mineral precipitation, the result of the interaction between shallow, cooler groundwaters and the upflowing geothermal fluids (Lippmann and Bodvarsson, 1983). The eastern β reservoir (S5) is capped by the impermeable shale (C4), which is overlaid by a permeable sandstone (S4). A low-permeability shale (C6) separates the sandstones of the γ reservoir (S6) from the upper β reservoir.

In general, the lithology of the upthrown and downthrown sections is very similar (Figs. 7A and 7B). However, in the downthrown block the α reservoir, the westernmost part of the β reservoir (material S3 in Fig. 7A) and the sandy gap are not found. In this block these zones are shalier and less permeable than in the upthrown block and are represented by material C7.

The results of the best model indicates that the permeability of the sandy materials varies between 1 and 100 md and that of the shale layers between .005 and 1 md (Table 1). The horizontal permeability of the three reservoirs (α, β, and γ) is 100 md, while the vertical value is between 1 and 10 md. These permeabilities agree reasonably well with the results of well tests and with values used in earlier simulations of the field (Lippmann and Bodvarsson, 1983; Ayuso, personal communication, 1988). A constant rock density of 2650 kg/m^3 was used for all materials. Thermal conductivities ranged from of 2.35 to 3.00 W/m°C, depending on rock type (these values are somewhat high especially for shaly materials, however that effect on the results are minimal).

Boundary Conditions

Constant temperature and pressure boundary elements are located along all sides of the computational mesh (i.e., surrounding the internal elements), except in some areas along the bottom. The temperatures assigned to the boundary elements were based on normal temperature gradients for this area. The pressure assigned to the upper boundary elements (along the westernmost row of elements) of the upthrown and fault zone is 73 bars (800 m depth); and those of the downthrown section, 111 bars (1200 m depth). Below the γ reservoir and the eastern portion of the β close to the fault, the boundary conditions are simulated by including heat sources equivalent of 1 to 3 watts per square meter of interconnection area into the nearby internal elements. These sources simulate the heat flux associated with the cooling of igneous dikes believed to have intruded into the sedimentary fill of the Mexicali Valley (Elders et al., 1984; Goldstein et al., 1984).

In general, the boundary elements along the top of the mesh represent an impermeable shale, except along the extreme southwestern side where a permeable sandstone exists. Most of the lateral boundary elements to the southeast, southwest, and northwest have the same permeabilities as the internal elements they are connected to. The main exceptions are for a few of the boundary elements to the northwest, which are considered to be impermeable barriers because of mineral precipitation resulting from the interaction between different waters. Most of the boundary elements to the northeast are impermeable, except along the top row of the up- and downthrown sections where they represent a permeable sandstone. Impermeable boundary elements serve the purpose of accounting for conductive heat transfer.

Natural State Model

The natural state model provides quantification of the fluid (and heat) movement, and the distribution of temperatures, pressures, and steam saturations in the system before commercial fluid production started in March 1973. The validity of the model is supported by comparison to the geothermal fluid flow pattern inferred by the hydrogeologic study of Halfman et al. (1984) and the reasonable match obtained with best known initial temperatures and pressures at Cerro Prieto (Bermejo et al.,1979; and F.J. Bermejo, personal communication, 1982; M.A. Ayuso, personal communication, 1988.)

Table 1. Properties of the materials assigned to the zones used in the model, as shown in Figure 7A and 7B

Zones	Porosity (%)	Permeability (md) horizontal	vertical
SK1,S1,S2,S3,S4,S3B	16	100	10
S5,S6	14	100	1
S7	14	100	5
CK1,C1,C2,C6	22	1	0.1
CK2,C4,C7,C8	25	.5	.005
C5	25	10	.005
F1	14	50	50

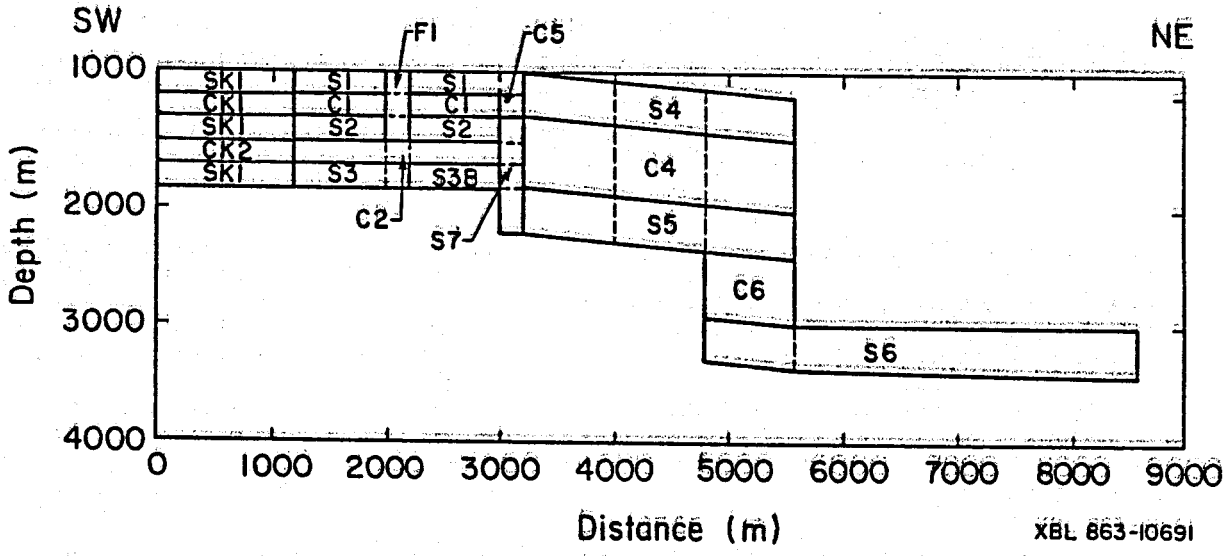


Figure 7A. Cross section given in Figure 6 showing different materials assigned to the upthrown block.

Corte transversal dado en la Figura 6 indicando los diferentes materiales asignados al bloque levantado.

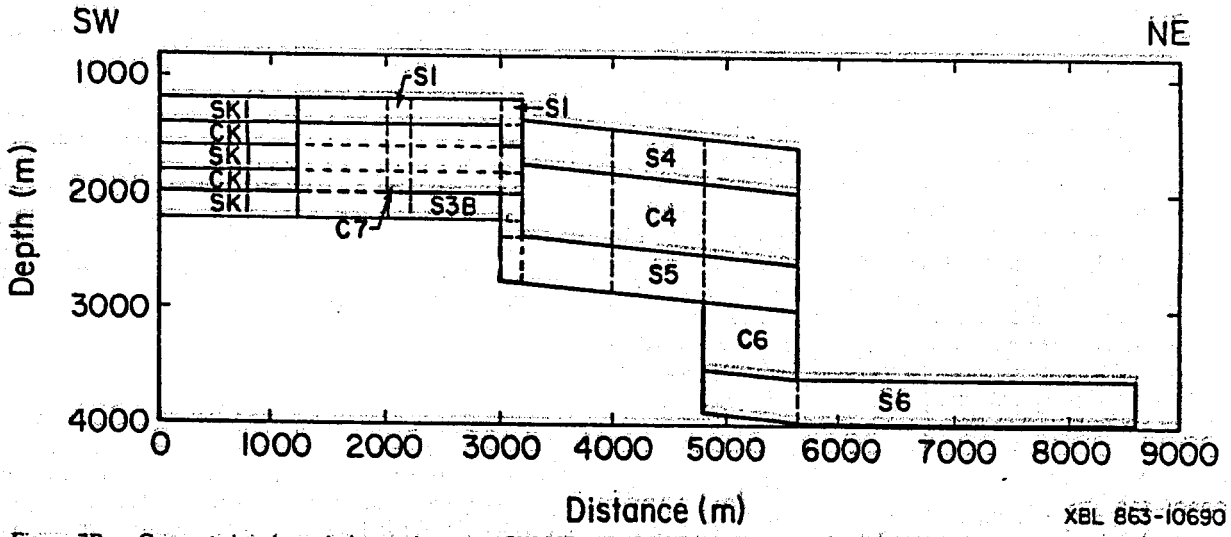


Figure 7B. Cross section through the southernmost SW-NE row of elements representing different materials assigned to the downthrown block.

Corte transversal a través de la hilera SO-NE más meridional de elementos, indicando los diferentes materiales asignados al bloque hundido.

Temperatures

Figures 8A and 8B represent the observed and calculated temperature distribution along the section given in Figure 6 (upthrown block). Both figures show the same general features. East of the sandy gap, the temperatures match fairly well. Both indicate a high thermal gradient in the cap rock zone (C4 of Fig. 7A) indicative of conductive heat flow. The main discrepancy in this area is in the uppermost element east of the sandy gap. The computed temperatures here are somewhat high. The model shows a small portion of the geothermal fluids flowing from the SW to the NE along the uppermost row of elements, instead of being entirely to the west as inferred by Halfman et al. (1984). The dashed isotherms shown west of the sandy gap correspond to an area where the initial temperatures are not well known; there are data from only three wells (Fig. 8A). Well O-473 located in the southwesternmost column of elements in the mesh, has relatively cool temperatures. Well M-105 located to the south, in the second column of elements from the SW, has temperatures reaching 300°C at about 1400 m. Well M-181, a centrally located well in the same set of elements, also has these high temperatures at similar depths. According to this data the calculated temperature (300°C) is approximately 50°C too low in this region (Fig. 8B). However, Figure 17 of Bermejo et al. (1979) shows that downhole temperatures in well M-181 never exceed 275°C. Also, Mercado (1976) shows temperatures less than 300°C in

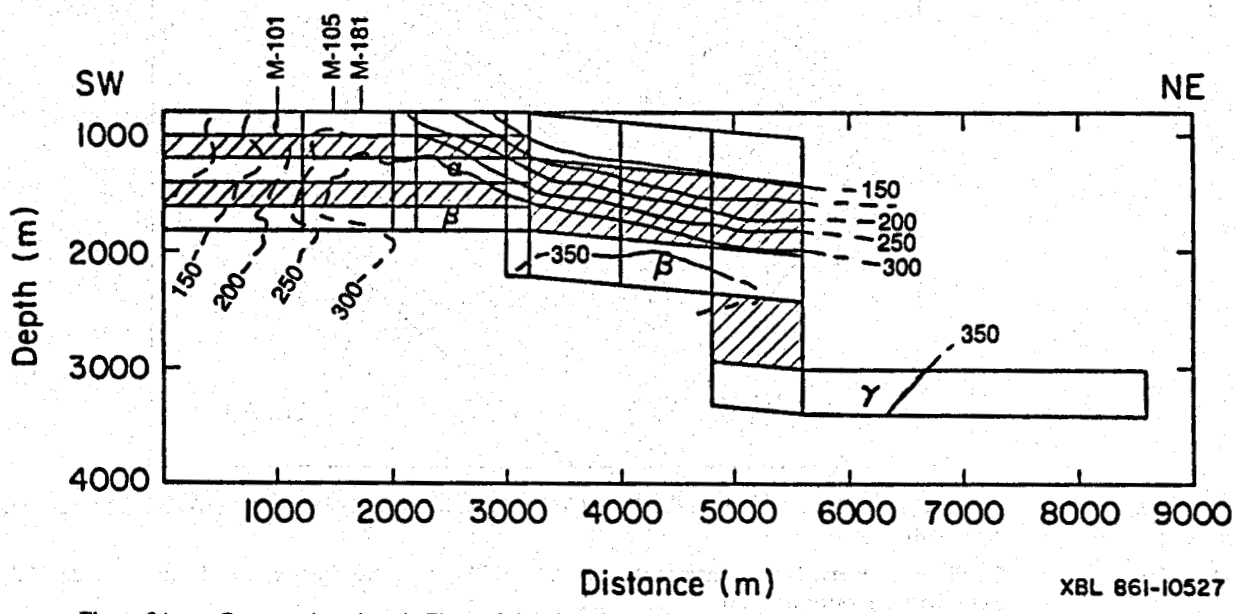


Figure 8A. Cross section given in Figure 6 showing observed temperature distribution (in °C).

Corte transversal dado en la Figura 6, mostrando la distribución observada de temperaturas (en °C).

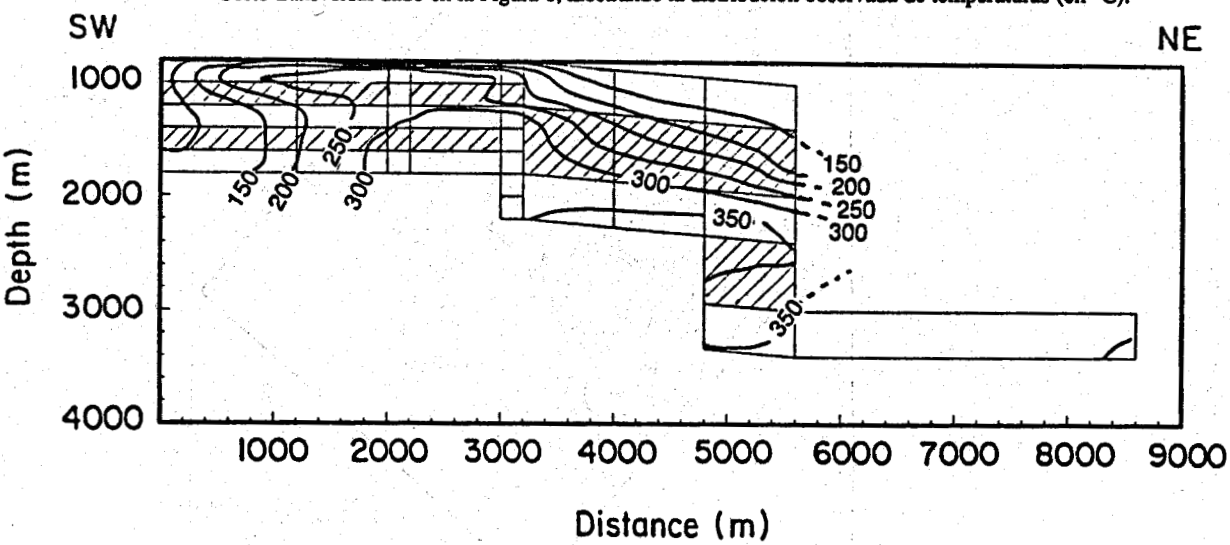


Figure 8B. Cross section given in Figure 6 showing calculated temperature distribution (in °C).

Corte transversal dado en la Figura 6, mostrando la distribución calculada de temperaturas (en °C).

this general region of the field. Therefore, we consider our calculated temperature distribution in the vicinity of M-181 to agree reasonably well with measured downhole data.

Figures 9A and 10A show the observed temperature distributions for the α reservoir (1300 m depth) and the western β reservoir (1700 m depth), respectively. The isotherms were plotted using well log data (M.A. Ayuso, personal communication, 1988) and the calculated temperatures for normal thermal conditions along the boundary of the mesh. The dots represent the data points (location of wells) used to generate the plots. For comparison, Figures 9B and 10B show the computed temperature distributions.

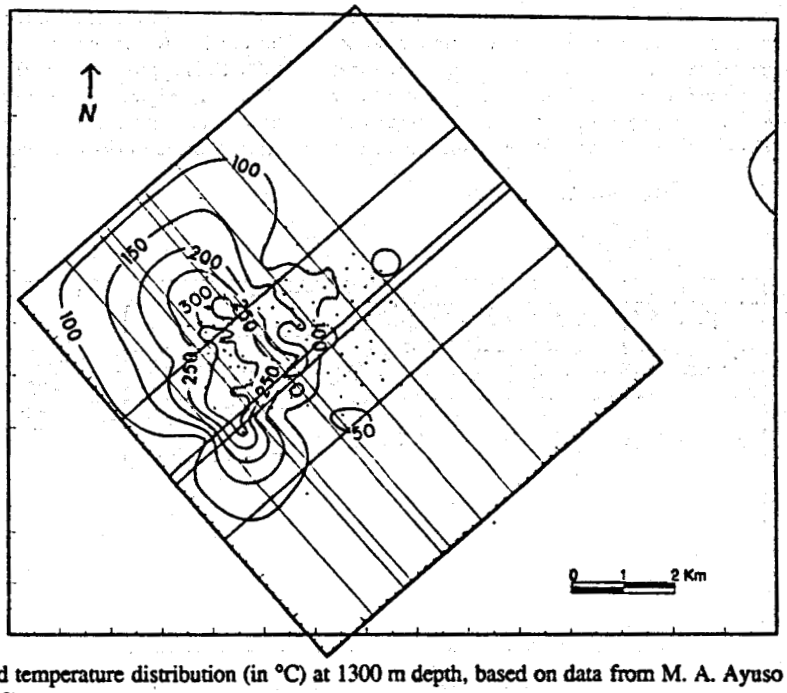


Figure 9A. Observed temperature distribution (in °C) at 1300 m depth, based on data from M. A. Ayuso (personal communication, 1988).

Distribución observada de temperaturas (en °C) a 1300 m de profundidad, basada en datos de M.A. Ayuso (comunicación personal, 1988).

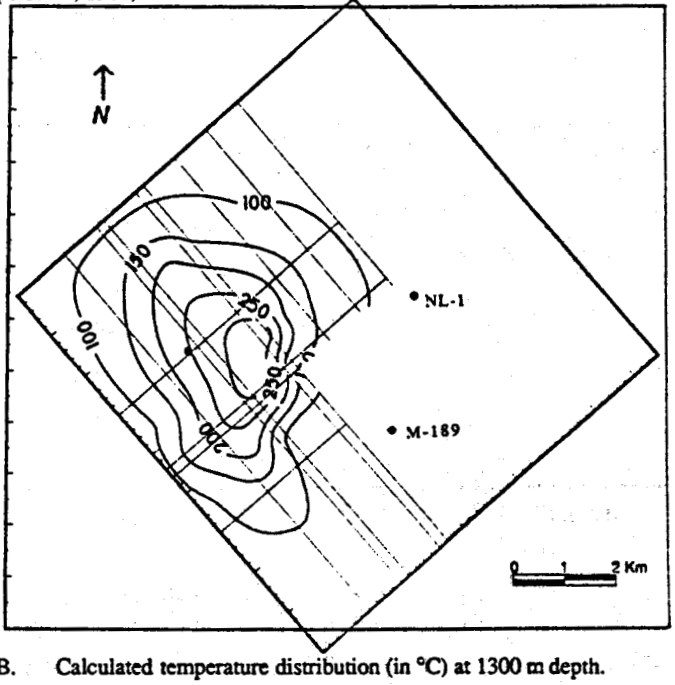


Figure 9B. Calculated temperature distribution (in °C) at 1300 m depth.

Distribución calculada de temperaturas (en °C) a 1300 m de profundidad.

1300 m depth (Fig. 9). The observed and computed temperature distributions at the 1300 m depth level match fairly well. Both figures show an elongation of the isotherms in a NE-SW direction. At this level, the hotter part of the field corresponds to the α reservoir, here considered to be at an average depth of 1300 m. At first glance, the computed 300°C isotherm appears to be somewhat displaced east of the observed temperatures, which show two 300°C closed contours (Figure 9A). One should note that most of the wells between the two closed contours and directly to the east of the larger one, have temperatures that are quite close to 300°C. Therefore, the position of the eastern edge of the computed 300°C isotherm is quite reasonable. Toward the west, this isotherm does not extend as far as observed in the field. The western edge of the observed 300°C isotherm is mainly based on two wells with disputed temperature profiles (wells M-181 and M-105); the reported downhole values seem to be high for 1300 m depth. Therefore, it is questionable whether the 300°C contour really extends over such a wide area in the western part of the field. In general, although the calculated area enclosed by this contour is somewhat too large, it is a fairly good approximation of the observed temperatures, especially if one considers the size of the elements in the computational mesh.

To the east of the railroad tracks, the calculated isotherms at 1300 m depth extend farther east than the observed ones. This is due to the anomalous northeastern flow of geothermal fluid shown in the model (discussed above) along the top row of elements. Future simulations will rectify this situation.

1700 m depth (Fig. 10). In general, at 1700 m depth along the Fault H, the regions bounded by the isotherms tend to narrow in the eastern region of the field and spread out in the western part (Figs. 10A and 10B). The core of the producing western β reservoir is included in the 300°C closed isotherm.

In the observed temperatures (Fig. 10A) the upflow of hot fluids along Fault H is evident by the closely spaced contours parallel to the fault zone, east of the sandy gap. Although the computed temperature distribution (Fig. 10B) does not show as striking example of this phenomena, it still is evident by the convergence of the isotherms and their trend parallel to the fault. (The size of the mesh limits the resolution of sharper temperature gradients.)

Pressures

Figures 11 and 12 show the calculated and observed pressures for 1300 and 1700 m depth, respectively. At 1300 m, most of the observed values do not correspond to open intervals in the wells, therefore they must have been calculated by interpolation or extrapolation. The observed values show increasing pressures toward the center of the mesh, ranging from 122.3 to about 126 bars. The calculated pressures differ by only a few bars (Fig. 11), and show a similar trend, varying over the field between 121 and 127 bars.

The observed and calculated pressures at 1700 m show very small differences (up to 2 bars; Fig. 12). In the northeastern section of the downthrown block the 157 and 158 bar contours correspond quite closely.

Geothermal Circulation and Boiling

The three-dimensional numerical model for the natural state shows a fluid circulation pattern that corresponds to that of Halfman et al.'s (1984) hydrogeologic model discussed ear-

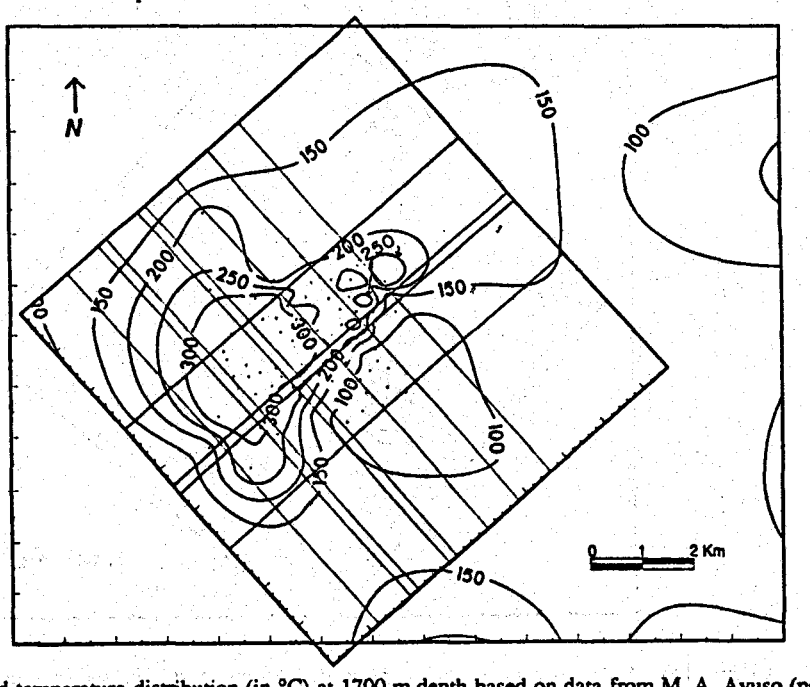


Figure 10A. Observed temperature distribution (in °C) at 1700 m depth based on data from M. A. Ayuso (personal communication, 1988).

Distribución observada de temperaturas (en °C) a 1700 m de profundidad, basada en datos de M.A. Ayuso (comunicación personal, 1988).

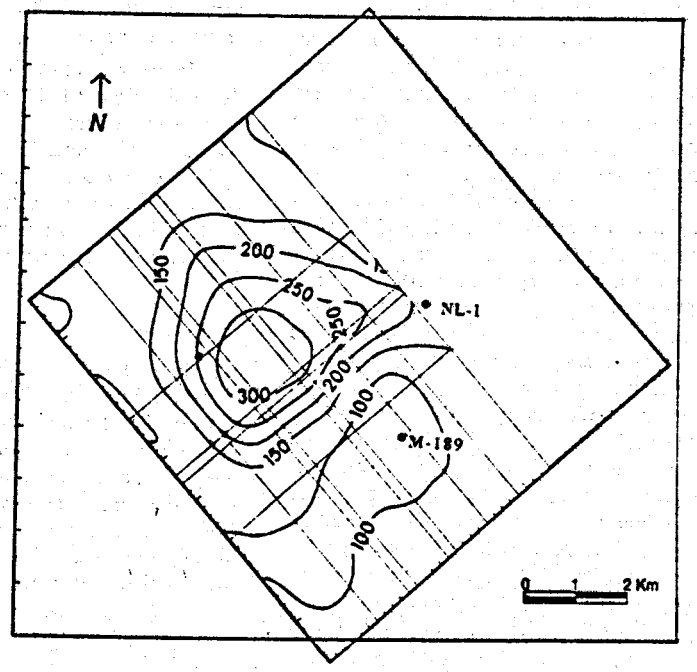


Figure 10B. Calculated temperature distribution at 1700 m depth.

Distribución calculada de temperaturas (en °C) a 1700 m de profundidad.

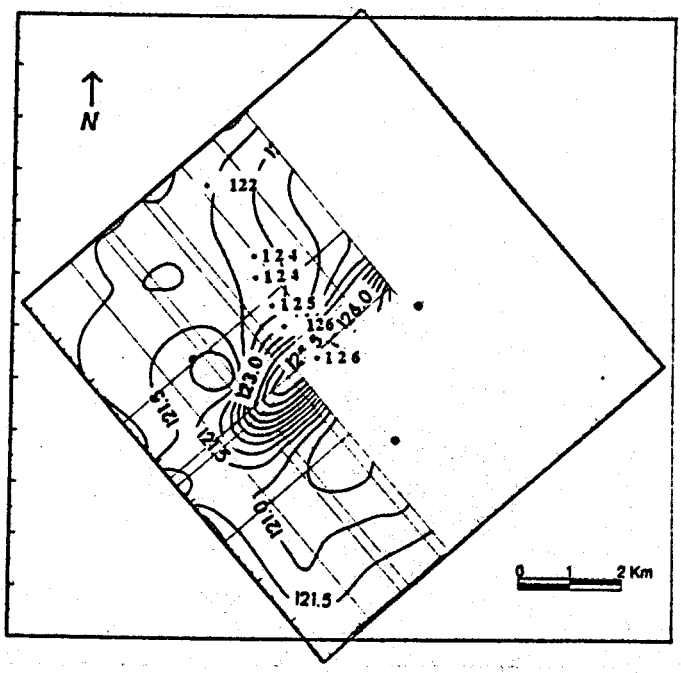


Figure 11. Observed (M. A. Ayuso, personal communication, 1988) pressure data (shown as dots) with pressure values and contours of calculated pressure at 1300 m.

1300 m de profundidad. Presiones observadas indicadas por los puntos (M.A. Ayuso, comunicación personal, 1988); los contornos corresponden a presiones calculadas.

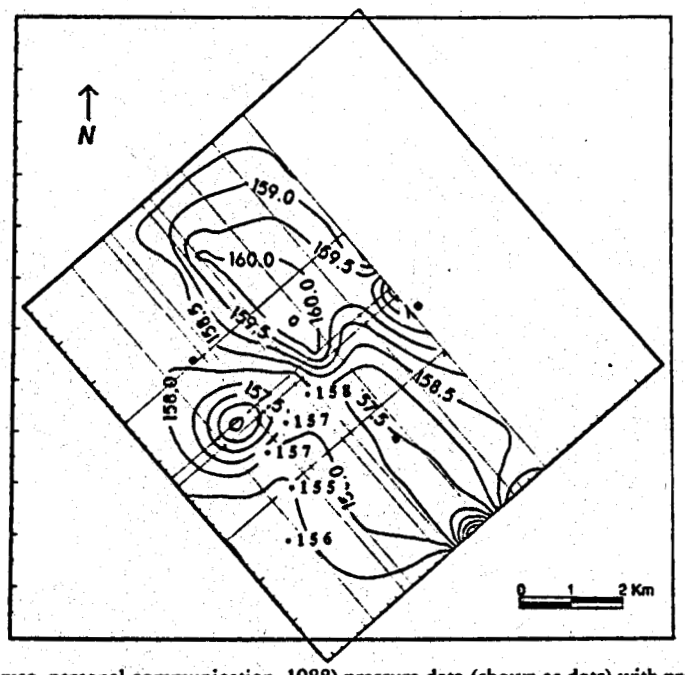


Figure 12. Observed (Ayuso, personal communication, 1988) pressure data (shown as dots) with pressure values and contours of calculated pressure at 1700 m.

1700 m de profundidad. Presiones observadas indicadas por los puntos (M.A. Ayuso, comunicación personal, 1988); los contornos corresponden a presiones calculadas.

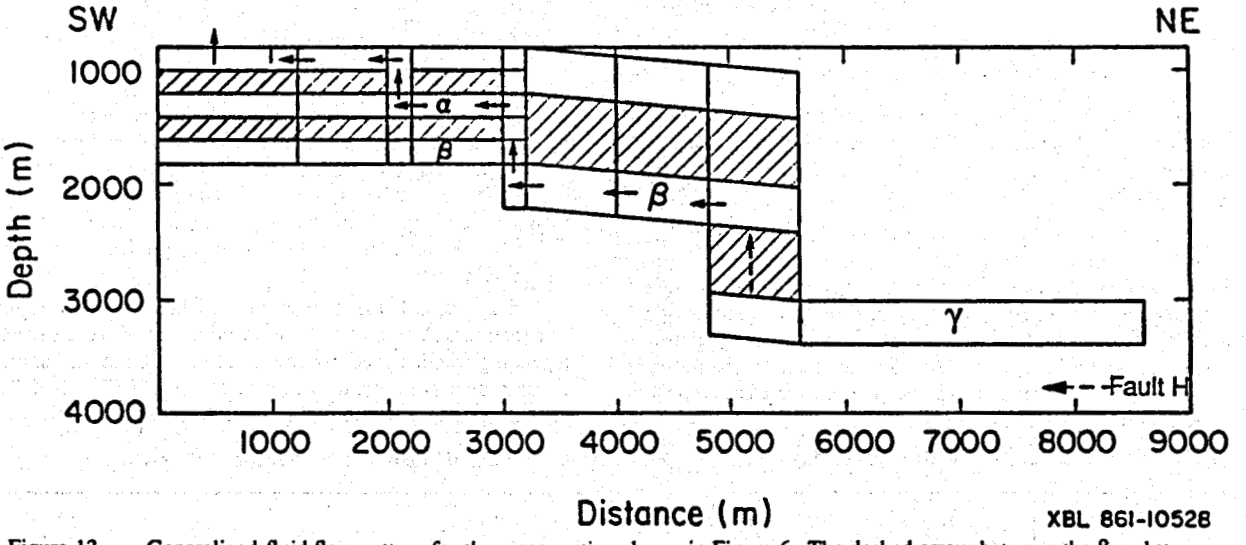


Figure 13. Generalized fluid flow pattern for the cross section shown in Figure 6. The dashed arrow between the β and γ reservoirs indicates vertical flow in the fault zone (located to the southeast).

Patrón generalizado de flujo del fluido correspondiente al corte transversal dado en la Figura 6. La flecha punteada entre los yacimientos β y γ indica el flujo vertical en la zona de falla (ubicada al sudeste).

lier (Fig. 13). For the best model, a constant 80 kg/s recharge rate of 350°C (1671 kJ/kg enthalpy) water was computed; source located in the deepest easternmost element of the Fault H section. The model shows that geothermal fluids rise along the Fault H zone. A small amount of fluid enters the sandstones of the γ reservoir (Figure 13), but most of the fluids move upward along the fault and then migrate laterally and westward into the sandstones of the β reservoir. From the β reservoir the fluids move into the sandy gap where some boiling occurs and continue to flow westward through the α reservoir. Our natural state model indicates that the α reservoir is also recharged with fluid flowing directly from Fault H (this differs with the hydrogeologic model that indicates geothermal fluids recharge only from the sandy gap). From the α reservoir the fluids ascend up Fault L, moving westward through the shallow aquifer and then eventually migrate to the surface along the westward edge

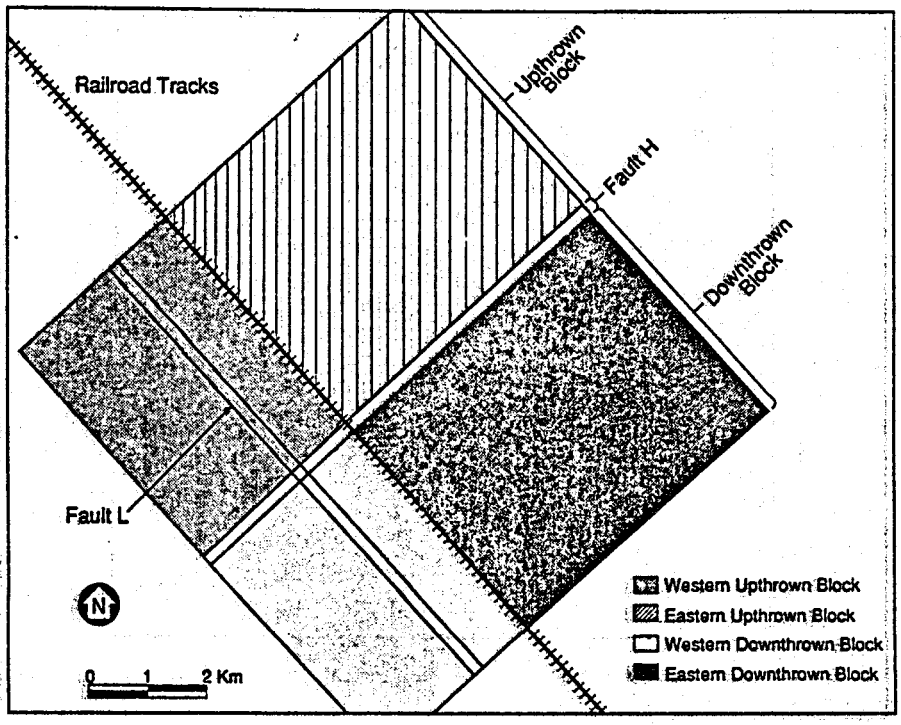


Figure 14. Simplified plan view of the computational mesh (Fig. 5) showing the western upthrown, eastern upthrown, western dowthrown, and eastern downthrown blocks.

Vista en planta simplificada de la malla de cómputo (Fig. 5) indicando los bloques occidentales y orientales, elevados y hundidos.

of the field. Figure 13 shows only a schematic of the flow pattern because of the three-dimensional nature of the model.

Exploitation Model

In the second phase of this numerical modeling study, fluid production at Cerro Prieto was simulated between 1973 and 1987; the Halfman et al. (1986a) study only considered production up to 1979. Actual production data from individual wells (provided by CFE) was simulated by assigning appropriate fluid sinks to various mesh elements. Computed pressure and enthalpy changes in the α and β reservoirs were compared against observed values.

Table 2 lists the average annual fluid production rates for the various geothermal reservoirs and zones in and near Fault H and L that were incorporated into the model. The α reservoir was the first to be exploited; and its exploitation continues today. Production from the β reservoir started in 1978. Presently, the bulk of the fluid is being produced from this deeper reservoir.

In the model, the β reservoir has been subdivided into four sections. A given area is assigned to one of these sections depending whether it is east or west of the railroad tracks, or in the upthrown or downthrown block of Fault H (Fig. 14). The eastern upthrown section roughly corresponds to CPIII in the

Table 2. Production rates (in kg/sec) for the different areas of the Cerro Prieto field for the 1973-1987 period

Reservoirs / Zones	Years														
	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87
α	349.9	450.5	465.7	575.9	636.4	570.4	526.3	418.7	392.3	337.5	327.5	308.0	299.3	288.4	184.9
Upthrown β (west)	-	-	-	-	-	6.2	233.3	207.6	247.7	399.7	409.3	357.4	372.6	469.6	280.1
Upthrown β (east)	-	-	-	-	-	16.1	89.7	70.3	68.6	67.0	50.7	62.8	105.5	840.1	551.9
Downthrown β (west)	-	-	-	-	-	-	69.3	83.9	76.3	92.2	100.7	87.4	141.3	168.5	103.4
Downthrown β (east)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	46.6	49.1	30.0	2.3	938.8	632.8
Faults H and L	32.3	140.2	137.2	125.9	118.1	121.8	291.6	254.8	238.3	262.0	267.6	249.8	230.6	245.5	200.3
Total	382.2	590.7	602.9	701.8	754.5	714.5	1210.2	1035.3	1023.2	1205.0	1204.9	1095.4	1151.6	2950.9	1953.4

Tabla 2. Producción (en kg/seg) para las diferentes áreas del campo de Cerro Prieto, período 1973-1987.

northeastern area of the field, and the eastern downthrown section to CPII, in the southeast. In the model the western two sections of the β reservoir represent the up- and downthrown portions of this reservoir in CPI. To represent the eastern and western upthrown block of the β reservoir more accurately, a more detailed mesh than the one shown in Figure 2 was constructed.

The material properties and boundary conditions used for the exploitation model were identical to those of the natural state model. The hot water recharge (80 kg/s of 350°C water) into the deepest easternmost element of the Fault H section was assumed to be constant and unaffected by reservoir drawdown. The constant pressure and temperature boundaries were considered to be adequate for simulating the early exploitation history. These boundary conditions will have to be modified for predicting the later behavior of the Cerro Prieto system (i.e., after 1987).

In response to production-induced drawdown, the model indicated a rearrangement in the direction of fluid movement, similar to what is shown in Figure 4.

Response of the α reservoir. The reported observed 1973-1987 pressure for the α reservoir (M.A. Ayuso, personal communication, 1988; Bermejo et al., 1979) were often obtained by extrapolating and interpolating measurements from a few observation and temporarily shut-in production wells. For each year and particular area, the pressure for a representative well, or wells, were averaged and plotted for comparison against corresponding calculated values.

Figure 15 shows the observed and calculated pressures in the α reservoir at 1200 m depth. The solid curve represents the pressures given by Bermejo et al. (1979) and the crosses represent reported well M-38 pressures. The solid curve shows for the 1973-1979 period a pressure drawdown of about 22 bars (from about 110 to 88 bars). On the other hand, well M-38 shows between 1973 and 1977 an initial drawdown of about 6 bars (from 97 to 91 bars), followed by pressure recovery. These results reflect the effects of changes in fluid production rates and an increasing influx of colder ground waters.

Pressures reported for other wells in the same area and for the same depth, are often higher than those of well M-38. For instance, in 1977 and 1978 these pressures were about 14 bars higher than those reported for M-38. We do not know the reason behind these differences.

The calculated pressures match the M-38 pressures quite closely (Fig. 15). Initially, the model shows a pressure drawdown, which starting about 1976 is followed by a partial recovery.

In the α reservoir the observed enthalpy histories vary from well to well, however in most wells enthalpies rarely exceed 400 kcal/kg (about 1675 kJ/kg). Some wells show fairly constant enthalpy values; other wells show a decrease. Finally, for a number of wells, higher enthalpies were observed in the mid 1970s, which then decreased and soon afterwards leveled off. We chose well M-26 out of this last group and considered it to represent the enthalpy behavior of the α reservoir (Fig. 16).

Figure 16 also shows the calculated enthalpy history for the main portion of the α reservoir between Fault L and the sandy gap. The model shows a decreasing trend in enthalpies. It agrees fairly well with the observed changes except around

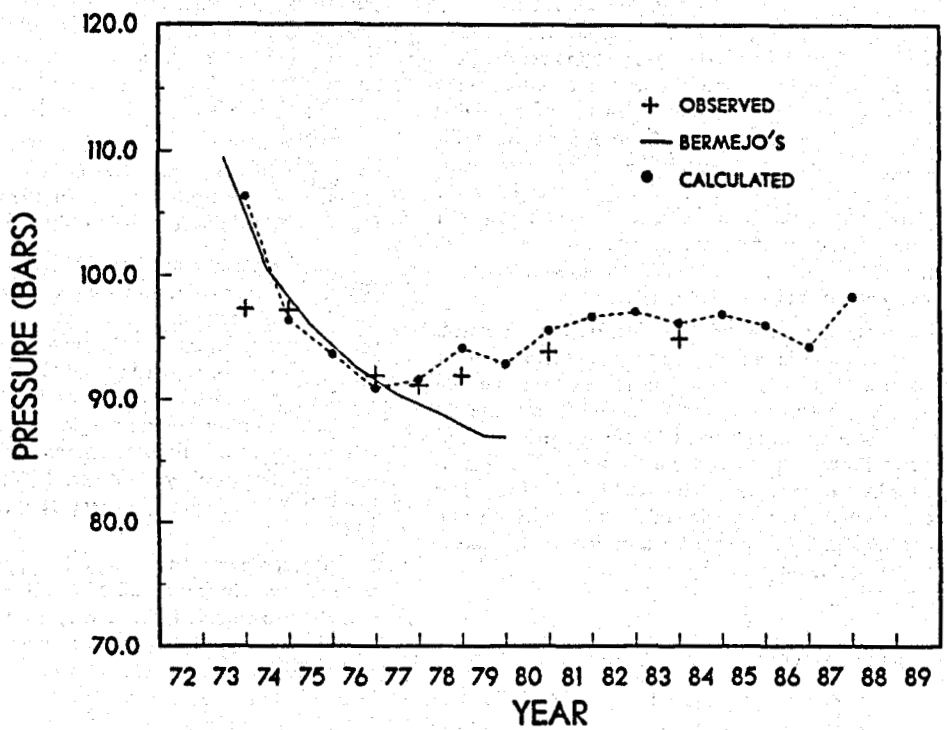


Figure 15. Observed (well M-38 and Bermejo et al.'s data, 1979) and calculated pressure histories for the α reservoir.

Historia de las presiones observadas (pozo M-38 y datos de Bermejo et al., 1979) y calculadas para el yacimiento α.

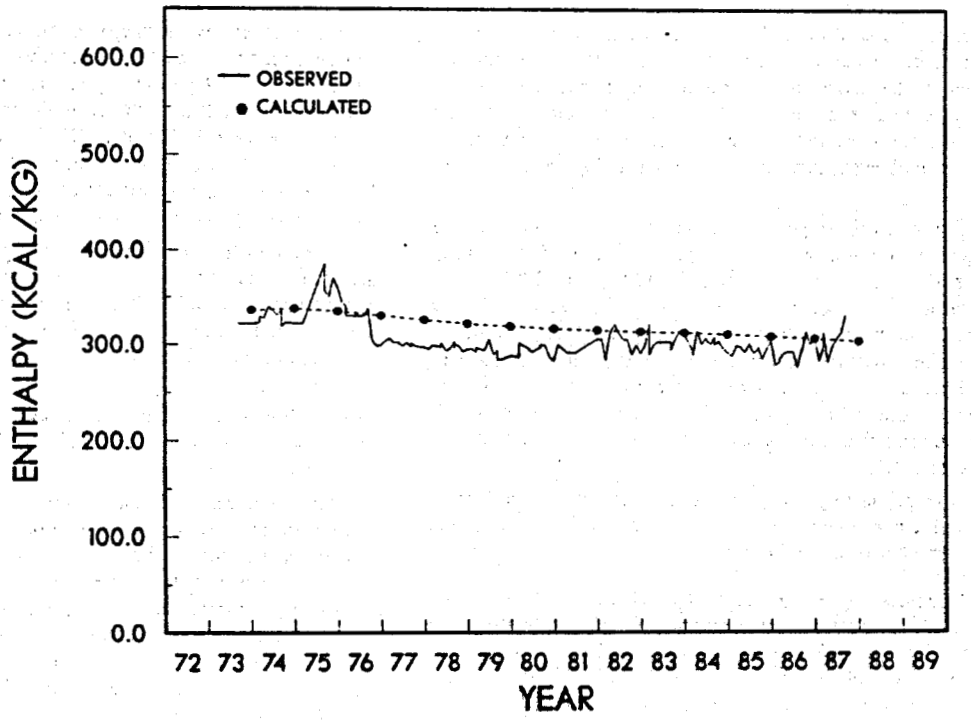


Figure 16. Observed (well M-26) and calculated enthalpy histories for the α reservoir.

Historia de las entalpïas observadas (pozo M-38) y calculadas para el yacimiento α.

the 1975-1976 period, when higher enthalpies were observed associated with localized reservoir boiling (Truesdell et al., 1984, 1989; Lippmann et al., 1989). The elements of our 3-D computational mesh are much too coarse to simulate the boiling around wells, therefore our model does not show the higher enthalpies observed in the field, though in the model the α reservoir is on the verge of boiling. If the reservoir permeabilities are reduced by only five percent, the model shows intermittent boiling from 1974 to 1977. If the permeabilities are reduced by ten percent, the model indicates that the α reservoir boils continuously during the same period. So, even though our best model shows no boiling, the fact that it is on the verge of it, is consistent with field observations.

Cold water recharge through Fault L and from the west is reflected by a decrease in enthalpy starting about 1976, in the observed M-26 enthalpies and in the general decrease in calculated enthalpies. Unlike field data from which one infers a predominant recharge through Fault L, our numerical model shows most recharge originating from the west. This can be accounted for by the presence in the model of one of the sinks (simulated well) in the upper portion of Fault L, which disrupts the recharge through the fault into the α reservoir. The model will be modified in the future.

Responses in the β reservoir

Eastern upthrown block. Figure 17 shows the 1973-1987 observed and calculated pressures for the eastern upthrown block of the β reservoir (Fig. 14) at 2100 m depth. Between 1979 and 1982 the observed representative pressures for the area near well M-150 (data from wells M-150 and M-133) show a slight decrease from 188 to 180 bars. Then they steeply decline to about 155 bars in 1986 (Fig. 17). This rapid and sudden decrease in pressure reflects the coming on line of power plant CPIII, as production greatly increased from about 105 kg/sec in 1985 to 840 kg/sec in 1986 (Table 2).

The calculated and observed pressures match extremely well. The calculated pressures in the vicinity of M-150 show a pressure decline from 196 bars in 1973 to 178 bars in 1985, followed by a sharp decrease to 149 bars in 1986 (Fig. 17).

In the eastern upthrown block of the β reservoir, two slightly different trends are seen in the observed well enthalpy histories. In the main portion of this part of the producing field (north of Fault H, up to wells such as M-120 and M-150, Fig. 5), a trend toward increasing enthalpies is observed; up to 600 kcal/kg (about 2510 kJ/kg; e.g., well M-120, Fig. 18). The data indicates reservoir boiling due to stepped-up fluid production and the lack of significant fluid recharge into this portion of the reservoir (Semprini and Kruger, 1984; Stallard et al., 1987; Léon de Vivar, 1988; Lippmann et al., 1989; Truesdell et al., 1989).

Farther away from Fault H, approaching the northern edge of the field (near well M-133, Fig. 5), increasing enthalpies are also observed, but in this area the enthalpies are lower; they do not exceed 450 kcal/kg (about 1880 kJ/kg; e.g., well M-133, Fig. 19). The location of the northern boundary of the field is inferred by the sudden and sharp deepening of the 300°C isotherm, from about 2000 m in well M-133 to below 3800 m in M-172 (Halfman et al., 1986b), showing the hot fluids not migrating north much beyond well M-133. The

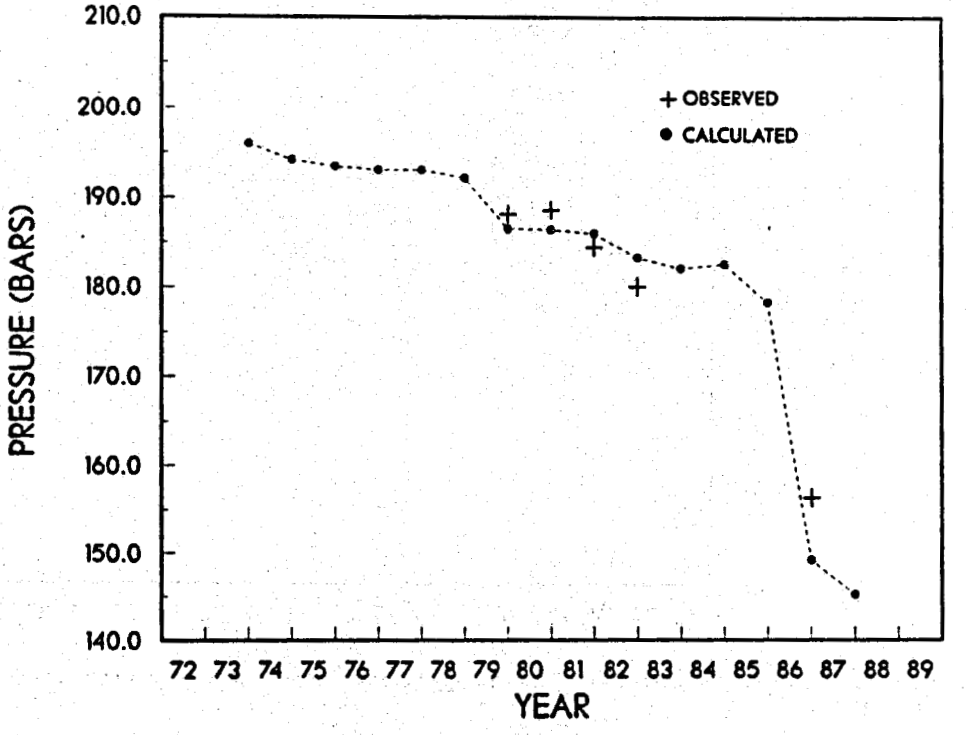


Figure 17. Observed (wells M-150 and M-133) and calculated pressure histories for the eastern upthrown block of the β reservoir.

Historia de las presiones observadas (pozos M-150 y M-133) y calculadas para el bloque oriental levantado del yacimiento β.

observed enthalpies indicate that reservoir boiling has occurred at least during 1986 and 1987. The lower observed enthalpies in this region as compared to the zone nearer to the fault, indicate that there is cold water recharge in this northern fringe area of the geothermal system.

For the portion of the eastern upthrown block of the β reservoir nearest to Fault H the calculated increases in enthalpy are slightly delayed with respect to the observed ones (Fig. 18). This delay can be explained by mesh discretization effects. The calculated enthalpies for this area tend to be constant between 1979 and 1985 (around 385 kcal/kg; about 1610 kJ/kg), and then start to increase in 1986 (Fig. 18). This trend reflects the boiling in the model starting in 1986.

In the region farther away from the fault (e.g., near well M-133) the calculated and observed enthalpies (well M-133) match well (Fig. 19). The enthalpies between 1978 and 1985 are constant (around 380 kcal/kg; about 1590 kJ/kg) and then rise to 460 kcal/kg (about 1925 kJ/kg) by 1988, the model shows reservoir boiling beginning in 1986.

Western upthrown block. Figure 20 shows the observed and calculated 1973-1987 pressures for the western upthrown block of the β reservoir at 1800 m depth. Prior to any production in the field (1973) the pressures were about 165 bars (adjusted pressure from 1700 to 1800 m depth; Fig. 12). The first reported representative pressure in the area near well E-9 (data from wells E-3, E-9 and E-14) after production started, was 144 bars in 1981, a drop of 21 bars from pre-exploitation conditions. The pressure fluctuated between 1984 and 1986 possibly in response to variations in annual fluid production rates (Table 2).

There is good agreement between the observed and computed pressures for 1985 and 1986, but the 1984 calculated pressure is 10 bars higher than the observed one. The calculated pressures shows a decrease from about 161 bars in 1973 to 157 bars in 1978 (Fig. 20) before significant production had occurred (Table 2). Then, with increasing production, the pressures dropped to 141 bars in 1983, and then began to fluctuate due to varying production rates.

Some wells in the western upthrown block of the β reservoir are characterized by increasing enthalpies, while others by their fairly constant values. The wells with increasing enthalpies are found in the main portion of this block; i.e. east of Fault L, west of the sandy gap, north of Fault H, and as far north as E-14 (Fig. 5). The enthalpy behavior of well E-2 (Fig. 21) is typical for this area. The enthalpies increase from about 360 kcal/kg (about 1505 kJ/kg) in 1984 to about 600 kcal/kg (about 2510 kJ/kg) in 1988, suggesting reservoir boiling starting around 1986. This boiling could be in response to an increasing overall exploitation of the β reservoir (Table 2), with natural recharge not keeping pace with production. León de Vivar (1988) and Truesdell et al. (1989) have also suggested reservoir boiling in this portion of the field.

Northwest of the area just described, i.e., west of Fault L and north of E-14, the enthalpies are fairly low and constant (generally less than 400 kcal/kg (about 1675 kJ/kg; e.g., well E-3, Fig. 22). The constant enthalpy shown by the wells in this

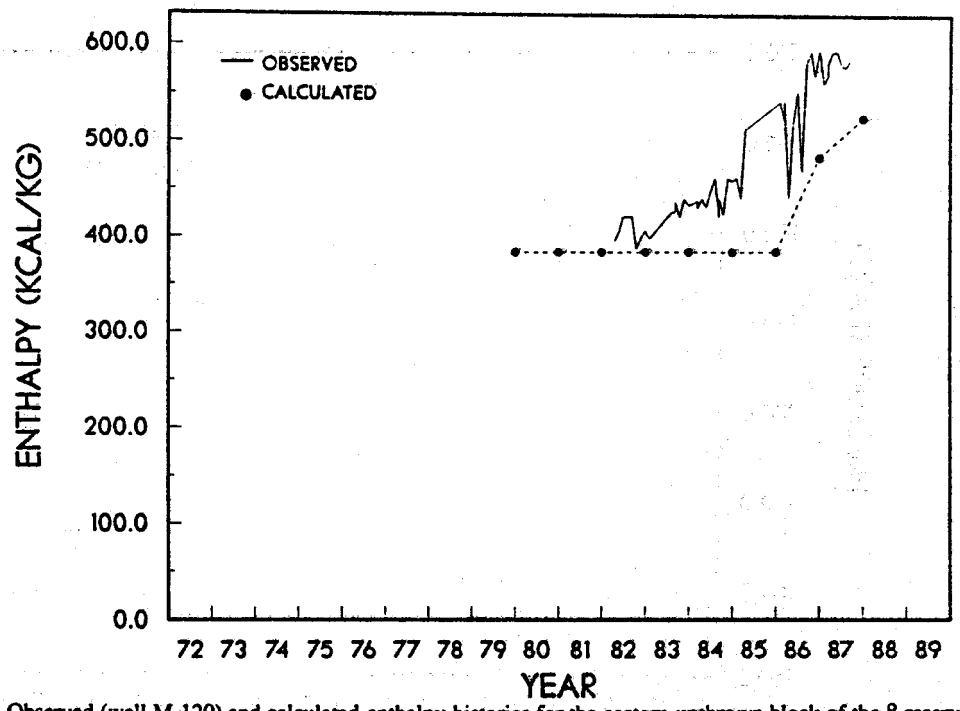


Figure 18. Observed (well M-120) and calculated enthalpy histories for the eastern upthrown block of the β reservoir near Fault H.

Historia de las entalpïas observadas (pozo M-120) y calculadas para la zona cercana a la Falla H en el bloque oriental levantado del yacimiento β.

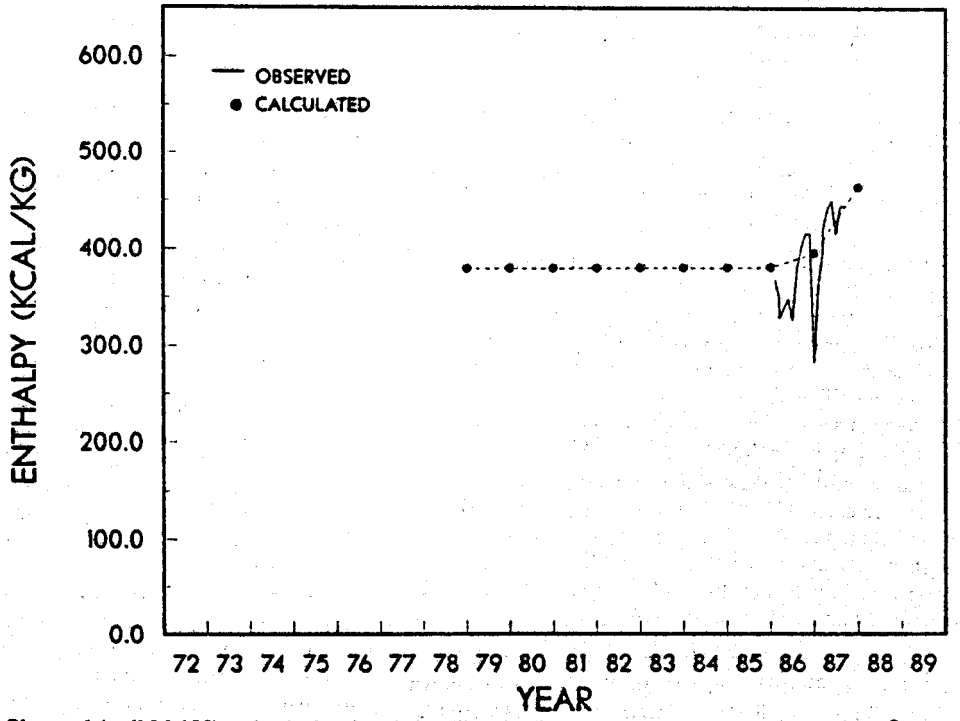


Figure 19. Observed (well M-133) and calculated enthalpy histories for the eastern upthrown block of the β reservoir farther to the north of Fault H (near M-133).

Historia de las entalpïas observadas (pozo M-133) y calculadas para la zona distante y al norte de la Falla H, en el bloque oriental levantado del yacimiento β (cerca del M-133).

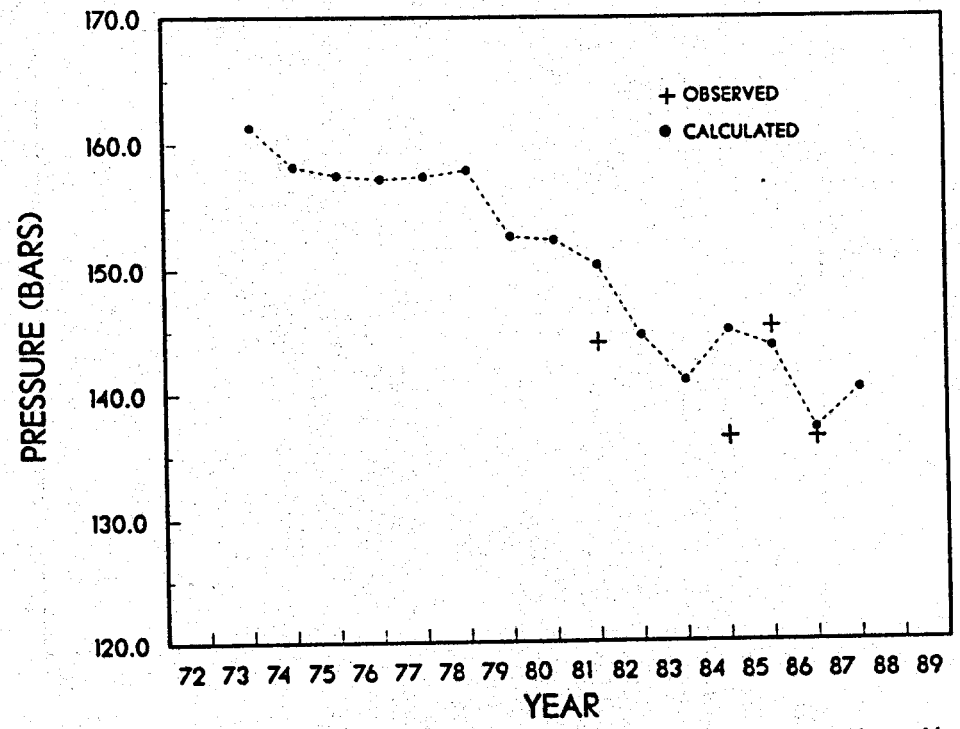


Figure 20. Observed (wells E-3, E-9, and E-14) and calculated pressure histories for the western upthrown block of the β reservoir.

Historia de las presiones observadas (pozos E-3, E-9 y E-14) y calculadas para el bloque occidental levantado del yacimiento β.

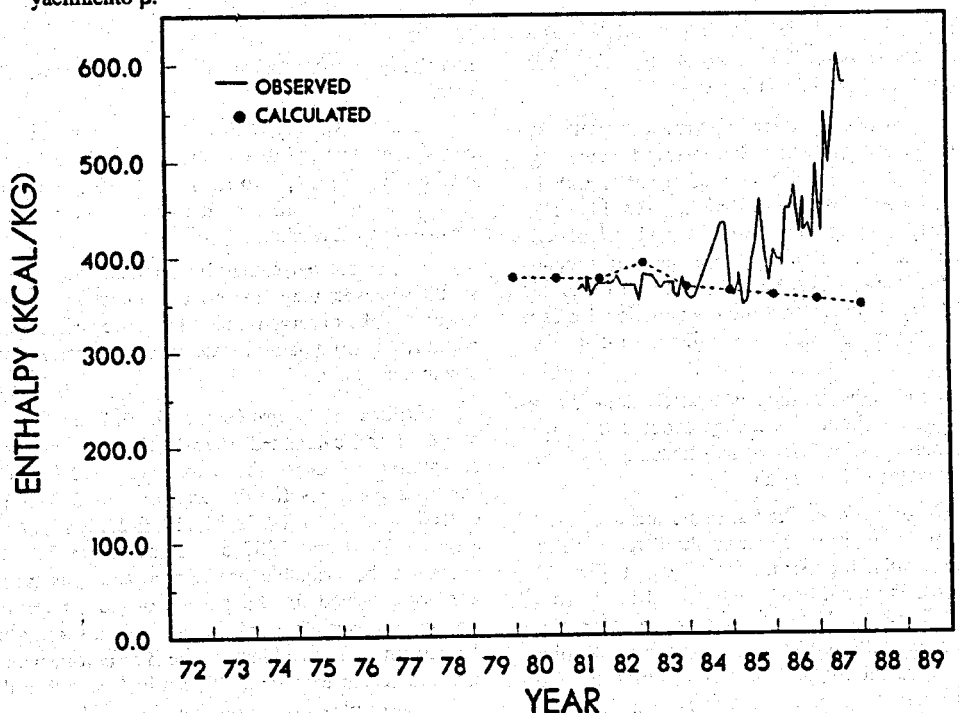


Figure 21. Observed (well E-2) and calculated enthalpy histories for the western upthrown block of the β reservoir near Fault H.

Historia de las entalpías observadas (pozo E-2) y calculadas para la zona cercana a la Falla H en el bloque occidental levantado del yacimiento β.

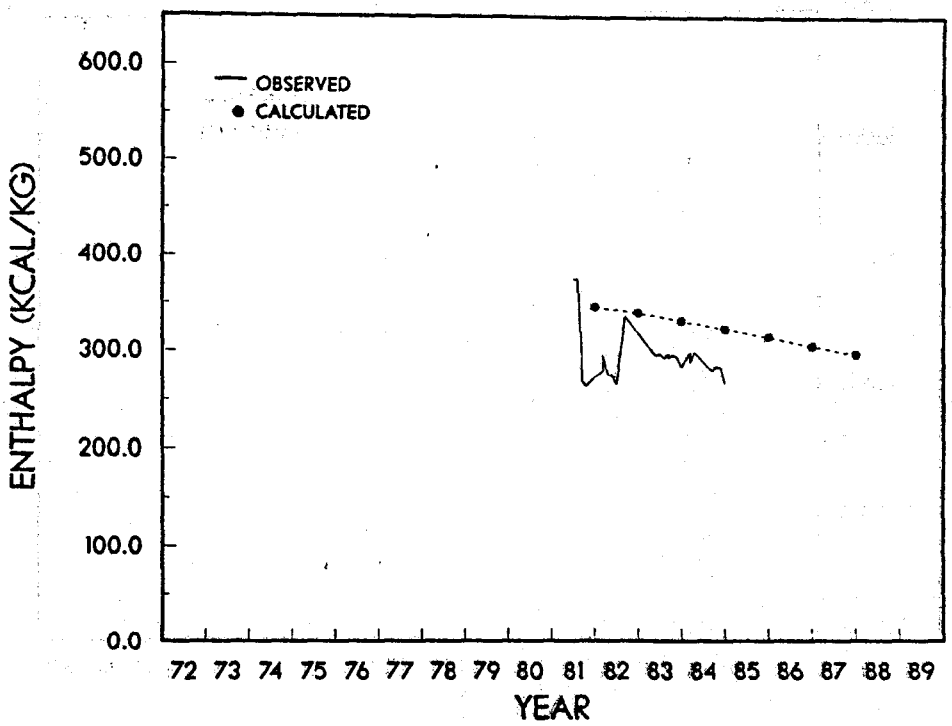


Figure 22. Observed (well E-3) and calculated enthalpy histories for the western upthrown block of the β reservoir, farther to the north of Fault H (near E-3).

Historia de las entalpías observadas (pozo E-3) y calculadas para la zona distante y al norte de la Falla H, en el bloque occidental levantado del yacimiento β (cerca del E-3).

region indicate that there is no boiling and probably cold water recharge is occurring from the north and west.

In the main portion of the western upthrown β reservoir, the calculated enthalpies do not show the observed increasing trend. The model instead presents a slow decrease in enthalpies with time, and some temporary boiling in 1982 (Fig. 21). Except for this early boiling, the observed and calculated enthalpies appear to be approximately the same until around 1984. The increasing values observed after that year could be reproduced by the model by refining the computational mesh and reducing somewhat the permeability assigned to that producing area.

The calculated enthalpies for the northwestern area of this block, north of E-14, are about 50 kcal/kg (about 210 kJ/kg) higher than those observed, and show a decreasing trend as opposed to fairly constant observed values.

Western downthrown block. Pressure data are not available for the western downthrown block of the β reservoir at 2100 m depth. The calculated pressures for this depth (Fig. 23) show a general decreasing trend between 1973 and 1978 (from 188 to about 184 bars), and then the pressure generally declines to 169 bars in 1985, reflecting changes in production rates. The decline in calculated pressures to 158 bars in 1986 is partly due to an increase in production rates in this area of about 30 kg/sec, but is probably mostly because of the significant increase in total fluid extracted from the eastern regions of the β reservoir, associated with the coming on line of CPII and CPIII. This would decrease the inflow of geothermal fluids into the western downthrown block of the β reservoir.

The wells completed in this part of the field show fairly constant enthalpies [about 340 kcal/kg (about 1425 kJ/kg); e.g., well M-73, Fig. 24]. No reservoir boiling is occurring in this area, probably because of the cold water recharge from the west and possibly south.

The calculated enthalpies for this region are almost constant. However, they are about 140 kcal/kg (about 585 kJ/kg) lower that the observed ones. The lower calculated enthalpies could result from natural state model temperatures that are too low in the region.

Eastern downthrown block. Figure 24 shows the observed and calculated 1973-1987 pressures for the eastern downthrown block of the β reservoir at 2700 m depth. The observed pressures for the area near well T-366 (data from wells T-366, T-348, T-350, M-119, E-21, E-23, and E-27) show between 1980 and 1987 a decrease from 239 to 188 bars. Based on the available production data, this type of decline was not expected for this portion of the β reservoir. Instead, the pressure was expected to decline in a similar manner as in the eastern upthrown block of the β reservoir, which showed a pressure decrease of about 30 bars in 1986, when the CPII and CPIII power plants came on line. In particular, for the eastern downthrown block of the β reservoir, pre-1986 fluid production was rather insignificant, ranging between 2 and 50 kg/sec (Table 2), which should have only resulted in a general pressure decline of about 10 to 15 bars, at the most. Then, when

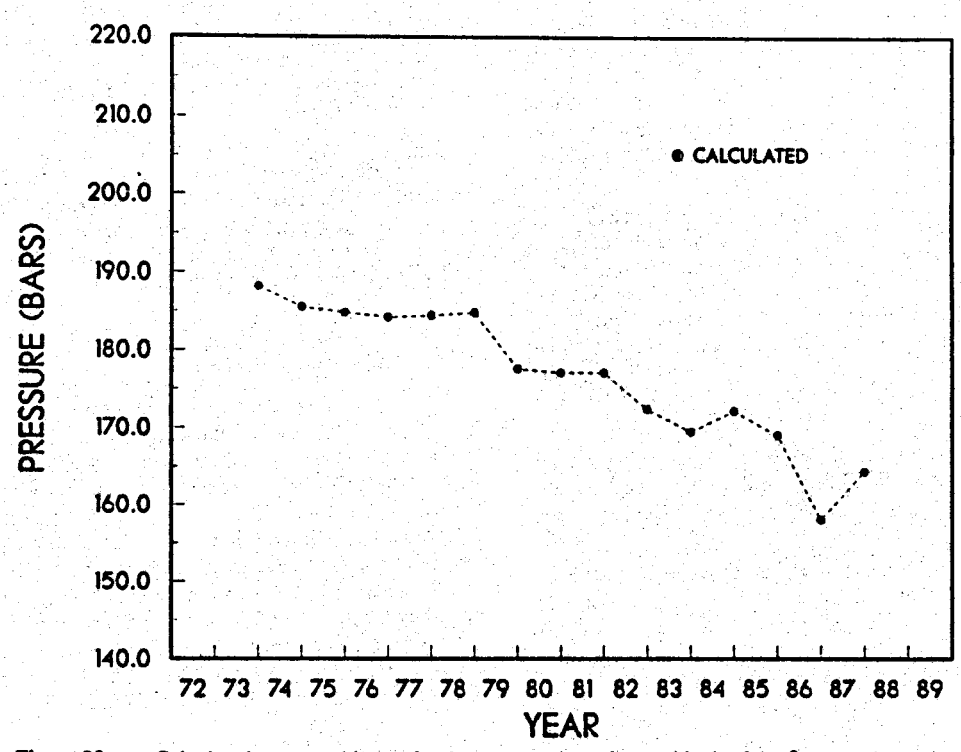


Figure 23. Calculated pressure history for the western downthrown block of the β reservoir.

Historia de las presiones calculadas para el bloque occidental hundido del yacimiento β.

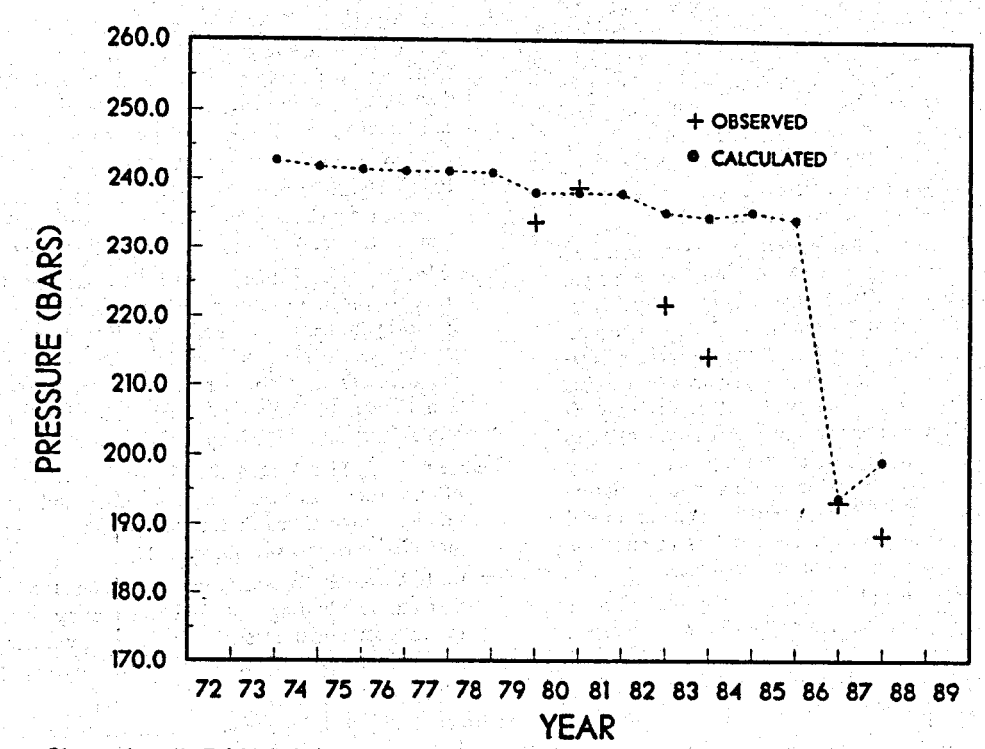


Figure 24. Observed (wells T-366, T-348, T-350, M-119, E-21, E-23, and E-27) and calculated pressure histories for the eastern downthrown block of the β reservoir.

Historia de las presiones observadas (pozos T-366, T-348, T-350, M-119, E-21, E-23 y E-27) y calculadas para el bloque oriental hundido del yacimiento β.

the production increased from about 2 kg/sec in 1985 to about 940 kg/sec in 1986, a significant drop of at least 30 to 40 bars should have been observed. We cannot explain the observed pressure history shown in Figure 24, unless it is due to significant fluid production of stand-by wells, most of which were "on-bleed", before they were connected to the new power plants. (If this production data becomes available, it will be incorporated into the model.)

As indicated, the calculated and observed pressures for this area do not match (Fig. 24). However, the calculated pressures in the vicinity of T-366 do show a trend that one would have expected based on the production history of Cerro Prieto (Table 2). Between 1973 and 1985 these pressures gradually decline from about 243 to 235 bars. Then, in 1986 a pressure drop of about 35 bars occurred when the new power plants came on line, followed by a small recovery of about 4 bars in 1987.

The 1982-1988 observed enthalpies are fairly constant (340 kcal/kg; about 1425 kJ/kg). The data suggests no reservoir boiling; the area probably has cold water recharge from the east and south.

The calculated enthalpies for this region also tend to be constant, however they are about 180 kcal/kg (about 755 kJ/kg) lower than the observed ones. As in the case of the western upthrown block, in this part of the model the natural state reservoir temperatures in the model seem to be too low.

CONCLUSIONS

After a considerable effort in calibration three-dimensional simulation model of the Cerro Prieto geothermal field has been developed. Even though the computational mesh needs to be refined, it reproduces the basic features of the complex geology of this high-temperature system. For pre-exploitation (natural state) conditions the model gives fluid flow patterns consistent with those of the hydrogeologic model of Halfman et al. (1984, 1986b). There is relative good correspondence between the calculated and observed temperature and pressure distributions throughout the field.

The 1973-1987 exploitation period has been simulated using the geometry and parameters of the natural state model. Fluid production was modeled by incorporating time-dependent sinks in different mesh elements. There is a general good match between observed and computed reservoir pressures and enthalpies. However, some differences still exists that will be reduced by refining the mesh and modifying various parameters in the model, especially permeability (e.g., to change the rate of cold and hot water recharge) and porosity (e.g., to increase/decrease reservoir boiling rates). Future efforts will also include the "tuning" or testing of the model against other type of data, for example changes in reservoir fluid chemistry and surface (or downhole) resistivity.

This study has shown and confirmed the results of other authors i.e., the on-going exploitation of the Cerro Prieto reservoir has resulted in:

(1) large reservoir pressure drawdown, especially in the eastern regions of the field;

(2) significant influx of colder waters into the geothermal system along all but its northern boundaries; and

(3) generalized boiling in the upthrown block of the β reservoir. There are evidences of localized boiling around wells completed in the α reservoir and some wells in the β reservoir (e.g. Truesdell et al., 1989); this is not reproduced by the model because of the coarseness of the computational mesh.

Even though this is a progress report of an on-going reservoir numerical modeling effort, we tentatively conclude that the reservoir management plan for the Cerro Prieto system needs to be reevaluated to reduce pressure drawdown that results in reservoir boiling, and significant encroachment of colder groundwaters into the system.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank Sally Benson and Karsten Pruess for reviewing the manuscript, and Diana Parks for her assistance in producing the paper. Special thanks are due to our CFE colleagues of the Superintendencia General de Estudios of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto, and of the Departamento de Evaluación y Yacimientos of the Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos for providing the field data used in this study and discussing our results. The work was supported by the Assistant Secretary for Conservation and Renewable Energy, Office of Renewable Energy Technologies, Geothermal Technology Division of the U.S. Department of Energy under contract DE-AC0376SF00098.

REFERENCES

Bermejo, M., F. J., F. X. Navarro O., F. Castillo B., C.A. Esquer, and C. Cortéz A., 1979. Pressure variations at the Cerro Prieto reservoir during production, Proc. Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexicali, Mexico, Oct. 17-19, 1979, pp. 473-493.

Elders, W. A., D. K. Bird, A. E. Williams, and P. Schiffman, 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico, *Geothermics*, Vol. 13, pp. 27-47.

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 based upon petrological and isotope geochemical criteria, Proc. Third Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, March 24-26, 1981, San Francisco, California; Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-11967, pp. 102-109.

Goldstein, N. E., M. J. Wilt, and D. J. Corrigan, 1984. Analysis of the Nuevo Leon magnetic anomaly and its possible relation to the Cerro Prieto magmatic-hydrotheraml system, *Geothermics*, Vol. 13, pp. 3-11.

Grant, M. A., A. H. Truesdell, and A. Mañón, 1984. Production induced boiling and cold water entry in the Cerro Prieto geothermal reservoir indicated by chemical and physical measurements, *Geothermics*, Vol. 13, pp. 117-140.

Halfman, S. E., M. J. Lippmann, R. Zelwer, and J. H. Howard, 1984. A geologic interpretation of the geothermal fluid movement in Cerro Prieto field, Baja California, Mexico, *Assoc. Pet. Geol. Bull.*, Vol. 68, pp. 18-30.

Halfman, S. E., M. J. Lippmann, G. S. Bodvarsson, 1986a. Quantitative model of the Cerro Prieto field, Proc. 11th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, January 21-23, 1986, Stanford, CA, pp. 127-134.

Halfman, S. E., A. Mañón, and M. J. Lippmann, 1986b. Update of the hydrogeologic model of the Cerro Prieto field based on recent well log data, *Geothermal Resources Council Trans.*, Vol. 10, pp. 369-375.

León de Vivar, J., 1988. Presencia de dos fases en el yacimiento del campo geotérmico de Cerro Prieto, *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía*, Vol. 4, No. 1, pp. 203-211.

Lippmann, M. J., and G. S. Bodvarsson, 1983. Numerical studies of the heat and mass transport in the Cerro Prieto geothermal field, Mexico, *Water Resources Research*, Vol. 19, No. 3, pp. 753-767.

Lippmann, M. J., A. H. Truesdell, A. Mañón M., and S. E. Halfman, 1989. The hydrogeologic-geochemical model of Cerro Prieto revisited, paper presented at the 14th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, January 24-26, 1989.

Mercado, G. S., 1976. Movement of geothermal fluids and temperature distribution in the Cerro Prieto geothermal field, in Proceedings, Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, May 20-29, 1975, Washington, D.C., U.S., Government Printing Office, Vol. 1, pp. 489-494.

Pruess, K., 1988. SHAFT, MULKOM AND TOUGH: A set of numerical simulators for multiphase fluid and heat flow, *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía*, Vol. 4, No. 1, pp. 185-202.

Rivera, R. J., F. Bermejo, F., Castillo, H. Pérez, and A. Abrajáin, 1982. Update of the temperature behavior and distribution in Cerro Prieto II and III, Proc. Fourth Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Com. Fed. de Elect., Guadalajara, Mexico, August 10-12, 1982, pp. 93-112.

Truesdell, A. H. and M. J. Lippmann, 1986. The lack of immediate effects from the 1979-1980 Imperial and Victoria earthquakes on the exploited Cerro Prieto geothermal reservoir, *Geothermal Resources Council Trans.*, Vol. 10, pp. 405-411.

Truesdell, A. H., B. Terrazas, L. Hernández, C. Janik, L. Quijano, and R. Tovar, 1989. The response of the Cerro Prieto reservoir to exploitation as indicated by fluid geochemistry, this volume.

COLD WATER RECHARGE ANALYSIS AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD.

(ANALISIS DE LA RECARGA DE AGUA FRIA EL CAMPO GEOTHERMICO DE CERRO PRIETO)

A. Pelayo L., M. L. Hernandez G., and J. D. D. Ocampo D.

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
COORDINADORA EJECUTIVA DE CERRO PRIETO
MEXICALI, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

ABSTRACT.

This paper presents the interpretation of results obtained from the last downhole static pressure and temperature simulated histories in the field. Analysis of the lower temperature water recharge phenomenon from the upper layers of the exploitated reservoir shows that the structural system governs the infiltration to the geothermal aquifer.

ANALISIS DE LA RECARGA DE AGUA FRIA EN EL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO.

A. Pelayo L. (C.E.C.P.), M. L. Hernandez G. (C.E.C.P.) J.D.D. Ocampo D.(C.E.C.P.)
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto.
Mexicali,Baja California, México.

RESUMEN.

En este trabajo se presentan los resultados de la interpretación obtenida a partir de las historias de evolución de la presión estática de fondo y - temperatura de la última simulación efectuada sobre el campo, así como del archivo de información geológica por lo que se analiza el fenómeno de recarga de agua de menor temperatura proveniente de los estratos superiores al yacimiento en explotación, resultando que los sistemas estructurales - gobiernan las infiltraciones hacia el acuífero — geotérmico.

INTRODUCCION.

De acuerdo a la explotación del yacimiento se ha tratado de encontrar respuesta en las variaciones obtenidas relacionando alguna de estas al sistema de recarga. Por lo que fué necesario analizar las tendencias mostradas por el espesor de sedimentos no consolidados e incursionar en las profundidades que tendría que recorrer el fluido para incorporarse al sistema. Los datos de presión y temperatura en principio han permitido visualizar cambios relevantes asociados a entradas de fluido.

BOSQUEJO GEOLOGICO.

De acuerdo a la información generada se han logrado definir las tendencias de las diferentes unidades litológicas del campo geotérmico de Cerro — Prieto. A la base de la secuencia estratigráfica- se tienen rocas graniticas; sobreyaciendo a la - unidad anterior se tiene un cuerpo lutitico de color gris con espesor más o menos homogéneo, su - presencia ha sido corroborada en la mayoría de - los pozos por lo que desde el punto de vista depositional puede considerarse como una unidad estable. La conjugación de alta y baja energía de los procesos sedimentarios dieron lugar a la presencia de areniscas con apariencia física totalmente lenticular.

Continuando la secuencia estratigráfica se ha — propuesto la existencia, de una unidad arcillosa- la cual consta de lutitas cafés a la base y lodolitas a la cima, se relacionan por contactos transicionales y presentan lentes de areniscas cementadas por $CaCo_3$. El grado de consolidación así como su carácter laminar le dan un aspecto deleznable.

Dos emisiones volcánicas principales han sido — identificadas, en orden cronólogico, se tiene la interpretación de un cuerpo irregular el cual ha sido cortado en pozos y se relaciona a una actividad magmática el cual ha sido tema de estudio - por numerosos autores desde el punto de vista geológico, geofísico, geoquímico y de ingeniería de yacimiento. Así mismo, se ha postulado como una - relación directa a la fuente de calor del yaci — miento geotérmico.

De acuerdo a la sección A-A'. Se muestra una interpretación preliminar del cuerpo en cuestión el cual aparentemente aprovechó como conducto principal una estructura de dirección paralela a la falla Imperial para luego ramificarse tanto al E.- como al W.(pozos M-206 y NL-1).

Es importante ratificar que dicha falla actua como una barrera térmica hacia el E. tal como se observa en las isotermas de los pozos M-205 y M-206. En base a correlaciones litológicas se tiene un - gran salto reflejado por la cima de la unidad delutita gris así como la presencia de rocas volcánicas. La profundidad del basamento e incluso los planos de falla han sido detectados en líneas de- estudio sismológicos de reflexión 3-3' y 2-2' de- 1980 y 1983 respectivamente.

La siguiente emisión está representada por rocas- riodacíticas que corresponden al volcán de C.P. - el cual tiene una altura aproximada de 260 m. al respecto se han efectuado diversos estudios destacando los de Boer (2do. simposio sobre el campo - geotérmico de C.P.).

Finalmente se tienen las unidades cuaternarias — enumeradas por una gran depositación de sedimentos clásticos no consolidados constituidos por - arcillas, arenas y escasas gravas. La figura (1)- muestra la distribución a profundidad. Hacia el- flanco W. del campo se tiene interdigitaciones - con sedimentos de pie de monte provenientes de la sierra de los Cucapas.

VARIACIONES EN LA TEMPERATURA Y PRESION DURANTE - (1973 - 1988).

Para explicar las observaciones ocurridas en el - período de referencia fué necesario dividir en — áreas de acuerdo a la profundidad del yacimiento- enfocándose a la zona de explotación somera de - C.P.I y la zona profunda que abarca C.P.I., - - C.P.II y C.P.III.

La información utilizada fué producto de las historias de temperaturas y presión consideradas en- la actividad de modelado efectuado recientemente- por lo que los datos estan referidos al centro —

del elemento.

Respecto al yacimiento somero de C.P.I se tiene una anomalía termal de 300°C en promedio con elongación NW-SE al inicio de la explotación fig. 2.- Lo anterior tiene cierta relación en el cambio de dirección mostrado en el plano estructural de la- fig. 3 en donde la tendencia NW-SE es observable- en el sistema de fallas principales cercana a los pozos E-2 y M-42. Después de 6 años de explotación el mayor abatimiento fué de 13-19°C registrándose precisamente en el centro de la anomalía termal cercana al pozo M-27 fig. 4. Las porciones NW y SW indican cambios de 2-3°C.

El decremento anual promedio puede considerarse de 3.1°C por daño.

En cuanto al período 1973-1988 se define un decremento máximo de 30 a 34°C en la misma anomalía termal fig. 5 correspondiendo a 2.2°C por año estimándose que de 1979-1988 el abatimiento correspondió a 15°C en 8 años (1.8°C por año).

Respecto a los datos de presión se tiene que a partir de la configuración de isobaras para 1973- fig.6. La anomalía de mayor valor concuerda con la orientación NW-SE indicada anteriormente en la fig.2 el máximo abatimiento de presión de 1973-1979 fué de 20 a 24 bars. En las zonas circunvecinas pozos M-7 y O-473 se observan valores de 6-8- bars. fig. 7. El comportamiento mostrado durante- 1973-1988 indica valores de 14-15 bars. fig.8 lo- cual implica que existe una recuperación aproximadamente 9 bars. para el período 1979-1988.

Cabe señalar que comparativamente los datos de P. y T. indican una clara respuesta a la entrada de- agua fría al sistema geotérmico.

La zona del yacimiento profundo ha mostrado un mayor abatimiento de temperatura de 1973-1979 correspondiendo al área de C.P.I. con valor de 1-1.5°C fig.9. En la porción SE de C.P.II se observan 0.8 a 1°C.

Para el área de C.P.III, no se define prácticamente el abatimiento, ya que no se encontraba en explotación, es decir que puede indicar que las condiciones de temperatura en el acuífero geotérmico profundo permanecieron sin variación importantes. Con el incremento de la explotación para C.P.II y C.P.III se definió un máximo abatimiento para 1973-1988 de 15°C en forma aislada entre los límites de Cerro Prieto I y II precisamente cercano a los pozos T-400, T-401 y M-103. fig.10. La parte SE de C.P.II registró un valor de 6°C mientras que para C.P.III el máximo valor de abatimiento fué de 7°C. Los valores de las fronteras indican- un ligero enfríamiento.

Los datos de presión para el período de 1973- 1979 indican que el abatimiento se registró en C.P.I siendo máximo al Norte del pozo M-27 con 18 bars. en forma aislada y en general de 6 bars. para la zona de explotación fig. 11. Con el inicio de producción de C.P.II y C.P.III se definió para el período de 1973 a 1988 con abatimiento de 32 a 56 bars. en forma generalizada al centro de C.P.- II, III e incluso en los bordes de C.P.I pozo T-400 fig. 12. de lo anterior se deduce un abatimiento anual de 2.1-3.7 bars.

IMPLICACIONES ESTRUCTURALES EN FUNCION DE RECARGA.

Considerando que la fuente de recarga de agua fría es el acuífero aluvial caracterizado por los sedimentos no consolidados, se analizó su tendencia a profundidad encontrándose que para la zona de C.P.I corresponde un espesor de 900 m.
De acuerdo al plano estructural fig. 3 el alineamiento de dicho espesor corresponde para las fallas principales de C.P.I con dirección NW-SE. Hacia los límites de C.P.I con C.P.II y C.P.III existe una marcada tendencia a profundizarse hasta 1150 m pozo M-103.

Bordeando el área de C.P.II se tiene un valor de- 1500 m con profundizaciones de 1950 y 2150 hacia- el Norte y Sur respectivamente. Para el área de- C.P.III en general se tienen 1550 m como máximo.- La diferencia observada entre las áreas así como- su profundización excesiva hacia el Este pozo M-198 y M-203 tiene cierta relación con los sistemas estructurales principales de dirección NE-SW- fig. 3. La figura 13 es una representación tridimensional del espesor de los sedimentos clásticos no consolidados.

De acuerdo a la información térmica obtenida por- la zona de pozos son distinguibles los gradientes conductivo y convectivo. El valor de temperatura- que marca el límite entre gradientes es aproximadamente 100°C por lo que para la temperatura de 200°C se considera que la circulación o movimiento de fluido corresponde a la parte superior del- yacimiento y que al momento de explotar migra hacia profundidades centrales del yacimiento todo esto por efectos de movimientos convectivos.

Con la finalidad de encontrar respuesta sobre la infiltración de fluido frío al sistema geotérmico se configuró el espesor comprendido entre la cima de los sedimentos consolidados y la profundidad a la que se encontró la temperatura de 200°C fig. 14 de donde se observa que la curva de 275 m abarca principalmente al área de C.P.I y C.P.III.

De acuerdo a la fig. 3 la afectación de las fallas principales causan anormalidades en el espesor de referencia lo cual indica zonas adelgazadas o de poco espesor para que el fluido frío se infiltre más rápidamente a zonas de gradiente convectivo causando incorporación al sistema geotérmico. Aunque la curva general de 275 m abarca a C.P.III. La infiltración a partir del acuífero aluvial no es tan aceptable debido a la carencia de fallas principales. Para la zona de C.P.- II. Los espesores tienden a ser mayores, la causa es la existencia del patrón estructural de fallas

principales con dirección NW-SE que obviamente — facilitan el paso de fluidos provenientes del — acuífero aluvial.

La caída de las estructuras es hacia el Este y - causan profundización de los valores.

De acuerdo a estudios detallados de la informa — ción de pozos se infieren saltos máximos de 150 - a 200 m para las fallas principales en C.P.I., — mientras que para el sistema importante de C.P.II es de 100 - 250 m.

La representación tridimensional de los espesores fig. 15 muestran buena correspondencia con las - estructuras principales para C.P.I y C.P.II antes descritas.

CONCLUSIONES.

1. Para el período (1979-1988) el abatimiento de- temperatura para C.P.I disminuyó de 3.1 a 1.8°C - por año y se observó una recuperación de presión- de 9 bars aproximadamente lo cual permite con - - cluir que efectivamente hay infiltración a partir del acuífero aluvial. Lo anterior ha sido también observado por Truesdell et al, 1989 a partir de - estudios geoquímicos.

2. Fundamentalmente el sistema estructural juega- un papel relevante el cual facilita la entrada de agua fría en C.P.I y C.P.II. Hacia C.P.III las — estructuras son de menor importancia lo cual difi culta la entrada de agua de menor temperatura al- sistema.

3. De acuerdo a la fig. 1 sección A-A' existe entrada de fluido frío en la parte Este del campo a lo largo del bloque del alto de la falla Imperial.

4. El análisis de espesores entre la cima de sedi mentos consolidados y el valor de profundidad a - la que se encontró la temperatura de 200°C indi - can las anormalidades causadas por las estructu-- ras principales del campo.

5. Para las fronteras del yacimiento se observa- ron cambios que posiblemente reflejan cierta mo— vilidad de fluidos hacia la parte central lo cual puede fundamentarse por efectos de explotación.

BIBLIOGRAFIA.

Boer D. J. (1979)
Paleomagnetism of the Quaternary Cerro Prieto, — Evater Elegante and Salton Buttes Volcanic domes- in the Northern part of the Gulf of California — rhombochasm.
Second Symposium on the Cerro Prieto Geothermal - field, Baja California, México.

Departamento de Exploración C.E.C.P. (1987)
Modelo estructural del campo geotérmico de Cerro- Prieto (reporte interno).

Departamento de Exploración C.E.C.P. (1987)
Tratamiento estadístico de isopacas en el Campo-- Geotérmico de Cerro Prieto (reporte interno).

Ocampo J.D.D., Ayuso M.A., Pelayo L. (1989).
Modelado del campo geotérmico de Cerro Prieto — C.F.E.- C.E.C.P.
(en prensa).

Grant M.A., Truesdell, and Mañon A.M. (1981)
Production induced boiling and cold water entry - in the Cerro Prieto Geothermal Reservoir indica - ted by chemical and physical measurements. Third- Symposium on the Cerro Prieto Geothermal field, - Baja California, México.

Pelayo A.L.- Ocampo J. D. (1989)
Respuesta mineralógica de las diferentes zonas de producción del campo geotérmico de Cerro Prieto.- (en prensa).

Truesdell A.H Benjamín Terrazas, Lourdes Hernan - dez, Cathy Janik, Luis Quijano, and Rigoberto To- var (1989).
The response of the Cerro Prieto reservoir to ex- plotation indicated by fluid geochemistry. (en - prensa).

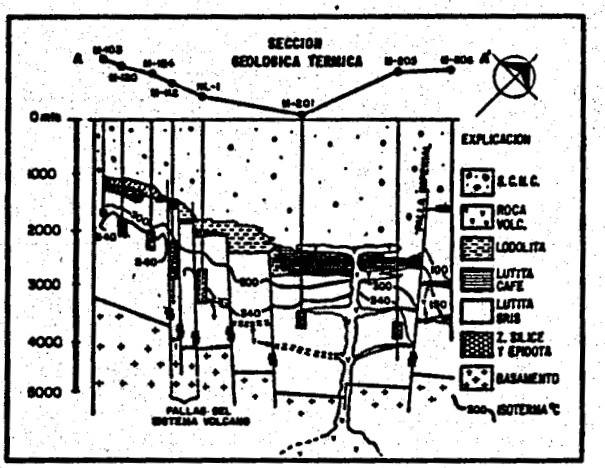


Fig.1 SECCION GEOLOGICA TERMICA

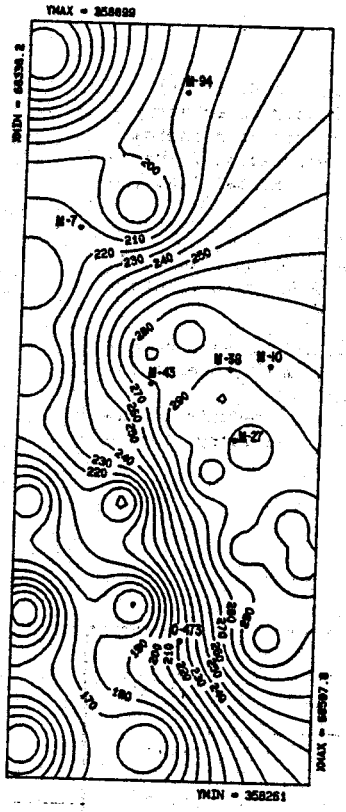


Fig. 2 TEMP. INICIAL 1973.

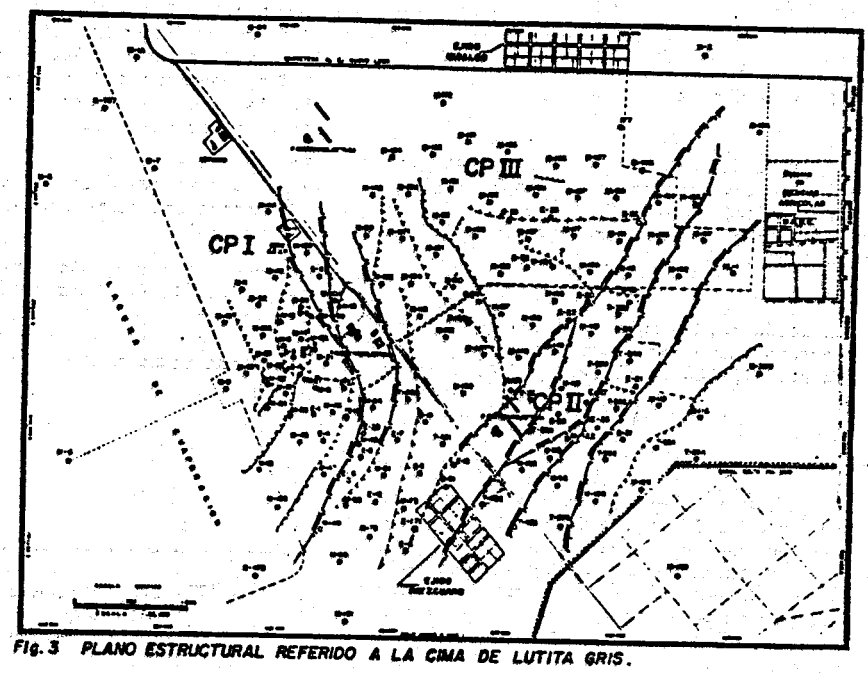


Fig. 3 PLANO ESTRUCTURAL REFERIDO A LA CIMA DE LUTITA GRIS.

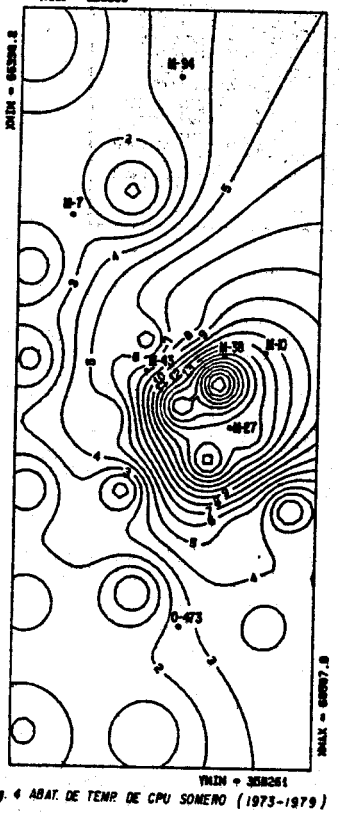


Fig. 4 ABAT. DE TEMP. DE CPU SOMERO (1973-1979)

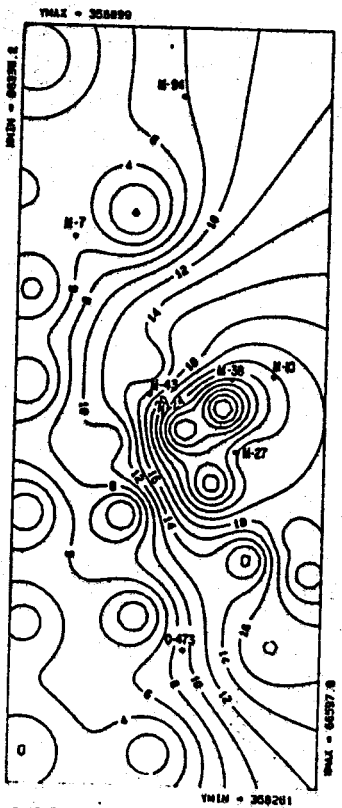


Fig. 5 ABAT. DE TEMP. DE CPU SOMERO (1973-1988)

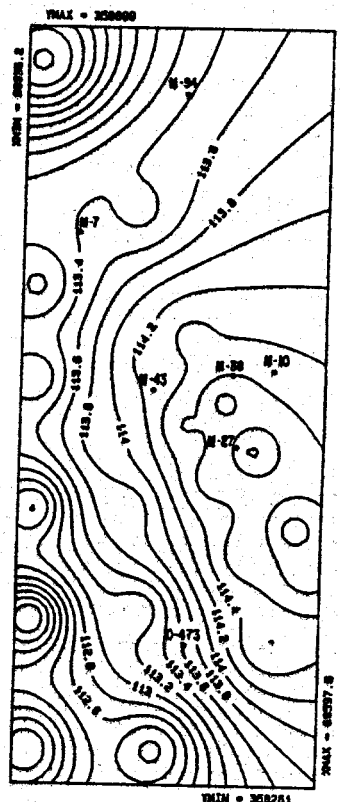


Fig. 6 PRESION INICIAL DE CPU SOMERO (1973)

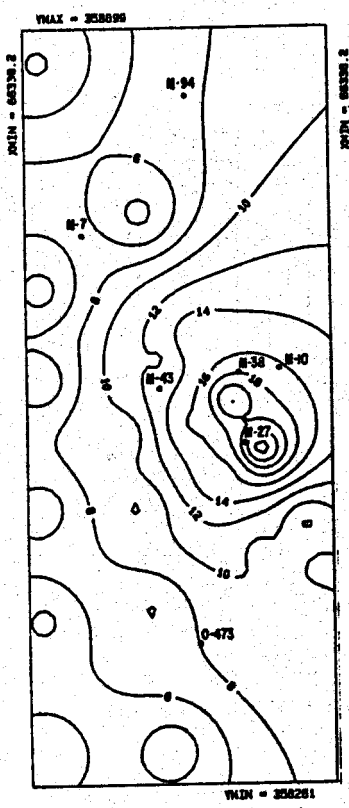


Fig.7 ABAT. DE PRESION DE CPU SOMERO (1973 - 1979)

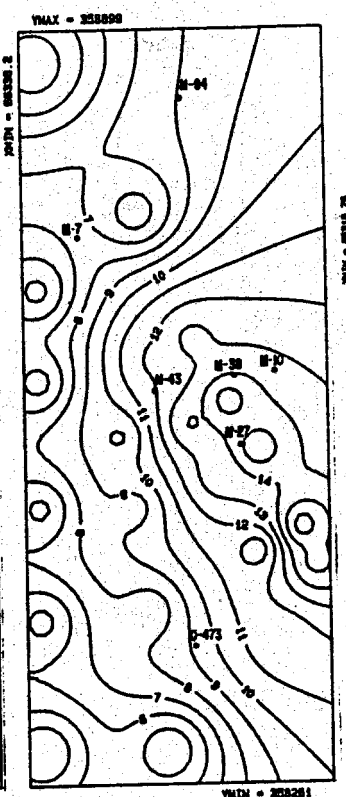


Fig. 8 ABAT. DE PRESION DE CPU SOMERO (1973 - 1988)

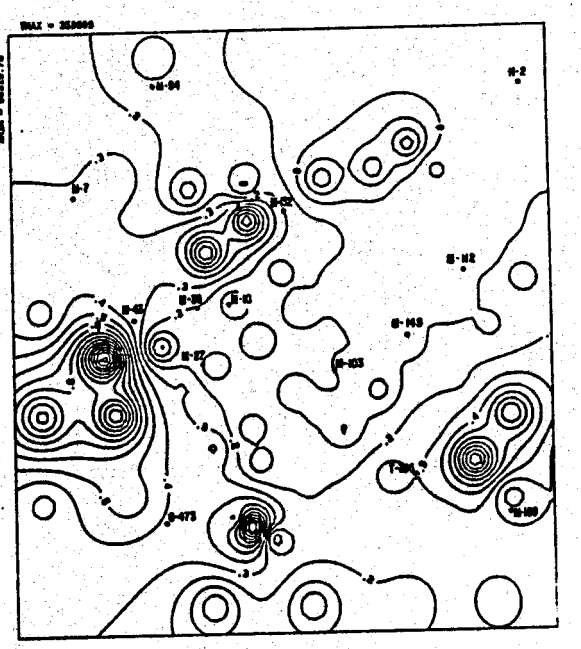


Fig. 9 ABAT. DE TEMPERATURA (1973 - 1979)

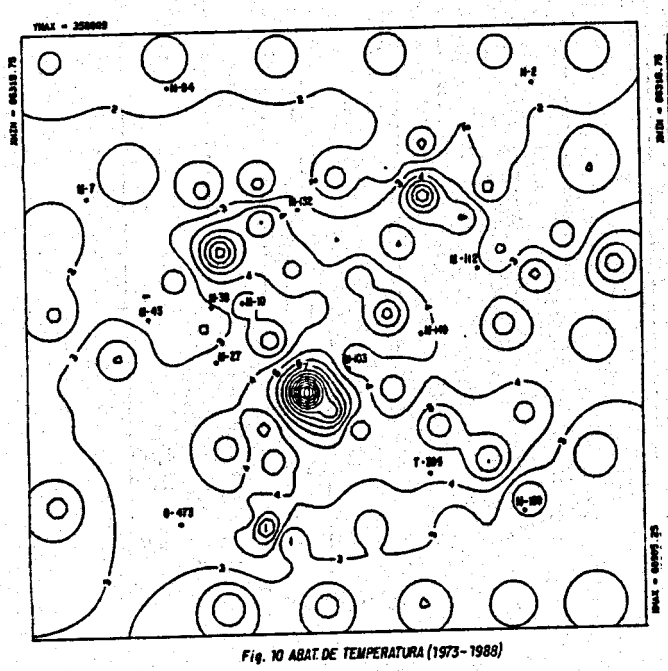


Fig. 10 ABAT. DE TEMPERATURA (1973 - 1988)

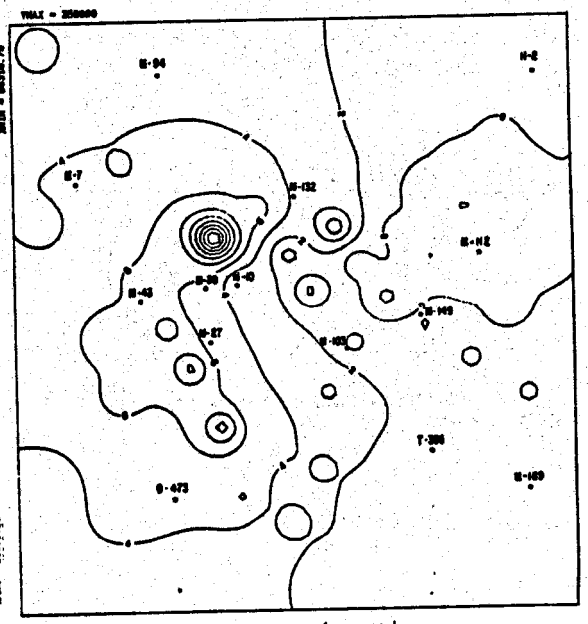


Fig. 11 ABAT. DE PRESION (1973 - 1979)

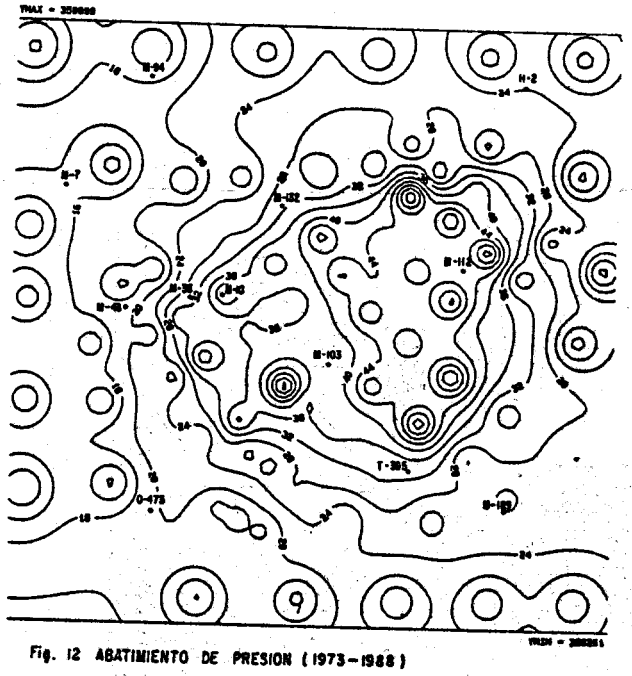


Fig. 12 ABATIMIENTO DE PRESION (1973-1988)

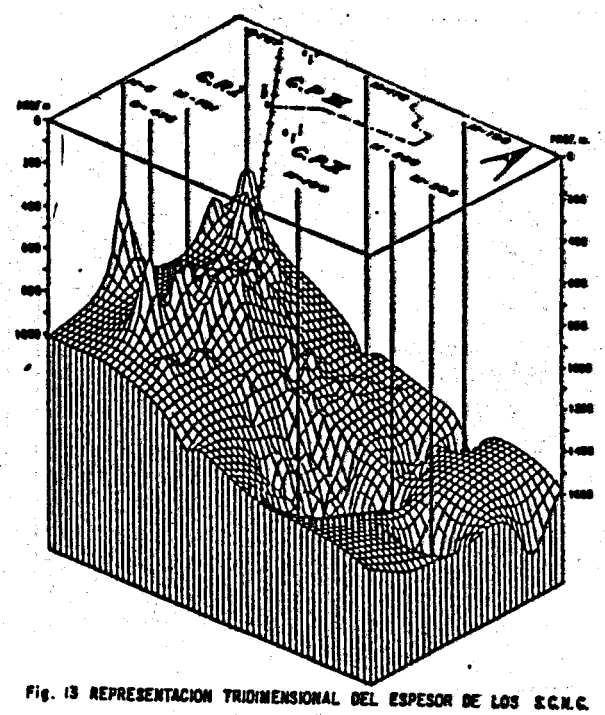


Fig. 13 REPRESENTACION TRIDIMENSIONAL DEL ESPESOR DE LOS S.C.N.C.

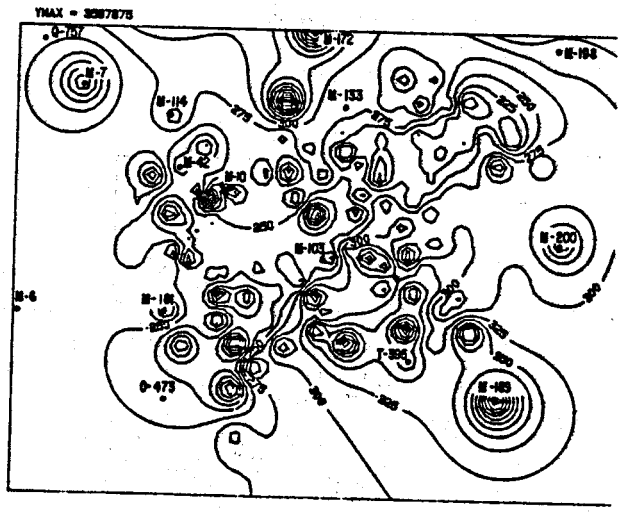


Fig. 14 CONFIGURACION DEL ESPESOR ENTRE LA CIMA DE S.C. Y LA TEMPERATURA DE 200 °C.

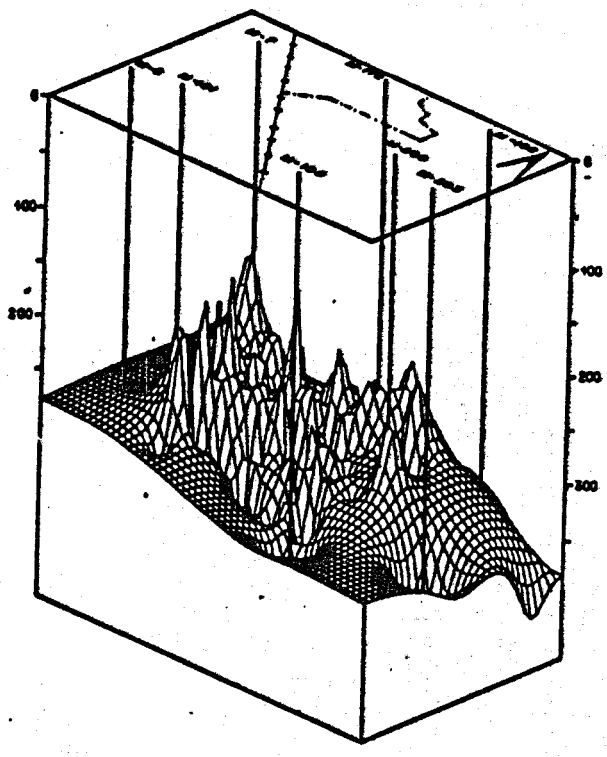


Fig. 15 REPRESENTACION TRIDIMENCIONAL DEL ESPESOR ENTRE LA CIMA DE S.C. Y LA TEMPERATURA DE 200°C.

PRESSURE TEST ANALYSIS AT CERRO PRIETO WELLS

(ANALISIS DE PRUEBAS DE PRESION EN POZOS DE CERRO PRIETO)

M. O. Ribó

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
COORDINADORA EJECUTIVA DE CERRO PRIETO
MEXICALI, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

ABSTRACT

As one of the main activities of the reservoir Engineering Department of the Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto of the Comision Federal de Electricidad, pressure transient well test analysis, applied in a regular manner, acts as a fundamental tool due it's known capacity to generate data needed to characterize a reservoir during exploitation and expansion, as is the case at Cerro Prieto.

Therefore, to assist the characterization of exploitation zones and actual or future numerical modeling studies, this paper presents the results obtained from interpreting the two-rate flow, buildup, and injectivity-falloff tests developed at the Cerro Prieto geothermal field since 1985.

A brief description of the applied interpretation methods is also presented.

ANALISIS DE PRUEBAS DE PRESION EN POZOS DE CERRO PRIETO

M.O. Ribó
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México

RESUMEN.

Como parte de las actividades regulares del Depto. de Ingeniería de Yacimientos de la Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto de la Comisión Federal de Electricidad, la realización de Pruebas Transitorias de Presión juega un papel fundamental debido a su conocida capacidad como herramientas indispensables para la caracterización de un yacimiento en plena explotación y expansión como es el caso de Cerro Prieto.

Así, con la finalidad de apoyar la caracterización de las zonas en explotación, así como de auxiliar a los estudios de simulación numérica de yacimiento presentes y a futuro, en este trabajo se presentan los resultados de las interpretaciones practicadas a las pruebas de Dos Gastos, Incremento e Inyección-Recuperación que, desde 1985 a la fecha, han sido efectuadas en los pozos M-6, M-9, M-110, M-113, M-181, M-197, M-200, O-473 y Q-757 del Campo Geotérmico de Cerro Prieto.

Asimismo, se presenta también una breve descripción de las técnicas utilizadas para la interpretación de las mismas.

INTRODUCCION.

En la etapa inicial de la investigación y explotación de todo campo geotérmico, las caracterizaciones del yacimiento deben basarse en la aplicación de modelos simplificados debido a la poca información disponible con que se cuenta, sin embargo, conforme el número de pozos perforados y la extracción de fluidos se incrementa a través de diferentes etapas de producción y/o expansión, se hace necesaria la reevaluación periódica del total de información que durante estas últimas sea posible obtener.

De esta manera, la realización de Pruebas Transitorias de Presión adquiere gran importancia debido a que su objetivo primordial es la determinación indirecta de parámetros petrofísicos propios del yacimiento donde, para la caracterización del mismo, resulta imprescindible que algunos de ellos, tales como la permeabilidad, porosidad y compresibilidad, sean determinados bajo condiciones reales de presión, temperatura y saturación.

Sin embargo y pese a su importancia, la realización de Pruebas Transitorias en campos geotérmicos en explotación comercial, se ve limitada por las maniobras operativas propias del manejo del campo, donde los pozos productores en su gran mayoría son requeridos para el suministro de vapor hacia las plantas generadoras y, por lo tanto, han de aprovecharse al máximo posible todos aquellos pozos que por alguna razón específica estén fuera del sistema o hayan dejado de fluir. Este hecho se hace más crítico para las Pruebas de Interferencia puesto que aun suponiendo la disponibilidad de dos ó más pozos que cumplan con los requerimientos de localización, terminación y estado mecánico necesarios, la información obtenida de él o los asignados como observadores (monitores) presentará altas probabilidades de estar distorcionada a causa de los efectos operacionales de los pozos cercanos.

Es por ello que desde 1985, solo ha sido posible realizar en Cerro Prieto pruebas de un solo pozo, como lo son las de Inyección-Recuperación, Dos Gastos e Incremento contenidas en este trabajo y enlistadas a continuación.

TIPO DE PRUEBA	POZOS	CANTIDAD
Incremento	M-110	1
	M-200	1
Dos Gastos	M-113	1
	M-197	1
	M-200	1
Inyección-Recuperación	M-6	4
	M-9	4
	M-181	2
	O-473	4
	Q-757	4

Las localizaciones particulares de cada uno de los pozos listados se presentan en la figura No. 1. Asimismo, los valores de la transmisibilidad (Kh), Factor de Daño (S), Coeficiente de Almacenamiento de la Formación (ØCth); así como los valores de la permeabilidad que fueron estimados al considerar el espesor de la formación (h) igual a la longitud del intervalo ranurado o zona de disparos de cada pozo; se presentan en la tabla de la figura No. 2 donde se incluyen a manera de referencia los gastos utilizados y las fechas de ejecución.

TECNICAS DE INTERPRETACION.

Para la interpretación de las citadas pruebas, que fueron realizadas de acuerdo a los procedimientos tradicionales ya establecidos para cada una, se aplicaron tres diferentes métodos que son: 1)- Mediante rectas semilogarítmicas según las técnicas desarrolladas por Horner[1] y por Miller, Dyes y Hutchinson (MDH)[1] ; 2)- Mediante las curvas tipo desarrolladas por Agarwal, Al-Hussainy y Ramey[1] y; 3)- Utilizando la derivada de la pre-

sión según la técnica de Bourdet, Whittle, Douglas y Pirard(2), (3).

A continuación se presenta una breve descripción de cada una de dichas metodologías donde se incluyen también las ecuaciones fundamentales correspondientes que fueron utilizadas para obtener los valores presentados en la figura No. 2.

1.- Rectas Semilogarítmicas: Esta técnica consiste en graficar en escalas semilogarítmicas los datos de prueba Pwf vs Δt (Horner) ó bien, ΔPwf vs Δt (MDH) y encontrar su pendiente gráfica para utilizarla según:

Puesto que la ecuación básica de ésta técnica es:

$$Pwf=Pi - 527.4 \frac{q\beta c\gamma\mu}{Kh}\left[\text{Log}\frac{K\Delta t}{\phi\mu C_t r_w^2} + 0.89 + 0.87S\right] \quad (1)$$

Resulta claro que al graficar Pwf (o $\Delta Pwf=Pi-Pwf$) - vs Log Δt, se genera una recta cuya pendiente m es:

$$m = 527.4 \frac{q\beta c\gamma\mu}{Kh} \quad (2)$$

De donde:

$$Kh = 527.4 \frac{q\beta c\gamma\mu}{m} \quad (3)$$

Asimismo, haciendo que:

$$Pi = Pwf/\Delta t = 0$$

$$Pwf = Pwf/\Delta t = 1 \quad (\text{Log } \Delta t = 0)$$

el Factor de Daño "S" puede encontrarse de (1) por:

$$S=1.151\left[\frac{Pwf/\Delta t=1 - Pwf/\Delta t=0}{m} - \text{Log}\frac{Kh}{\phi C_t h\mu r_w^2} -0.891\right] \quad (4)$$

Aplicando el principio de superposición en el tiempo a la ecuación (1), se generan diferentes ecuaciones aplicables a los distintos tipos de pruebas según:

$$Pwf=Pi-m\left[\text{Log}\,\Delta t^n \frac{(t+1)}{\Delta t}\right] \quad n=\frac{q2}{q1} \quad \text{Dos gastos} \quad (5)$$

$$Pwf=Pi-m\left[\text{Log}\frac{t+\Delta t}{\Delta t}\right] \quad \text{Recuperación e Incremento} \quad (6)$$

$$Pwf=Pi-m\ \text{Log}\ \Delta t \quad \text{Inyección} \quad (7)$$

Donde, en las ecuaciones (5), (6) y (7) m es la pendiente de la recta semilogarítmica de Pwf vs Δt^n $\left(\frac{t}{\Delta t}+1\right)$; $\frac{t+\Delta t}{\Delta t}$ o Δt según el tipo de prueba y estará dada, en todos los casos, por la ecuación (2).

Sin embargo, debido a que (1) es una solución de la ecuación de difusividad que resulta suponiendo la existencia de un patrón de Flujo Radial, esta técnica solo resulta a aquellas pruebas donde dicho Flujo Radial haya sido plenamente identificado (4) (5).

2.- Curvas Tipo: Esta técnica consiste en utilizar de manera convencional las curvas tipo de Agarwal, Al-Hussainy y Ramey (C6 de la referencia 1), sobreponiendo una gráfica logarítmica (Log-Log) de ΔPwf vs Δt, determinar un punto de ajuste (match point) para aplicar las ecuaciones:

$$Kh = 456786.947 \frac{q\beta c\gamma\mu (P_D)_M}{(\Delta Pwf)_M} \quad (8)$$

$$\phi Cth = 3.484227 \frac{Kh\ (\Delta t)_M}{r_w^2\mu(T_D)_M} \quad (9)$$

Además, el valor del Factor de Daño "S" y del Coeficiente Adimensional de Almacenamiento del pozo "C_D", se obtienen directamente del ajuste realizado.

Es importante remarcar que esta técnica solo es aplicable para el intervalo de flujo transitorio que se presenta en la gran mayoría de las pruebas una vez que los efectos de almacenamiento del pozo hayan cesado; así como para aquellas donde se haya indentificado la presencia de flujo radial a tiempos posteriores a dicho transitorio.

3.- Derivada de la Presión: Esta técnica consiste en graficar en papel logarítmico (Log-Log) los valores de $\Delta t Pwf'$ vs Δt, que calculados a partir de los datos de prueba, permiten diagnosticar él ó los patrones de flujo predominantes durante el período de prueba, lo cual se logra a partir de las pendientes gráficas características de cada uno de dichos patrones(4), (5).

Una vez indentificados los intervalos de tiempo correspondientes a cada patrón de flujo, los valores de Kh, ϕCth, C_D, K, etc. se determinan a partir de la solución de la ecuación de difusividad correspondiente a cada uno de dichos patrones(2), (3), (4) y (5).

En caso de no detectarse ningun patrón de flujo definido, el análisis de los datos puede lograrse mediante el ajuste con las curvas tipo desarrolladas por Bourdet, Douglas y Pirard(2) , cuyas ecuaciones básicas son:

$$Kh = 456786.947 \frac{q\beta c\gamma\mu (P_D)_M}{(\Delta P)_M} \quad (10)$$

$$(T_D e^{2S})_M = (T_D/C_D)_M \ (C_D e^{2S})_M \quad (11)$$

$$S = 1/2\ \text{Ln}\left[\frac{\phi Cth r_w^2}{3.484227\ Kh}\ \frac{(T_D e^{2S})_M}{(\Delta t)_M}\right] \quad (12)$$

La utilización de esta técnica en combinación con las anteriores, proporcionan una mayor confiabilidad a los resultados de interpretación debido a que, por una parte, ofrece la ventaja de establecer el intervalo de tiempo donde resulta aplicable la técnica de rectas semilogarítmicas, solucionan-

do así, el problema típico de determinar el inicio de dichas rectas y permite establecer con exactitud el período de flujo transitorio necesario para la aplicación de las curvas tipo mencionadas en la técnica 2) ante la ausencia de un flujo radial al final de la prueba.

Por otro lado, dicha combinación de técnicas permite la estimación de un mismo parámetro mediante diferentes metodologías; ó bién, retroalimentar a alguna de ellas con los resultados obtenidos de otra, lo cual ofrece una mayor cantidad de datos y fundamentos donde basar los criterios de interpretación necesarios para emitir conclusiones técnicamente válidas.

CONCLUSIONES.

A partir del método de interpretación No. 3; que permite establecer el o los patrones específicos de flujo que pueden presentarse a diferentes tiempos durante el período de prueba; se hace evidente que los resultados obtenidos de la ejecución de pruebas de Dos Gastos mediante el procedimiento tradicional, son los menos confiables en comparación con los obtenidos de los otros tipos de pruebas aplicables a pozos geotérmicos.

La conclusión anterior es producto de la incertidumbre existente con respecto al patrón de flujo que se genere en la formación durante el tiempo de estabilización anterior a la prueba, el cual por otra parte, debe conocerse cuando menos en forma aproximada a fin de establecer su ecuación de comportamiento para poder utilizarla mediante el principio de superposición en el tiempo, junto con la correspondiente al período posterior al cambio de gasto y así obtener la solución característica que pueda aplicarse con validéz en la interpretación de los datos de prueba.

Al respecto de los puntos anteriores, cabe recordar que la ecuación (5) resulta de aplicar el citado principio de superposición considerando que tanto antes como después del cambio de gasto se generan patrones de flujo tipo radial, circunstancia que no siempre resulta válida.

Se hace necesario por lo tanto, diseñar una nueva metodología de campo para pruebas de Dos Gastos que permita la obtención de datos suficientes para establecer dichos patrones de flujo antes y después del cambio de gasto.

En lo que respecta a las pruebas de Inyección-Recuperación, ha de decidirse que los valores obtenidos del período de recuperación resultan más confiables que los correspondientes al período de Inyección respectivo. Lo anterior obedece al hecho de que la respuesta del yacimiento durante la recuperación no es afectada por ningún agente externo (maniobras de bombeo, regulación de gastos, etc.), lo cual la hace más confiable y sencilla de interpretar.

Finalmente, se ha establecido que resulta completamente posible efectuar Pruebas de Incremento en pozos Geotérmicos de Cerro Prieto, con tiempo de cierre de 3 a 5 horas y, sin requerir maniobras de inducción (estimulación) posteriores para reestablecer la producción de los mismos.

NOMENCLATURA Y UNIDADES.

Pwf: Presiones de fondo durante la prueba (=) Kgf/cm^2
Pi : Presión inicial de yacimiento en la prueba (=) Kgf/cm^2
q : Gasto producido o inyectado (=) ton/hr
γ_{cy}: Volumen específico del fluido (producido o inyectado) a condiciones de yacimiento (=) m^3/kgm
μ : Viscosidad del fluido a condiciones de yacimiento (=) CP
K : Permeabilidad de la formación (=) md
h : Espesor de la formación (=) mts
ϕ : Porosidad efectiva de la formación (=) %
Ct : Compresibilidad total de la formación (=) Kgf/cm^{2-1}
r_w : Radio del pozo (=) cm
m : Pendiente semilogarítmica (=) $\frac{Kgf/cm2}{ciclo}$
S : Factor de Daño (=) adim.
P_D : Presión adimensional
T_D : Tiempo adimensional
ΔP : Cambio de presiones de fondo (=) kgf/cm^2
Δt : Incremento (intervalo) de tiempo (=) hrs
t : Tiempo de estabilización (dos gastos), Tiempo de Inyección o Producción (Recuperación o Incremento) (=) hrs
Pwf': Derivada de la presión con respecto al tiempo (=) $\frac{Kgf/cm^2}{hr}$

REFERENCIAS.

(1) EARLOUGHER, R.C. "Advances in well test analysis", monograph series, SPE of AIME, Dallas 1977.
(2) D. BOURDET, T.M. WHITTLE, A.A. DOUGLAS, Y.M. PIRARD, "A new set of type curves simplifies well test analysis", world oil, mayo 1983.
(3) D. BOURDET, J.A. AYOUB, Y.M. PIRARD, "Use of pressure derivative in well test interpretation", S.P.E. of AIME, Dallas 1974.
(4) A. ALAGOA, D. BOURDET, J.A. AYOUB, "How to simplify the analysis of fractured well test", World oil, octubre 1985.
(5) H. CINCO LEY, F. KUCHUK, J.A. AYOUB, V. SAMANIEGO, L. AYESTRAN, "Analysis of pressure test trough the use of instantaneous source response concepts", S.P.E. of AIME (15476), Dallas 1986.

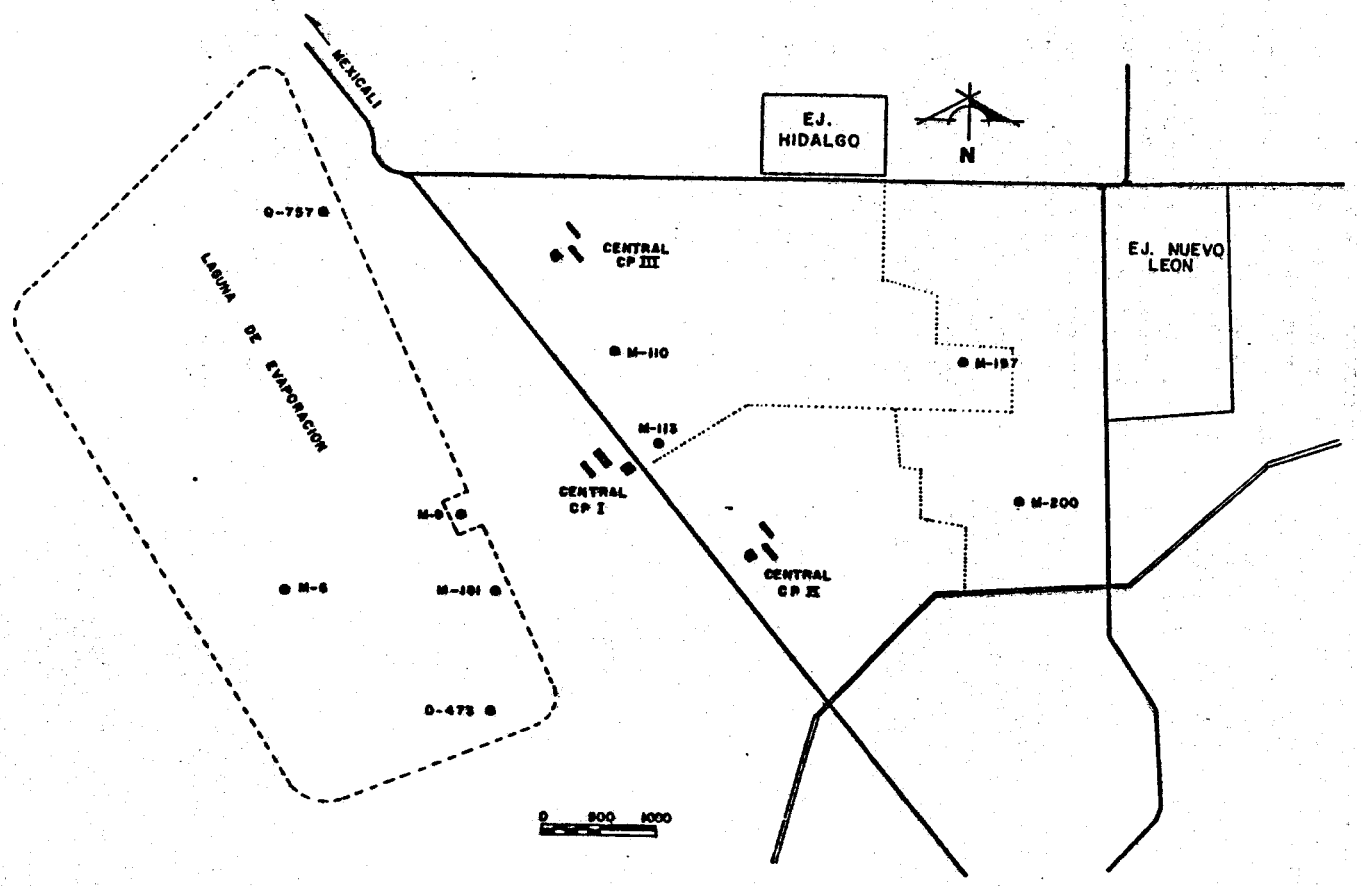


Fig. 1.— LOCALIZACION DE POZOS

FIGURA No. 2.

DATOS GENERALES Y RESULTADOS OBTENIDOS POR PRUEBAS TRANSITORIAS DE PRESION

EN CERRO PRIETO.

METODOS: 1.- HORNER, MDH
2.- CURVAS TIPO (AGARWAL, AL-HUSSAINY, RAMEY)
3.- DERIVADA (BOURDET, WHITTLE, DOUGLAS, PIRARD)

D.G.- DOS GASTOS (Two Rate Flow) INC.- INCREMENTO (BUILTUP) INY.- INYECCION REC.- RECUPERACION (FALL-OFF).

POZO	TIPO DE PRUEBA.	FECHA d/ m/ a	GASTO (ton/hr)	METODO UTILIZADO	Kh (md-m)	S (adim)	$\phi C_t h$ (m / kg/cm^2)	h (SUPUESTO) (mts)	K (SUPUESTA) (md)
M-197	D.G.	15/VII/85	300.3/184.8	1	3291.57	-9.947	- - - -	207.97	15.83
M-110	INC.	9/XI/87	91.19	2,3	4323.59	0.0	.002953	99.99	43.24
M-113	D.G.	8/IX/85	183/122	1	1065.43	-9.7	- - - -	268.64	3.97
M-757	INY.	2/IV/86	10.5	1,3	965.2	8.93	- - - -	50	19.3
	REC.	3/IV/86	0.0	1,2	1084.8	-0.417	.00094	50	21.7
	INY.	6/XI/86	57.24	1,2	1066.96	-1,79	.00126	50	21.34
	REC.	7/XI/86	0.0	1	426.67	-2.31	- - - -	50	8.53
	INY.	19/XI/86	85.86	1	800.08	-2.92	- - - -	50	16.00
	REC.	20/XI/86	0.0	1	492.35	-3.65	- - - -	50	10.85
	INY.	30/XI/86	114.48	1,2,3	1312.86	-3,31	.00172	50	26.26
	REC.	1/XII/86	0.0	1	682.69	-3.83	- - - -	50	13.65
M-6	INY.	10/IX/86	57.24	1,3	22015.41	-0.953	- - - -	206.5	106.61
	REC.	11/IX/86	0.0	1,3	22147.63	-2.05	- - - -	206.5	107.25
	INY.	12/IX/86	85.86	1,3	22259.04	-1.597	- - - -	206.5	107.79
	REC.	13/IX/86	0.0	1,2,3	22081.32	-1.588	.00378	206.5	106.93
	INY.	14/IX/86	114.48	1,3	22214.34	-1.587	- - - -	206.5	107.57
	REC.	14/IX/86	0.0	1,3	22692.80	-2.87	- - - -	206.5	109.89
	INY.	15/IX/86	190.8	1,3	22352.65	-2.245	- - - -	206.5	108.24
	REC.	16/IX/86	0.0	1,3	22915.11	-2.787	- - - -	206.5	110.97
M-9	INY.	8/ X/86	52.47	1	4538.42	-0.536	- - - -	143.2	31.69
	REC.	9/ X/86	0.0	1,2,3	4862.60	-1.659	.00213	143.2	33.96
	INY.	9/ X/86	86.86	1,2,3	4867.30	-1.907	.00257	143.2	33.99
	REC.	10/ X/86	0.0	1	4456.28	-0.825	- - - -	143.2	31.12
	INY.	10/ X/86	114.48	1	4455.88	-2.65	- - - -	143.2	31.11
	REC.	11/ X/86	0.0	- -	- - - - -	- - - -	- - - -	- - -	- - - -
	INY.	11/ X/86	171.72	- -	- - - - -	- - - -	- - - -	- - -	- - - -
	REC.	12/ X/86	0.0	1,2	4832.28	-0.068	.00198	143.2	33.74
M-473	INY.	29/VI/87	59.6	2,3	656.28	3.29	- - - -	73.27	8.98
	REC.	30/VI/87	0.0	2,3	2478.23	2.92	- - - -	73.27	80.16
	INY.	1/VII/87	89.3	2,3	1656.59	2.03	- - - -	73.27	45.00
	REC.	2/VII/87	0.0	1,2,3	4119.31	5.42	.02151	73.27	221.65
	INY.	2/VII/87	120.5	1,3	3209.86	3.57	- - - -	73.27	134.59
	REC.	3/VII/87	0.0	1,2,3	3914.46	3.11	.02196	73.27	200.17
	INY.	6/VII/87	255.3	- -	- - - -	- - - -	- - - -	- - - -	- - - -
	REC.	7/VII/87	0.0	1,2,3	2703.86	-1.46	.02722	73.27	95.42
M-200	D.G.	17/VII/85	190.3/84.8	1	1446.19	8.4	- - - -	351.24	4.23
	INC.	7/VIII/86	118.18	1,2	2289.96	-5.8	.0234	351.24	6.52
M-181	INY.	22/VI/88	33.11	- - -	- - - -	- - - - -	- - - -	- - - -	- - - -
	REC.	23/VI/88	0.0	1,2,3	97.86	-5.11	2.099×10^{-4}	79	1.239
	INY.	28/VI/88	19.014	- -	- - - -	- - - - -	- - - -	- - - -	- - - - -
	REC.	29/VI/88	0.0	1,2,3	66.9	-4.77	5.74×10^{-5}	79	0.847

INJECTION DATA ANALYSIS FROM THE 0-473 WELL AT THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL FIELD

(ANALYSIS DE DATOS DE INYECCION DEL POZO 0-4730 DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO)

U. Redona V.

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
COORDINADORA EJECUTIVA DE CERRO PRIETO
MEXICALI, BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

ABSTRACT

In order to evaluate the injection capacity of the non-productive 0-473 well, a series of four injectivity-falloff transient pressure tests and a long-term injection test were conducted at the Cerro Prieto geothermal field.

In the first tests 60, 90, 120 and 255 tons/hr flow rates were injected and in the long-term test, an average 313 tons/hr were injected during the first 20 injection days with an average well-head pressure of 37.86 psig and later, an average 265 tons/hr flow rate during the last four injection days when vacuum well-head pressures were reached. In this manner, a total volume of 175,751 tons was injected.

After an additional 361 tons/hr flow rate injection-falloff test a formation Kh factor increase in the range of 74.2% with respect to the four initial test results was observed. From such results, the well stimulation was clear and a good acceptance capacity confirmed. These events induced initiation of continuous nontreated cold-water injection using a gravity driven reinjection system.

ANALISIS DE DATOS DE INYECCION DEL POZO O-473 DEL CAMPO GEOTERMICO DE CERRO PRIETO.

U. Redona V.
Comisión Federal de Electricidad
Coordinadora Ejecutiva de Cerro Prieto
Mexicali, Baja California, México.

RESUMEN.

Con la finalidad de evaluar al pozo O-473 del campo geotérmico de Cerro Prieto se realizó una serie de Pruebas Transitorias de Presión del tipo - inyección-recuperación con gastos de 60, 90, 120- y 255 ton/hr además de una prueba denominada de - Inyección de larga duración en la cual se manejó un gasto promedio de 313 ton/hr a una presión de cabezal promedio de 37.86 psig durante una parte- de la prueba (20 días) y un gasto de 265 ton/hr- y presión de vacío durante el resto de la misma - (4 días), habiéndose inyectado un total de 175,751 tons; posteriormente se efectuó otra prueba de inyección-recuperación con gasto de 361 ton/hr con la que se determinó un incremento en el producto- Kh del 74.2% con respecto al correspondiente a - la serie de pruebas originales, observándose de - dichos resultados la estimulación del pozo y buena capacidad de aceptación que conducen a iniciar la reinyección en frío y sin tratamiento en este- pozo.

INTRODUCCION.

En un campo geotérmico en operación comercial,-- comúnmente se presentan graves problemas con el- manejo y disposición de la salmuera de desecho. - Existen varias alternativas de solución para la disposición de ésta, de las cuales la reinyec — ción es la que presenta la mayor conveniencia a la vida productiva del campo, siempre y cuando - se establezca la estrategia adecuada, puesto que, además de evitar una posible contaminación en las vías de distribución superficial de aguas no geotérmicas que consecuentemente conllevará a un mejor control ecológico en la región, existe la posibilidad de proporcionar, en parte, un restauramiento energético, así como de una recuperación - hidraúlica del subsuelo. (2 y 3)

Los estudios de reinyección en Cerro Prieto se - han estado realizando en pozos que fueron perforados con fines exploratorios, en algunos de los casos y pozos inactivos de observación, posteriormente a su etapa productiva, y con posibilidades- de desarrollar la reinyección tanto por su localización, condiciones geológicas del estrato de - terminación y condiciones mecánicas de la tubería propia del pozo. Para estos estudios se han realizado dos subdivisiones, denominadas: reinyec — ción en caliente y reinyección en frío. La primera de estas consiste en utilizar salmuera sin tratamiento a temperatura y presión de separación de un pozo productor y la reinyección en frío consiste en utilizar salmuera sin tratamiento a temperatura ambiental contenida en la laguna de evaporación solar y conducida hacia el pozo reinyector - por medio de equipo de bombeo.

Las pruebas de reinyección en este campo dieron - inicio en agosto de 1977 en el pozo M-9 utilizando salmuera del pozo productor M-29, habiéndose- llevado a cabo en este sistema varios períodos de prueba manejando gastos relativamente pequeños — (20 a 80 ton/hr) y en general, condiciones de operación limitadas, e impuestas por las condicio— nes de producción y características del pozo emisor.

De acuerdo a lo anterior y considerando el grave- problema que se pudiera ocasionar al tornarse insuficiente la capacidad de almacenamiento de las lagunas de evaporación solar conforme la expan — sión productiva del campo, se planeó y decidió - llevar a cabo un conjunto de pruebas de reinyec - ción en frío con gastos máximos de entre 200 y 300 ton/hr en pozos próximos a la laguna mencionada - y a su vez lo suficientemente retirados de la zona de explotación como para provocar una prematura irrupción del frente térmico del fluido inyectado, en esta etapa experimental.

ANALISIS DEL POZO O-473.

Para determinar la capacidad receptora de fluido- y condiciones petrofísicas de la formación correspondiente a la zona adyacente al pozo se estableció un programa de análisis, el cual consta de - pruebas preliminares y contínuos monitoreos de - las condiciones termodinámicas y mecánicas del - mismo, y que está basado principalmente en las - Pruebas de inyección-recuperación.

Las pruebas efectuadas en el pozo O-473 fueron — realizadas utilizando una bomba cetrífuga y fluido de la laguna mencionada anteriormente.

PRUEBA DE ACEPTACION.

El objetivo de ésta prueba es el determinar las- condiciones de recepción de fluido, impuestas — por la formación, y de conocer el rango de gastos posibles a manejar durante las pruebas restantes; iniciando la prueba con gastos pequeños el cual es incrementado conforme períodos cortos de tiempo y las condiciones de resistencia a la aceptación, - representada en la presión de cabezal.

Durante la prueba en el pozo O-473, se presentó- una presión máxima de cabezal de 140 psig misma - que descendió hasta cero en un período aproximado de 45 min. habiéndose registrado gastos de 38.1 ton/hr hasta 85.8 ton/hr, conforme la variación de presión presentada.

PRUEBA DE PERDIDA DE AGUA.

Posteriormente a la prueba anterior (P. acepta — ción) se realiza la prueba de pérdida de agua la cual consiste en establecer un gasto constante de inyección y efectuar un registro de temperatura - ordinario durante la misma, y tiene como objetivo estimar las zonas o estratos receptores de - - fluido de la formación. En el pozo O-473 no se - logró cumplir el objetivo de la prueba, asumiéndose que la inyección se desarrolla por las primeras secciones de tubería ranurada; lo anterior - fué considerado en base a los reportes de pérdida de circulación en la historia de perforación del pozo y a las condiciones de inyección presentadas en la prueba de aceptación.

PRUEBAS DE INYECCION-RECUPERACION.

Una vez analizados los resultados de las pruebas- anteriores se procedió a diseñar y realizar la serie de Pruebas de inyección-recuperación, con la finalidad de determinar los parámetros petrofísicos de las formación en esa zona.(1)

En el pozo O-473 se realizaron cuatro pruebas de- este tipo manejando gastos de 60, 90, 120 y 255- ton/hr con períodos de 12 hrs. por etapa de las - cuales se obtuvieron los resultados que se muestran en la tabla No. 1.

PRUEBA DE INYECCION DE LARGA DURACION.

Esta prueba se desarrolla con la finalidad de establecer las condiciones de inyección del pozo y observar su comportamiento en todos sus aspectos- durante la inyección de un gasto mayor en un período de aproximadamente un mes de duración.

De acuerdo a la prueba realizada en el pozo O-473 se observó que conforme el transcurso del tiempo- de inyección, fué disminuyendo la presión de cabezal estabilizándose a los 20 días de prueba - - - aproximadamente, para posteriormente mantenerse - en presión de vacío durante el resto de la prueba (fig. No.1). Durante el período mencionado el - gasto presentó un decaimiento ligero y contínuo - en su comportamiento hasta el momento en que se - presentó la baja repentina de presión. En el período de prueba previo al decaimiento repentino - de presión, se manejó un gasto promedio de 313.7- ton/hr a una presión de cabezal promedio 37.86 - psig. Posteriormente a las condiciones mencionadas se registró un gasto promedio de 265 ton/hr a una presión de -8.1 psig habiéndose inyectado un total de 175,751 tons durante todo el período de- prueba.

MONITOREO.

El monitoreo de las condiciones de fondo del pozo se lleva a cabo por medio de una serie de registros de calibración, presión y temperatura y se - efectuan al inicio del programa de pruebas a realizar en este. Asimismo, durante las pruebas de inyección de larga duración, periódicamente se - llevan a cabo estas series de registros seguidos- de una prueba inyección-recuperación, con la finalidad de observar el comportamiento de las condiciones termodinámicas y mecánicas del pozo, así - como la evolución de las condiciones petrofísicas de la formación, provocada por la inyección. También durante esta prueba se efectuan monitoreos - de las condiciones de inyección en superficie tales como: gasto, presión de cabezal y muestreos - del fluido de inyección para análisis químico.

CONCLUSIONES.

De acuerdo a los resultados obtenidos de las pruebas correspondientes al procedimiento de evaluación aplicado en el pozo O-473, se infiere lo siguiente:

- El pozo presenta muy buenas características de- aceptación, ya que ofrece una mínima resistencia a la recepción de fluido que, posteriormente a un corto período de tiempo se convierte en una resistencia nula, alcanzando presiones máximas de vacío de hasta -10.8 psig (fig. No.1).

- Se observa claramente la estimulación del pozo, de acuerdo a los comentarios anteriores y al incremento del 74.2% del producto Kh, de las pruebas de inyección-recuperación realizadas previa y posteriormente a la prueba de inyección de - larga duración (tabla No.1).

- Se llevará a cabo la experimentación de la reinyección en frío con salmuera de la laguna de — evaporación solar y utilizando solamente el potencial ofrecido por la presión atmosférica.

- Será conveniente efectuar un riguroso y detallado monitoreo de las condiciones de fondo del pozo tanto químicas como petrofísicas, así como - mecánicas del mismo, con la finalidad de evitar cualquier posible daño al sistema, además de óptimizar las variables de operación del mismo.

- Asimismo durante la reinyección en frío se llevará a cabo un monitoreo periódico de las condiciones químicas y termodinámicas de fondo y superficie de los pozos inactivos y productores - circunvecinos al pozo reinyector.

REFERENCIAS.

1.- Bourdet,D., Ayoub, J.A. and Pirard, Y.M.: Use- of the pressure derivative in well test interpretation, paper SPE12777 presented at the california regional meeting, april, 1984.

2.-Horne,R.N.,1984 Reservoir engineering aspects- of reinjection:prepared for seminar on utilization of geothermal energy for electric power - production and space heating, florence, 1984.

3.- Vetter,O., Injection, injectivity and injectability in geothermal operations. Geothermal resources council, transactions, sept/1979.

TABLA No. 1 RESULTADOS DE LAS PRUEBAS INYECCION-RECUPERACION REALIZADAS EN EL POZO O-473.

No.DE PRUEBA	GASTO PROMEDIO (Ton/Hr)	TIPO DE PRUEBA	PRODUCTO Kh (md-m)	S (adim)
1	59.6	INYEC.	658.3	3.3
1	59.6	RECUP.	2478.2	2.9 •
2	89.3	INYEC.	1856.6	1.07
2	89.3	RECUP.	4119.3	5.42
3	120.5	INYEC.	3209.9	3.14
3	120.5	RECUP.	3914.5	3.11•
4	255.3	INYEC.	- -	- -
4	255.3	RECUP.	2703.5	-1.46
5	361.1	INYEC.	- -	- -*
5	361.1	RECUP.	5566.1	-4.6*

- VALORES DEL PRODUCTO Kh CONSIDERADOS PARA LA ESTIMACION DE UN VALOR PROMEDIO.
- PRUEBA DE INYECCION-RECUPERACION EFECTUADA POSTERIORMENTE A LA PRUEBA DE INYECCION DE LARGA DURACION.

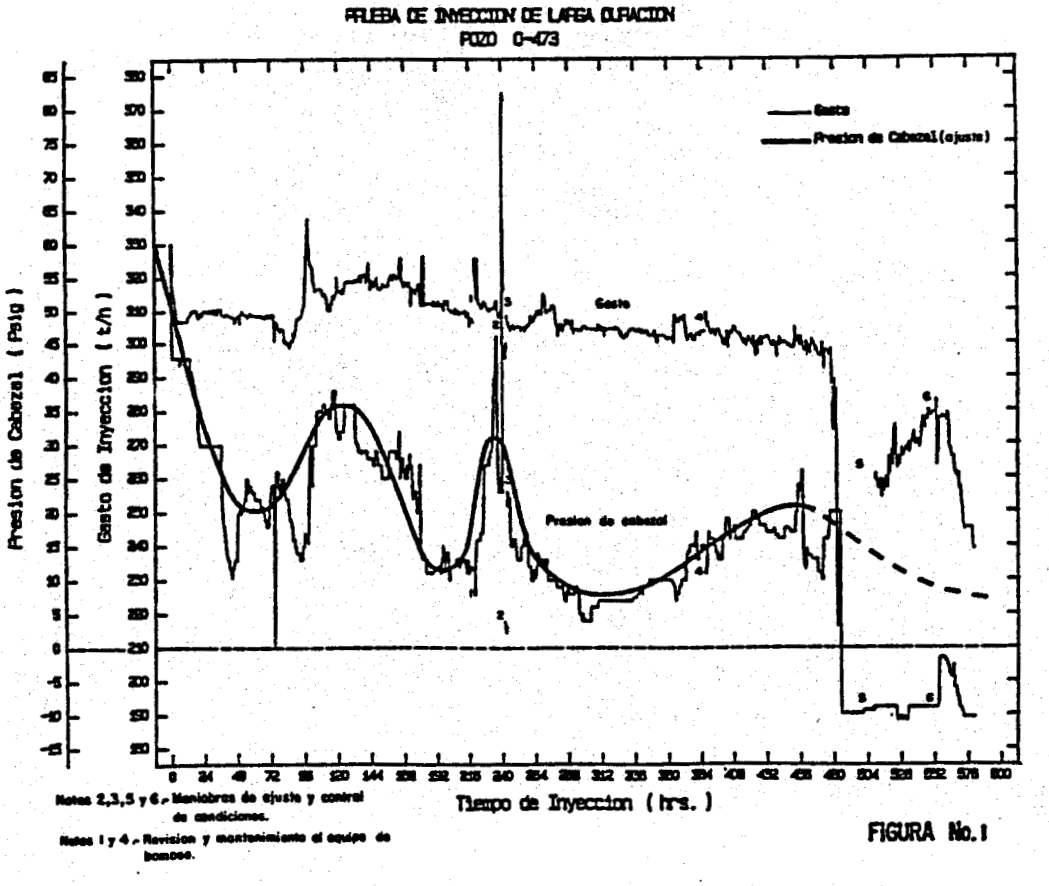


FIGURA No.1

PLATE 1

LAGUNA VERDE

PRESA LAGUNA LARGA

LAGUNA GRANDE

Características del Plano

Fecha de vuelo	Mayo, 1988
Fin de compilación	Diciembre, 1988
Intervalo entre líneas de vuelo	200m promedio
Altura de vuelo	variable 150m promedio
Instrumento	Geometrics G-803 Proton Mag

Compilación
- Corrección diurna
- Ajuste de líneas de enlace
- Campo magnético sustraido 42,000 gammas
- Contornos suavizados manualmente

INTERVALO DE CONTORNOS 20 GAMMAS

ESCALA 1:20,000

Vuelo Aeromagnético de Baja Altitud
INTENSIDAD MAGNETICA RESIDUAL
PLATE I
ZONA GEOTERMICA - LOS AZUFRES
MICHOACAN, MEXICO

vuelo y compilación por

Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos
Morelia, Michoacan
Mexico

UURI
University of Utah Research Institute
Earth Science Laboratory
Salt Lake City, Utah
U.S.A.

2197

321

100° 40'

PLATE II

N

100° 37'

19° 50'

19° 48'

LAGUNA VERDE

PRESA LAGUNA LARGA

LAGUNA GRANDE

R ?

19° 46'

100° 37'

EXPLANATION

- Fault, mapped by CFE, where expressed in the magnetic data.
- Interpreted fault or fault extension inferred from magnetic data
- Generalized outline of regional positive source
- Area of low magnetic relief; includes large zones of hydrothermal alteration
- R ? Possible reversed magnetization body (or low susceptibility body)

SCALE 1:20,000

0 200 500 1000 1500 METERS

PLATE II

PRELIMINARY
STRUCTURAL INTERPRETATION
of
LOW ALTITUDE AEROMAGNETIC SURVEY

LOS AZUFRES GEOTHERMAL AREA
MICHOACAN, MEXICO

March 1989

Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos
Morelia, Michoacan
Mexico

UURI
University of Utah Research Institute
Earth Science Laboratory
Salt Lake City, Utah
U.S.A.

100° 40'

321

PLATE III

L A G U N A
C U I T Z E O

T-3 >
< T-3
T-2 >
> T-2
T-1 <
< T-1

100°55'
100°50'
100°45'
100°40'
100°35'
20°00'
19°55'
19°50'
19°45'
19°40'
19°35'

2299 kmE
2343 kmE
2200 kmN

ESCALA 1:100,000

METROS 1000 0 1 2 3 4 KILOMETROS

INTERVALO DE CONTORNOS 10 GAMMAS

Características del Plano

Fecha de vuelo	Mayo 1988
Fin de compilación	Enero 1989
Intervalo entre líneas de vuelo	1 Km promedio
Altura de vuelo (a excepción del proximo del volcan San Andres)	variable 3450m promedio
Instrumento	Geometrics G-803 Proton Mag

Compilación
- Corrección diurna
- Campo magnetico sustraido 42.000 gammas
- Contornos suavizados manualmente

Vuelo Aeromagnético Alto
INTENSIDAD MAGNETICA RESIDUAL
PLATE III
ACÁMBARO, GTO. - CIUDAD HIDALGO, MICH.
ZONA GEOTERMICA - LOS AZUFRES
MICHOACAN, MEXICO

vuelo y compilación por

UURI
University of Utah
Research Institute
Earth Science Laboratory
Salt Lake City, Utah
U S A

Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos
Morelia, Michoacan
México

LEYENDA

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

- CARRETERA ASFALTADA
- BRECHA
- PRESA O LAGUNA
- CIENEGA
- VERTICE DE COORDENADAS

SIMBOLOS GEOLOGICOS

- FALLA NORMAL DE 1er. ORDEN CON LINEA DISCONTINUA ES INFERIDA
- FALLA NORMAL DE 2º ORDEN CON LINEA DISCONTINUA ES INFERIDA
- 1.03±0.02 M.A. DATACION RADIOMETRICA Ó POR TRAZAS DE FISION EN MILLONES DE AÑOS.
- CONTACTO GEOLOGICO
- FRACTURA; CON LINEA DISCONTINUA ES INFERIDA
- LINEAMIENTO TECTONICO

COLUMNA LITOLOGICA

CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE	Qal (m.o.)	SUELOS Y ALUVIONES	SE PRESENTA EN CAPAS DELGADAS CUBRIENDO LAS DEPRESIONES Y VALLES INTERMONTANOS.
			Qar	ARENAS PUMICITICAS.	CONSTITUIDAS POR MATERIAL TOBACEO RETRABAJADO DE ORIGEN EXPLOSIVO CON FRAGMENTOS DE POMEZ, OBSIDIANA, RIOLITA FLUIDAL Y EN MENOR PROPORCION ANDESITA MICROCRISTALINA.
		PLEISTOCENO	Qrv 0.13 / 0.30	UNIDAD RIOLITA "LA YERBABUENA".	INTEGRADO POR TOBAS PUMICITICAS DE ORIGEN EXPLOSIVO CON UNA AMPLIA DISTRIBUCION. SE PRESENTA EN ESTRUCTURAS DOMICAS DE COMPOSICION RIOLITICA(Vivorios) DE FORMA CIRCULAR, AL W DEL CAMPO.
			Qdp 0.33 / 0.55	UNIDAD DACITA "SAN ANDRES"	CONSTITUIDA UNICAMENTE POR DERRAMES DE DACITA PORFIDICA, AL E DEL CAMPO.
			Qd 0.42 / 0.45	DACITA "CERRO MOZO".	ESTRUCTURA DOMICA DE COMPOSICION DACITICA AL NW DEL CAMPO.
			Qdt 0.93 / 1.08	DACITA "TEJAMANILES".	CONSTITUIDA UNICAMENTE POR DERRAMES DE DACITA PORFIDICA, AL SUR DEL CAMPO.
			Qtb / Qrf 0.84 / 1.42	UNIDAD RIOLITA "AGUA FRIA".	TOBA BRECHOIDE ACIDA CON PIROCLASTOS DE ROCAS PREEXISTENTES. COLADAS RIOLITICAS FLUIDALES Y ESFERULITICAS CON FACES DE OBSIDIANA.
	TERCIARIO	MIOCENO SUP.-PLIOCENO	Tmvc / Tma 1.03 / 10.0	UNIDAD ANDESITA "MIL CUMBRES".	INCLUYE DERRAMES DE BASALTO Y MATERIAL PIROCLASTICO (BOMBAS, CENIZA Y LAPILLI) PRINCIPALMENTE LAHARES ANDESITICAS CON BLOQUES, LAJEADAS, BRECHAS DE DERRAME Y TOBAS.

SIMBOLOS GEOTERMICOS

- △ 90ºC MANIFESTACION TERMAL CON LA MAXIMA TEMPERATURA EN ºC
- POZO PRODUCTOR
- POZO EN PERFORACION, TERMINACION O ESTUDIO
- POZO INYECTOR
- POZO EXPLORATORIO
- POZO ABANDONADO
- POZO FALLIDO

FORMO: ING. R. HUITRON E.
SUPERINTENDENCIA DE GEOLOGIA
CAMPO LOS AZUFRES MICH.

ESCALA GRAFICA
0 200 500 1000 m

LAS ESCALAS: HORIZONTAL Y VERTICAL SON IGUALES

CONVENIO CFE - DOE

MAPA GEOLOGICO DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES MICHOACAN; MEXICO

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
GERENCIA DE PROYECTOS GEOTERMOELECTRICOS
MORELIA MICHOACAN, MEXICO

UNIVERSITY OF UTAH
RESEARH INSTITUTE
SALT, LAKE CITY, UTAH
U.S.A.

ENERO DE 1989

FIG. No. 2