

2131



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA

"ESTUDIOS DE PETROGRAFIA, MINERAGRAFIA,
INCLUSIONES FLUIDAS EN MARITARO, ZONA NORTE
DEL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES,
MICHUACAN"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

IGNACIO SALVADOR TORRES ALVARADO

MARZO DE 1988



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

INDICE

LISTA DE FIGURAS

RESUMEN

CAPITULO I. INTRODUCCION

I.1 GENERALIDADES	1
I.2 OBJETIVOS	2
I.3 LOCALIZACION	3
I.4 TRABAJOS PREVIOS	3

CAPITULO II. GEOLOGIA

II.1 FISIOGRAFIA	6
II.2 GEOLOGIA REGIONAL	6
II.3 TECTONICA REGIONAL	9
II.4 GEOLOGIA LOCAL	
II.4.1 Geomorfología	11
II.4.2 Estratigrafía	12
II.4.3 Geología Estructural	16
II.4.4 Tectónica Local	17
II.4.5 Geoquímica	18

CAPITULO III. ESTUDIOS PETROGRAFICOS Y DE RAYOS X

III.1 DESCRIPCION DE LOS POZOS ESTUDIADOS	19
III.2 METODOLOGIA	19
III.3 DESCRIPCION PETROGRAFICA	
III.3.1 Petrografía de minerales primarios	23
III.3.2 Petrografía de minerales secundarios	24
III.3.3 Discusión	40

III.4 ESTUDIO DE LA FRACCION ARCILLOSA	
III.4.1 Introducción	42
III.4.2 Metodología	44
III.4.3 Resultados y discusión	45

CAPITULO IV. ESTUDIO DE MINERALES OPACOS

IV.1 METODOLOGIA	48
IV.2 LOS MINERALES OPACOS EN EL CAMPO GOTERMICO DE LOS AZUFRES	48
IV.3 DESCRIPCION MINERAGRAFICA	
IV.3.1 Presentación de resultados	49
IV.3.2 Oxidos	50
IV.3.3 Sistema Fe-S	57
IV.3.4 Sistema Fe-S-Cu	57
IV.4 DISCUSION	57

CAPITULO V. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

V.1 INTRODUCCION	69
V.2 ANTECEDENTES	69
V.3 METODOLOGIA	70
V.4 PROCESAMIENTO DE RESULTADOS	70
V.5 RESULTADOS OBTENIDOS	72
V.6 DISCUSION	75

CAPITULO VI. CONCLUSIONES

VI. RECOMENDACIONES	82
---------------------------	----

BIBLIOGRAFIA

APENDICE I

APENDICE II

LISTA DE FIGURAS

- fig.* 1. Plano de localización del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.
- fig.* 2. Ubicación del módulo estudiado.
- fig.* 3. Provincias fisiográficas de la Faja Volcánica Mexicana, sus principales estructuras y volcanes más prominentes.
- fig.* 4. Cuadro de tectónica regional y local.
- fig.* 5. Carta geológica- estructural de la zona de estudio.
- fig.* 6. Columna estratigráfica local.
- fig.* 7. Sección Geológica-Estructural A-A'.
- fig.* 8. Sección Geológica-Estructural B-B'.
- fig.* 9. Perfil individual del pozo Az 29.
- fig.* 10. Perfil individual del pozo Az 40.
- fig.* 11. Perfil individual del pozo Az 49.
- fig.* 12. Perfil individual del pozo Az 52.
- fig.* 13. Perfil individual del pozo Az 53.
- fig.* 14. Distribución de concentración y zonificación mineral de zeolitas.
- fig.* 15. Distribución de concentración y zonificación mineral de epidotas, sección A-A'.
- fig.* 16. Distribución de concentración y zonificación mineral de epidotas, sección B-B'.

- fig. 17. Distribución de concentración de la calcita, sección A-A'.
- fig. 18. Distribución de concentración de la calcita, sección B-B'.
- fig. 19. Distribución de concentración de cuarzo, sección A-A'.
- fig. 20. Distribución de concentración de cuarzo, sección B-B'.
- fig. 21. Distribución de concentración y zonificación mineral de cloritas, sección A-A'.
- fig. 22. Distribución de concentración y zonificación mineral de cloritas, sección B-B'.
- fig. 23. Perfil de actividades de especies en equilibrio en la fase líquida del yacimiento de Los Azufres, a diferentes tasas de ebullición.
- fig. 24. Zonificación mineralógica de andesitas y rangos de temperatura en el campo geotérmico de Los Azufres.
- fig. 25. Distribución mineralógica de la fracción arcillosa.
- fig. 26. Distribución de concentración de minerales opacos primarios, sección A-A'.
- fig. 27. Distribución de concentración de minerales opacos primarios, sección B-B'.
- fig. 28. Distribución de concentración de hematita, sección A-A'.
- fig. 29. Distribución de concentración de hematita, sección B-B'.
- fig. 30. Distribución de concentración de rutilo, sección A-A'.
- fig. 31. Distribución de concentración de rutilo, sección B-B'.
- fig. 32. Distribución de concentración de los minerales del sistema Fe-S, sección A-A'.

- fig. 33. Distribución de concentración de los minerales del sistema *Fe-S*, sección *B-B'*.
- fig. 34. Distribución de concentración de los minerales del sistema *Fe-S-Cu*, sección *A-A'*.
- fig. 35. Distribución de concentración de los minerales del sistema *Fe-S-Cu*, sección *B-B'*.
- fig. 36. Diagrama esquemático del equilibrio entre la fase líquida y la ebullición.
- fig. 37. Diagrama temperatura-composición para el sistema *Fe-S*.
- fig. 38. Diagrama de actividad de S-temperatura mostrando la composición de la pirrotita en por ciento atómico de *Fe*.
- fig. 39. Diagrama de composición-temperatura para el sistema *Fe-Cu-S*.
- fig. 40. Zoneamiento paragenético de los minerales opacos de Los Azufres.
- fig. 41. Ejemplo de evolución teórica de las inclusiones fluidas.
- fig. 42. Distribución de isoconcentraciones (T_f) de las inclusiones fluidas, sección *A-A'*.
- fig. 43. Distribución de isoconcentraciones (T_f) de las inclusiones fluidas, sección *B-B'*.
- fig. 44. Distribución de isoterms de temperaturas de homogenización mínimas, sección *A-A'*.
- fig. 45. Distribución de isoterms de temperaturas de homogenización mínimas, sección *B-B'*.
- fig. 46. Diagrama de actividad de oxígeno-pH a 250 °C.

RESUMEN

El estudio petrográfico, mineralográfico y de la fracción arcillosa (por rayos X) en los pozos Az 29, Az 40, Az 49, Az 52 y Az 53 del campo geotérmico de Los Azufres, permitió la caracterización y cuantificación de la mineralogía de alteración hidrotermal presente en el Módulo Marítaro, zona norte de dicho campo. Del mismo modo, el análisis de inclusiones fluidas presentes en minerales de neoformación como cuarzo, calcita, epidota y prehnita permitió el establecimiento de isothermas, así como la caracterización de la paleosalmuera presente en el momento de la formación de los minerales de alteración hidrotermal.

El subsuelo del Módulo Marítaro se compone fundamentalmente de rocas andesíticas, microlíticas y porfídicas con algunas intercalaciones de basalto y brechas que en conjunto forman una secuencia volcánica de más de 2,900 m de espesor; su edad va del Mioceno inferior al Plioceno inferior. Además, se observan unidades riolíticas al sur del módulo que en conjunto forman una estructura dómica con espesores máximos de 800 m en el centro del campo, de edad pleistocénica. Las estructuras principales que rigen el ascenso, entrapamiento y distribución de los fluidos geotérmicos en el subsuelo son fracturas y fallas con orientación NNW-SSE y E-W principalmente.

Mediante el estudio petrográfico se observó una deshidratación creciente con la temperatura de los minerales calcosilicatos, desde las zeolitas de bajas temperaturas (menores a 200 °C) hasta los anfíboles y epidotas de temperaturas mayores de 300 °C. Se da así mismo, un cambio composicional en algunos grupos minerales como zeolitas, epidotas y cloritas que presentan fases más ricas en sodio y hierro conforme se aproximan a la superficie. La fracción arcillosa presenta tres fases composicionales muy relacionadas con la temperatura del medio: zona de esmectita (dentro de los 150 °C) zona de transición esmectita-clorita-ilita (de 150 a 300 °C) y zona de clorita (mayor a 250 °C).

Las asociaciones de minerales opacos identificados por técnicas mineralográficas indicaron diferentes ambientes físico-químicos. La asociación pirita-pirrotita-magnetita, al igual que la pirrotita sola a profundidades altas, indican un medio reductor. La concentración creciente de pirita y hematita indica la presencia de un medio progresivamente más oxidante. La marcansita presenta un fuerte control litológico ya que sus mayores concentraciones se encuentran en las unidades riolíticas y muy poco en andesitas, indicando un medio ácido ($pH < 5$) poco permeable, con temperaturas de 160 a 240 °C.

El fenómeno de ebullición, evidenciado por relaciones volumétricas heterogéneas en las inclusiones de un mismo plano arriba de los 1,300 msnm explica muchas de las observaciones hechas en este trabajo; como el cambio de la composición de la salmuera (observado por el aumento en las temperaturas de fusión en las inclusiones); altas concentraciones de calcita, hematita, pirita y presencia de sulfatos sobre esta zona; así como, los cambios composicionales en zeolitas, cloritas y epidotas. Las isothermas obtenidas por este método a partir de la temperatura de homogenización indica un rango más preciso que

los geotermómetros minerales; se estimó que la ebullición ocurre a los $270 \pm 10^{\circ}\text{C}$ (según el pozo considerado) y a una presión de 80 ± 10 bars, considerando el medio hidrotermal como un sistema cerrado a presión hidrostática.

CAPITULO I

INTRODUCCION

I.1 GENERALIDADES

Se considera como agua terrenal a toda aquella agua que presenta una temperatura mayor a la temperatura ambiente. Su origen puede ser diverso (metecórico, magmático u otros) y la fuente de calor estar relacionada a cámaras magmáticas someras, eventos volcánicos recientes, cuerpos plutónicos jóvenes, reacciones químicas en el subsuelo que provoquen un excedente de calor o simplemente, al gradiente geotérmico natural. Estas aguas presentan altas concentraciones de algunos elementos como el *Na*, *Cl*, *Si*, *S*, *Mg*, *K*, *Fe*, entre muchos otros, que les dan propiedades muy especiales de olor, sabor, color y dureza.

Todo lo anterior ha hecho que las aguas termales sean objeto de muy diversas formas de aprecio a través del tiempo. Desde el gran Imperio Romano y diversas culturas mesoamericanas precolombinas, hasta los modernos centros de recreación y clínicas, las han utilizando como estimulantes corporales. Sin embargo, su uso en la generación de energía eléctrica es muy reciente, iniciado en Larderello, Italia en 1904 (*Hernández, 1985*).

México, uno de los muchos países que explotan la energía geotérmica como una forma alterna, inició su experiencia en esta materia en la década de los cincuentas con la instalación de la primera planta geotermoelectrónica de América en Pathé, Hidalgo en 1959, con una capacidad de generación de 650 KWh. En la actualidad cuenta con una capacidad de 645 MW, de los cuales 620 se generan en el campo geotérmico de Cerro Prieto, Baja California, principal campo mexicano y segundo yacimiento más grande del mundo; los otros 25 MW son generados en el campo de los Azufres, Michoacán mediante cinco plantas a boca de pozo de 5 MW cada una (*Gutiérrez, 1987*). Otras regiones con buenas posibilidades de energía geotérmica son: Tulechek, Guadalupe Victoria y Rito Ejido Zacatecas en Baja California; La Primavera, San Marcos y Las Planillas en Jalisco; Araró, Ixtlán de Los Hervores, Los Negritos y Cuitzeo en Michoacán; Pathé-Taxidá, Hidalgo y Los Humeros y Las Derrumbadas, Puebla.

Dadas las consideraciones anteriores, se puede notar que la mayoría de los campos geotérmicos mexicanos, a excepción de Baja California, se encuentran en la porción centro-norte de la provincia del Eje Neovolcánico. Dentro de esta región se encuentra la zona

geotérmica de Los Azufres, Michoacán, segundo campo más importante del país y uno de los más promisorios en cuanto a producción geotermoeléctrica se refiere. Su exploración, iniciada en 1975, ha incluido diferentes estudios geológicos (tanto locales como regionales), geofísicos, geoquímicos, geohidrológicos, de alteración hidrotermal y de inclusiones fluidas, entre muchos otros. A partir del análisis de los datos obtenidos se han perforado hasta la fecha 53 pozos, los cuales aportan nuevos elementos para la comprensión del comportamiento del campo haciendo que la explotación sea simultánea con su exploración aún no concluida.

Debido a sus manifestaciones superficiales y zonas de alteración, así como a diferencias en cuanto al contenido de vapor y temperaturas, estos estudios interdisciplinarios han dividido al campo en dos zonas importantes: una al sur denominada "Tejamaniles" y otra al norte llamada "Maritaro", motivo del presente trabajo. Con éste se pretende conocer la alteración hidrotermal que las rocas de la zona han sufrido al estar en contacto con fluidos termales, contribuyendo con parámetros que ayuden al entendimiento del complejo campo geotérmico de Los Azufres.

I.2 OBJETIVOS

Por medio del estudio sistemático de muestras preparadas para su análisis petrográfico y minerográfico a cada 20 m de profundidad, el análisis de arcillas (por Rayos-X) y de inclusiones fluidas en minerales de neoformación a cada 100 m de profundidad en cinco pozos del módulo Maritaro y apoyados en los mismos estudios realizados a tres pozos más del mismo módulo, se pretende:

- Definir y cuantificar la mineralogía producto de la alteración hidrotermal así como sus relaciones texturales.
- Definir las características físico-químicas de la salmuera presente en el momento de la formación de los minerales de alteración.
- Determinar las temperaturas de formación de los mismos.
- Establecer la correlación entre los diferentes pozos, para definir la distribución y evolución de las paragénesis presentes en el módulo Maritaro.
- Conocer mejor la evolución físico-química de esta zona del campo geotérmico, a fin de que funcione como apoyo en el modelado del yacimiento y en la optimización de la explotación del mismo.

I.3 LOCALIZACION

El campo geotérmico de los Azufres se encuentra en la parte nor-oriental del estado de Michoacán, dentro de los municipios de Cd. Hidalgo y Zinapécuaro, a 200 Km al noroeste de la Cd. de México y a 50 Km al este de la Cd. de Morelia (figura 1).

Se encuentra limitado, en general, al norte por la carretera Maravatío-Zinapécuaro, al sur por la Carretera Federal No. 15 que comunica a Cd. Hidalgo con Morelia, al este por la carretera que une los poblados de Maravatío y Cd. Hidalgo y al oeste por las cercanías del poblado de Queréndaro. Estas mismas carreteras sirven de vías de acceso, especialmente con los poblados de Jerécuaro y San Pedro Jácuaró (al norte y sur del campo respectivamente) que se encuentran comunicados con el campamento Agua Fría de la Comisión Federal de Electricidad (figura 1).

Geográficamente, el área estudiada se encuentra ubicada entre los paralelos $19^{\circ} 48' 30''$ y $19^{\circ} 50'$ de latitud norte y los meridianos $100^{\circ} 39'$ y $100^{\circ} 42'$ de longitud oeste (figura 2) abarcando 18 kilómetros cuadrados aproximadamente.

I.4 TRABAJOS PREVIOS

Debido a la importancia del campo geotérmico de los Azufres en poco más de 10 años de exploración se han realizado numerosos y variados estudios. Desde un punto de vista geológico se pueden destacar los trabajos de *Camacho (1979)*, *Demant (1981)*, *De la Cruz et al. (1982)*, *Dobson y Mahood (1985)*; los principales aportes al conocimiento de la geología estructural de la región aparecen en los estudios de *De la Cruz et al. (op. cit.)* y *Garduño (1985)*. Siguiendo enfoques geo-químicos valen mencionar las investigaciones de *Quijano (1983)*, *Nieva et al. (1983)* y *Cathelineau et al. (1987)*.

En cuanto a los estudios de alteración hidrotermal se tienen los trabajos de *Aumento y Gutiérrez (1980)*, *Gutiérrez y Aumento (1982)*, *Viggiano (1983)*, *Cathelineau et al. (1983, 1985)* y *Robles (1987)*. Los estudios de inclusiones fluidas se limitan a los trabajos de *Cathelineau et al. (1986)* y *González-Partida (1987)*; por último, debido a que sólo recientemente se le ha dado la importancia debida a los minerales opacos como trazadores físico-químicos en campos geotérmicos, los estudios mineralográficos se restringen a los trabajos hechos por *González-Partida (1987)* y *González-Sánchez (1987)*.

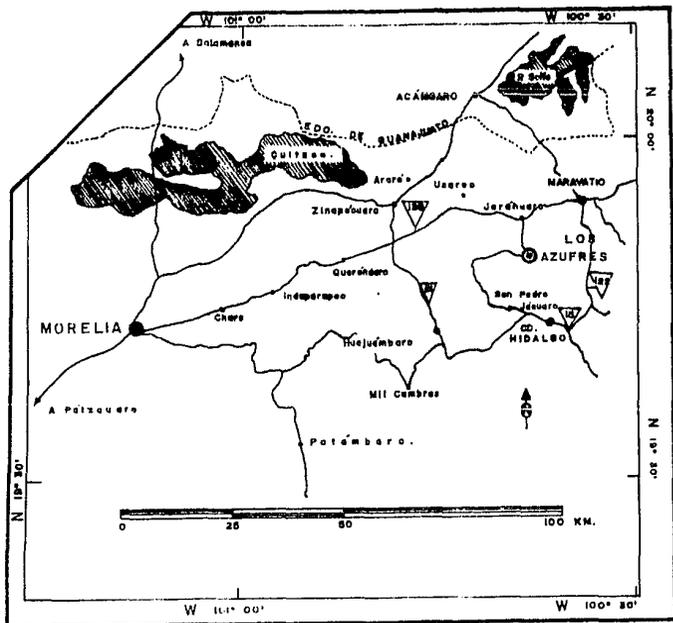
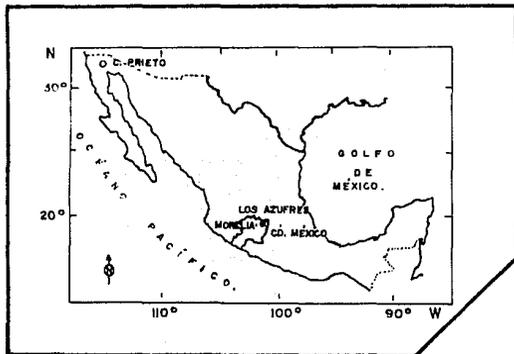
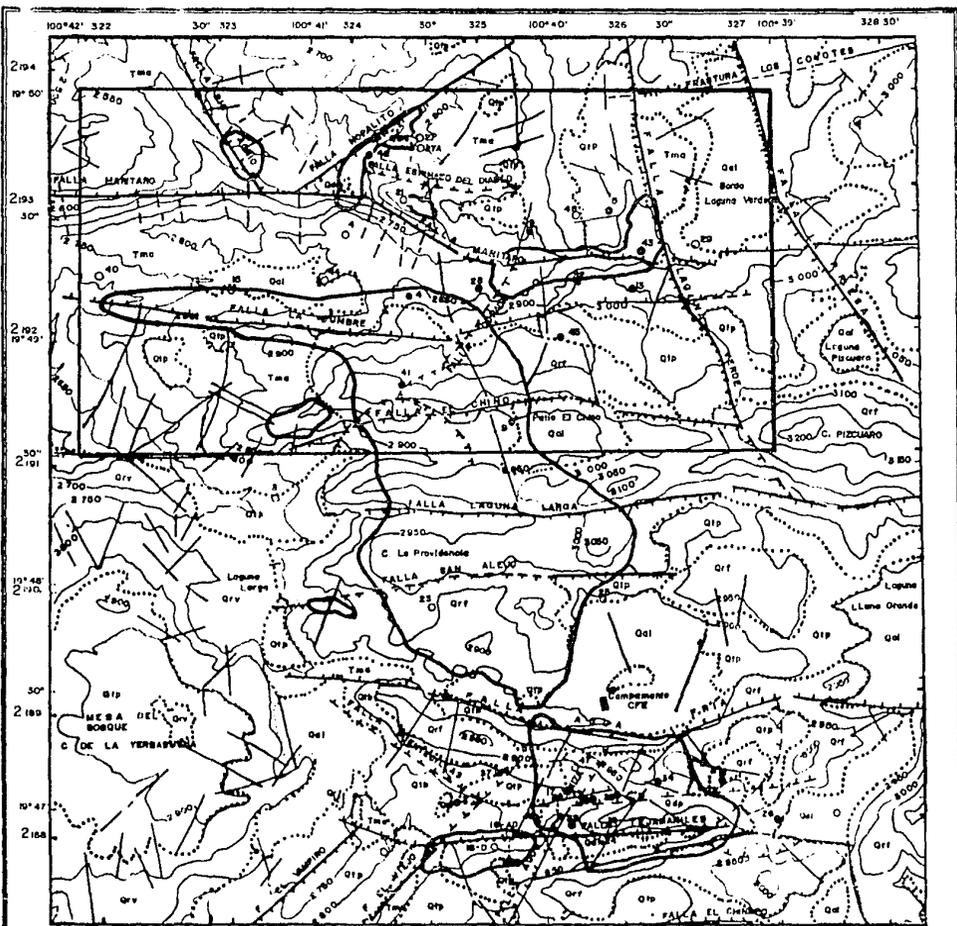


Figura 1.-Localización del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.

(La parte inferior es ajustada de Hiriart, 1985).



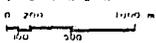
SIMBOLOGIA

- FALLA
- FRACHTUNA
- CONTACTO LITOLÓGICO
- ZONA DE ALTERACIÓN HIDROTÉRMICA
- PUNTO PRESIÓN
- PUNTO DE PRESIÓN
- CURVAS DE NIVEL

COLUMNA LITOLÓGICA

UNIDAD LITOLÓGICA	DESCRIPCIÓN
Qel	SUELOS Y ALUVIONES
Qof	DISPOSITO DE MANIFESTACIONES
Qop	ARENAS PUNCTICAS
Qip	VOLCANICO CENICIENTO
Qm	LAJAS "FERRIS MIXTO"
Qn	TIJAS PUNCTICAS
Qo	UNIDAD ROLITA "LA YERBABUENA"
Qp	UNIDAD DACITA "SAN ANHURÉS"
Qq	TONAS BRICHOLDES
Qr	UNIDAD ROLITA "AGUA FRIA"
Qs	UNIDAD ANDESITA "MIL CUMBRES"

ESCALA



UNAM - FI
 IGNACIO S TORRES A
 PENS. PROFESIONAL

Figura 2. Ubicación del módulo estudiado (Tomado de la geología del campo geotérmico de Los Azules, Mich., CFE - Comisión Federal de Electricidad, SAE).

CAPITULO II

GEOLOGIA

II.1 FISIOGRAFIA

De acuerdo a la división de provincias fisiográficas de *E. Raiz (1964)*, el área de estudio se encuentra ubicada en la parte central de la provincia del Eje Neovolcánico, recientemente denominado Cinturón Volcánico Mexicano (*CVM*) por *Aguilar y Verma (1987)* o Faja Volcánica Mexicana (*FVM*) por *Venegas et al. (1985)*. En la *figura 3* se puede apreciar su ubicación así como sus principales estructuras y aparatos volcánicos.

Los aparatos volcánicos localizados en esta provincia son estratovolcanes edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y derrames lávicos, que constituyen las partes más altas del país (Nevado de Toluca y de Colima, Popocatepetl, Pico de Orizaba, etc.). De manera subordinada se presentan conos cineríticos generalmente pequeños (Parícutín, por ejemplo), derrames fisurales, conos adventicios en las laderas de los estratovolcanes, algunas calderas, tanto de colapso como de explosión y estructuras esporádicas de tipo dómico originadas por eyecciones riolíticas.

II.2 GEOLOGIA REGIONAL

A partir del análisis de los trabajos realizados sobre la Faja Volcánica Mexicana (*FVM*), se reconoce como basamento regional una secuencia de sedimentos pelíticos metamorfizada a facies de esquistos verdes, a la que se le asigna una edad del Cretácico inferior por *Campa (1978)* y Paleozoico por de *Čierna y Fries (1981)*.

Sobreyciendo a las rocas metamórficas se encuentra una alternancia de lutitas y areniscas en depósitos tipo flysch, que en conjunto forman el anticlinal de Patámbaro y a las que se les ha asignado una edad del Cretácico superior. Estos depósitos se encuentran cubiertos por "lechos rojos" formados por areniscas conglomeráticas con altos contenidos de óxidos de hierro de tipo molassa continental y que posiblemente corresponden con el Grupo Balsas definido en Morelos y Guerrero por *Fries (1975)* de edad eocénica-oligocénica (*De la Cruz et al., 1982*).

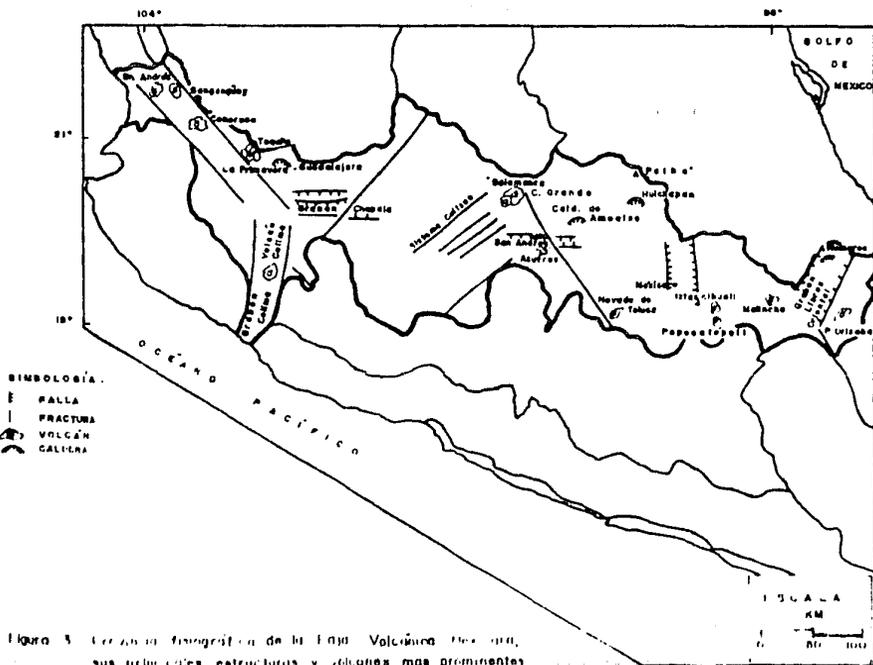
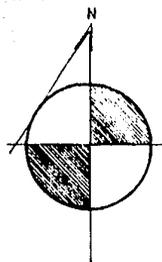


Figura 3. Geología tectónica de la Zona Volcánica de Parí, sus principales estructuras y algunos más prominentes. Ajustado de Ruiz (1964) y Venegas et al., (1985).

UNAM - FI
IGNACIO S. TORRES A.
TESIS PROFESIONAL

En discordancia con las formaciones anteriores, se encuentra una secuencia de tobas y derrames del Oligoceno-Mioceno, que junto con algunas tobas ácidas e intervalos brechoides del Mioceno medio, constituyen las primeras evidencias de actividad ígnea cenozoica de la región.

A la actividad volcánica anterior le continúa una serie de eventos tectono-volcánicos conjugados, iniciados desde el Mioceno medio. Esto incluye plegamientos en la región de Tzitzio-Huetamo (*Mauvois et al., 1976* en *Demant, 1978*), vulcanismo andesítico con horizontes de derrames basálticos y brechas intercaladas, que abarcan hasta el Plioceno y que constituyen lo que se ha considerado como el basamento del complejo volcánico de Los Azufres.

A continuación se inicia el vulcanismo típico de la FVM, tal y como lo definen *Demant y Robin (1975)* de carácter calcoalcalino y de edad cuaternaria; representado por rocas de características petrográficas diversas, entre las que se encuentran depósitos de derrames piroclásticos ácidos, lavas andesíticas, domos riolíticos y dacíticos, derrames basálticos asociados con conos escoriáceos, así como suelos y aluviones.

Es en esta etapa donde se tiene la mayor disparidad de ideas en cuanto al inicio del vulcanismo de la FVM. Aunque la mayor parte de los autores coinciden en que la actividad volcánica va desde el Oligoceno hasta el Reciente, reconociendo dos ciclos principales, uno Oligoceno-Mioceno y otro Plioceno-Cuaternario (*Mooser et al., 1974; Negendank, 1972; Bloomfield, 1975* en *Arroyo, 1986*), *Demant (op. cit.)* considera sólo al vulcanismo cuaternario como formador de la faja, ya que el ciclo inferior, oligocénico-miocénico, constituye la prolongación sur de las andesitas que forman parte de la secuencia de la Sierra Madre Occidental (SMO).

Por último, *Venegas et al. (1985)*, basados en estudios de pozos geotérmicos y dataciones isotópicas, afirman que no hay evidencias para suponer la continuación de la SMO bajo la FVM y consideran la formación de ésta última en dos etapas de composición semejante. La primera de ellas, formada entre los 20 y 4 m.a. (miocénica a miopliocénica a lo sumo), constituye el basamento sobre el cual se desarrolló la segunda etapa, de los 4 m.a. al presente (Plioceno-Cuaternario) con una cierta tendencia a emitir productos más ácidos provenientes de cámaras más someras y diferenciadas. *Venegas et al. (op. cit.)* concluyen de esta manera que la FVM, en su conjunto, es más antigua que el Plio-Cuaternario como tradicionalmente se ha considerado y que los basamentos de la SMO y la FVM, aunque semejantes, corresponden a dos eventos magmáticos distintos.

II.3 TECTONICA REGIONAL

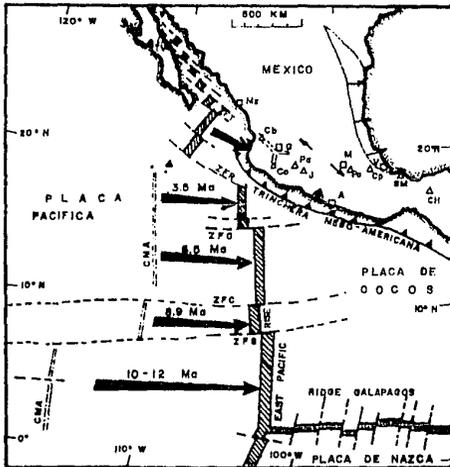
Debido al ángulo existente entre la FVM y la zona de subducción (Fosa Meso-Americana) se han propuesto una gran cantidad de modelos tectónicos para explicar su origen y evolución (figura 4). De acuerdo con una reciente recopilación hecha por *Aguilar y Verma (1987)*, los modelos se pueden dividir en tres grupos principales:

1) Modelos relacionados con grandes fallas.

Propuesta por *Humboldt en 1867* para explicar la alineación de los grandes volcanes en esta zona, aludiendo a una gran fractura cortical. Con el descubrimiento de la Fractura Clarión, la teoría de Humboldt revivió al proponer que el vulcanismo de la FVM representaba la extensión continental de esta falla de transformación de la Dorsal del Pacífico Oriental (*Menard, 1955; Mooser y Maldonado-Koerdell, 1961 en Aguilar y Verma, op. cit.*). *Mooser (1969)* propone además una zona de sutura entre bloques cratónicos y un mecanismo de "calentamiento diferencial de la corteza" para la generación de los magmas debajo de esta "geosutura". Por su parte, *Gastil y Jansky (1973, en Aguilar y Verma, op. cit.)* consideran la FVM como la prolongación continental del sistema de fallas de transformación del Golfo de California, por lo que suponen la existencia de movimientos horizontales dextrales debajo de la parte occidental de la FVM. Una variante de estas hipótesis es la que plantean *Stewart (1971)* y *Mooser et al. (1974)*, en la que consideran al vulcanismo de esta región como producto de una incipiente zona de extensión oceánica.

2) Modelos relacionados con la subducción de placas tectónicas.

Considerando el carácter básicamente calco-alcálico de la FVM y debido al actual desarrollo de la Teoría de Tectónica de Placas, se han propuesto diversos modelos que ligan esta región con los procesos de subducción entre las placas de Cocos y Norteamérica básicamente. La falta de paralelismo entre el arco volcánico continental y la zona de subducción ha motivado la creación de diferentes modelos. Así, *Mooser (1972 en Aguilar y Verma, 1987)* considera la FVM como una antigua zona de debilidad cortical ("geosutura") que ha experimentado una reapertura desde el Terciario medio por donde han ascendido los magmas producto de la subducción en el Pacífico. *Urrutia y del Castillo (1977)* atribuyen la falta de paralelismo a una disminución constante en el ángulo de subducción unida a un incremento en la velocidad del hundimiento. *Demant (1978, 1981)* considera la FVM como el "producto directo de los procesos de deslizamiento de las placas de Rivera y Cocos, debajo de la Placa de Norteamérica" (*Aguilar y Verma, op. cit.*).



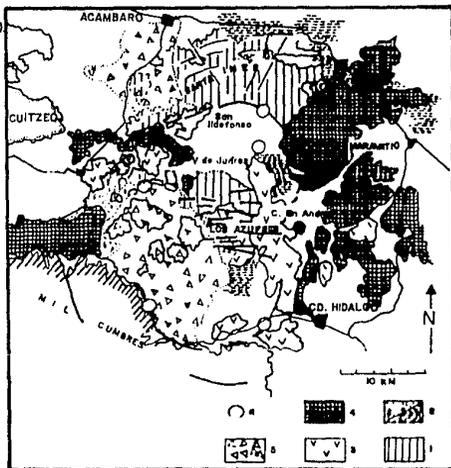
MAPA DE LA TECTONICA DE PLACAS DE LA REGION CIRCUM-PACIFICA (Drumond, 1981).

- S I M B O L O G I A**
- ▬ Cordilleras submarinas de Espenstien.
 - Zonas de Fracturamiento:
 - ZFO - Orocaso
 - ZFC - Claparion
 - ZFS - Sigulfoyo
 - ZFT - Tamayo
 - ZFR - Ribera
 - Desplazamiento de los tramos que forman la Cordillera Oriental del Pacifico.
 - ▬ Cordones Montañosos Anteriores
 - Ciudades Principales.
 - M - Mascateo
 - G - Sudestejaro
 - N - Cd. de Nativos
 - A - Acapulco
 - V - Veracruz
 - △ Volcanes Históricamente Activos.
 - TV - Tres Virgenes
 - Cb - Oaxaca
 - Co - Colima
 - Pa - Parícutin
 - J - Jorullo
 - CP - Cofre de Perote
 - Pe - Popocatepetl
 - SM - San Martín
 - CH - Chichonal
 - ▲ - Provincia geológica (Rehén y Tawrahn, 1979).
- (Aguado de Ojeda, 1988)

A

ESTRUCTURA DE UNA CALDERA ASOCIADA AL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES, MICH., (Pradal y Robin, 1985)

- 1 Flujos de lava andesítica (base del conejal).
- 2 Depósitos de flujos piroclásticos antiguos.
- 3e Arenas al N, NE y S, que muestran afloramientos de depósitos piroclásticos (residuos de cenizas con pómulos y obsidiana).
- 3b Flujos pumiliáticos y cenizas con fragmentos de escoria basáltica, provenientes de la zona oeste.
- 3 Domes anteriores al último periodo igmbrístico, andeítico y rhyolítico.
- 4 Volcanote que sufrió un colapso.
- 5 Flujos piroclásticos recientes.
- 6 Formación Acambaro (al norte).
- 7 Formación Chichiquil (al sur).
- 8 Afloramiento de andesitas.



B

Figura 4 - Tectónica continental (A) y regional (B) que han afectado la zona de Los Azufres. La segunda es un producto particular de la primera, con vulcanismo relacionado a una etapa resurgente (Pradal y Robin, 1985). La geometría de la(s) estructura(s) se discute actualmente (Garduño, 1987).

UNAM - FI
IGNACIO S. TORRES A.
TESIS PROFESIONAL

3) Modelos relacionados con un rompimiento cortical.

Shurbet y Cebull (1984 en Aguilar y Verma, op. cit.) proponen que la FVM sea el límite norte no completamente desarrollado, posiblemente abortado, de una microplaca en desarrollo, dándole un poco de independencia de los procesos de subducción. *Robin (1976 y 1982 en Aguilar y Verma op. cit.)* propone un rompimiento continental a lo largo de la planicie costera del Golfo de México, que junto con los procesos de subducción a lo largo de toda la provincia, ha dado lugar al vulcanismo de la parte oriental de la faja, producto de la fusión parcial del manto superior y escasa contribución de material síalico.

Por último, *Allan (1984) y Luhr et al. (1985, ambos citados en Aguilar y Verma, op. cit.)* consideran un rompimiento continental activo al occidente de la faja, donde los grábenes de Tepic, Chapala y Colima son la expresión de este rompimiento y representan las primeras manifestaciones de un salto de la Dorsal del Pacífico Oriental bajo la Placa de Norteamérica.

Como se puede observar, la región es sumamente complicada ya que, han intervenido diversos factores tectónicos que imposibilitan el dar una interpretación demasiado general y simplista. Esto hace imprescindible que el estudio de la formación y evolución de la FVM deba estar apoyado en detallados trabajos de campo e importantes evidencias de subsuelo.

II.4 GEOLOGIA LOCAL

II.4.1 Geomorfología

Las características morfológicas del relieve del campo geotérmico de Los Azufres son típicas de ambientes volcánicos, el cual ha sido afectado por diversos eventos tectónicos.

Con una topografía irregular característica, las elevaciones varían de los 3500 a los 2900 m.s.n.m., donde las mayores altitudes corresponden a estructuras cónicas producto de aparatos volcánicos. De entre éstos destaca al este del área el volcán San Andrés, mayor elevación del campo y del que han provenido diversos derrames y algunos conos adventicios que lo circundan (*De la Cruz et al., 1982*).

La topografía compleja que forman los diferentes derrames superpuestos, se ve afectada por fallas y fracturas que forman escarpes y barrancas de pendientes moderadas; situación favorecida por fuertes efectos erosivos principalmente fluviales.

Por otra parte, se distinguen estructuras dómicas afectadas por grandes fallas originando un relieve característico de fosas y pilares. Algunas de estas estructuras dómicas llegan a medir hasta 5 Km de diámetro, como el domo Taimeo El Chico, al oeste del campo.

Los patrones de drenaje principales son el dendrítico, en las rocas más resistentes a la erosión, subparalelo en las regiones con fuerte control estructural y radial en las estructuras dómicas. Estos patrones, que en conjunto presentan una moderada densidad, provocan grandes abanicos aluviales, pie de monte y depósitos aluviales en depresiones.

II.4.2 Estratigrafía

De acuerdo con los estudios geológicos realizados por la Comisión Federal de Electricidad y algunos otros investigadores sobre la estratigrafía volcánica de Los Azufres, se presenta a continuación en orden cronológico una descripción de las unidades presentes en el campo. En la *figura 5* se presenta una carta geológica detallada del módulo en estudio y en la *figura 6* la columna estratigráfica local.

ANDESITA MICROLITICA (Tina)

También llamada Andesita Mil Cumbres, esta unidad constituye el basamento local y aflora ampliamente en la porción norte del campo, quedando enmascarada en la porción central y sur del mismo donde sus afloramientos son escasos.

Aunque en general dominan las andesitas, se han observado intercalaciones de brechas y basaltos (*De la Cruz et al., 1982*) constituyendo una secuencia de derrames superior a los 2900 m de espesor (*Dobson y Mahood, 1985*).

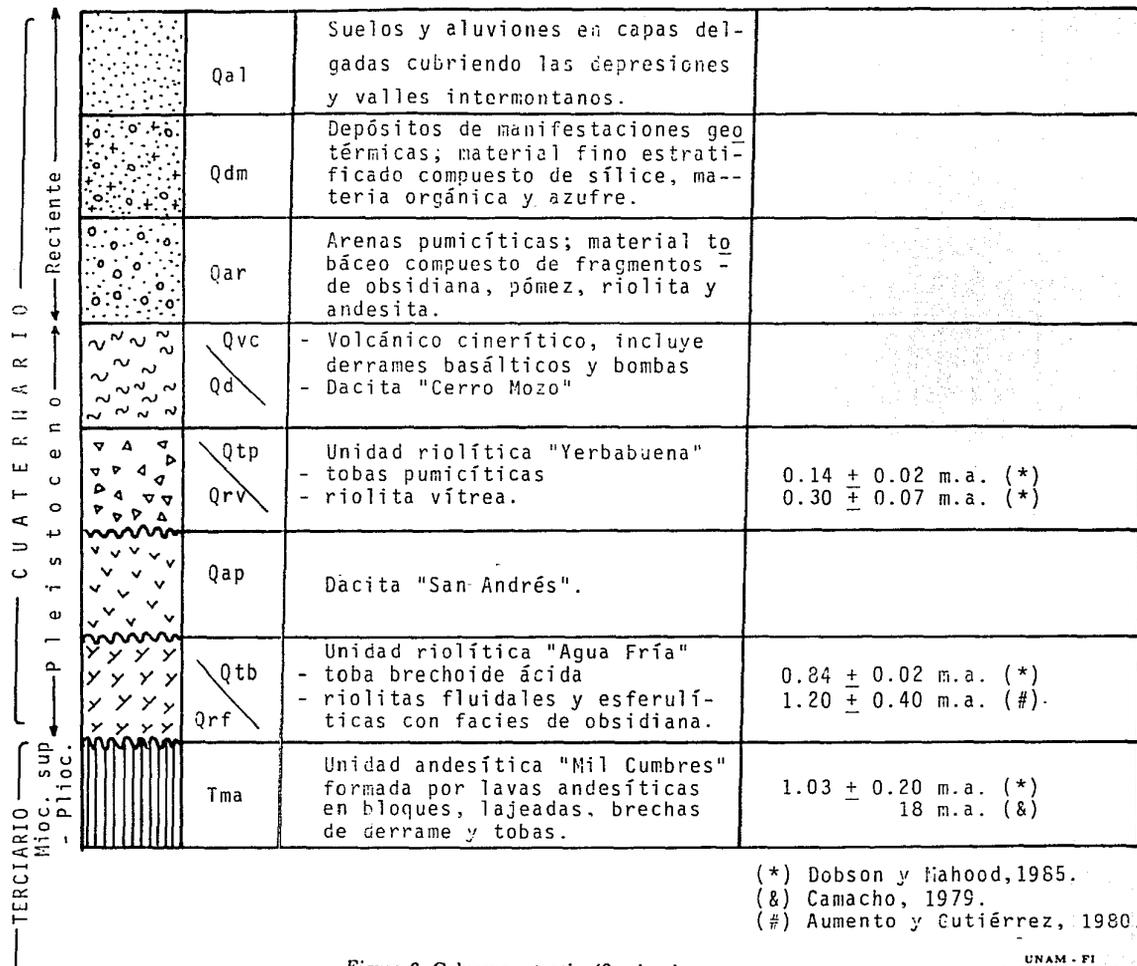
Megascópicamente es una roca afanítica, compacta, color gris oscuro, con amígdalas de calcita. Petrográficamente presenta texturas que varían de microlíticas a porfídico-traquíticas y en algunos casos hialopiliticas. Se compone esencialmente de oligoclasa y andesina y presenta augita, enstatita y vidrio intersticial como minerales accesorios.

Dataciones por *K/Ar* en muestras de roca total tomadas de la base y la cima de esta unidad aportaron edades de 10.2 ± 0.6 y 3.1 ± 0.2 m.a. (*Aumento y Gutiérrez, 1980*) y de 18 y 1 m.a. (*Dobson y Mahood, 1985*) respectivamente, dando un rango del Mioceno inferior al Pleistoceno inferior para esta secuencia.

RIOLITA FLUIDAL ESFERULITICA (Qrf)

Llamada localmente Riolita Agua Fría, aflora en la porción central del área de Los Azufres sobreyaciendo a la andesita basamental y subyaciendo a la Dacita San Andrés (*De la Cruz et al., 1982*).

Esta riolita forma domos y eyecciones pequeñas, alcanzando espesores hasta de 800 m. Su color es gris azulado y es la unidad más alterada hidrotermalmente. Microscópicamente



- (*) Dobson y Mahood, 1985.
 (&) Camacho, 1979.
 (#) Aumento y Cutiérez, 1980.

Figura 6. Columna estratigráfica local.

presenta texturas fluidales y esferulíticas, altos contenidos de sanidino, plagioclasas sódicas, cuarzo y biotita, hornblenda y ortopiroxenos como minerales accesorios, dando una variación composicional desde riodacita a riolita.

Dataciones radiométricas en esta unidad indican edades de 1.2 ± 0.4 m.a. (Gutiérrez y Aumento, 1982) a 0.84 ± 0.02 m.a. (Dobson y Mahood, 1985) ubicándola en el Pleistoceno.

TOBAS Y BRECHAS (Qtb)

Asociados con los eventos riolíticos anteriores se encuentran pequeños depósitos de flujos piroclásticos de material brechoide y tobáceo, compuestos de fragmentos de riolita, traquiandesita, cuarzo aislado, andesita microgranular, feldspatos y vidrio, aglutinados por ceniza volcánica alterada parcialmente a minerales arcillosos (De la Cruz et al., 1982).

DACITA SAN ANDRES (Qap)

Constituida casi esencialmente por el volcán San Andrés al este del área, es de color gris oscuro y azulado, comunmente con bandamiento fluidal; consiste de fenocristales de plagioclasa, hornblenda, clino y ortopiroxenos, así como biotita y cuarzo subordinados.

Estudios isotópicos por K/Ar en plagioclasas, reportaron una edad de 0.33 ± 0.7 m.a. (Dobson y Mahood, 1985) ubicándose por relaciones estratigráficas en el Pleistoceno superior.

RIOLITA VITREA (Qrv)

Conocida localmente como Riolita Yerbabuena, forma el grupo eruptivo mayor y más joven del centro de Los Azufres, aflorando en la parte occidental en forma de domos y con espesores mayores a 300 m.

Los domos presentan su relieve original y no fueron dislocados por los eventos tectónicos que afectaron a las otras unidades. Su color es gris claro y es formado por fenocristales de plagioclasas, cuarzo, sanidino, biotita, ortopiroxenos y hornblenda en menor cantidad, todos en una matriz vítrea pumicitica.

Estudios isotópicos le han asignado una edad de 0.30 ± 0.07 y 0.14 ± 0.02 m.a. (Dobson y Mahood, op. cit.). Aumento y Gutiérrez (1980) le asignan una edad promedio de 0.7 m.a. (Pleistoceno superior).

TOBA PUMICITICA (Qtp)

Ultima unidad ácida en el área; su espesor varía entre 1 y 10 m; es de color gris a blanco, muy poco compacta, con algunos cristales de micas en una matriz pumicitica fina. Al microscopio presenta textura piroclástica, devitrificada, con fragmentos de cuarzo, magnetita, biotita, minerales de alteración y fragmentos de andesitas y riolitas. Se le atribuye una edad del Pleistoceno superior (*De la Cruz et al., 1988*).

VOLCANICO CINERITICO (Qvc)

Esta unidad incluye diversos derrames basálticos y material piroclástico formado por ceniza, lapilli y bombas; se presenta sólo en pequeños afloramientos al norte del campo y representa la unidad más característica de la actividad volcánica reciente de la Faja Volcánica Mexicana.

DEPOSITOS DE MANIFESTACIONES HIDROTHERMALES (Qdm)

Pequeños cuerpos estratiformes de materia fina, residuos orgánicos, sílice y azufre que evidencian la actividad geotérmica de la zona.

SUELOS Y ALUVIONES (Qal)

Junto con los depósitos de manifestaciones hidrotermales, constituyen las unidades más recientes del área. Los suelos y aluviones son estratiformes y en espesores pequeños, llegando hasta los 15 m en zonas topográficas bajas.

De todas las unidades anteriormente mencionadas, sólo la Andesita Microlítica (Tma), Riolita Fluidal y Esferulítica (Qrf), Toba y Brecha (Qtb), Toba Pumicitica (Qtp), Depósitos de Manifestaciones Hidrotermales (Qdm) y Suelos y Aluviones (Qal) afloran en la zona de estudio, predominando ampliamente, tanto en superficie como en subsuelo, la Andesita Microlítica sobre todas las demás unidades.

II.4.3 Geología Estructural

En el área de Los Azufres se consideran tres sistemas de fallas y fracturas principales en una tectónica superpuesta.

1) Sistema NNW-SSE

Este afecta principalmente a las andesitas basamentales mio-pliocénicas (*De la Cruz et al., 1982*). Se considera que estas fallas son el reflejo superficial de las estructuras regionales propias de la cuenca del Balsas, es decir, se relaciona con la tectónica de Cuenca y Sierras (*De la Cruz et al., op. cit., Garduño y López, 1986*).

2) Sistemas E-W

En correspondencia con el sistema estructural más importante en la FVM, este sistema es el control estructural del área. Da lugar, además, a la morfología típica de fosas y pilares, con escalonamientos decrecientes a partir de las fallas La Cumbre y El Chino, hacia el norte y el sur, respectivamente (*figura 3*).

3) Sistema N-S

Considerado como el evento más reciente en Los Azufres, se interpreta como el producto de una etapa de inestabilidad tectónica y reactivación de estructuras más antiguas (*De la Cruz et al., Garduño y López, op. cit.*).

El sistema de fallamiento y fracturamiento E-W es fundamental para el campo en estudio, ya que el yacimiento geotérmico está hospedado en las rocas andesíticas intensamente fracturadas y cubiertas por las rocas volcánicas más jóvenes, alteradas y silicificadas, que actúan como sello. En este contexto, las fallas E-W comunican al yacimiento con la superficie. De este modo, la permeabilidad en la unidad principal está controlada por patrones estructurales, principalmente el cruce de los sistemas E-W con el sistema NNW-SSE (*Garduño y López, 1980*), demostrándose esto por la localización de manantiales calientes y fumarolas a lo largo de fallas mayores y por la correlación de anomalías de resistividad con los rasgos estructurales principales (*Palma, 1982; Palma y Bigurra, 1986*).

II.4.4 Tectónica Local

Los sistemas caldéricos son relativamente comunes en el contexto de la FVM y su relación con sistemas geotérmicos queda evidenciada por las calderas de Los Humeros, Puebla y La Primavera, Jalisco. Sin embargo, en Los Azufres esta relación no ha sido bien definida. *Dobson (1984)*, no reconoce caldera alguna, mientras que *Pradal y Robin (1985)*, sugieren la existencia de la misma a nivel regional (de unos 20 Km de diámetro), donde la Sierra de Los Azufres, lugar donde se ubica el campo geotérmico, es una zona resurgente de la caldera mayor (*figura 4*).

Si bien no se reconocen algunas de las estructuras asociadas comunmente a una caldera, como alineamientos circulares de conos escoriáceos, depresión central y abombamiento regional, el tipo y ecuación del vulcanismo es el típico de un sistema caldérico, corrio el propuesto por Wilson.

II.4.5 Geoquímica

Siendo la geoquímica una herramienta muy poderosa para conocer la génesis y evolución magmáticas, el campo geotérmico de Los Azufres se ha visto sometido a muy diversos estudios geoquímicos (*Pal et al., 1978; Mora, 1979; Aguilar y Verma, 1987; Cathelineau et al., 1987*).

Con respecto a la tipología de la asociación magmática de la región, en todos estos trabajos se atribuye un carácter netamente calco- alcalino (con altos contenidos de alúmina según *Cathelineau et al., op. cit.*) para todos los magmas de Los Azufres, serie que es coherente con la característica calco- alcalina dominante de esta porción de la Faja Volcánica Mexicana (*Aguilar y Verma, 1987*).

Más aún, *Cathelineau et al. (1987)* consideran que las andesitas y dacitas pertenecen a la misma serie de diferenciación a partir de una fuente magmática común, mientras que las riolitas no corresponden a la misma evolución que los basaltos y andesitas. Las dacitas, además, parecen sugerir una mezcla de magmas más que una evolución magmática simple, lo que hace concluir a los autores antes citados, que las series en Los Azufres son complicadas en muchos aspectos, requiriendo estudios de elementos traza, mayores estudios de campo y una cronología más detallada para obtener una idea más clara de las relaciones entre las diferentes unidades y su historia genética.

CAPITULO III

ESTUDIOS PETROGRAFICOS Y DE RAYOS X

III.1 DESCRIPCIÓN DE LOS POZOS ESTUDIADOS

Para la realización del presente trabajo se seleccionaron cinco pozos del Módulo Maritaro, Zona Norte del campo geotérmico de Los Azufres, buscando una distribución apropiada para cubrir la mayor parte posible de dicho módulo. Estos pozos son Az 29, Az 40, Az 49, Az 52 y Az 53, cuya localización puede verse en el plano geológico de la figura 5. En la tabla I se encuentran resumidas las principales características de cada uno de los pozos.

Con el fin de correlacionar los resultados obtenidos, se consideraron tres pozos adicionales (Az 9, Az 27-A y Az 44), cuyos estudios petrográficos, minerográficos y de inclusiones fluidas fueron previamente realizados (González-Partida, 1987 y González-Sánchez, 1987). Al igual que los otros pozos, su localización se encuentra en la figura 5 y sus características, así como los resultados de los análisis realizados, se presentan en el Apéndice II.

La distribución de los ocho pozos permitió la realización de dos secciones (A-A' y B-B', figura 5) consideradas para observar el comportamiento y correlación de la mineralogía de neoformación, así como de las temperaturas de homogenización y rangos de concentración obtenidos por los estudios de inclusiones fluidas. Las mismas secciones se presentan en las figuras 7 y 8, donde se ha interpretado la distribución de las unidades litológicas y el comportamiento estructural.

III.2 METODOLOGIA

Los estudios petrográficos se realizaron en muestras de canal colectadas en intervalos de 20 m de profundidad en cada uno de los pozos seleccionados, dando un total de 550 láminas delgadas analizadas.

Para la preparación de la muestra se realizó una separación previa de minerales que pudieran contener inclusiones fluidas como cuarzo, epidota y calcita; esto es para ser preparados y analizados posteriormente. Después de esto, las esquirlas de roca fueron

POZO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	PROFUNDIDAD (m)	RESULTADO	UNIDADES LITOLÓGICAS CORTADAS
29	X=326,635.40 Y=2,192,631.64 Z=2,915 msnm	2,900	Fallido	Secuencia andesítica con algunos horizontes basálticos y tobas en la cima.
40	X=322,080.62 Y=2,192,434.09 Z=2,720 msnm	2,080	inyector	Secuencia andesítica.
49	X=326,309.68 Y=2,191,847.66 Z=2,986.83 msnm	2,502	En estudio	Andesitas con tobas en la cima, basaltos intercalados y dacita cerca del fondo.
52	X=323,360.15 Y=2,193,369.22 Z=2,634.65 msnm	1,936	inyector	Andesitas con dos lentes pequeños de naturaleza tobácea.
53	X=325,901.937 Y=2,193,243.815 Z=2,916.515	2,006	En estudio	Andesitas con pequeños horizontes basálticos y tabáceos.

TABLA 1. Resumen de las características de los pozos estudiados.

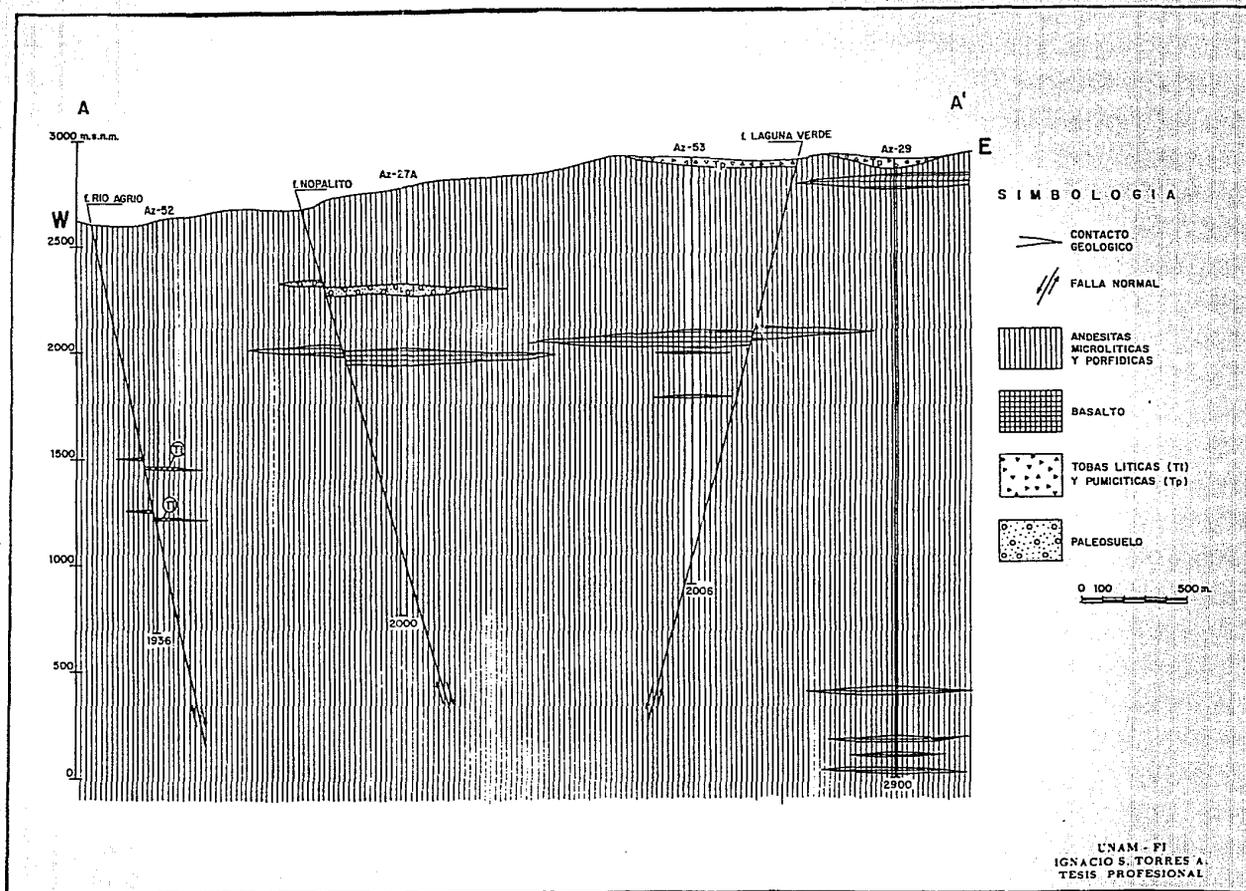


Figura 7. Sección geológica-estructural A-A'.

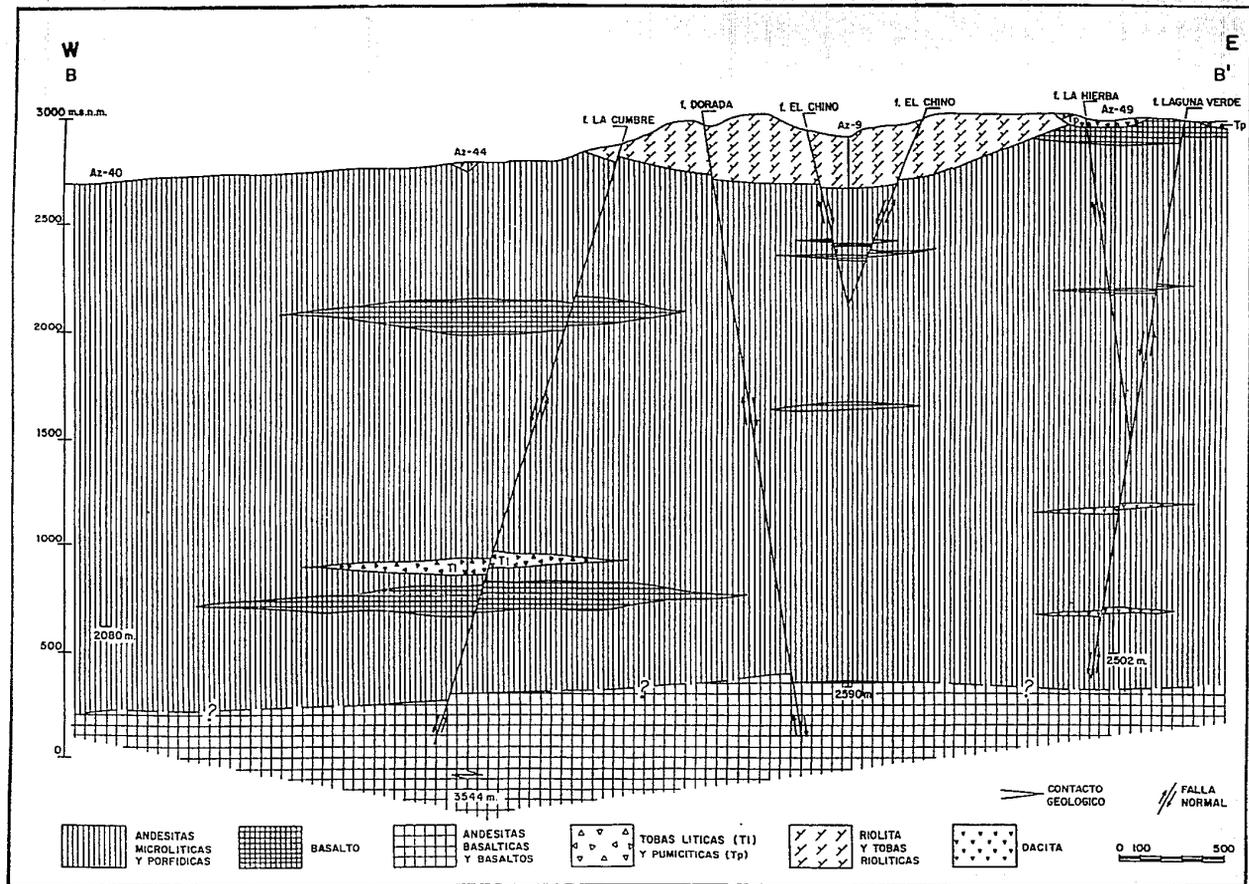


Figura 8. Sección geológica-estructural B-B'.

vaciadas en moldes de aluminio que se rellenan con resina epóxica transparente, dando de esta manera una "pastilla" dura de fragmentos de roca cementados por la resina, susceptible de ser cortada y laminada con los procedimientos de laminación tradicionales. Una vez que la lámina de roca llega a tener un espesor aproximado de 0.03 mm es tapada con un cubreobjetos y bálsamo de Canadá.

Los estudios de la identificación, descripción y cuantificación de los minerales producto de la alteración hidrotermal en el campo, se llevó a cabo con técnicas petrográficas estándares, basándose en las propiedades ópticas que presentan los minerales al ser sometidos a la influencia de luz transmitida con un microscopio polarizante. Para esto, la identificación mineralógica se apoyó en las descripciones de Kerr (1977) y Heinrich (1978) y en los trabajos de Steiner (1977) y Best (1982).

Los resultados del estudio petrográfico se muestran en los perfiles individuales por pozo (figuras 9 a 13) donde se grafica el porcentaje que cada mineral transparente de neoformación representa, considerando el porcentaje total de alteración hidrotermal como el 100%; es decir, en los perfiles individuales por pozo se graficaron porcentajes relativos. En estos mismos perfiles se han graficado, bajo el mismo criterio, los resultados de los estudios de la fracción arcillosa, minerográficos (capítulo IV) y de las inclusiones fluidas (capítulo V).

III.3 DESCRIPCION PETROGRAFICA

III.3.1 Petrografía de minerales primarios

De las secciones geológicas presentadas en las figuras 7 y 8, resulta evidente el dominio que las rocas andesíticas tienen sobre las otras unidades litológicas, cuya presencia se limita a pequeños lentes de poco espesor. Así, la mineralogía presente en las unidades andesíticas controlarán definitivamente, junto con el fluido hidrotermal, la caracterización de la mineralogía de neoformación.

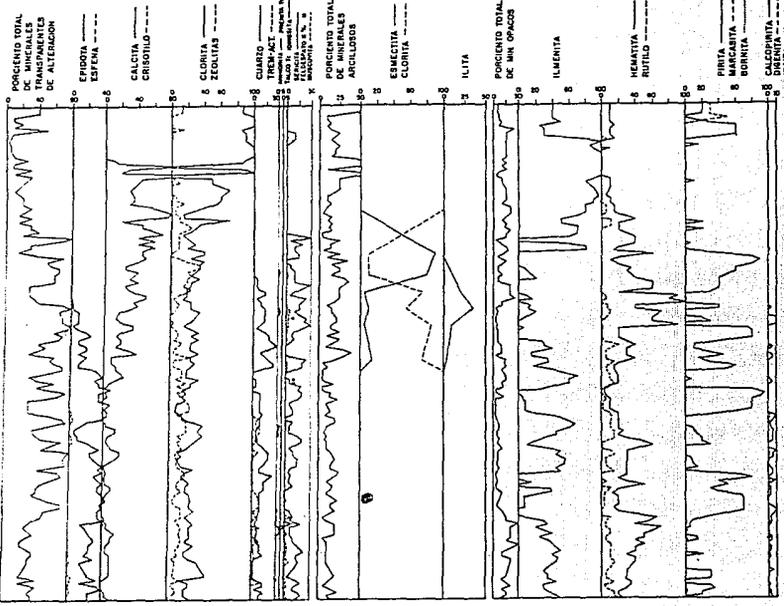
Megascópicamente, las andesitas presentan una variación de color bastante amplia; desde el gris oscuro hasta el gris claro con tonos verdes o rojos. Su textura es afanítica con algunas zonas vesiculares, y su estructura es compacta generalmente. Presenta al microscopio una gran variación de texturas que pueden ser divididas en dos tipos principales: las texturas microlíticas y las porfídicas. El primer grupo incluye texturas perlíticas y fluidales para los tipos hialinos; las texturas hialopilitica e intersticial son muy comunes, mientras que los tipos holocristalinos están representados por texturas afeltradas, pilotácicas y cristales de piroxeno en intersticios dejados por las plagioclasas. Las texturas porfídicas van desde las vitrofídicas, traquítico-merocristalinas y traquíticas hasta las microporfídicas, porfídicas seriadas y glomeroporfídicas. Son texturas que se salen de estos dos tipos principales la vesicular, la piroclástica y en algunos intervalos la cataclástica.

PROFUNDIDAD EN METROS

000
1000
2000
2900

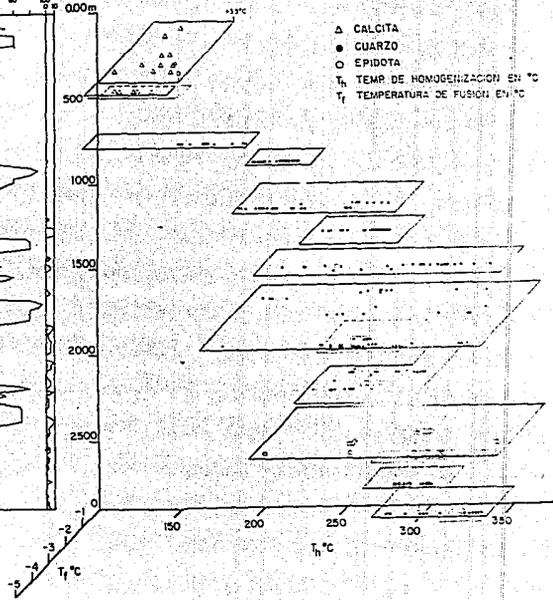
LITOLOGIA
POZO A1-29

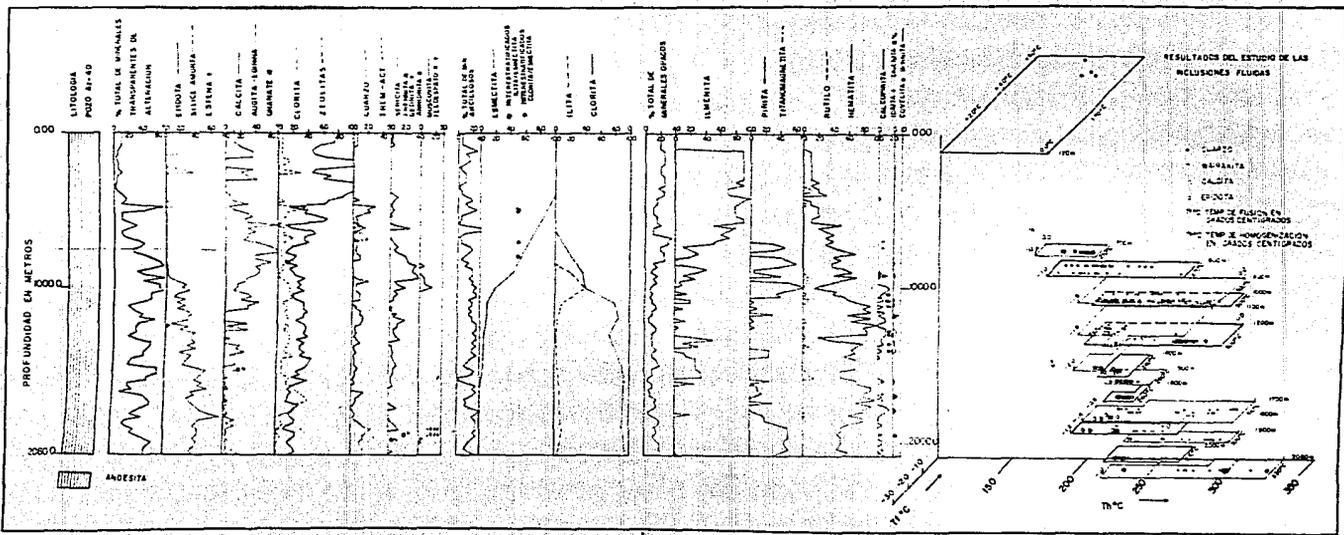
-  TOBA
-  BASALTO
-  ANDESITA



RESULTADOS DEL ESTUDIO
DE INCLUSIONES FLUIDAS

-  CALCITA
-  CUARZO
-  EPIDOTA
- T_h TEMP. DE HOMOGENIZACION EN °C
- T_f TEMPERATURA DE FUSION EN °C





PROFUNDIDAD EN METROS

000

1000

2000

2500.0

ESTRATIGRAFIA

POZO 317-49

Σ TOTAL DE MINERALES
IRREGULARES DE
ALTERACION

PIROXENA
SERPENTINA
CALCITA
CENIZILLA
ANORTITA
FALCO
CLORITA

OPIDITAS

GRANITO
CALCITA
SERPENTINA
CENIZILLA
ANORTITA
FALCO
CLORITA

Σ TOTAL DE MINERALES
ANCLILLOSOS

TRIMICITA
CLORITA
ILITA

Σ TOTAL DE MINERALES
GRANOS

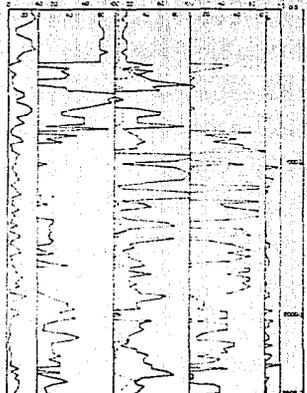
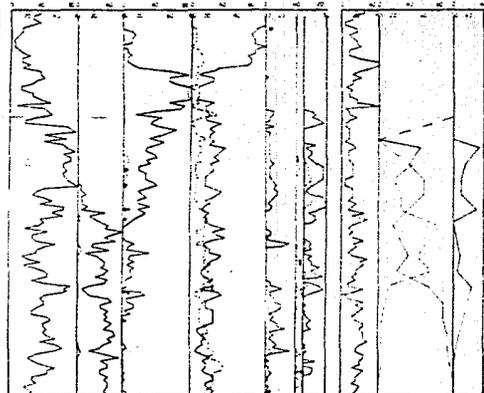
ILICITA
MILICITA
NEVALITA
PIRITA
MURATA
CORTITA

TOBA

BASALTO

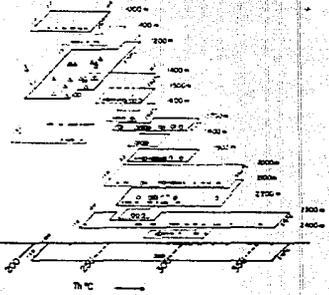
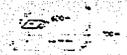
ANCESITA

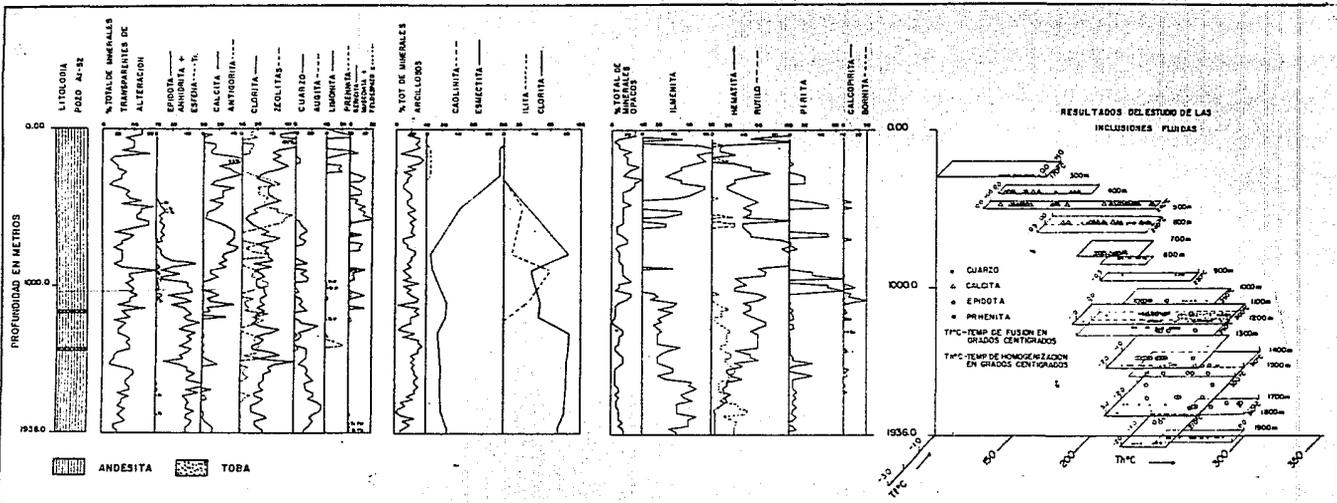
DACITA

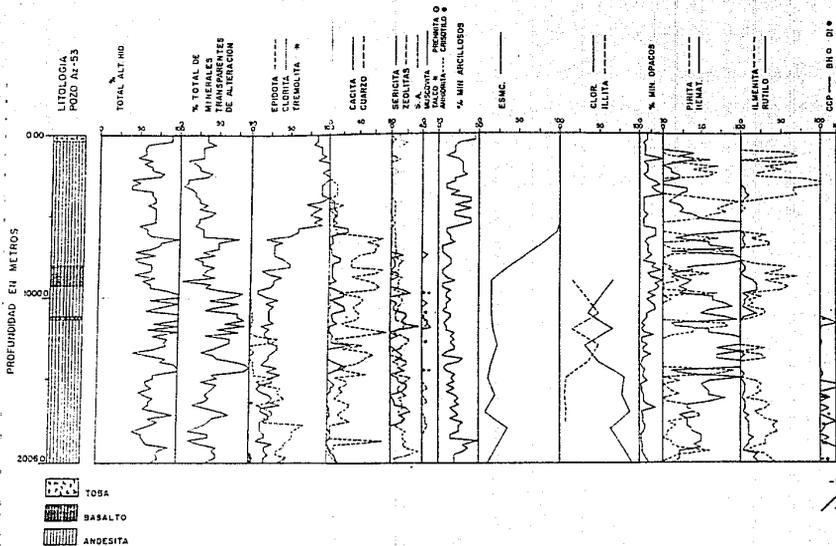


RESULTADOS DEL ESTUDIO DE LAS
INCLUSIONES FLUIDAS

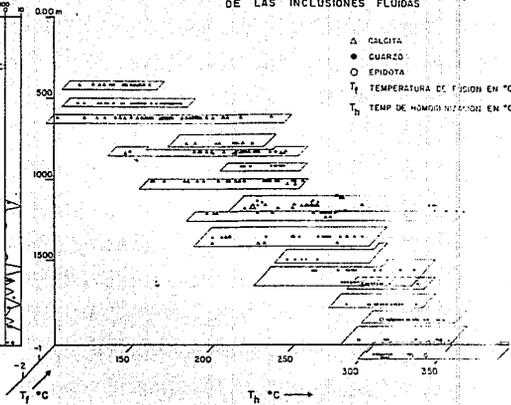
• CUARZO
• CALCITA
• DACITA
• TRIMICITA
• PIRITA
• MURATA
• CORTITA







RESULTADOS DEL ESTUDIO
DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS



Su mineralogía es bastante homogénea, presentando principalmente oligoclasa-andesina y llegando a contener esporádicamente labradorita. En general, éstos son cristales tabulares, maclados y rara vez zonados. El principal mineral accesorio es la augita, con la presencia de hiperstena, augita-egirina, biotita y hornblenda en una forma muy subordinada. La augita se presenta en fenocristales generalmente euedrales, así como ocupando intersticios dejados por las plagioclasas.

En las unidades de composición basáltica se encuentra iddingsita en olivino o bien éste se encuentra completamente oxidado; mientras que en las rocas piroclásticas se observan fragmentos líticos, de feldespato y cuarzo, generalmente en una matriz alterada a minerales arcillosos y devitrificada. Comparando la alteración presente en todas las rocas, se puede decir que en general las rocas porfídicas presentan una mayor predisposición a la formación de minerales secundarios (especialmente las variedades vitrofídicas) seguidas por las variedades microlíticas merocristalinas.

III.3.2 Petrografía de minerales secundarios

Los minerales producto de la alteración hidrotermal se presentan a continuación divididos en grupos composicionales.

1) CALCOSILICATOS

Son el grupo de minerales de neoformación más importante en Los Azufres ya que contiene minerales termómetro índice en los cuales las variaciones composicionales reflejan las características físico-químicas del ambiente en que se formaron. En este grupo se incluyen los siguientes minerales:

ZEOLITAS

Con las limitaciones que la petrografía implica, se pudieron distinguir cuatro especies minerales de este grupo:

laumontita	$(CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O)$
estilbita	$(H_4(Ca, Na_2)Al_2(SiO_3)_6 \cdot 4H_2O)$
wairakita	$(CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O)$
heulandita	$(CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O)$

Su distribución en la sección A-A' se presenta en la figura 14. Aunque la heulandita sólo se identificó en el pozo Az 29 a 140 m de profundidad se incluye en este apartado

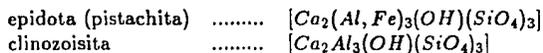
ya que es muy común en la zona sur del campo (*Hurtado, comunicación personal*) y en otros campos geotérmicos (*Bird et al., 1984*). Estos minerales alcanzan sus máximas concentraciones muy cerca de la isoterma de 200 °C (figura 44).

En la sección se puede apreciar que la estilbita ocupa una franja de unos 300 m desde la superficie dando paso a la laumontita que se extiende por toda la sección. La wairakita sólo se presenta en pequeños intervalos dentro de la zona de laumontita sin mayor correlación que la que se pueda realizar entre dos pozos. Esto es debido posiblemente a que la wairakita reemplaza a la laumontita a temperaturas mayores de 260 °C, como una forma más estable (*Giggenbach, 1981*); reemplazamiento que no se ha dado completamente.

Estos minerales se presentan generalmente en vesículas y vetillas, con formas radiales, esferulíticas o en forma de "pluma"; algunas veces la laumontita se encuentra en agregados granulares o intercrecida con plagioclasas o con wairakita. La asociación wairakita + epidota es bastante común, así como la asociación de laumontita con clorita en agregados esferulíticos.

EPIDOTAS.

La epidota es el grupo de minerales, dentro de los calcosilicatos, más importante en la mayoría de los campos geotérmicos, ya que es un indicador térmico de alta temperatura. En el módulo estudiado se pudieron distinguir dos especies :



Estas especies se presentan con una gran variedad de colores : desde verde pálido hasta amarillo pardusco o verde oscuro, generalmente en vetillas, como agregados granulares subedrales o en agregados aciculares; las formas euedrales no son raras especialmente en zonas de mayor concentración, donde se observan buenos cristales prismáticos, agregados columnares, radiales o en abanico. Las texturas evolucionan desde pequeños agregados anedrales en intersticios, presencia en microfracturas y reemplazamiento de fenocristales y microlitos de plagioclasa y piroxenos, hasta cristales perfectos a medida que se va profundizando en el campo.

Frecuentemente se encuentra alterando plagioclasas y piroxenos, tanto en fenocristales como en matriz o rodeando a cristales de clorita. Sus asociaciones más frecuentes son con calcopirita, bornita, cuarzo y zeolitas en vetillas; con augita cuando se encuentra en agregados granulares (zonas más profundas) y sólo en algunas ocasiones con anhidrita y esfena.

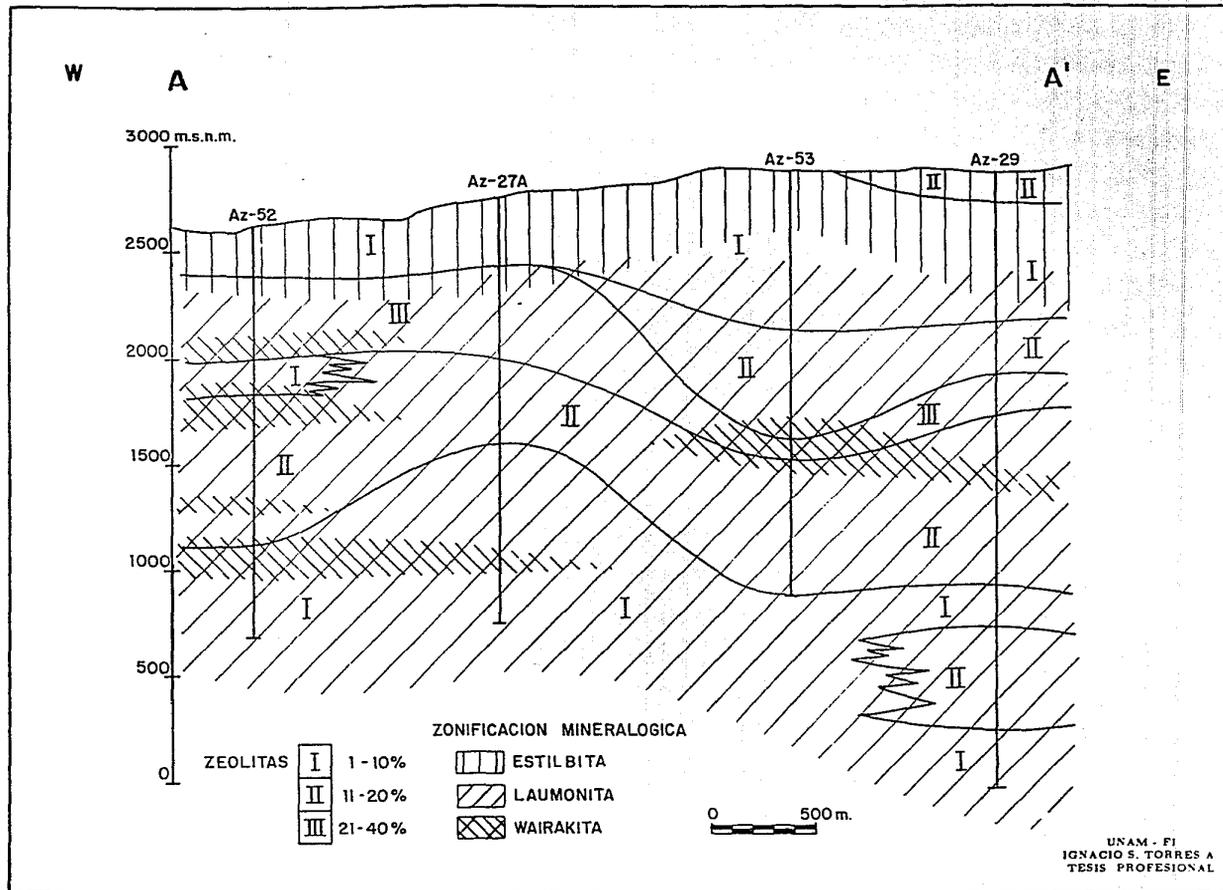


Figura 14. Distribución de concentración y zonificación mineral de las zeolitas.

Graficando su concentración porcentual en los perfiles A-A' y B-B', se presenta la distribución de estos minerales en las figuras 15 y 16. Como se puede observar, las zonas con diferentes concentraciones siguen patrones homogéneos a lo largo de las secciones. Las primeras apariciones presentan un rango amplio; entre los 200 m (Az 44) y los 1,100 m (Az 29 y Az 49) siguiendo muy de cerca a la isoterma de los 200 °C (figuras 44 y 45). Aunque la mayor concentración se encuentra bajo la cota 1700 msnm en promedio, las zonas de concentración máxima (> 50 %) no siguen un patrón correlacionable entre pozo y pozo, en cambio sí presentan una relación con las estructuras de la región. Así lo parecen indicar las intersecciones entre los pozos Az 52, Az 53 y Az 49 con las fallas Río Agrio, Laguna Verde y la Hierba-Laguna Verde, respectivamente (comparar con figuras 7 y 8).

La distribución de las dos especies identificadas se muestra en las figuras 15 y 16, aunque en general la clinzoisita se concentra en zonas de mayores temperaturas y/o concentraciones, parece indicar una sustitución química de Fe^{3+} y Al^{3+} más que un cambio térmico.

ANFIBOLES

Estos minerales se presentan dentro de la serie tremolita-actinolita $[Ca_2(Mg, Fe)_5(OH)_2(Si_4O_{11})_2]$ y muy subordinada la gedrita $\{(Al, Mg, Fe)_7(OH)_2(Si_4O_{11})_2\}$ variedad de la antofilita, muy difícil de distinguir de los primeros. Su aparición, aunque variable y no en todos los pozos, se realiza en profundidades altas (alrededor de los 1900 m) y entre las isotermas 250 y 300 °C (figuras 44 y 45) indicando zonas de temperaturas altas.

Generalmente se presenta en agregados aciculares o fibrosos, con orientación, esferulíticos o erráticamente dispuestos. Aunque algunas veces se encuentra en agregados abundantes y aislados, en general se asocia a la epidota o augita.

PREHNITA $[H_2Ca_2Al_2(SiO_4)_3]$

De acuerdo con Bird et al., 1984, este mineral ha sido reportado en varios campos geotérmicos, presentándose principalmente en sistemas que contienen rocas volcánicas básicas o metasedimentos calcáreos, indicando temperaturas entre los 250 y 350 °C. En las muestras estudiadas se observa solo puntualmente, alterando plagioclasas y asociado a epidota. Se presenta en agregados rómbicos, en haces o en formas esferulíticas o de abanico, las inclusiones fluidas medidas en este mineral indican temperaturas de 240 ± 5 °C.

ESFENA $(CaTiSiO_5)$

Calcosilicato de poca concentración en el módulo estudiado. Se presenta muy asociado a epidota y minerales opacos (posiblemente ilmenita-rutilo de donde obtiene el Ti) y forma pequeños agregados anedrales distribuidos entre la matriz o en microlitos.

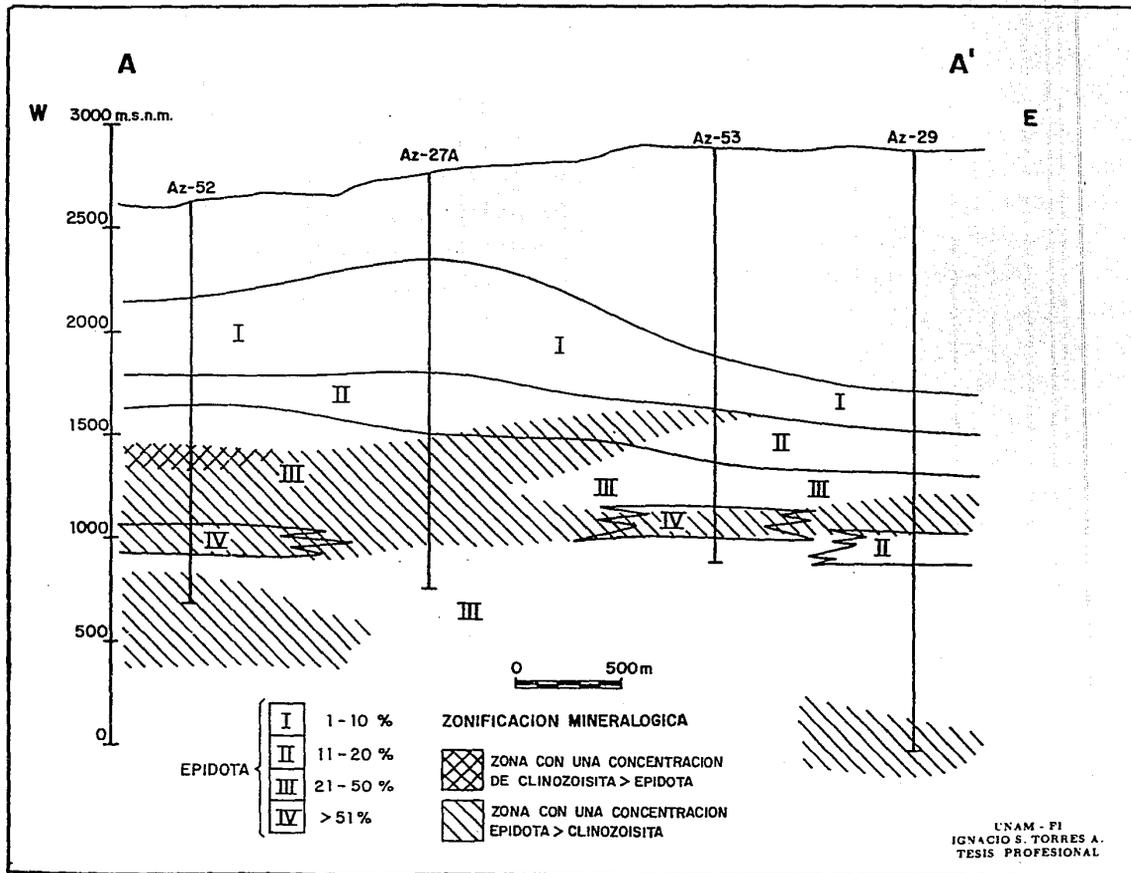


Figura 15. Distribución de concentración y zonificación mineral de la epidota, sección A-A'.

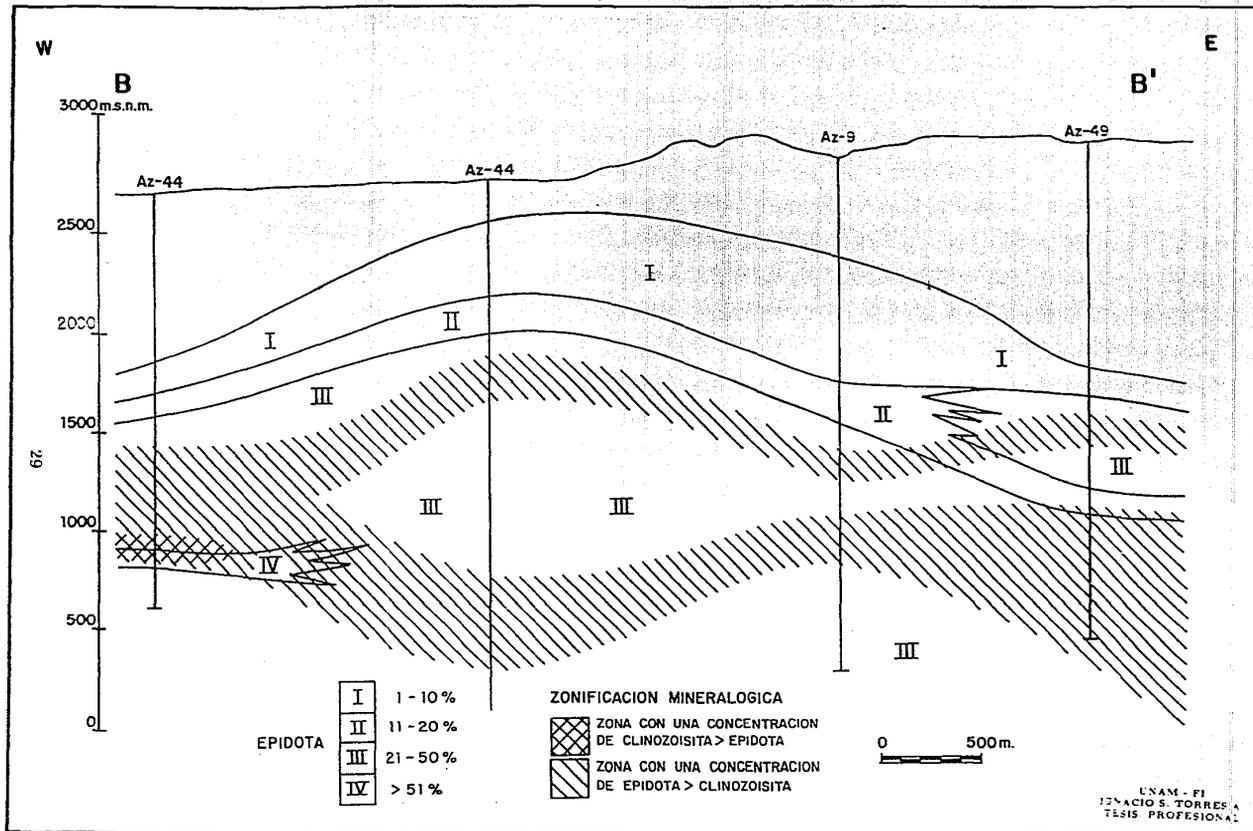


Figura 16. Distribución de concentración y zonificación mineral de la epidota, sección B-B'.

GRANATE

Sólo se observó una muestra con granate (*Az 40 prof. 1540 m*) en pequeños cristales euedrales rodeando un cristal de clinozoisita. Por los granates reportados en otros campos geotérmicos, este podría ser variedad andradita e indicar temperaturas mayores a 300 °C (*Bird et al. 1984*). Sin embargo, la isoterma medida por inclusiones fluidas indica para esa profundidad 200 °C, lo que podría significar una evolución mineralógica previa a la alteración estudiada.

2) CARBONATOS

En esta subdivisión se incluyen dos especies mineralógicas:

calcita	$CaCO_3$
siderita	$FeCO_3$

Donde la segunda se encuentra muy subordinada a la primera presentándose como apariciones puntuales en zonas cercanas a la superficie.

Su distribución presentada en las figuras 17 y 18 indica que la calcita se encuentra prácticamente en todo el subsuelo, desapareciendo sólo en los pozos *Az 44* y *Az 9* a los 1500 y 2000 m de profundidad respectivamente. Sus máximas concentraciones se encuentran burdamente sobre la isoterma 270 °C y hasta unos 300 m aproximadamente de la superficie, presentando en este intervalo una distribución más compleja que en las zonas más someras y profundas.

La forma de cristalización de la calcita es muy variable: intersticial en pequeños grumos en la matriz, en pequeños cristales alterando toda la roca, sustituyendo completamente plagioclasas y piroxenos, en vetillas, bandas y muchas formas bien cristalizadas, entre las que se pueden destacar las esferulíticas, prismáticas, dendríticas y concéntricas, presentando una evolución textural muy completa. Existen cristales masivos de calcita de hasta 5 mm que presentan su crucero romboedral o rocas con una alteración hasta con un 90% de calcita del total de alteración hidrotermal. Sus asociaciones minerales son también variadas, aunque en general se le encuentra con minerales arcillosos, con laumontita y clorita en vetillas y con epidota en muy raras ocasiones.

3) SULFATOS

En este grupo se considera básicamente la anhidrita ($CaSO_4$), aunque también se observaron algunos cristales de barita ($BaSO_4$) distinguibles por su menor birrefringencia. Su aparición en los pozos *Az 29, 49, 52* y *53* se realiza alrededor de los 1100 m de

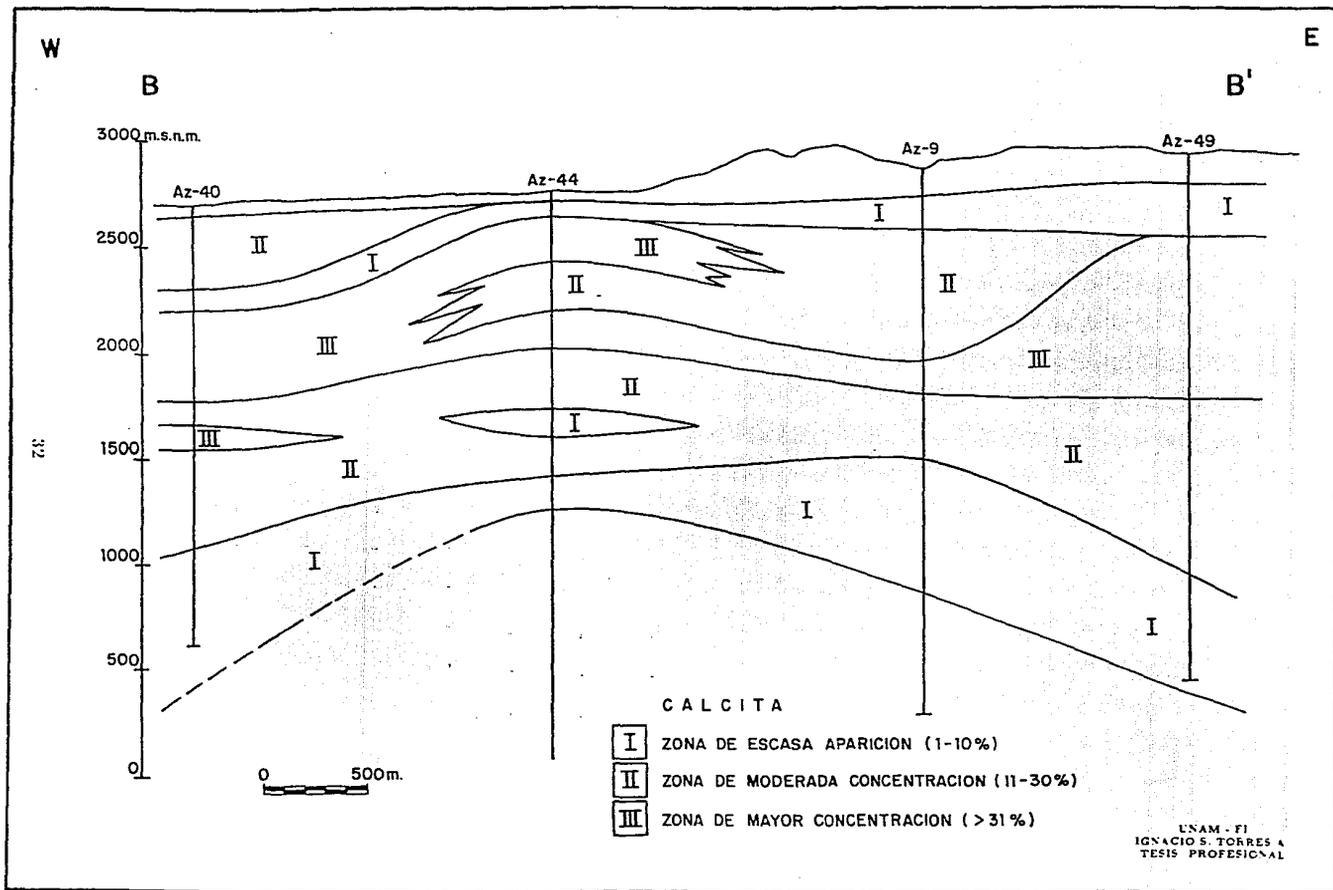


Figura 18. Distribución de concentración de la calcita, sección B-B'.

profundidad entre los 200 y 250 °C. Generalmente se presenta bien cristalizada, en forma tabular o en agregados granulares. Se relaciona frecuentemente con epidota y zeolitas y en algunas ocasiones llega a contener epidota como inclusiones.

Al igual que la calcita, tiene una relación muy fuerte con el fenómeno de ebullición; su aparición más profunda se encontró en el pozo Az 29 a 2000 m de profundidad que coincide con el paso de la isoterma 270°C, temperatura considerada indicadora del inicio de ebullición.

4) OTROS SILICATOS

CUARZO (SiO_2)

El cuarzo es un mineral de un rango muy amplio de temperatura abarcando toda la sección con diferentes concentraciones sin ser mayor de 35% (figuras 19 y 20). De la observación de las figuras anteriores se desprende la homogeneidad en su distribución, perfectamente correlacionable entre pozo y pozo en ambas secciones, presentando sus máximas concentraciones en dos franjas burdamente paralelas a los 1500 y 2300 msnm para la sección A-A' y 1200 y 2300 msnm para la sección B-B'.

En los recortes de perforación analizados, el cuarzo se presenta generalmente en agregados microcristalinos rodeados de clorita, sericita o calcita, o bien, llenando vesículas, intersticios cristalinos y vetillas. Se encuentra en ocasiones criptocristalino en toda la roca (silicificación) especialmente en zonas cercanas a fallas, y aunque los fenocristales son raros, algunos llegan a medir hasta 5 mm. Debido a su gran intervalo de estabilidad, se puede encontrar relacionado casi con cualquier mineral de alteración.

La distribución del cuarzo parece estar en función de la temperatura debido a que con el aumento de ésta, el SiO_2 se disuelve presentando sus zonas de mayor concentración cerca de la superficie y cerca de la zona de ebullición donde la temperatura baja.

CLORITAS

Este grupo de minerales es muy importante en el campo ya que presenta una distribución amplia en el sistema geotérmico con rangos de composición muy variados. Considerando las limitaciones que la petrografía implica, así como la gran variación en composiciones y especies de las cloritas, se pudieron identificar tres especies minerales:

chamosita	$(Fe_3^{++} Al_2 Si_2 O_{10} \cdot 3H_2O)$
peninita	$[Mg_{4.9} Al_1 (Si_{3.2} Al_{0.8}) O_{10} (OH)_8]$
clinocloro	$[Mg_5 Al_1 (Si_3 Al_1) O_{10} (OH)_8]$

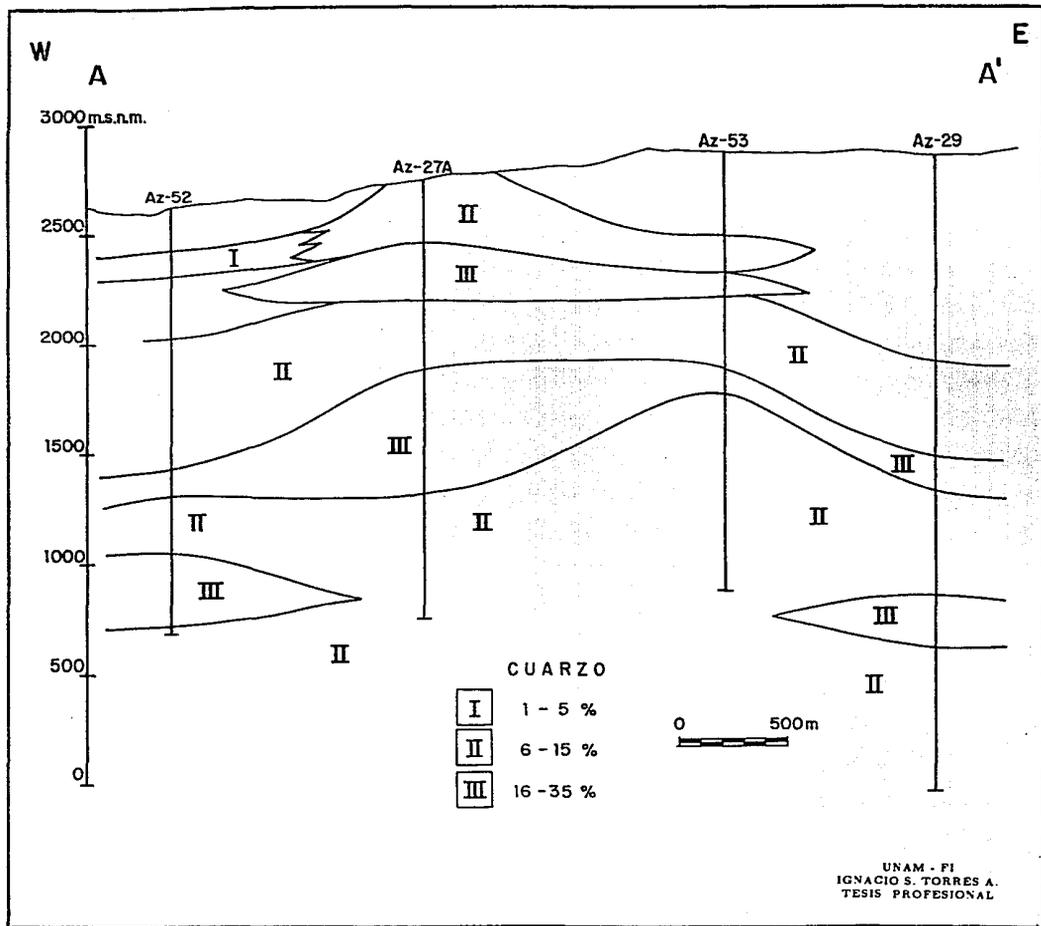


Figura 19. Distribución de concentración del cuarzo, sección A-A'.

Su distribución en cuanto a concentraciones y especies mineralógicas en las secciones A-A' y B-B' se muestran en las figuras 21 y 22. Las zonas de máxima concentración se encuentran cerca de la superficie y en una franja intermedia alrededor de los 1600 msnm para la sección A-A' y de los 1300 a 1700 msnm para la B-B'. Ambas secciones presentan zonas de concentraciones altas en pequeños intervalos a profundidades mayores.

La zonificación mineralógica es bastante homogénea en las dos secciones presentándose una franja de chamosita, con alto contenido en arcillas en la sección A-A' seguida de una zona de transición chamosita + peninita y por último una zona de peninita casi pura, conforme se profundiza en el campo. Así mismo, se tienen algunos intervalos pequeños de clinocloro a diferentes profundidades en los extremos este y oeste del módulo. Todo esto indica un cambio de Fe por Mg en zonas más profundas.

Estos minerales presentan una gran variación de colores, desde los tonos verdes muy claros hasta los verdes oscuros y azulados típicos de la chamosita. Se presenta una gran variedad de formas, desde rellenando vesículas, vetillas, intersticios minerales, hasta estructuras bandeadas, oolíticas, cristales euedrales y fibroso-radiales. Al rellenar vesículas las cloritas se encuentran en bandas concéntricas con calcita, zeolita, minerales arcillosos o cuarzo y casi siempre el centro presenta clorita radial. La clorita es el primer mineral de alteración de muchas rocas porfídicas ya que ataca rápidamente a piroxenos y biotita, dejando muy bonitos cristales pseudomorfo; del mismo modo es muy fácil la alteración por clorita en el vidrio en rocas merocristalinas, dejando de esta manera los minerales primarios en una matriz cloritizada. La sustitución en plagioclasas, aunque menos común también se observó. La mezcla que presentan estos minerales con los minerales arcillosos es muy significativa, sobre todo en zonas cercanas a la superficie donde es difícil discernir entre si se trata de un mineral arcilloso o una clorita, agravándose lo anterior cuando ambos minerales se presentan en agregados criptocristalinos. En estos mismos intervalos de profundidad se da con relativa frecuencia la mezcla de cloritas con limonita, dándole a la clorita un color verde con tonos amarillos y naranjas característicos.

Sin tratar de establecer una generalidad, en el pozo Az 29 a 2600 m se encontró una relación directa entre el tipo de clorita y su textura. La chamosita se encuentra reemplazando totalmente a piroxenos, al igual que la peninita, mientras que el clinocloro se observa en vetillas, reemplazamientos en la matriz, rellenando vesículas y alterando plagioclasas.

Aunque la relación entre los cambios de composición de cloritas y la temperatura no es constante, se puede observar de la comparación de las figuras (44, 45) y (21, 22) que el cambio chamosita+arcillas a chamosita en la sección A-A', corresponde a grosso modo con la isoterma 200 °C, al igual que el cambio a peninita ocurre cerca de la isoterma 270 °C, cumpliéndose lo anterior principalmente al este de las secciones. Para la sección B-B' se tiene relativa concordancia entre el límite de la aparición de chamosita pura con la isoterma 200 °C.

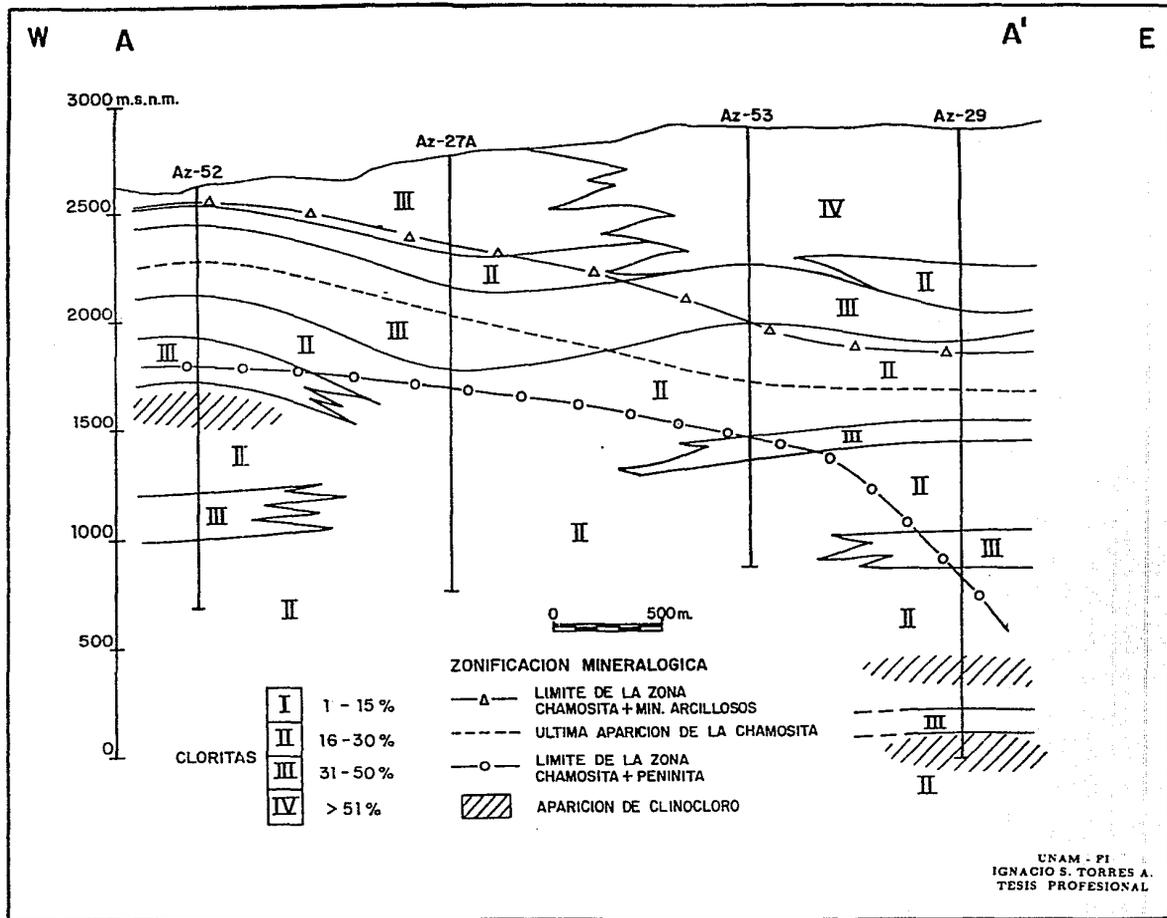


Figura 21. Distribución de concentración y zonificación mineral de las cloritas, sección A-A'.

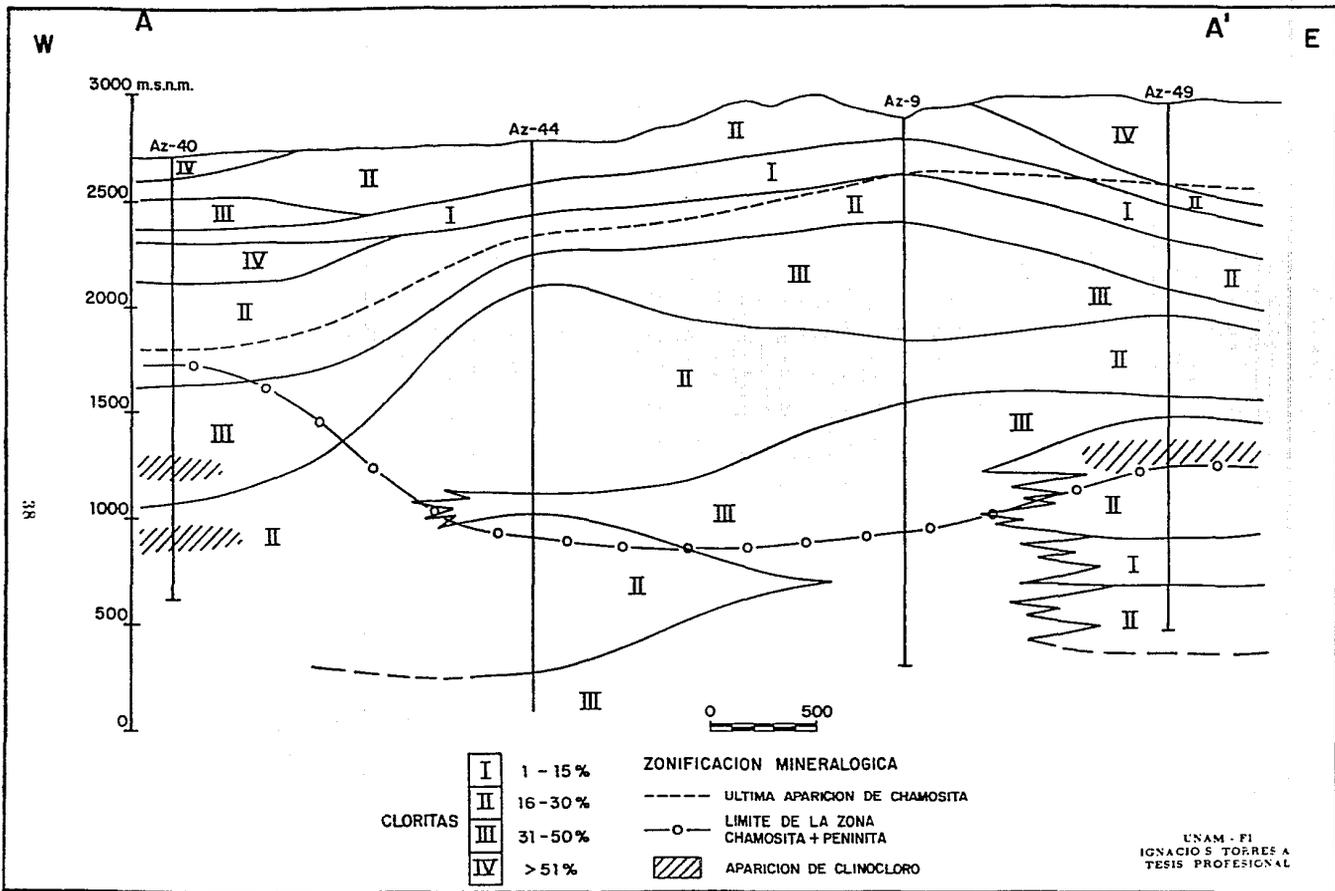


Figura 22. Distribución de concentración y zonificación mineral de las cloritas, sección B-B'.

SILICOALUMINATOS DE POTASIO

En esta división se incluyen tres especies mineralógicas relacionadas composicionalmente y genéticamente en el campo:

feldespato potásico (adularia ?)	$KAlSi_3O_8$
muscovita	$KAl_2(OH)_2(AlSi_3O_{10})$
sericita		

Estos minerales presentan una distribución irregular a lo largo de todos los pozos. El feldespato potásico, mineral más heterogéneo de todos, aparece desde los 600 m de profundidad en el pozo Az 52 y presentándose en forma errática hasta los 2000 m en el pozo Az 40; una zona correlacionable con la mayoría de los pozos se tiene a los 1800 m de profundidad. En estas secciones el mineral se presenta en fenocristales anedrales o agregados finos granulares, siendo muy difícil su identificación (sin embargo se optó por la adularia). El rango de temperatura para la presencia de este mineral es de 250 a 280 °C.

La sericita presenta rangos de concentración más homogéneos; ésta se observa como producto de alteración de plagioclasas, rodeando cristales de cuarzo y zeolitas. Cuando la concentración de sericita es alta se llegan a formar pequeños cristales de muscovita rodeados o intercrecidos con la primera. La sericita empieza a aparecer a los 320 m (Az 52) y con concentraciones cambiantes alcanza los 2,000 m, siempre muy relacionada al feldespato potásico.

5) MINERALES VARIOS

Entre los minerales que por su escasa aparición representan fases de menor importancia, se encuentran el crisotilo ($H_4Mg_3Si_2O_9$) presente en el pozo Az 29 (2460 m) asociado a sericita y en algunas ocasiones como producto de alteración de piroxenos; se acompaña esporádicamente de talco y llega a presentarse llenando vesículas y vetillas. En el pozo Az 52 se observó una relación de este tipo en donde parecía haber antigorita + clorita asociada a epidota, además del crisotilo y talco.

Se observó sílice amorfa en profundidades cercanas a la superficie; en especial en el pozo Az 40 en donde rellenaba vesículas y vetillas y se mezclaba con cuarzo criptocristalino.

III.3.3 DISCUSION

La formación de minerales hidrotermales está controlada no sólo por la temperatura y presión del medio, sino también por la composición de la roca donde está instalado el sistema hidrotermal y condiciones hidrológicas locales. Estas condiciones, incluyen concentración de especies iónicas, presión parcial de gases, la duración del flujo dentro de la roca y ebullición. Estos parámetros son difíciles de cuantificar, sin embargo las relaciones mineralógicas secundarias son un registro de las condiciones del medio en el que éstas se formaron. Así, los minerales autigénicos pueden ser usados como indicadores de condiciones físico-químicas del sistema geotérmico.

Uno de los grupos mineralógicos que más se pueden prestar para ser usados como indicadores físico-químicos son los silicatos de calcio, estudiados detalladamente por *Bird et. al. (1984)*. Estos minerales pertenecientes al sistema $CaO - MgO - FeO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - H_2O$, muestran una secuencia mineralógica que en general, refleja una deshidratación progresiva a medida que la temperatura aumenta, así como un cambio químico en su contenido de algunos iones. La estilbita se presenta a temperaturas menores de $200\text{ }^{\circ}C$, mientras que la wairakita, epidota, actinolita y prehnita (fases deshidratadas) se encuentran a partir de los $200\text{ }^{\circ}C$ hasta más de $300\text{ }^{\circ}C$. Una excepción a esto representa la laumontita ya que aunque es un mineral hidratado, se presenta a temperaturas altas, debido tal vez a su inestabilidad y su reemplazamiento parcial por wairakita. El cambio iónico en las especies calcosilicatadas es evidente en los grupos minerales zeolitas y epidotas. En el primero de los casos se da una sustitución de álcalis por calcio con la subsecuente formación de estilbita; mientras en las epidotas el cambio iónico se da de *Fe* por *Al* dominando la epidota sobre la clinzoisita. Las cloritas por su parte, sustituyen *Fe* por *Mg* a medida que nos acercamos a la superficie.

La ebullición es un fenómeno muy importante para la precipitación de minerales ya que las actividades iónicas varían de acuerdo a las diferentes tasas de ebullición y temperaturas. En la *figura 23* se puede apreciar el comportamiento de las actividades de algunos iones calculadas de la fase líquida del yacimiento. Se observa una tendencia al incremento de las actividades de Na^+ y K^+ , consecuencia del aumento en su concentración en la fase líquida así como decremento en las especies volátiles en la misma, para tasas menores de 2%. La actividad del CO_3 tiende a ser inversa a la del H^+ ; para temperaturas mayores de $300\text{ }^{\circ}C$ el comportamiento de la actividad del H^+ decrece en forma poco sensible, mientras que la del ión CO_3 se mantiene constante. En este caso, el líquido del yacimiento presenta un carácter básico, favoreciendo la formación de compuestos tales como la calcita, a medida que la ebullición se presenta. Por otro lado, es importante reconocer que dentro del rango de composiciones de soluciones hidrotermales naturales el equilibrio ácido-básico predominantemente homogéneo, está presente en el sistema $CO_2 - H_2O - NaCl - SO_4$. Esto es debido a que:

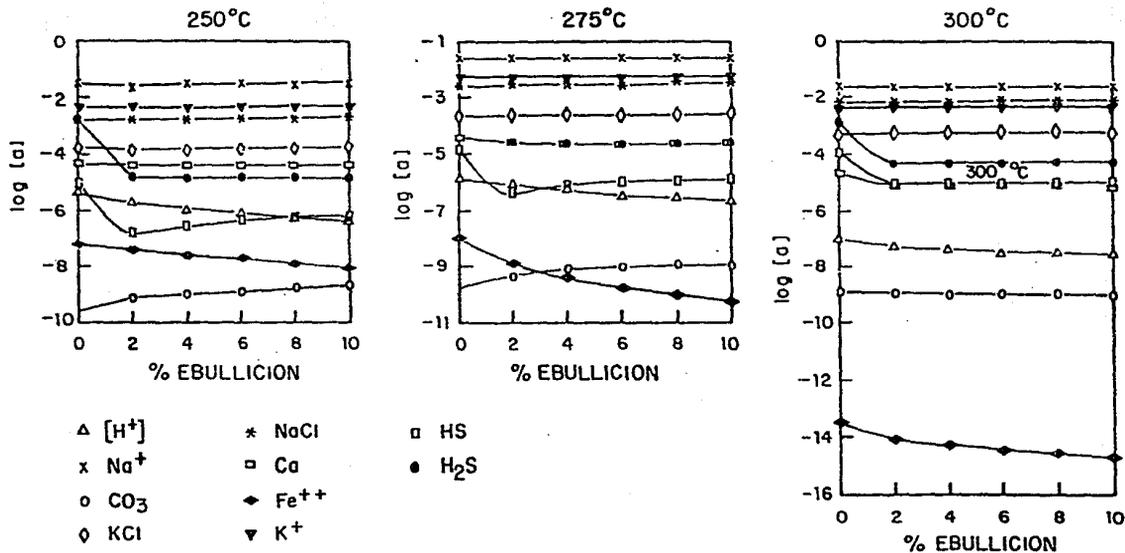


Figura 23. Perfil de actividades de especies en equilibrio en la fase líquida del yacimiento, considerando diferentes tasas de ebullición a temperaturas de 250 °C , 275 °C y 300 °C (tomado de González-Partida et al., 1987).

- La hidrólisis del H_2S y CO_2 son muy similares.
- CO_2 es más abundante y volátil que H_2S en la mayoría de los sistemas hidrotermales.
- Los efectos iónicos provocados en el medio por $NaCl$ son análogos a los provocados por KCl , $CaCl_2$, $MgCl_2$, etc.
- Sulfato es el único otro componente cuya abundancia es suficiente como para alterar la concentración durante la ebullición (*Drummond y Ohmoto, 1985*). El equilibrio más significativo en una solución en ebullición es el que se observa en la reacción:



y considerando la reacción:



Es fácil entender la precipitación de calcita como indicadora del fenómeno de ebullición, favorecida por una disminución en la presión y temperatura propias del fenómeno. Las proximidades entre las zonas de máxima concentración de calcita (*figuras 17 y 18*) y las isoterma de 270 °C y 250 °C para la sección A-A' y B-B' respectivamente, hacen considerar estas temperaturas como las indicadoras de la ebullición en el campo, entre los 1000 y 1500 m de profundidad. La presencia de anhidrita en el campo así como, especies más alcalinas arriba de la zona de ebullición confirman estas conclusiones. Considerando el rango de temperatura en el que aparece cada especie mineral se llegó a la tabla paragenética de la *figura 24* (modificada de *Cathelineau et al., 1985*). En esta tabla se presentan tres zonas de asociaciones minerales: zona de minerales arcillosos + zeolitas, zona de calcita + clorita + illita y zona de clorita + cuarzo + epidota representando rangos de baja, media y alta temperatura respectivamente.

III.4 ESTUDIO DE LA FRACCION ARCILLOSA.

III.4.1 Introducción.

A pesar de que algunos minerales arcillosos se observaron en formas cristalinas muy bien desarrolladas (especialmente en profundidades someras de todos los pozos donde es mayor su concentración) su identificación por técnicas petrográficas es difícil e incierta. El tamaño extremadamente pequeño de los cristales de minerales arcillosos en la mayoría de las muestras y la sutileza de sus variaciones composicionales, dificultan aún más su

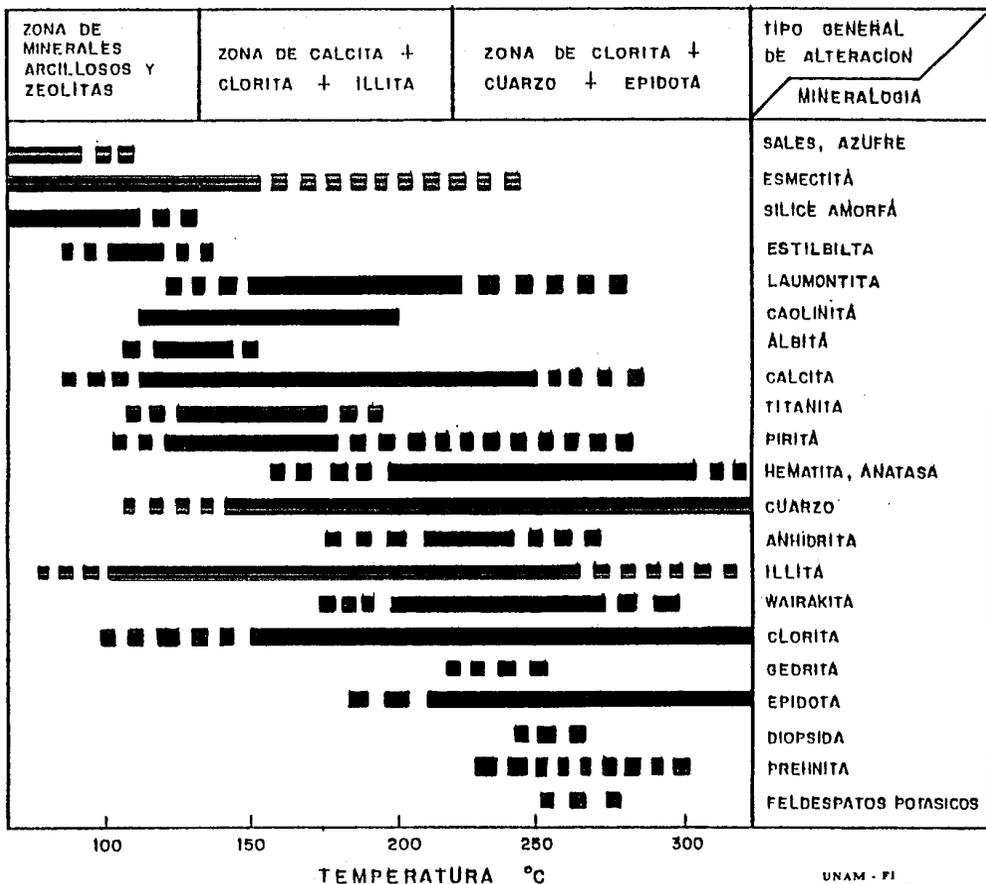


Figura 24. Zonación de minerales producto de alteración hidrotermal en andesitas a diferentes rangos de temperatura en el campo geotérmico de Los Azufres (modificado de Cathelineau et al., 1985).

identificación por métodos ópticos, de tal manera que su caracterización fue posible sólo mediante el uso de difracción de rayos X.

El hecho de que minerales como montmorillonita e illita forman una serie composicional continua ha dado lugar a numerosas investigaciones. De esto se desprende que la transformación de montmorillonita a illita ocurre vía interstratificación de illita/montmorillonita y que estos cambios se favorecen con el aumento de la profundidad, la temperatura y la disponibilidad del ión K^+ (Smart, 1985 y Pollastro, 1985 en Izquierdo et al., 1986). Debido a esto, esta reacción se ha considerado como un sensible indicador térmico en diversos ambientes geológicos, principalmente sedimentarios y metamórficos, lo que hace importante la caracterización de las diferentes especies que forman la fracción arcillosa, para lograr una visualización completa de la alteración hidrotermal en la zona de estudio.

III.4.2 Metodología.

Se define como fracción arcillosa al conjunto de minerales que presentan un tamaño cristalino menor a 2μ . Esto hace que inevitablemente parte de la clorita se vaya con los minerales típicamente arcillosos como caolinita, illita y montmorillonita, por lo que no debe confundirse la clorita estudiada por petrografía con la que se presenta en este apartado. Los análisis mineralógicos se hicieron sistemáticamente a cada 100 m de profundidad y donde se encontraba un cambio litológico importante en cada uno de los pozos considerados para este trabajo. Para esto, las muestras de canal, previamente lavadas con agua destilada son sometidas a un baño en una tina de ultrasonido para propiciar la separación mecánica de las arcillas. Después de repetidas sedimentaciones, las arcillas se pipetea y se dejan secar sobre una superficie de vidrio, con el fin de permitir la orientación de los minerales. Una de las ventajas de este procedimiento es que no incluye tratamientos con reactivos químicos que pudieran alterar la naturaleza de los minerales sustituyendo iones en su estructura. Después de analizar cada una de las muestras en el difractómetro, se saturan en un atmósfera de etilenglicol con el objeto de resaltar y facilitar la identificación de esmectitas y minerales interstratificados. Los patrones de difracción fueron registrados utilizando un difractómetro Siemens D-500, con radiación de cobre. Los porcentajes relativos de cada uno de los minerales arcillosos fueron estimados por medio de la intensidad de las reflexiones (001) de cada mineral; mientras que su identificación cualitativa fué realizada por medio del archivo de patrones de difracción de rayos-X de Minerales del manual de Thorez (1975, en Izquierdo et al., 1986) y de la comparación de las curvas teóricas de Reynolds y Hower (1970 en Izquierdo et al., 1986). Esta identificación fue hecha por Dr. Georgina Izquierdo del laboratorio de rayos-X del IIE.

III.4.3 Resultados y discusión.

Los porcentajes relativos de cada uno de los minerales identificados se presentan en las figuras 9 a 13 y su distribución se ha correlacionado en la sección A-A' (figura 25). La sección B-B' no pudo correlacionarse por falta de datos. Los minerales identificados son:

esmeclita	$(Mg, Ca)O \cdot Al_2O_3 \cdot 5SiO_2 \cdot nH_2O$
caolinita	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$
ilita	$KAl_2(OH)_2AlSi_3(O, OH)_{10}$
clorita	composición variable

los cuales van variando en sus proporciones entre pozo y pozo. En la sección A-A' se observan tres zonificaciones minerales importantes a medida que se profundiza en el campo. La primera región varía entre 0 y 300 a 740 m de profundidad y se caracteriza por la presencia casi exclusiva de esmeclita, con una variación al oeste (pozo Az52) de esmeclita con caolinita, en donde la desaparición del Ca y Mg podría indicar un cambio litológico no observado aún en superficie ni en subsuelo o bien la transformación de esmeclita a caolinita por la pérdida de Mg y Ca probablemente por descenso en la temperatura y un medio más ácido.

La segunda zona se compone de una gran variedad de interrelaciones entre la esmeclita (esm), ilita (ili) y clorita (clor), indicando una zona de transición hacia la clorita. En el pozo Az 52, abarcando desde los 380 m hasta los 1260 m, esta zona se presenta como una interestratificación de diferentes proporciones entre la esm, ili y clor dominando esta última desde los 750 m.

El pozo Az 27-A presenta una zona muy amplia de esm > cl > ili (de 320 a 1500 m) a partir de la cual se presenta la desaparición de la ilita y empieza a dominar la clorita; entre los 1680 y 1860 m se tiene un nuevo intervalo esm > clor para dominar a partir de esta profundidad, la clorita.

Los pozos Az 53 y Az 29 presentan una zonificación bastante parecida: una zona de mezcla esm + cl e il (Az 29) y esm + minerales interestratificados ili/esm (Az 53), seguida de una región donde la proporción de clorita es mucho mayor que la de los otros componentes, pero con una concentración mayor de ili sobre esm hasta los 1500 m (aprox.) y una concentración de esm > ili desde los 1500 m hasta el cambio a la zona de clorita (1740 y 1540 m para 53 y 29 respectivamente).

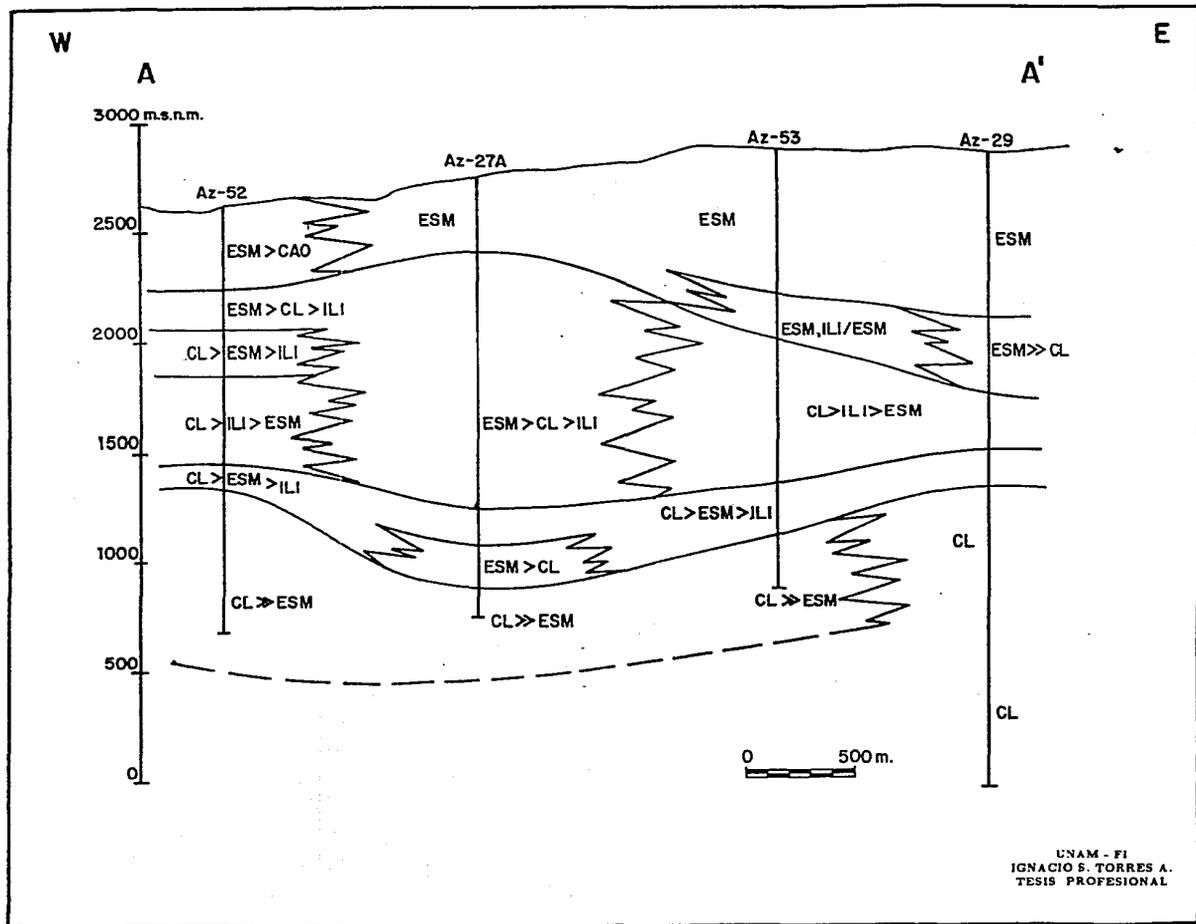


Figura 25. Zonificación de la fracción arcillosa.

La tercera zona empieza entre los 1540 y 1880 m para los diferentes pozos y se caracteriza por la presencia de clorita sola (Az 29) o por su dominio amplio sobre cualquier otra especie mineral. Comparando el perfil de isotermas (figura 44) con la sección analizada, se observa una buena relación entre temperatura de homogenización y los cambios entre las zonas esm, esm-clor-ili-minerales interestratificados, clorita.

El cambio entre la primera y segunda zona coincide aproximadamente con la isoterma de los 150 °C, mientras que el cambio de la zona 2 a 3 se da a los 250 °C aproximadamente para los pozos Az 52 y 29 y a los 300 °C en el Az 27-A y 53. El intervalo esm > clor entre los dos de clor > esm indica una menor temperatura, inversión térmica también registrada en las isotermas.

Esto hace concluir que el uso de la fracción arcillosa como geotermómetro, aunque en rangos amplios es posible, ya que su distribución se ve afectada por los cambios de temperatura.

CAPITULO IV

ESTUDIO DE LOS MINERALES OPACOS

IV.1 METODOLOGIA

Los estudios mineragráficos se hicieron en muestras de canal a intervalos de 20 m de profundidad en cada uno de los pozos analizados, dando un total de 550 muestras estudiadas.

Con este fin, el resto de la pastilla preparada para obtener la lámina delgada es devastada y pulida, utilizando abrasivos de carburo de tungsteno y alúmina respectivamente. Una vez que la muestra se encuentra perfectamente pulida, es llevada a su análisis a un microscopio mineragráfico o de luz reflejada.

La identificación mineralógica se llevó a cabo con técnicas mineragráficas convencionales apoyadas en propiedades tales como el poder reflector, color, birreflectividad, pleocroísmo, forma mineral, crucero, dureza, color de polarización, anisotropía, maclas y reflexiones internas (estas cuatro últimas propiedades estudiadas con nicoles cruzados). Otros criterios útiles en la identificación y descripción mineragráficas son los conceptos de exsolución (o inclusión de un mineral en otro), reemplazamiento (o sustitución de uno o varios minerales) y las asociaciones minerales, que ayudan a establecer afinidades químicas, condiciones termobarométricas de formación y paragénesis. La identificación se realizó apoyados en las descripciones mineragráficas de *Picot y Johan (1977)*.

IV.2 LOS MINERALES OPACOS EN EL CAMPO GEOTERMICO DE LOS AZUFRES

Las asociaciones mineralógicas de especies transparentes han sido ampliamente estudiadas como indicadores térmicos y químicos. Su precipitación y solubilidad están controladas por las características del medio, principalmente: permeabilidad, litología, texturas, composición y características del fluido (como son pH, fugacidad de oxígeno [f_{O_2}], fugacidad de azufre [f_{S_2}], ebullición, etc...), temperatura y presión. Algunos elementos como el *C, S, O, Fe, y Cu* participan directamente en reacciones de óxido-reducción y la precipitación y la solubilidad de materiales que los contengan, en su mayoría opacos, van

a depender de la misma forma que las especies transparentes, de las características del medio. Así, en un sistema hidrotermal las nuevas especies minerales formadas a partir de estos elementos, reflejarán las condiciones físico-químicas reinantes en el momento de su precipitación si las nuevas paragénesis están en equilibrio.

Ya que la verificación del equilibrio químico entre especies minerales es tan importante, *Arnold y González (1987)*, realizaron un estudio isotópico de $\delta^{34}S$ en los compuestos sulfurosos en solución (SO_4 y SH_2) y en la pirlita de neoformación diseminada en las rocas volcánicas del campo geotérmico de los Azufres, demostrando que existe equilibrio químico isotópico y como consecuencia equilibrio químico para las especies consideradas, a $300^\circ C$, un pH de 6 a 7 y una molaridad total de S en solución baja, condiciones reinantes en el campo.

IV.3 DESCRIPCION MINERAGRAFICA

IV.3.1 PRESENTACION DE RESULTADOS

Se identificaron doce de especies minerales opacos, los cuales han sido divididos en primarios y secundarios, estos últimos reagrupados en tres apartados de acuerdo a su composición.

Así, las especies son:

1) MINERALES PRIMARIOS

Ilmenita..... $FeTiO_3$

Magnetita..... Fe_3O_4

Titanomagnetita.... Fe_2TiO_4

2) MINERALES DE NEOFORMACION

- OXIDOS sistema Fe-Ti-O

Rutilo..... TiO_2

Hematita..... Fe_2O_3

- SULFUROS, sistema Fe-S

Marcasita..... FeS_2

Pirita..... FeS_2

Pirrotita..... FeS

- SULFUROS, sistema Fe-Cu-S

Covelita..... CuS

Bornita..... Cu_6FeS_4

Calcopirita... $CuFeS_2$

Idaita..... Cu_5FeS_6

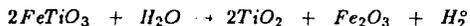
Digenita..... Cu_9S_5

Las concentraciones de cada mineral, en porcentajes relativos, se encuentran graficadas en los perfiles individuales por pozo, presentados de la *figura 9* a la *figura 13*. Siguiendo el mismo criterio se establecieron zonificaciones de concentración para las secciones A-A' y B-B' (*figura 26* a *figura 35*) apoyados en los pozos Az9, 27-A y 44 estudiados por *González-Sánchez (1987)* y cuyos resultados se presentan en el *Apéndice II*.

IV.3.2 OXIDOS

Aunque algunas veces se le puede encontrar reemplazando otros minerales, como plagioclasas y piroxenos, la hematita generalmente se encuentra en forma de agujas (*variedad especularita*) reflejando su carácter automórfico (*figura 28* y *29*). Por su parte, el rutilo se observa reemplazando total o parcialmente a la ilmenita presentando una distribución similar en las secciones, es decir, las mayores concentraciones de ilmenita coinciden, a grosso modo, con las mayores concentraciones de rutilo (*figura 30* y *31*).

La producción de rutilo y parte de la hematita se pueden explicar por la reacción:



y considerando que los sistemas hidrotermales adquieren un carácter oxidante a medida que la tasa de vaporización aumenta, es comprensible que las mayores concentraciones de hematita y rutilo se distribuyan entre los 1200 y 2000 msnm, sobre la isoterma de 270°C (*zona de ebullición, figura 44* y *45*).

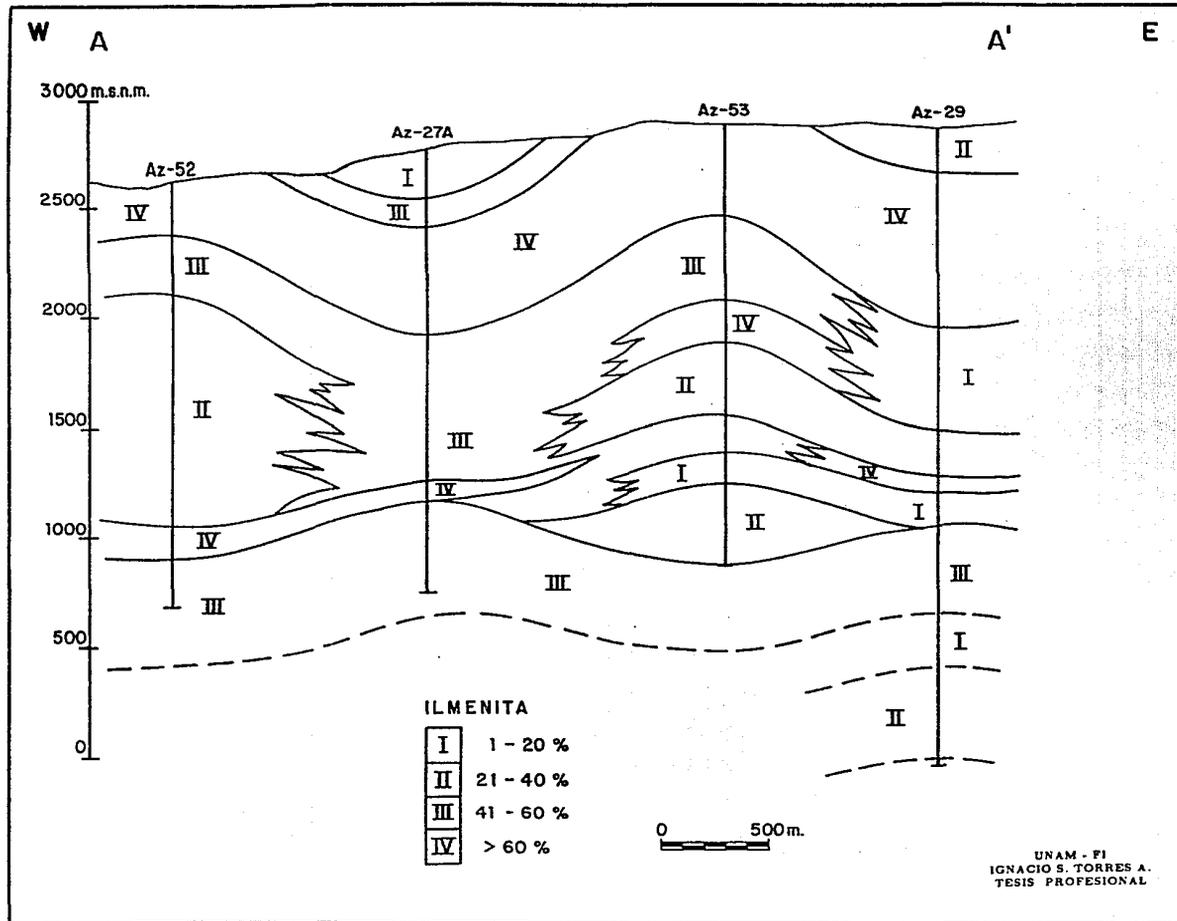


Figura 26. Distribución de la concentración de minerales opacos primarios, sección A-A'.

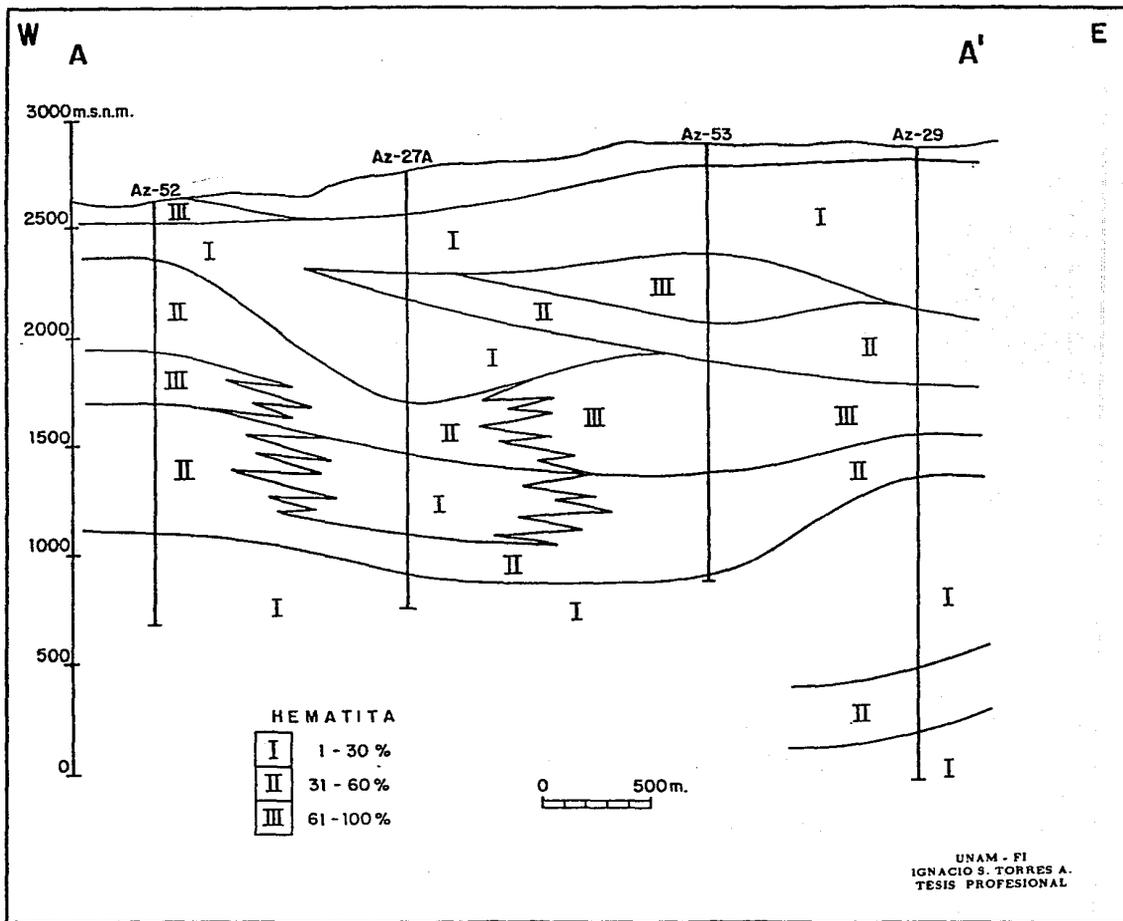


Figura 28. Distribución de la concentración de hematita, sección A-A'.

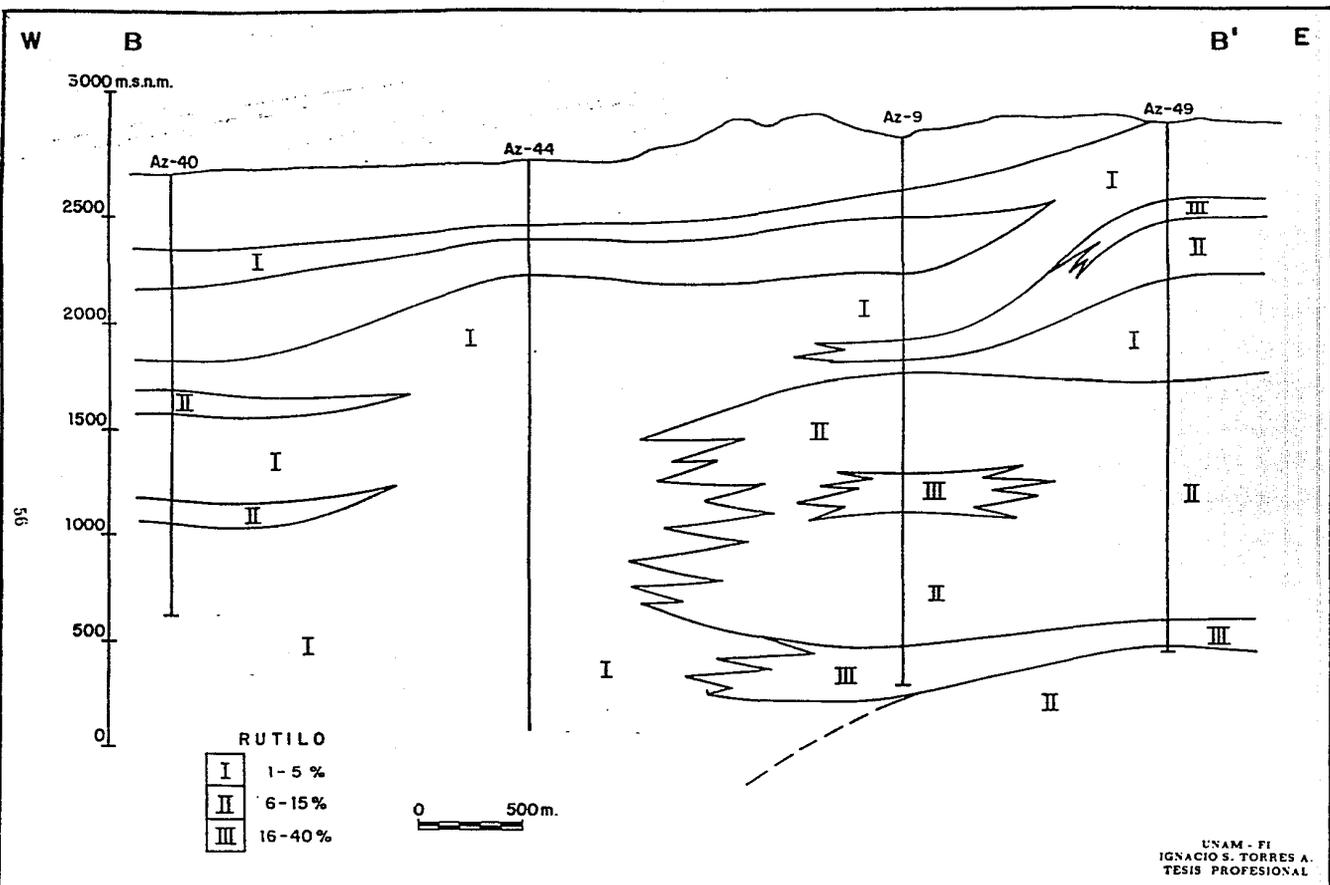


Figura 31. Distribución de la concentración de rutilo, sección B-B'.

IV.3.3 SISTEMA Fe-S

Los minerales pirita-marcasita-pirrotita se distribuyen formando zonificaciones bien definidas (*figuras 32 y 33*). La pirita, muy diseminada en todo el campo, presenta sus mayores concentraciones en las zonas más superficiales e intermedias, siempre arriba de la isoterma de los 270°C donde la tasa de vaporización es creciente y coincidiendo algunas de sus máximas con las de la hematita. En general se encuentra euedral, reemplazando otros minerales o en vetillas.

La pirrotita sólo se encontró en el pozo *Az44* a partir de los 2700 m de profundidad, en donde por falta de datos no se pudo correlacionar con los pozos adyacentes. Cristaliza en forma euedral (hexagonal) indicando así su carácter autómorfo.

Por último la marcasita es un indicador litológico importante, ya que su aparición casi se restringe a las rocas riolíticas, como se observó en los pozos *Az9* y *Az44* (*figura 8*). Su presencia en las rocas andesíticas es en bajos porcentajes y en zonas fracturadas someras. Sus formas de cristalización son la típica forma radial (o de "melón"), en forma de "cresta de gallo" y acordonada.

IV.3.4 SISTEMA Cu-Fe-S

La distribución de especies cupríferas difiere de las demás distribuciones de minerales opacos ya que las concentraciones más o menos homogéneas empiezan alrededor de los 2000 msnm en zonas con temperaturas mayores o iguales a 200°C. A excepción de la calcopirita, estas especies mineralógicas se presentan de una manera muy escasa y errática, con una fuerte asociación con la pirita y parecen tener una tendencia a incrementarse con la profundidad (*figuras 34 y 35*).

Cabe destacar la fuerte asociación mineralógica calcopirita-bornita-digenita presente en el fondo del pozo *Az-53*, a partir de los 1500m de profundidad en el pozo *Az29* y entre los 1000 y 14000 m de profundidad en el *Az40*.

La idaíta es un mineral muy escaso en las muestras estudiadas, posiblemente debido a que la asociación covelita + calcopirita es su equivalente químico. Por otro lado, los experimentos para determinar las constantes de equilibrio químico realizados por *Schnebergls (1979)* muestran que este mineral se transforma a digenita + covelita + pirita a 223°C.

IV.4 DISCUSION

Los sistemas hidrotermales se vuelven más oxidantes conforme aumenta su tasa de vaporización, la cual es favorecida por el fenómeno de ebullición, como consecuencia de la

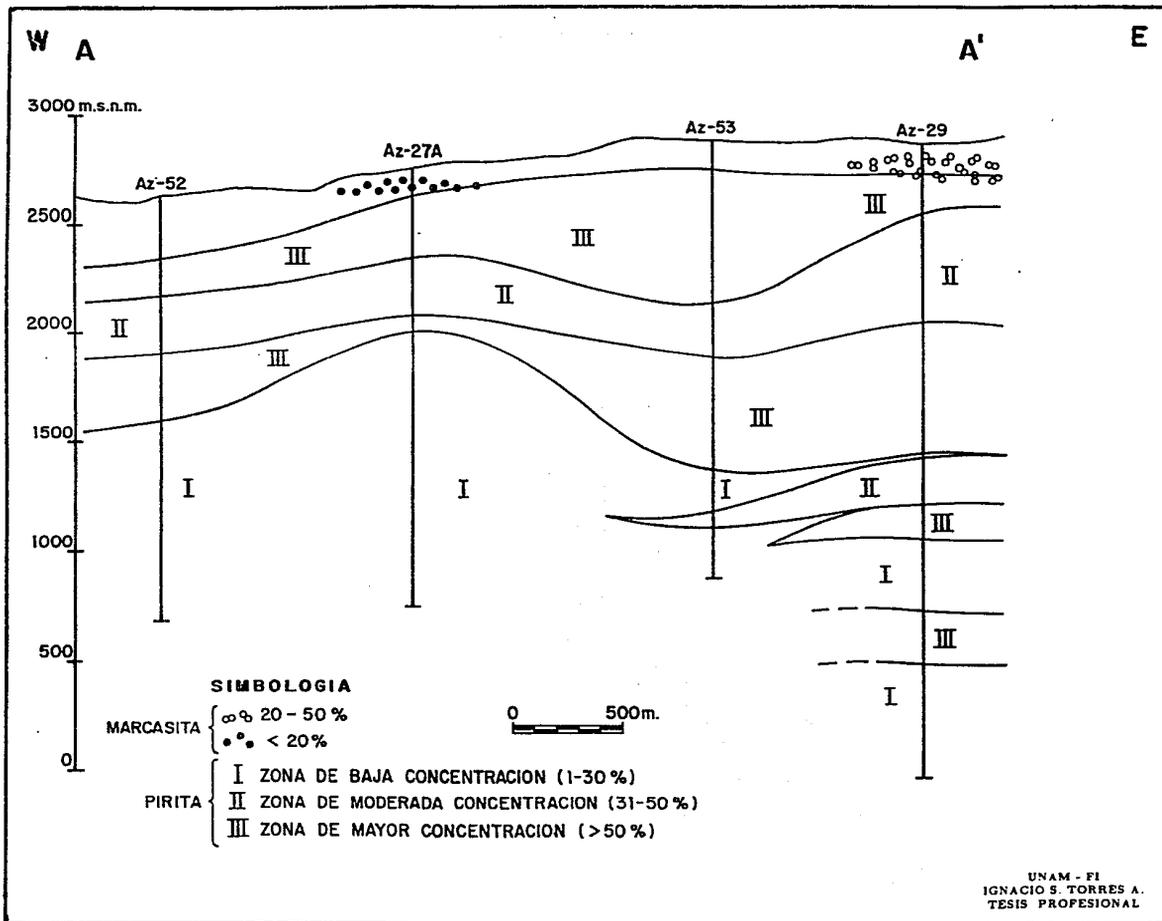


Figura 32. Distribución de la concentración de los minerales del sistema Fe-S, sección A-A'.

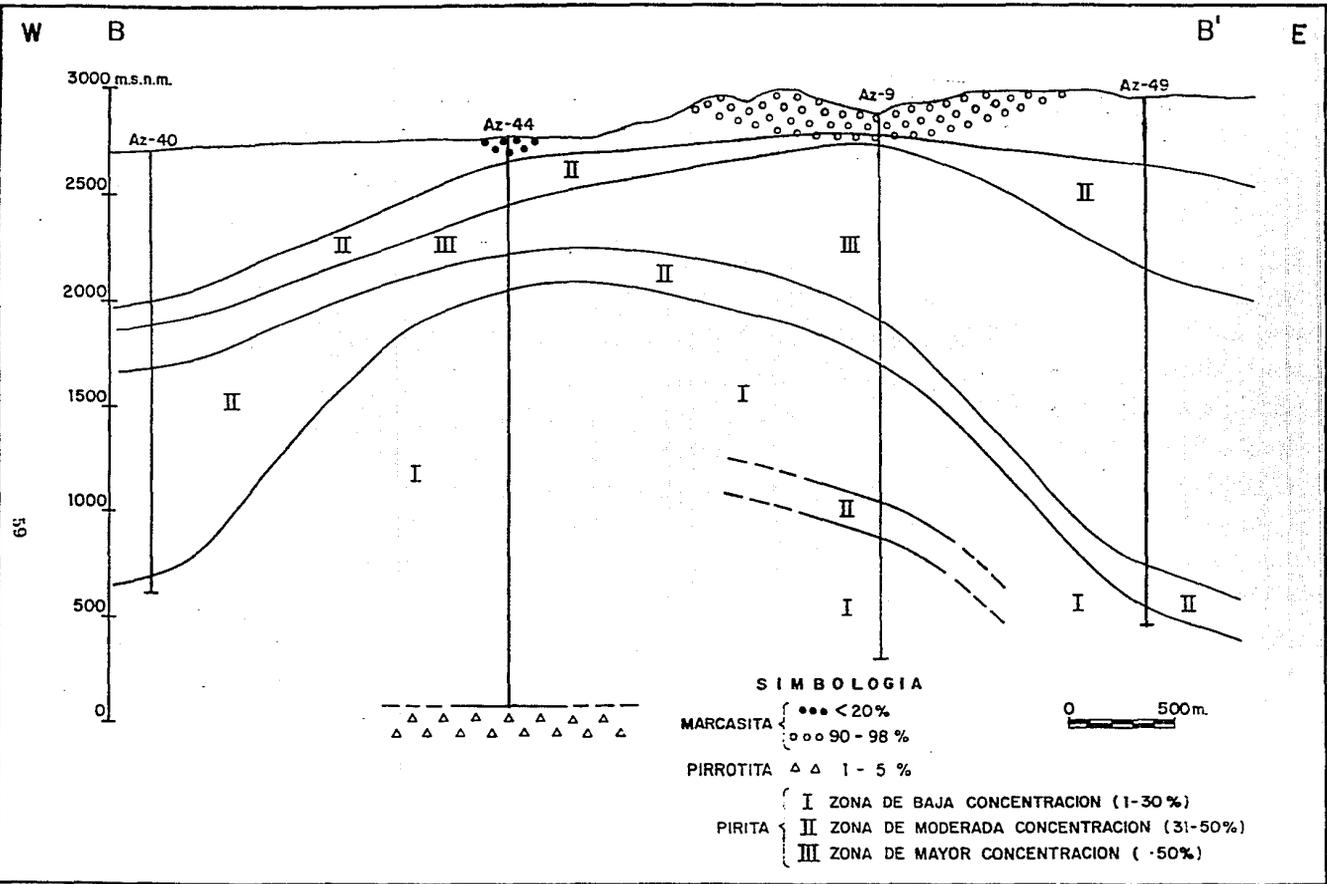


Figura 33. Distribución de la concentración de los minerales del sistema Fe-S, sección B-B'.

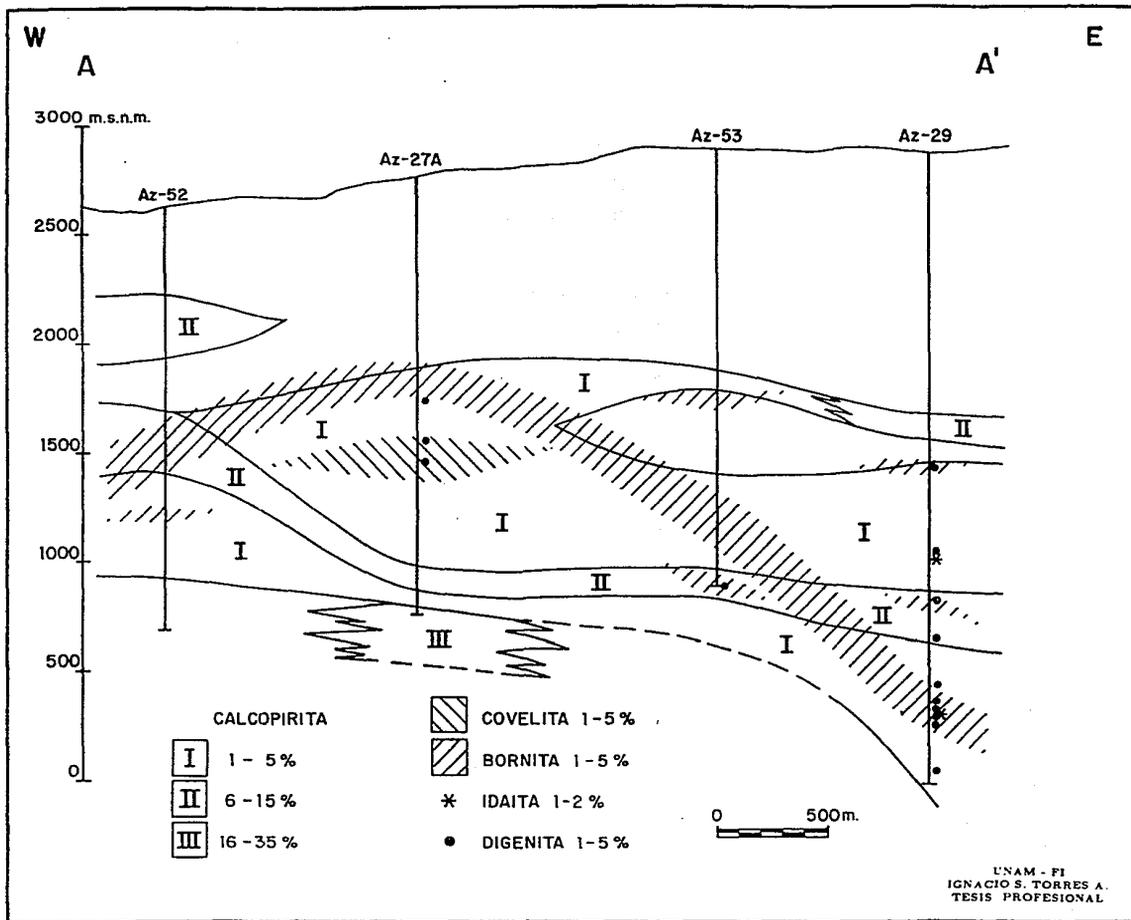
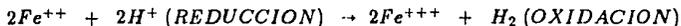


Figura 34. Distribución de la concentración de los minerales del sistema Fe-S-Cu, sección A-A'.

caída de temperatura y presión en el sistema y cambio en la concentración de las activades iónicas en los medios líquido o vapor dominante (*González-Partida, 1987*).

El esquema simplificado de la *figura 36* permite ver el cambio que ocurre entre las especies ferríferas Fe^{++} y Fe^{+++} en el momento de la ebullición. El H_2 disuelto en la fase líquida tiende a escaparse preferencialmente en la fase vapor, lo que provoca en la reacción:

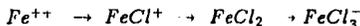


un desplazamiento a la derecha, haciéndose el sistema oxidante, con el consecuente aumento de rutilo y hematita (así como de calcita y sulfatos), provocando anomalías positivas en la distribución de estos minerales. Situación comprobada en el presente estudio.

El sistema *Fe-S* por ser muy importante en la naturaleza, ha sido motivo de muchos estudios; sin embargo, la estabilidad de algunas especies mineralógicas no ha sido definida, especialmente para la serie de pirrotitas (*figura 37*). El diagrama de estabilidad presentado en la *figura 38* y los trabajos de *Barton y Skinner (1979)*, muestran que las variaciones de composición pirita-pirrotita y sus campos de estabilidad, son una función de la actividad de azufre y la temperatura, pudiéndose usar como geotermómetro o para calcular la actividad del azufre en el momento de formación del mineral, conociendo la temperatura de formación del mismo (por inclusiones fluidas o geotermómetros). La desaparición de pirrotita debido a una oxidación del medio a $\pm 250^\circ C$ y la concentración de pirita en los límites de coexistencia sulfuros-sulfatos, señala que la pirrotita es indicativa de un medio reductor.

Debido a que los mismos factores que controlan la precipitación de marcasita (pH, tipo de especies polisulfurosas e interacciones electrostáticas entre los polisulfuros acuosos y las superficies de crecimiento cristalino), no es raro que ambas especies convivan en espacio, aunque la primera se concentra más en las unidades riolíticas. La marcasita se puede formar por dos procesos:

1. Por reemplazamiento durante la oxidación de la pirrotita, adquiriendo una forma subedral o como pseudomorfo de ésta; el problema reside en que es muy inestable y requiere alta porosidad
2. Por precipitación directa en soluciones acuosas tomando formas euedrales acordonadas y "cresta de gallo"; en este caso requiere de baja porosidad para su formación (*Murowchik y Barnes, 1986*). Por su parte la precipitación de pirita requiere la participación de especies cloruradas del tipo $FeCl^+$ o $FeCl_2$. Un decremento en la temperatura (de 350 a $200^\circ C$) propicia el comportamiento de las especies siguientes en secuencia:



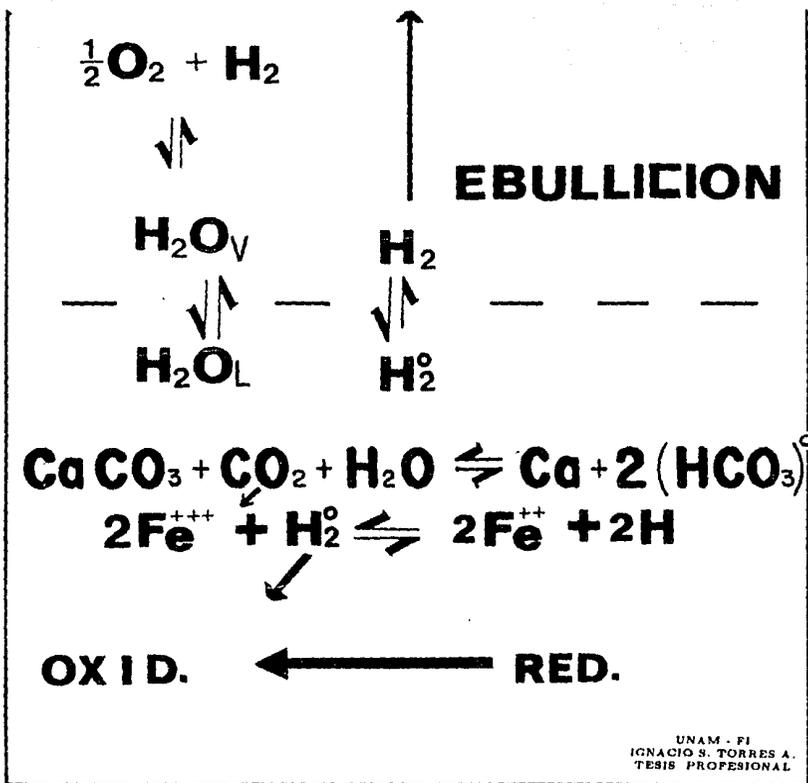


Figura 36. Esquema teórico simplista de las reacciones en equilibrio entre la fase líquida y la ebullición que muestra los mecanismos de desplazamiento de las reacciones al momento de una ebullición y su consecuencia en las fases minerales.

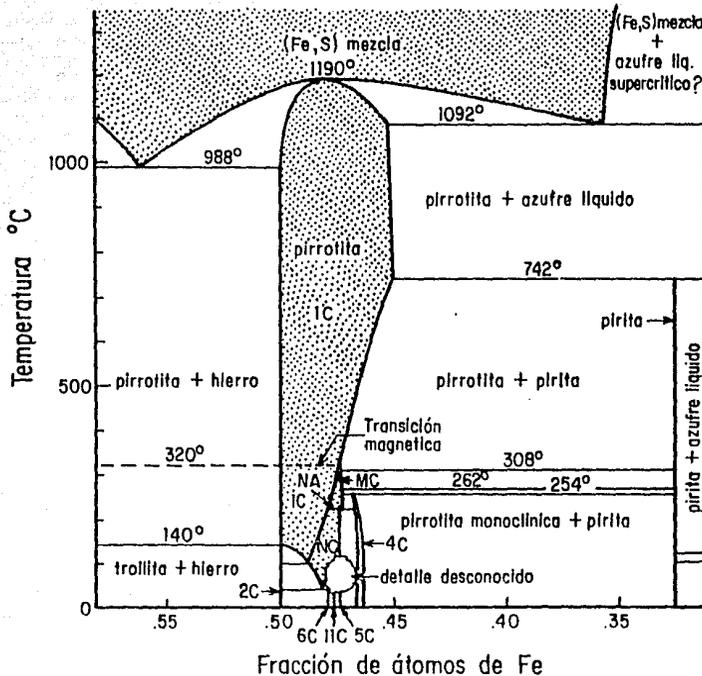


Figura 37. Diagrama temperatura-composición para la parte central del sistema Fe-S. La nomenclatura de los nueve tipos de estructuras de la pirrotita están indicados usando la nomenclatura de Nakazawa y Morimoto (tomado de Barton y Skinner, 1979). El signo de interrogación indica incertidumbre en cuanto a la transición de orden primario (área de dos fases) o de orden más alto (con un campo de fase continuo). Algunas fases, tales como la pirrotita monoclinica, pueden ser metaestables. Los campos de una fase se encuentran sombreados.

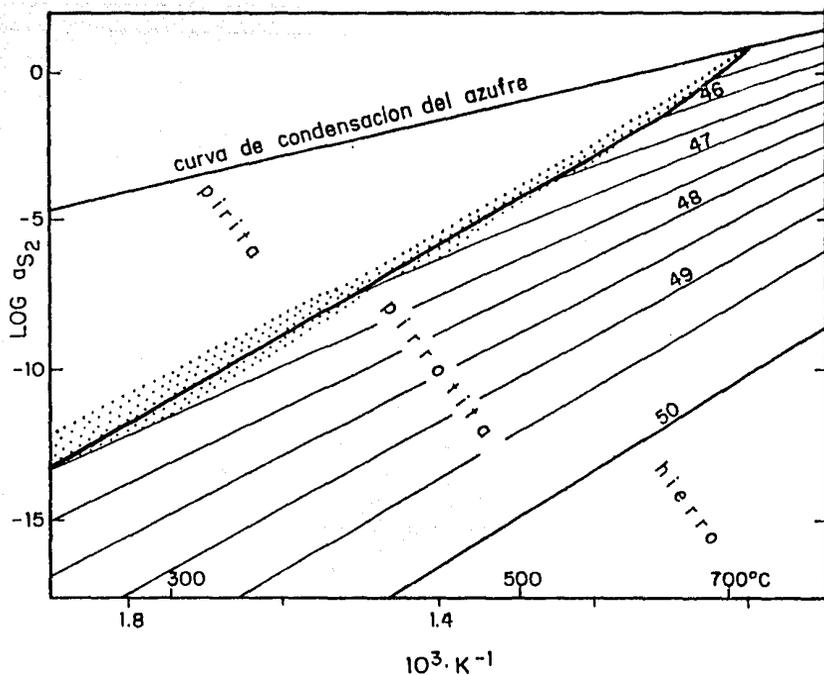
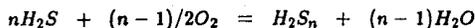


Figura 38. Diagrama de actividad S_2 - temperatura mostrando la composición de la pirrotita en porcentaje atómico de Fe de acuerdo a Toulmin y Barton (1964). El área sombreada es una estimación de la incertidumbre en la localización de la curva univariante piritita + pirrotita.

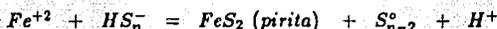
UNAM - FI
IGNACIO S TORRES A.
TESIS PROFESIONAL

siendo el $FeCl_2$ el componente principal en la formación de Fe (Crerart et al., 1978 y Eugster, 1985).

Estos minerales también pueden ser formados en función del H_2S o HS^- . La marcasita puede precipitarse a partir de una oxidación parcial del H_2S o HS^- mediante el siguiente mecanismo (Murowchik, 1984):



y la pirita por:



ó



Finalmente, Murowchik y Barnes (*op. cit.*) sostienen que la formación de marcasita responde a fluidos mineralizantes ácidos, con rangos de temperatura entre los 200 y 250°C y con la presencia de especies del tipo H_2S_n , indicando características de un medio oxidante o semioxidante.

Las especies del sistema $Cu-Fe-S$ con un amplio rango de composición, pueden ser utilizadas como geotermómetros (Barton y Skinner, 1999). Habiendo encontrado las especies covelita, bornita, calcopirita, idaíta, digenita y analizando la figura 39, se concluye que dichas especies están en equilibrio. Sin embargo, al coexistir con especies características tanto de medio oxidante como reductor, su uso práctico como guía físico-química en el campo requiere de estudios más detallados, como la determinación de las variaciones composicionales en las especies cupríferas o el estudio de su estabilidad química en el campo.

Ordenando toda la información hasta ahora discutida, se llegó al diagrama paragenético presentado en la figura 40, donde se muestran las especies estudiadas de acuerdo a su evolución térmica, sucesión paragenética y medio químico de depositación.

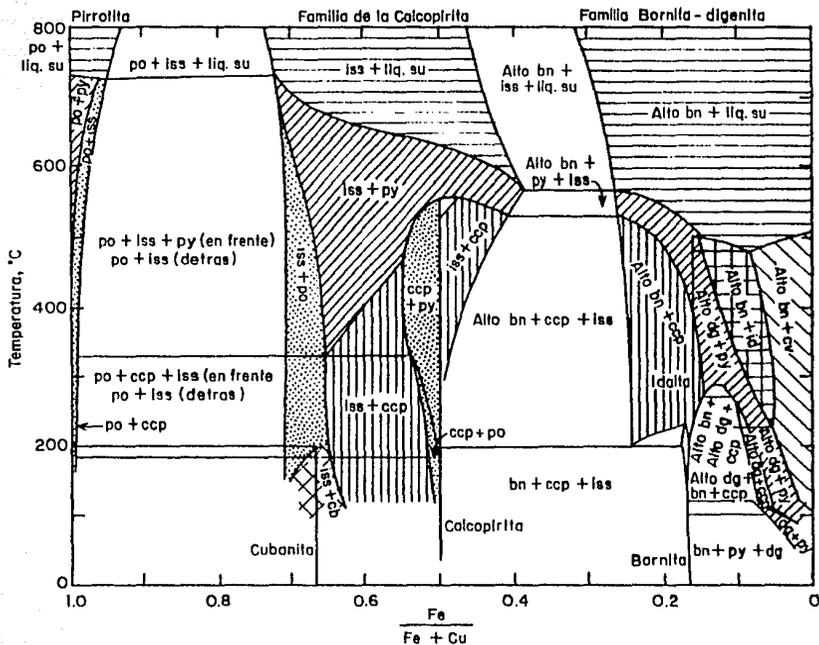


Figura 39. Proyección temperatura-composición a partir del azufre para el sistema $Cu-Fe-S$ (Tomado de Barton y Skinner, 1979). Estas soluciones sólidas tienen patrones variados que identifican la fase rica en azufre en equilibrio con la solución sólida. La ccp (calcopirrita) está en las partes sombreadas ubicadas frente a iss (solución sólida intermedia) como una fase mostrando una variación en composición arriba del 3 % en la relación $Fe/(Fe+Cu)$. La idaíta (id) está mostrada como una línea en frente de la bn (bornita). El vapor se presenta en todas las asociaciones, mientras que las líneas horizontales (isotermas) atraviesan la composición de fases en equilibrio a puntos invariantes. Este diagrama es altamente especulativo.

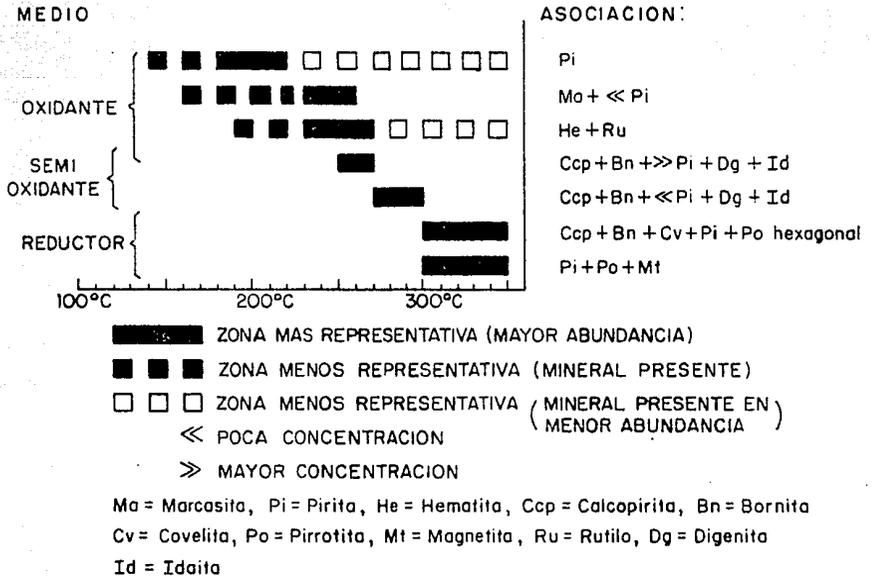


Figura 40. Zonamiento paragenético de los minerales opacos del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.

CAPITULO V

ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

V.1 INTRODUCCION

Una inclusión es una fracción de fluido (líquido y/o vapor) del yacimiento que queda atrapada al formarse un cristal. Estas inclusiones guardan una memoria de las condiciones físicas y químicas imperantes en el momento del atrapamiento. Así pues, mediante la aplicación de una técnica denominada microtermometría-crioscopia de inclusiones fluidas es posible obtener información sobre la temperatura de formación del cristal, la salinidad del fluido del cual se formó y, en algunas situaciones, de la existencia de mezcla bifásica. El estudio de inclusiones fluidas se basa en dos hipótesis fundamentales:

1. El fluido capturado es representativo de la solución que ha estado presente en un momento mineralógico considerado.
2. Una vez que el fluido es capturado las características físico-químicas tales como la composición y la densidad, no se modifican.

V.2 ANTECEDENTES

A pesar de que es una técnica bastante difundida en otras áreas de la geología, en geotermia existen pocos estudios sistemáticos. Uno de los pioneros es *Taguchi (1979)* en Japón y *Browne et al (1976)* en Nueva Zelanda; en Los Azufres se tienen los trabajos iniciales de *González P. E. (1985)*, *Combredet N. (1985)*, *González P. E. et al. (1987)*, *Nieva D. et al. (1987)* y *Cathelineau M. et al. (1986)* quienes estudiaron a diferentes profundidades inclusiones fluidas atrapadas en minerales de neoformación y compararon el comportamiento térmico de estos fluidos con las técnicas clásicas en geotermia. Las temperaturas promedio a las profundidades consideradas fueron muy similares a las registradas por medición directa y termómetros geoquímicos, lo que permite confirmar su uso como una herramienta más en el conocimiento de un campo geotérmico (*González P. E., 1983*).

V.3 METODOLOGIA

Las determinaciones microtermométricas se realizaron en muestras de canal donde eran evidentes vetillas de minerales secundarios, principalmente epidota, cuarzo y calcita. Los minerales previamente separados se desvastaron hasta tener el espesor adecuado y finalmente, fueron pulidas por ambos lados. Las observaciones microtermométricas se llevaron a cabo en una platina de calentamiento-enfriamiento Chaix-Meca (*Poty et al 1976*), la cual se encuentra instalada en un microscopio de luz transmitida. La platina fue calibrada con el punto de fusión de varios reactivos analíticos considerados como patrones, así como por inclusiones fluidas consideradas como estándares. De la observación de cada inclusión se determinaron dos parámetros: la temperatura de fusión del hielo (T_f) que proporciona una estimación de la salinidad, la cual se expresa en términos de % en peso de $NaCl$, y la temperatura de homogenización (T_h) que es una estimación de la temperatura de formación del mineral en cuestión. El proceso de calentamiento se efectúa exactamente sobre las mismas inclusiones que se analizaron a baja temperatura, y es indispensable que este análisis se haga antes de calentarla, ya que existe la posibilidad de que se produzca una decrepitación, sobre todo cuando el fluido es muy denso.

V.4 PROCESAMIENTO DE RESULTADOS.

A partir de los resultados criométricos (a baja temperatura) se obtiene información sobre la composición de la fase fluida (salmuera) Con la medida T_f = Temperatura de fusión del hielo dentro de la inclusión y con el auxilio de una sección isobárica propuesta por *Roedder (1962)* establecida para una presión igual o superior a la presión del punto triple del agua (*Figura 41a.*) o con las tablas proporcionadas por *Potter*, es posible calcular la concentración molar o el % peso equivalente $NaCl$ de una salmuera. Por ejemplo (*figuras 41a y 41b*), un fluido que contenga 5 % eq. peso $NaCl$ tendrá las siguientes características: a $-50^{\circ}C$ se forma la hidrohilita (HH) y el hielo (HI); a medida que la temperatura aumenta, a T_c , solo subsiste el hielo (HI) y a $T_f = -3.0^{\circ}C$ el último cristal funde. A la temperatura ordinaria ($+20^{\circ}C$) se puede observar una fase líquida y una fase vapor; un calentamiento progresivo provoca la homogenización (desaparición de la fase vapor $300^{\circ}C$ en *figura 41b*) esta temperatura de homogenización representa la temperatura mínima de captura del fluido y también la temperatura real de formación de la inclusión. Si se acepta que las inclusiones fluidas pueden ser consideradas como un sistema cerrado, en donde el volumen y la masa, y en consecuencia la densidad ($\delta = 0.765 \frac{g}{cm^3}$ para el ejemplo considerado) son constantes, en el momento de la variación de la temperatura y de la presión la inclusión evoluciona sobre la isocora. En la naturaleza el fluido es capturado como un fluido homogéneo o heterogéneo (fluido en ebullición) y como una fase única; al momento que se enfría aparece otra fase (momento en que se toca la curva de ebullición) y permanecen estas dos fases así, hasta la temperatura ordinaria. En el laboratorio, gracias a la platina de calentamiento, se puede reproducir el fenómeno inverso. Es decir, si en la

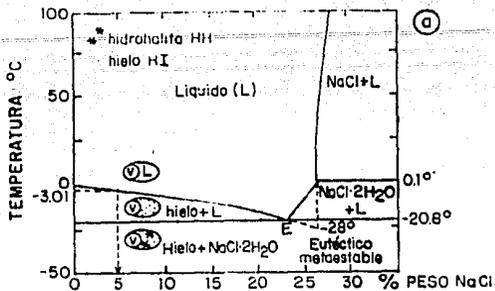


Fig. 41.a SECCION ISOBARICA DEL SISTEMA $H_2O-NaCl$

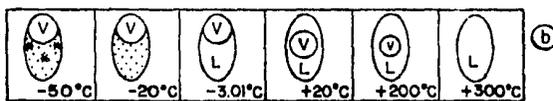


Fig. 41.b EVOLUCION TERMICA A BAJA Y ALTA TEMPERATURA DE UNA INCLUSION AL MICROSCOPIO

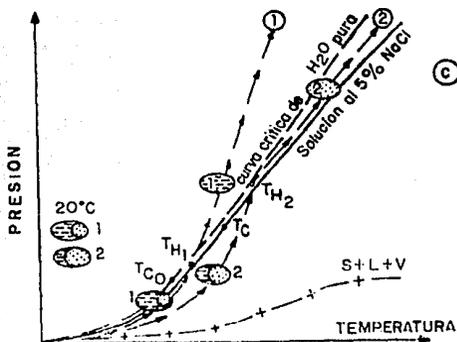


Fig. 41.c EVOLUCION DE DOS INCLUSIONES DE LA MISMA COMPOSICION Y DIFERENTES RELACIONES VOLUMETRICAS L-V, EN EL PLANO P-T.

Figura 41. Ejemplo teórico de la evolución de una inclusión fluida.

inclusión existe una fase líquida y otra de vapor, el calentamiento progresivo produce una homogenización de una de las dos fases y en este momento la inclusión toca la curva de ebullición ($Presión = 100 \text{ bars}$; $T_h = +300^\circ\text{C}$ para el ejemplo considerado). La figura 41c resume dos casos de evolución en fluidos que contienen 5 % de NaCl y relaciones volumétricas líquido-vapor diferentes, en el sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$; por comparación se ha graficado igualmente el comportamiento del agua pura; T_{C_0} es el punto crítico del H_2O pura y T_C el punto crítico de una solución a 5 % de NaCl . Las líneas discontinuas dentro de la inclusión representan la fase líquida y los puntos la fase de vapor (más importante que el fluido 2), las trayectorias a seguir van a ser las siguientes:

- El fluido 1 es capturado en $T_1 P_1$; en el momento de enfriamiento se desplaza sobre la isocora 1 definida por la temperatura y presión de captura, así como por su salinidad. En H_1 pasa el límite del dominio bifásico (líquido más vapor) con la aparición de la fase vapor y se queda en este estado hasta la temperatura ordinaria (20°C). Se puede observar fácilmente que la temperatura TH_1 de separación de fases ("demixión") es forzosamente inferior a la temperatura crítica T_c para la composición del fluido.
- El fluido 2 se captura a $T_2 P_2$ y su trayectoria difiere del fluido 1 en los siguientes puntos:
 - La separación de gases se marca por la aparición del líquido y no de vapor.
 - La temperatura de separación de fases TH_2 , es superior al punto crítico T_c .

V.5 RESULTADOS OBTENIDOS

Los estudios fueron realizados en diferentes minerales de neoformación: cuarzo, calcita, epidota y prehnita a cada 100 m de profundidad en los cinco pozos considerados en este trabajo, con un total de 1765 inclusiones analizadas a baja y alta temperatura; éstos fueron correlacionados con pozos cercanos estudiados con anterioridad por *González P.E., 1987* y *González-Partida, 1988*. El comportamiento a baja temperatura es mostrado en las figuras 42 y 43. La distribución de isoconcentraciones a partir de las temperaturas de fusión de hielo, manifiestan una evolución del fluido precoz en el yacimiento, manifestado en los siguientes hechos: En los niveles profundos la salmuera es muy diluida ($T_f = 0 \text{ a } -0.6^\circ\text{C}$ equivalente a 0 a 1 % NaCl , respectivamente) semejante al comportamiento de la química del fluido actual (*Nieva et al., 1987*). Un cambio fuerte en la concentración de iones es puesto en evidencia por una zona de alta salinidad (2.4 a 14.6 eq. $\text{NaCl} \approx T_f = -1.4 \text{ a } -10^\circ\text{C}$), esto es coincidente con las observaciones ópticas al microscopio del fenómeno de ebullición (relaciones volumétricas heterogéneas) y de las zonas productoras de vapor en el campo geotérmico. En los niveles someros los valores positivos ($+0.1 \text{ a } +7^\circ\text{C}$) muestran un fuerte cambio en la paleosalmuera en la que muy probablemente predominan iones de Ca y Mg . En las figuras 44 y 45 se graficaron las

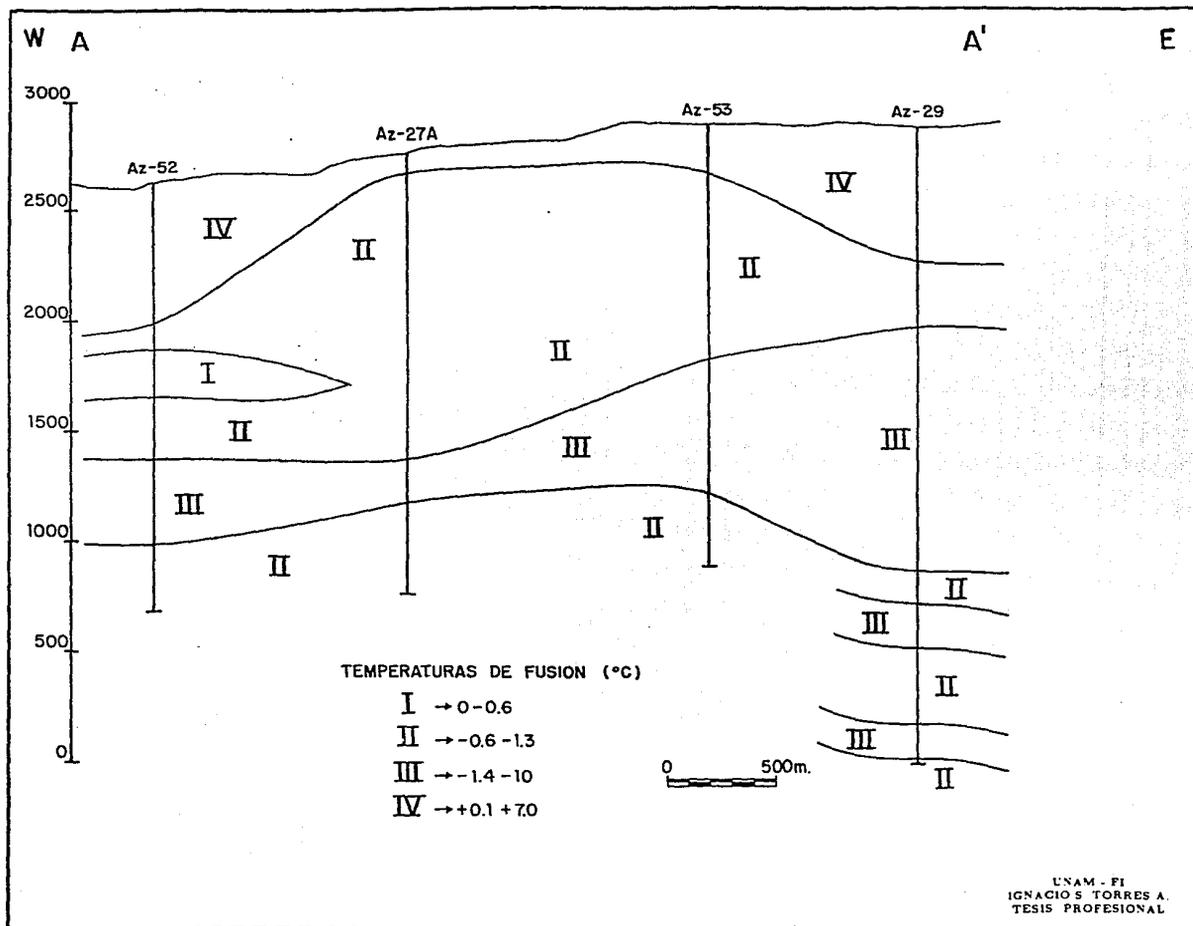


Figura 42. Distribución de isoconcentraciones de la sección A-A'.

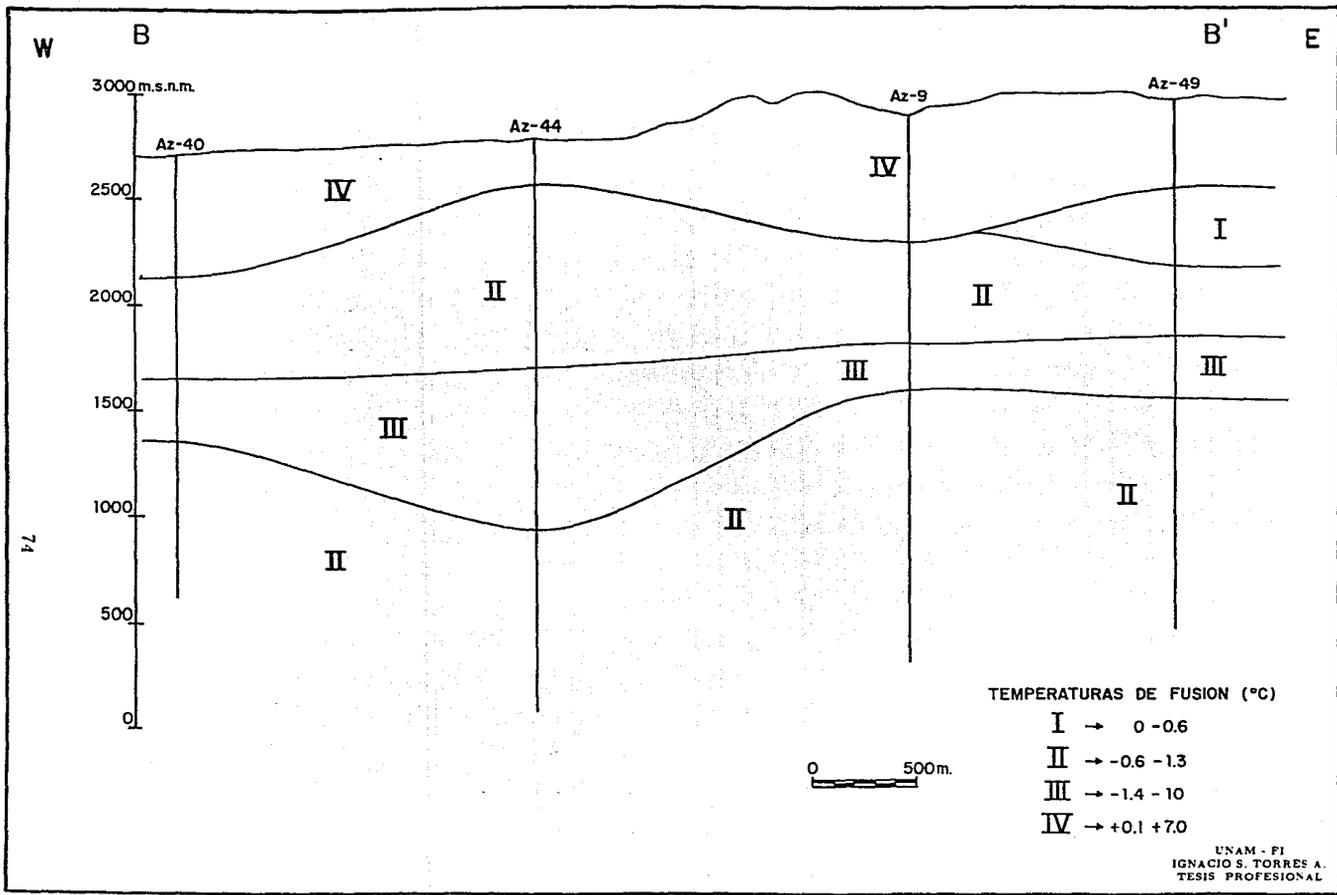


Figura 43. Distribución de isoconcentraciones de la sección B-B'.

temperaturas de homogenización en isotermas cada 50 °C a excepción de la isoterma de los 270 °C, temperatura a la que se ha observado el fenómeno de ebullición.

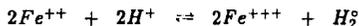
V.6 DISCUSION

Los cambios en la variación de las temperaturas de fusión son la respuesta de una evolución termodinámica natural en el sistema hidrotermal de Los Azufres. A profundidad se tiene una sola fase (de naturaleza líquida) en donde las inclusiones atrapan fluido de composición química homogénea, comparable al fluido producido por los pozos; con la pérdida de presión y temperatura, propiciada en gran parte por el sistema de fracturas en el campo, el fluido circulante entra en ebullición y como consecuencia se inicia la formación de vapor a partir del líquido caliente; así, la tasa de vaporización será mayor a medida que éste se enfría entre los 240 a 200 °C. La separación de vapor concentra la salmuera local, quedando temporalmente con una salinidad mayor y dando lugar al atrapamiento de líquido heterogéneo en las inclusiones fluidas. El fenómeno se confirma igualmente con las observaciones ópticas al microscopio presentándose inclusiones en un mismo plano cristalino con relaciones volumétricas heterogéneas tanto a vapor como vapor+líquido. En las secciones mostradas en las figuras 42 y 43 se observa que la zona de ebullición (o cambio de fases) ocurre casi en paralelismo a la isoterma 270 °C.

El desplazamiento del fluido ya sea natural por fallas y fracturas o artificial (por medio de pozos) es sometido a una pérdida de presión y temperatura, trayendo como consecuencia la reducción en la solubilidad del hidrógeno molecular. Este efecto es acentuado por el proceso de ebullición puesto en evidencia, que propicia la separación masiva del hidrógeno molecular (así como del H_2S , CO_2 , CH_4 , N_2) inicialmente disuelto en el agua líquida. Según los cálculos de *Arnold y González (1987)* una pérdida de 20 °C propicia que más del 80% del hidrógeno inicial disuelto se desplace a la fase vapor. El desplazamiento del equilibrio:



Implica un movimiento paralelo del equilibrio oxidación-reducción a cinética rápida de:



Y un aumento de las relaciones $\frac{Fe^{+++}}{Fe^{++}}$ en el líquido. Así, una vez que el agua líquida entra en ebullición se hace más oxidante que el reservorio. Este efecto fué señalado por *González et al. (1987)* al graficar en un diagrama $fO_2 - pH$ a 250 °C y diversas tasas de ebullición (de 0 a 40%) fenómeno que se puede apreciar en la figura 46. Como se

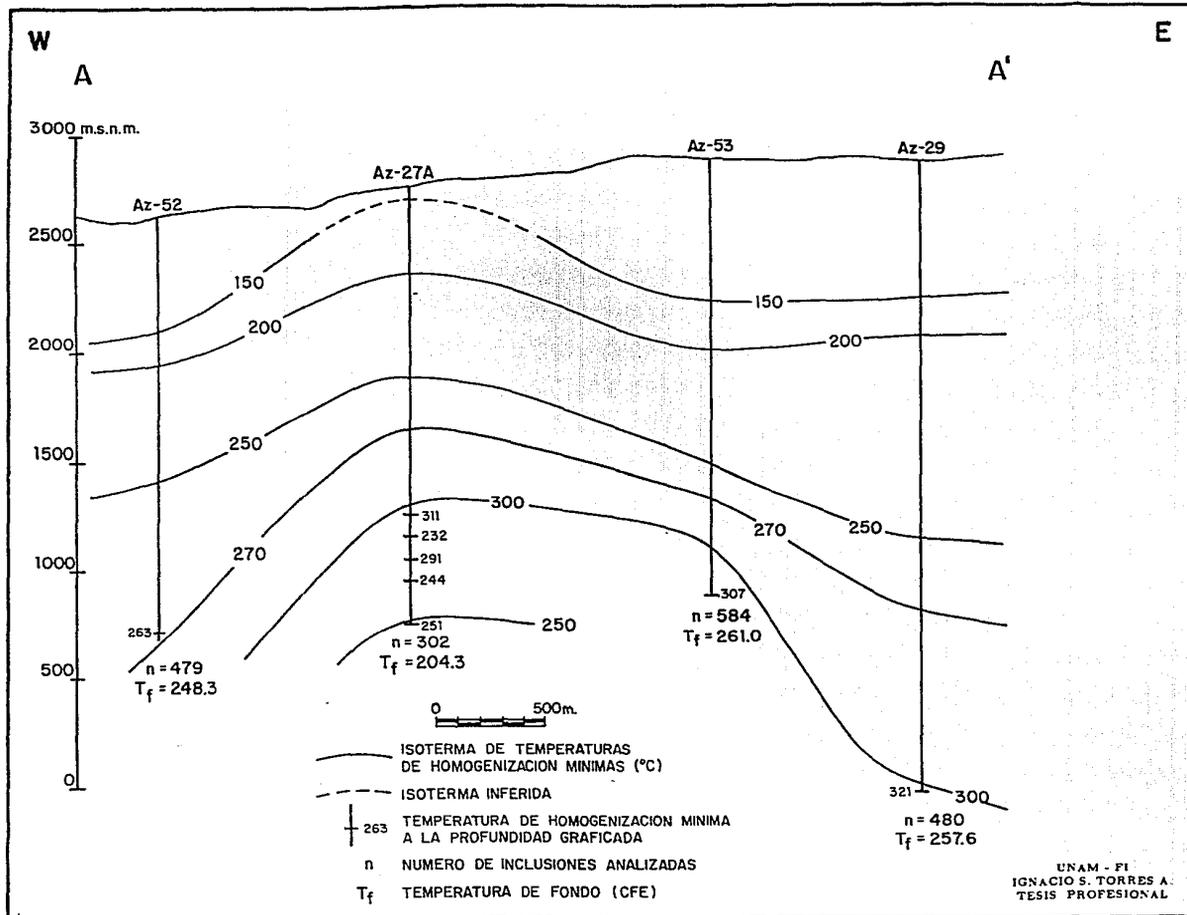


Figura 44. Distribución de isotermas de temperaturas de homogenización mínimas de la sección A-A'.

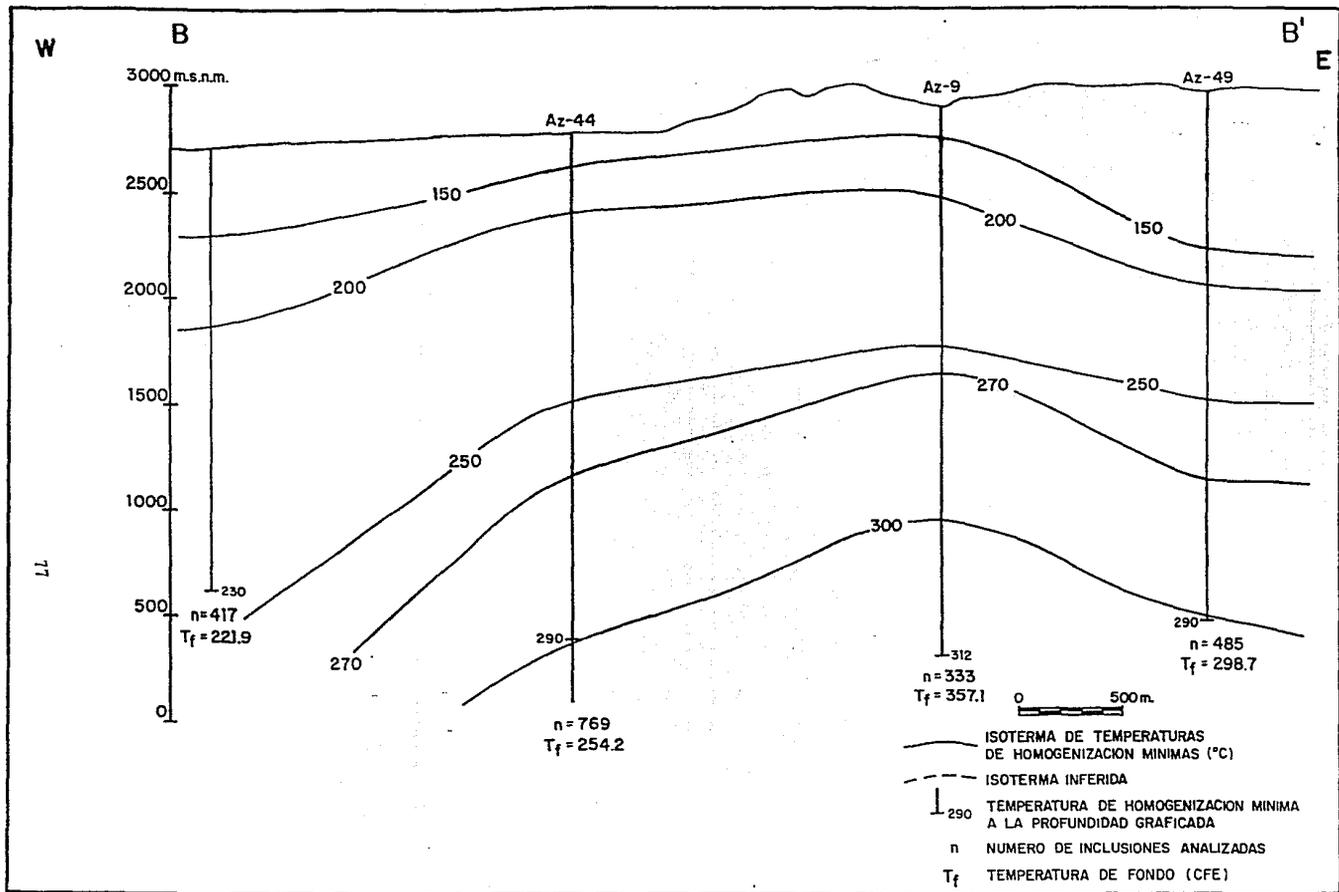


Figura 45. Distribución de isothermas de temperaturas de homogenización mínimas de la sección B-B'.

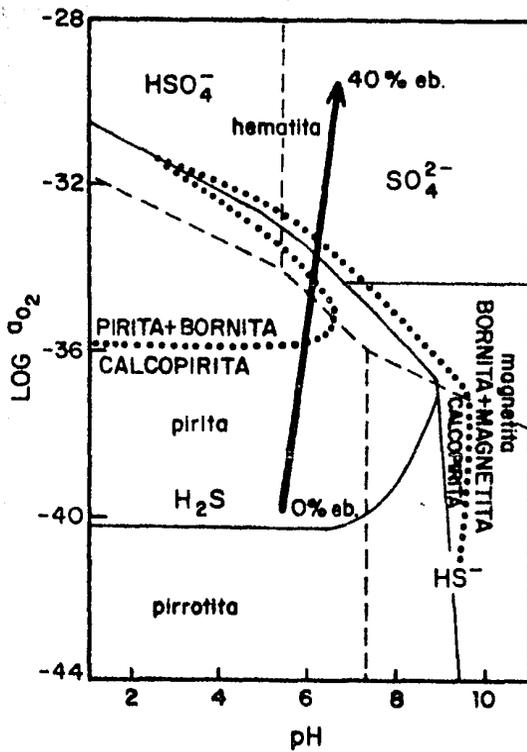
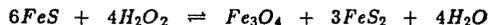
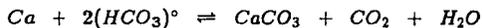


Figura 46. Diagrama de actividad de oxígeno contra pH a 250 °C con las tasas de ebullición analizadas en la Figura 23 (tomado de González-Partida et al., 1979).

observa, los ajustes termodinámicos implican una baja en la fugacidad de oxígeno (fO_2) este mecanismo es tributario de una reacción entre fases fluidas y cristalinas:



en un sistema cerrado. Como es el caso de Los Azufres este desequilibrio permite la oxidación de la pirrotita y su transformación final en hematita. Las isoconcentraciones de hematita (figuras 28 y 29) confirman esta idea, ya que las anomalías fuertes están sobre la línea de ebullición. Considerando que la calcita muestra un efecto similar (figuras 17 y 18) la solubilidad de la calcita puede explicarse por la siguiente reacción:



donde la solubilidad decrece con mCO_2 y con la presión total del sistema, por lo cual una disminución de mCO_2 implica un desplazamiento de la ecuación hacia la derecha con la consecuente formación de calcita.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

CAPITULO VI

CONCLUSIONES

El subsuelo del Módulo Marítaro, zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, está constituido por rocas andesíticas, mio-pliocénicas, principalmente microlíticas y porfídicas con una mineralogía bastante homogénea, con algunos horizontes de basalto y brechas muy subordinados. Esta composición litológica, aunada a un fluido hidrotermal clorurado-sódico, controla la fuerte alteración hidrotermal confinada por estructuras miocénicas y cuaternarias (orientadas *NNW-SSE* y *E-W*, respectivamente) que en conjunto permiten el ascenso, entrapamiento y distribución de los fluidos geotérmicos en el subsuelo.

Los estudios petrográficos y minerográficos realizados en los pozos *Az 29*, *Az 40*, *Az 49*, *Az 52* y *Az 53* permitieron la caracterización de las siguientes especies minerales producto de la alteración hidrotermal:

MINERALES TRANSPARENTES

CALCOSILICATOS: laumontita, estilbita, wairakita, heulandita; epidota, clinzoisita; tremolita-actinolita-gedrita; prehnita, esfena, y granate.

SILICATOS DE Fe y Mg: chamosita, peninita, clinocloro; crisotilo, talco.

CARBONATOS: calcita-siderita.

SULFATOS: anhidrita, barita (?).

SILICATOS: cuarzo, sílice amorfa.

SILICOALUMINATOS DE POTASIO: feldespatos potásico (adularia (?)), sericita-muscovita.

MINERALES DE LA FRACCION ARCILLOSA: esmectita, clorita, illita.

MINERALES OPACOS

OXIDOS:	hematita, rutilo.
SISTEMA Fe-S:	marcasita, pirita, pirrotita.
SISTEMA Fe-S-Cu:	covelita, bornita, calcopirita, idafta, digenita.

Todas estas especies son sensibles indicadores tanto físico-químicos como térmicos del ambiente en que se formaron, permitiendo conocer el comportamiento del yacimiento en el subsuelo. Los calcosilicatos muestran una evidente deshidratación a medida que se alcanzan temperaturas altas, pasando desde zeolitas de bajas temperaturas (menor de 200 °C) hasta los anfíboles y epidotas de temperaturas mayores de 300 °C. De igual modo se presentan cambios composicionales en algunos grupos mineralógicos como las zeolitas, epidotas y cloritas, que presentan fases más ricas en sodio y fierro conforme se aproximan a la superficie. La fracción arcillosa estudiada por rayos X, presenta también una relación directa con la temperatura, definiéndose una zona de esmectita dentro de los 150 °C, una zona de transición clorita-esmectita-ilita entre los 150 y 250-300 °C para dar paso a la zona de clorita con temperaturas mayores a los 250 °C.

Las especies de minerales opacos son importantes indicadores físico-químicos ya que su precipitación está controlada por el pH, potencial de oxidación, la actividad del azufre y la temperatura. La asociación pirita-pirrotita-magnetita, así como la presencia de pirrotita sola en zonas profundas (3000 a 3500 m) indican un medio reductor. La desaparición de pirrotita, la mayor concentración de pirita y la relación sulfuros-sulfatos en esta zona, indican un medio progresivamente más oxidante (aproximadamente a los 270 °C). La marcasita presenta un fuerte control litológico ya que sus mayores concentraciones se encuentran en la riolita superficial del pozo Az 9, indicando fluidos mineralizantes ácidos (pH menor o igual a 5) y temperaturas aproximadas de precipitación de 240 °C, en un medio semioxidante a oxidante. Los sulfuros cupríferos se distribuyen tanto con minerales oxidantes como con reductores, haciendo que su uso como indicadores físico-químicos no sea sencillo.

Del estudio de las inclusiones fluidas se concluye que existe una evolución de la paleosalmuera, con un cambio muy importante en su composición alrededor de los 1,500 m de profundidad, evidenciado por un aumento hasta de 10 veces en las temperaturas de fusión. Las relaciones volumétricas heterogéneas entre las inclusiones fluidas de un mismo plano indican las zonas de ebullición para este módulo a los 270 °C y arriba de los 1,300 msnm.

El fenómeno de ebullición unifica muchas observaciones hechas en el subsuelo del campo. La creciente tasa de vaporización provoca altas concentraciones minerales trayendo como consecuencia gran dispersión en las temperaturas de fusión y la importante precipitación de calcita, hematita, pirita y sulfatos sobre esta zona. La distribución de estos minerales en subsuelo evidencia lo anterior. El medio más oxidante provocado por el

fenómeno, así como el incremento de las actividades del *Na* y *K* por el aumento de la concentración del fluido, podrían explicar los cambios mineralógicos que presentan las zeolitas (incremento de sodio hacia la superficie), cloritas (sustitución del *Mg* por *Fe* en la misma dirección) y epidotas (sustitución de *Al* por *Fe*).

VI.I RECOMENDACIONES

El estudio de las variaciones mineralógicas en este campo geotérmico ha demostrado ser útil como indicador físico-químico del medio, así como índice geotermométrico. Las zeolitas, cloritas y epidotas presentan diferentes especies minerales, su caracterización exacta por medio de microsonda electrónica comprobaría o rechazaría las especies reportadas.

La comparación sistemática de análisis geoquímicos de elementos mayores entre una roca sana y una roca alterada del campo geotérmico, pondría en evidencia el grado de interacción que existe entre las rocas y el fluido del campo, así como los procesos que provocan su alteración.

Análisis químicos tendientes a la determinación de la variación composicional en series de minerales como epidotas, anfíboles, zeolitas y cloritas, determinaría la evolución que estos grupos han tenido frente a cambios de temperatura o composición del fluido geotérmico.

Estudios isotópicos en los mismos minerales reforzarían el conocimiento de esta evolución con respecto al tiempo, indicando si la alteración hidrotermal responde a diversas etapas genéticas.

Es muy importante la realización de diagramas de estabilidad de los fluidos actuales del yacimiento, para comprobar el grado de equilibrio químico alcanzado por la alteración hidrotermal.

Por último, resulta obvia la necesidad de realizar este tipo de estudios sistemáticos en un mayor número de pozos para contar con un mayor número de datos que proporcionarían mejores elementos para la interpretación y conocimiento del campo.

BIBLIOGRAFIA

- Arnold M. y Gonzáles P.E. (1987); "Evidencia de un equilibrio térmico e isotópico entre sulfatos y sulfuros de los fluidos hidrotermales del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.: Implicaciones sobre el origen del azufre"; Rev. Inst. de Geol., UNAM, (en prensa).*
- Arnold M. y Gonzáles P.E. (1987); "Le système hydrothermal actuel de Los Humeros (Mexique): Etat du système $SO_4^{2-} - SH_2$ a 300 °C, origine du soufre et phénomènes d'oxydation associés a l'ébullition du fluide ascendant"; Mineralium Deposita, U.22, p.90-98.*
- Aguilar y Vargas, V.H. y Verma, S.P. (1987); "Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano"; Geof. Int., Vol. 26-2, p.195-272.*
- Aroyo E.M.A. (1986); "Estimación estadística espectral de la profundidad del basamento a partir de datos de aeromagnetometría"; Tesis de Maestría, UNAM, México, D.F.*
- Aumento F. y Gutiérrez N. (1980); "El campo geotérmico de Los Azufres Michoacán, México"; 3a. Reunión Nal. de Geotermia y Geotecnia C.F.E., Tomo II y III, p.489-565.*
- Best Myron G. (1982); "Igneous and metamorphic petrology"; W.H. Freeman and Co., N.Y., 630p.*
- Bird Dennis K., Schiffman P., Elders W.A., Williams A.E. and McDowell D.S. (1984); "Calc-silicate mineralization in active geothermal systems"; Esc. Geol., vol. 79 p.671-695.*
- Borton P.B. Jr. and Skinner B.J. (1979); "Sulfide mineral stabilities"; in Geochemistry of hidrothermal ore deposits; 2nd ed; edited by H.I. Barnes; Wiley and sons, N.Y.; p.278-403.*
- Browne P.R.L., Roedder E., Wodzicki A. (1976); "Comparison of past and present geothermal waters form a study of fluid inclusion, Broads Lands Field, New Zealand"; in J. Cadek, T. Laus (ed.), Proceedings international symposium on water rock interaction, Czechoslovakia, 1974, Geol. Survey, Prague, 140-149.*
- Camacho, F.A. (1979); "Geología de la zona geot. de Los Azufres, México"; Informe 6-79, CFE (inédito).*
- Cambredet N. (1985); "Inclusiones et systèmes géothermiques; des relations entre l'ébullition et la production de la vapeur sèche"; Geothermic, (R. Acad. Sc., Paris, t.301, Seric II, no. 9.*

- Campa M.F. (1978); "La evolución tectónica de Tierra Caliente, Gro.;"*
 Bol. Soc. Geol. Mex., Tomo XXXIX, no. 2, p.52-64.
- Cathelineau M., Oliver R., Izquierdo G., Garfias A. Nieva D. e Izaguirre O. (1989); "Mineralogía y distribución de zonas minerales hidrotermales en el campo geotérmico de Los Azufres (México)"; 1a. Reunión Interdisciplinaria de actividades sobre el campo geotérmico de Los Azufres, CFE-IE, Mich.; p.194-199.*
- Cathelineau M., Oliver R., Nieva D. and Garfias A. (1985); "Mineralogy and hydrothermal mineral zoning in Los Azufres (México) geothermal field"; Geothermics, v.14, no. 1, p.49-59.*
- Cathelineau M.; Izquierdo G. y Nieva, D. (1986); "Thermobarometry of the hydrothermal alteration in the Los Azufres system: significance of fluid inclusion data"; Memorias de Hydrothermal Conference, CFE-IE, Mich.; p.194-199*
- Cathelineau M., Oliver R., Nieva D. (1987); "Quaternary volcanic series of the Los Azufres Geothermal field (México)"; Geof. Int., Special Vol. on Mexican Volcanic Belt, part 3b, vol. 26.*
- Comisión Federal de Electricidad, (1980); "Geología del campo Geotérmico de Los Azufres, Michoacán"; Carta Geológica, escala 1: 10,000 (Inédito).*
- Crerar D.L., H.J. Susak, M. Borcsik and S. Schwartz (1980); "Solubility of the buffer assemblage pyrite+pyrrhotite+magnetite in NaCl solutions from 200 °C to 350 °C"; Geochimica et Cosmochimica Acta, 42, p. 1427-1439.*
- Cserna, Z. de, Fries C. Jr. (1981); "Hoja Taxco 14q.h(7), con resumen de la Hoja Taxco, Edos. de Gro., Méx. y Mor.;" UNAM, Inst. de Geol., Carta Geológica de México, 1:100,000; mapa con texto, 47 p.*
- De la Cruz, V.M., Aguilar, J.S., Ortega, D.G., Sandoval, J.M. (1982); "Estudio geológico-estructural a detalle del campo geotérmico de Los Azufres, Mich.;" Informe 9-82, C.F.E. (Inédito).*
- Demant, A. (1978); "Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación"; Rev. Inst. Geol., UNAM, v. 2, n.2, p. 172-187.*
- Demant, A. (1981); "L'axe neovolcanique transmexicain. Etude volcanologique et petrographique: Signification geodinamique"; These de Doct. Détat Univ. Daix-Marseille, 259 p.*
- Demant, A. y Robin, C.C. (1975); "Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico"; Rev. Inst. de Geol. UNAM, 75, 1, p. 70-83.*

- Dobson P.F. (1984)*; "Volcanic stratigraphy and geochemistry of the Los Azufres Geothermal Field, Mexico"; Thesis Master of Science; Univ. Stanford, p. 58.
- Dobson P.F. y Mahood, G.A. (1985)*; "Volcanic stratigraphy of the Los Azufres Geothermal Area, Mexico"; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, p. 273-287.
- Drummond S.E. y Ohmoto H. (1985)*; "Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems"; *Ec. Geol.*, v. 80, p. 126-147.
- Eugster H.P. (1985)*; "Granites and hidrothermal ore deposits: a geochemical framework"; *Mineralogical Magazine*, 49, p.7-23.
- Fries C. Jr. (1969)*; "Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México"; UNAM, Inst. de Geol. Bol. n. 60, 236p.
- Garduño, V.H.M. (1985)*; "Análisis estructural de la zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Mich."; Informe 19-85, CFE (Inédito).
- Garduño V. y López A. (1986)*; "Fracturamiento en campos geotérmicos"; *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía*, v.2, n.3, p.277-296.
- Garfias, F.A. y Rivera M.O. (1980)*; "Informe geológico del pozo Az-40"; Gerencia General de Estudios de Ingeniería Preliminar, CFE, (Inédito).
- Giggenbach W.F. (1981)*; "Geothermal mineral equilibria"; *Geochimica et Cosmochimica Acta*; v. 45, p.393-410.
- González-Partida, E. (1989)*; "Las inclusiones fluidas y las características genéticas de las mineralizaciones polimetálicas de Tierra Caliente"; *Geomimet*, n. 123, p.35-62.
- González-Partida, E. (1985)*; "Etude metallogénique de la partie centre-occidentale du Mexique"; Unpublished thesis; INPL, Nancy, 210 p.
- González-Partida E. (1987)*; "Estudio de las inclusiones fluidas y de los minerales opacos" en Estudio de la estructura hidrológica y de la distribución de parámetros físico-químicos en el yacimiento de Los Azufres, Michoacán, Fase II; Informe Final del proyecto CFE-IE-2011 (Inédito).
- González-Partida E. (1988)*; "Las inclusiones fluidas en geotermia: una nueva herramienta de la Petrología Experimental aplicada en el pozo Az 44, Los Azufres, Mich."; *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía*, v.4, n.2, 10p.
- González-P.E., Barragán R.R.M. y Nieva G.D. (1987)*; "Consecuencias químicas y mineralógicas de la ebullición en el sistema de Los

- Azufres, Mich., Méx.**; Memorias de la Convención Geotérmica Internacional, IIE-CFE, Cuernavaca, Morelos, México.
- González-Sánchez, F. (1987)**; "Estudio de los minerales opacos de neoformación de cinco pozos del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán"; Tesis Profesional, Inst. Tec. de Cd. Madero, Cd. Madero, Tamps.
- Gutiérrez, N.L.A. (1987)**; "Geotermia: fuente de energía al alcance de México"; Ciencia y Desarrollo, n.73, p.35-47.
- Gutiérrez, N.G. y Aumento F. (1982)**; "The Los Azufres, Michoacan, Mexico, Geothermal Field"; Journal of Hydrology, 56, p.137-162.
- Heinrich E.W.M. (1972)**; "Petrografía Microscópica"; 2a. ed., Omega, 320 p.
- Hernández, G.J.L. (1985)**; "La energía de la Tierra"; 1a. ed., CECSA, 230p.
- Hiriart G.L. (1985)**; "Los Azufres Geothermal Development, Mexico"; Geothermal Resources Council Bulletin, p.3-7.
- Huitrón E.R., González C.M. y Abad R.A. (1986)**; "Informe geológico del pozo Az 49"; Coordinadora Ejecutiva Los Azufres, Superintendencia de Geología, CFE (Inédito).
- Huitrón E.R., González C.M. y Abad R.A. (1987)**; "Informe geológico del pozo Az 52"; Coordinadora Ejecutiva Los Azufres, Superintendencia de Geología, CFE (Inédito).
- Huitrón E.R., González C.M. y Abad R.A. (1987)**; "Informe geológico del pozo Az 53"; Coordinadora Ejecutiva Los Azufres, Superintendencia de Geología, CFE (Inédito).
- Izaguirre A.O.A. y Garfias F.A. (1982)**; "Informe geológico del pozo Az 29"; Coordinadora Ejecutiva de Los Azufres, CFE (Inédito).
- Izquierdo G., Cathelineau M., Nieva D. (1986)**; "Estudio de la estructura hidrológica y de la distribución de parámetros físico-químicos en el yacimiento de Los Azufres, Mich., Fase II"; 3er. Informe de Avance del proyecto CFE-IIE 2011 (Inédito).
- Kerr, P.F. (1977)**; "Optical mineralogy"; 4th. ed., Mc Graw Hill.
- Mooser F., Nairn A.E. y Negendank J.F. (1974)**; "Paleomagnetic investigations of tertiary and quaternary igneous rocks, VII a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico"; Geol. Rundschau, 63(2), p.451-483.
- Mora, S.L. (1979)**; "Contribution a la connaissance de l'axe volcanique transmexicaine: étude géologique et pétrologique des laves du Michoacan oriental"; These Doct. Ing., Aix Marseille III, 46 p.

- Murowchik J.B. (1984)*; "The formation and growth of pyrite, marcasite and cubic FeS"; Ph.D. Dissertation, Penn. State Univ., 168 p.
- Murowchik J.B. y Barnes H.L. (1986)*; "Marcasite precipitation from hydrothermal solutions"; *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.50, p.2615-2629.
- Nieva G.D., Iglesias E., Arellano V., Contreras E. (1985)*; "Estudios multidisciplinarios sobre el campo geotérmico de Los Azufres, Méx."; Electric Power Research Institute, Proceedings Ninth Annual Geothermal Conference and Workshop (en impresión).
- Nieva G.D., Barragán R.M., Cathelineau M., González P.E., Izquierdo G., Oliver R., Portugal E., Santoyo E. y Verma M. (1987)*; "Estudio de la estructura hidrológica y de la distribución de parámetros físico-químicos en el yacimiento de Los Azufres, Mich., Fase II"; Informe Final del proyecto CFE-IIE-2011 (Inédito).
- Pal S.M., López M.J., Pérez R. y Terrell D.J. (1978)*; "Magma characterization of the Mexican Volcanic Belt (Mexico)"; *Bull. Vol.*, 41, p.379-389.
- Palma P. (1982)*; "Estudio geoelectrico de detalle del Módulo Tejamaniles Los Azufres, Michoacán"; CFE, Informe 42-82 (Inédito).
- Palma G.H. y Bigorra P.E. (1986)*; "Compilación de las campañas geoelectricas de resistividad (Sondeos Schlumberger) en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., Méx."; *Geotermia, Rev. Mex. de Geoenergía*, v.2, n.3, p.215-224.
- Picot P. y Johan Z. (1982)*; "Atlas of ore minerals"; Elsevier.
- Poty B., Leroy S., Jachimowicz L. (1976)*; "Un nouvel appareil pour le mesure de temperatures sous le microscope: l'installation de microthermometric Chix-Meca"; *Bull. Soc. Fr. Mineral Cristallogr.*, 99; 182-186.
- Pradal E. y Robin C. (1985)*; "Decouverte d'une Caldéra Majeure au champ geothermique Los Azufres (Mexique)"; *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.301, Serie II, n.14, p.1069-1074.
- Quijano, J.L. (1983)*; "Consideraciones geoquímicas sobre los pozos Az 6, Az 13, Az 17 y Az 19 del campo geotérmico de Los Azufres, Mich."; 1a. Reunión Interdisciplinaria de Actividades sobre el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., CFE-IIE, Los Azufres, Mich., p.10-16.
- Raiz, E.L. (1964)*; "Landforms of Mexico"; Cambridge Mass.; Geographic Branch of Office of Naval Research, 2nd. ed.
- Robles C.J. (1987)*; "Geología y alternación hidrotermal del Módulo Marítaro, zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Mich., México"; Tesis Profesional, IPN, México.

- Roedder E. (1962); "Studies of fluid inclusions. I. Low temperature applications of a dual purpose freezing and heating stage"; Ec. Geol. 57, p.1045-1061.**
- Schneeberg's E.P. (1979); "Sulfur fugacity measurements with the electrochemical cell $Ag/Ag^1/Ag_{2+z}S, f_{S_2}$ "; Ec. Geol., 68, 507-517.**
- Steiner A. (1977); "The Wairakei Geothermal Area, North Island, New Zealand: its subsurface geology and hydrothermal rock alteration"; New Zealand Geological Survey, Bull. 90, 136p.**
- Taguchi S. (1979); "Homogenization temperature measurements of fluid inclusion in quartz and anhydrite from the Hatchbam geothermal field, Japan and its applications for geothermal development"; Geoth. Reg. Coun. Transactions, v.3, p.705-709.**
- Toulmin P. y Barton P.B. (1964); "A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite"; Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, p. 641-671.**
- Urrutia J. y Castillo L. del (1977); "Un modelo del Eje Volcánico Mexicano"; Bol. de la Soc. Geol. Mex., v.38, p.18-28.**
- Venegas S.S., Herrera F.J.J. y Maciel F.R. (1985); "Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos"; Geof. Int., v.24-1, p.47-81.**
- Viggiano J.C.G. (1989); "Petrografía, mineralogía primaria y mineralogía hidrotermal en los pozos Az 9 y Az 29 (Los Azufres): evidencias de autosellamiento"; 1a. Reunión Interdisciplinaria de Actividades sobre el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., CFE-IIIE; Los Azufres, Mich., p.38-42.**

APENDICE I

Se presenta a continuación el resumen de la totalidad de análisis realizados tanto petrográficos, minerográficos, rayos X e inclusiones fluidas. Las asociaciones mineralógicas se presentan en orden de abundancia y los porcentajes se presentan en los perfiles individuales por pozo (*figuras 9 a 13*). Las tablas están escritas bajo la siguiente

LISTA DE ABREVIATURAS

anh	- anhidrita	ili	- illita
ant	- antigorita	ili/esm	- interestratificación de illita con esmectita
au	- augita	lim	- limonita
au-eg	- augita-egirina	ma	- marcasita
bn	- bornita	mg	- magnetita
ca	- calcita	mus	- muscovita
cao	- caolinita	pi	- pirita
ccp	- calcopirita	po	- pirrotita
cl	- clorita	pre	- prehnita
cl/esm	- interestratificación de clorita con esmectita	qz	- cuarzo
cri	- crisotilo	ru	- rutilo
cv	- covelita	sa	- sílice amorfa
di	- digenita	ser	- sericita
esm	- esmectita	tal	- talco
esf	- esfena	Th	- temperatura de homogenización
ep	- epidota	Th _(m)	- mínima
fk	- feldespato potásico	Th _(M)	- máxima
ge	- gedrita	Th _(p)	- promedio
gra	- granate	Tf	- temperatura de fusión
he	- hematita	tim	- titanomagnetita
id	- idafita	trem	- tremolita
il	- ilmenita	wa	- wairakita
		zeo	- zeolita

DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES. TEMPERATURA, SALINIDAD, DENSIDAD
Y PRESION DE FORMACION A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA
DEL POZO Az 29

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
2900	ep, cl, ser, qz, cal, il, he, ru, ccp cl	321 ep (m) 334 ep (M) 325 (p)	-0.4	0.70	0.600	120
2880	ep, cl, ser, qz, zeo, ca il, he, pi, ru, ccp					
2860	ep, cl, ser, qz, zeo, ca il, he, pi, ru, bn, ccp, di					
2840	ep, cl, zeo, ser, wa, qz pi, il, he, ru					
2820	ep, cl, qz, ser, zeo he, il, pi, ru, ccp					
2800	cl, ser, qz, tal. ep, zeo il, he, ru cl	287 qz (m) 345 qz (M) 314 (p)	-1.5	2.56	0.720	80
2780	ep, cl, ser, zeo, tal, qz il, he, pi, ru					
2760	cl, ep, ca, zeo, ser, esf. il, he, pi, ru					
2680	cl, ser, ep, ca, zeo, mus il, he, ru cl	287 ep (m) 310 ep (M) 301 (p)	-1.0	1.73	0.715	75
2660	ep, cl, ser, ca, qz, zeo, trem il, he, ru, ccp, pi					
2640	ep, cl, qz, ser, zeo, ca, trem il, he, ru, pi					
2620	ser, cl, ep, qz, zeo, ca il, he, ru, ccp					
2580	cl, ep, ser, zeo, qz, ca he, il, ru cl	289 ep (m) 334 ep (M) 303 (p)	-0.4	0.70	0.725	75
2560	ep, cl, zeo, ca, ser, trem he, il, pi, ru, ccp, bn, di					
2540	ep, ce, zeo, ca, ser, qz he, il, pi, ru, ccp, di, id					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL.	Th (°C)	Tf (°C)	Z _{eq} NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
2520	ep, cl, ca, zeo, qz, ser he, il, ru					
2480	cl, ep, zeo, qz, ser, ca he, il, ru, pi cl					
2460	cl, ser, ep, zeo, mus, ca, qz he, il, ru, pi, ccp, bn, di					
2440	ep, cl, zeo, qz, ser, ca he, il, pi, ru, ccp					
2420	ep, cl, zeo, ser, qz, mus, trem he, pi, il, ru, ccp					
2380	ep, cl, zeo, qz, ser, trem, anh, pi, he, ccp cl	287qz (m) 308 qz (M) 300 (p)	-0.8	1.39	0.730	73
2360	ep, cl, zeo, qz, tram pi, he, il, ccp, ru					
2320	ep, qz, trem zeo, cl, ser, ca pi, he, il, ru cl	227 ep (m) 359 ep (M) 308 (p)	-2.1	3.53	0.800	
2280	ep, cl, qz, zeo, tram, ca pi, il, he, ru, ccp					
2260	ep, cl, qz, zeo, ca, ser, trem il, pi, he, ru, ccp					
2240	ep, cl, qz, ca, zeo, ser he, pi					
2220	ep, cl, qz, zeo, ser, ca, trem pi, he, il, ru, ccp, di					
2180	ep, qz, zeo, cl, ser, ca pi, he, ccp					
2160	ep, cl, zeo, qz, ca, ser il, he, ru, ccp					
2140	ep, cl, zeo, qz, ser, ca il, he, pi, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
2120	ep, cl, qz, ser. zeo, ca, trem il, he, pi, ru					
2080	ep, qz, ca, ser, cl, zeo il, he, pi, ru, ccp cl	273 3p (m) 283 ep (M) 280 (p)	-1.0			
2060	ep, ca, qz, cl, ser, zeo il, he, ru, bn, ccp, di					
2040	ep, ca, qz, cl, zeo, ser il, he, ru, ccp					
2020	ep, cl, qz, ca, zeo, ser					
1980	cl, ep, ser, zeo, qz, ca he, il, pi, ru, ccp cl	254 qz (m) 312 qz (M) 227 (p)	-2.4	4.01	0.830	50
1960	cl, ser, zeo, ep, qz, ca il, he, pi, ru, ccp					
1940	cl, ser, ep, zeo, ca, qz il, he, ru, pi, ccp					
1920	cl, zeo, ca, mus, ep, qz il, he, pi, ru, ccp					
1900	ca, mus, sa, pre il, he, ru, pi, ccp					
1880	cl, zeo, ep, qz, ser, ca il, he, ru, ccp, id					
1860	cl, ep, zeo, qz, ser, ca					
1840	ep, zeo, cl, qz, mus, il, he, ru, pi, bn, ccp, di					
1820	ep, cl, qz, zeo, ser. ca pi, il, he, ru cl	261 qz (m) 298 qz (M) 272 (p)	-1.7	2.89		50
1800	ep, zeo, qz, ser, cl, ca pi, he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1760	ep, zeo, cl, qz, ser pi, he, il, ru					
1740	ep, cl, zeo, ser. qz pi, he, ru, il					
1720	ep, ser, cl, zeo, ca pi, he, il, ru					
1700	ep, cl, ser, qz, zeo, ca pi, he, ccp					
1680	ep, zeo. cl, ser pi, il, he. ru					
1660	ep, cl, ser, zeo. ca. qz					
1640	ep, cl, zeo, ca, qz, ser il, he, ru, ccp					
1620	cl, ep, ca, qz, ser il, he, ru, pi, ccp					
1600	ep, ca, cl, zeo, ser il, he, ru cl	212 qz (m) 360 qz (M) 292 (p)	-3.6	5.85	0.905	
1560	ep, cl, ca, zeo, qz, ser pi, il, he, ru					
1540	cl, qz, ser, ca, ep pi, il, he, ru					
1520	cl, qz, ser, ep, ca il, pi. he. ru					
1500	cl. ser, qz, ep, zeo, ca he, il, pj, ru, ccp cl >> esm > ili					
1480	cl, ep, qz, zeo, ca, ser pi, he, il. ru, ccp					
1460	ca, cl, ep, qz, zeo, wa pi, he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf(°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1440	ca, cl, ep, qz, zeo, wa il. he. ru. pi, ccp, bn, di					
1420	qz, cl, ep, ca, zeo he, il, ru, pi					
1400	cl, qz, ca, zeo, cp, ser pi, he, il cl >> esn=ili	223 qz (m) 350 qz (M) 295 (p)	-1.0	1.73		
1380	cl, ca, qz, ep, ser, zeo pi. he					
1360	ep, cl, qz, ca, zeo, ser pi, he					
1340	cl, ep, ca, qz, zeo, ser pi, he					
1320	ca, cl, ser, ep, qz, ser pi, he, il, ru					
1300	ca, ser, cl, qz, ep he, ccp cl >> ili > esm					
1280	cl, ser, ca, qz, ep, zeo he, pi, ccp					
1260	cl, ser, ca, qz, ep he, pi, ccp, il, ru					
1220	cl, ca, qz, ep, ser he, il, ru					
1200	ca, cl, ser, qz, zeo, ep pi, he, il, ru, ccp cl >> ili > esm	247 qz (m) 288 qz (M) 275 (p)	-1.4	2.40		
1180	ca, cl, ser, qz, zeo, ep pi, he, il, ru					
1160	ca, cl. ser, qz, zeo, ep he					
1140	ca, ser, cl, qz, zeo he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1140	ca, ser, cl, qz, zeo he, il, ru					
1120	ca, cl, qz, zeo, ser he, il, ru					
1100	ca, cl, zeo, qz ser he, pi					
1080	ca, zeo, cl, ser, qz he, pi					
1060	ca, cl, ser, zeo, qz he, pi					
1040	ca, cl, zeo, ser, qz he, pi					
1020	cl, ca, zeo, ser, qz he, pi, il					
1000	ca, cl, zeo, ser, qz pi, he, il esm >> ili = cl	202 qz (m) 290 qz (M) 236 (p)	-1.5	2.56		
980	ca, cl, zeo, ser, anh pi, he, il					
960	cl, ca, zeo, ser pi, he, il					
940	cl, zeo, ca, ser pi, he					
920	ca, cl, zeo pi, he					
900	ca, cl, ser, zeo pi, he esm >> cl					
880	ca, cl, ser he, pi					
860	ca, cl, ser, zeo il, he, pi, ccp					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
840	ca, cl, ser, zeo il, he					
820	ca, cl, ser, zeo il, he, pi					
800	ca, cl, zeo, ser pi, he esm > cl	203 qz (m) 231 qz (M) 219 (p)	-0.7	1.22		
780	ca, cl, ser, zeo il, he					
760	ca, cl, zeo, ser il, he					
740	ca, cl, zeo, ser il, he, pi					
720	ca, cl, zeo il, he, ru					
700	ca, cl, zeo il, he, pi, ru cl >> esm	158 qz (m) 198 qz (M) 172 (p)	-0.7	1.22		10
680	cl, ca, zeo il, he, ru					
660	ca, cl, zeo il, he					
640	ca, cl, zeo il, he, ru					
600	ca, cl, zeo il, he, ru cl					
580	cl, ca, zeo il, he					
560	cl, ca, zeo il, he					
540	cl, ca, zeo il, he					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
500	cl, ca il, he, pi cl	106 ca (m) 134 ca (M) 115 (p)	+ 0.4			
460	cl, ca, zeo il, he, pi					
440	cl, ca, zeo il, he					
420	ca il					
400	cl, ca il cl	104 ca (m) 139 ca (M) 126 (p)	+ 0.6			
380	cl, ca il					
360	ca il					
340	cl, ca il					
320	cl, ca					
300	cl il cl					
280	cl il					
260	cl il, he					
240	cl il, pi					
220	cl, ser il cl					
200	cl, ser il, he, pi, ru cl					

DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA, SALINIDAD, DENSIDAD
Y PRESION DE FORMACION A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA
DEL POZO Az 40

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	TF (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
2080	ep, cl, qz, au-eg, ca he, pi, ccp, il, ru cl >> ili	230 qz (m) 326 ep (M) 242 (p)	-0.7	1.22	0.797	100
2060	ep, cl, qz, au-eg, ser, zeo, ca he, pi, ccp					
2040	ep, cl, qz, au, ca, ser pi, he, id					
2000	ep, cl, qz, au-eg, ca, zeo, fk he, pi, ccp cl >> ili	226 ep (m) 267 qz (m) 243 (p)	-0.8	1.39	0.797	
1980	ep, cl, qz, ser, ca, au-eg, zeo he, pi, ccp					
1960	ep, cl, qz, zeo, ser, ca, au, eg he, pi					
1940	ep, cl, qz, ca, ser pi, he, id, ccp, cv					
1920	ep, qz, ser, cl, ca, zeo he, pi					
1900	ep, qz, ca, cl, ser, zeo he, pi cl >> ili	232 qz (m) 292 qz (M) 263 (p)	-0.5	0.87	0.753	60
1880	ep, cl, qz, zeo, ca, ser he, pi, ccp					
1860	ep, cl, ca, zeo, qz, ser he, pi					
1840	ep, cl, qz, zeo, ca he, pi, ccp					
1820	ep, ca, cl, qz, wa, au, zeo he, il, pi, ru, ccp					
1800	ep, qz, zeo, cl, ca, wa, au-eg, he, ccp, pi, bn cl >> ili	206 ep (m) 260 ep (M) 228 (p)	-1.0 -0.7	1.73 1.22	0.820	
1780	ep, cl, zeo, ser, ca he, ccp, bn, cv					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL.	Th (°C)	Tf (°C)	Zeq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1760	ep, cl, zeo, au, ser, ca he, ccp					
1740	ep, zeo, cl, ca, qz, au he, pi					
1720	ep, cl, ser, wa, qz, ca he, id					
1700	zeo, ep, cl, qz, wa, ca he, pi, ccp, bn, cv cl >> ili	216 ep (m) 304 qz (M) 252 (p)	-1.2 -0.6	2.06 1.05	0.800	
1680	ep, zeo, cl, qz he, pi, id					
1660	ep, zeo, cl, ca, wa he, pi					
1640	ep, cl, zeo, au, ser, ca he, pi					
1620	ep, cl, zeo, qz, ser, ca, au he, pi, ccp, bn, id					
1600	cl, ep, zeo, ser, qz he, il, ru cl >> ili>esm	226 qz (m) 234 qz (M) 230 (p)	-0 8	1.39	0.821	
1580	ep, cl, zeo, au, ser, qz					
1560	ep, cl, zeo, ser, au, qz he, il, ru					
1540	ep, cl, zeo, ser, au, qz, gra he, il, ru	ep cl zeo	ser au	qz		
1520	ep, cl, zeo, qz, ser, au he, il, ru					
1500	cl, ep, ca, zeo, ser, qz, au he, il, ru cl >> esm = ili	222 qz (m) 340 qz (M) 229 (p)	-0.8	1.39	0.821	
1460	cl, ep, ca, zeo, ser he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1440	ep, cl, zeo, ca, wa, ser, qz he, pi, il, ru, ccp					
1420	cl, ca, ep, zeo, qz, ser he, pi, il, ru					
1400	cl, ep, ca, zeo, ser, qz he, pi, ccp, bn, di cl >> esm > ili	222 ep (m) 231 ep (M) 227 (p)	-1.2	2.06	0.840	
1380	ep, cl, ca, zeo, ser, qz he, il, ru, ccp, bn					
1360	cl, ep, qz, zeo he, il, ccp, bn, di					
1340	cl, ep, zeo, ser, qz, ca il, he, ccp, bn					
1320	cl, ep, zeo, ser, qz he, il, ccp, ru, bn					
1300	cl, ep, zeo, qz, ser he, ccp, bn, di cl >> esm > ili	221 ep (m) 221 ep (m) 224 (p)	-1.9	3.21	0.850	
1280	cl, ca, ep, zeo, ser, qz he, ccp, bn, di					
1260	cl, ep, zeo, ser, qz, ca he, ccp, il, pi, ru					
1240	cl, ca, qz, zeo, ser, ep he					
1220	ep, cl, qz, ser, zeo he, il, ccp, ru, pi					
1200	cl, ep, qz, zeo, ser he, ccp cl >> esm > ili	218 ep (m) 287 qz (M) 274 (p)	-1.1 -0.7	1.90 1.22	0.850	
1180	cl, ep, qz, zeo, ser he, pi, bn, cv, ccp					
1160	cl, ep, qz, zeo, ca, ser he, ccp, id					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1140	cl, ca, ep, zeo, qz he, pi, il					
1120	cl, ca, ep, zeo, qz he, ccp, bn, di					
1100	ca, cl, ep, zeo he, il, ru, pi cl > esm = ili	217 qz (m) 273 qz (M) 228 (p)	-1.7	2.89	0.897	
1080	cl, ep, ca, qz, zeo, ser he, il, ru, ccp, bn, di					
1060	ca, cl, zeo, ep, qz, ser he, pi, ccp, id					
1040	ca, cl, ep, zeo, qz, ser pi, he, il, ru, ccp					
1020	cl, ep, zeo, ca, qz, ser he, pi, ccp					
1000	cl, ep, ser, ca, zeo, qz pi, he, ccp cl, > ili > esm	217 ep (m) 290 qz (M) 232 (p)	-0.6	1.05	0.838	
980	cl, ep, ca, zeo, ser, qz pi, he, ccp, il, ru					
960	ca, cl, qz, ep, zeo, ser pi, he, ru, il					
940	cl, ca, ser, ep, qz, zeo he, il, ru					
920	ca, ser, cl, ep he, pi, il, ru, ccp, bn					
900	ca, ser, cl, zeo, ep he, il, pi, id cl > esm > ili	221 ca (m) 277 ca (M) 243 (p)	-1.15 -1.6	2.58 2.73	0.858	
880	ca, ser, cl, zeo, ep he, il, pi					
860	ca, cl, ser, zeo, ep pi, he, il					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	TF (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
840	ca, cl, zeo, ser pl, he					
820	ca, cl, ser, qz, zeo he, pi					
800	ca, cl, ser, qz, zeo pl, he, il	186 qz (m) 242 qz (M) 212 (p)	-0.3 -0.8	0.53 1.39	0.875	
780	ca, cl, ser, qz, zeo he, il					
760	ca, cl, zeo, ser, qz he, pi, il					
740	ca, cl, ser, qz, zeo he, pi, il, id					
720	ca, cl, qz, zeo, ser pi, he, pi					
700	cl, ca, zeo, qz, ser il, he, id esm, cl/esm	186 qz (m) 205 qz (M) 199 (p)	-0.4	0.70	0.895	
680	cl, ca, zeo, trem he, il					
660	cl, ca, zeo, trem il, he					
640	cl, ca, zeo, qz il, he					
620	ca, cl, qz, zeo, ser il, he					
600	ca, cl, qz, trem, ser il, he esm					
580	cl, ca, qz, zeo il, he					
560	cl, ca, qz, zeo il, he					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
540	cl, ca, zeo, qz, ser il, he					
520	cl, ca, qz, zeo, ser il, he					
500	cl, zeo, qz, ca, ser il, he esm, ili/esm					
480	qz, zeo, cl, sa, ca, ser il, he					
460	cl, ca, sa, ser il, he, ru					
440	cl, ca, zeo, ser, qz il, he					
420	cl, ser, ca il, ccp					
400	cl, ca, ser il, he esm					
380	cl il, he, ru					
360	cl il, he, ru					
340	cl il, he					
320	cl il, he					
300	cl, ca il, he esm					
280	cl, ca il, he					
260	cl, zeo, ca, sa il, he					

DATOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA, SALINIDAD, DENSIDAD
Y PRESION DE FORMACION A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA
DEL POZO Az 49

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
2494	ep, cl, zeo, ca, fk, trem il, he, ru, bn, cv, ccp cl >> esm	290 qz (m) 359 qz (M) 303 (p)	-0.9	1.56	0.708	110
2480	cl, ep, zeo, ca, fk, qz, trem pi, he, ru, il, ccp					
2440	cl, ep, zeo, ge, qz pi, he, ru, il, ccp					
2420	ep, zeo, cl, ge pi, he, ru, il					
2400	ep, cl, zeo, ca, qz, il, ru, he, ccp cl >> esm	286 qz (m) 318 qz (M) 296 (p)	-0.4	0.70	0.709	
2380	ep, cl, zeo, qz he, il, ru, pi, bn, ccp					
2360	ep, cl, zeo, ser, qz, wa he, il, ru, pi					
2340	zeo, ep, cl, fk, wa, qz he, il					
2320	ep, zeo, cl, wa, fk, qz he, pi					
2300	ep, zeo, cl, wa he, il, ccp cl >> ili > esm	242 qz (m) 359 qz (M) 298 (p)	-0.8	1.39	0.710	
2280	ep, zeo, cl, wa, qz he, pi, il					
2260	ep, cl, zeo he, pi, il, ccp					
2240	zeo, ep, cl, ge, qz, wa, fk he, il, pi, ccp, ru					
2220	qz, zeo, ep, fk, cl, wa, au pi, he, il					
2200	ep, zeo, cl, qz, ser, wa, ca pi, he, il, ru cl >> ili > esm	278 ep (m) 285 ep (M) 281 (p)	-1.2	2.06	0.712	

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
2180	ep, zeo, cl, qz, ser, ca, au pi, he, il, ccp					
2140	ep, cl, zeo, ser, qz, fk il, he, ru, pi, ccp					
2120	ep, cl, zeo, qz, ser il, he, pi, ru, ccp					
2100	ep, zeo, cl, qz, wa, ser il, he, pi, ru, ccp cl >> esm > ili	270 qz (m) 332 ep (M) 288 (p)	-1.4 -1.1	2.40 1.90	0.720	65
2080	ep, cl, zeo, cl, ser, wa pi, he, il, ru					
2060	ep, cl, qz, zeo, wa, ser pi, he, il, ccp, bn					
2040	ep, cl, qz, zeo, ser pi, he, il, ccp					
2020	cl, ep, zeo, ser, ca, qz he, pi, il, ccp, bn					
2000	ep, cl, zeo, qz, ser pi, il cl >> ili > esm	268 qz (m) 336 qz (M) 304 (p)	-1.2	2.06	0.720	
1980	cl, ep, ca, wa, zeo, ser pi, il, he					
1960	ep, cl, qz, zeo, ca, wa pi, il, ru, ccp					
1940	ep, cl, qz, ca, zeo, anh, wa il, he, pi, ru					
1920	ep, cl, qz, ca, zeo, ser il, he, pi, ru					
1900	ep, cl, zeo, qz, ca il, he, pi, ru cl, > ili > esm	279 ep (m) 304 ep (M) 286 (p)	-0.6	1.05	0.725	
1880	cl, ep, zeo, qz, ca he, il, pi, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1860	cl, ca, ep, qz, zeo, anh he, il, ru, pi, bn, ccp					
1840	cl, ca, ser, ep, qz, anh pi, he, il, ccp					
1820	zeo, ser, qz, cl, ep, wa pi, he					
1800	cl, ser, ep, zeo, ca, qz pi, he cl > ili > esm	201 ep (m) 281 ep (M) 273 (p)	-0.6	1.05	0.750	
1780	ep, cl, zeo, ser, ca, qz pi, he, ccp					
1760	ep, zeo, cl, ca pi, he					
1740	ser, ep, cl, zeo, ca, wa pi, he					
1720	ep, zeo, cl, ser, ca, mus pi, he					
1700	ep, zeo, cl, ca, ser pi, he esm > cl > ili	263 ep (m) 304 ep (M) 282 (p)	-0.6	1.05	0.750	
1680	ep, cl, ca, seo, ser pi, he					
1660	ep, cl, zeo, ser, ca he, il, ru, ccp					
1640	ep, cl, ca, zeo, ser pi, he, il, ccp					
1620	cl, ep, zeo, ca, ser, anh pi, he, ccp					
1600	cl, ep, zeo, ca, ser pi, he, ccp esm > cl > ili	263 qz (m) 277 ep (M) 268 (p)	-1.0 -1.1	1.73 1.90	0.760	
1580	ca, cl, zeo, ep pi, he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	Z _{eq} NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1560	ep, cl, zeo, ser, esf pi, he, il, ru					
1540	cl, qz, zeo, ep, ca, ser, anh pi, he, ccp					
1520	qz, ep, cl, ca, ser, mus pi, he, il, ru, ccp					
1500	ep, cl, zeo, qz, ser, ca he, pi, il, ru esm > cl > ili	254 qz (m) 278 ep (M) 260 (p)	-0.8	1.39	0.760	
1480	cl, ep, zeo he, il, ru					
1460	cl, ep, zeo, qz pi, il, ru, ccp					
1440	ep, cl, qz, zeo pi, il, he, ru					
1420	ep, cl, zeo, ca pi, he, il, ru					
1400	ep, cl, ca, zeo he, il, ru esm > ili > cl	241 ep (m) 275 qz (M) 260 (p)	-1.4 -4.4	2.40 7.01	0.860	
1380	ep, zeo, cl, ca, ser he, il, ru					
1360	ca, ep, cl, zeo, ser, esf pi, he, il, ru					
1340	ca, cl, zeo, ep, ser pi, he					
1320	ep, cl, ca, zeo, ser					
1300	ca, ser, cl, zeo, ep, qz pi, he cl > esm > ili					
1280	ser, ca, cl, ep, zeo, qz pi, he					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1260	ser, cl, ca, mus, zeo pi, he, il, ru					
1240	ca, ser, cl, mus, qz, ep pi, he					
1220	cl, ca, ser, qz, mus, zeo he					
1200	cl, ca, qz, ep, ser, zeo he cl, > esm > ili	236 ca (m) 264 ca (M) 252 (p)	-2.4	4.01	0.865	
1180	cl, ca, qz, zeo, ep, ser he, ccp					
1160	ca, cl, qz, zeo, ser, cri, ep pi, he					
1140	ca, cl, qz, ser, zeo, ep pi, he, ccp					
1100	ca, cl, ser, mus, qz, zeo he, ccp cl > esm = ili	235 qz (m) 250 qz (M) 241 (p)	-1.0	1.73	0.800	
1080	ca, cl, zeo, mus, qz, cri					
1060	ca, cl, ser, qz, zeo, mus he					
1040	cl, ep, ser, zeo, qz, mus					
1020	cl, ep, ser, zeo, qz, mus he, bn, ccp					
1000	ca, cl, ser, qz, zeo, mus pr, he, il esm > cl > ili	220 qz (m) 245 qz (M) 239 (p)	-1.1	1.90	0.815	
980	cl, ca, zeo, ser, qz he, pi					
960	ca, cl, zeo, qz, ser, cri he					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
940	ca, cl, zeo, ser, qz he					
920	cl, ca, zeo, ser, qz pi					
900	cl, ca, zeo, qz, ser pi, he cl, > ili > esm					
880	ca, cl, ser, zeo, qz pi, he					
860	ca, cl, zeo, qz he, pi, il					
840	ca, cl, zeo, ser, qz pi, he, il					
820	ca, cl, zeo, ser, qz il, he, pi					
800	ca, cl, zeo, qz pi, he cl					
790	ca, cl, zeo					
780	ca, cl, zeo il, he					
760	ca, cl, qz, ser, zeo he, il					
740	cl, ca, ser il, he, ru					
720	ca, cl, ser, qz, zeo il, he, ru					
700	ca, cl, zeo, ser, qz il, he, ru cl	143 qz (m) 172 qz (M) 165 (p)	-0.4	0.70	0.901	
680	zeo, cl, ca, ser, qz he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
660	ca, zeo, cl, qz, ser he, il, ru					
640	ca, cl, zeo il, he, ru					
620	ca, cl					
600	ca, cl, zeo il, ru cl	143 qz (m) 144 qz (M) 144 (p)	-0.2	0.35	0.920	
580	ca, cl, zeo il, he					
560	ca, cl, zeo il					
540	ca, cl, zeo il					
520	ca, cl, zeo he, il					
500	ca, cl he, il, ru, pi cl					
480	ca, cl, zeo he					
460	ca, cl, zeo he, il					
440	ca, cl, zeo, qz he, il, ru, pi					
420	ca, cl, zeo he, il, ru					
400	ca, cl, zeo he, il, ru, pi cl					
380	cl, ca, zeo il, pi, ru, he					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
360	cl, zeo, ca he, pi					
340	cl, zeo, ca il, he, ru					
320	cl, zeo, ca il, he, ru					
300	cl, zeo, ca il, he, ru cl					
280	cl, zeo, ca il, he, ru					
260	cl, zeo, ca il, he, ru					
240	cl il, he, ru					
200	cl, ca, zeo il, he,					
160	cl, ca, zeo il, he, ru					
140	cl, ca, zeo il, he, ru					
120	cl, sa, zeo il, he, ru					
100	cl il, he, ru cl					
80	cl il, he, ru					
60	cl il, he, ru					
40	cl il, he, ru					

DAOS DE ASOCIACIONES MINERALES. TEMPERATURA. SALINIDAD. DENSIDAD
Y PRESION DE FORMACION A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA
DEL POZO Az 52

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	Xeq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1929	ep, cl, ca, qz, zeo il, ru, he					
1900	ep, cl, qz, ca, ser ru, il, pi, he cl > esm	263 qz (m) 291 qz (M) 262 (p)	-0.5	0.87	0.760	60
1880	ep, qz, cl, ca, ser il, ru, he, pi					
1860	ep, qz, cl, ca, zeo il, ru, he					
1840	cl, ep, qz, zeo, ca il, ru, pi, he					
1820	cl, qz, ep, ca, zeo, ser il, ru, pi, he					
1800	qz, ep, cl, ca il, ru, he, pi cl > esm					
1780	ep, qz, cl il, ru, he, pi					
1760	ep, qz, cl il, ru, he, pi					
1740	ep, qz, cl, zeo il, ru, he, pi					
1720	ep, cl, qz, ca, zeo il, he, ru, pi					
1700	qz, cl, ep, zeo, ca il, ru, he, pi cl > esm	247 qz (m) 303 ep (M) 262 (p)	-0.5 -0.3	0.87 0.53	0.760	60
1680	ep, qz, cl, zeo il, he, ru, pi					
1660	ep, cl, qz, ca il, he, ru, pi, ocp					
1640	ep, cl, qz il, he, ru, pi					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL.	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1620	ep, cl, qz il, he, ru, pi, ccp, bn					
1600	ep, cl, qz, zeo il, he, ru, pi cl > esm					
1580	ep, cl, qz, wa, zeo he, il, ru, pi					
1560	ep, cl, qz, zeo, wa pi, he, il, ru, ccp					
1540	cl, ep, qz, zeo il, ru, he, pi, ccp					
1520	ep, cl, qz, wa il, ru, he, ccp, bn					
1500	cl, ep, ca, qz he, il, ru, pi cl > esm	246 ep (m) 292 ep (M) 267 (p)	-2.4 -1.9	4.01 3.21	0.697	50
1480	cl, ep, ca, qz he, il, ru, pi					
1460	ep, cl, qz, wa, ca he, il, ru, pi					
1440	cl, ep, qz, zeo he, ru, il, pi					
1420	cl, ep, zeo, qz, ca he, il, ru, pi					
1400	ep, zeo, cl, qz, au-eg il, he, ru, pi cl > esm	250 ep (m) 299 ep (M) 276 (p)	-1.4	2.40	0.799	
1380	ep, pre, cl, zeo, qz, ca he, il, ru, pi					
1360	ep, cl, zeo, pre he, il, ru, pi					
1340	cl, ep, zeo, qz, wa, pre he, il, ru, pi					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	Zeq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1320	ep, cl, zeo, qz, wa, au he, il, ru, pi					
1300	cl, ep, qz, zeo he, il, ru cl > esm	243 qz (m) 280 ep (M) 253 (p)	-1.9 -1.4	3.21 2.90	0.810	
1280	cl, ep, qz he, il, ru, pi, bn, ccp					
1260	ep, qz, cl					
1240	ep, zeo, cl, qz he, il, ru, pi					
1220	zeo, cl, ep, qz, au he, il, ru					
1212		227 pre (m) 262 pre (M) 248 (p)	-0.5	0.87	0.830	
1200	ca, cl, ep, zeo he, il, ccp, pi, ru, bn cl > esm > ili	251 ep (m) 287 qz (M) 273 (p)	-0.7 +0.3	1.22		
1180	zeo, cl, ep, wa he, il, ru, pi					
1160	ep, cl, qz, ca, zeo he, il, ru, pi, ccp					
1140	ep, cl, qz, zeo, ser he, ru, il, pi, ccp					
1120	ca, cl, ep, qz, zeo he, il, ru					
1100	ep, cl, ca, qz, zeo il, he, ccp, ru, bn cl > ili > esm	237 pr (m) 296 qz (M) 259 (p)	-0.6 -1.1	0.87 1.90	0.835	
1080	ep, cl, zeo, qz, ca he, ccp, il					
1060	cl, ca, ep, ser, esf he, il, ccp, bn					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL.	Th (°C)	Tf(°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1040	ep, cl, ca, qz, zeo, ser he, il, ru, ccp. bn					
1020	ep, cl, zeo, esf, qz pi, he					
1000	ep, zeo, cl, pre, esf pi, he, ccp, bn cl > ili > esm	237 ep (m) 283 qz (m) 255 (p)	-0.8	1.39	0.835	
980	ep, zeo, cl, anh, esf pi, re, ccp					
960	zeo, cl, qz, ca, ep, ser pi, he, ccp					
940	cl, ca, qz, zeo, ser, ep he, pi					
920	ep, cl, zeo, ca, qz, ser pi, he					
900	cl, qz, zeo, ca, fel, ser he, pi ili > cl > esm	221 qz (m) 261 lz (M) 253 (p)	-0.1	0.18	0.840	
880	cl, ca, ep, zeo, esf he, il					
860	ep, ca, cl, qz he					
840	cl, ca, ep, qz he, pi					
820	cl, ca, wa, ep, zeo he					
800	cl, ca, wa, zeo. ep he cl > ili > esm	218 qz (m) 236 qz (M) 225 (p)	-0.1	0.18	0.842	
780	ca, cl, ep, zeo, wa, ser he					
760	ca, cl, ser, zeo, ep he, pi					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
740	ca, cl, wa, qz, ser, zeo he, pi					
720	cl, ca, qz, ep, esf, wa he, pi					
700	cl, ca, ep, qz he, ccp cl > esm > ili	211 ca (m) 229 ca (M) 222 (p)	-0.8	1.39	0.870	
680	ca, cl, ser, ep, qz, mus he, pi					
660	ca, cl, qz, ep, zeo he, pi					
620	ca, cl, zeo, ep, qz, wa he, il, ru					
600	ca, zeo, cl, qz, wa, ep he, il, ru cl > esm > ili	181 ca (m) 236 ca (M) 213 (p)	+0.1			
580	zeo, ser, ep, ca, cl he					
560	zeo, ser, cl, ca, ep, wa he, il, ru					
540	zeo, ser, cl, ep, ca, wa il, he					
520	zeo, ser, cl, ca, ep, wa il, he					
500	zeo, ser, cl, ca, ep pi, he, ccp esm > cl > ili	146 ca (m) 237 ca (M) 185 (p)	+0.3			
480	cl, zeo, ca, ser, ep he, pi					
460	cl, zeo, ser, ca, ep he, pi, ccp					
440	cl, zeo, cl he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
420	cl, ca, zeo, ser il, he					
400	cl, ca, zeo, ser il, he esm > cl > ili	144 ca (m) 246 ca (M) 168 (p)	+0.1			
380	ca, cl, zeo, ser il, he					
360	cl, zeo, ca, ser il, he					
340	zeo, cl, ca, ser il, he, pi					
320	ca, zeo, cl, ser il, he, pi					
300	ca, cl, zeo, ser he, il, pi esm > cao	140 qz (m) 257 qz (M) 155 (p)	+0.1			
280	ca, cl, lim, zeo he, il, pi					
240	cl, ca, lim il, he					
220	cl, ca, qz il, he, pi					
200	ca, cl, qz il, ru esm > cao					
180	cl, ca, lim					
160	cl, ca, zeo, lim, ser il, he					
140	cl, lim, ca, zeo il, he					
120	cl, ca, zeo il, he					

DAOS DE ASOCIACIONES MINERALES, TEMPERATURA, SALINIDAD, DENSIDAD
Y PRESION DE FORMACION A LA PROFUNDIDAD CONSIDERADA
DEL POZO Az 53

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
2000	ep, cl, ca, qz, zeo, trem il, ru, he, ccp, bn cl >> esm	307 qz (m) 380 ep (M) 324 (p)	-0.8 -0.7	1.39 1.22	0.650	115
1980	ep, cl, qz, ca, zeo, trem il, he, ru, pi, ccp					
1960	ep, cl, zeo, qz, ca, trem il, ru, he, pi, ccp					
1940	ep, cl, zeo, ca, qz pi, he, ccp, il, ru					
1920	ep, cl, zeo, ca, qz he, pi, il, ccp, ru					
1900	ep, cl, zeo, ca he, il, pi, ru, ccp cl >> esm	298 qz (m) 358 ep (M) 335 (p)	-0.8	1.39	0.700	
1880	ca, zeo, cl he, il, ru, pi					
1860	ep, cl, zeo, ca, qz he, il, ru, ccp					
1840	ep, cl, zeo, ca, qz he, il, ru, pi					
1820	ep, zeo, cl, ca, qz, anh il, he, ru, pi cl > esm	311 ep (m) 315 qz (M) 326 (p)	-0.6	1.05	0.700	
1780	ep, cl, ca, zeo, anh il, he, pi, ru, ccp, bn					
1760	ca, ep, cl, zeo, ser, anh il, he, pi, ccp,					
1740	cl, ep, ca, ser, zeo, anh il, he, pi, ru, ccp					
1720	ep, cl, ca, zeo, ser, qz pi, il, he, ru, ccp					
1700	ep, ca, cl, zeo, ser he, pi, il, ru cl > esm = ili	289 qz (m) 334 qz (M) 315 (p)	-0.6	1.05	0.705	

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1680	ca, ep, ser, cl, zeo il, he, pi, ru, ccp					
1660	cl, ca, zeo, ep, ser il, he, pi, ru					
1640	ep, cl, ca, zeo, ser, anh he, il, ru, pi					
1620	ep, cl, ca, zeo, ser, anh he, il, ccp, bn, ru					
1600	ep, cl, zeo, ca he, il, pi, ru cl > esm > ili	289 qz (m) 333 qz (M) 305 (p)	-0.4	0.70	0.710	
1580	ep, ca, cl, ser, zeo, qz he, il, pi, ru					
1560	ep, ser, ca, cl, zeo, qz he, il, ccp, il, ru					
1540	ca, ser, ep, cl, zeo, qz he, il, bn, ccp, ru					
1520	cl, ca, zeo, ep, ser, qz he, pi, il, ru					
1500	ep, cl, zeo, ca, ser he cl > esm > ili	268 qz (m) 333 qz (M) 285 (p)	-0.6	1.05	0.712	
1480	ca, cl, ep, zeo pi, he, ru, ccp					
1460	ca, cl, ser, zeo, qz, ep pi, he					
1440	cl, qz, ca, zeo, ser, ep he					
1420	ca, ser, cl, qz, ep, zeo he					
1400	ca, cl, ser, qz, ep, zeo he cl > ili > esm	256 qz (m) 275 qz (M) 265 (p)	-1.0	1.73	0.730	

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1380	ca, cl, zeo, ser he, il,					
1340	ca, cl, ser, ep, qz he					
1320	cl, qz, ca, zeo, ser, ep he, il					
1300	ca, cl, zeo, qz he ili > cl > esm	206 qz (m) 300 qz (M) 261 (p)	-0.6	1.05	0.800	
1280	ep, cl, zeo, ca, qz, wa, pre he, ccp					
1260	ep, cl, zeo, ca, qz, wa he					
1240	ca, cl, zeo, ca, ser, qz he, pi					
1220	ca, cl, zeo he, pi					
1200	ca, cl, zeo, ser he, pi cl > ili > esm	198 ca (m) 355 qz (M) 272 (p)	0.1 0.0	-0.70	0.810	
1180	ser, ca, cl, zeo, qz, ep pi, he, ccp					
1160	cl, zeo, ca, ser, qz, anh pi, he, ccp					
1140	ca, cl, ser, zeo, qz, ep he, ccp, bn					
1120	ca, cl, ser, zeo, qz, ep he, il, ru					
1100	ca, cl, ser, zeo, qz, ep he, il, ru ili > cl > esm	231 qz (m) 348 ca (M) 267 (p)	-0.6	1.05	0.835	
1080	ca, cl, qz, zeo, ser, ep he, il, ru					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
1060	ca, cl, qz, zeo, ser, ep he, il, ru					
1040	ca, cl, zeo, qz, ser, mus he, il, ru					
1020	ca, cl, zeo, qz, ep he, il, pi, ru					
1000	ca, qz, cl, zeo he, il, ru cl > ili > esm	184 ca (m) 255 ca (m) 221 (p)	-0.1 -0.3	0.53	0.840	
980	qz, ca, zeo, ser, cl pi, he, il, ru					
960	ca, ser, cl, qz, zeo il, he, ru					
940	ca, cl, zeo il, he, ru, pi					
920	ca, cl, zeo il, he, ru					
900	ca, cl, qz, zeo he, il, pi, ru cl > ili = esm	221 qz (m) 247 qz (M) 241 (p)	-0.2	0.35	0.840	
880	cl, ca, zeo, ser, qz il, he, pi, ru					
860	ca, cl, ser, qz pi, il, he					
840	ca, cl, zeo, qz he, il, ru, pi					
820	cl, ca, zeo, qz, ser he, il, ru					
800	cl, ca, zeo, qz, ser he, il, ru esm, ili/esm	149 ca (m) 249 ca (M) 213 (p)	-0.3	0.35	0.87	
780	cl, ca, qz, zeo, wa, ser he					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
760	cl, ca, qz, zeo, wa, ser he					
740	ca, cl, ser, qz, zeo he, pi					
720	ca, cl, zeo, qz pi, he	190 ca (m) 232 ca (M) 215 (p)	-0.6	1.05	0.880	
700	ca, cl, zeo, qz he, pi esm, ili/esm					
680	ca, cl, zeo, he, il, ru					
660	ca, cl, qz, zeo he, il, ru					
640	ca, cl, qz, zeo pi, he, il, ru					
620	ca, cl, zeo, qz pi, he, il, ru					
600	cl, qz, ca, zeo he esm	104 ca (m) 202 ca (M) 176 (p)	-0.2	0.35	0.950	
580	cl, qz, ca, zeo he					
560	cl, ca, qz, zeo he					
540	cl, qz, ca, zeo he					
520	cl, ca, qz pi, he					
500	cl, ca, qz, zeo pi, he esm	118 qz (m) 184 qz (m) 157 (p)	-0.3	0.53	0.950	
480	cl, qz, zeo pi, he					

PROFUNDIDAD	ASOCIACION MINERAL	Th (°C)	Tf (°C)	%eq NaCl	ρ gr/cm ³	P (bars)
480	cl, qz, zeo pi, he					
460	cl, qz, zeo pi, he, il					
440	cl, ca, qz, zeo pi, he					
420	cl, qz, zeo pi, he					
400	cl pi, he esm	127 ca (m) 163 ca (M) 150 (p)	-0.2	0.35	0.950	
380	cl, ca il, he, ru					
360	cl, ca il, he, ru					
340	cl, ca il, he, ru					
320	cl, ca il					
300	cl, ca il esm					
280	cl il, he					
260	cl pi, he, il					
240	cl, sa pi, il, he					
220	cl, il, pi, he					
200	cl, pi, il esm					

APENDICE II

Se presentan a continuación los perfiles individuales de cada uno de los pozos que se consideraron como complementarios al presente trabajo. Contienen la totalidad de los resultados obtenidos siguiendo el mismo criterio que los cinco pozos analizados en este estudio.

Las principales características de estos pozos son:

POZO	COORDENADAS GEOGRAFICAS	PROFUNDIDAD (m)	RESULTADO	UNIDADES LITOLÓGICAS CORTADAS
9	X=325,215.75 Y=2,191,224.24 Z=2,941 msnm	2,500	Productor	Secuencia andesítica con algunos horizontes basálticos y riolitas en la cima.
27-A	X=324,541.59 Y=2,193,456.94 Z=2,782.50 msnm	2,000	Fallido	Secuencia andesítica.
44	X=323,776.20 Y=2,192,327.42 Z=2,797.00 msnm	3,544	Fallido	Andesita con algunos horizontes de basalto y riolita en la cima.

RESULTADOS DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

