
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA



DISTRIBUCIÓN DE LA ALTERACIÓN
HIDROTERMAL DEL CAMPO
GEOTÉRMICO CERRITOS COLORADOS,
MÉXICO

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEÓLOGO
P R E S E N T A :
ROCHA RUIZ DAVID ALEJANDRO

Directora de Tesis:
Dra. Rosa Maria Prol Ledesma

Índice

Resumen	4
Abstract	5
Capítulo 1: Introducción	6
1.1 OBJETIVO GENERAL.	6
1.1.1 Objetivo Particular.	6
1.2 ANTECEDENTES DEL CAMPO GEOTÉRMICO CERRITOS COLORADOS.	7
1.3 CONCEPTOS GENERALES.	8
1.4 PROCESOS HIDROTERMALES.	11
1.5 DEPOSITOS EPITERMALES DE ALTA Y BAJA SULFURACIÓN	13
1.6 SISTEMAS GEOTÉRMICOS.	16
1.6.1 Sistemas Hidrotermales.	16
1.6.2 Sistemas Magmáticos.	16
1.6.3 Sistemas Geopresurizados.	17
1.6.4 Sistemas de Roca Seca Caliente (HDR).	17
1.6.5 Sistemas Marinos.	18
Capítulo 2: Geología de la Zona de Estudio	19
2.1 LOCALIZACIÓN y ACCESO.	19
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL.	21
2.2.1 Basamento.	23
2.2.2 Vulcanitas Cordilleranas.	23
2.2.3 Lavas Precaldera.	23
2.2.4 Erupción Ignimbrítica (Toba Tala).	23
2.2.5 Colapso de la Caldera.	24
2.2.6 Sedimentos de lago.	24
2.2.7 Domos Anulares Antiguos (Domos Centrales).	25
2.2.8 Domos Anulares más Jóvenes.	25
2.2.9 Levantamiento.	26
2.2.10 Lavas de Arco Sur.	26
2.2.11 Etapa Hidrotermal.	26
2.2.12 Límite de la Caldera.	27
	2

2.2.13 <i>Secuencia de Eventos en la Zona de Estudio.</i>	28
2.2.14 <i>Características Volcano-Tectónicas.</i>	30
2.3 FALLAS CON EXPRESIÓN SUPERFICIAL.	30
2.3.1 <i>Falla de Anillo Caldérico.</i>	30
2.3.2 <i>Falla Río Caliente.</i>	30
2.3.3 <i>Falla Nejahuete</i>	31
2.3.4 <i>Falla La Gotera.</i>	31
2.4 SISTEMA DE FRACTURAMIENTO SOMERO.	31
2.5 SISTEMA DE FRACTURAMIENTO PROFUNDO.	32
2.6 HIDROGEOLOGÍA DEL AREA.	32
2.7 HIDROGEOLOGÍA SUBTERRÁNEA.	32
2.8 SISTEMAS DE FLUJO.	33
2.8.1 <i>Acuífero Somero Local.</i>	33
2.8.2 <i>Acuífero Profundo Regional.</i>	34
Capítulo 3: Metodología	35
3.1 ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA	36
3.1.1 <i>Regiones Espectrales</i>	36
3.1.2 <i>Firmas de la Región SWIR</i>	39
3.2 RECOPIACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	41
3.2.1 <i>Recopilación de datos</i>	41
3.2.2 <i>Procesamiento de los datos obtenidos</i>	42
Capítulo 4: Distribución de los Minerales Hidrotermales	43
Capítulo 5: Interpretación de Resultados y Discusiones.	53
5.1 ZONACIÓN DE LOS MINERALES DE ALTERACIÓN (SECCIÓN X-X´)	56
5.1.1 <i>Clasificación de la Alteración Hidrotermal en X-X´</i>	59
5.2 ZONACIÓN DE LOS MINERALES DE ALTERACIÓN (SECCIÓN Y-Y´)	61
5.2.1 <i>Clasificación de la Alteración Hidrotermal en Y-Y´</i>	64
Capítulo 6: Conclusiones	66
Glosario	69
Referencias y Bibliografía	72

Resumen

A partir del estudio y análisis de muestras provenientes de los pozos perforados en el campo geotérmico de Cerritos Colorados, conocido anteriormente como La Primavera, ubicado en la porción central del país al occidente de la Faja Volcánica Transmexicana y a tan solo 5 Km al NW de la ciudad de Guadalajara en el estado de Jalisco; se pudo determinar la distribución y zonación de los minerales de alteración en un sistema activo.

La espectroscopía de reflectancia en el rango infrarrojo de onda corta (1.0-2.5 μm) (SWIR) se utilizó como metodología en la comparación de aspectos clave de los espectros tomados a partir de los picos de absorción en común, la forma del espectro, el porcentaje de reflectancia, la longitud de onda, etc; que en correlación con los espectros usados como referencia estándar de la base de datos de la biblioteca digital espectral del USGS, sirvieron de guía en la identificación objetiva del mineral. Dicha técnica resultó ser una herramienta útil para identificar moléculas y radicales en las muestras del campo geotérmico que incluyeran OH, H₂O, NH₄, CO₃ y enlaces OH; los minerales identificados a partir de sus firmas espectrales distintivas fueron: caolinita, esmectita, montmorillonita, illita, clorita, dickita, alunita y pirofillita. Las zonaciones y distribuciones geoquímicas encontradas en el área a partir de los minerales identificados, en general se correlacionan con la litología y la alteración hidrotermal observada en la zona. Para este efecto se definieron 4 asociaciones principales de alteración (argílica, fílica ó sericítica, propilítica y argílica avanzada) que reflejan las condiciones de temperatura, presión, composición química del fluido, entre otros factores que condicionan la presencia de asociaciones minerales características.

La presencia de minerales a profundidad como dickita y alunita-pirofillita, indican para la dickita la posible presencia de fluidos con un pH ácido entre 3-4 (probablemente relacionados con el ascenso de fluidos magmáticos oxidantes) que interactúan y propician la sustitución de la caolinita a temperaturas por debajo de los 120°C que puede ser sustituida a su vez por pirofillita a temperaturas superiores a los 250°C. El sistema de flujo subterráneo de los fluidos hidrotermales se encuentra controlado principalmente por el fracturamiento tanto a niveles superficiales como profundos. Dicho fracturamiento favorece el flujo subterráneo de fluidos hidrotermales en dirección SE-NW, conservando cierta relación con la distribución de la alteración hidrotermal predominante en el yacimiento.

PALABRAS CLAVE: Cerritos Colorados, Jal. (México), alteración hidrotermal, espectroscopia de reflectancia SWIR, asociaciones de alteración, fluidos magmáticos.

Abstract

From the study and analysis of samples from wells drilled in the geothermal field of Cerritos Colorados, formerly known as La Primavera, located in the central portion of the country west of the Mexican Volcanic Belt and only 5 km northwest of the city Guadalajara in the state of Jalisco, it was determined the distribution and zonation of alteration minerals in an active system.

Reflectance spectroscopy in short wave infrared range (1.0-2.5 microns) (SWIR) was used as a methodology in the comparison of key aspects of the spectra taken from the absorption peaks in common, the shape of the spectrum, the percent reflectance, the wavelength, etc., which correlated with the reference spectra used as standard database spectral digital taken from library USGS provided guidance in identifying mineral. This technique proved to be a useful tool to identify molecules and radicals in the samples of the geothermal field that include OH, H₂O, NH₄, CO₃ and OH bonds, the minerals identified from their distinctive spectral signatures were: kaolinite, smectite, montmorillonite, illite, chlorite, dickite, alunite and pyrophyllite. The zoning and geochemical distributions found in the area from the minerals identified are in general correlated with lithology and hydrothermal alteration observed in the area. To this effect were defined four main associations of alteration (argillic, phyllic or sericitic, propylitic and advanced argillic) that reflect the conditions of temperature, pressure, fluid chemistry, and other factors that influence the presence of characteristic mineral associations.

The presence of minerals at depth as dickite and alunite-pyrophyllite, indicate in the dickite the possible presence of fluids with acid pH 3-4 (probably related to the ascent of magmatic oxidant fluids) that interact and cause the replacement of kaolinite at temperatures below 120 ° C which can be replaced in turn by pyrophyllite at temperatures above 250 ° C. The groundwater flow system of the hydrothermal fluids is controlled mainly by fracturing not only at superficial but also at deeper levels. This fracturing propitiates subsurface flow in SE-NW direction that preserves some relationship with the distribution of hydrothermal alteration predominant in that sense.

KEYWORDS: Cerritos Colorados, Jal. (Mexico), hydrothermal alteration, SWIR reflectance spectroscopy, associations alteration, magmatic fluids.

Capítulo 1: Introducción

1.1 OBJETIVO GENERAL.

El objetivo de este estudio es la determinación de la distribución y zonación de los minerales de alteración en un sistema geotérmico activo conocido como Cerritos Colorados, ubicado dentro del Bosque La Primavera cerca de la ciudad de Guadalajara en el estado de Jalisco; para de este modo analizar los posibles cambios en la actividad hidrotermal que hayan sido registrados por la presencia de minerales con rangos de estabilidad fuera de los presentes en la actualidad en el campo geotérmico.

1.1.1 Objetivo Particular.

Actualmente los proyectos de exploración de yacimientos minerales hidrotermales contemplan como parte medular de su estudio la determinación del tipo y distribución de los minerales la alteración, a su vez este estudio tiene como finalidad evaluar y modelar aspectos relevantes del yacimiento que sirvan o sean contemplados de manera parcial o total al momento de la explotación; tales procedimientos se aplican del mismo modo en los sistemas hidrotermales activos, que resultan ser la base fundamental de los sistemas geotérmicos actuales.

La mineralogía de alteración se pudo analizar por medio de muestras de pozos profundos, que dicho sea de paso permitieron conocer al momento de la perforación algunas de las condiciones físicas y químicas del sistema geotérmico como: la litología, la composición química del agua, la presión, la temperatura, etc; factores que condicionan a su vez la naturaleza del yacimiento, que en el afán de establecer las fronteras del yacimiento, a través de correlaciones e interpretaciones de la mineralogía de alteración, auxilian en la proyección de posibles zonas de ebullición útiles para la producción de energía en un campo geotérmico.

Las estimaciones de las temperaturas del subsuelo deducidas a través de sus asociaciones mineralógicas de alteración proporcionan información relevante sobre la estabilidad térmica de un campo geotérmico; razón suficiente por la que este tipo de estudios ayudan en la toma de decisiones y comprensión en los programas de exploración de yacimientos hidrotermales activos.

1.2 ANTECEDENTES DEL CAMPO GEOTÉRMICO CERRITOS COLORADOS.

Desde mediados de la década de los 70's, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) inició en el área de Cerritos Colorados, ubicada dentro del Bosque La Primavera en las cercanías con la ciudad de Guadalajara del estado de Jalisco; una serie de estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos, con el objetivo de evaluar de manera preliminar el potencial geotérmico, dada su reciente actividad volcánica (concluyó en la región hace unos 25 mil años, (Mahood, 1981a)) y la presencia superficial de fumarolas, manantiales calientes y zonas de alteración hidrotermal.

Así, la CFE empezó ejecutando estudios geológicos de cobertura regional que abarcaron una superficie de unos 8 000 km², incluyendo la zona del Bosque La Primavera, además de las zonas termales de Hervores de la Vega y San Marcos. Posteriormente, se llevaron a cabo estudios geológicos de semi-detalle y detalle, levantándose una cartografía geológica a escalas 1:25 000, 1:10 000 y en ciertas áreas 1:5 000, así como el muestreo sistemático de los gases de las fumarolas y de los manantiales termales, con el fin de realizar el análisis e interpretaciones geoquímicas. Paralelamente a estas actividades, se desarrollaron estudios geofísicos que incluyeron levantamientos de resistividad con sondeos eléctricos verticales, estudios gravimétricos y magnetométricos. Como principal conclusión de esta detallada secuencia de estudios, se identificaron como áreas de alto interés geotérmico la porción centro-sur de la caldera volcánica denominada La Primavera, en la porción conocida como Cerritos Colorados y el cráter del domo Las Planillas, cerro ubicado al sur, fuera del límite de la caldera. En ambas áreas, los estudios concluyeron que era factible la existencia en el subsuelo de sendos sistemas geotérmicos que podrían ser comercialmente aprovechables para la generación de electricidad.

Sobre la base de esos resultados, se localizaron en la porción centro-sur de la caldera los sitios para perforar los primeros pozos exploratorios, etapa subsecuente en la secuencia exploratoria que había venido realizando la CFE en la zona. En enero de 1980, se iniciaron las primeras obras civiles de la CFE en el bosque, con la ampliación y desarrollo de una brecha que llegaba hasta el núcleo poblacional del *Ejido Adolfo López Mateos*, y la construcción del camino de acceso hasta los primeros sitios de perforación, iniciando la perforación del primer pozo exploratorio, el *pozo PR-1*, el 7 de abril de 1980. Las actividades exploratorias de la CFE en la zona geotérmica de la caldera volcánica La Primavera se ejecutaron en dos períodos principales: de enero de 1980 a agosto de 1982 y de enero de 1984 a marzo de 1989. En el primer período se perforaron en la caldera los pozos PR-1 (hasta los 1 226 m de profundidad), RC-1, PR-2, PR-4 y PR-5, construyéndose además la plataforma del pozo PR-6, el cual nunca se perforó. En el segundo período se perforaron los pozos PR-1 (de 1 226 a 1 822 m de profundidad), PR-8, PR-9, PR-10, PR-12, PR-11, PR-7 (hasta los 1386 m de profundidad, habiendo quedado interrumpido desde entonces) y PR-13, en ese orden; la perforación se suspendió al concluir este último pozo en enero de 1988, perforándose después, entre noviembre y diciembre de ese mismo año, el último pozo, el RC-1, único perforado con objetivos de inyección en el campo (Figura 1).

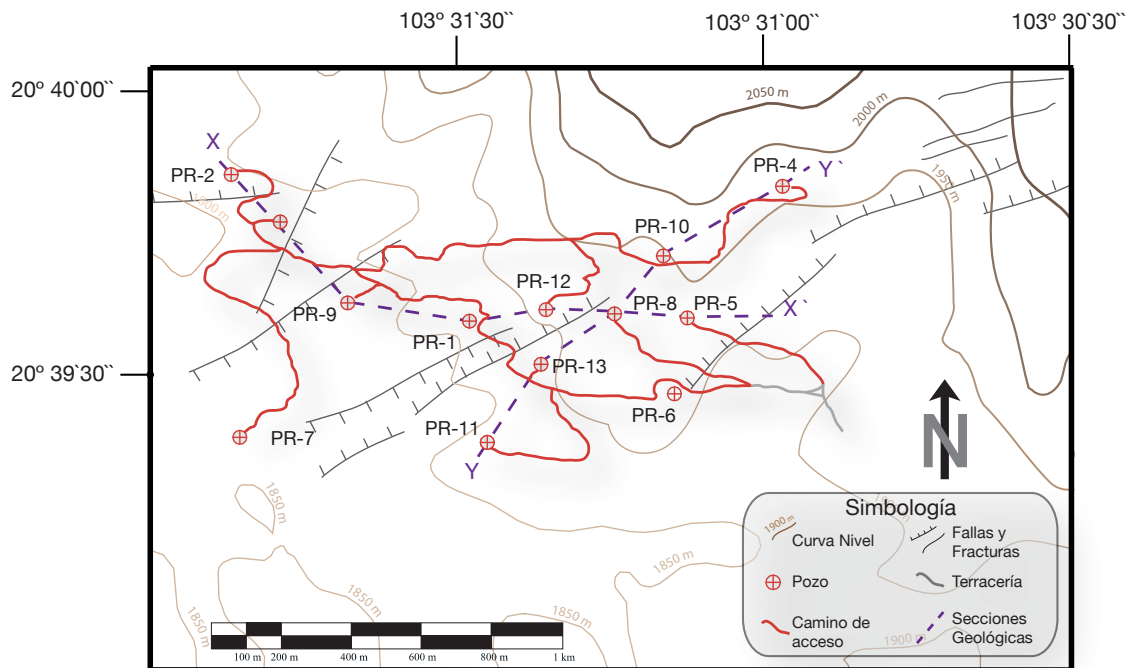


Figura 1. Ubicación y acceso a la zona de pozos de Cerritos Colorados, así como dos secciones X-X` y Y-Y` de las cuales se hablara en el capítulo 5.

Los resultados de los pozos profundos durante la etapa de exploración determinaron la existencia del recurso geotérmico, en la zona conocida como Cerritos Colorados en el Bosque La Primavera, Jal., se tiene identificada la existencia de un yacimiento geotérmico con una capacidad de generación de 75 MW con un comportamiento estable de la presión y la saturación del fluido en un tiempo largo, lo cual ha sido validado por la Agencia Internacional de Cooperación del Japón (JICA, por sus siglas en inglés) mediante la simulación numérica del yacimiento basada en la información geológica, geofísica y geoquímica obtenida por CFE en la zona.

1.3 CONCEPTOS GENERALES.

De manera general, la palabra *geotermia* se refiere al calor natural existente en el interior de la Tierra. Sin embargo, desde el punto de vista práctico, se le denomina así al estudio y utilización de la energía térmica que al ser transportada a través de la rocas y por medio de fluidos, se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia niveles superficiales de la misma (Armstead, 1989), dando origen a los sistemas geotérmicos (Figura 1.1). Los cuales son una fuente de energía alterna en la generación de electricidad y en otros aprovechamiento directos.

Durante millones de años muchas áreas en nuestro planeta fueron ricas en manifestaciones geotérmicas activas: volcanes, terremotos, aguas termales, fumarolas, exhalaciones de gas, lagos de barro, depósitos de minerales hidrotermales. La presencia durante milenios de comunidades humanas en zonas geográficas con manifestaciones geotérmicas se detectó por descubrimientos arqueológicos. Tales vestigios permiten inferir que el humano estableció una relación de convivencia con los volcanes y con otros fenómenos de la energía de la Tierra; de este modo surgieron las primeras experiencias sistemáticas de la utilización del calor terrestre que de modo

posterior jugaría un papel importante en la ocupación humana de los territorios. Hoy en día sus descendientes usan los manantiales de agua termomineral, calientan o enfrían el espacio habitable y establecen programas agrícolas con geotermia, mientras otros comercializan sus derivados o construyen proyectos de generación eléctrica (Suarez Arriaga, 2004).

Desde antes que se contara con la tecnología de perforación de pozos, ya el hombre se había dado cuenta que al internarse en grutas o minas que descendían a profundidades considerables, la temperatura aumentaba. En este siglo se comenzaron a hacer mediciones en pozos de la variación de la temperatura con la profundidad y se observó que en zonas "normales", o sea donde no existen manifestaciones termales superficiales, la temperatura en la corteza de la Tierra aumenta a una razón de 30°C por kilómetro. Esto nos indica que en alguna parte en el interior de la Tierra existe una fuente de calor que lo irradia hacia la superficie (Prol Ledesma, 1988).

Los sistemas geotérmicos activos, se encuentran en áreas de reciente actividad tectónica e ígnea, muchos de los campos geotérmicos están asociados con estructuras volcánicas (especialmente calderas). La asociación preferente dentro de los sistemas, es con rocas dacíticas, riolíticas y andesíticas. Su energía puede extraerse por medio de pozos profundos, a través de los cuales ascienden los fluidos, compuestos generalmente por una mezcla de agua con sales disueltas, o salmuera, y vapor de agua. Ya en la superficie, el vapor puede ser separado de esa mezcla y transportado hacia las centrales de generación, donde mueve los álabes de las turbinas para generar electricidad. La salmuera se conduce hacia lagunas de evaporación o directamente hacia pozos inyectoros, a través de los cuales se regresa al yacimiento con el doble propósito de recargarlo y de prevenir cualquier contaminación a los acuíferos someros. En algunos casos, los yacimientos están compuestos únicamente de vapor de agua (RDU, 2007).

Un yacimiento geotérmico típico se compone esencialmente de una fuente de calor, un acuífero y la llamada capa sello (Figura 1.1). La fuente de calor es una **cámara magmática** en proceso de enfriamiento con temperaturas todavía elevadas, de unos 500° C o más. El acuífero es cualquier formación litológica con la permeabilidad primaria o secundaria suficiente para alojar agua meteórica percolada desde la superficie o desde acuíferos menos profundos. La capa sello es otra formación rocosa, o parte de ella, con una permeabilidad menor que la del acuífero, y cuya función es impedir que los fluidos geotérmicos se disipen totalmente en la superficie (Figura 1.2). Si se tiene el cuidado de extraer una masa de fluidos equivalente a la que se recarga en el yacimiento, sea por medios naturales o artificiales, el recurso es renovable para todo efecto práctico, ya que aunque la cámara magmática terminará por enfriarse, el proceso le tomará probablemente algunos miles de años (RDU, 2007).

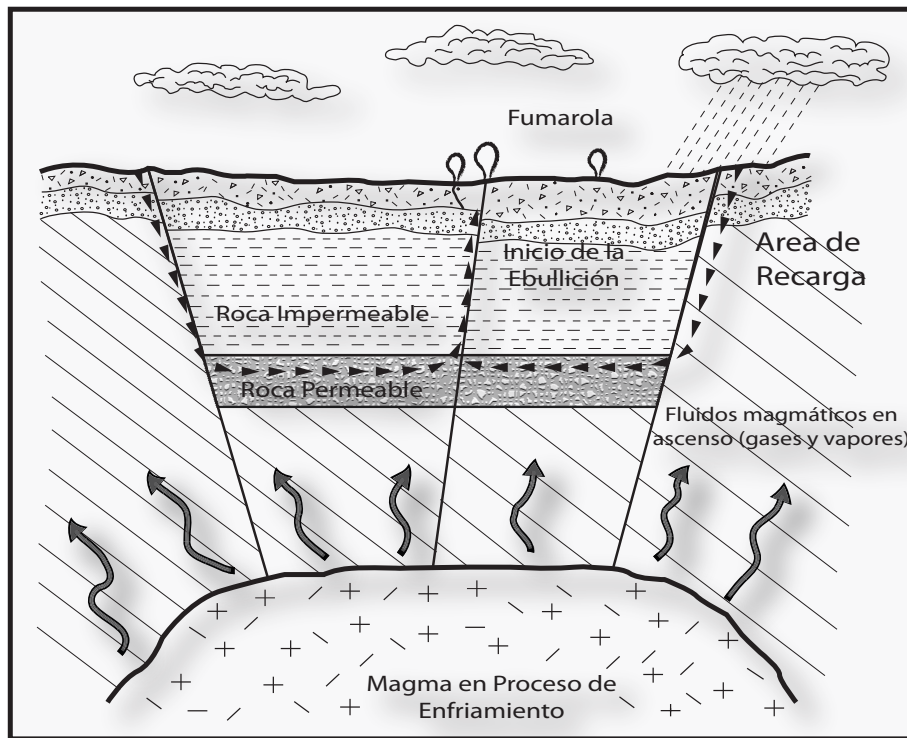


Figura 1.1.- Para generar un sistema geotérmico, es necesario tener algunos elementos "básicos" tales como:

- a) Una fuente de calor.
- b) Un cuerpo de rocas porosas, fracturadas, fisuradas y permeables, en las que se almacenan gran cantidad de agua y calor.
- c) Un cuerpo rocoso superpuesto al anterior, que funcione como "sello" para que no permita la pérdida global de calor hacia la atmósfera.
- d) Zonas de permeabilidad primaria y/o secundaria que permitan la recarga de los fluidos (Chite, 1955)

El elemento clave del yacimiento es la fuente de calor, cuya existencia, a miles de metros de profundidad, sólo puede deducirse a partir de evidencias indirectas superficiales como son: manantiales calientes, pozas de lodo hirviente, fumarolas, geysers, alteración hidrotermal de las rocas y otros indicios de actividad hidrotermal (Henley, 1985). Una de tales evidencias es la presencia de volcanes geológicamente jóvenes (menores de un millón de años), puesto que algunos de ellos, particularmente los de composición félsica, suelen estar asociados a cámaras magmáticas no demasiado profundas, capaces de actuar como fuentes de calor (RDU, 2007).

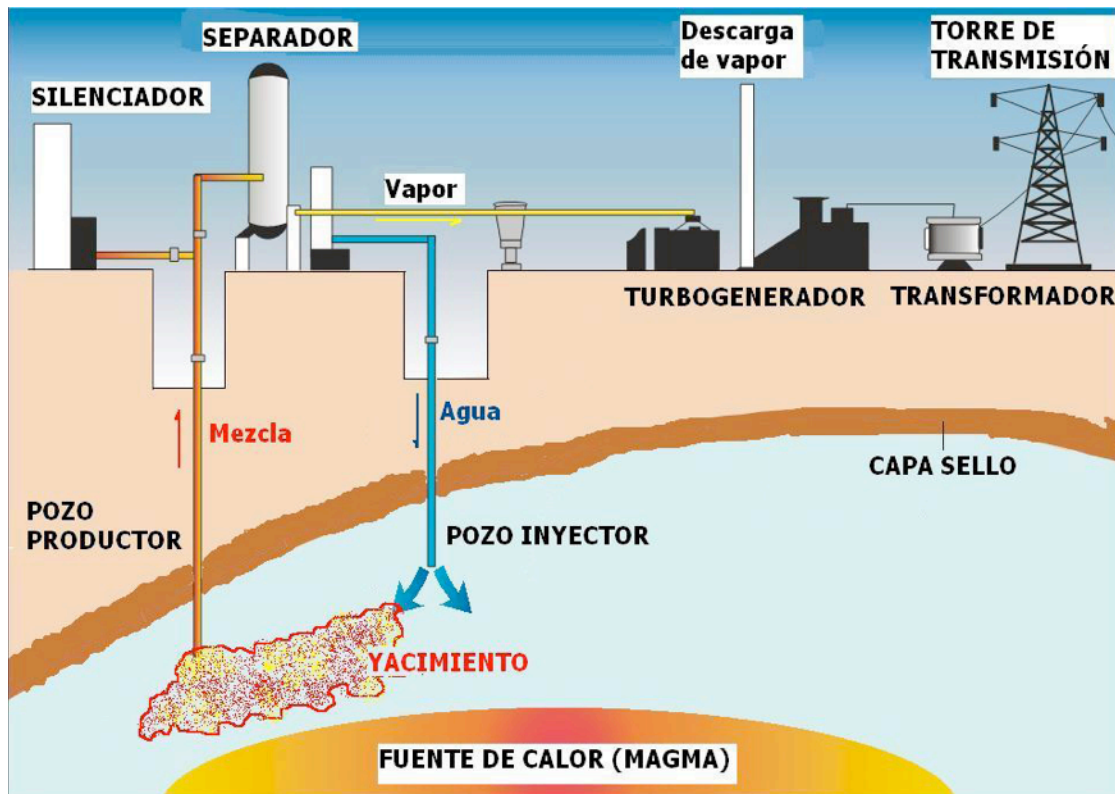


Figura 1.2.- Modelo esquemático de un yacimiento geotérmico (RDU, 2007)

1.4 PROCESOS HIDROTÉRMICOS.

En un sistema geotérmico, la reacción de las rocas del yacimiento con el fluido (incluyen vapores y gases) ascendente origina un proceso de alteración hidrotermal; estas soluciones pueden lixiviar los minerales preexistentes y/o recristalizar en nuevos minerales dando pauta a una transformación del mineral o lo que se le conoce como reemplazamiento hidrotermal, todo esto bajo condiciones de temperatura y presión más estables, adquiriendo a su vez una distribución gradual o de halo térmico. Estos productos (como es el caso de los minerales arcillosos) son un reflejo de las condiciones físico-químicas presentes en zonas con anomalía térmica (González, 1992; Barragán, 1992; Vázquez, 1992).

Los factores que determinan la identidad, abundancia y estabilidad de los minerales autigénicos, producto de la acción recíproca entre el fluido geotérmico y la roca son:

- Temperatura de la roca encajonante y del fluido
- Permeabilidad de la roca
- Composición mineralógica de la roca primaria
- pH del fluido geotérmico
- Presión total
- Tiempo (duración de la interacción fluido/roca)
- Profundidad de ebullición y fracturamiento hidráulico, principalmente.

Los factores mencionados condicionan la presencia de asociaciones minerales características en un determinado espacio del yacimiento (Elders, 1977; Steiner, 1977; Browne, 1978, 1984).

Algunas metodologías de investigación consideran a la temperatura como el parámetro más importante. En efecto, la temperatura resulta ser uno de los factores de mayor importancia en la formación de los minerales autigénicos en sistemas geotérmicos activos. Los intervalos de temperatura en el subsuelo pueden ser identificados mediante la presencia de ciertos minerales altamente sensibles a los cambios de ésta, como aquéllos que contiene en su estructura OH⁻, tal es el caso de los minerales arcillosos y algunos otros, como zeolitas, anfíboles y epidotas (González, et. al., 1992). Una amplia gama de minerales hidrotermales ha sido reconocida en los fluidos geotérmicos activos, algunos son poco frecuentes, otros, por ejemplo, egerina y lepidolita son quizás inesperados en entornos geotérmicos. Los más comunes son:

- CARBONATOS: calcita, aragonita, siderita
- SULFATOS: anhidrita, alunita, barita
- SULFUROS: pirita, pirrotita, marcasita, blenda, galena, calcopirita
- OXIDOS: hematita, magnetita, diáspora
- FOSFATOS: apatita
- HALOGENUROS: Fluorita
- NESO-SUBNESO Y SOROSILICATOS: titanita, granate, epidota
- INOSILICATOS : tremolita-actinolita
- FILOSILICATOS: illita, biotita, clorita, grupo de caolín, montmorillonita
- TECTOSILICATOS: Adularia, albita, cuarzo, cristobalita, mordenita, wairakita

En la actualidad, el estudio termomicrométrico de las inclusiones fluidas proporciona información acerca de la temperatura de formación del mineral de manera más precisa; sin embargo, en un campo geotérmico se tiene la posibilidad de efectuar mediciones directas de temperatura o por medio de geotermómetros geoquímicos e isotópicos. *La espectroscopía de infrarrojos* también se ha llegado a utilizar como herramientas de investigación y a resultado ser muy útil no solo para la identificación de minerales como: arcillas, zeolitas y feldespatos, sino que se puede desarrollar como una herramienta cuantitativa y requiere de poca muestra (≈ 10 mg) (Browne, 1984).

La permeabilidad controla de manera directa el volumen de agua que pasa por las rocas y, por tanto, es un factor importante en la formación de los minerales hidrotermales, en vista de que los cambios mineralógicos en muchos sitios *no son isoquímicos* (Browne y Ellis, 1970). La naturaleza de la roca encajonante y el proceso de alteración fijan las características de los minerales que se forman y la composición química de la salmuera: además, influyen y controlan la permeabilidad primaria por la textura, porosidad, estructura y tamaño de los minerales.

Cada ambiente condiciona la formación de un determinado tipo de arcilla: en general, en el *granito* predomina la formación de *caolinita* e *illita*; tanto en el *basalto* como en la *andesita* es común la formación de *montmorillonita*, *illita* y *vermiculita*; en las *cenizas volcánicas* se forma *montmorillonita*.

Otro factor que influye sobre la roca para la formación de arcillas es la estabilidad de los minerales. Generalmente, los minerales reaccionan con el ambiente que los rodea. En su mayoría son estables en las condiciones en

que se formaron, pero se hacen inestables si cambia este ambiente; de manera general, se ha observado que la mayor parte de los formados bajo condiciones de temperatura y presión altas se hacen inestables bajo condiciones atmosféricas y, al contrario, muchos de los formados cerca de la superficie pasan a adquirir formas más estables a presión y temperaturas elevadas. En las arcillas, la estabilidad depende, en gran medida, de su estructura y composición química (González, et. al., 1992).

La composición del fluido, especialmente su *pH*, tiene una gran influencia en la mineralogía autigénica de cualquier campo geotérmico. La mineralogía secundaria refleja la composición y evolución espacial del fluido, siempre y cuando el fluido y los minerales autigénicos estén en equilibrio. Así mismo, la relación paragénesis-fluido hidrotermal se puede analizar a través de *diagramas de estabilidad* los cuales evidencian las condiciones fisicoquímicas del fluido a distintos niveles de profundidad y, en consecuencia, a distintas temperaturas en función de las paragénesis encontradas (González, et. al., 1992).

La presión del fluido hidrotermal en las áreas geotérmicas del líquido dominante es baja y, por lo general, nunca excede los 200 bares. El efecto principal de la presión en un sistema hidrotermal es controlar la profundidad y temperatura a la cual la ebullición ocurre.

El fluido geotérmico, al actuar sobre minerales primarios en un medio *sin permeabilidad*, da lugar a la formación de minerales de *metamorfismo de contacto* (*conducción térmica*), mientras que en áreas o puntos donde hay *permeabilidad*, la *convección* del fluido produce una mineralogía hidrotermal. La permeabilidad puede producirse por fracturamiento y por lixiviación. En este último proceso, se disuelven sustancias solubles de la roca con el aumento de temperatura (Na, Cl, Ca), sin que ocurra de manera simultánea un proceso de alteración hidrotermal.

El fenómeno de *ebullición* se presenta cuando *disminuye la presión o temperatura* en una zona con actividad hidrotermal y da lugar a la liberación de la fase líquida en forma de vapor y gas. Las soluciones hidrotermales transportan los minerales desde el momento de la intrusión en solidificación hasta el lugar de depósito del mineral y se les considera el factor de mayor importancia en la formación de depósitos minerales *epigenéticos*. Los minerales formados por la interacción agua-roca que se producen por la adición o remoción de elementos químicos son indicadores de un área mineralizada.

1.5 DEPOSITOS EPITERMALES DE ALTA Y BAJA SULFURACIÓN

Los depósitos epitermales, al igual que los sistemas geotérmicos, son producto del vulcanismo relacionado con la actividad hidrotermal en profundidades someras y bajas temperaturas; de hecho algunas aguas termales y fumarolas son probablemente expresiones superficiales de sistemas epitermales subyacentes debido a que las fisuras tienen una conexión directa con la superficie permitiendo que los fluidos mineralizantes fluyan con relativa facilidad.

Generalmente, tienen lugar dentro del primer kilómetro de profundidad a partir de la superficie (≈ 900 m), en un intervalo de temperatura de 50 a 350°C, muchos depósitos se encuentran en forma de vetas, rellenos, fisuras irregulares, *stockworks*, brechas, vesículas y disseminación, las rocas cercanas a las vetas se encuentran muy alteradas. La mineralización epitermal tiene un número de características distintivas tales como la presencia de cuarzo, pseudomorfos del cuarzo, calcita y brechas hidrotermales. La asociación característica de elementos generalmente es: Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Te, Pb, Zn y Cu. (Pirajno, 1992).

De tal forma que se puede mostrar en una tabla comparativa las características distintivas y analógicas entre los dos tipos de depósitos epitermales, denominados según la terminología actualmente más empleada: alta (AS) y baja sulfuración (BS), según Hedenquist (1987).

Tabla 1.- Comparativa de las características de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración (Modificado de Camprubí y González-Partida (2003))

	Epitermales de alta sulfuración (AS)	Epitermales de baja sulfuración (BS)
<i>Rocas volcánicas relacionadas</i>	Vulcanismo subaéreo, rocas félsicas a intermedias (esencialmente andesita–riodacita). Encajante de cualquier tipo.	Vulcanismo subaéreo, rocas félsicas a intermedias (andesita–riodacita–riolita). Encajante de cualquier tipo.
<i>Controles de emplazamiento</i>	Fallas a escala regional o intrusiones subvolcánicas.	Cualesquiera fallas o zonas de fractura estrechamente relacionadas a centros volcánicos.
<i>Alteración asociada</i>	Extensa alteración propilítica en zonas adyacentes con baja relación agua/roca. Depósitos profundos: intensa alteración pirofilita–mica blanca. Depósitos someros: núcleo de sílice masiva, con un estrecho margen de alunita y caolinita que hacia el exterior es de mica blanca y arcillas interestratificadas. Depósitos subsuperficiales: ingente alteración argílica. Clorita: raramente. Generalización: alt. argílica avanzada \rightarrow argílica (\pm sericítica).	Extensa alteración propilítica en zonas adyacentes con baja relación agua/roca. Gran cantidad de mica blanca en zonas con alta relación agua roca. Alteración argílica dominante conforme disminuye la temperatura. Los gases escapados a partir de ebullición pueden originar alteración argílica o argílica avanzada en la periferia, o bien superpuesta a partir de fluidos profundos. Clorita: común. Generalización: alt. sericítica \rightarrow argílica.
<i>Minerales clave de alteración proximal</i>	Alunita cristalina; en profundidad, pirofilita.	Sericita o illita \pm adularia; roscoelita (mica-V) en depósitos asociados a rocas alcalinas; a veces, clorita.
<i>Profundidad de formación</i>	En su mayor parte, entre 500 (?) y 2,000 (?) m bajo la paleosuperficie.	En su mayor parte, entre 0 y 1,000 m.

	Epitermales de alta sulfuración (AS)	Epitermales de baja sulfuración (BS)
<i>Rango de temperaturas de formación</i>	Generalmente, entre 100–320°C (la mayoría entre 170–320°C; en ocasiones, hasta 480°C (5)).	Generalmente, entre 100–320°C (la mayoría entre 150–250°C (6))
<i>Carácter de los fluidos</i>	En su mayor parte, de baja salinidad (1–24% en peso de NaCl eq.); algunos, de alta salinidad (hasta casi 50% en peso de NaCl eq.(5)). Magmáticos; mezcla con aguas meteóricas. Pueden evolucionar desde un fluido temprano muy reactivo, que lixivia la roca, hasta otro más reducido, que puede originar la mineralización. Oxidados pH ácido debido a H ₂ S y HCl magmático, neutralizado al reaccionar con el encajante; dilución.	Baja salinidad (0–15% en peso de NaCl eq.). Aguas meteóricas; posible interacción con fluidos de origen magmático. Reducidos pH aproximadamente neutro; puede volverse alcalino debido a ebullición; los gases separados pueden ser oxidados y producir fluidos ácidos.
<i>Manifestaciones</i>	Fumarolas y fuentes termales de alta temperatura cercanas al foco volcánico.	Sistemas geotérmicos con fuentes termales de pH neutro, <i>mud pools</i> .

1.6 SISTEMAS GEOTÉRMICOS.

La mayoría de los sistemas geotérmicos en el mundo pueden ser clasificados dentro de las siguientes categorías (Iglesias R., Eduardo; Arellano G., Victor y Torres R., R., 2005):

- Sistemas hidrotermales
- Sistemas magmáticos
- Sistemas geopresurizados
- Sistemas de roca seca caliente
- Sistemas marinos

1.6.1 Sistemas Hidrotermales.

Estos sistemas están constituidos por: una fuente de calor, agua (líquido y/o vapor) y la roca en donde se almacena el fluido. El agua de los sistemas hidrotermales se origina en la superficie de la tierra en forma de lluvia hielo o de nieve. Se infiltra lentamente en la corteza terrestre, a través de poros y fracturas, penetrando a varios kilómetros de profundidad en donde es calentada por la roca alcanzando en algunas ocasiones temperaturas de hasta 400 °C.

Estos sistemas pueden clasificarse en *tres tipos* principales: *vapor dominante*, *líquido dominante alta entalpía* y *líquido dominante baja entalpía*. En la actualidad estos sistemas son los únicos que se explotan comercialmente para la generación eléctrica (Iglesias R., Eduardo; Arellano G., Victor y Torres R., R., 2005).

i) Vapor Dominante. Son sistemas de alta entalpía, generalmente de vapor seco. Existen unos cuantos en el mundo. Los más conocidos son The Geysers (Estados Unidos) y Larderello (Italia).

ii) Líquido dominante (alta entalpía). Sistemas de salmuera súper caliente, con temperaturas entre 200 °C y más de 300 °C. Son más abundantes que los anteriores. Ejemplo: Cerro Prieto (México), Wairakei (Nueva Zelanda), Tiwi (Filipinas).

iii) Líquido Dominante (baja entalpía). Sistemas con salmueras calientes, con temperaturas entre de 100 °C y 200 °C aproximadamente. Son más abundantes que los anteriores en una proporción de 10 a 1. Se encuentran en casi todos los países. Ejemplo: Heber (Estados Unidos), Yangbajin (China), cientos de sitios en México.

1.6.2 Sistemas Magmáticos.

Son sistemas de roca fundida existentes en aparatos volcánicos activos o a gran profundidad en zonas de debilidad cortical. No se explotan comercialmente en la actualidad. Ejemplo: Volcán de Colima (México), Volcán Mauna Kea (Hawai). Posiblemente el atractivo más importante de este tipo de recurso sean las altísimas temperaturas disponibles (≥ 800 °C).

En el mediano o largo plazo, cuando se cuente con la tecnología y los materiales adecuados para resistir la corrosión y las altas temperaturas se podrá explotar la enorme cantidad de energía almacenada en las cámaras magmáticas de los volcanes activos.

1.6.3 Sistemas Geopresurizados.

Son sistemas que contienen agua y metano disuelto a alta presión (del orden de 700 bar) y mediana temperatura (aproximadamente 150 °C) asociados a cuencas sedimentarias profundas compuestas por areniscas y lutitas terciarias principalmente, compactadas bajo una columna de 2 o 3 km de sedimentos. Se producen cuando el flujo normal del calor es atrapado por capas impermeables de arcillas en una zona de rápida subsistencia. Ejemplo: yacimientos en Texas y Louisiana (Estados Unidos), y en Tamaulipas (México). Estos recursos ofrecen tres tipos de energía: térmica (agua caliente), química (metano) y mecánica (fluidos a muy alta presión). Algunos investigadores han estimado el potencial energético solamente en las costas de Texas en unos 40,000 MWt (Alonso, 1994). Se desconoce el potencial de este recurso en México.

1.6.4 Sistemas de Roca Seca Caliente (HDR).

Son sistemas rocosos con alto contenido energético pero con poca o ninguna agua debido a que se encuentran hospedados en rocas enteramente impermeables con muy baja porosidad, conocidos como HDR por sus siglas en inglés (Hot Dry Rock). Por lo regular son el resultado de actividad tectono-magmática, vulcanismo y un alto flujo de calor a lo largo de cinturones en todos los continentes. Ejemplo: Fenton Hill (Estados Unidos), Rosmanowes (Reino Unido), Soultz-sous-Forêts (Francia).

Este es probablemente uno de los recursos geotérmicos más abundantes. El U.S. Geological Survey ha estimado que la energía almacenada en los yacimientos de roca seca caliente que se encuentran dentro de los 10 kilómetros superiores de la corteza terrestre, equivale a más de 500 veces la energía acumulada en todos los yacimientos de gas y de petróleo del mundo, lo que habla de un recurso enorme.

Con el objetivo de explotar estos yacimientos se está desarrollando la tecnología necesaria para implementar el siguiente concepto. Se perfora un pozo hasta la profundidad en que se encuentra la formación de roca seca caliente de interés. Como esta roca es esencialmente impermeable, se crea un yacimiento artificial mediante fracturamiento hidráulico, una técnica muy utilizada por las industrias del gas y del petróleo. Posteriormente se perfora otro pozo, típicamente a algunos cientos de metros del primero, que intercepte la red de fracturas creada artificialmente. A continuación se inyecta agua a presión en uno de los pozos. Al desplazarse por la red de fracturas, el agua se calienta por contacto con la roca de alta temperatura. El agua caliente se extrae por el pozo restante. En la actualidad los proyectos de investigación acerca de HDR más importantes se están llevando a cabo en la Comunidad Económica Europea (e.g., Baria et al., 2000) en Japón (e.g., Kaieda et al., 2000) y Australia.

1.6.5 Sistemas Marinos.

Son sistemas de alta entalpía existentes en el fondo del mar. No se explotan comercialmente en la actualidad. Estos sistemas han sido poco estudiados hasta ahora. Ejemplo: Golfo de California (México).

Hace algunos años se efectuaron estudios preliminares en el Golfo de California (Mercado, 1988). Como parte de los estudios se incluyeron algunas inmersiones en un submarino. Esto permitió observar a 2600 metros de profundidad impresionantes chimeneas naturales descargando chorros de agua a 350 °C. El flujo de calor medido en algunos puntos del Golfo de California es muy alto, de 0.34 W/m² (Suárez, 2004) mientras que en promedio el flujo natural de calor alcanza valores de entre 0.05 y 0.10 W/m².

Grijalva efectuó en el año de 1986 una serie de estudios en una zona del Golfo de California denominada depresión de Wagner (latitudes de 31° 00' a 31° 15' y longitudes de 113° 5 ') que cubre un área de 10 km de ancho por 20 km de largo. La investigación abarcó estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos. Parte de los resultados del estudio se reportan en (Suárez, 2004) y se comenta que la cuenca en estudio pudiera ser en si misma un campo geotérmico de gran magnitud con un potencial energético de 100 a 500 veces mayor que el del campo geotérmico de Cerro Prieto (Iglesias R., Eduardo; Arellano G., Victor y Torres R., R., 2005). Recientemente, se calculó un potencial mayor a 4,000 MW_h en las cuencas de Wagner y Consag con base en mediciones del flujo de calor terrestre (Prol-Ledesma et al., 2013).

Capítulo 2: Geología de la Zona de Estudio

2.1 LOCALIZACIÓN y ACCESO.

El campo geotérmico de Cerritos Colorados, conocido anteriormente como La Primavera, se ubica en la porción central del país al occidente de la Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 2) y a tan solo 5 Km al NW de la ciudad de Guadalajara en el estado de Jalisco.

Se encuentra en la intersección de tres elementos estructurales regionales: El rift de Colima (CR) con una orientación N-S, el rift de Chapala (ChR) y el rift de Tepic-Zacoalco (TZR), cuyas orientaciones son: E-W y NW-SE respectivamente (Fig. 2.1).

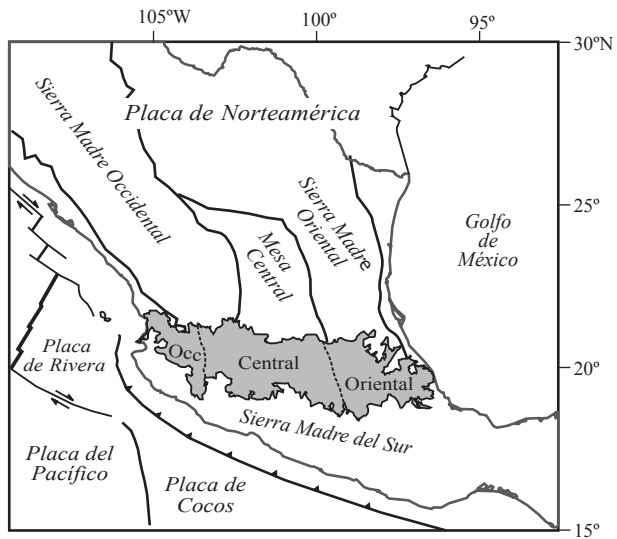


Figura 2. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales (Gomez-Tuena, 2005).

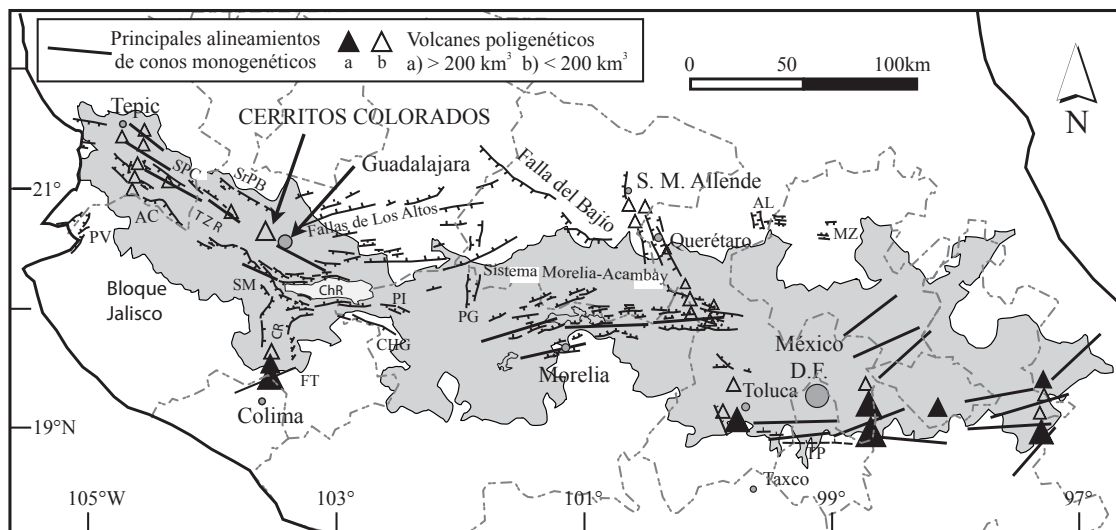


Figura 2.1. Relaciones entre los principales sistemas de fallas del Mioceno-Cuaternario y el volcanismo de la FVMT. TZR: rift Tepic-Zacoalco; PV: graben de Puerto Vallarta; SPC: graben San Pedro-Ceboruco; AC: semigraben de Amatlán de Cañas; SrPB: graben Santa Rosa-Plan de Barrancas; SM: falla de San Marcos; CR: rift de Colima; FT: sistema de fallas Tamazula; ChR: rift de Chapala (Modificado de Gomez-Tuena, 2005).

Debido a su estrecha cercanía con la ciudad de Guadalajara las vías de comunicación al campo geotérmico resultan ser bastante accesibles. Las carreteras surcan el área en casi todas las direcciones y tiene como punto en común dicha ciudad.

El acceso a la zona geotérmica es a través del periférico poniente de la ciudad de Guadalajara, se toma la prolongación de la avenida Otero en dirección al poblado de San Isidro Mazatepec dentro del municipio de Zapopan; siguiendo por un camino de terracería, a la altura del Km 9.6 de este camino existe una desviación hacia el Norte que, con una trayectoria de 5 Km, también de tercería, se llega al campo geotérmico Cerritos Colorados. La localidad más cercana al proyecto es el Ejido Adolfo López Mateos, localizado dentro del área natural protegida del bosque de La Primavera (Figura 2.2).

Las poblaciones más cercanas a la zona geotérmica Cerritos Colorados son Santa Ana Tepetitlán, Cd. Bugambillas, Guadalajara, Zapopan y El Fortín al este; Santa Cruz del Astillero, La Venta del Astillero, Pinar de la Venta al norte; Tala, Ahuisusco, San Isidro Mazatepec al oeste y sur.

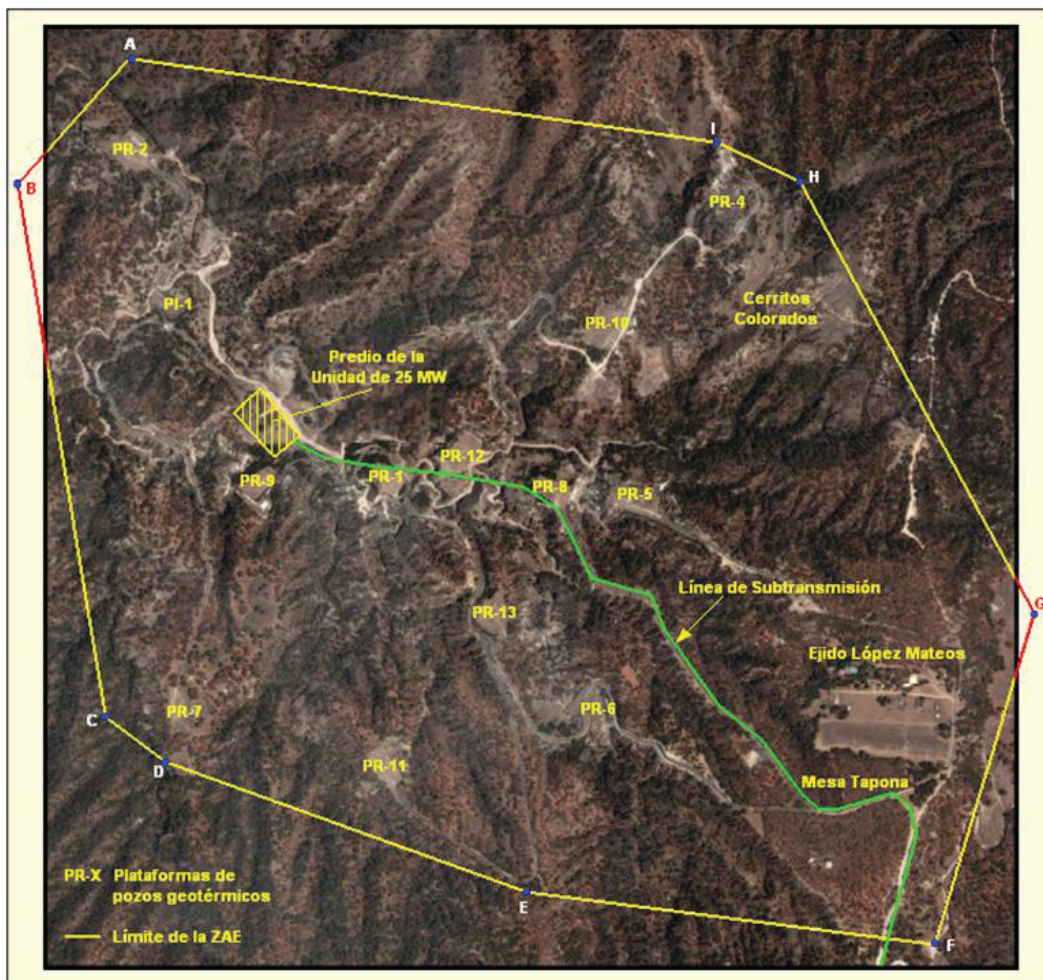


Figura 2.2. Ubicación de la caldera y poligonal de la zona de aprovechamiento para la explotación geotérmica.

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL.

La Faja Volcánica Transmexicana puede definirse como una faja de volcanes y complejos volcánicos de formación relativamente reciente que atraviesa al país de este a oeste (Figura 2), en la cual se alojan el 79 % de las anomalías termales conocidas de México (Venegas, 1985).

La mayor concentración de focos termales se ubica en el borde norte del Cinturón Volcánico Transmexicano, coincidiendo con la presencia de calderas, como por ejemplo, La Caldera de Amealco en Querétaro, la Caldera de Los Humeros en Puebla y La Caldera de La Primavera en Jalisco (Torres, 1993).

El complejo de La Primavera es una caldera volcánica cuya formación se inició hace aproximadamente 140,000 años (Mahood, 1981a), cuando una cámara magmática en ascenso creó un abombamiento de la superficie provocando la aparición de dos zonas de fracturas “circulares” no concéntricas.

A través de dichas fracturas fluyeron los primeros domos y flujos riolíticos (El Cañón de las Flores, domo El León y Río Salado).

Los valles cercanos fueron rellenados, cubriendo un área de 700 km², representando un volumen de 20 km³ (Gutiérrez Negrín, 1991)

La rápida evacuación de la cámara magmática dejó un vacío en su porción superior lo que ocasionó un colapso circular de 11 km de diámetro, el cual posteriormente se convirtió en un lago.

Mas adelante, hace aproximadamente 70,000 años ocurrió un levantamiento debido al aporte de nuevo magma a la cámara, formándose así la morfología actual, desapareciendo el lago y apareciendo los últimos domos y lavas riolíticas. Los domos más recientes tienen edades que fluctúan entre los 20,000 y 25,000 años (Mahood, 1981a).

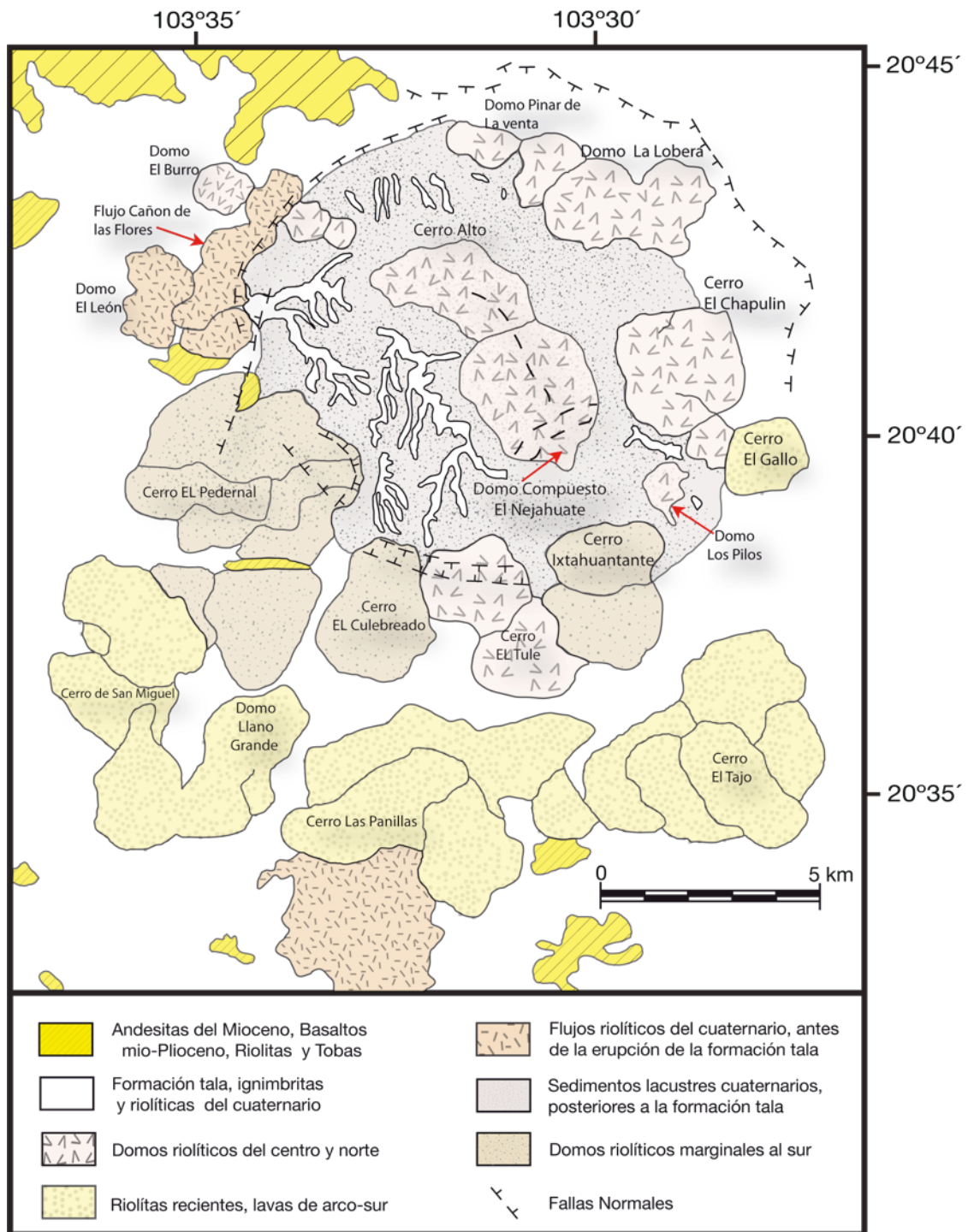


Figura 2.3 .- Geología del campo geotérmico de Cerritos Colorados. Ligeramente modificado Mahood (1980)

2.2.1 Basamento.

El basamento de la columna está representado por un cuerpo ígneo de composición granítica a granodiorítica de edad Mioceno Tardío (> 7.3 m.a., Gutiérrez Negrín, 1991).

El cuerpo tiene afinidad con los granitos Cretácicos-Genozoicos expuestos a lo largo de la margen oeste de México (Alatorre y Enríquez, 1992). Dicho basamento fue detectado durante la perforación del pozo exploratorio PR-9 a 2,780 m de profundidad (JICA, 1989).

2.2.2 Vulcanitas Cordilleranas.

El basamento prevolcánico es poco conocido por haber sido afectado (por fusión parcial) durante el ascenso de los magmas de La Primavera. En cortes del Río Grande de Santiago se encuentran expuestas las rocas más antiguas, son rocas volcánicas del Plioceno (> 2 m.a.). Estas son una secuencia de andesitas y tobas líticas, llamada Vulcanitas Cordilleranas, siendo las mismas que han sido consideradas como el basamento de la Faja Volcánica Transmexicana. (Gutiérrez Negrín, 1988).

2.2.3 Lavas Precaldera.

Las Lavas Precaldera (Figura 2.3), formadas hace 140,000 años (Mahood, 1981) son composicionalmente el grupo eruptivo más heterogéneo, compuestas en parte por material piroclástico con una matriz de vidrio, cuarzo y sanidino (Hernández, 1996). Estas lavas afloran en 2 áreas (Figura 2.3): en el área norte, el domo porfirítico Río Salado fue el primero en ser extrusionado, seguido por el flujo Cañón de las flores. Ambas unidades están sobreyacidas por el domo El León y por la Toba Tala. Estas tres unidades no muestran cambios químicos con el tiempo. Las Lavas del domo El Pedernal también fueron emitidas antes del depósito de las ignimbritas de la Toba Tala y la formación del lago.

2.2.4 Erupción Ignimbrítica (Toba Tala).

Hace unos 95,000 años se produjo una erupción pliniana acompañada de nubes ardientes que dio lugar a la formación de una ignimbrita distribuida en un área de 700 km² (López, 1991), que al depositarse y enfriarse estos flujos constituyeron las rocas que se conocen como la Toba Tala (Gutiérrez Negrín, 1991) y una pómez de caída. Su composición química es riolítica ligeramente zoneada, en un inicio es peralcalina y va cambiando a metaluminosa al término de la erupción (López, 1991).

En realidad la Toba Tala esta constituida por una gran cantidad de pequeños flujos piroclásticos intracaldera. Su espesor varía de 0.5 a 70 m en el exterior de la caldera y de 200 a 700 m en el interior. Su volumen aproximado es de 32 km³ (López, 1991). La Toba Tala se encuentra dividida en tres paquetes importantes.

La primera unidad conformada por el primer emplazamiento, representa el 90% del volumen total. Este contiene pómez blanca incipientemente soldada y con compactación variable. Se encuentra en tres direcciones principales: hacia el W más allá del poblado de Tala, al NE cubre la zona NW de la Cd. de Guadalajara, al S no se observa su límite pero podría llegar al domo El Tepopote (López, 1991).

La segunda unidad es un horizonte de unos 10 m de espesor, caracterizado por contener una pómez fina de color blanco, con textura afanítica, y otra pómez de color gris, más gruesa con fenocristales aislados de cuarzo y sanidino (López, 1991).

La tercera unidad tiene un espesor de 5 a 10 m, se encuentra formada por fragmentos de pómez blanca que contienen menos del 1% de cuarzo y sanidino dispersos en una matriz de grano fino color rosa pálido. En muchos lugares, el tercer miembro muestra intercalación de flujos de ceniza laminados y capas de caída de gravedad (Hernández, 1996).

El segundo y tercer depósitos de la Toba Tala ocurrieron solamente en la parte central de la caldera de La Primavera, éstos no se depositaron fuera en cuencas cercanas, lo que sugiere que el colapso del techo de la cámara magmática comenzó después de la primera unidad de la Toba Tala, por lo que las dos unidades siguientes fueron enteramente depositadas dentro de la cuenca de colapso (Mahood, 1981b).

2.2.5 Colapso de la Caldera.

El colapso no se dio como un pistón sino a lo largo de un arreglo de fracturas en anillos no concéntricos (Figura 2.3). El límite de la falla de anillo se presenta al oeste de Río Caliente, donde las Lavas Precaldera son truncadas. A lo largo de la circunferencia de la cuenca, el colapso ocurrió como una serie de fallas escalonadas (Mahood, 1980).

Aunque no existen desniveles importantes que permitan detectar a primera vista una caldera los rasgos anteriores lo evidencian (Demant y Vincent, 1978). La caldera formada tiene 11 km de diámetro (Ferriz, 1986; López, 1991).

2.2.6 Sedimentos de lago.

Posterior al colapso, la caldera fue llenada rápidamente por agua, formándose un lago en su interior y los sedimentos comenzaron a depositarse en la cima de la Toba Tala, estos sedimentos consisten predominantemente en capas de 15 a 50 cm de espesor de ceniza y lapilli, con estratificación planar horizontal y cruzada de bajo ángulo y gradación de tipo normal.

Después tuvo lugar una depositación de un horizonte de 3 a 13 m de espesor, de bloques de pómez gigantes, formado por el desprendimiento de la cubierta pumicítica de algunos domos que se emplazaron dentro del lago. Los bloques de pómez (de entre 0.3 - 6 m de diámetro), se encuentran alojados en una matriz diatomeácea y de ceniza, deformada alrededor de los bloques de pómez.

Este horizonte fue depositado en unos 110 km² del lago. El paquete de sedimentos está formado por tres niveles, dos de ellos arcillosos, separados por el horizonte de bloques de pómez gigantes.

El paquete arcilloso inferior, en su parte más baja contiene gran cantidad de pómez retrabajada, ceniza gruesa y lapilli pumicítico, presentando estratificación muy fina. El espesor de este paquete es variable dependiendo de la topografía anterior y de la distancia de los centros de aporte, variando de 1 a 30 m (López, 1991).

Los depósitos lacustres forman la parte superior de los domos subhorizontales y su espesor puede alcanzar más de 100 m (Demant, 1978). La altura promedio de los depósitos lacustres en la caldera de La Primavera es de 1,800 m.s.n.m. Se encuentran aproximadamente 200 m por encima del nivel de la planicie de Guadalajara (1,600 m.s.n.m). Lo cual indica un levantamiento central por la formación de un domo de resurgimiento.

2.2.7 Domos Anulares Antiguos (Domos Centrales).

La actividad que siguió al colapso de la caldera, llevó a la extrusión de domos a lo largo de dos arcos no concéntricos: unos a lo largo de la fractura de anillo en la margen NE del lago y otros a través de la parte media del lago. Dicha actividad inicia con la erupción de los domos El Nejahuete y Las Pilas. Posteriormente mientras ocurrió el depósito de sedimentos, se emplazaron los domos El Alto, El Chato y el domo El Burro (López, 1991).

Un domo fue emplazado en la parte más baja del domo el Nejahuete en el nivel estratigráfico del horizonte de pómez gigante en la porción sur central del lago. El horizonte de pómez gigante y el domo central sur contienen menos del 1% de fenocristales, a diferencia de los domos formados posteriormente que desde el punto de vista estratigráfico sobreyacen al horizonte de pómez gigante y que tienen aproximadamente 10% de fenocristales (Mahood, 1981a).

En el domo El Nejahuete y el domo El Alto la zona de alimentación fue utilizada por segunda vez al fragmentarse un segundo domo, dando lugar a domos compuestos. Simultáneamente a los domos anteriores, se da la extrusión de domos riolíticos sobre el anillo formado por la falla caldérica, dando lugar al domo Pinar de la Venta, domo La Lobera, domo El Chapulín y El Tule, éstos aparatos tiene aproximadamente 10% de fenocristales y en conjunto alcanzan un volumen de 5 Km³ de magma.

2.2.8 Domos Anulares más Jóvenes.

Hacia la parte sur del lago se formó un nuevo grupo de domos hace 75,000 años. Las lavas afíricas y riolíticas de textura porfídica, derramadas en la porción S y SW del lago (domos El Pedernal, Agua de Victoriano, El Culebreado y el Ixtahuatonte) constituyen 3 km³ de magma (López, 1991).

2.2.9 Levantamiento.

El levantamiento que dio origen a la morfología actual de La Primavera, provocó el fin de la sedimentación hace aproximadamente 60,000 años. Mucha de la expresión geomorfológica de la caldera fue destruida porque la línea base del levantamiento coincidió con la fractura de anillo de la caldera. Las grandes fallas asociadas a este levantamiento son paralelas al margen de la estructura (Mahood, 1981a).

El levantamiento ligado al domo de resurgimiento fue del orden de 250 a 300 m (Demant, 1978) de manera asimétrica, es decir más intenso en la margen sur del lago (Mahood, 1981a). La escasez de fallas cortando los sedimentos sobre el horizonte de pómez gigante dentro de la parte central del lago indica que el levantamiento fue en forma de pistón. La máxima deformación se concentró en los márgenes del lago con inclinaciones radiales de 10 a 20° y de 2° en la parte central (Mahood, 1981b).

2.2.10 Lavas de Arco Sur.

El levantamiento terminó hace 60,000 años con la erupción, de 7 km³ de magma a través de tres centros eruptivos en la porción sur, San Miguel, Las Planillas y El Tajo. También se eyectaron 3 flujos piroclásticos de volumen reducido, cuyos centros de emisión son probablemente el domo San Miguel y el domo Las Planillas.

Las lavas son generalmente más jóvenes hacia el este, registrando edades que van desde 68,000 - 60,000 a 25,000 años en el domo El Tajo y 30,000 en el domo El Colli.

2.2.11 Etapa Hidrotermal.

Al final de las erupciones riolíticas la cámara magmática inició su etapa hidrotermal ó final de su evolución, formando en los últimos 20,000 años un sistema geotérmico (Gutiérrez Negrín, 1991), el cual está representado por la emisión de vapor en la porción centro-sur de la caldera y aguas calientes en el borde noroccidental de la misma (Figura 2.4). Estos manantiales termales dan lugar a los balnearios Cañón de Las Flores, La Primavera, Río Caliente y Agua Caliente al sur, que se localiza fuera del límite de la caldera (Demant, 1978).

Los manantiales termales fluyen todo el año con temperaturas promedio de 65 °C y de acuerdo a la clasificación de Piper sus aguas son del tipo bicarbonatado-sódico, lo cual ha sido interpretado como una mezcla de agua meteórica de infiltración reciente con fluidos geotérmicos profundos (Gutiérrez Negrín, 1991).

Las manifestaciones termales en La Primavera están asociadas con tres sistemas de fallas sub-verticales principales con buzamiento al occidente.

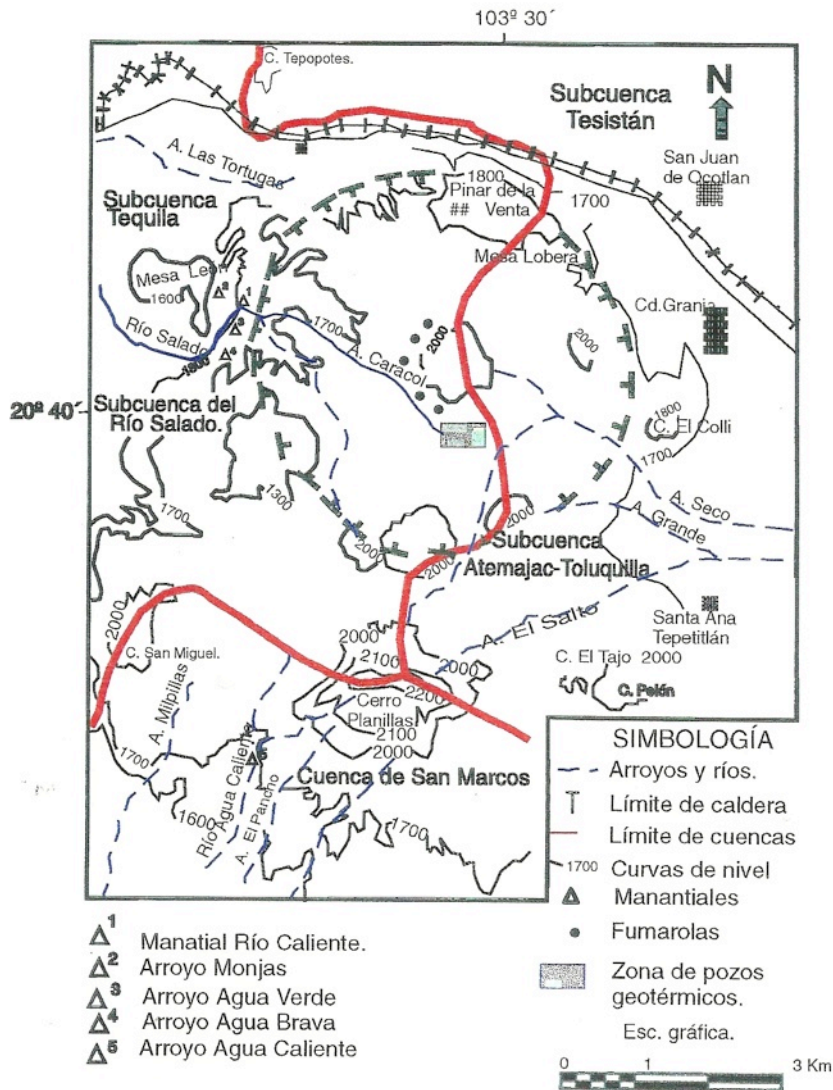


Figura 2.4 .- Ubicación de fumarolas y manantiales en Cerritos Colorados. Tomado de Alcalá-Montiel (1999)

2.2.12 Límite de la Caldera.

En La Primavera no existen desniveles importantes que permiten delimitar fácilmente una caldera. Sin embargo, existe un acantilado de 30 m de altura y de forma curva que sigue al norte desde la Venta del Astillero hasta Ciudad Granja *siendo probablemente el límite septentrional de la caldera.*

Al noroeste, en el Cañón de las Tortugas, afloran riolitas terciarias pertenecientes al domo El Tepopote lo que indica que esta área está fuera de la caldera; el límite de ésta probablemente corresponde con la falla de Río Caliente.

En otras áreas de La Primavera no existen evidencias de campo para ubicar el límite de la caldera. Sin embargo, los domos riolíticos más meridionales han producido derrames que fluyen hacia la periferia de la caldera, lo que indica que se formaron en el flanco de la zona levantada y afuera de la zona central hundida. *Por lo tanto, el límite probable de ésta se encuentra entre los dos anillos de riolitas (Demant, 1978).*

2.2.13 Secuencia de Eventos en la Zona de Estudio.

La perforación de los pozos hecha por la CFE, aunadas a los fechamientos hechos por (Mahood, 1981a) y observaciones de campo de diferentes autores, han permitido conocer la secuencia litológica y de eventos que ocurrieron en la zona de estudio (Figura 2.5).

- *El basamento Granítico.*
- *Erupción de una secuencia de andesitas intercaladas con tobas y escasas riolitas (secuencia PrePrimavera “Vulcanitas Cordilleranas”).*
- *Lavas Precaldera (domos Cañón de las flores, domo El León, domo Río salado y domo El Pedernal).*
- *Erupción de las Ignimbritas pertenecientes a la Toba Tala.*
- *Colapso de la parte superior de la cámara magmática y formación de una caldera de 11 km de diámetro.*
- *Formación de un lago en la parte central.*
- *Depósito de sedimentos lacustres y pómez post-caldéricos (Formación Arroyo El Caracol)*
- *Erupción de los domos centrales (Domos anulares antiguos, domo El Nejahuete, domo El Alto, domo El Chato y domo El Burro).*
- *Erupción de los domos anulares más jóvenes (domo El Pedernal, domo Agua del Victoriano, domo El Culebreado y domo Ixtahuatonte).*
- *Elevación del terreno y desaparición del lago.*
- *Erupción de las lavas del grupo sur (San Miguel, Las Planillas, El Tajo y El Colli).*
- *Etapa hidrotermal y manifestaciones geotérmicas.*

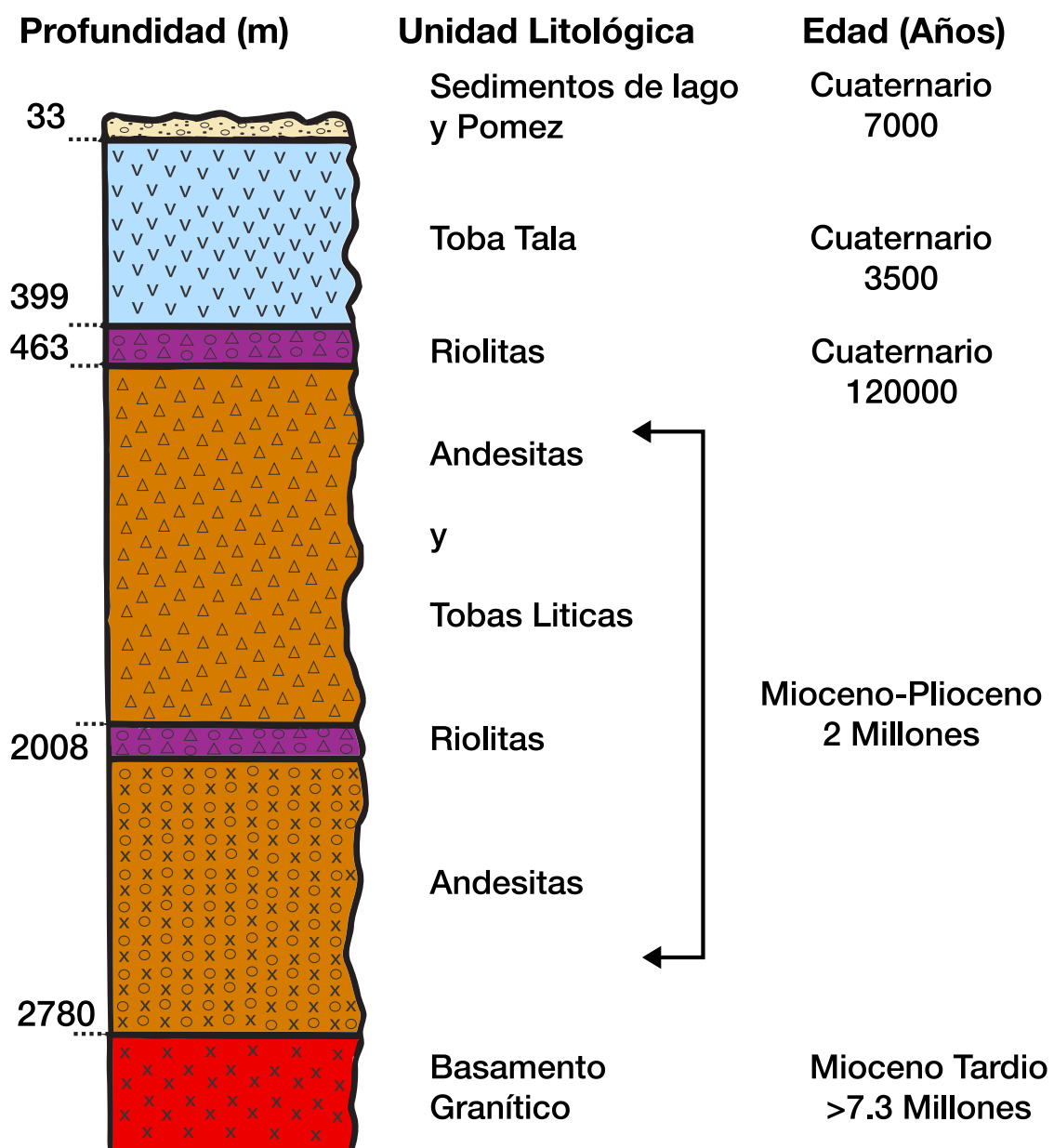


Figura 2.5 .- Columna estratigráfica de La Primavera (Gutiérrez Negrín, 1991).

**Nota: la simbología utilizada para cada unidad litológica en esta columna será referenciada mas adelante en el capítulo 4.*

2.2.14 Características Volcano-Tectónicas.

En la zona convergen tres elementos estructurales regionales: El rift de Colima (CR) con una orientación N-S, el rift de Chapala (ChR) y el rift de Tepic-Zacoalco (TZR), cuyas orientaciones son: E-W y NW-SE respectivamente (Gomez-Tuena, 2005) (Figura 2.1). La caldera de La Primavera se encuentra dentro de una de las dos depresiones que forman el rift Tepic-Zacoalco, la depresión Tequila-Guadalajara. En esta depresión se encuentra dos centros volcánicos importantes, el Volcán de Tequila y La Caldera de la Primavera, ambos emplazados sobre la misma debilidad cortical.

Sin embargo, las fallas que se observan en la zona reflejan la dirección de los esfuerzos regionales y en particular, su distribución se restringe a la zona de la caldera, lo cual es evidencia de que el sistema de fallas y fracturamientos más joven se asocia a los procesos de máxima deformación del ciclo caldérico: el colapso y el resurgimiento. La última etapa de asentamiento central de la caldera dio origen al fracturamiento NW-SE y NE-SW, sujetos a esfuerzos de tensión ya que la mayoría de las fallas son de tipo normal.

La zona geotérmica en estudio está afectada principalmente por fallas NW-SE, NE-SW y N-S, presentando manifestaciones termales en forma de fumarolas como en Cerritos Colorados, Las Barrancas, La Azufrera y El Nejahuete, así como afloramientos de manantiales en Río Caliente (Villa, 1987).

2.3 FALLAS CON EXPRESIÓN SUPERFICIAL.

2.3.1 Falla de Anillo Caldérico.

Esta falla es la más importante y más antigua pero solamente se observa alrededor de 5 km de traza en la zona de Río Caliente, cortando a los domos El Salado y Cañón de las Flores (Figura 2.3), con un escarpe de 50 m. Su continuación es inferida por un rasgo circular que forman el anillo de domos al N, NE, S y Se, lo que sugiere una zona de debilidad. Otra evidencia es la forma circular que se observa en la cartografía de los depósitos lacustres (López, 1991).

2.3.2 Falla Río Caliente.

Esta falla tiene una traza arqueada que coincide prácticamente con la falla caldérica (Figura 2.3), pero tiene un desplazamiento invertido debido a que se relaciona con el levantamiento. Su longitud es de 6 km, extendiéndose desde la Venta del Astillero, hasta la zona de Río Caliente, donde alcanza su máxima expresión de 100 m (Mahood, 1980a) y continúa hasta el domo El Pedernal. Por su relación con el levantamiento debido al aporte de magma en la zona de anillo sur, se le calcula una edad cercana a los 60,000 años.

2.3.3 Falla Nejahuete

Se localiza en la zona central de la caldera (Figura 2.3), afectando a los domos El Alto y El Nejahuete, su traza puede continuar hacia el SSE por la presencia de un cráter de explosión freática y un derrame fisural de riolitas. En la cima del domo El Nejahuete se forma un pequeño graben de 1 km de largo por 0.4 km de ancho (López, 1991).

Existen un par de fallas perpendiculares a la descrita, localizadas al sur del domo, que forman el Graben Cerritos Colorados, de 2 km de largo por 0.5 de ancho cuyo desnivel aproximado es de 40 m (Mahood, 1980).

2.3.4 Falla La Gotera.

Se localiza al norte del anillo de domos antiguos como un escarpe arqueado de trazo irregular de 13 km de longitud y 20 m de salto, que va desde el domo El Colli hasta el este de la población La Gotera. Para (Mahood, 1980) La Gotera es una falla paralela al colapso, que pudo formarse poco tiempo después de éste; por otro lado (López, 1991) considera que es una estructura secundaria, e incluso lo marca como un rasgo morfológico debido a la erosión diferencial de los materiales.

En La Primavera, existen dos sistemas de fracturamiento importantes, uno somero por encima de los 1,000 m y otro por debajo de los 1,000 m de profundidad, donde se encuentra el yacimiento geotérmico principal (JICA, 1989).

2.4 SISTEMA DE FRACTURAMIENTO SOMERO.

El sistema de fracturamiento somero se compone de las fallas, juntas y fracturas tensionales en la Toba Tala. Las fallas predominantes tiene orientaciones NE-SW, no todas tienen expresión superficial pero han sido detectadas por JICA durante la perforación (JICA, 1989). Varias manifestaciones geotérmicas se encuentran a lo largo de ellas.

En La Primavera se encuentran fracturas con orientación NW-SE, N-S y E-W al sur y sudoeste de la caldera y pueden ser divididas en tres sistemas.

El primer sistema puede ser trazado a 8 km al suroccidente de La Gotera, el desplazamiento de esta falla alcanza un máximo de 100 m cerca de Río Caliente y decrece al norte y al sur. Todas las emisiones de manantiales de la Toba Tala frecuentemente ocurren a lo largo de las separaciones dentro de ésta (Mahood et al 1983).

Una segunda falla principal está marcada por un escarpe irregular de 10 a 20 m en un arco de 13 km a lo largo de la margen noreste del complejo. Un manantial tibio emana de un escarpe en una tefra de caída que sobreyace a la Toba Tala en La Gotera.

El tercer sistema de fallas corre 9 km a través del centro del complejo en un arco cóncavo suave al suroccidente sobre la parte superior del domo El Nejahuete, (su expresión es un escarpe de 5 a 10 m). La parte sur de la traza de la falla está marcada por un derrame de lava pumicítico.

Perpendicular a la traza de la falla arqueada hay un pequeño graben de 2 km de largo y 0.5 km de ancho, el cual baja al sur del domo El Nejahuete con un máximo de 40 m de profundidad, decenas de fumarolas emanan los límites de fallas del graben, donde la roca está fuertemente alterada a minerales arcillosos. Cientos de pequeñas fumarolas surgen de la toba solidificada en un área conocida como Las Barrancas. A un kilómetro al norte, aisladas de estas emanaciones, existen salidas de vapor sobre la traza de la falla La Azufrera. Este lugar presenta una intensa alteración de tipo ácida y contiene un gran número de vigorosas fumarolas (Mahood et al 1983).

2.5 SISTEMA DE FRACTURAMIENTO PROFUNDO.

El sistema de fracturamiento profundo está caracterizado por fracturas de extensión con direcciones NW-SE con inclinación hacia el NE en las Vulcanitas Superiores. En el contacto entre el piso de la andesita y las Vulcanitas Cordilleranas entre los 1,800 y 2,000 m de profundidad existe una estructura dómica con orientación N-S inclinada 30°, con fallas NW-SE e inclinación al NE (JICA, 1989).

Como el yacimiento principal del área se encuentra en las fracturas de las Vulcanitas Cordilleranas es importante conocer sus características. Estas fracturas tienen tendencias NW-SE, NNE-SSE y ENE-WSW, las cuales se observan a lo largo del Río Santiago al noreste de la Caldera.

2.6 HIDROGEOLOGÍA DEL AREA.

Desde el punto de vista hidrográfico, la zona de estudio se encuentra dentro de tres cuencas independientes que son: Río Grande Santiago, Río Ameca y San Marcos (Figura 2.4); y en la zona divisoria de tres acuíferos poco profundos: Tesistán-Atemajac-Toluquilla, Ahualulco-Río Salado-Ameca y San Marcos (Venegas, 1988).

El gasto de manantiales termales, como el del Río Caliente presenta una tendencia a mantenerse constantes en los ocho meses que dura el estiaje de la zona, incluso en los meses que anteceden a la temporada de lluvias. Por lo tanto, gran parte del volumen de agua de los manantiales de Río Caliente “debe provenir de un acuífero regional profundo” (Ramírez, 1982).

En las dos estaciones de aforo en el arroyo Río Caliente se detectó una diferencia positiva entre los gastos registrados en ellas, aumentando el gasto de la primera a la segunda que se encuentra aguas abajo, lo que confirma que aparte de los manantiales registrados existen otras zonas de aporte distribuidos a lo largo del cauce del río; lo mismo pasa con otras estaciones en los otros arroyos (Ramírez, 1982).

2.7 HIDROGEOLOGÍA SUBTERRÁNEA.

En el caso de Cerritos Colorados, el flujo subterráneo se encuentra controlado principalmente por el fracturamiento asociado al régimen tectónico regional, tanto a niveles superficiales como profundos. Los estudios hidrogeológicos realizados mediante pozos de exploración perforados por la

CFE para el campo de Cerritos Colorados (Antes La Primavera), han definido la presencia de un sistema compuesto de por lo menos de 2 acuíferos:

- 1) *Un acuífero somero* local, en su mayor parte freático de menor temperatura contenido en la Toba Tala (Figura 2.6).
- 2) *Un acuífero profundo* regional relacionado con el yacimiento geotérmico (más de 1,000 m de profundidad), ubicado en las andesitas inferiores, con circulación de fluidos a través de fallas con dirección NW-SE, contactos litológicos y fracturas preferentemente, que son el resultado de los diferentes elementos tectónicos del oeste de México.

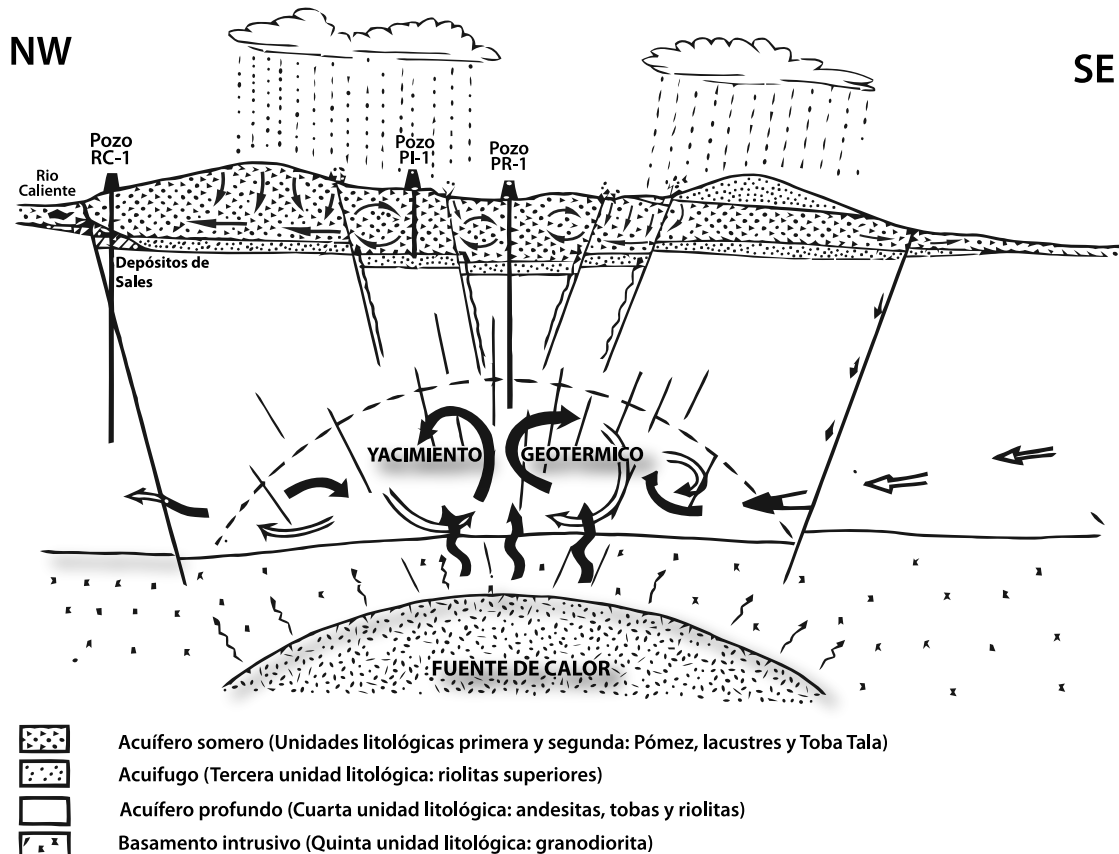


Figura 2.6.- Modelo conceptual del funcionamiento geohidrológico del campo geotérmico Cerritos Colorados (Modificado de Rosas - Elguera y Gutiérrez - Negrín (1988))

2.8 SISTEMAS DE FLUJO.

2.8.1 Acuífero Somero Local.

El acuífero somero es de tipo termal, con temperaturas de 70 a 120 °C, que se encuentra contenido en las ignimbritas de la Toba Tala; el nivel del agua en la zona de los pozos geotérmicos alcanza una altitud de 1,570 a 1600 m.s.n.m. (pozos PI-1 y PR-4). Su área de recarga se encuentra en parte central de la Sierra La Primavera producto de la infiltración de aguas meteóricas.

Con ayuda de la litología obtenida por medio de los pozos perforados, se ha estimado que la base de este acuífero se sitúa entre los 1,400 y 1,410

m.s.n.m. desde la zona de Río Caliente hasta el pozo PR-2 y se profundiza hacia el centro de la caldera a 1,150 m.s.n.m. en el pozo PR-4 y 1,325 m.s.n.m. en el pozo PR-5 (Cerriteño, 1991).

Los basaltos y andesitas relacionadas al Volcán de Tequila, así como los domos riolíticos de la caldera de La Primavera, constituyen las zonas de recarga del acuífero somero.

Con la infiltración de las aguas pluviales y las aportaciones del acuífero termal profundo se produce la descarga de los manantiales en la zona de Río Caliente y aledañas, para salir de la caldera y descender por el Valle de Tala y el Valle de Río Salado hacia el Valle de Ameca (Cerriteño, 1991).

2.8.2 Acuífero Profundo Regional.

Es un segundo acuífero relacionado con el sistema geotérmico, se manifiesta mediante los manantiales calientes y fumarolas de la zona (Figura 2.4). El acuífero regional profundo está contenido en andesitas que afloran al SE de la caldera y se profundizan en dirección a ella. Esta disposición propicia un flujo subterráneo de SE a NW, quedando la zona de recarga al SE de Cajititlán, Jal. (Venegas, 1988). Estudios de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) realizados por Schlumberger a través de CFE en 95 estaciones en el campo geotérmico Cerritos Colorados (Molina, A., 2006); indican que la distribución de la resistividad inversa a profundidad relativamente somera (menos de 750 metros sobre el nivel del mar), muestran una importante zona de baja resistividad que probablemente refleja la zona de alteración hidrotermal en la porción central del área de estudio donde se localizan algunos pozos productores. Esta zona de baja resistividad se ubica en la parte occidental de una discontinuidad resistiva de orientación NW-SE, la cual se detecta también con la distribución de la resistividad inversa. Por lo tanto, la discontinuidad resistiva NW-SE indica probablemente una estructura tipo falla que controla el movimiento de los fluidos geotérmicos.

El funcionamiento del acuífero profundo es el siguiente: La zona de recarga se ubica hacia el sureste de la caldera, a la altura donde se encuentran los poblados de El Salto y Cajititlán, ya que ahí afloran las andesitas basálticas. La presencia de Río Grande de Santiago constituye otra fuente de recarga así como también las tobas que rellenan gran parte del Valle de Toluquilla.

Capítulo 3: Metodología

Algunas de las técnicas y metodologías usadas habitualmente en ramas de la Geología tales como la Mineralogía y Petrología para la caracterización de minerales y rocas, pueden ser herramientas muy útiles e interesantes en su aplicación; sin embargo, algunas herramientas ópticas convencionales no pueden identificar los minerales de grano fino o definir importantes variaciones en la composición, tales como algunas asociaciones mineralógicas presentes en los minerales de alteración hidrotermal que cobran gran importancia en la comprensión de la exploración de yacimientos hidrotermales. Espectrómetros portátiles de infrarrojos de onda corta pueden resolver algunos de estos problemas, proporcionando una herramienta valiosa para la evaluación de la distribución de los conjuntos de alteración.

A finales de 1990, ASD Inc. presentó su FieldSpec™ Pro. Este instrumento tenía un sensor interno en él. Se actualizó en 2005 con la "FR3™", que tenía un sensor más refinado. Ninguno de estos instrumentos fue diseñado para el estudio específico de los minerales, más bien se habían diseñado para teledetección con iluminación solar como fuente principal. Fue hasta la aparición de la ASD LabSpec Pro™ (350-2500 μm) con un diseño flexible e innovador específico para los minerales y la industria minera, que este equipo llevó a la vanguardia en la recolección rápida de datos por medio de fibra óptica en el campo y en el análisis de núcleos.



Figura 3.- Espectrómetro ASD-LabSpec Pro

El espectrómetro ASD-LabSpec Pro (Figura 3) permite realizar una rápida identificación de los minerales y algunas de sus variaciones específicas. El análisis de las asociaciones minerales en conjunto con otros datos de exploración, son utilizados como guía para orientar las perforaciones y los programas de exploración regional. La recolección de datos debe estar organizada de manera sistemática para un mejor resultado. La integración de dichos resultados en conjunto con las observaciones de campo, petrografía y el análisis de difracción de rayos X resultan necesarios para una evaluación completa.

El ASD-LabSpec también se ha utilizado con éxito en ambientes de alta y baja sulfuración de depósitos epitermales, sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) y asociados a intrusivos. Estudios de caso de estos sistemas demuestran la capacidad para adquirir y procesar datos rápidamente y a su vez producir registros de perforación y mapas con información detallada.

3.1 ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA

La palabra espectroscopia se deriva de la combinación latina de *spectrum* 'imagen' y del griego *skopia* 'ver'. De esta forma, la espectroscopia infrarroja es un tipo de espectroscopia vibracional, que permite el análisis de las frecuencias correspondientes a las vibraciones moleculares. Específicamente, la espectroscopía de reflectancia resulta ser la medición de la longitud de onda y la intensidad de la absorción de la energía electromagnética que realizan determinados componentes químicos de una muestra; dicho de otro modo, tiene como finalidad la detección y medida de la energía electromagnética que es reflejada por los distintos materiales, de tal forma que es posible identificar y categorizar estos objetos por clase o tipo, sustancia y distribución espacial.

La espectroscopía de reflectancia es una técnica analítica utilizada por los químicos y mineralogistas desde la década de 1990 con los datos infrarrojos de minerales publicados entre 1905 y 1910 por W.W. Coblenz de la Oficina de Patentes de los Estados Unidos. Los espectrofotómetros infrarrojos disponibles en el mercado a mediados de la década de 1940 dieron lugar a un mayor uso de la técnica aplicada en la mineralogía. Los primeros reportes de los espectros de minerales fueron publicados por Lyon (1962) y Moenke (1962). Más tarde Farmer (1974) publicó un libro completo sobre los aspectos teóricos y prácticos de la técnica, a su vez Marel y Beutelspacher (1976) publicaron una compilación de minerales arcillosos. Kodama (1985) publicó espectros de minerales que se encuentran típicamente en los suelos, incluyendo numerosos hidróxidos, óxidos, filosilicatos, carbonatos y sulfatos.

Existen muchas razones por la que la espectroscopía de reflectancia está siendo adoptada como el método analítico preferido en muchos laboratorios, debido a que: requiere de una mínima preparación de la muestra, el análisis es relativamente rápido, varios constituyentes pueden ser analizados simultáneamente, no hay destrucción de muestras, no se necesita el uso de productos químicos y los resultados son precisos (Batten, 1998). Este método es conocido por su rapidez, conveniencia, simplicidad, precisión y habilidad para analizar muchos componentes al mismo tiempo (Stark et al., 1989).

3.1.1 Regiones Espectrales

La espectroscopia es el estudio de la interacción entre la energía en forma de radiación electromagnética (EMR) y la materia. La radiación puede ser absorbida, emitida o dispersada por la materia. La espectroscopía de reflectancia se puede definir como la técnica que utiliza la energía en el rango de longitud de onda desde el visible (0.4-0.7), infrarrojo cercano (0.7-1.0) (NIR) e infrarrojo de onda corta (1.0-2.5 μm) (SWIR) (Figura 3.1), para analizar minerales.

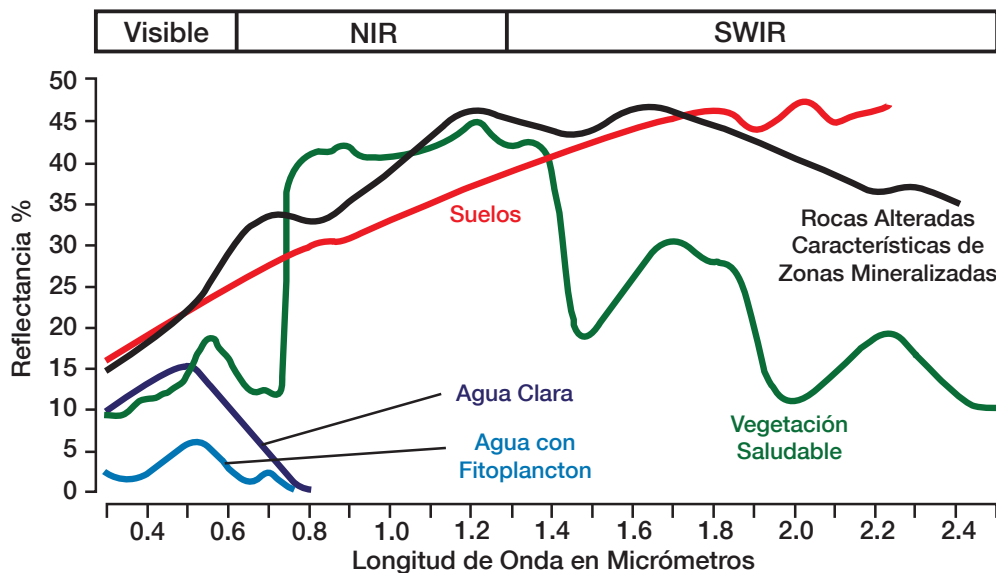


Figura 3.1 .- Se muestran las distintas regiones del espectro electromagnético que son cubiertas por los espectrómetros portátiles.

La ciencia y técnicas de espectroscopía de reflectancia como la SWIR se basan en las propiedades espectrales de los materiales. Ciertos átomos y moléculas absorben la energía en función de sus estructuras atómicas. (Hunt, 1977 y Goetz et al, 1982). La SWIR es particularmente sensible respecto a la absorción por ciertas moléculas y radicales, incluyendo OH, H₂O, NH₄, CO₃ y enlaces OH de cationes tales como AL-OH, Mg-OH y Fe-OH. Las posiciones de sus elementos en el espectro y sus formas características son una función de los enlaces moleculares presentes en el mineral. La espectroscopía SWIR es en parte sensible a las variaciones de cristalinidad. Un espectro típico se compone de varias características de absorción. La figura 3.2 ilustra los diversos aspectos de absorción en algunas longitudes de onda, incluyendo la posición, profundidad y anchura (altura completa, media-máxima anchura).

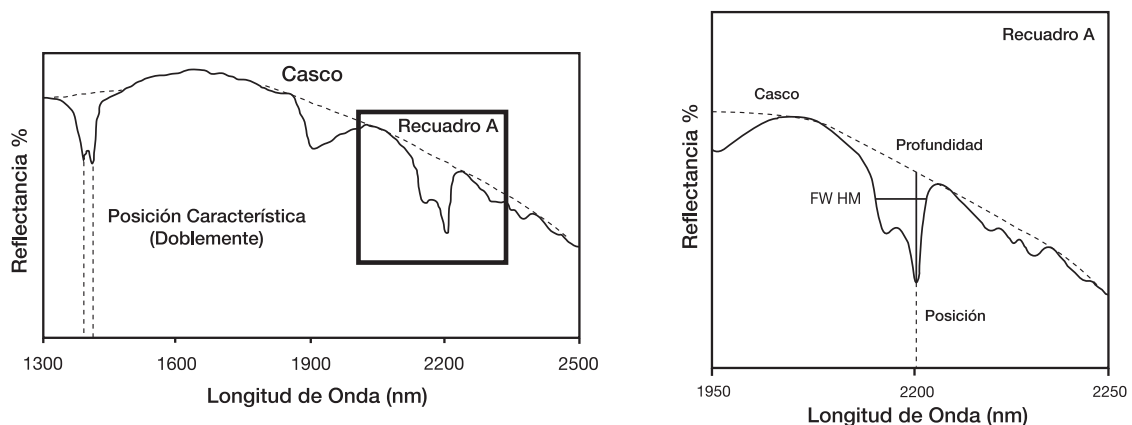


Figura 3.2 .- Ejemplos del espectro de absorción. Las unidades en la escala horizontal están en nanómetros o micrómetros mientras que en la vertical se representa en porcentaje de reflectancia. FW= Full Width (Ancho Completo); HM= Half Maximum (Media Altura).

Las características de absorción en la región SWIR son una *función de la composición del mineral* y representan una manifestación de la absorción de energía dentro de la red cristalina en las transiciones de los estados de vibración. Debido a que estos estados de vibración corresponden a niveles

de energía característicos, los rasgos de absorción se producen en *posiciones de longitud de onda bien definidas*. Los niveles de energía que definen estas longitudes de onda son una *función del tamaño de los radios iónicos* de los cationes unidos a diferentes moléculas. Debido a que la longitud del enlace entre un átomo específico y la molécula es consistente, es posible predecir la composición y los cambios de composición en minerales que se analizan por medio de sus longitudes de onda y los cambios de longitud de onda. (Hunt, 1977)

Las transiciones entre los niveles de energía y las diferencias de composición se manifiestan por las características de absorción a longitudes de onda definidas. La presencia de absorción de posiciones comunes se listan en la Tabla 2.

Tabla 2.- Características principales de Absorción

POSICIÓN	MECANISMO	GRUPO MINERAL
~1.4 μm	OH y Agua	Arcillas, Sulfatos, Hidróxidos, Zeolitas
~1.56 μm	NH ₄	Especies NH ₄
~1.,8 μm	OH	Sulfatos
~1.9 μm	Agua	Esmectita
2.02, 2.12 μm	NH ₄	Especies NH ₄
~2.2 μm	AL-OH	Arcillas, Sulfatos, Micas
~2.29 μm	Fe-OH	Arcillas-Fe
~2.31 μm	Mg-OH	Arcillas-Mg, Compuestos Orgánicos
~2.324 μm	Mg-OH	Cloritas
~2.35 +/- μm	CO ₃ ⁻²	Carbonatos
~2.35 + μm	Fe-OH	Cloritas-Fe

Las características de absorción se producen dentro de un espectro de reflectancia con posiciones de longitud de onda y perfiles distintivos que pueden ser utilizados para identificar minerales y fases orgánicas.

Cada mineral tiene una firma espectral distintiva, compuesta de varias características de absorción, que es una función de la composición, la cristalinidad, la concentración, el contenido de agua y las consideraciones medioambientales. Para la identificación de minerales, la firma se compara con referencias características de estándares de cada material con una identificación validada. Esto se puede hacer manualmente mediante el uso de tablas de longitud de onda y la superposición de referencias de la respuesta del estándar con la del material desconocido o se puede hacer utilizando algoritmos informáticos que operan basando su referencia en una base de datos (es decir, una biblioteca espectral). Para obtener los mejores resultados de estas bibliotecas se deben tratar de establecer los posibles tipos de depósitos en estudio como preámbulo, para así evitar que el algoritmo haga una elección equivocada de los minerales.

3.1.2 Firmas de la Región SWIR

Los espectrómetros de campo son probablemente las mejores herramientas inventadas en los últimos 10 años, además del GPS para el reconocimiento en campo y el registro de núcleos. Pueden ser llevados al campo, o bien utilizarlos en el laboratorio. Operan desde una mochila o desde el vehículo de campo. Son versátiles, flexibles y proporcionan al explorador información "sobre el terreno" *in-situ*, por lo que se obtiene el conocimiento inmediato de la suite mineralógica del afloramiento o del núcleo de perforación. El tipo de alteración es identificado inmediatamente y la zonificación puede ser rastreada así como las zonas de transición de minerales característicos. La tabla 3, de Thompson y Thompson (1996) resume la mayoría de los minerales con rasgos que se pueden detectar en la región del SWIR.

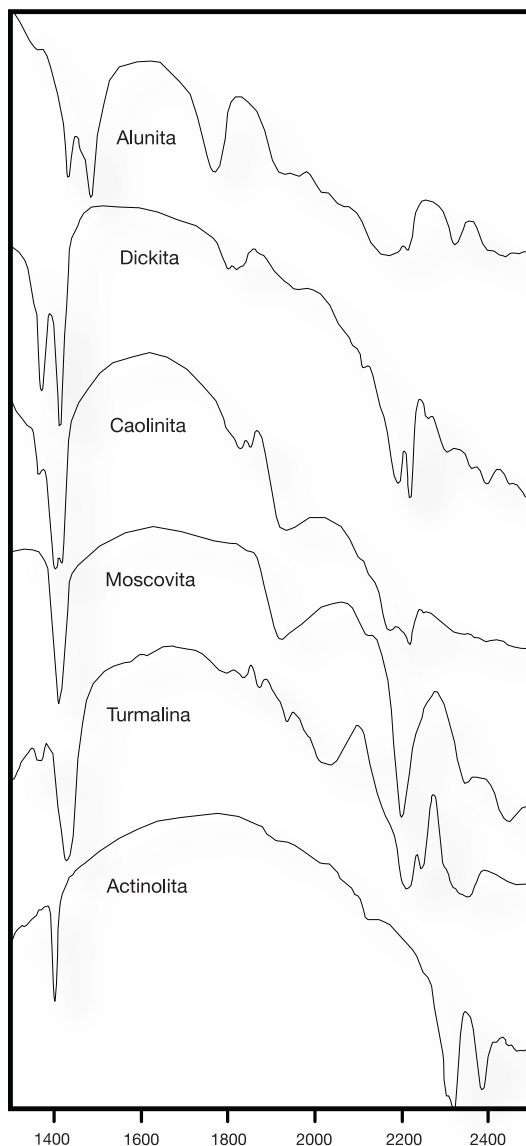
Tabla 3.- Resumen de Minerales con rasgos de absorción en el SWIR

Ambiente de Formación	Terminología Estándar de la Suite de Alteración	Asociación Mineral Activa SWIR (Minerales esenciales están en negritas)
Relacionado a Intrusivos	Potásica (rica en Biotita), Silicato K, Biotita	Biotita (flogopita), actinolita, sericita, clorita, epidota, moscovita, anhidrita
	Sódica, Sódica-Cálcica	Actinolita , clinopiroxeno (diopsido), clorita, epidota, escapolita
	Fílica, Sericitica	Sericita (moscovita-illita), clorita, anhidrita
	Argílica Intermedia, sericita-clorita-arcillas, argílica	Sericita (illita-esmectita), clorita, Caolinita (dickita), montmorillonita, calcita , epidota
	Argílica Avanzada	Pirofilita, sericita, diáspora, alunita, topacio, turmalina, dumortierita, zunyita
	Greisen	Topacio, moscovita, turmalina
	Skarn	Clinopiroxeno, wollastonita , tremolita-actinolita, vesuvianita, epidota, serpentina-talco, calcita, clorita, illita-esmectita, nontronita
Epitermal de Alta Sulfuración	Propílica	Clorita, epidota, calcita , actinolita, sericita, arcillas
	Argílica Avanzada - Acido Sulfatada	Caolinita, dickita, alunita , diáspora, pirofilita, zunyita
	Argílica, Argílica Intermedia Propílica	Caolinita, dickita, montmorillonita, illita - esmectita Calcita, clorita, epidota , sericita, arcillas
Epitermal de Baja Sulfuración	"Adularia"- Sericita, sericitica, argílica	Sericita, illita-esmectita , caolinita, calcedonia, ópalo, montmorillonita, calcita, dolomita
	Argílica Avanzada - Acido Sulfatada (vapor caliente)	Caolinita, alunita, cristobalita , (ópalo, calcedonia), jarosita
	Propílica, zeolitica	Calcita, epidota, wairakita , clorita, illita-esmectita, montmorillonita
Mesotermal	Carbonatada	Calcita, ankerita , dolomita, moscovita (rica en Cr-N), clorita
	Clorítica	Clorita , moscovita, actinolita
	Biotítica	Biotita , clorita
Sedimentos alojados de Oro	Argílica	Caolinita, dickita , illita
Sulfuros Masivos Vulcanogénicos	Sericitica	Sericita , clorita, cloritoide
	Clorítica	Clorita , sericita, biotita
	Carbonatada	Dolomita, siderita, ankerita, calcita, sericita clorita
Sulfuros Masivos alojados en Sedimentos	Turmalínica	Turmalina , moscovita
	Carbonatada	Ankerita, siderita, calcita , moscovita
	Sericitica	Sericita, clorita
	Albitica	Clorita, moscovita, biotita

El método SWIR no detecta minerales “*per se*” (por sí mismo), sino la energía de vibración de los enlaces químicos entre átomos y moléculas en la capa octaédrica de un compuesto.

Esto da una mayor flexibilidad en la detección de materiales amorfos. Por lo tanto, es posible detectar enlaces Si-OH y por lo tanto sílice amorfo, como es el caso de las fases del ópalo. La SWIR es también muy sensible al agua, esto es particularmente valioso cuando se trata de entender *el recorrido de la migración de fluidos* a través de un depósito.

Los minerales se pueden distinguir no sólo sobre la base de los rasgos distintivos y las posiciones de longitud de onda, sino también por el carácter del perfil. Ejemplos de los minerales de alteración comunes se muestran en la Figura 3.3. La identificación mineral se basa en las longitudes de onda, intensidad y la forma de los picos de absorción; en general de la forma de todo el espectro característico del material.



La región de longitud de onda SWIR no es adecuada para el estudio de la mayoría de los silicatos en condiciones anhidras. Además, es difícil identificar a los minerales presentes en cantidades menores al 5%, a menos que la muestra sea una mezcla sencilla con cuarzo y el mineral sea altamente reflectante. La reflectancia infrarroja varía con respecto a las especies minerales presentes. En una mezcla de minerales con rasgos infrarrojos activos, *el mineral dominante y típicamente con una mayor relación reflectancia/absorbancia se identifica fácilmente*: sin embargo, como regla general, 10% o más del mineral debe estar presente en la muestra para una identificación positiva. Cuando en la muestra se encuentran minerales de baja reflectancia, su reconocimiento puede requerir de hasta un 20% o más de concentración del mineral (por ejemplo: carbonato, clorita).

Figura 3.3.- Ejemplos de lotes de minerales de alteración comunes. (Thompson et al, 1999).

3.2 RECOPIACIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

3.2.1 Recopilación de datos

Para llevar a cabo el presente estudio se analizaron aproximadamente 276 muestras previamente pulverizadas provenientes de los 12 pozos que se encuentran en el campo geotérmico Cerritos Colorados, esto con la **finalidad de establecer la distribución zonal de la alteración hidrotermal a partir de la identificación** de ciertas asociaciones minerales características de un sistema geotérmico considerando los factores que determinan a su vez la identidad, abundancia y estabilidad de dichos minerales como lo son la: caolinita, dickita, montmorillonita, illita, esmectita, tridimita, epidota, clorita, pirita, etc. El estudio se realizó mediante la técnica de espectroscopia de reflectancia en el rango infrarrojo de onda corta (SWIR), por sus siglas en inglés que abarca de 1.0 - 2.5 (μm) dentro del espectro electromagnético; para dicho análisis se utilizó un espectrómetro ASD-LabSpec Pro con una resolución de 0.35 - 2.5 (μm) ubicado en el departamento de recursos naturales del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.

Una de las principales razones por las que se escogió la técnica de espectroscopía de reflectancia fue por las aparentes facilidades que ésta presenta, ya que al requerir una escasa preparación de la muestra los tiempos de análisis se acortan considerablemente resultando un método conveniente y confiable en cuanto a la precisión de los resultados en los espectros obtenidos.

Existen variables que deben ser consideradas al momento de la toma de los espectros que pueden afectar las lecturas resultando en una interpretación errónea de los conjuntos de datos espectrales. Estas variables incluyen el tamaño de grano en la muestra (si es heterogénea u homogénea), la reflectancia del medio donde se realice la toma (si existe poca o mucha luz), si la muestra se encuentra contaminada por algún material ajeno a ésta (ej., aceite, materia orgánica) y la orientación de algunos minerales (ej., las micas). Un buen procedimiento sistemático de recolección de los datos minimiza en gran medida el efecto de estas variables, es por eso que resultó necesario la toma como mínimo de 3 espectros por medio del equipo, tanto para la reproducibilidad de los datos con el software Indico ® Pro como para probar la heterogeneidad de las muestras. El software Indico ® Pro que se encuentra configurado para trabajar con el espectrómetro ASD-LabSpec Pro se utilizó como herramienta para la adquisición de los datos y a su vez para analizar, imprimir y guardar los resultados de los espectros de modo ordenado.

La estabilidad del instrumento debió ser considerada en la evaluación de los espectros. De tal manera que resultó importante una calibración adecuada y continua durante la colecta de datos; así mismo, el realizar comparaciones de los espectros en términos de las posiciones de los picos de absorción en la longitud de onda con el instrumento calibrado y sin calibrar resultó útil al evaluar las variaciones en el desplazamiento que pudieran afectar el resultado final del espectro.

La espectroscopia SWIR resulta ser una herramienta útil para la identificación de minerales en muestras individuales; sin embargo, su mayor poder viene de la colección coherente de datos de una manera sistemática que permite integrar la información adecuadamente.

3.2.2 Procesamiento de los datos obtenidos

Una vez que fueron tomados los espectros de todas las muestras de cada uno de los pozos a distinta profundidad, se procedió a extraer los datos en formato .asd del software Indico ® Pro para transformarlos a un código ASCII en formato .txt para que se pudieran importar y analizar gráficamente en una hoja de cálculo de la aplicación Microsoft Excel ® y así poder comparar y correlacionar los picos de absorción, forma y aspectos en común con una base de datos de la biblioteca digital espectral del USGS.

Al momento de descargar los espectros de la biblioteca digital espectral del USGS, estos se agruparon respecto al tipo de alteración hidrotermal (Argílica, Propilítica, Fílica, Argílica Avanzada, etc) que pudieran encontrarse en la zona con base en los minerales con rasgos de absorción en el SWIR, con la finalidad de identificar algunas similitudes en cuanto a las longitudes de onda, intensidad y la forma de los picos de absorción de cada una de las muestras a distinta profundidad; de tal manera que al realizar la comparativa de los espectros tomados de los pozos contra los del USGS estos sirvieran de referencia estándar para una identificación validada y confiable como se muestra en la figura 3.4

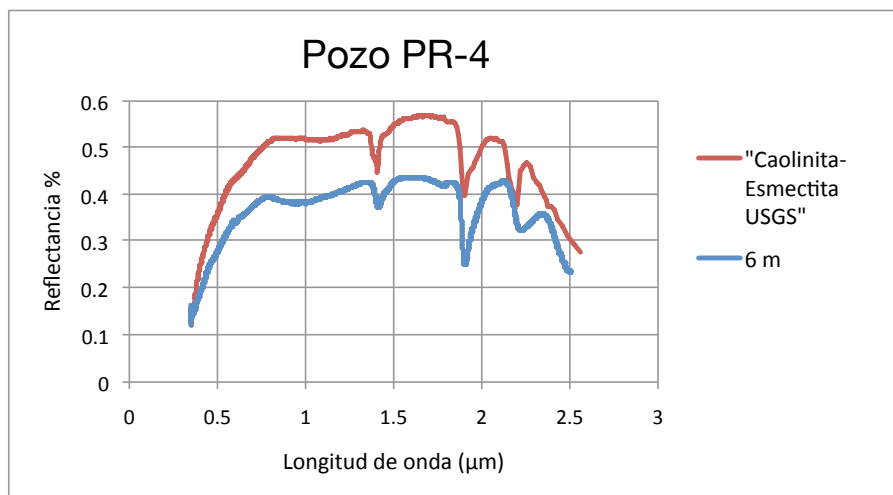


Figura 3.4 .- Ejemplo comparativo de una muestra a 6 metros de profundidad del pozo PR-4. En color rojo se muestra el espectro estándar tomado del USGS y en azul el identificado a dicha profundidad.

Cada una de las gráficas representativas se realizaron con ayuda de la aplicación Excel ® en donde se analizaron previamente los datos en forma de tablas de todas las muestras de los pozos del campo geotérmico Cerritos Colorados.

Capítulo 4: Distribución de los Minerales Hidrotermales

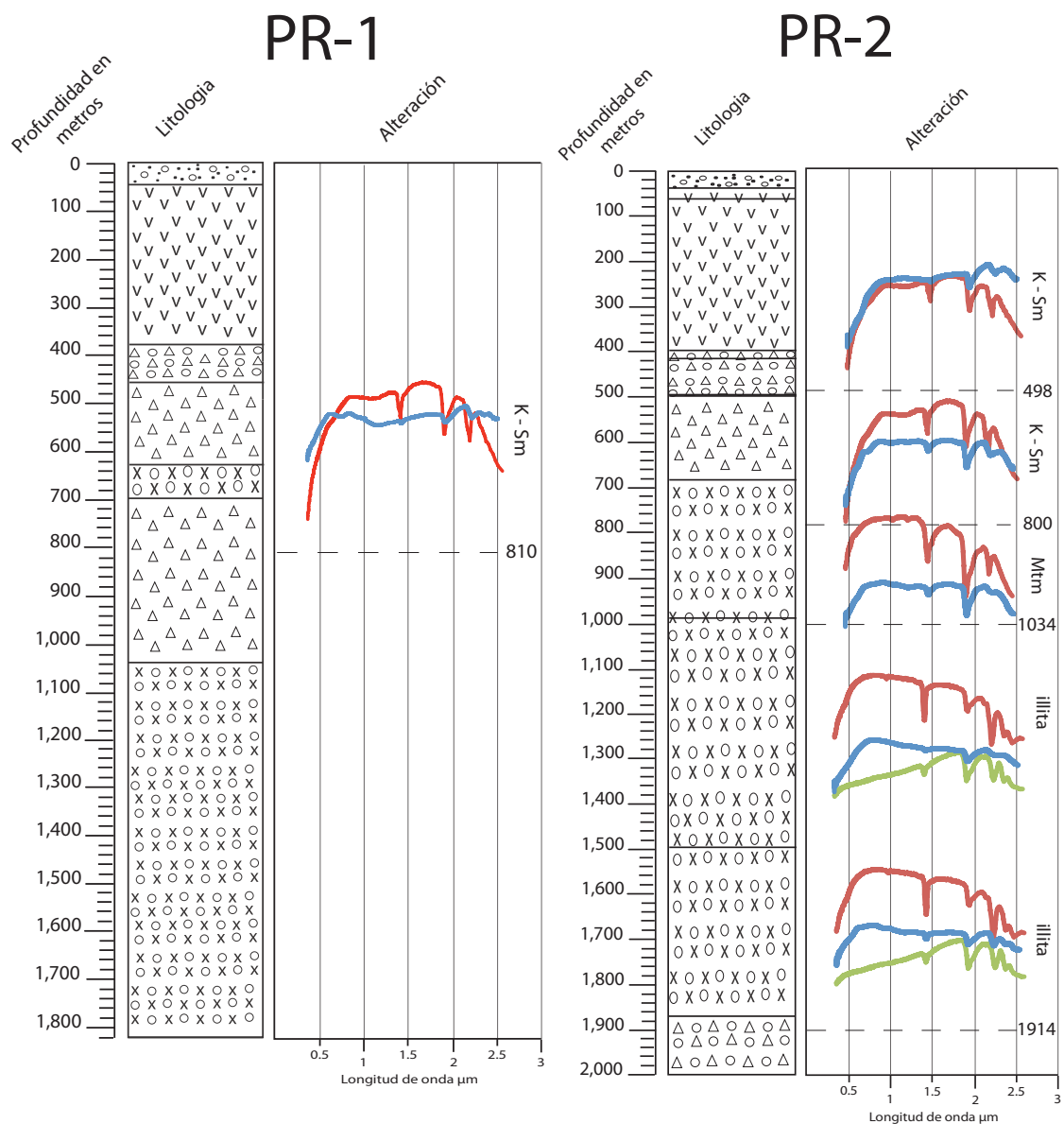
El objetivo principal de este estudio es la determinación de la distribución y zonación mineralógica de los minerales de alteración en un sistema activo para determinar posibles cambios en la actividad hidrotermal que hayan sido registrados por la presencia de minerales con rangos de estabilidad fuera de los presentes en la actualidad en el campo geotérmico.

La determinación del tipo y la distribución de minerales de alteración es una parte rutinaria que comprende la exploración de yacimientos minerales hidrotermales ya que resulta útil en la evaluación de las propiedades de exploración y en la modelación del yacimiento y se aplica también en los sistemas hidrotermales activos. Para ello se define las alteraciones en la zona a partir del análisis con espectrometría de reflectancia (ASD LabSpec-Pro).

La identificación mineral como se mencionó anteriormente se basó en el uso de tablas de referencias estándar las cuales funcionaron como registros empíricos para comparar cada una de las características del espectro en los minerales que se fueron encontrando en las muestras del campo geotérmico Cerritos Colorados. La observación visual de los grupos de los espectros de los minerales mostró rápidamente variaciones basadas en numerosos factores como: la composición mineralógica, temperatura y modo de formación; los cuales se pueden utilizar para establecer la geometría del yacimiento (Viggiano y Robles, 1988), para sugerir zonas permeables (Browne, 1984) y establecer la zonación de la alteración.

El procesado de los datos se realizó de modo sistemático, agrupando a los espectros mejor definidos o más representativos con base en los picos de absorción de mayor resolución.

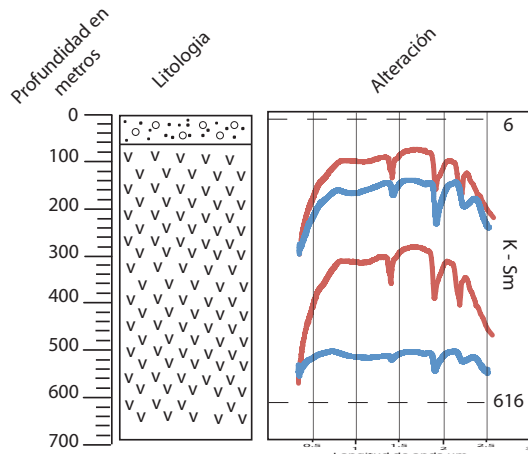
Una vez establecidos los parámetros que debían caracterizar al yacimiento, se procedió a analizar sus respectivos comportamientos en cada uno de los pozos ubicándolos de acuerdo a la profundidad. Los resultados de cada pozo se muestran a continuación en modo de columnas, a su vez se marca la mineralización hidrotermal analizada con una breve descripción en relación a su correspondiente unidad litológica en el subsuelo.



Como se sabe los pozos PR-1 y PR-2 se perforaron en la primera etapa de exploración entre enero de 1980 y agosto de 1982 (JICA, 1989). En el pozo PR-1 se analizaron solo 6 muestras para este estudio debido a que estas han sido requeridas para otros estudios en el pasado y la gran mayoría se han extraviado, aun así se tiene registrado por reportes de JICA y CFE temperaturas de 284°C entre los 1,150 m y 1226 m de profundidad y una buena permeabilidad, altas presiones y excelente temperatura a los 596 m. La presencia de caolinita - esmectita se registra a 810 m de una muestra pulverizada del pozo PR-1.

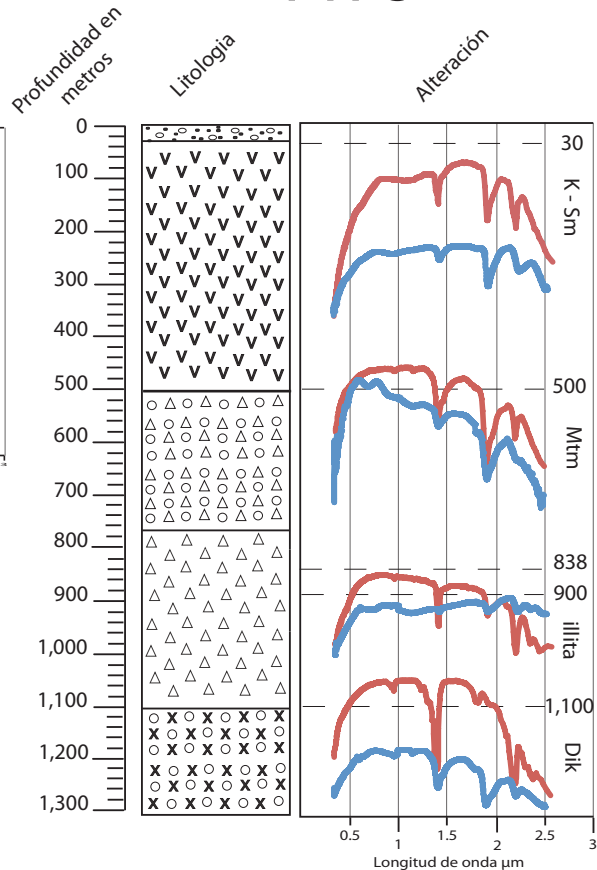
Para el pozo PR-2 se observo desde los 498 m cantidades considerables de caolinita-esmectita hasta cerca de los 800 m dando paso a la presencia de montmorillonita, que se estima su estabilidad a temperaturas aproximadas de 140°C (Browne, 1984). La illita se observa desde los 1034 m hasta los 1914 m. La CFE registro en el intervalo de 1567 m a 1995 m una temperatura de 304°C para este pozo y cantidades significativas de epidota en la zona asociada al cruce con la falla La Azufrera. El agua caliente de PR-2 es considerada como derivada de otro yacimiento separado ya que su composición química es distinta a la de los otros pozos (JICA, 1989).

PR-4



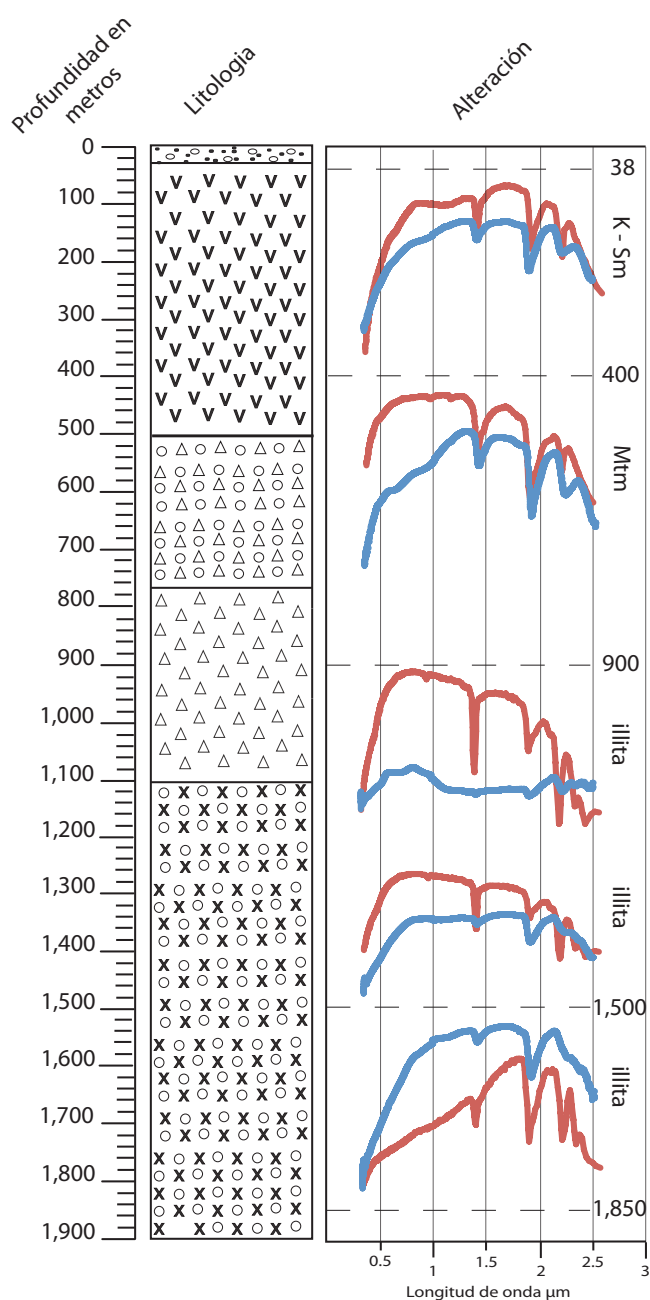
El pozo PR-4 se reporta por la Sociedad Geológica de America (1991) como un pozo abandonado ya que no se pudo perforar hasta la toba Tala (668 m) debido a las pérdidas de fluidos de circulación durante la perforación; sin embargo como se muestra en su columna correspondiente se puede observar la presencia de cantidades importantes de caolinita-esmectita tanto a niveles muy superficiales desde los 6 m hasta 616 m de profundidad.

PR-5



Análisis químicos realizados por parte de JICA (1989) indican que gran parte del agua caliente geotérmica se origina en la formación profunda y asciende cerca del pozo PR-1 y fluye hacia PR-5, a través de PR-8; a su vez, el agua caliente que fluye hacia PR-4 a lo largo de fallas y fracturas poco profundas ó someras con dirección NE- SW (fig. 3), está siendo influenciada gradualmente por la mezcla con aguas superficiales. Para el pozo PR-5 los espectros muestran una marcada concentración de caolinita-esmectita desde los 30 m hasta cerca de los 400 m de profundidad para dar paso a pequeñas concentraciones de montmorillonita en una muestra a 500 m con una zona intermedia de illita a los 900 m y a los 1,100 m el mineral dickita indicando la posible presencia de fluidos con un pH ácido interactuando y sustituyendo a la caolinita a temperaturas por debajo de los 120°C que puede ser sustituida a su vez por pirofilita a temperaturas aproximadas de 250°C (Browne, 1984). La illita ocurre comúnmente a temperaturas por encima de los 220°C (Browne, 1984). La correlación de las temperaturas de equilibrio de formación evaluadas por la CFE para el pozo PR-5 tienen las mejores características térmicas incluso a profundidades menores que el pozo PR-2, PR-1 y RC-1; sugiriendo que las condiciones térmicas del subsuelo tienden a incrementar hacia el sureste en dirección del PR-5 dentro de la caldera, del mismo modo el resultado de pruebas efectuadas al pozo aunado a un alto flujo de agua (114 Ton/hra), los llevo a la conclusión de que el pozo era afectado por aguas de bajo contenido térmico invadiendo el intervalo de producción.

PR-8



El pozo PR-8 resulta ser uno de los más importantes ya que al igual que el PR-1 se encuentra ubicado en la zona de flujo ascendente de alta temperatura (cerca de 280°C). Informes de JICA (1989) indican un valor de la temperatura en el pozo de 231°C a 1750 m de profundidad, con una permeabilidad moderada debida a la alta temperatura; a su vez se hace hincapié en que la zona de levantamiento está presente cerca de PR-1 y PR-8, formando un yacimiento geotérmico de tipo vertical.

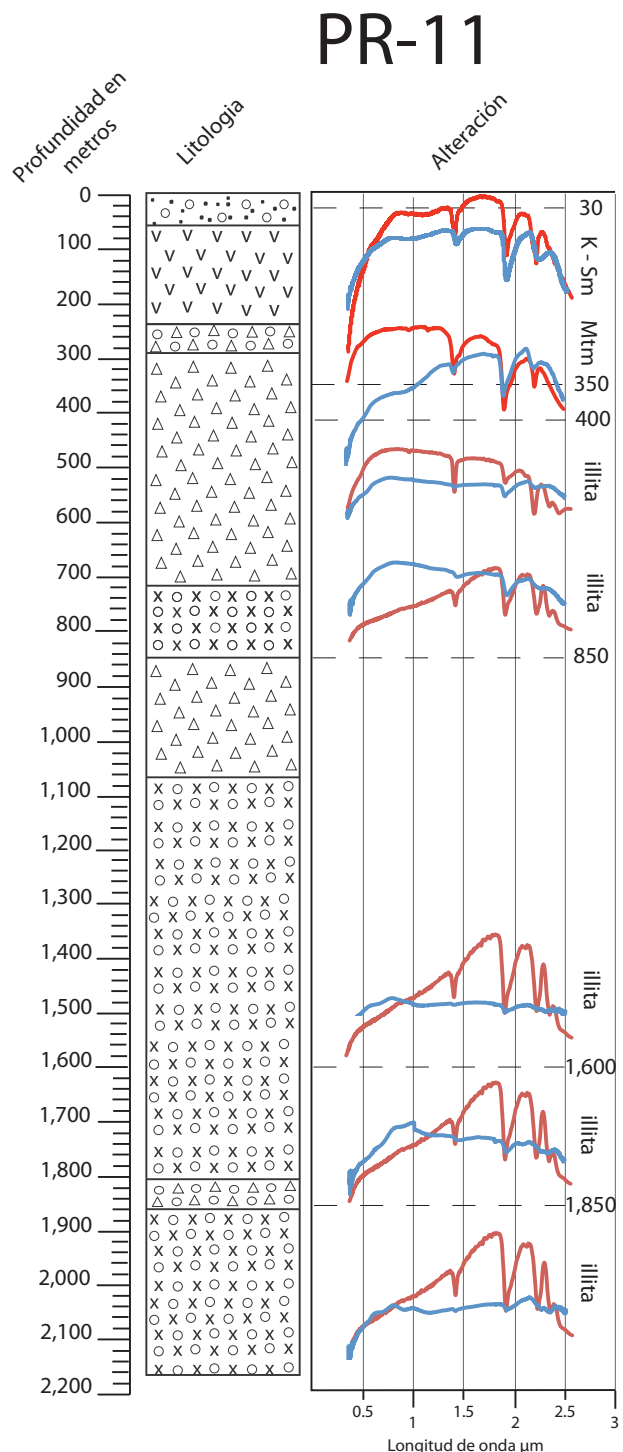
La montmorillonita en este pozo se encuentra presente desde los 400 m y en algunas muestras cercanas a los 500 m cerca de los límites entre la toba Tala y la riolita; la caolinita junto con la esmectita se pudieron observar entre los 38 y 40 m. La illita se tiene a partir de los 900 m y en distintas muestras de manera abundante a 1200, 1500, 1750 y 1850 m de profundidad. Se sabe que la montmorillonita es estable aproximadamente a los 140°C

y la illita su estabilidad se da por encima de los 220°C (Browne, 1984).

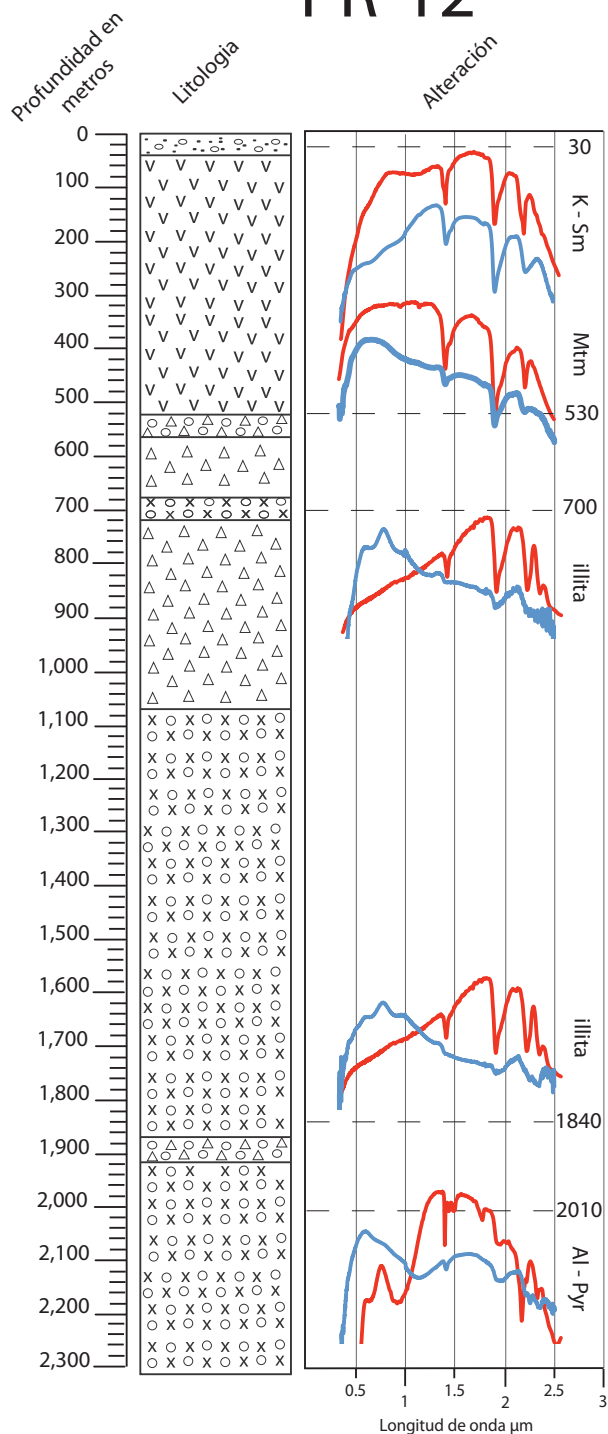
La abundante presencia de minerales arcillosos en este pozo quizás se deba a rocas acidas del yacimiento que propician la formación de este tipo de arcillas de alto grado de hidrólisis favoreciendo el reemplazamiento de los feldspatos y plagioclasas tanto de la toba litica y Tala como de la andesita y riolita.

muy notorio en los escasos 20 m de profundidad; ya a los 500 m se hace presente la montmorillonita, para dar paso a la primera muestra de illita a los 1100 m con una concentración variable hasta los 1300 m de profundidad. La notable aparición de minerales como la Alunita - Pirofilita a los 1810 m y 2200 m respectivamente, señalan condiciones de pH mucho mas acidas en esas profundidades, lo que probablemente esté relacionado con el ascenso de fluidos magmáticos que propician la sustitución de la caolinita a temperaturas por debajo de los 120°C y que a su vez puede ser sustituida por pirofilita a temperaturas aproximadas de 250°C (Browne, 1984), resultando en una hidrólisis extrema en esa zona que va degradando a los silicatos contenidos en el paquete andesítico para generar sulfatos (alunita).

Del mismo modo como en casi todos los pozos en el PR-11 se notan bastantes minerales arcillosos en niveles muy superficiales como lo son: la caolinita - esmectita a los 30, 50, 60 y 70 m que está conformado aun por los sedimentos lacustres, ya a los 240, 300 y 350 m se cuentan cantidades relevantes de montmorillonita en la toba litica, sobre la misma unidad litológica pero ya a los 400 m se comienza a observar la illita y a partir de ahí de modo general en las profundidades subsecuentes hasta los 1850 m, quizás en menor porcentaje en las muestras ya que los picos de absorción que se observaban eran muy tenues en espectros poco característicos o que pudieran proporcionar información relevante; esto debido quizás a su ubicación ya que al encontrarse al sur de PR-1 y a sabiendas de que este guarda aspectos importantes a nivel estructural que favorecen la permeabilidad y el flujo de los fluidos hidrotermales, las intenciones de exploración del pozo PR-11 (al igual que el PR-7) únicamente fueron para tratar de delimitar y/o hacer estimaciones del área en que se extiende el yacimiento geotérmico.



PR-12



Estudios realizados por parte de JICA (1989) mediante estudios de difracción de rayos X revelan que en el pozo PR-12 la montmorillonita y sericita se encuentran ampliamente distribuidas y que a 1650 m se encuentra laumontita. Estos minerales de alteración son estables debajo de los 250°C de temperatura de aparición. La temperatura aproximada es 80°C menor que la temperatura de formación al tiempo reciente (320°C-330°C). Esto significa que la temperatura del yacimiento geotérmico ha subido desde el estado de alteración pasado hasta el presente. En este estudio la caolinita - esmectita se presenta en grandes cantidades desde los 30 - 40 m y la montmorillonita en los 530 y 550 m.

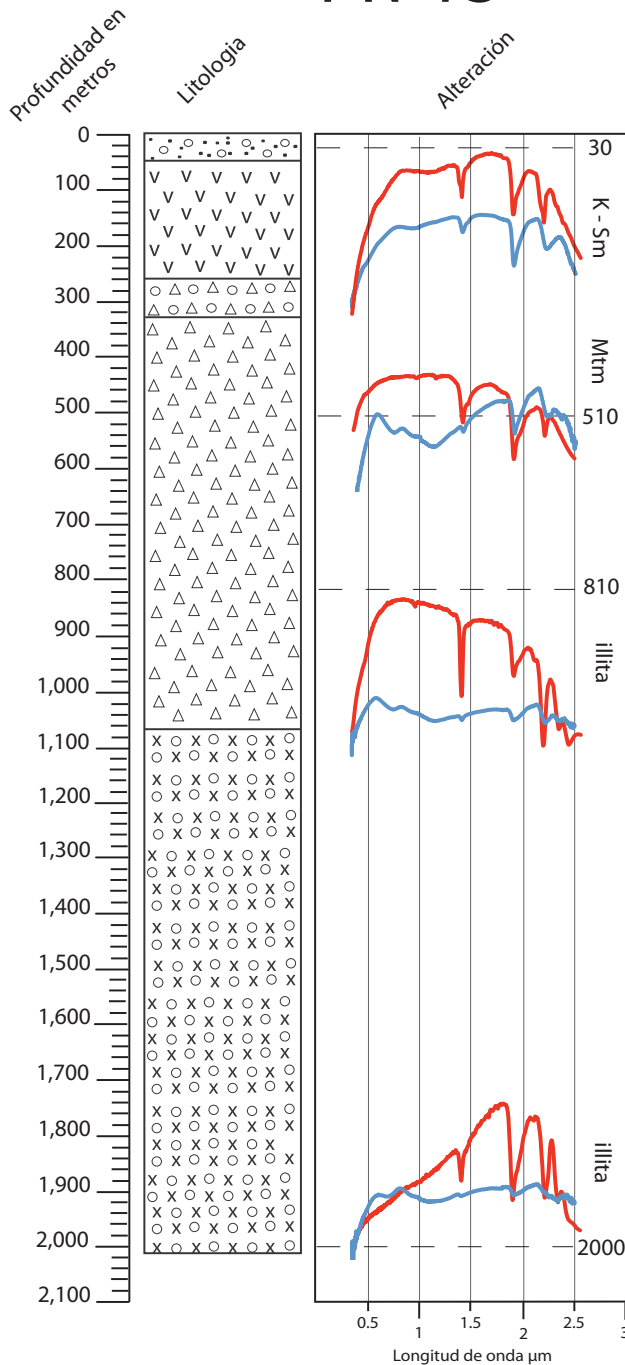
El pozo PR-12 está localizado dentro del yacimiento geotérmico porque en él se encuentran gran cantidad de fracturas y una zona de alta temperatura (> 300°C) que se estima a partir de inclusiones fluidas y termómetros químicos por parte de JICA (1989), lo cual se puede relacionar al encontrar minerales como la alunita y pirofilita a 2010 m que al igual que en el pozo PR-10 significan condiciones ácidas y altas temperaturas por encima de los 250°C lo que implicaría un nivel de alteración mayor por el

posible ascenso de fluidos magmáticos a gran profundidad.

PR-12 al estar localizado en el centro del levantamiento presenta la temperatura más alta (>330°C) en el punto alimentador, producto quizás del ascenso de dichos fluidos oxidantes aunado a un área donde existen fracturas tensionales verticales a profundidad de un eje anticlinal; a su vez, presenta una zona de flujo ascendente importante, a esto se le atribuyen pérdidas de circulación ocurridas a 2015 m y debajo de 1700 m.

La empresa JICA (1989) por medio de un análisis de fracturas en el pozo PR-13, revelo que la pérdida de circulación a profundidades menores de 600 m, corresponde a las juntas y fracturas tensionales en la Toba Tala y las Vulcanitas Cordilleranas Inferiores, mientras que el resto se deben a fracturas verticales que se han venido desarrollado en el eje de un sinclinal.

PR-13



PR-13 está localizado dentro del yacimiento geotérmico porque el pozo encontró buenas fracturas (principales a 1486-1489 m y 1873-1886 m y a pequeña escala se encontraron aproximadamente a 1630 y 2000 m) y una zona de alta temperatura en el interior del pozo que por medio de inclusiones fluidas indican aproximadamente 280°C por debajo de los 1400m (JICA, 1989).

El estudio por medio de espectroscopia muestra concentraciones de caolinita - esmectita en la parte superficial al igual que el resto de los pozos entre los 30 m y en menor porcentaje cerca de los 500 m, la montmorillonita se encuentra a partir de los 510 m, el mineral illita se encuentra en muestras desde los 810, 900, 1000, 1200, 1410, 1600, 1800, 1900 y 2000 m en proporciones muy variadas.

La similitud de los resultados entre los pozos PR-12 y PR-13 no solo está relacionada a la cercanía que

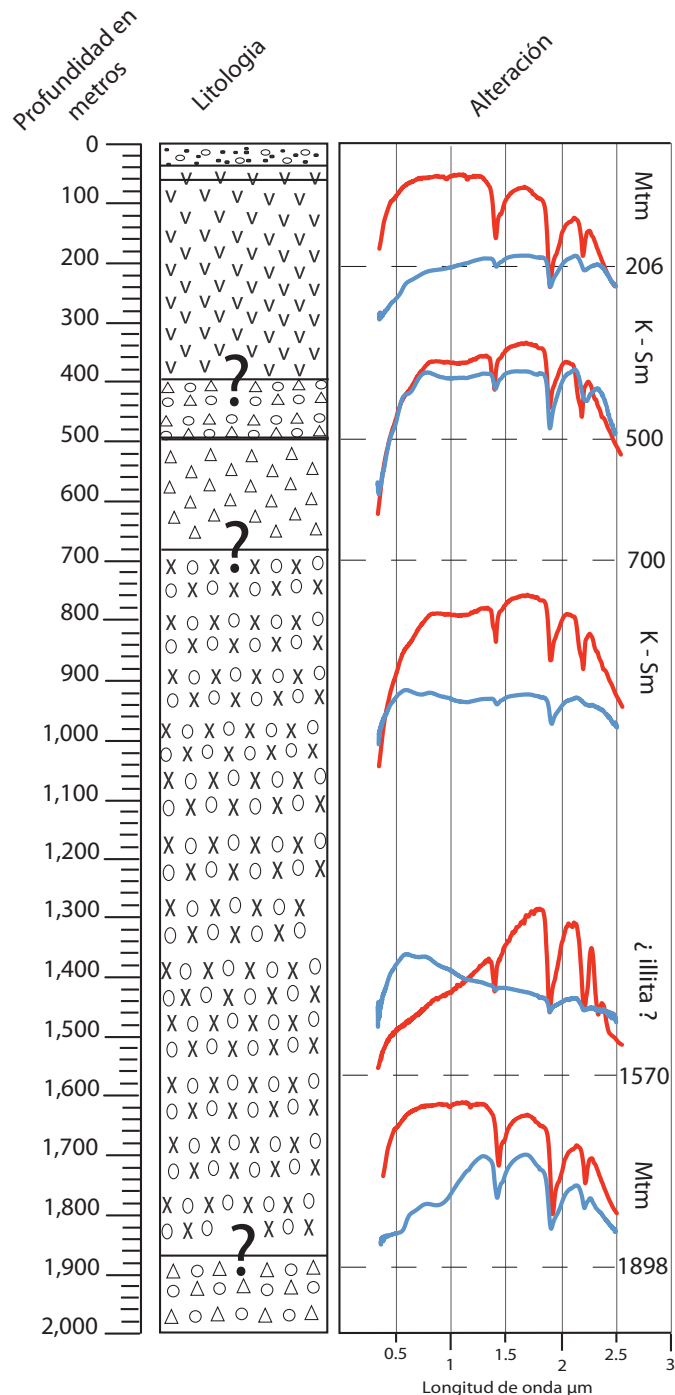
estos guardan entre si; sino mas bien está dada por el entorno estructural en el cual se encuentran y la estrecha comunicación en el subsuelo del flujo ascendente que ambos pozos conservan en el campo geotérmico. Existen muchas razones por las cuales ambos pozos fueron por demás estudiados durante la etapa de exploración ya que JICA en ese entonces considero aspectos relevantes como el poder detectar la extensión del yacimiento geotérmico, entre otros factores por demás importantes, que los llevo a hacer grandes estimaciones del potencial de estos pozos.

De los 5 pozos perforados en la primera etapa de exploración de JICA (PR-1, PR-2, PR-4, PR-5 y RC-1) de enero de 1980 a agosto de 1982, solo RC-1, en el borde occidental de la caldera pudo considerarse como un fracaso ya que este no registro temperaturas mayores a 100°C en al menos 2000 m.

RC-1 se localizo en una zona con anomalía de baja resistividad cerca de la margen noroeste de la caldera sobre el Río Caliente, el objetivo de este pozo fue el de tratar de interceptar el colapso de la estructura en profundidad. La profundidad final explorada fue de 1900 m. La temperatura máxima registrada fue de 99 ° C a 1800 m y la roca presento a lo largo de la perforación un comportamiento prácticamente impermeable. La conclusión fue que el pozo se había encontrado con la parte marginal no permeable del sistema hidrotermal y que la mayor parte del flujo térmico se lleva a cabo dentro del acuífero superficial cerca de la superficie.

El pozo RC-1 en particular al encontrarse en una zona alejada con respecto a los demás pozos, no se tiene registro alguno de su litología a profundidad; sin embargo, la correlación de los minerales de alteración encontrados por espectroscopia en RC-1 con los del sureste demostró que varios de los niveles, especialmente aquellos con montmorillonita y caolinita - esmectita, se encuentran desde niveles muy superficiales pero se continúan observando a profundidades aun mayores en los 700 m y aun mas profundo casi al final de la máxima profundidad explorada en los 1898 metros en una muestra con un porcentaje considerable de montmorillonita.

RC-1



Esto lleva a la conclusión de que el borde occidental de la caldera, donde se perforó RC-1 no ha experimentado temperaturas de más de 150 a 175 ° C debido a que se sabe que la temperatura de estabilidad de la montmorillonita es de alrededor de los 140°C (Browne, 1984) y por lo tanto no es un prospecto de perforación a futuro, al menos a los 1900 m de profundidad a la cual fue explorado para usos indirectos de producción de energía eléctrica. Aunque las temperaturas en el pasado debieron haber sido mayores que ahora, nunca llegaron a las temperaturas alcanzadas por los pozos ubicados en la parte centro-sur de la caldera (PR-1, PR-5, PR-8, PR-12, PR-13), ó al menos no por encima de 2000 m de profundidad.

Capítulo 5: Interpretación de Resultados y Discusiones.

La exploración directa por medio de pozos profundos ha permitido conocer algunas de las condiciones físicas y químicas del sistema geotérmico de Cerritos Colorados como lo son: la columna litoestratigráfica, la composición química del agua profunda, la presión, la temperatura, las zonas permeables, su mineralogía hidrotermal, etc (Rosas-Elguera, 1992), y en este caso para tratar de establecer la zonación de la alteración hidrotermal por medio de espectrometría de reflectancia en el SWIR con base en los resultados del capítulo anterior.

Evidentemente, tratar de establecer los límites de alteración posibles del yacimiento conlleva una serie de correlaciones, superposiciones, aproximaciones e interpretaciones; por ello, modelar la zonación hidrotermal es sólo una parte del proceso para hacer una estimación de la magnitud de la intensidad y el grado de alteración en el campo geotérmico Cerritos Colorados. La intensidad de la alteración corresponde a un término objetivo que se refiere a la extensión en que una roca ha sido alterada, dicho de otro modo resulta ser una medida de que tanto una roca ha reaccionado o no por acción de las soluciones hidrotermales para producir nuevas series minerales; mientras que el grado de alteración es un término subjetivo que requiere una interpretación basada en la abundancia de la mineralogía de alteración en términos del tipo, condiciones de temperatura y pH, así como de la asociación mineral. La mineralogía de alteración se ha usado con éxito en diversos aspectos del estudio de un sistema geotérmico, por ejemplo para indicar zonas de ebullición, zonas productoras, etc. En general, los minerales hidrotermales cuando son depositados tienden a disminuir la porosidad de la roca y a sellar fisuras (autosellamiento). Sin embargo, cuando el producto de la alteración hidrotermal son minerales arcillosos, por ejemplo, la porosidad se incrementa aunque, obviamente, la permeabilidad disminuye. Otros minerales, por ejemplo anhidrita y pirita, están asociados con zonas permeables.

Debido a que los minerales hidrotermales se forman por la acción de distintos factores (temperatura, permeabilidad, composición mineralógica, pH del fluido hidrotermal, presión, etc), su identidad puede ser utilizada para la interpretación de las condiciones presentes y pasadas en los yacimientos geotérmicos. Así, por ejemplo, las estimaciones mineralógicas de las temperaturas del subsuelo, pueden llegar a saberse poco tiempo después de que se recolecten las muestras y de este modo dicha información ser utilizada para ayudar en la toma de decisiones y a su vez en la planificación del yacimiento sin que pase un largo periodo de tiempo mientras un pozo necesariamente se estabiliza térmicamente. Más importante, es aun quizás, las temperaturas mineralógicas deducidas que proporcionan información

sobre la estabilidad térmica de un campo (Browne, 1984). Todo lo que se requiere para reconocer esto es comparar la “temperatura del mineral” con la temperatura de estabilidad del pozo.

Recordemos que las reacciones químicas entre las rocas y las soluciones hidrotermales se llevan a cabo en sistemas abiertos. Por lo tanto se encuentran en desequilibrio químico e involucran la adición o remoción de elementos químicos como se observa en la tabla 4:

Tabla 4.- Comportamiento típico de los principales óxidos durante los procesos de alteración hidrotermal dentro de un yacimiento geotérmico. Browne (1982)

Elemento	Cambio	Mineral Hidrotermal al que se incorpora
SiO ₂	+	Qz, Silicatos
TiO ₂	=	Esfena, leucóxeno
Al ₂ O ₃	+ -	Silicatos, Óxidos
Fe ₂ O ₃ FeO	+ -	Clorita, Py, Po, Siderita, Epidota, Hematita
MnO	=	
MgO	-	Clorita, Biotita
CaO	+ -	Cc, Epidota, Prehnita, Anh, Mont, Esfena, Fluorita, Zeolita, Wollastonita
Na ₂ O	+ -	Albita
K ₂ O	+	Adularia, illita, Alunita, biotita
CO ₂	+	Cc, Siderita
S, SO ₃	+	Anh, Alunita, Py, Po, Barita
H ₂ O	+	Arcillas, Epidota, Prehnita, Zeolita, Diaspora, Pirofilita, Anfíboles
P ₂ O ₅	i = +	Apatita
Cl	-	Halita
F	i = +	Fluorita

En esencia, en todo proceso de alteración los fluidos hidrotermales atacan químicamente los constituyentes minerales de la roca encajonante, los cuales tienden a re-equilibrarse formando nuevas asociaciones minerales que están en equilibrio con las nuevas condiciones. Este proceso es una forma de metasomatismo, es decir, intercambio de componentes químicos entre los fluidos y la roca encajonante que llega a provocar:

- A)Crecimiento de nuevos cristales
- B)Disolución y precipitación de nuevos minerales
- C)Transformación de minerales preexistentes

Por lo tanto, con un mapeo de la distribución de los minerales de alteración en las zonas de perspectiva epitermal, será posible reconstruir la zonificación térmica y geoquímica, que conduce a un modelo de la hidrología del sistema hidrotermal extinto. Los minerales de alteración también son cruciales para distinguir el estilo de depósito y al mismo tiempo si se trata de un ambiente de baja ó de alta sulfuración.

Dado que la alteración hidrotermal produce un amplio rango en cuanto la mineralogía, abundancia mineral y tipos de texturas en distintas rocas, resulta un tanto complicado tratar de armar un criterio uniforme para la clasificación de los tipos de alteración. Los autores de estudios de alteración generalmente han simplificado sus observaciones clasificando las rocas alteradas en grupos (Figura 5) con base en sus asociaciones minerales que a su vez reflejan las condiciones de temperatura, presión, composición química del fluido hidrotermal, mineralogía de la roca original y el tiempo que tomó para lograr un equilibrio termodinámico entre la roca y el fluido.

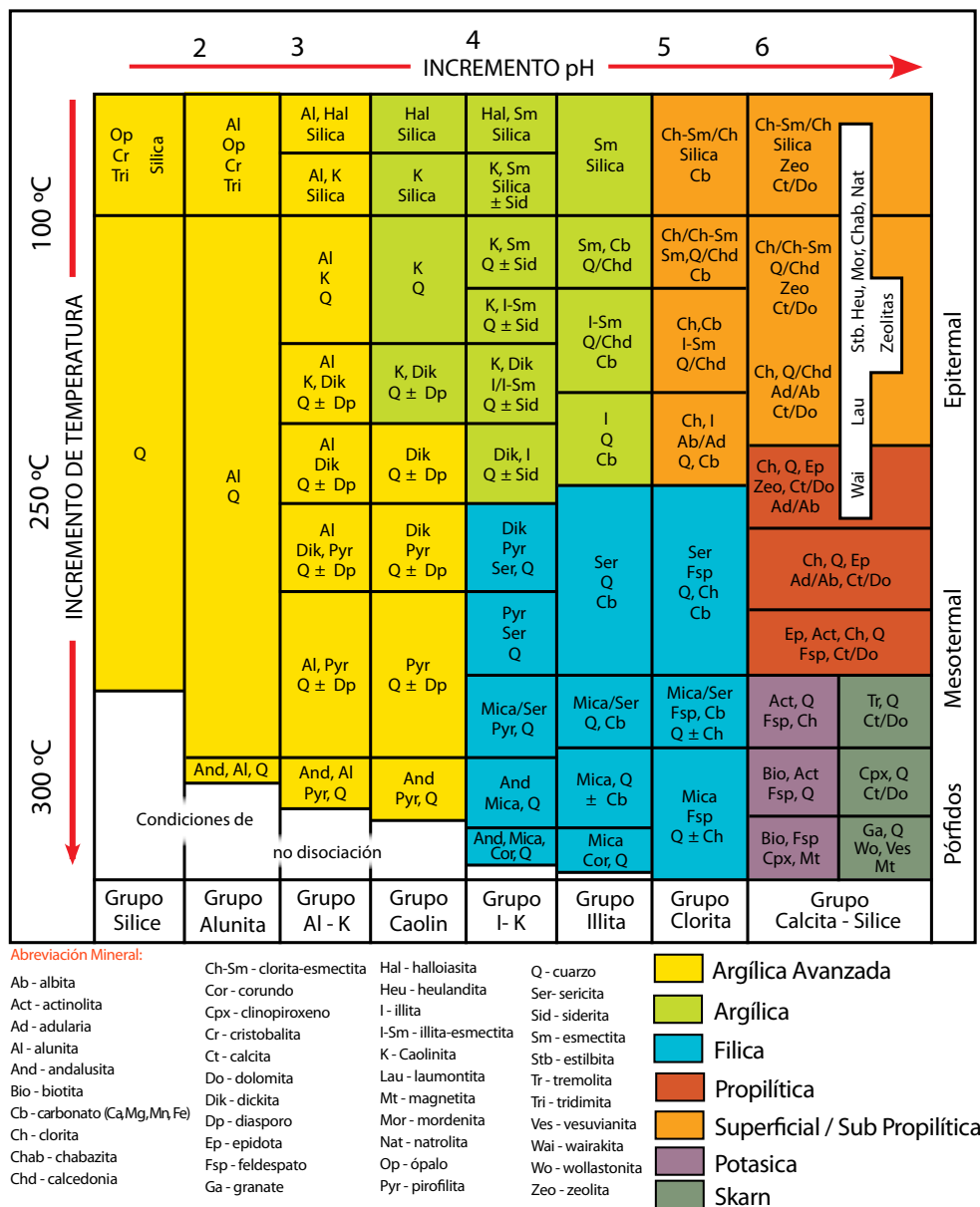


Figura 5. Tipos de alteraciones y condiciones de T en °C y pH, así como asociación mineral (Corbett & Leach, 1998)

5.1 ZONACIÓN DE LOS MINERALES DE ALTERACIÓN (SECCIÓN X-X')

La mineralogía de alteración presente en el campo geotérmico Cerritos Colorados ha permitido determinar 4 zonas primordialmente en la sección X-X' tomada de JICA (1989) ubicada en la figura 5.1; que incluye los pozos PR-2, PR-9, PR-1, PR-12, PR-8 y PR-5, estos se encuentran ubicados desde la porción NW del campo hasta el SE del mismo. Las zonas que se pudieron identificar son las siguientes (Figura 5.2):

- 1) Zona de Caolinita-Esmectita
- 2) Zona de Montmorillonita
- 3) Zona de illita
- 4) Zona de Dickita y Alunita-Pirofilita

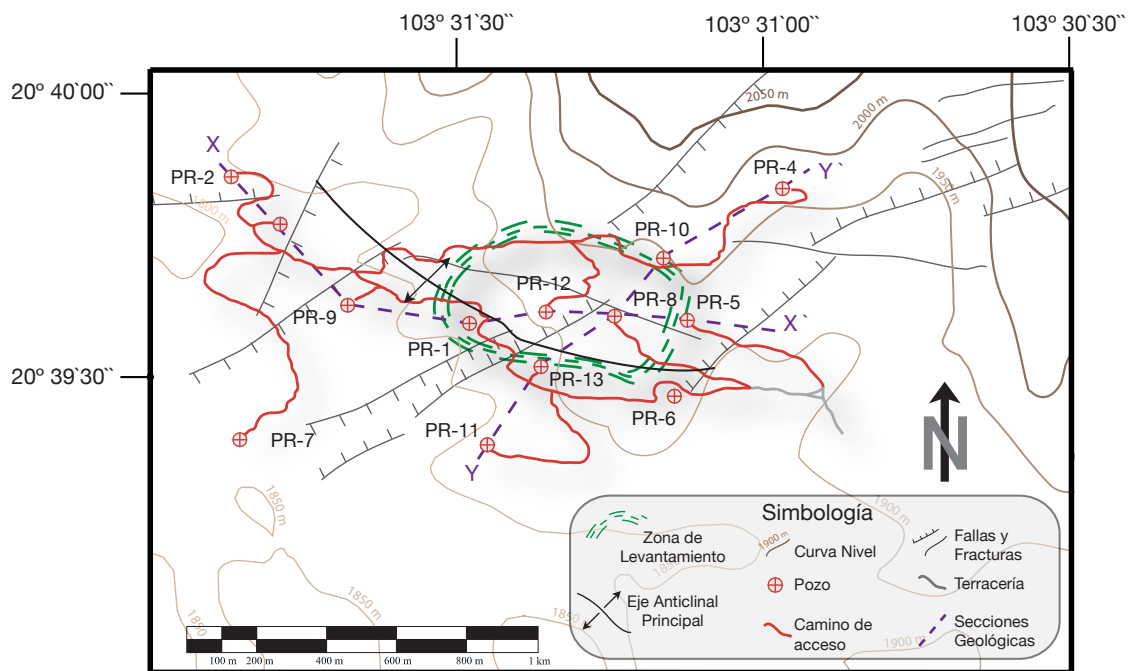


Figura 5.1 .- Ubicación de las secciones X-X' y Y-Y' las cuales se usaron para los perfiles de zonación de la alteración, así como algunos datos estructurales.

La caolinita-esmectita fue identificada en las muestras someras de prácticamente todos los pozos del campo geotérmico a partir de los 20 o 30 m de profundidad, los pozos que mostraron a mayor profundidad cantidades considerables del mineral fueron PR-2 y PR-1 hasta antes de los 800 m y 810 m respectivamente (Figura 5.2). En ambos pozos la presencia de caolinita-esmectita queda contenida principalmente dentro de las riolitas y la toba lítica; según reportes de JICA (1989) en el PR-1 a los 596 m se encontró una buena permeabilidad, altas presiones y excelentes temperaturas correspondientes a la toba lítica.

La montmorillonita para esta sección X-X' en el pozo PR-2 se muestra a partir de los 800 m cerca del límite entre la andesita y la toba lítica; para el PR-1 se estima a partir de una correlación (por falta de muestras) con el pozo vecino PR-12 entre los 810 y 1000 m, aproximadamente.

En el pozo PR-12 la distribución de la montmorillonita se observa a menor profundidad en un intervalo similar al de PR-5, entre los 530 - 700 m y 500 - 838 m, respectivamente; debido a su localización en el centro del levantamiento que hace que las fracturas generen un flujo ascendente y estas se comuniquen quizás por medio de la falla Los Muertos (Figura 5.2) en el PR-12 y la falla El Ejido Este y el Embalse en el PR-5; algunas correlaciones de las temperaturas de equilibrio de formación evaluadas por la CFE para el pozo PR-5 consideran a este pozo uno de los que guarda las mejores características térmicas incluso a profundidades menores que el pozo PR-2 y PR-1; sugiriendo que las condiciones térmicas del subsuelo tienden a incrementar hacia el sureste (SE) en dirección del PR-5 dentro de la caldera (Figura 5.1). La montmorillonita en estos pozos queda relacionada a partir de la riolita, la toba litica y la andesita.

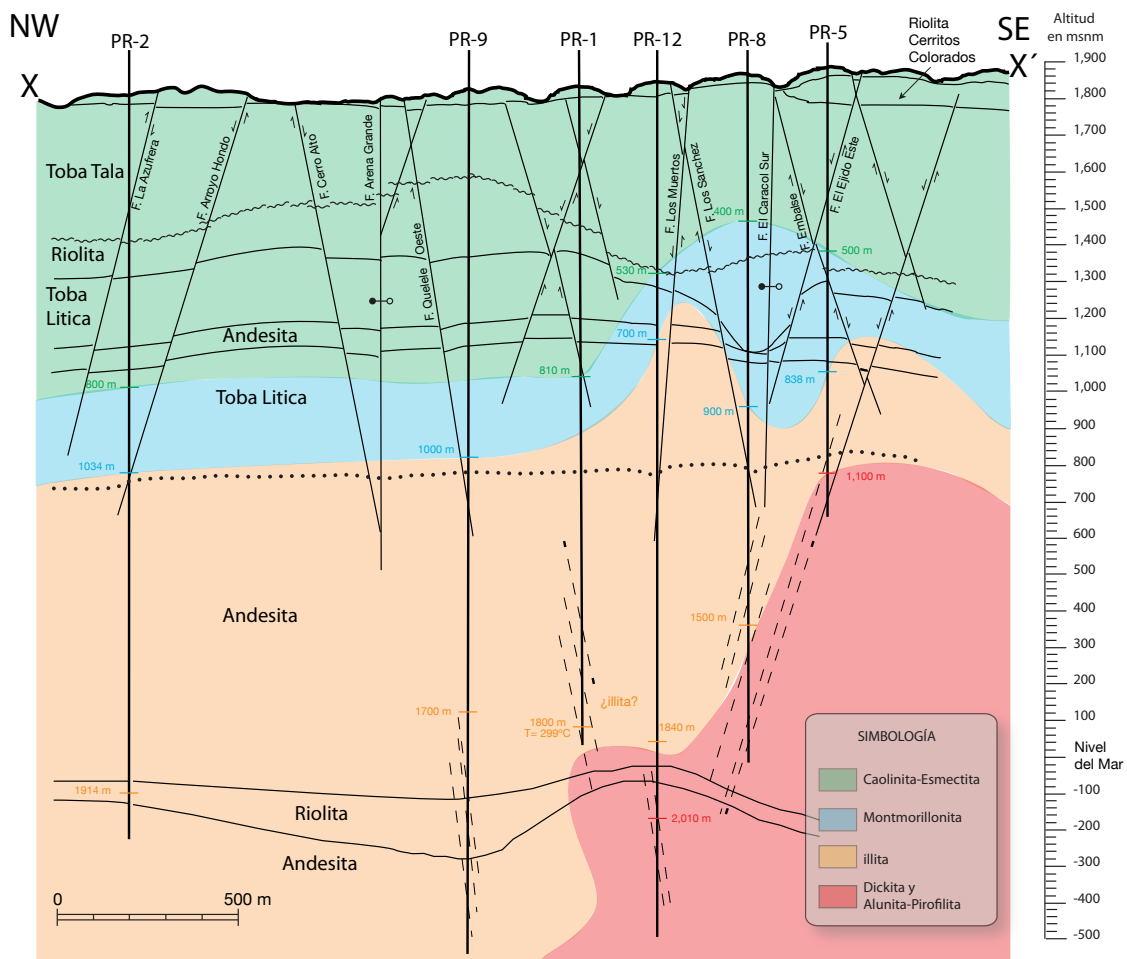


Figura 5.2 .- Sección X-X' de distribución de minerales de alteración en el campo geotérmico Cerritos Colorados.

La zona de montmorillonita a menor profundidad corresponde al pozo PR-8 ya que se tienen grandes concentraciones del mineral en muestras a los 400 m; como se ha mencionado antes, la relevancia estructural que conserva esta zona en específico, propicia el ascenso de minerales de mayor temperatura a zonas más superficiales ya que al igual que PR-1 y PR-12 se encuentra ubicado en la zona de flujo ascendente de altas temperaturas (cerca de 280°C) según lo reportado por JICA (1989). Es importantes destacar que en este pozo existe un grado de hidrólisis importante a poca profundidad

que favorece el reemplazamiento de los feldespatos y plagioclasas tanto de la toba litica y Tala como de la andesita y riolita.

Para el pozo PR-2 y PR-9 la concentración de illita se encuentra casi a partir de los mismos intervalos entre los 1034 y 1000 m respectivamente (Figura 5.2) entre la zona de transición entre la toba litica y la andesita; del mismo modo para ambos pozos la illita continua presente a niveles muy profundos cerca de los 1914 m en el pozo PR-2 se siguen observando cantidades importantes y solo en el PR-9 a los 2590 m se pudo observar en una sola muestra el mineral clorita; la asociación de minerales en estos pozos a esta profundidad podrían significar el borde externo de la zona de alteración de la caldera.

En el pozo PR-1 se tienen registros por parte de JICA (1989) que a los 1800 m de profundidad se tiene una temperatura de 299°C por la acción del agua geotérmica originada en la formación profunda, de tal modo que la illita pudiera estar presente hasta antes de esta profundidad lo que significaría que los intervalos de formación del mineral en correlación con los pozos vecinos estaría entre los 900 y 1700 m; de ser así, la mayor parte de la concentración de la illita en el pozo PR-1 quedaría incluida dentro del paquete andesítico.

En los pozos PR-12, PR-8 y PR-5 la variación de la illita es muy notoria; la concentración más superficial del mineral se encuentra a los 700 m del pozo PR-12 en la andesita y hasta cerca de los 1840 m se continua observando. En el PR-8 y PR-5 se observa de manera notoria a partir de los 900 y 838 m respectivamente, en la unidad correspondiente a la toba lítica.

Al estar localizados PR-12, PR-8 y PR-5 en la zona de mayor temperatura, a los tres pozos junto con PR-1 la empresa JICA (1989) los ubica en el centro del levantamiento de la caldera lo cual dio origen a una serie de fracturas que propicio que en esta zona en especifico exista un área de flujo ascendente bastante relevante. Esta información se puede corroborar con el producto de las asociaciones minerales observadas a profundidad en estos pozos ya que a los 2010 m del pozo PR-12 se observan minerales como alunita-pirofilita, al igual que en el pozo PR-5 a una menor profundidad de apenas 1100 m se tiene el mineral dickita (Figura 5.2); dichos minerales indican condiciones de pH ácido (<4) con temperaturas entre los 250° y 300° C (Figura 5). Estos minerales son el producto de una hidrólisis extrema debido quizás ya no a la interacción de aguas meteóricas sino al posible ascenso de fluidos magmáticos a profundidad ó por la mezcla de ambos.

En resumen para esta sección X-X' la presencia de caolinita-esmectita se limita mas a las zonas donde la roca es de composición ácida (toba tala y riolita) generalmente a niveles someros. La montmorillonita se presenta al igual que la caolinita-esmectita en las rocas de composición acida a profundidades intermedias, con excepción de los pozos PR-12, PR-8 y PR-5 en los cuales llega a abarcar zonas donde la roca es de composición intermedia (andesita). La illita está presente en rocas tanto de composición ácida como intermedia (riolita y andesita) a profundidades mayores a los 1000 m en los pozos PR-2 y PR-9, y menores a los 1000 m en los pozos PR-1, PR-12, PR-8 y PR-5.

5.1.1 Clasificación de la Alteración Hidrotermal en X-X'

La siguiente clasificación de la alteración hidrotermal en esta sección se da a partir de la asociación de minerales de alteración presentes en las muestras del campo geotérmico reportadas por JICA (1989) y con base en la zonación encontrada a partir del estudio anterior (Figura 5.3).

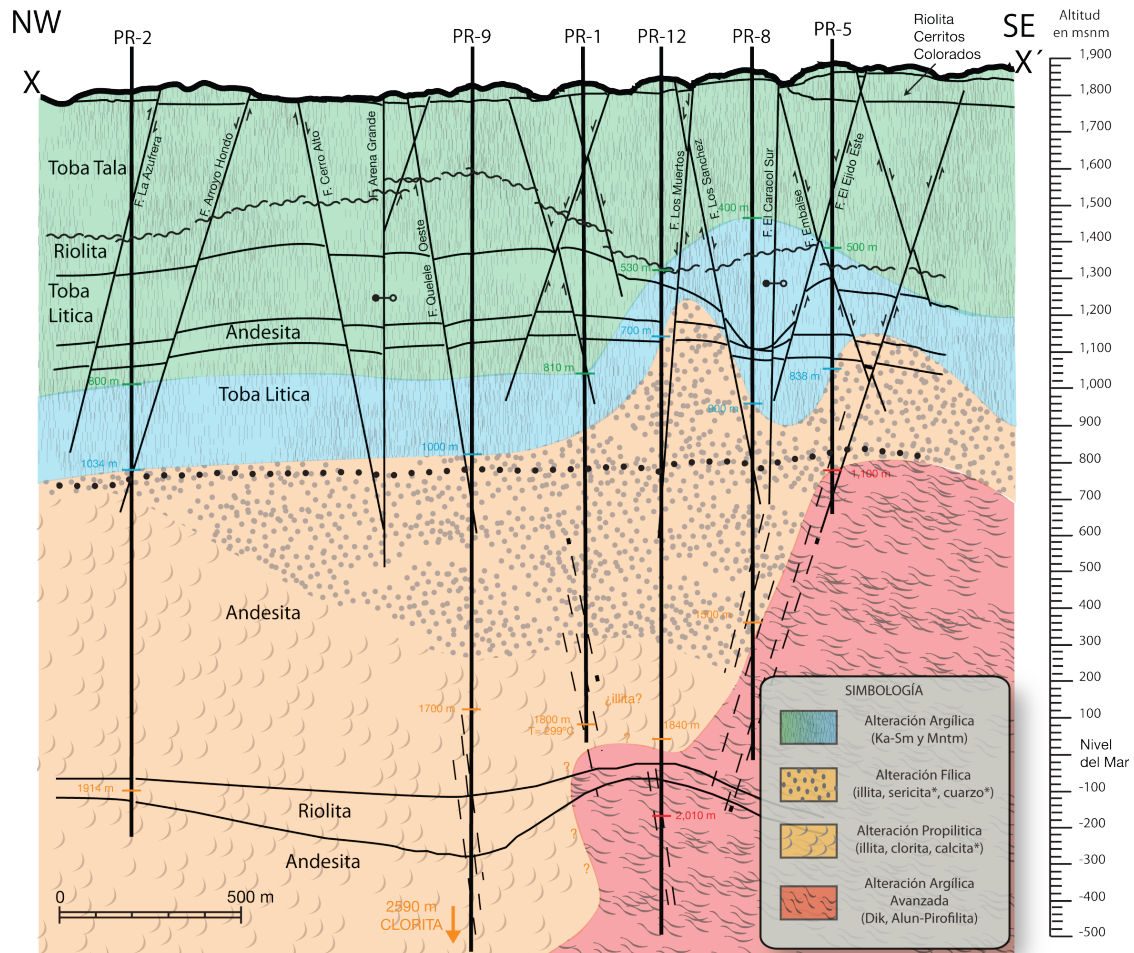
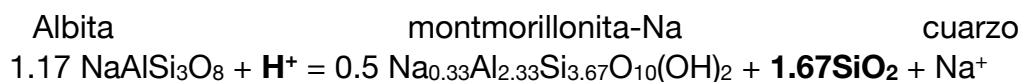
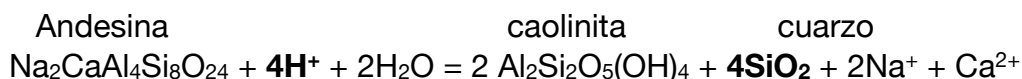


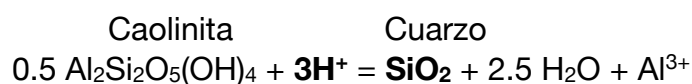
Figura 5.3.- Sección X-X' de los tipos de alteración del campo geotérmico Cerritos Colorados.

Como se puede observar en la figura 5.3, la *alteración argilica* se presenta desde niveles superficiales de la sección por la presencia de la asociación mineral de *caolinita-esmectita* con *montmorillonita*, este tipo de alteración se caracteriza por presentar abundantes arcillas reemplazando feldespatos y plagioclasas tanto de la riolita como de la andesita; a su vez, hay una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg de las rocas. La alteración argilica representa un alto grado de hidrólisis en donde existe una reacción entre minerales silicatados ya sea por agua pura o con una solución acuosa, en la cual los iones H^+ y OH^- son adheridos selectivamente. Algunas de las reacciones presentes en esta zona para producir dichas arcillas pueden ser:



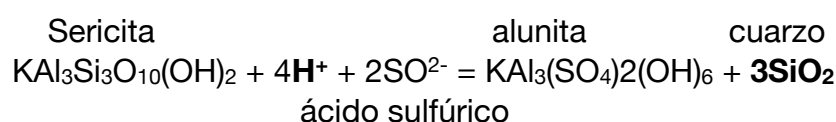
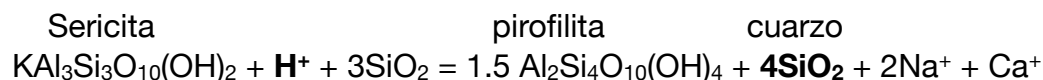
La *alteración filica y propilítica* se encuentra en un rango entre los 900 y 1000 m en promedio por la asociación mineral de illita en mayor proporción a lo largo de esta zona (Figura 5.3); Hernández (1996) reportó que los minerales hidrotermales identificados por análisis de láminas delgadas son: *cuarzo, tridimita, adularia, calcita, epidota, clorita, sericita, pirita, hematita y calcopirita*. Por espectroscopia en este estudio solo en el pozo PR-9 a una profundidad de 2590 m se tiene una muestra significativa del mineral *clorita*. Por lo tanto, resulta claro que esta zona presenta un bajo grado de hidrólisis por lo que se encuentra formando un borde externo de dicha zona de alteración, debido a la neutralización de soluciones ácidas.

Parte de las reacciones que pudieran llevarse a cabo en esa zona son:



Por otro lado y como uno de los puntos mas relevantes en este estudio se puede observar (Figura 5.3) una zona de posible *alteración argilica avanzada* en donde por medio de la asociación mineral entre la *dickita* y la *alunita-pirofilita* se pudo inferir la presencia de condiciones de pH acidas. Estos minerales son el producto de una hidrólisis extrema que degrada a los silicatos, incluso rompe los fuertes enlaces del aluminio en los silicatos generando sulfatos de aluminio (alunita).

Las reacciones predominantes en esta zona en específico fueron:



Todas las reacciones anteriores implican un empobrecimiento de H^+ en el fluido hidrotermal y por consecuencia un aumento del pH de la solución hidrotermal. Este fenómeno puede llegar a neutralizar fluidos ácidos y la neutralización puede resultar en zonaciones de distintos minerales hidrotermales en torno a conductos hidrotermales. Cabe destacar que la mayoría de las reacciones de hidrólisis producen como subproducto SiO_2 y resulta ser la razón por la cual el cuarzo es omnipresente en las rocas alteradas. En situaciones en la que los fluidos llegan a ser muy ácidos como el ejemplificado en la última reacción se pueden hidrolizar incluso micas aluminosas dando origen al sulfato de aluminio (alunita) y cuarzo.

5.2 ZONACIÓN DE LOS MINERALES DE ALTERACIÓN (SECCIÓN Y-Y')

La mineralogía de alteración presente en el campo geotérmico Cerritos Colorados ha permitido determinar 4 zonas primordialmente en la sección Y-Y' tomada de JICA (1989) ubicada en la figura 5.1; que incluye los pozos PR-11, PR-13, PR-8, PR-10 y PR-4, estos se encuentran ubicados desde la porción SW del campo hasta el NE del mismo. Las zonas que se pudieron identificar son las siguientes (Figura 5.4):

- 1) Zona de Caolinita-Esmectita
- 2) Zona de Montmorillonita
- 3) Zona de illita
- 4) Zona de Alunita-Pirofilita

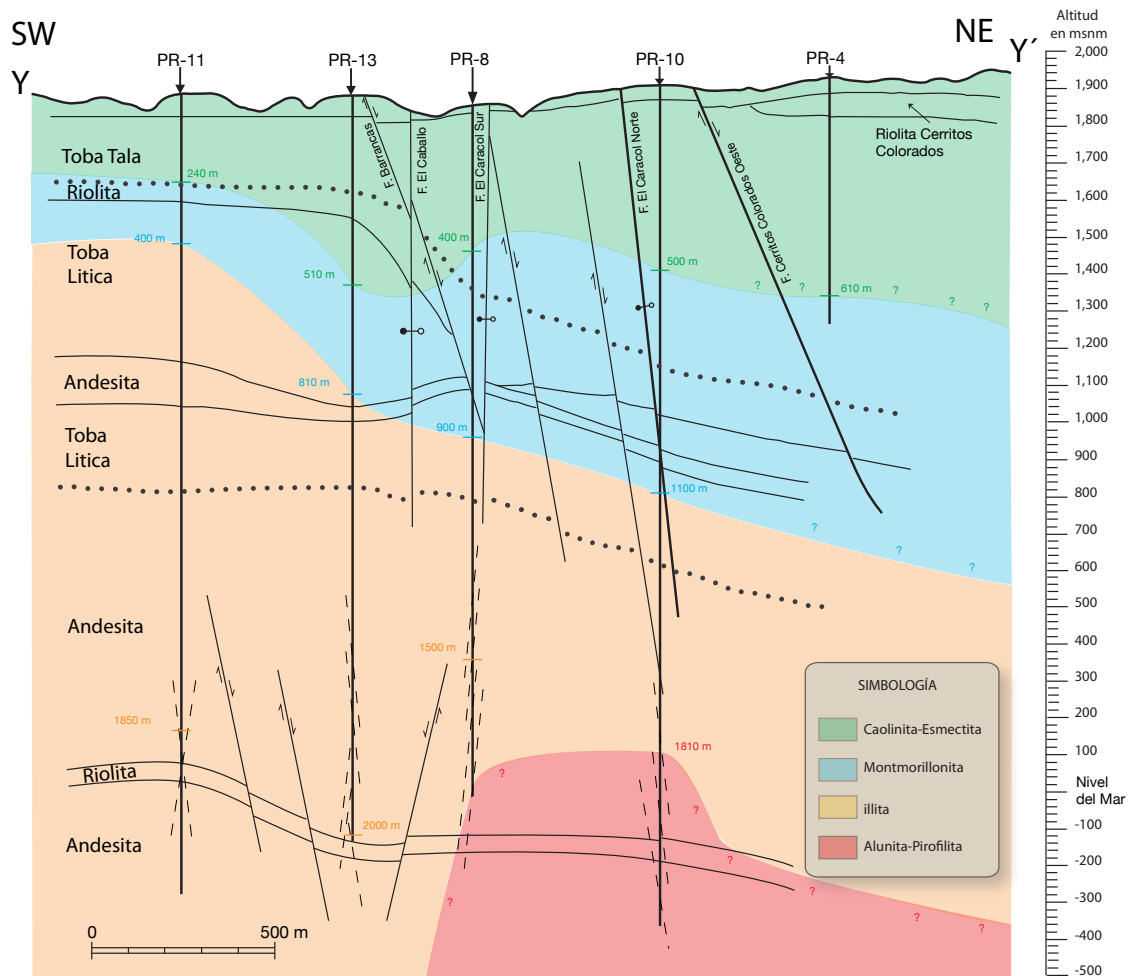


Figura 5.4 .- Sección Y-Y' de distribución de minerales de alteración en el campo geotérmico Cerritos Colorados.

La caolinita-esmectita para esta sección se identificó al igual que en X-X' en muestras muy superficiales pero a diferencia de esta, en la sección Y-Y' no se profundizó tanto la presencia de la caolinita-esmectita ya que su máxima profundidad registrada por espectroscopia fue de 610 m en el pozo PR-4 y de 510 m en el PR-13 (Figura 5.4); en la mayoría de los pozos la distribución de la caolinita-esmectita queda contenida dentro de la Toba tala; JICA (1989) indica que el agua caliente que fluye hacia PR-4 a lo largo de fracturas NE-SW, está siendo influenciada gradualmente por la mezcla con

aguas superficiales. Un análisis de fracturas en el pozo PR-13 realizado por JICA (1989) revela que la pérdida de circulación a profundidades menores de 600 m, corresponde a las juntas y fracturas tensionales en la Toba Tala, esto justifica de alguna manera la concentración de caolinita-esmectita a esas profundidades, dentro de unidades litológicas como la riolita y la toba litica.

La montmorillonita en el pozo PR-11 se puede observar a partir de los 240 m casi en el limite entre la Toba Tala y la riolita, en el PR-13 se encuentra al doble de profundidad esto debido quizás a la serie de fallas que se encuentran en esta zona entre ellas la falla barrancas de carácter normal, la mayor concentración del mineral se presenta en la toba litica; ya para el pozo PR-8 analizado en la sección anterior X-X' se puede observar en un rango mayor entre los 400 y 900 m dentro de las riolitas, la andesita y parte de la toba litica.

Para el pozo PR-10 la distribución de la montmorillonita tiene una tendencia similar al de su vecino PR-8 en un intervalo entre los 500 y 1100 m en relación a las mismas unidades litológicas de PR-8; en una estimación (JICA, 1989) del área en la cual se extiende el yacimiento geotérmico, se propone al pozo PR-10 como el limite del margen norte y al pozo PR-8 como el límite del margen sur. En el pozo PR-4 debido a que no se pudo perforar mas allá de la Toba Tala no se tuvo la oportunidad de tener una muestra significativa que nos indique la presencia de la montmorillonita, por lo tanto la continuidad del mineral solo se infiere en la figura 5.4. Estudios de geotermómetros químicos realizados por JICA (1989) encuentran un valor cerca de los 280° C para el pozo PR-8.

En esta sección se puede ver claramente que la illita se encuentra a mayor profundidad a medida que nos dirigimos al NE; el pozo que presenta muestras a menor profundidad es el PR-11 dentro de la toba litica a los 400 m y hasta mas allá de los 1850 m de profundidad sobrepasando la andesita y riolita; en este pozo en especial Alcalá-Montiel (1999) reporta cerca de los 1600 m calcita hojosa, lo que en relación con la presencia de illita pudieran indicar el borde externo de la zona de alteración producto de la neutralización de soluciones acidas.

El pozo PR-13 reporta temperaturas por medio de homogeneización de inclusiones fluidas de entre los 250°C debajo de los 1,000 m y 280° C por encima de los 1400 m de profundidad (JICA, 1989), el intervalo de concentración del mineral illita detectado en este pozo oscila entre los 810 m y los 2000 m, correspondientes en la mayor parte a la andesita, la toba litica y la riolita.

PR-8 presenta concentraciones muy marcadas de illita desde cerca de los 900 m hasta los 1850 m aproximadamente, valores de temperatura dados por JICA (1989) indican que el pozo se encuentra a 231° C a 1750 m de profundidad lo que pudiera significar que las fracturas profundas de esa zona estén en contacto con el ascenso de fluidos magmáticos de mayor temperatura y acidez; esto tiene de alguna manera relevancia, ya que en el pozo vecino PR-10 el comportamiento de la illita se presenta en rangos casi similares; sin embargo, tanto a los 1810 m como a los 2200 m de este pozo se tienen muestras de alunita-pirofilita y dado que se sabe que el

reemplazamiento por pirofilita a esa profundidad se da en temperaturas por encima de los 250° C por interacción de aguas con un pH ácido (Browne, 1984), se puede inferir adecuadamente que dichos pozos efectivamente se encuentran en la zona de flujo ascendente de alta temperatura a profundidad que tanto hace énfasis el reporte de JICA (1989). Cabe mencionar que en ambos pozos la illita se relaciona tanto con la toba litica y la andesita. La alunita-pirofilita se limita a los paquetes andesíticos de la zona.

De manera general podemos decir que en la sección Y-Y' la caolinita-esmectita se observa con más frecuencia en rocas ácidas como la toba tala a niveles muy superficiales, casi de manera concordante a la disposición de los cambios litológicos. El mineral montmorillonita se presenta aun a niveles prácticamente someros (240-400 m en PR-11) en el SW de la sección con una tendencia a profundizarse a medida que nos acercamos al NE, en unidades litológicas tanto de composición ácida (Riolita, Toba litica) como intermedias (Andesita). La illita muestra un comportamiento similar a la montmorillonita en cuanto a que las muestras más superficiales se encontraron en el SW a partir de los 400 m dentro de la toba litica y las más profundas en el NE a partir de los 1100 m en el segundo paquete correspondiente a la toba litica. La alunita-pirofilita se encuentra a profundidad (1810 m y 2200 m) en rocas de composición intermedia (andesita) principalmente.

5.2.1 Clasificación de la Alteración Hidrotermal en Y-Y'

La siguiente clasificación de la alteración hidrotermal en esta sección se da a partir de la asociación de minerales de alteración presentes en las muestras del campo geotérmico reportadas por JICA (1989) y con base en la zonación encontrada a partir del estudio anterior (Figura 5.5). El patrón presenta una graduación típica de argílica a la alteración propilítica con la profundidad y una estrecha zona de argilitización avanzada.

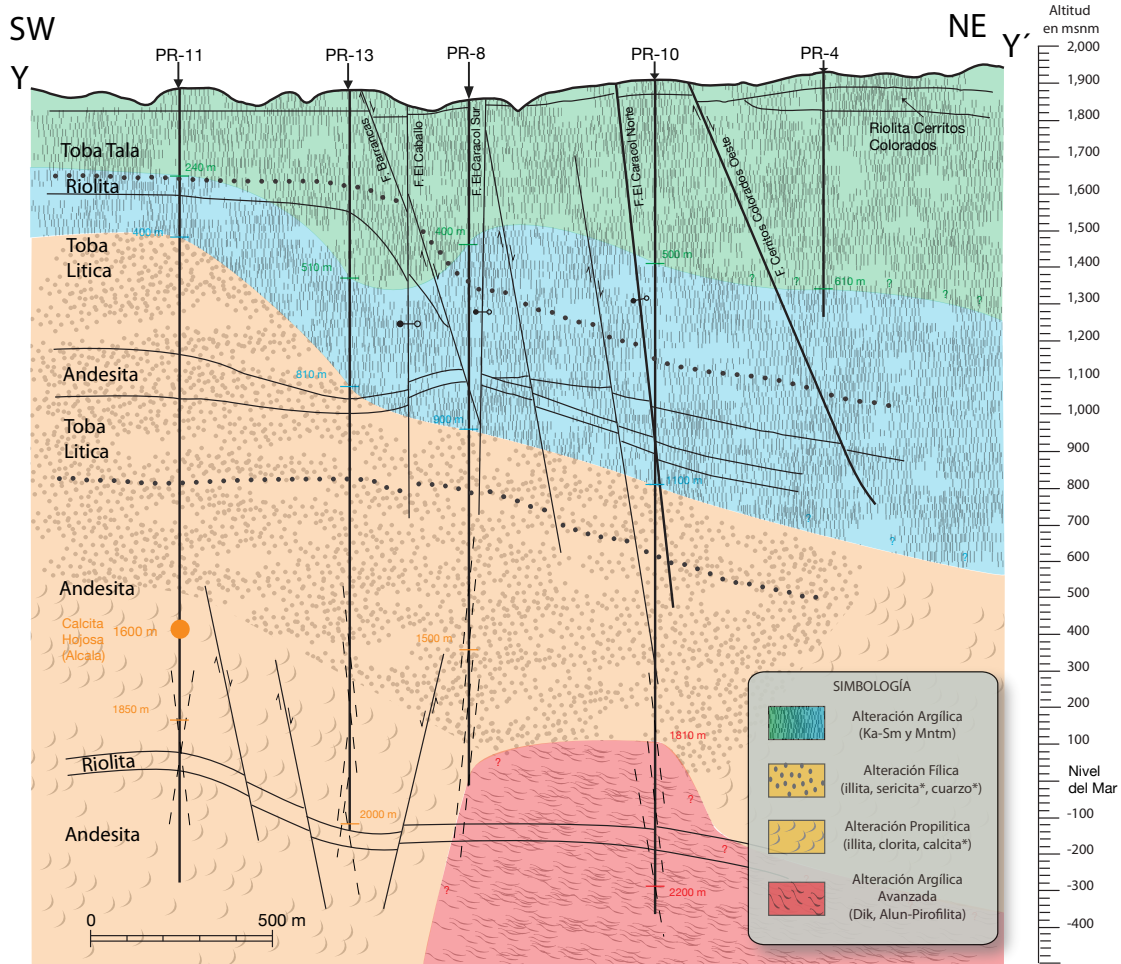


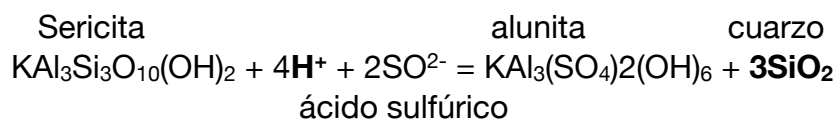
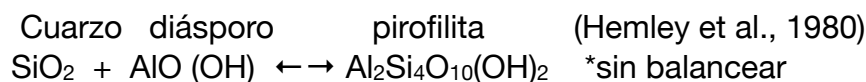
Figura 5.5. Sección Y-Y' de los tipos de alteración del campo geotérmico Cerritos Colorados.

En la figura 5.5 se puede observar que la *alteración argílica* se presenta desde niveles superficiales en la porción SW y se profundiza a medida que nos acercamos al NE de la sección, dicha alteración se estima a partir de la asociación mineral de *caolinita-esmectita* con *montmorillonita*, este tipo de alteración se caracteriza por presentar abundantes arcillas reemplazando feldespatos y plagioclasas tanto de la riolita como de la andesita a partir del pozo PR-8; a su vez, hay una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg de las rocas. La alteración argílica representa un alto grado de hidrólisis en donde existe una reacción entre minerales silicatados ya sea por agua pura o con una solución acuosa, en la cual los iones H^+ y OH^- son adheridos selectivamente. Algunas de las reacciones presentes en esta zona para producir dichas arcillas pueden ser las antes explicadas en la sección anterior X-X'.

La *alteración filica y propilítica* se interpreto con base en la relación del comportamiento de la illita en la zona y se complemento con información del reporte realizado por JICA (1989), de tal modo que los minerales reportados tanto por parte de Hernández (1996) como: *cuarzo, tridimita, adularia, calcita, epidota, clorita, sericita, pirita, hematita y calcopirita*; y a su vez, en el esquema de la distribución de la alteración hidrotermal con respecto a la profundidad del campo geotérmico La Primavera (ahora Cerritos Colorados) elaborado por R.M. Prol-Ledesma(1999) y Alcalá (1999); sirvieron para establecer las posibles fronteras tanto de la alteración filica como de la propilítica (Figura 5.5). Es importante destacar que datos relevantes como la presencia de la calcita hojosa reportada por Alcalá (1999) en el pozo PR-11 a los 1600 m de profundidad auxiliaron en la elaboración de la clasificación de la alteración que propiamente se muestra en la figura 5.5. Por lo tanto, resulta claro que esta zona presenta un bajo grado de hidrólisis por lo que se encuentra formando un borde externo de dicha zona de alteración, debido a la neutralización de soluciones ácidas.

Uno de los puntos que se pudo enfatizar en este estudio al igual que en la sección X-X', se debe principalmente a una zona de posible *alteración argilica avanzada* (Figura 5.5) en donde por medio de la asociación mineral de *alunita-pirofilita* en el pozo PR-10, se pudo inferir la presencia de condiciones de pH acidas. Se sabe que minerales como la alunita coexisten en un rango de pH transicional (pH 3-4) (Figura 5) y que la pirofilita se forma a profundidades mayores y a mayor temperatura. En un rango intermedio entre ambos se forma la dickita.

Una reacción común en este entorno pudiera ser:



Estos minerales como anteriormente se ha hecho mención, son el producto de una hidrólisis extrema que degrada a los silicatos, rompiendo los fuertes enlaces del aluminio en los silicatos generando sulfatos de aluminio (alunita).

Ambas secciones (X-X' y Y-Y') se usaron como referencia en el estudio de la clasificación de la alteración en el campo geotérmico. Las paragénesis minerales encontradas establecieron el zoneamiento de la alteración hidrotermal predominante, la mineralización hidrotermal refleja el carácter de los fluidos y la relación con el pH (ya sea ácido y/o neutro) ha servido de base para la clasificación del yacimiento hidrotermal.

Capítulo 6: Conclusiones

El campo geotérmico de Cerritos Colorados, Jalisco, México, localizado a 5 km al NW de la ciudad de Guadalajara, se encuentra en la intersección entre las provincias volcánicas de la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana y en la intersección de tres elementos estructurales regionales: El rift de Colima con una orientación N-S, el rift de Chapala y el rift de Tepic-Zacoalco, cuyas orientaciones son: E-W y NW-SE respectivamente. El campo está asociado a una caldera de composición riolítica del Pleistoceno, formada por una serie de eventos volcánicos de composición félsica, constituida por: derrames de lavas, flujos piroclásticos, cenizas y, pómez de caída, domos y en la porción central sedimentos lacustres.

La mineralogía presente en el campo geotérmico de Cerritos Colorados identificada a través de los pozos y a su vez las asociaciones mineralógicas de alteración, reflejan las características geológicas del yacimiento y las condiciones de alteración hidrotermal que han tenido lugar; dichas asociaciones presentan similitudes con los regímenes geotérmicos activos como: Cerro Prieto (B.C.), Los Azufres (Mich), Los Humeros (Pue), y otras partes del mundo.

La técnica de espectroscopia de reflectancia en el rango infrarrojo de onda corta (SWIR), resulto ser una herramienta útil para la identificación de moléculas y radicales en los minerales que incluyeran OH, H₂O, NH₄, CO₃ y enlaces OH de cationes tales como AL-OH, Mg-OH y Fe-OH.

Debido a que las características de absorción en la región SWIR son una *función de la composición del mineral* y que estas a su vez producen *posiciones de longitud de onda bien definidas*, fue posible identificar *la firma espectral distintiva de cada mineral*.

Los minerales identificados fueron: caolinita, esmectita, montmorillonita, illita, clorita, dickita, alunita y pirofilita. Estos minerales permitieron definir áreas de alteración específicas.

La presencia de minerales a profundidad como: *dickita* y *alunita-pirofilita* indican condiciones de pH ácidas (3-4) y temperaturas por encima de los 250°C.

El buen uso de la espectrometría de reflectancia en el análisis permitió definir las zonas de alteración y los minerales que se presentaban a través de la diferenciación de las arcillas.

La repetición de la toma de espectros en una misma muestra corrobora la reproducibilidad de los datos los cuales permitieron resultados más confiables.

El procesamiento de datos de los espectros tomados basados en el análisis de las posiciones de longitud de onda y otras características espectrales; sirvieron para evaluar, determinar y esquematizar las alteraciones existentes en el área.

Las zonaciones y distribuciones geoquímicas encontradas en el área en general se correlacionan con la litología y la alteración hidrotermal observada en la zona. Para este efecto se definen en este trabajo cuatro asociaciones principales de alteración:

- 1) Una **alteración argílica superficial** con minerales como: caolinita, esmectita y montmorillonita.
- 2) **Alteración fílica intermedia** que complementado con minerales reportados por JICA (1989) como sericita y cuarzo se pudo delimitar su área.
- 3) La **alteración propilítica** marcada por la presencia de minerales como: illita, clorita y calcita.
- 4) **Alteración argílica avanzada a profundidad** que presenta dickita, alunita y pirofilita.

La actividad hidrotermal del yacimiento queda confinada principalmente al subsuelo en la zona del colapso central, el cual corresponde a la zona de mayor fracturamiento regional del sistema con una dirección predominante NW-SE la cual, junto con los eventos propios de la caldera, contribuyeron a crear direcciones preferenciales de flujo del agua subterránea.

En la política energética de México, la geotermia es una alternativa para alcanzar una diversificación de las fuentes alternas de energía y no depender excesivamente de los combustibles fósiles. En este contexto, la CFE, a través de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, ha explorado y explotado este recurso geotérmico en varios sitios del país; particularmente, en el sitio de Cerritos Colorados inició su exploración desde principios de la década de los 80's. Los diversos estudios de exploración e ingeniería de yacimientos realizados por CFE y la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA), en el campo geotérmico Cerritos Colorados, Jal., indican que la zona tiene la capacidad energética suficiente para generar 75 MW. Con esta capacidad se producirían 590 GWh anuales, lo que

representaría el 6,13 % del consumo de la zona metropolitana de Guadalajara, que en 2004 fue de 9,625 GWh aproximadamente.

Glosario

Analytical Spectral Devices (ASD): Dispositivo de Análisis Espectral

Anomalía: Desviación de los valores teóricos respecto a los reales medidos en un punto concreto. La existencia de anomalías gravimétricas o magnéticas tiene gran interés en la búsqueda de yacimientos minerales, sirven para determinar la estructura terrestre, la evolución de la corteza, etc.

Autigénicos: Díc. de los minerales formados a la vez que la roca de la que forman parte y que, por tanto, no proceden de otra.

CFE: Comisión Federal de Electricidad

Entalpía: Término utilizado por los ingenieros para denominar a la cantidad de calor útil que contiene un fluido. Es decir es la energía interna del fluido más el trabajo asociado a su expansión al momento de aprovecharlo. Generalmente se denomina con la letra H o h.

Epigenéticos: Referente a yacimientos minerales que se formaron de forma posterior que la roca que los contiene, por efectos secundarios.

Fluido geotérmico: Cualquier fluido producido por un pozo geotérmico. Puede ser vapor seco o sobrecalentado, líquido presurizado o una mezcla de líquido y vapor saturado, acompañada usualmente de gases incondensables.

Flujo de calor, flujo térmico: Cantidad de calor que pasa por una superficie por unidad de tiempo y por unidad de área, cuando la superficie se somete a un diferencial de temperatura entre sus caras. Es proporcional al producto de la conductividad térmica por el gradiente térmico.

Fracturamiento hidráulico: Técnica que implica la inyección de un fluido a elevada presión en un yacimiento para mejorar la permeabilidad natural existente y para establecer una conexión entre pozos, abriendo las fracturas selladas o creando nuevas para permitir que el fluido se mueva más libremente en la formación rocosa.

Geotermómetro: Ecuación empírica que relaciona el contenido de ciertos compuestos disueltos en el agua termal o de ciertos gases contenidos en el vapor superficial, con la temperatura de esos mismos fluidos en el subsuelo, lo que permite estimar las temperaturas de fondo probables en el yacimiento.

Gradiente geotérmico: Proporción en la cual se incrementa la temperatura de la Tierra con la profundidad, reflejando el flujo de calor del interior de la misma hacia su superficie. El gradiente geotérmico normal medio en la litósfera se estima entre 25 y 30°C por cada kilómetro de profundidad, pero puede ser mucho más alto en zonas geotérmicas.

Hidrotermal: En el contexto de un sistema geotérmico, se refiere a soluciones mineralizadas calentadas por contacto con rocas calientes y/o por magmas en enfriamiento, que sufren movimientos de convección en un yacimiento.

Isoquímico: no se produce cambio en la composición química global de la roca inicial y final.

Litósfera: Capa sólida más externa de la Tierra compuesta por diversos fragmentos en movimiento denominados como placas tectónicas. Tiene un espesor medio de 50 km (mayor bajo los continentes y menor bajo los océanos) y está constituida por la corteza terrestre y la porción superior del manto.

Lixiviación: Disolución de los componentes solubles de una roca.

Permeabilidad: Medida de la capacidad de los poros, grietas o aberturas de un material para permitir que los líquidos o gases fluyan a través de él bajo un gradiente de presión.

Porosidad: En geología, propiedad de una roca que cuantifica la cantidad de poros (espacios vacíos) que presenta, por unidad de volumen.

Stockwork: Series de fisuras dicotómicas y ramificadas a gran escala, rellenas de materia mineral.

Tectónica: Rama de las Ciencias de la Tierra que trata con las características y movimiento de las placas que componen la litósfera, y que resulta en la creación y deformación del magma y de las rocas.

Transmisibilidad: Capacidad de un yacimiento para permitir el flujo de un fluido a través de un área determinada, generalmente en dirección horizontal. Es producto de la permeabilidad y del espesor de la formación a través de la cual fluye el fluido. En sistemas geotérmicos la transmisibilidad suele ser muy elevada, con valores mayores de 100 darcy-metros, comparada con la de los yacimientos petroleros donde es de cien a mil veces menor.

USGS: Servicio Geológico de los Estados Unidos, <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06/ds231/datatable.html>

Yacimiento: En geotermia, es una zona del subsuelo compuesta por rocas calientes con fluidos naturales calientes cuya energía térmica puede ser económicamente explotada para generar energía eléctrica o en diversas aplicaciones directas.

UNIDADES

EJ: Exajoule. Medida de energía equivalente a 10¹⁸ Joules.

GW: Gigawatt. Medida de potencia equivalente a mil millones de watts. O bien a mil Megawatts

kWh: Kilowatt-hora. Medida de energía que equivale a mil watts en una hora.

MW: Megawatt. Medida de potencia equivalente a un millón de watts.

Referencias y Bibliografía

- Alatorre-Zamora, M. A. y Campos-Enríquez, J. O., 1992. La Primavera caldera (México): Structure inferred from gravity and hydrological considerations. *Geofísica Internacional*. Vol. 31, Núm. 4, p 371-382.
- Alcalá-Montiel, Edgar, 1999. Análisis geoestadístico de metales y elementos traza para determinar patrones de depositación en las rocas del campo geotérmico de La Primavera, México. Tesis, F. I. UNAM, 72 p.
- Alonso, F. and Suárez M., 1994. Hot Dry Systems in Mexico, *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 18, pp. 401-404.
- Alonso, H., 1985. Present and planned utilization of Geothermal Resources in Mexico. *Transactions of the Geothermal Resources Council*, Vol. 9, pp. 135-140.
- Armstead, H. Christopher H. 1989. *Energía Geotérmica*. Limusa, México. 504 pp.
- Browne, P. R. L., 1984. *Lectures on Geothermal Geology and Petrology: Islandia*, National Energy Authority y United Nations University (UNU), Geothermal Training Programme. 93 p.
- Browne, P. R. L., 1970. Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields: *Geothermics*, Vol. 2, p 564-570.
-1978, Hydrothermal alteration in active geothermal fields: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, Vol. 6, p 229-250
- Browne, P. R. L., y Ellis, A. J., 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand-mineralogy and related geochemistry: *American Journal of Science*, Vol. 269, p 97-131.
- Camprubí, Antoni; González-Partida, Eduardo; Levresse, Gilles; Tritlla, Jordi y Carrillo-Chávez, Alejandro, 2003. Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LVI, Núm. 1, p 10-18.
- Cerriteño R., Octaviano, 1991. Características hidrodinámicas del acuífero somero de La Primavera. CFE, Informe interno 12/91, 12 p.
- Cervantes, Felipe R., 2009. Proyecto de aprovechamiento geotérmico en el Bosque de La Primavera por la CFE. Ponencia en el VIII Congreso Nacional de Tecnología Ambiental, Universidad Tecnológica de Jalisco.
- Clark, R.N.; Swayze, G.A.; Wise, R.; Livo, E.; Hoefen, T. y Kokaly, R., Abril 26, 2008. Servicio Geológico de los Estados Unidos, USGS. Digital Spectral Library 06, Spectral Library Detailed Plots and Sample Descriptions, 231 textos descriptivos.
- Corbett, G.J. y Leach, T.M., 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems : Structure, Alteration, and Mineralization. *Society of Economic Geologist, Special Publication Núm. 6*, 237 p.
- Demant, Alain y Vincent, Pierre M., 1978. Características del Eje Neovolcánico y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología, UNAM*, Vol. 2, Núm. 2, p 172-187.
- Elders, W. A., 1977. Petrology as a practical tool in geothermal studies: *Geothermal Resource Council 1977 annual meeting*, Davis, Calif., *Geothermal-state of the art*, *Geothermal Resource Council Transaction*, Vol. 1, p 85-87
- Farmer, V.C., 1974. *The infrared spectra of minerals*: Mineralogical Society of London, Darking, Surrey, Adlard and Son Ltd., Monograph 4, 539 p.

- Ferriz, H. y Mahood, Gail A. 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*. Vol. 25-1. p 117-156
- Goetz, A.F.; Rowan, L.C. y Kingston, M.J., 1982. Mineral Identification from Orbit: Initial Results from the Shuttle Multispectral Infrared Radiometer.
- Gómez-Tuena, Arturo; Orozco-Esquivel, Ma. Teresa y Ferrari, Luca, 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, Núm. 3, p 227-283.
- González-Partida, Eduardo; Barragán-Reyes, R. M. y Vázquez-Escobedo, Rosario, 1992. Distribución y condiciones de formación de los minerales de arcilla en un campo geotérmico (caso de Los Humeros, Puebla). *UNAM, Instituto de Geología, Revista*, Vol. 10, Núm. 1, p 47-53.
- Gutiérrez-Negrin, Luis C. A., 1988. The La Primavera, Jalisco, México, Geothermal Field. *Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS*, Vol. 12.
- Gutiérrez-Negrin, Luis C. A., 1991. Recursos geotérmicos en La Primavera, Jalisco. *Ciencia y Desarrollo*. Vol. XVI, Núm. 96, p 57-69.
- Gutiérrez-Negrin, Luis C.A.; Quijano León, José L.; Ornelas C., Armando; Espíndola, Salvador y Hernández, Isaías, 2011. Evaluación de la Energía Geotérmica en México, Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía. 167 p.
- Hatchell, David C., 1999. *Analytical Spectral Devices, Inc. (ASD) Technical Guide*, 3rd Ed., 140 p
- Hauff, Phoebe L., An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration, *Spectral International Incorporated (SII)*, 71 p.
- Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin, in *Transactions of the 4th Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference*. Singapore, 1986, Oklahoma, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p 1-26.
- Henley, R.W., 1985. The geothermal framework for epithermal deposits. *Geology and geochemistry of epithermal systems*, Society of economic geology, reviews in economic geology. Berger and Bethke, Editors. p 1-24.
- Hernández-Lombardini, S. I., 1996. Variaciones en la composición geoquímica de las rocas de La Primavera, Jalisco, como resultado de la alteración hidrotermal. Tesis, F. I. UNAM, México, 62 p.
- Hunt, G.R. y Ashley, R.P., 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared: *Economic Geology*, Vol. 74, p 1613-1629.
- Hunt, G.R., 1977, Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared; *Geophysics*, Vol. 42, p 501-513.
- Iglesias R., Eduardo; Arellano G., Victor y Torres R., Rodolfo, 2005. Estimación del recurso y prospectiva tecnológica de la geotermia en México. *Instituto de Investigaciones Eléctricas, Informe IIE/11/3753/101/P*, 63 p.
- Japan International Cooperation Agency (JICA), 1989. Evaluación del yacimiento geotérmico en La Primavera. 122 p.
- Kodama, H., 1985. Infrared spectra of minerals: reference guide to identification and characterization of minerals for the study of soils: *Research Branch Agriculture Canada, Technical Bulletin 1985-1E*, 197 p.

- López Hernández, Aída, 1991. Análisis estructural y aportes al conocimiento volcánico en La Sierra de La Primavera, Jal. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias. F. C. UNAM, 80 p.
- Lyon, R.J.P., 1962. Minerals in the Infrared, A critical bibliography: Stanford, California, Stanford Research Institute, 76 p.
- Mahood, Gail A., 1980. Geological Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, p 199-230.
- Mahood, Gail A., 1891a. A summary of the Geology and Petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 86, Núm. B11, p 10137-10152.
- Mahood, Gail A., 1981b. Chemical Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 77, p 129-149.
- Mahood, Gail A.; Truesdell, A. H. y Templos, L. A., 1983. A reconnaissance geochemical study of La Primavera Geothermal Area, Jalisco, México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Núm. 16, p 247-261.
- Marel, H.W and Beutelspacher, H., 1976. Atlas of infrared spectroscopy of clay minerals and their admixtures: Amsterdam, Elsevier, 396 p.
- Maya-González, Raúl y Gutiérrez-Negrín, Luis C.A., 2007. Recursos Geotérmicos para Generar Electricidad en México. *Revista Digital Universitaria, DGTIC-UNAM*, Vol. 8, Núm. 12, 13 p.
- Mercado, S., 1988. High Temperature Marine Hydrothermal Vents (350 °C) Located at 21 °N, a 2600 m Depth on the East Pacific Rise, *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 12, p 175-183.
- Mercado, S., V.M. Arellano, R.M. Barragán, R. Hurtado, D. Nieva, E. Iglesias, G. Barroso, y H. Fernández, 1982. Diagnósticos y pronósticos sobre los aspectos científicos y tecnológicos de la geotermia como fuente de energía en México. Instituto de Investigaciones Eléctricas, Informe IIE/FE-G37/1767/3, bajo contrato con CONACYT, 401 p. Inédito.
- Moenke, H., 1962. *Spektralanalyse von Mineralien und Gesteinen; eine anleitung zur Emission und absorptionspektroskopie*: Leipzig, Akademie Verlagsges. (en aleman).
- Molina, A.; Honda, M.; El-Qady, G. y Ushijima, K., 2006. Exploración del yacimiento geotérmico de Cerritos Colorados, Jal., México, utilizando inversiones 1-D y 2-D de datos de resistividad, *Geotermia*, Vol. 19, Núm. 1, 68 p.
- Prol-Ledesma, R. M., 1988. El calor de la tierra. Fondo de cultura económica, quinta reimpresión, p 6-26.
- Prol-Ledesma, R. M.; Lozano-Sta.Cruz, R.; Juárez-Sanchez, F.; Alcalá-Montiel, E.; Cruz-Casas, V.A.; Hernández-Lombardini, S.; Canals, A. y Cardellach, E., 1999. Precious and base metal deposition in an active hydrothermal system (La Primavera, México). Instituto de Geofísica, UNAM.
- Prol-Ledesma, R. M.; Villanueva, Ruth E.; Canet, Carles, 2011. Recursos geotérmicos submarinos del norte del golfo de california, Fondo de Cooperación Internacional en Ciencia y Tecnología (FONCICYT), Union Europea-México
- Pirajno, Franco, 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Printed in Germany.
- Ramírez-Silva, Germán R.; Casco del Razo, Javier y Mata V., V. M., 1982a. Hidrogeología regional de la zona geotérmica La Primavera, Jalisco. CFE, Informe 14-82. 57 p.
- Ramírez-Silva, Germán R., 1982b. Hidrogeología superficial y subterránea en las zonas geotérmicas de La Primavera, Jal., CFE, Informe AVR10-19-82, 34 p.

- Rosas-Elguera, J. y Maciel-Flores, R., 1992. Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México. *Geofísica Internacional*, Vol. 31, Núm. 4, p 359-370
- Sánchez, Raúl A. (2003). Update of the Cerritos Colorados Geothermal Project, Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, Vol. 27, p 453-457.
- Suarez A. Mario C. 2004. Cien años de la utilización de la energía geotérmica. *Boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS*, Vol. 24, Núm. 2, p 371-372.
- Suárez A., Mario C. 2004. Evaluación del Potencial, Biogénesis y Características Esenciales de los Sistemas Geotérmicos Submarinos en México, *Geotermia*, Vol. 17, Núm. 1, p 31-41
- Steiner, A., 1977. The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand-its subsurface geology and hydrothermal rock alteration: *New Zealand Geological Survey Bulletin* 90, 136 p.
- Thompson, A.J.B. y Thompson, J.F.H. , 1996. Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals: *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*, 119 p.
- Thompson, Anne J. B.; Hauff, Phoebe L. y Robitaille, Audrey J., 1999. Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave Infrared (SWIR) Spectroscopy. *Society of Economic Geologists (SEG) Newsletter*, Núm. 39, 48 p.
- Torres-Rodríguez, V.; Arellano-Gómez, V.; Barragán-Reyes, R. M.; González-Partida, E.; Herrera-Franco, J. J.; Santoyo-Gutiérrez, E. y Venegas-Salgado, S., 1993. *Geotermia en México, Programa Universitario de Energía, UNAM, México*, 161 p.
- Universidad Autónoma Chapingo. *Manifestación de Impacto Ambiental Modalidad Regional (Proyecto Geotermoeléctrico Cerritos Colorados)*, 399 p.
- Venegas S., S.; Herrera, F.; J.J. y Maciel, F.R., 1985. Algunas características de la Faja Volcánica y sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, Vol. 24, Núm. 1, p 47-81.
- Venegas Salgado, S.; Ramírez Silva, G.; Romero González, G.; Reyes Vermont, P.; Razo Montiel, A.; Gutiérrez Negrín, Luis C. A.; Arellano Guadarrama, F. y Perezysa y Zapata, J., 1988. Campo geotérmico de La Primavera, Jal., *Geología económica de México, CFE, México*, p 128-141.
- Verma, Surendra P. y Rodríguez-González, U. 1997. Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera Caldera, Jalisco, México. *Geothermics*, Vol. 26, Núm. 1, p 25-42
- Viggiano-Guerra, J.C. y Robles-Camacho, J., 1988. Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla; parte 1, Sus usos como indicadora de temperatura y del régimen hidrológico: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 4, p 15-28.
- Villa-Merlo, S. J.; Chacón-Franco, M. y Orozco-Medina, G., 1987. Utilización de la relación atómica Na⁺/K⁺ para identificar zonas de mayor actividad hidrotermal en el campo geotérmico de La Primavera, Jalisco. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*. Vol. 3, Núm. 3, p 241-244.