



Universidad Michoacana De San Nicolás De Hidalgo
Instituto De Investigaciones En Ciencias De La Tierra



Relación de las descargas hidrotermales superficiales y el sistema estructural en la caldera de Acoculco, Puebla

Tesis

Para obtener el grado de:

Maestra en Ciencias

Con especialidad en:

Geociencias y Planificación del Territorio

Presenta:

Beatriz Román Fernández

Director de tesis:

Dr. Orlando Miguel Espinoza Ojeda (INICIT, UMSNH)

Co-asesora:

Dra. Aída López Hernández (Facultad de Ingeniería Civil, UMSNH)

Morelia, Michoacán,

Agosto de 2018



DEDICATORIA

A mi madre Felicitas Román.

*A los compañeros de vida que el destino me regaló, mis herman@s:
Andrea, Josefa y Francisco*

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Dra. Aída López Hernández por permitirme colaborar en su equipo de trabajo, por confiar en mí para la realización de la tesis, por brindarme todo el apoyo que he necesitado y por compartir sus conocimientos conmigo.

Al proyecto GEMex: Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos supercalientes. En específico, al Paquete de Trabajo (PT) 4.6: Caracterización de las descargas superficiales del sistema geotérmico y su relación con el fracturamiento y el sistema volcánico en Acoculco por el apoyo brindado para el trabajo de campo, análisis de laboratorio y asistencia a congresos.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por apoyar mis estudios de maestría otorgándome la beca, lo cual permitió mi crecimiento profesional.

Al Dr. Eduardo González Partida por el respaldo que me brindó durante el trabajo de campo y posteriormente con el procesamiento y análisis de las muestras de rocas alteradas. También agradezco a sus estudiantes de posgrado (Ing. Erik Hugo Díaz Carreño y Lic. Angélica Díaz Bahena) y a sus geólogos colaboradores (Lic. Efraín Abarca Ocampo, Lic. Fernando Matilde Olivares y Lic. Francisco Daniel Díaz Carreño) por la asistencia durante los procesos mencionados.

Al Dr. Carles Canet por permitirme realizar los análisis de Espectroscopia de Reflectancia de Infrarrojo de Onda Corta (SWIR) en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Al Dr. Mario Alberto Hernández por tomarse la molestia de leer los avances de la tesis y enviarme sus comentarios.

A los miembros de mi comité tutorial: Dr. Orlando Miguel Espinoza Ojeda, Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto y Dra. Isabel Israde Alcántara por regalarme su tiempo y tomarse la molestia de leer mi escrito.

A los miembros del proyecto GEMex en la facultad de Ingeniería Civil, UMSNH: Ing. Jonny Bahena Romero, Ing. Adriana Flores Ramírez e Ing. María Celene Onofre Onofre por acompañarme durante el trabajo de campo y por su amistad en el cubo.

A los investigadores de INNEL: Dra. Georgina Izquierdo Montalvo, Ing. Siomara López Blanco y al M.C. Aldo Azoños Figueroa por compartir sus conocimientos y bibliografía relacionada a este proyecto de investigación.

A los amigos que siempre han estado para apoyarme y para hacer la vida más divertida: José Juan, Amayrani, Rosita, Luis, Sandra, Coste, Iris, Itali, Jacobo, Alejandra y Flor.

Al Ing. José Israel Bocanegra Torres por acompañarme en los buenos y malos momentos desde que nos conocemos y permitirme aprender a su lado.

P.D. El orden de los faroles no altera su luz.

“Siempre ten presente que:

La piel se arruga, el pelo se vuelve blanco, los días se convierten en años.

Pero lo importante no cambia, tu fuerza y tu convicción no tienen edad.

Tu espíritu es el plumero de cualquier telaraña... detrás de cada línea de llegada, hay una de partida; detrás de cada logro, hay otro desafío.

Mientras estés vivo, siéntete vivo; si extrañas lo bueno que hacías, vuelve a hacerlo.

No vivas de fotos amarillas, sigue, aunque todos esperen que abandones.

No dejes que se oxide el Hierro que hay en ti.

Haz que, en vez de lástima, te tengan respeto.

Cuando por los años no puedas correr, trota; cuando no puedas trotar, camina; cuando no puedas caminar, usa un bastón.

Pero nunca te detengas”

Madre Teresa de Calcuta

RESUMEN

La zona de interés geotérmico de Acozulco en el estado de Puebla se localiza en la porción Este del Cinturón Volcánico Transmexicano. Su litología está integrada por productos volcánicos de la serie calcoalcalina: basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. En algunos puntos las rocas superficiales presentan alteración hidrotermal lo que sugiere que están en contacto con un sistema hidrotermal activo.

El estudio mineralógico (Espectroscopia de Reflectancia de Infrarrojo de onda corta —) y geoquímico (balance de masas) de rocas alteradas hidrotermalmente permitieron determinar la mineralogía de alteración hidrotermal y la movilidad elemental generada durante los procesos de interacción agua-roca. Mientras que, la geoquímica de los manantiales hidrotermales aportó información sobre el origen de los fluidos y su relación con el sistema geotérmico.

La SWIR estableció 20 especies minerales indicativas de alteración hidrotermal de tipo argílica y argílica avanzada en el sistema geotérmico de Acozulco. En los espectros minerales se reveló la presencia de la molécula de agua en la estructura de los cristales, lo que es típico de minerales que estuvieron en contacto con fluidos geotérmicos. De los minerales de alteración reportados, 13 pueden emplearse como termoindicadores (yeso, ópalo, halloyita, montmorillonita, nontronita, amonio, esmectita, illita, goethita, calcedonia, caolinita, granate grosular y alunita), de un rango de temperatura de formación entre 100 y 200 °C, que representa las temperaturas mínimas que pudieron poseer los fluidos hidrotermales y a partir de los cuales precipitaron los cristales.

El balance de masas realizado a tres de las litologías que afloran en la región de estudio: riolitas, andesitas y basaltos comprobó que las rocas están alteradas. De acuerdo a los resultados, durante los procesos de alteración las rocas se enriquecieron en MnO y Cr, lo que demuestra que los fluidos hidrotermales causantes de la alteración en la zona de interés geotérmico de Acozulco tienen altas concentraciones en esos elementos y la capacidad de incorporarlos a la roca encajonante. Sin embargo, se identificó que elementos mayores como Al_2O_3 y CaO fueron removidos de las rocas.

La presencia de rasgos lineales (con direcciones NO-SE y NE-SO) que coinciden con la distribución de los minerales de alteración sugieren la existencia de estructuras profundas (fallas o fracturas) a través de las cuales ocurrió el ascenso de los fluidos geotérmicos.

Los manantiales de la zona de interés geotérmico de Acoculco presentaron dos tipos de aguas: sulfatadas y bicarbonatadas cálcicas. Las aguas sulfatadas se encuentran sobre la zona de ascenso del sistema geotérmico. Mientras que, las aguas bicarbonatadas Ca aluden a aguas que circulan a través de rocas sedimentarias y donde el reservorio geotérmico se aloja a profundidad.

Las regiones de formación activa de alteración argílica, con temperaturas cercanas a la ambiental y con emisiones de gases, pero sin fuentes termales permanentes clasifican a la zona de interés geotérmico de Acoculco como un kaipohan. El cual ubica al sistema geotérmico profundo debajo de la zona ascendente de gases y confirmar que los manantiales con elevada concentración de cloruros de Chignahuapan y Jicolapa funcionan como descargas laterales del sistema.

Palabras clave: alteración hidrotermal, balance de masas, mineralogía hidrotermal, lineamientos minerales y geoquímica de aguas.

ABSTRACT

The geothermal interest zone of Acoculco in the state of Puebla is located in the eastern of the Transmexican Volcanic Belt. Its lithology is integrated by volcanic products of the calcoalkaline series: basalts, andesites, dacites and rhyolites. At some points the surface rocks show hydrothermal alteration which suggests that they are in contact with an active hydrothermal system.

The mineralogical study (Shortwave Infrared Reflectance Spectroscopy -SWIR-) and geochemistry (mass balance) of hydrothermally altered rocks allowed to determine the mineralogy of hydrothermal alteration and elemental mobility generated during water-rock interaction processes. While, the geochemistry of the hydrothermal springs provided information on the origin of the fluids and their relationship with the geothermal system.

The SWIR established 20 mineral species indicatives of hydrothermal alteration of argillic and advanced argillic type in the geothermal system of Acoculco. In the mineral spectra the presence of the water molecule in the structure of the crystals was revealed, which is typical of minerals that were in contact with geothermal fluids. Of the alteration minerals reported, 13 can be used as thermoindicators (gypsum, opal, halloyite, montmorillonite, nontronite, ammonium, smectite, illite, goethite, chalcedony, kaolinite, garnet and alunite), with a temperature range from 100 to 200 ° C, which represents the minimum temperatures that the hydrothermal fluids could possess and from which the crystals precipitated.

The mass balance made to three of the lithologies that crop up in the study region: rhyolites, andesites and basalts revealed that the rocks are altered. According to the results, during the alteration processes the rocks were enriched in MnO and Cr, which shows that the hydrothermal fluids causing the alteration in the area of geothermal interest of Acoculco have high concentrations in those elements and the ability to incorporate them to the boxing rock. However, it was identified that major elements such as Al_2O_3 and CaO were removed from the rocks.

The presence of linear features (with directions NO-SE and NE-SO) that coincide with the distribution of alteration minerals suggest the existence of deep structures (faults or fractures) through which the rise of geothermal fluids occurred.

The springs of the area of geothermal interest of Acoculco presented two types of water: sulphated and calcium bicarbonate. The sulphated waters are located above the

geothermal system's rise zone. While, the bicarbonated waters Ca allude to waters to circulate through sedimentary rocks and where the geothermal reservoir lodges at depth. The regions of active formation of argillic alteration, with temperatures close to the environment and with gas emissions, but without permanent thermal sources, classify the area of geothermal interest of Acoculco as a kaipohan. Which locates the deep geothermal system below the ascending zone of gases and confirms that the springs with high chlorides concentration of Chignahuapan and Jicolapa function as lateral discharges of the system.

CONTENIDO

DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
RESUMEN	v
ABSTRACT	vii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xii
ÍNDICE DE TABLAS.....	xx
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. JUSTIFICACIÓN.....	2
1.2. OBJETIVOS.....	3
1.3. ESTUDIOS PREVIOS.....	4
1.4. LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO	5
2. MARCO TEÓRICO	8
2.1. GEOTERMIA.....	8
2.2. SISTEMAS GEOTÉRMICOS	10
2.2.1. TIPOS DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS.....	11
2.3. USO DE LA ENERGÍA GEOTÉRMICA EN EL MUNDO.....	16
2.4. DESARROLLO DE LA GEOTERMIA EN MÉXICO	18
2.4.1. CAMPO GEOTÉRMICO CERRO PRIETO, BAJA CALIFORNIA	21
2.4.2. CAMPO GEOTÉRMICO LOS AZUFRES, MICHOACÁN	22
2.4.3. CAMPO GEOTÉRMICO LOS HUMEROS, PUEBLA.....	23
2.4.4. CAMPO GEOTÉRMICO LAS TRES VÍRGENES, BAJA CALIFORNIA SUR	24
2.4.5. CAMPO GEOTÉRMICO DOMO SAN PEDRO, NAYARIT.....	25
2.5. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL ASOCIADA A SISTEMAS GEOTERMICOS	26
2.5.1. FACTORES QUE CONTROLAN LA MINERALOGÍA RESULTANTE DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL.....	30
2.5.2. PROCESOS DEBIDOS A LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL.....	34
2.5.3. EQUILIBRIO QUÍMICO.....	35
2.5.4. REACCIONES DE HIDRÓLISIS.....	37
2.5.5. CLASIFICACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTHERMALES	38
3. MARCO GEOLÓGICO DE ACOCULCO.....	44
3.1. GEOLOGÍA REGIONAL Y ESTRATIGRAFÍA	44

3.1.1. GEOLOGÍA SUPERFICIAL	44
3.1.2. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO	47
3.2. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL SUPERFICIAL	50
3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	55
3.4. GEOQUÍMICA DE FLUIDOS	56
3.5. PERMEABILIDAD	57
3.6. MANIFESTACIONES TERMALES.....	57
4. METODOS DE TRABAJO	58
4.1. TRABAJO DE GABINETE.....	60
4.2. TRABAJO DE CAMPO	61
4.3. TRABAJO DE LABORATORIO.....	67
4.4 MÉTODOS ANALITICOS.....	70
4.4.1. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX-ED).....	70
4.4.2. BALANCE DE MASAS.....	72
4.4.3. ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA DE INFRARROJO DE ONDA CORTA (SWIR)	75
4.4.4. DIAGRAMAS PARA LA CLASIFICACIÓN DE AGUAS GEOTÉRMICAS	76
5. RESULTADOS Y DISCUSION	78
5.1. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (ED-FRX)	78
5.2. DETERMINACIÓN DE LA MOVILIDAD ELEMENTAL MEDIANTE LA ECUACIÓN DE GRANT (1986) EN LAS ROCAS ALTERADAS DE ACOCULCO	81
5.3. ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA DE INFRARROJO DE ONDA CORTA (SWIR)	96
5.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS MINERALES DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL (SWIR)	103
5.4.1. GRUPO DEL SILICIO	103
5.4.2. GRUPO DEL CAOLÍN	104
5.4.3. GRUPO DE LAS ESMECTITAS	106
5.4.4. GRUPO DEL AMONIO	107
5.4.5. GRUPO DEL GRANATE	109
5.4.6. GRUPO DE LOS SULFATOS	110
5.4.7. GRUPO DE LOS OXIDOS.....	112
5.5. TERMOINDICADORES	113
5.6. LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES IDENTIFICADOS A PARTIR DE LA DISTRIBUCIÓN DE MINERALES DE ALTERACIÓN.....	116
5.7. GEOQUÍMICA BÁSICA DE MANANTIALES	120
5.7.1. DIAGRAMA DE PIPER-HILL-LANGELLIER.....	122

5.7.2. DIAGRAMA SO ₄ -Cl-HCO ₃	124
5.7.3. DIAGRAMA K-NA-Mg.....	126
5.7.4. DIAGRAMA Cl-Li-B.....	128
5.8. EVIDENCIAS SUPERFICIALES DEL SISTEMA GEOTÉRMICO	131
6. CONCLUSIONES.....	134
REFERENCIAS.....	137
ANEXO I.....	144
MANIFESTACIONES HIDROTERMALES	144
MANANTIALES HIDROTERMALES.....	144
GÉISERES	146
FUMAROLAS.....	147
SOLFATARAS.....	147
CHIMENEAS.....	148
POZAS DE LODO O VOLCANES DE LODO	148
POZAS CALIENTES	149
SUELOS VAPORIZANTES.....	150
MANIFESTACIONES NO HIDROTERMALES.....	150
MOFETAS	150
KAIPOHAN.....	151
ANEXOS II.....	153
ANEXOS III.....	160

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. Localización geográfica y vías de acceso al área de estudio, con las principales ciudades de la región, carreteras federales y estatales que comunican Acapulco con el resto de las ciudades representativas de la zona. Por la extensión del área de trabajo y por la escala del mapa (1:100,000) se han reducido sus detalles.....	6
FIGURA 2. Mapa de ubicación geológica del área de estudio. Calderas y campos geotérmicos: A-Amealco, H-Huichapan, LP-La Primavera, LA-Los Azufres, LH-Los Humeros. Ciudades: G-Guadalajara, CM-Ciudad de México, Mo-Morelia, Pa-Pachuca. Rasgos tectónicos: ZFO-Zona de fractura Orozco, ZFR-Zona de fractura Rivera, CPE-Cordillera del Pacífico Este, PP-Placa del Pacífico, PC-Placa de Cocos (modificado de López et al., 2009).....	7
FIGURA 3. A) Estructura interna de la tierra (capas composicionales) de las que destaca el manto por ser la zona donde se produce el mayor flujo de calor. B) Grafico que muestra la distribución de las temperaturas calculadas para el interior del planeta conforme aumenta la profundidad.	9
FIGURA 4. Modelo inicial que combina los factores geológicos necesarios para la formación de un sistema geotérmico relacionado con un campo volcánico activo, típico de arco situado por encima de una zona de subducción (modificado de Moeck, 2014).	11
FIGURA 5. Esquema ideal de un sistema geotérmico hidrotermal constituido por una fuente de calor, una capa impermeable, rocas almacenadoras en contacto con agua en fase líquida y/o vapor y una segunda capa de rocas sello (tomado de Santoyo y Barragán, 2010).	12
FIGURA 6. Sistema geotérmico geopresurizado en Bayou, Texas. Se trata de agua salada caliente saturada con gas natural bajo alta presión.	13
FIGURA 7. Esquema que representa un Sistema Geotérmico Mejorado en donde existen pozos inyectoros y pozos extractores (tomado de Iglesias, 2014).	14
FIGURA 8. Sistemas de alta entalpia que se encuentran en el fondo del mar. En México se han identificado estos sistemas en el Golfo de California, en la zona denominada depresión de Wagner.	15
FIGURA 9. Planta de energía geotérmica Puna Geothermal Venture (PGV) ubicada al Este del volcán Kilauea, en Hawaii.	15

FIGURA 10. Esquema de un sistema hidrotermal marino en el cual el fluido dominante es agua de mar calentada durante su circulación por el interior de volcanes marinos (tomado de González, 2016).	16
FIGURA 11. Distribución de los recursos geotérmicos mundiales con base a las temperaturas que se esperan encontrar. En rojo se muestran las zonas propicias para el desarrollo de energía geotérmica de alta temperatura. En verde, zonas favorables a la energía geotérmica de baja temperatura. En gris se observan las áreas con basamento cristalino reservadas para la energía geotérmica de muy baja temperatura.	17
FIGURA 12. Mapa esquemático donde se muestran algunas de las plantas geotérmicas más importantes del mundo.	17
FIGURA 13. Países que emplean energía geotérmica para producir electricidad. En distintos colores se muestran los rangos de capacidad instalada hasta 2015 (tomado de Berneti, 2015).	18
FIGURA 14. Mapa de localización de zonas con potencial geotérmico en México según la CFE. La zona de Acapulco (Puebla) está considerada dentro de ellas.	20
FIGURA 15. Localización de los cinco campos geotérmicos del país en producción (tomado de Gutiérrez y Pérez, 2017).	21
FIGURA 16. Fotografía en la que se aprecia parte del campo geotérmico Cerro Prieto. ...	22
FIGURA 17. Fotografías del campo geotérmico Los Azufres. A) Zona de oficinas en el campamento central. B) Zona periférica del campo geotérmico, las columnas de humo corresponden a los pozos geotérmicos.	23
FIGURA 18. Fotografía del campo geotérmico Los Humeros.	24
FIGURA 19. Fotografía del campo Geotermico Las Tres Vírgenes.....	25
FIGURA 20. Fotografía del campo geotérmico Domo San Pedro.	25
FIGURA 21. Elementos que participan en los procesos de interacción agua/roca (modificada de González, 2017).	28
FIGURA 22. Mecanismos de origen-transporte-precipitación mineral en sistemas hidrotermales (modificado de González, 2017)	29
FIGURA 23. Minerales seleccionados en sistemas geotérmicos filipinos comúnmente utilizados como geotermómetros (modificado de Reyes, 1990).	31
FIGURA 24. Esquema que muestra los tipos de sistemas de alteración hidrotermal de acuerdo con una relación cualitativa fluido/roca (Giggenbach, 1997b en Reyes, 2000)....	32
FIGURA 25. Esquema comparativo de la estructura, procesos, tipos de alteración, volátiles liberados, temperaturas, pH, tipos de fluidos y reacciones involucradas en la	

formación de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración (modificado de Sillitoe, 1995; con base en los datos de Corbett y Leach, 1998 en González, 2017). La posición de la transición frágil-dúctil se ha ubicado en temperaturas de ~ 400 °C, y a 5–7 km de profundidad. Derecha: esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermiales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes (modificado y simplificado de Corbett y Leach, 1998 en González, 2017). Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bi = biotita, Ca = calcedonia, Cb = carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc = calcita, Cl = clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diápora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldespatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita–esmectita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = esmectita o esmectita–illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas..... 40

FIGURA 26. Mapa geológico del complejo de caldera Acoculco en el que se representan los tres eventos volcánicos que ocurrieron en la zona y las tendencias estructurales (tomado de López et al., 2009). 46

FIGURA 27. Información de perforación pozo exploratorio EAC-1 en el que se muestra a columna litológica del pozo y los minerales encontrados. Qz, cuarzo; CT, calcita; Py, pirita; B, biotita; EP, epidota; HM; hematita; ACM, todos los minerales arcillosos; CH, clorita; Yo, illita; SM, esmectita; K, caolinita (tomado de López et al., 2009). 48

FIGURA 28. Distribución porcentual y gradual de la mineralogía hidrotermal, analizada microscópicamente, y de las temperaturas (24 horas de reposo) contra la profundidad en el pozo EAC-2 (tomada de Viggiano et al., 2011). 50

FIGURA 29. Modelo conceptual de alteración hidrotermal para la zona de Acoculco. Las unidades litológicas y la profundidad de los conjuntos de alteración hidrotermal provienen de la información obtenida en el pozo EAC-1 (según lo informado por López et al., 2009 y Canet et al., 2010, respectivamente). Las paleo-isotermas se dedujeron de las temperaturas de homogeneización de inclusión de fluidos de muestras, mientras que las isotermas corresponden a las temperaturas medidas en el fondo del pozo (ambos informados por López et al., 2009). El cambio en el gradiente geotérmico podría implicar una transición de un régimen de transferencia de calor convectivo a un régimen de transferencia de calor conductivo. Clave: (1) alteración de la roca en un ambiente de pH bajo, calentado por vapor, (2) zona de ebullición y separación de gases; (3) circulación profunda fluida y convección; (4) metamorfismo de contacto y metasomatismo. 54

FIGURA 30. Lineamientos de estructuras volcánicas en la zona Tulancingo- Tlaxco. Las líneas negras indican el trazo de las dos calderas y las de color blanco los lineamientos que podrían estar asociados con estructuras más antiguas (tomada de López, 2009).	55
FIGURA 31. Mapa conceptual de la metodología de trabajo empleada.	59
FIGURA 32. Polígonos generados a partir de áreas posiblemente alteradas con base en los cambios de color en el terreno.	60
FIGURA 33. Descripción de un afloramiento ubicado en la entrada Sur del poblado Estados Unidos, Pue.	62
FIGURA 34. Proceso de recolección de muestras: A) y C) Asignación de clave a la muestra, B) Recolección de roca alterada argílicamente, D) Acercamiento al lugar donde se tomó una muestra de oxidación, E) Miembros del equipo de trabajo midiendo el espesor de las capas caolín en el banco de material de Tepeapulco (Hidalgo) y F) Acercamiento al caolín del banco de material.	63
FIGURA 35. Mapa de la zona geotérmica de Acoculco, Puebla que muestra la malla que se empleó para la recolección de muestras de roca durante la primera campaña de campo.	64
FIGURA 36. Mapa de la distribución espacial de las muestras de rocas alteradas. Estos datos fueron generados durante las campañas de marzo y junio de 2017.	65
FIGURA 37. Muestro de manantiales. A) y B) Se colectó la muestra de agua en botellas de polietileno en los Baños termales de Chignahuapan, Puebla (54 °C). C) y D) Muestreo de manantial frío ubicado a un costado del río Chignahuapan. E) y F). Muestreo de un manantial tibio (26 °C) en Tulimán, Pue.	66
FIGURA 38. Muestro de manantiales. A) y B) Se colectó la muestra de agua en botellas de polietileno con capacidad de un litro previamente lavadas con el agua del manantial en los Baños termales de Chignahuapan, Puebla (54°C). C) y D) Muestreo de manantial frío ubicado a un costado del río Chignahuapan, el agua presenta tonalidades grises, pero no aroma. E) y F). Muestreo de un manantial tibio (26 °C) en donde además se encontraron minerales precipitados (S y CaCO ₃).	68
FIGURA 39. Fotografías que muestran el proceso de filtrado. A) Botella de polipropileno y al lado el filtro para agua con membrana de .45 µm, B) jeringa con agua de la muestra conectada al filtro y a la botella en la que almacenó el agua filtrada y C) al final de aplicar la metodología a las muestras filtradas se les agregaron 2 ml de ácido HNO ₃ para eliminar materia orgánica.	70

FIGURA 40. Pasos realizados para obtener la Fluorescencia de Rayos X (FRX-ED) empleando la herramienta portátil Niton XL3t GOLDD+. A) Briquetas etiquetadas en la que se vaciaron las muestras molidas, B) Colocación de la muestra en la pistola NITON y C) Selección del tipo de análisis requerido desde el software del equipo.	72
FIGURA 41. Balance de masas de la unidad andesítica en el área de estudio. Las fechas azules corresponden a los elementos empobrecidos, mientras que las rojas a los enriquecidos.....	84
FIGURA 42. Balance de masas de la unidad basáltica en el área de estudio que incluye diagrama ISOCON y diagramas de concentración. Las fechas azules corresponden a los elementos empobrecidos, mientras que las rojas a los enriquecidos.	89
FIGURA 43. Balance de masas de las unidades riolíticas en el área de estudio. Incluye diagrama ISOCON y diagramas de concentración. Las fechas azules corresponden a los elementos empobrecidos, mientras que las rojas a los enriquecidos.	93
FIGURA 44. Espectros representativos de los principales minerales de alteración obtenidos mediante Espectroscopia de reflectancia de onda corta del infrarrojo (SWIR). Las zonas de absorción permitieron la identificación de los compuestos en la estructura de los minerales.....	100
FIGURA 45. Fotografías de las muestras de roca alteradas hidrotermalmente que fueron sometidas a SWIR y en las que se encontraron los minerales de alteración más representativos. AC-11 correspondió a alteración silíceo (jasperoide) de la zona conocida como El Eco. AC-17 alteración pervasiva-intensa con oxidación. AC-27 y AC-03 alteración pervasiva intensa caracterizada porque no se observa la roca original. En la muestra AC-27 los sulfatos les dan una tonalidad amarillo-marrón a las rocas. AC-29 alteración de la falla que se identificó en un camino de terracería que conecta a los poblados El manzanito y Canoillas. AC-09C alteración silíceo en la que se observó ópalo y óxidos diseminados en muestra de mano. El ópalo puede tener tonalidades blancas con tintes grises. AC-23 Alteración pervasiva intensa de calizas. AC-28 y AC-13 dacitas alteradas.....	102
FIGURA 46. Modelo de sombras de la zona geotérmica de Aocolco en el que se muestra la distribución de los 41 minerales del grupo de sílice identificados de las muestras de roca alterada mediante análisis SWIR. De las 41 muestras, 23 corresponden a ópalo y 18 a calcedonia.....	104
FIGURA 47. Modelo de sombras de la zona geotérmica de Aocolco sobre el cual se distribuyen los 27 minerales del grupo del caolín encontrados en las muestras de roca	

alterada. Se identificaron 18 muestras con caolinita, 1 con caolinita/calcedonia, 7 con halloysita y 1 con sepiolita.....	105
FIGURA 48. Mapa regional de la zona geotérmica de Acoculco que contiene la distribución de los 100 minerales de alteración pertenecientes al grupo de las esmectitas, 97 se identificaron como montmorillonita y 3 como nontronita.	107
FIGURA 49. Mapa de la distribución de los minerales de amonio identificados en la zona geotérmica de Acoculco. El ion amonio fue definido en 2 muestras, mientras que, la versión intercambiable del amonio se encontró en 11 muestras, de las cuales 10 poseían amonio asociado con esmectita y 1 amonio asociado con amonio-illita-esmectita.....	109
FIGURA 50. Mapa de la distribución del granate v. grosularia encontrado en 1 muestra de caliza alterada.....	110
FIGURA 51. Mapa que muestra la distribución de los minerales del grupo de los sulfatos en la zona geotérmica de Acoculco. Se definieron 15 muestras de roca alterada que contenían minerales de este grupo, 13 minerales corresponden a alunita, 1 a yeso y otro más a butlerita.	111
FIGURA 52. Mapa que muestra la distribución de los minerales de alteración del grupo de los óxidos. Se definieron 5 muestras de roca alterada en este grupo y todas corresponden con goethita.	112
FIGURA 53. Esquema de los termoindicadores definidos para la zona geotérmica de Acoculco a través de la mineralogía SWIR. Se encontraron temperaturas de 100 a 450 °C y dos series de minerales, los que se forman en pH neutros y los relacionados a pH ácidos.....	113
FIGURA 54. Mapa que muestra la distribución de los minerales de alteración formados bajo condiciones de pH neutral (>7). Para esta serie de minerales se incluye al amonio, amonio-esmectita, amonio-illita-esmectita, nontronita, butrerita y yeso.....	114
FIGURA 55. Mapa que muestra la distribución de los minerales de alteración formados bajo condiciones de pH ácido (<7). Esta serie de minerales incluye: alunita, calcedonia, halloysita, goethita, granate y ópalo.....	115
FIGURA 56. Fotografías de afloramiento de las fallas medidas en campo. A) Punto 11. En la zona de falla se encontró pirita diseminada, azufre y goethita. B) Punto 19. Falla normal con presencia de óxidos. C). Punto 43. Falla normal en las dacitas del cerro Terrerillos. D) Punto 76. Zona de alteración argílica sobre la carretera a Matlahuacala, en el sitio se identificaron dos sistemas de fallas. E) Estereograma en el que se representan los planos correspondientes a las 4 fallas encontradas en campo.	117

FIGURA 57. Mapa de lineamientos generados a partir de las alineaciones de los minerales de alteración obtenidos de los análisis SWIR. Se registraron 3 direcciones preferenciales NO-SE, NE-SO y E-O.....	118
FIGURA 58. Estereograma de las familias de estructuras definidas a través de la alineación de los minerales de alteración y fallas medidas en campo.....	119
FIGURA 59. Mapa que muestra la distribución espacial de los manantiales termales muestreados. Se pueden identificar en el mapa por su etiqueta los que fueron analizados en este trabajo. Los colores y el tamaño de los iconos de los manantiales estan en función de la temperatura del agua (Ver leyenda).	120
FIGURA 60. Diagramas ternarios de Piper en donde se graficaron los datos de los 8 manantiales más representativos del área de estudio.	122
FIGURA 61. Manantial termal que alimentan las albercas termales del Balneario del Chignahuapan, Puebla.	124
FIGURA 62. Diagrama ternario que muestra el contenido relativo de Cl-SO ₄ -HCO ₃ en manantiales termales de Acoculco. Se especifican los diferentes tipos de agua: madura, volcánica, calentada por vapor y periférica. Este grafico se obtuvo también de la hoja de cálculo Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls.....	125
FIGURA 63. Manantial Cuadro de fierro, se visualizan las terrazas de goethita.....	126
FIGURA 64. Diagrama ternario de Na-K-Mg que muestra la evolución de las aguas manantiales termales en la zona de interés geotérmico de Acoculco. El gráfico muestra los campos para los diferentes estados de equilibrio (equilibrio parcial, aguas inmaduras y equilibrio total) e isotermas. Se obtuvo mediante la hoja de cálculo Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls.....	127
FIGURA 65. Diagrama ternario de Cloruro, litio y boro obtenido de la hoja de calculo Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls. Se observa que todos los manantiales tienen tendencias hacia el Cl y el B.	128
FIGURA 66. A) Fotografía del afloramiento proximo al sitio de muestreo. B) Nacimiento del manantial.....	129
FIGURA 67. Diagrama $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ en el que se graficaron los manantiales especiales de la zona de interés geotérmico Acoculco. Para su generación de empleó la hoja de calculo Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls.....	130
FIGURA 68. Modelo conceptual 1 de un kaipohan asociado con el centro del sistema (modificado de Rizal et al., 2012).....	132

FIGURA 69. Manantial termal Deildartunguhver ubicado al Noroeste de Islandia, es el más grande en Europa.	145
FIGURA 70. Géiser “Strokkur Geysir” que se encuentra en el valle Haukadalur, Islandia. Descubierta desde 1789.	146
FIGURA 71. El Tatio, Chile es el tercer campo geotérmico más grande en el mundo. Vista de las fumarolas a las 5 am debido a la diferencia térmica del agua hirviendo y el frío ambiente.	147
FIGURA 72. Zona geotérmica de Námaskard en Islandia donde fácilmente se identifican solfataras.	147
FIGURA 73. "Chimeneas del Dragón" localizadas en Japón a una profundidad de ~2500 m. Estas chimeneas marinas son grietas en la superficie del planeta que expulsan agua geotermalmente caliente (400 °C) y otros compuestos.....	148
FIGURA 74. Volcán de lodo en el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.	149
FIGURA 75. Poza termal de Tulimán, Puebla que presenta temperaturas aproximadamente 50 °C.....	150
FIGURA 76. Suelos vaporizantes típicos de zonas geotérmicas.....	150
FIGURA 77. Fumarolas frías del campo geotérmico Reykjanes, al suroeste de Islandia.	151
FIGURA 78. Kaipohan en el monte Cumbre de Rajabasa. El área de Kaipohan en Rajabasa, Indonesia es de 40 x 30 m con una temperatura del suelo de 27.5 °C y un leve olor a H ₂ S. (tomado de Rizal et al., 2012).....	151

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. Capacidad geotérmica instalada en todo el mundo hasta abril de 2017 (tomada de Gutiérrez y Pérez, 2017).	19
TABLA 2. Comportamiento típico de los elementos mayores durante la alteración hidrotermal en rocas volcánicas reaccionando con un fluido caliente (González, 2016): ..	36
TABLA 3. Fluorescencia de rayos X obtenida en el análisis de muestras de alteración hidrotermal local. Los resultados en azul corresponden a los elementos mayores y los verdes a los elementos traza. Del lado derecho se observa el tipo de roca al que pertenece cada muestra. El Hierro total se expresó como Fe_2O_3	79
TABLA 4. Fluorescencia de rayos X para muestras de roca sana en la zona de interés geotérmico de Acoculco tomados de la literatura (Verma, 2001). Los resultados de cada tipo de roca fueron promediados para obtener un mejor análisis en el balance de masas. El Hierro total se expresó como Fe_2O_3	80
TABLA 5. Resultados del Balance de masas para las muestras de andesitas en la zona de interés geotérmico de Acoculco. El Hierro total viene expresado como Fe_2O_3	82
TABLA 6. Resultados numéricos del balance de masas para las andesitas de la zona geotérmica de Acoculco (Muestra AC-14). Los valores sombreados corresponden a los elementos inmóviles.	83
TABLA 7. Balance de masas de las muestras de basaltos. El Hierro total viene expresado como Fe_2O_3	86
TABLA 8. Resultados numéricos del balance de masas para los basaltos superficiales de la zona geotérmica de Acoculco (Muestra A-67). Los valores sombreados corresponden a los elementos inmóviles.	88
TABLA 9. Resultados del Balance de masas para las muestras riolíticas alteradas. El Hierro total viene expresado como Fe_2O_3	91
TABLA 10. Resultados numéricos del balance de masas para las unidades riolíticas que afloran en el área de estudio (Muestra A337). Los valores sombreados corresponden a los elementos inmóviles.	92
TABLA 11. Estadísticas aplicadas a los resultados de balance de masas para cada litología. La columna “No. de muestras” hace alusión al número total de muestras que se analizaron con la ecuación de Grant (1986) para cada tipo de roca.	95
TABLA 12. Minerales de alteración encontrados en la zona geotérmica de Acoculco a través de espectrometría de reflectancia SWIR realizada para este trabajo.	96
TABLA 13. Datos de fallas normales medidas en campo.	116

TABLA 14. Resultados de cationes, aniones e isótopos de los manantiales muestreados para este trabajo en la zona geotérmica de Acoculco. Las muestras fueron analizadas en la Unidad de Geoquímica Avanzada de fluidos geotérmicos del Prelab en el CeMIEGeo en Ensenada, BC..... 121

TABLA 15. Total de datos sobre Fluorescencia de rayos X correspondiente a las muestras empleadas para este trabajo. Los resultados en azul corresponden a los elementos mayores y los verdes a los elementos traza. Del lado derecho se observa el tipo de roca al que pertenece cada muestra. El Hierro total se expresó como Fe_2O_3 153

TABLA 16. Minerales de alteración encontrados en la zona geotérmica de Acoculco a través de Espectrometría de Reflectancia SWIR. La técnica fue aplicada a las 198 muestras de roca alterada elegidas para este trabajo del total que fueron recolectadas. 160

1. INTRODUCCIÓN

El presente estudio forma parte del proyecto de investigación denominado GEMex: Cooperación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos supercalientes. En específico, constituye al Paquete de Trabajo (PT) 4.6 denominado: Caracterización de las descargas superficiales del sistema geotérmico y su relación con el fracturamiento y el sistema volcánico en Acoculco. Se realizó en colaboración con un grupo de investigadores pertenecientes al Centro de Geociencias (CGEO) campus Juriquilla de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), quienes también forman parte del proyecto mencionado.

La relevancia de estudiar la alteración hidrotermal radica en que es un proceso que involucra cambios mineralógicos, químicos y texturales en las rocas y ocurre debido al desequilibrio físico-químico de las asociaciones mineralógicas al interactuar con fluidos calientes, resultando en la formación de: nuevas asociaciones minerales, formación de arcillas y enriquecimientos o empobrecimientos de elementos químicos, todos estables a las nuevas condiciones. La alteración hidrotermal refleja la interacción del fluido, típicamente dominado por agua, con las rocas a temperaturas desde 100 °C hasta ~300 °C (Núñez Miranda A., 2007). Con frecuencia esta interacción está controlada por la presencia de sistemas de fallas y fracturas.

La región de estudio cuenta con pocos trabajos exploratorios entre los que destaca uno desarrollado por la Comisión Federal de Electricidad, quien perforó 2 pozos exploratorios (EAC-1 y EAC-2), con profundidades de 2000 y 1900 m respectivamente (medidas a partir del nivel local del suelo). Los pozos permitieron definir la columna estratigráfica y caracterizar las zonas de alteración hidrotermal de las rocas a profundidad. Sin embargo, el estudio de zonas de alteración a nivel superficial y su asociación a estructuras regionales no ha sido desarrollado minuciosamente debido a la complejidad de la geología en superficie y a las escasas manifestaciones termales activas, consecuencia de la baja permeabilidad del sistema ocasionada por el auto-sellamiento debido a la precipitación de minerales de alteración.

1.1. JUSTIFICACIÓN

El presente proyecto surge de la necesidad de aprovechar aquellos recursos de alta temperatura que hasta la fecha no han sido estudiados detalladamente, pero que tienen un gran potencial, susceptible de ser utilizado en el mediano y largo plazo, para la generación de electricidad, tal es el caso del calor contenido en el interior de la Tierra (energía geotérmica). Para tal fin, es vital entender la evolución de los sistemas geotérmicos, en especial, de los considerados de alta temperatura, pero no convencionales, como es el caso de la región de Acapulco en el Estado de Puebla.

En la actualidad no se cuenta con mapas de la distribución espacial de la mineralogía hidrotermal en la región mencionada, por lo tanto, tampoco se tiene una caracterización detallada de la misma. La importancia de esta tarea radica en que las zonas alteradas representan los puntos de descarga (*up-flows*) de un yacimiento geotérmico que se ubica directamente debajo o cerca de éstas. Su mapeo y caracterización mineralógica contribuyen al conocimiento de la evolución del sistema hidrotermal. Además, la mineralización y distribución de las rocas alteradas son útiles para evaluar las características clave de los fluidos hidrotermales que se alojan/alojaron en el yacimiento, incluyendo temperatura, acidez y permeabilidad. Así, el estudio de la alteración resulta una poderosa herramienta de exploración que puede ayudar a evaluar los recursos geotérmicos, incluso limitando las profundidades de producción o revelando si la actividad hidrotermal está disminuyendo.

En la zona de interés geotérmico de Acapulco las escasas manifestaciones termales activas en superficie dificultan estimar la dirección de movimiento de los fluidos geotérmicos, por lo tanto, es necesario considerar el estudio de otros factores que aporten información. El análisis de las alteraciones hidrotermales a través de la mineralogía secundaria, puede facilitar esta tarea. Es probable que muestre la distribución espacial de las alteraciones hidrotermales y áreas enriquecidas o empobrecidas en determinados elementos químicos por el aporte o lixiviación que asociada a interacción de la roca con fluidos hidrotermales.

La alteración hidrotermal en la mayoría de los ambientes geotérmicos se manifiesta de forma seccionada desde la fuente de calor hasta las zonas distales del sistema. Así, al obtener la mineralogía secundaria, se le podrá asociar con alteraciones hidrotermales específicas, determinar las partes del sistema y las direcciones en las que se mueven los fluidos. Adicionalmente, asociar los resultados obtenidos con estructuras regionales ayudará a determinar qué esfuerzos influyen sobre el sistema geotérmico.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Comprobar la relación entre las descargas superficiales de fluidos hidrotermales y los sistemas de fallas y fracturas asociados al sistema geotérmico de Acoculco, Puebla.

1.2.2. OBJETIVOS PARTICULARES

- Realizar una descripción exhaustiva de los diferentes tipos de sistemas geotérmicos y de las manifestaciones termales para definir a qué tipo de sistema hidrotermal pertenece Acoculco y en qué etapa de la evolución se encuentra actualmente.
- Obtener la concentración de elementos mayores y traza de las unidades litológicas que afloran en superficie del área de interés geotérmico.
- Determinar la movilidad elemental de las rocas debido a la interacción agua-roca.
- Aportar nuevos datos sobre mineralogía hidrotermal en la superficie.
- Generar mapas de la distribución espacial de arcillas.
- Estimar los termoindicadores para el sitio de interés geotérmico.
- Definir las estructuras lineales asociadas a la distribución de los minerales secundarios.
- Asociar la alteración hidrotermal a manantiales termales a través de la composición y origen de los fluidos influyentes en ellas.
- Identificar las áreas preferenciales de descarga superficial de fluidos hidrotermales.
- Relacionar la zona de descarga actual con los sistemas estructurales locales y regionales.
- Aportar información para construir el modelo geológico-geotérmico de la zona.

1.3. ESTUDIOS PREVIOS

Tello-Hinojosa (1994) elaboró un estudio geoquímico en la zona de Acoculco para la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en el que muestrearon 39 manantiales y se obtuvieron como resultados temperaturas superficiales de 13 °C a 49 °C y fluidos de tipo ácido-sulfatados.

López (2009) desarrolló su trabajo de doctorado enfocado en la evolución volcánica y del sistema hidrotermal de complejo Tulancingo-Acoculco y obtuvo que el origen del termalismo en la zona se asocia al magmatismo más reciente (0.2 Ma) de tipo andesítico-basáltico que generó el vulcanismo monogenético y los diques de la zona. Adicionalmente, ese mismo año López Hernández *et al.* (2009), publicaron un artículo en el que mostraron resultados sobre estudios de actividad hidrotermal en Acoculco. Con base en las emisiones superficiales de gas; las altas temperaturas medidas en el pozo EAC-1 (>300 °C) y la presencia de manantiales calientes (49 °C) en Chignahuapan descubrieron que existe un sistema hidrotermal activo que permanece oculto.

Lermo *et al.* (2009) trabajaron en la región de estudio. Ellos desarrollaron monitoreo sísmico y con los datos de sismos regionales confirmaron la existencia de una cuenca endorreica alrededor del pozo EAC-1.

Canet *et al.* (2010) demostraron a través de una investigación en la Caldera de Acoculco que la Espectrometría de Reflectancia de Infrarrojo de Onda Corta (SWIR) es un método eficaz y rápido para identificar minerales de amonio. El estudio SWIR en Acoculco se realizó a 33 núcleos tomados de afloramientos aledaños a la zona de los pozos EAC-1 y EAC-2. Reveló dos zonas principales de alteración hidrotermal: una superficial (parte externa del sistema geotérmico), con minerales que se forman a menor temperatura como la illita-amonio; y otra profunda (parte cercana a la zona de mayor temperatura del sistema geotérmico), con minerales que se forman a mayor profundidad y temperatura como la paragénesis epidota-calcita-clorita.

Viggiano *et al.* (2010) estimaron la evolución del sistema geotérmico de Acoculco, Puebla con base en estudios petrográficos del pozo EAC-2. Ellos establecieron que esta zona geotérmica se encuentra en su etapa hidrotermal senil por un cambio en el régimen de transferencia de calor (de convectivo hacia convectivo forzado o conductivo).

Peiffer *et al.* (2014) llevaron a cabo un levantamiento de flujo de gas multisitio que incluía mediciones de CO₂, CH₄ y H₂S dentro de la caldera y los datos obtenidos fueron procesados utilizando análisis estadístico gráfico (GSA). También realizaron un modelo numérico de la migración de CO₂ en el subsuelo bajo condiciones de saturación total de

agua y gas empleando el software TOUGH2 para reproducir mediciones de campo semicuantitativamente. Al final, determinaron que las bajas tasas de desgasificación probablemente reflejen la baja permeabilidad del sistema, consecuencia de la intensa alteración hidrotermal.

Canet *et al.* (2015) cartografiaron la presencia de amonio y estudiaron la alteración hidrotermal a través de Espectroscopia de Reflectancia de Infrarrojo de Onda Corta (SWIR) en 69 muestras superficiales de rocas volcánicas alteradas hidrotermalmente. La zona de muestreo comprendió un área de 8 x 10 km desde el centro del complejo volcánico Acoculco. Entre sus resultados destacan la presencia de 6 minerales de alteración activos: ópalo, caolinita, alunita, amonio, jarosita, buddingtonita e ílita-esmectita interestratificada.

Adicionalmente al trabajo mencionado Canet *et al.*, publican por segunda vez en el año 2015 sobre el sistema geotérmico de Acoculco, Pue., explican la historia térmica del sistema desde la perspectiva de un modelo numérico y datación por radiocarbono. De acuerdo con simulaciones numéricas en 1D, concluyeron que el cambio en el régimen de transferencia de calor convectivo a conductivo ocurrió hace aproximadamente siete mil años.

Sosa *et al.* (2018) investigaron el origen y los procesos magmáticos (mezcla de magmas, asimilación, cristalización) que modificaron las rocas de la región geotérmica de Acoculco mediante petrografía, geoquímica de óxidos y oligoelementos principales, química mineral y análisis isotópico. Además, realizaron una serie de experimentos hidrotermales para restringir la temperatura y la profundidad de almacenamiento del magma de una pómez post-calderica. Ellos obtuvieron una temperatura pre-eruptiva de 780 ± 20 ° C con el modelo de geotermómetro Ghiorso y Evans (2008) y una presión de aproximadamente 200-500 bar.

1.4. LOCALIZACIÓN Y VIAS DE ACCESO

UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona en estudio se localiza en la región centro-este de México, donde colindan los Estados de Puebla, Hidalgo y Tlaxcala (FIG. 1), específicamente a 85 km al noreste de la Ciudad de Puebla y 180 km de la Ciudad de México. El área de estudio abarca una superficie aproximada de 1290 km².

Para llegar a la región Norte del área de estudio desde la Ciudad de México se puede tomar la autopista que va de Jilotepec (Edo. de Mex) a Tuxpan (Veracruz) (ruta 132). Para

llegar al Este de la región de estudio (Tlaxco, Chignahuapan y Zacatlán, Pue.) es necesario tomar la autopista Apizaco-Huauchinango (ruta 119). Para recorrer la región Oeste se puede tomar la carretera federal Apizaco – Tejocotal (ruta 119) que conectan a los poblados de los alrededores con el área de estudio. Al Sur se puede acceder tomando la autopista Arco Norte (ruta 40 D) y posteriormente la carretera Hidalgo Apan-El Aserradero (ruta 115).

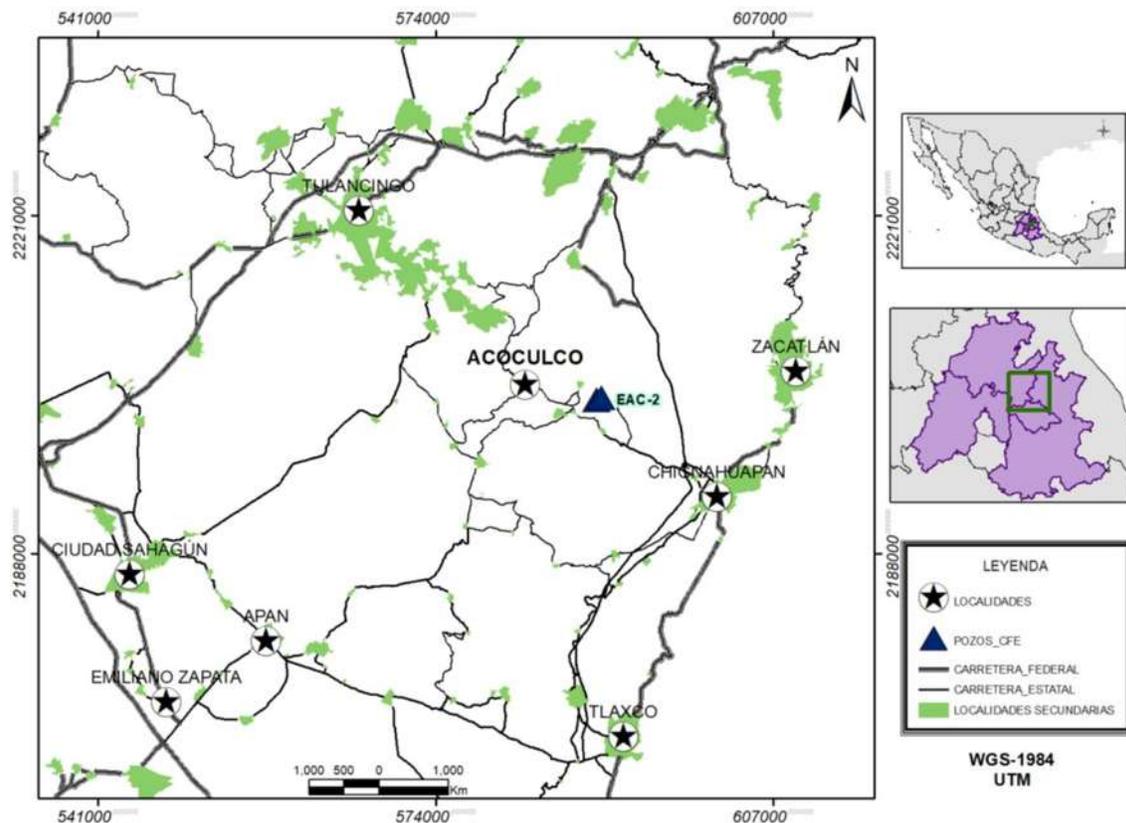


FIGURA 1. Localización geográfica y vías de acceso al área de estudio, con las principales ciudades de la región, carreteras federales y estatales que comunican Acoculco con el resto de las ciudades representativas de la zona. Por la extensión del área de trabajo y por la escala del mapa (1:100,000) se han reducido sus detalles.

UBICACIÓN GEOLÓGICA

La corteza de México es un mosaico heterogéneo de litologías superficiales; basándose principalmente en las diferencias de su historia geológica, éstas han sido divididas y clasificadas en terrenos tectonoestratigráficos (Campa y Coney, 1983). Un terreno tectonoestratigráfico se caracteriza por tener un basamento lito-tectónico homogéneo dentro de sus límites (Campa y Coney, 1983).

La región de estudio se localiza en la Porción Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana y contiene espesores de ~900m de una secuencia volcánica de composición calco-alcalina del Plioceno-Pleistoceno (López *et al.*, 2009); le subyace un

basamento sedimentario de edad Jurásica-Cretácea. Sus límites están determinados: al Norte por el Terreno Sierra Madre, al Sur por el Terreno Oaxaca y al Oeste por el Terreno Guerrero, mientras que al Este colinda con el Golfo de México (FIG.2.).

Geológicamente, la zona geotérmica está relacionada con productos volcánicos derivados de la actividad de un complejo volcánico calderico cuyas edades van de 2.7 a 0.6 Ma. No existen en el área manifestaciones hidrotermales, sin embargo, en la parte central del complejo volcánico se observan extensos sectores de alteración hidrotermal acompañados por difusas emisiones de gases fríos. Ejemplo de lo anterior son los sitios de: Los Azufres-El Potrero Colorado y La Alcaparrosa, que se vinculan a estructuras NO-SE y NNE.

El lugar de estudio también incluye 39 manantiales, casi todos fríos (Tello, 1994) y algunas emanaciones frías de CO₂ (mofetas). La manifestación con mayor temperatura tiene apenas 49°C y se ubica a unos 18 km al SE de Los Azufres, en las afueras del poblado de Chignahuapan.

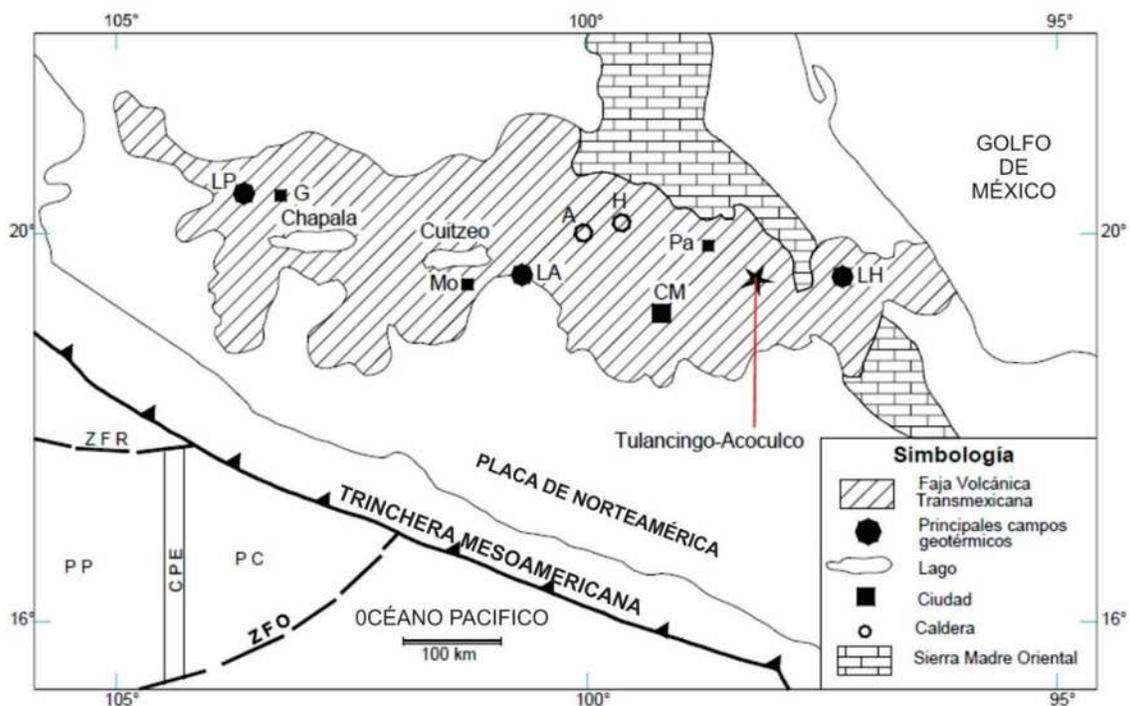


FIGURA 2. Mapa de ubicación geológica del área de estudio. Calderas y campos geotérmicos: A-Amealco, H-Huichapan, LP-La Primavera, LA-Los Azufres, LH-Los Humeros. Ciudades: G-Guadalajara, CM-Ciudad de México, Mo-Morelia, Pa-Pachuca. Rasgos tectónicos: ZFO-Zona de fractura Orozco, ZFR-Zona de fractura Rivera, CPE-Cordillera de Pacífico Este, PP-Placa del Pacífico, PC-Placa de Cocos (modificado de López et al., 2009).

2. MARCO TEÓRICO

2.1. GEOTERMIA

La energía geotérmica es el calor contenido en el interior de la Tierra que genera fenómenos geológicos a escala planetaria (tectónica de placas). El término es utilizado comúnmente para indicar aquella porción del calor de la Tierra que puede o podría ser recuperado y explotado por el hombre.

Las fuentes de calor en el interior del planeta se atribuyen a: el calor radiogénico, que consiste en el calor continuamente generado por el decaimiento de isótopos radioactivos de larga vida como: Uranio (U238, U235), Torio (Th ²³²) y Potasio (K⁴⁰), presentes en el manto (Dickson y Fanelli, 2004). También, la energía primordial de la acreción planetaria, que implica energía calorífica conservada en el interior del planeta desde la explosión del Big Bang es considerada una de las fuentes de calor (FIG. 3). Adicional a lo anterior, la corteza terrestre es muy mala conductora del calor y actúa como un aislante para las capas interiores, que de esta forma pueden mantener temperaturas altas (Prol, 1996).

Actualmente se sabe, por mediciones sistemáticas, que el flujo de calor del interior hacia la superficie de la tierra, es del orden de 59 a 67 mW/m² (este valor puede incrementarse en zonas termales) comparado con el calor que la superficie de la Tierra recibe del Sol (325 O/m²) en la República Mexicana, el flujo de calor geotérmico es muy pequeño (Quijano, 2007). Se estima que dicho flujo en toda la superficie de la Tierra sea de 42 E¹² O; del cual, 19% proviene de la corteza, 76% de manto y 5% del núcleo. El manto contribuye con el mayor porcentaje debido a la abundancia de minerales radiactivos que generan gran cantidad de calor (Quijano, 2007).

Sólo una fracción de la energía térmica de la tierra puede ser aprovechada por la humanidad. Hasta ahora la utilización de esta energía ha estado limitada a áreas en las cuales las condiciones geológicas son idóneas y además aportan un transporte (agua en la fase líquida o vapor), para “transferir” el calor desde zonas calientes profundas hasta o cerca de la superficie, dando así origen a las manifestaciones hidrotermales y por ende a los sistemas geotérmicos (Dickson y Fanelli, 2004).

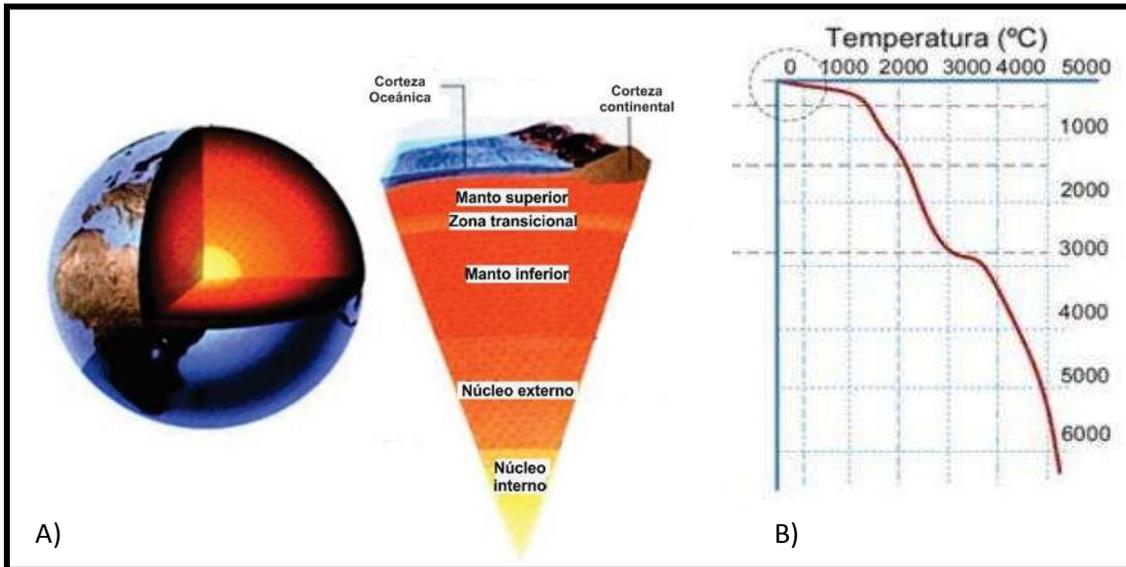


FIGURA 3. A) Estructura interna de la tierra (capas composicionales) de las que destaca el manto por ser la zona donde se produce el mayor flujo de calor. B) Grafico que muestra la distribución de las temperaturas calculadas para el interior del planeta conforme aumenta la profundidad.

Las manifestaciones hidrotermales superficiales son la prueba visual del calor encerrado en el interior de la Tierra. Este tipo de manifestaciones se caracterizan por ser uno de los medios de transporte y liberación del calor del interior del planeta, ya sea, en forma de agua o vapor al llegar a la superficie.

2.2. SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Un sistema geotérmico se compone esencialmente de cinco elementos: una fuente de calor activa o remanente, una primera capa de rocas impermeables, un fluido que es calentado, un medio permeable por el cual se desplazará el fluido y una barrera impermeable de rocas (segunda capa de rocas impermeables) que fungirá como sello del reservorio (González, 2016). La fuente de calor es una cámara magmática en proceso de enfriamiento con temperaturas todavía elevadas, de unos 500 °C o más (FIG. 4). La primera capa de roca impermeable está constituida por rocas que conservan el calor, es decir, funcionan como un aislante que evita que el agua contenida en el reservorio entre en contacto directo con la fuente de calor. El acuífero es cualquier formación litológica con la permeabilidad primaria o secundaria suficiente para alojar agua meteórica incorporada desde la superficie o desde acuíferos menos profundos. La capa sello es otra formación rocosa con una permeabilidad menor que la del acuífero, y cuya función es impedir que los fluidos geotérmicos se disipen totalmente en la superficie (Maya y Gutiérrez, 2007).

Los sistemas geotérmicos activos se localizan en regiones con actividad tectónica o ígnea reciente (menor a un millón de años), los márgenes activos de las placas tectónicas representan la zona idónea para el desarrollo de sistemas geotérmicos de alta entalpia dominados por la convección del manto (Maya y Gutiérrez, 2007).

Si se tiene el cuidado de extraer una cantidad de fluidos equivalentes a los que se recargan en el yacimiento, sea por medios naturales o artificiales, desde el punto de vista práctico el recurso es renovable, aunque la cámara magmática termine por enfriarse, el proceso le tomará probablemente algunos miles de años (Maya y Gutiérrez, 2007).

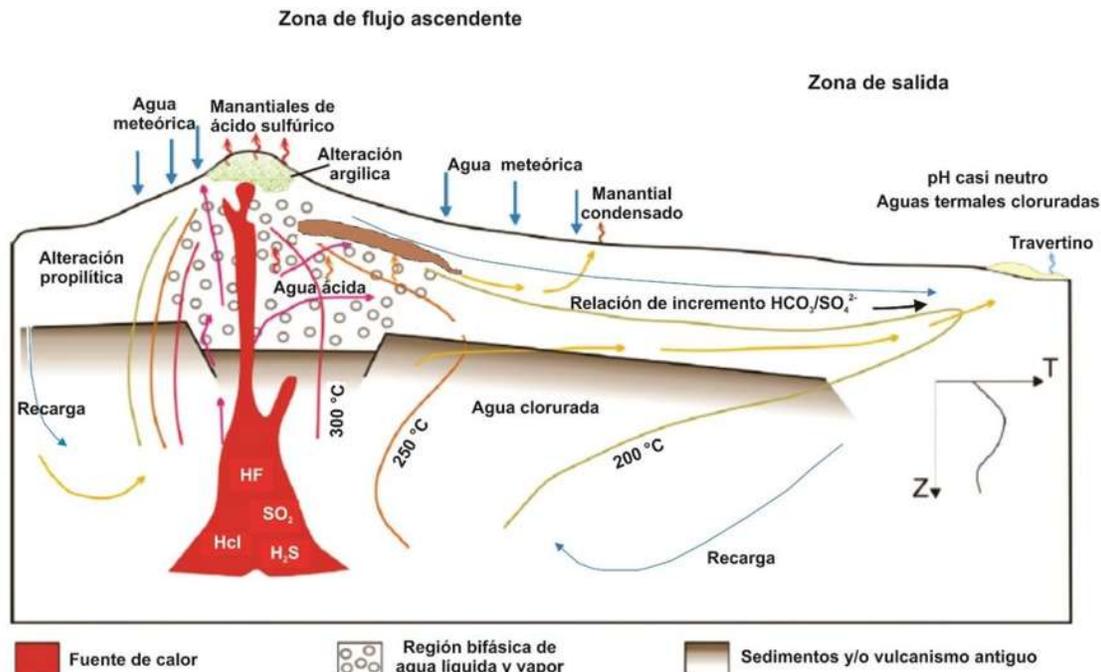


FIGURA 4. Modelo inicial que combina los factores geológicos necesarios para la formación de un sistema geotérmico relacionado con un campo volcánico activo, típico de arco situado por encima de una zona de subducción (modificado de Moeck, 2014).

2.2.1. TIPOS DE SISTEMAS GEOTÉRMICOS

De acuerdo con sus características los sistemas geotérmicos pueden clasificarse en seis tipos: (a) hidrotermales; b) geopresurizados; c) roca seca caliente; d) marinos; e) magmáticos y f) supercríticos (González, 2016). A continuación, se describen algunas de sus singularidades:

A) SISTEMAS HIDROTERMALES

Estos sistemas se conforman por: una fuente de calor, agua en fase líquida y/o vapor, rocas almacenadoras del fluido y rocas sellos (FIG. 5). En muchos casos la fuente del agua de los sistemas hidrotermales es principalmente el agua meteórica que se origina en la superficie de la Tierra en forma de lluvia, hielo o nieve y se infiltra lentamente en la corteza terrestre, a través de poros y fracturas, en algunas regiones penetrando a varios kilómetros de profundidad hasta el yacimiento en donde es calentada por la influencia de la fuente térmica llegando a alcanzar temperaturas de hasta 400 °C, sin que estén en contacto directo, debido a que entre el reservorio y la fuente de calor existe una capa de roca aislante (González, 2016). La existencia de yacimientos hidrotermales se manifiesta en la superficie por la presencia de manantiales calientes, fumarolas, géiseres, lagunas de lodo hirviente o suelos calientes (Santoyo y Barragán, 2010). Actualmente, son los únicos que se explotan comercialmente para la generación eléctrica (González, 2016).

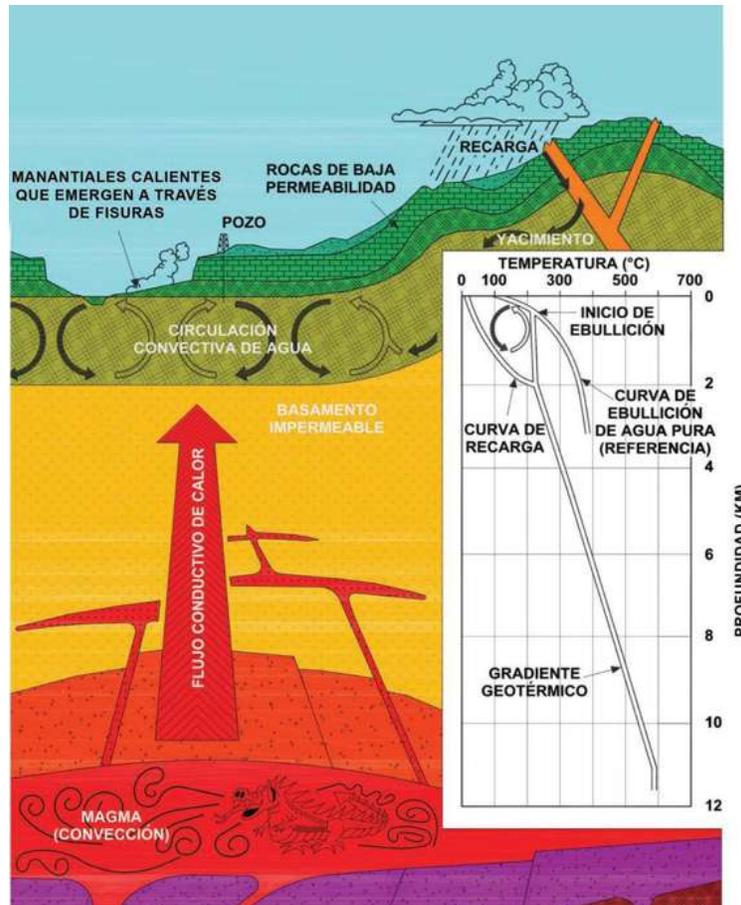


FIGURA 5. Esquema ideal de un sistema geotérmico hidroterma, constituido por una fuente de calor, una capa impermeable, rocas almacenadoras en contacto con agua en fase líquida y/o vapor y una segunda capa de rocas sello (tomado de Santoyo y Barragán, 2010).

Estos sistemas pueden clasificarse en tres tipos principales (González, 2016): vapor dominante, líquido dominante (alta entalpía) y líquido dominante (baja entalpía).

1. Vapor Dominante. Son sistemas de alta entalpía, generalmente de vapor seco.
2. Líquido dominante (alta entalpía). Sistemas de agua líquida súper caliente, con temperaturas entre 200 °C y hasta más de 300 °C.
3. Líquido dominante (baja entalpía). Sistemas con agua líquida caliente, con temperaturas entre de 100 °C y 200 °C aproximadamente.

B) SISTEMAS GEOTÉRMICOS GEOPRESURIZADOS

Son sistemas que contienen agua y metano disuelto a alta presión (alrededor de 700 bares) y temperatura media de aproximadamente 90 y 200 °C (González, 2016). Estos recursos ofrecen tres tipos de energía (FIG. 6): térmica (agua caliente), química (metano) y mecánica (fluidos a muy alta presión).



FIGURA 6. Sistema geotérmico geopresurizado en Bayou, Texas. Se trata de agua salada caliente saturada con gas natural bajo alta presión.

No se explotan comercialmente en la actualidad, pero se han estudiado el potencial en algunos sitios como (Arellano *et al.*, 2008): los yacimientos en Texas y Louisiana (Estados Unidos), y en Tamaulipas (México).

C) SISTEMAS DE ROCA SECA CALIENTE O “SISTEMAS GEOTÉRMICOS MEJORADOS”

Son sistemas rocosos con alto contenido energético, pero con muy baja permeabilidad. Consisten en roca seca a muy alta temperatura (alrededor de 650 °C) localizada entre 2 y 4 kilómetros de profundidad, y con la característica particular de no contar con fluidos suficientes en el fondo para transportar el calor hacia la superficie (Santoyo y Barragán, 2010). No se explotan comercialmente en el país, algunos proyectos están todavía en la etapa de evaluación del potencial, mientras que otros ya entraron en la etapa de demostración de tecnología (González, 2016).

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 km 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 (González, 2016).

Con el objetivo de explotar estos yacimientos se está desarrollando la tecnología necesaria para implementar el siguiente concepto; perforar 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 (FIG. 7). El agua caliente se extrae por el pozo restante (González, 2016).

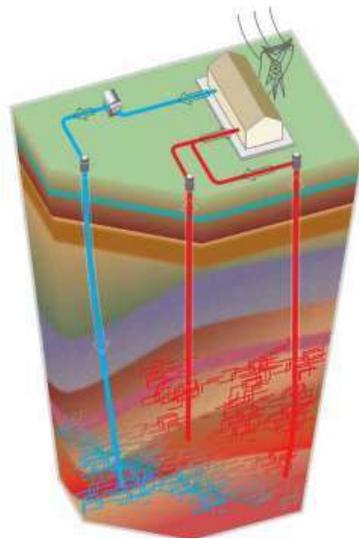


FIGURA 7. Esquema que representa un Sistema Geotérmico Mejorado en donde existen pozos inyector y pozos extractores (tomado de Iglesias, 2014).

D) SISTEMAS GEOTÉRMICOS MARINOS

Son sistemas de alta entalpía existentes en el fondo del mar (FIG. 8). Los sistemas de ventilas hidrotermales de fondo oceánico (hydrothermal vents) son expresiones de los sistemas geotérmicos submarinos, en los que el fluido dominante es agua de mar calentada durante su circulación por el interior de la Tierra, sus manifestaciones son descargas, fumarolas o chimeneas hidrotermales. Estos sistemas pueden encontrarse a diversas profundidades y se han dividido en dos clases: profundos y someros. Los sistemas profundos se localizan a profundidades mayores de 200 m y los someros a profundidades menores (González, 2016).

No se explotan comercialmente y hasta ahora han sido poco estudiados, por ejemplo (Arellano *et al.*, 2008): el Golfo de California (México).



FIGURA 8. *Sistemas de alta entalpia que se encuentran en el fondo del mar. En México se han identificado estos sistemas en el Golfo de California, en la zona denominada depresión de Wagner.*

E) SISTEMAS GEOTÉRMICOS MAGMÁTICOS

Son sistemas de roca fundida existentes en aparatos volcánicos activos (FIG. 9) o a gran profundidad en zonas de debilidad cortical (González, 2016). Para extraer el calor de estos sistemas se han desarrollado algunos proyectos piloto en Hawái e Islandia, pero su explotación comercial requiere la búsqueda de materiales adecuados que resistan la corrosión y las altas temperaturas (Santoyo y Barragán, 2010). El volcán de Colima en México podría formar parte de estos sistemas (Arellano *et al.*, 2008).



FIGURA 9. *Planta de energía geotérmica Puna Geothermal Venture (PGV) ubicada al Este del volcán Kilauea, en Hawaii.*

F) SISTEMAS GEOTÉRMICOS SUPERCRÍTICOS

Se ubican a grandes profundidades (entre 5 y 6 km) y contienen fluidos en estado supercrítico (FIG. 10), es decir, a presión y temperatura tal, que adopta un estado intermedio entre líquido y gas) con temperaturas de hasta 600 °C (Santoyo y Barragán, 2010).

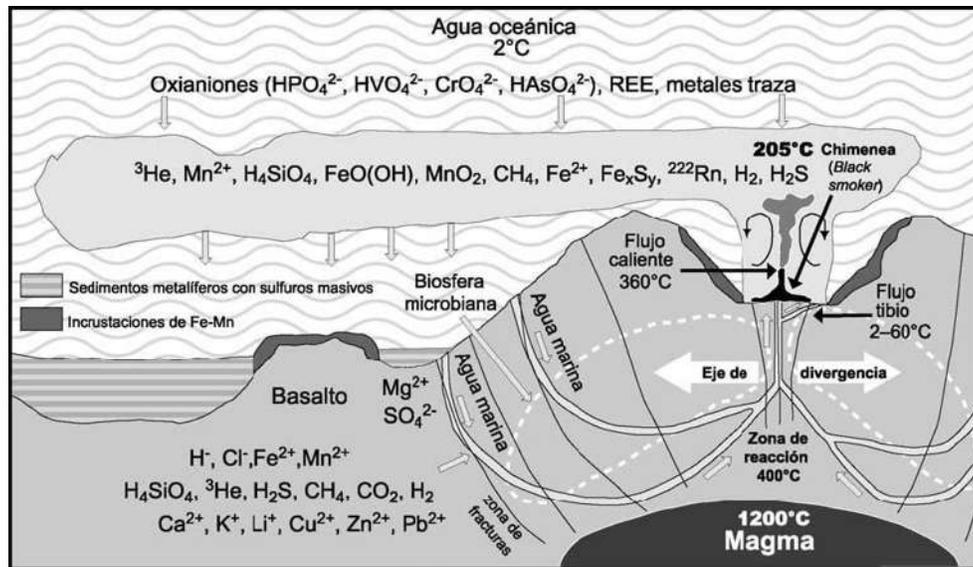


FIGURA 10. Esquema de un sistema hidrotermal marino en el cual el fluido dominante es agua de mar calentada durante su circulación por el interior de volcanes marinos (tomado de González, 2016).

2.3. USO DE LA ENERGÍA GEOTÉRMICA EN EL MUNDO

En la actualidad el uso de la energía geotérmica se está incrementando debido a los apoyos financieros de los gobiernos porque se considera una fuente de energía renovable si se explota de manera sustentable. Por lo anterior es muy importante incluir una sección donde se resuman los principales avances que se han tenido en esta materia a nivel mundial y dar un vistazo a los campos productores en México.

Los primeros intentos de producir electricidad con energía geotérmica (a partir de vapor) comenzaron en Italia, entre 1904 y 1905 en la zona de Larderello. En 1911 se construyó la primera planta de producción de energía eléctrica en Valle del Diablo, Italia. La primera planta comercial (250 KWe) inició operaciones en 1913. Para 1950 se alcanzaron los 300 MWe en Italia, en el yacimiento de Larderello. En 1958 comenzó la producción geotermoeléctrica en Nueva Zelanda, con el yacimiento de Wairakei. En México arrancó en 1959 con el yacimiento de Pathe (FIG. 11). Mientras, que en Estados Unidos inició en 1960 con el yacimiento de The Geysers (Azor y Callejas, 2011).

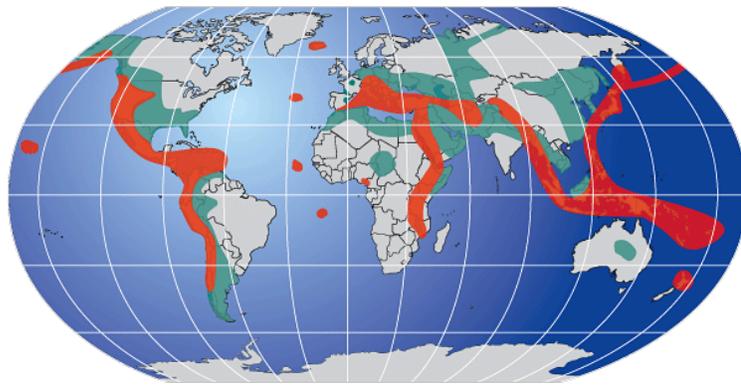


FIGURA 11. Distribución de los recursos geotérmicos mundiales con base a las temperaturas que se esperan encontrar. En rojo se muestran las zonas propicias para el desarrollo de energía geotérmica de alta temperatura. En verde, zonas favorables a la energía geotérmica de baja temperatura. En gris se observan las áreas con basamento cristalino reservadas para la energía geotérmica de muy baja temperatura.

Tras la crisis energética (primera crisis del petróleo) de los años setenta surge el interés por esta fuente renovable de energía en todo el mundo (Azor y Callejas, 2011). Se produce la gran expansión en la generación de electricidad con energía geotérmica, incorporándose sucesivamente al mercado mundial Japón, Islandia y El Salvador (1975), Indonesia, Kenia, Turquía y Filipinas (1980), Nicaragua (1985), Costa Rica (1995), Guatemala (2000), etc. (FIG. 12).

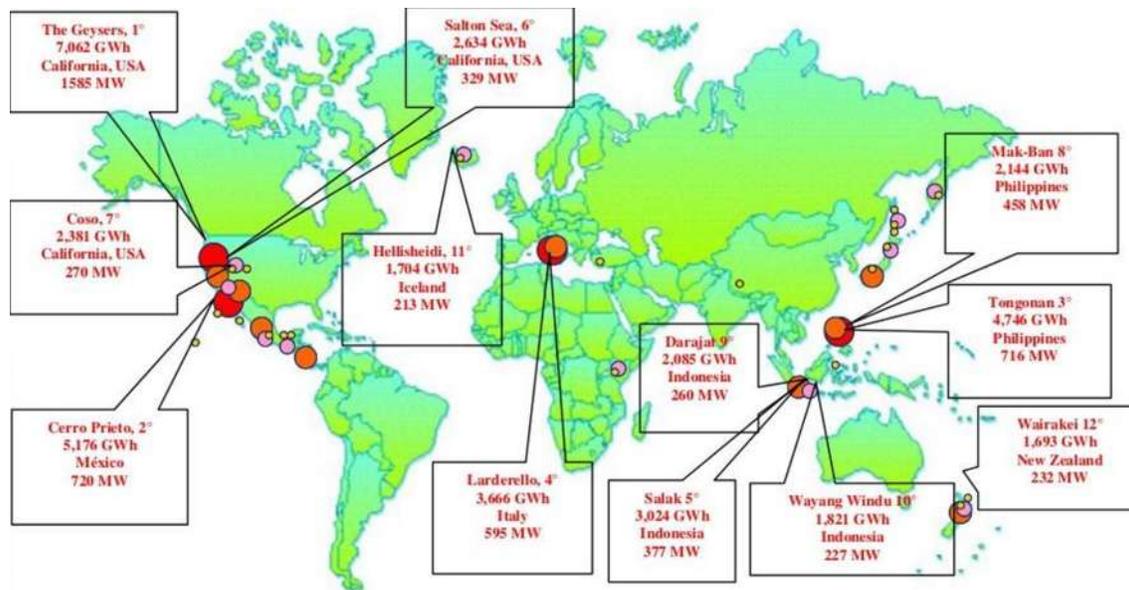


FIGURA 12. Mapa esquemático donde se muestran algunas de las plantas geotérmicas más importantes del mundo.

En la actualidad, una gran cantidad de países utiliza la geotermia de manera directa para diversas aplicaciones (calefacción, balnearios, deshidratación de frutas y vegetales, invernaderos, secado de madera, bombas de calor, etc.), pero sólo 24 países la emplean de manera indirecta para generar energía eléctrica (Azor y Callejas, 2011). Esos países tienen una capacidad geo-termoeléctrica instalada de casi 14 mil megawatts, estando México en quinto lugar (FIG. 13), como se observa en la TABLA 2 que incluye datos actualizados al mes de abril de 2017 (Gutiérrez y Pérez, 2017).

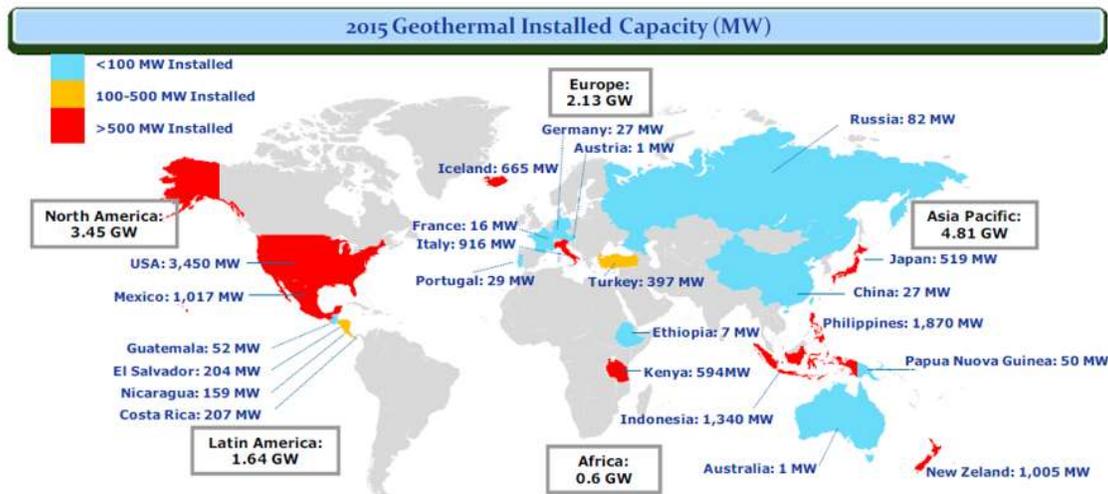


FIGURA 13. Países que emplean energía geotérmica para producir electricidad. En distintos colores se muestran los rangos de capacidad instalada hasta 2015 (tomado de Berneti, 2015).

2.4. DESARROLLO DE LA GEOTERMIA EN MÉXICO

La energía geotérmica en México es mayoritariamente utilizada para producir electricidad, sus usos directos aún están en desarrollo y hasta el momento se concentran en balnearios de aguas termales (Flores *et al.*, 2014). Desde hace cincuenta y ocho años el país figura como pionero y líder del continente americano en la explotación de recursos geotérmicos para la generación de electricidad (Yáñez, 2016), teniendo una capacidad instalada total de 983.7 megawatts (TABLA 1), aunque la capacidad en operación efectiva es de sólo 910.7 megawatts, lo que representa aproximadamente el 1.3% de la capacidad eléctrica total de México a diciembre de 2016 (Gutiérrez y Pérez, 2017).

En épocas recientes y de acuerdo con las necesidades de la población, México ha optado por el uso de fuentes renovables de energía para reducir su dependencia de los combustibles fósiles y disminuir las emisiones de gases de efecto invernadero. En consecuencia, se crearon leyes que promueven el empleo de energías renovables. Entre las que destacan la Reforma Energética que posee la nueva Ley de Energía Geotérmica,

con la cual se espera derribar las barreras y retos científicos y tecnológicos que enfrenta el país para el aprovechamiento sustentable de la energía. Otra ley importante es la General para el Cambio Climático que a mediano plazo (2024) espera cumplir con el objetivo de generar el 35% de las necesidades energéticas del territorio a partir de las fuentes renovables (Yáñez, 2016).

TABLA 1. Capacidad geotérmica instalada en todo el mundo hasta abril de 2017 (tomada de Gutiérrez y Pérez, 2017).

	PAÍS	MWe	PAÍS	MWe	
1	Estados Unidos	3,789.0	13	Nicaragua	159.0
2	Filipinas	1,870.0	14	Rusia	92.2
3	Indonesia	1,647.0	15	Guatemala	52.0
4	Nueva Zelanda	1,005.0	16	Papúa-Nueva Guinea (Isla Lihir)	50.0
5	México	983.7	17	Portugal (Islas Azores)	28.5
6	Italia	941.0	18	Alemania	31.0
7	Turquía	858.0	19	China	27.0
8	Islandia	664.4	20	Francia (Isla Guadalupe y Alsacia)	17.1
9	Kenia	653.0	21	Etiopía	7.0
10	Japón	524.0	22	Austria	1.4
11	Costa Rica	207.1	23	Australia	1.0
12	El Salvador	204.4	24	Tailandia	0.3
				Total	13,813.1

Para cumplir con lo anterior, se han realizado estudios exploratorios (geología, geoquímica y geofísica) en varias regiones del país y se lograron identificar áreas de interés geotérmico con entalpía alta, media y baja (FIG. 14).

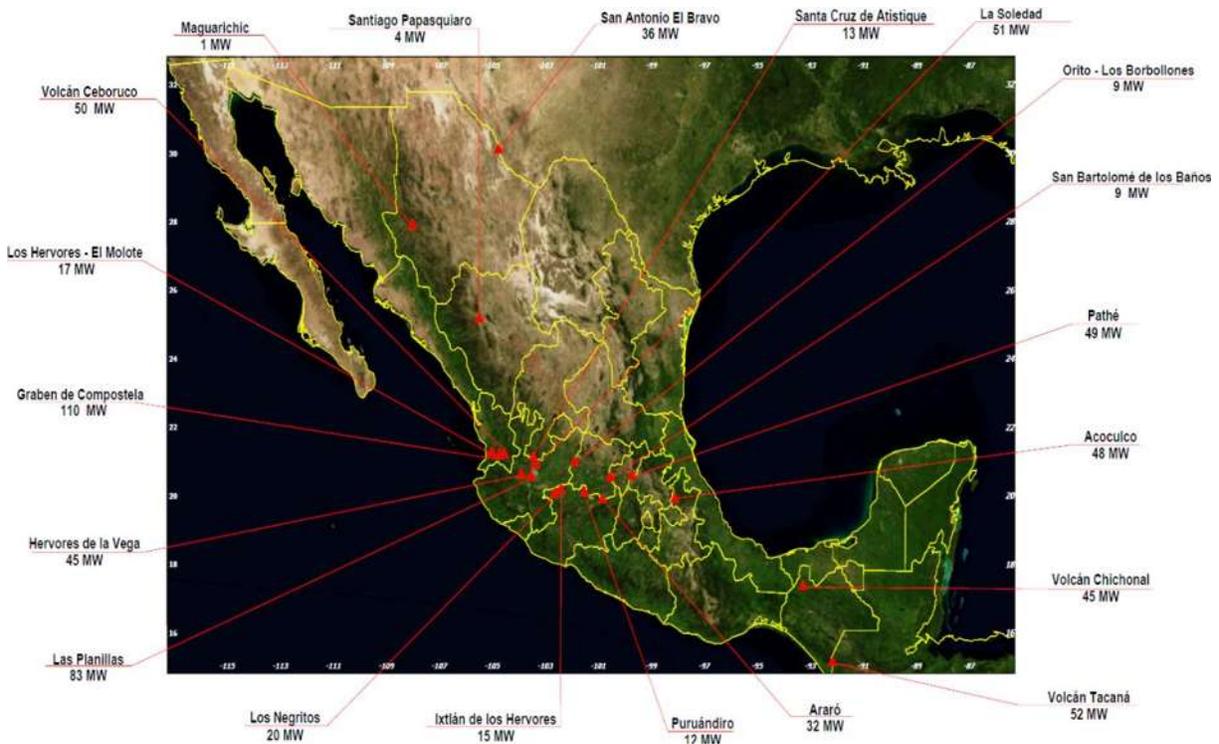


FIGURA 14. Mapa de localización de zonas con potencial geotérmico en México según la CFE. La zona de Acoculco (Puebla) está considerada dentro de ellas.

La zona geotérmica de Acoculco (Puebla) es un complejo volcánico ubicado en la parte oriental del cinturón volcánico mexicano. La CFE perforó dos pozos exploratorios; en 1995 Acoculco 1 (EAC-1) y en 2008 Acoculco 2 (EAC-2). Durante las perforaciones se reportaron temperaturas aproximadas de 300 °C y baja permeabilidad. Sin embargo, con la información conocida no es posible determinar la viabilidad de un proyecto geotérmico-eléctrico. Dado los resultados más recientes, esta área es candidata para desarrollar en el futuro un sistema geotérmico mejorado de alta entalpía (Flores *et al.*, 2014). De lo anterior, nace la importancia de este proyecto de investigación.

Actualmente, existen cinco campos geotérmicos que se encuentran en operación, de los cuales cuatro están concesionados a la CFE (FIG. 15): Cerro Prieto, Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes; y uno a la iniciativa privada (Grupo Dragón, SA de CV): Domo de San Pedro (Yáñez, 2016).



FIGURA 15. Localización de los cinco campos geotérmicos del país en producción. (tomado de Gutiérrez y Pérez, 2017).

2.4.1. CAMPO GEOTÉRMICO CERRO PRIETO, BAJA CALIFORNIA

La geología de este campo geotérmico consta de una cuenca pull apart que se produce entre dos fallas activas de deslizamiento (las fallas Cerro Prieto e Imperial) pertenecientes al Sistema de Fallas de San Andres (FIG. 16). El adelgazamiento de la corteza continental en la cuenca ha producido una anomalía térmica que es la causa de la fuente de calor del sistema geotérmico. Los fluidos geotérmicos están contenidos en areniscas lenticulares intercaladas en series de esquistos con un espesor medio de 2400 m (Flores *et al.*, 2014). Más de 400 pozos geotérmicos han sido perforados en cuarenta años en Cerro Prieto, con profundidades hasta de 4400 m. 159 pozos de producción estuvieron operando durante 2013 produciendo 34.54 millones de toneladas de vapor separado a una tasa promedio anual de 3942 toneladas por hora (t/h). La tasa media anual de producción por pozo fue de 24.7 t/h. También hubo 17 pozos de inyección en operación que regresaron al sistema alrededor de 59.82 millones de toneladas de salmuera separada. El resto se dispuso en el estanque de evaporación solar de 14.3 km² de superficie. Las 11 unidades de condensación produjeron 3.996 GWh con un factor de capacidad anual de 78% (0.78). La disminución en el factor de capacidad anual se debe a la disminución de la producción de vapor en los pozos (Flores *et al.*, 2014).



FIGURA 16. Fotografía en la que se aprecia parte del campo geotérmico Cerro Prieto.

2.4.2. CAMPO GEOTÉRMICO LOS AZUFRES, MICHOACÁN

Los Azufres es un campo volcánico cuyos fluidos geotérmicos están alojados en andesitas afectadas por tres sistemas de fallas producidos por la actividad tectónica local y regional. El más importante de estos sistemas presenta una tendencia E-O y controla el movimiento de los fluidos sub-superficiales (FIG. 17). La fuente de calor del sistema parece estar relacionada con la cámara de magma del complejo volcánico (Flores *et al.*, 2014).

Este campo cuenta con una capacidad total instalada es de 191.6 MW. Las primeras unidades de potencia fueron puestas en servicio en 1982 y para 2014 existían 12 en funcionamiento. La generación de electricidad en 2013 fue de 1.503 GWh, con un factor de capacidad anual del 95% (0.95). Los 40 pozos de producción estaban en operación y produjeron 14.8 millones de toneladas de vapor, a una tasa promedio anual de 1689 t/h. La producción media anual por pozo fue de 42 t/h. El vapor producido fue acompañado por 4.4 millones de toneladas de salmuera que se inyectó completamente en el sistema a través de 6 pozos de inyección. El consumo específico bruto en Los Azufres en 2013 fue de 9.33 toneladas de vapor por MW (Flores *et al.*, 2014).

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) ha desarrollado algunos usos directos de los recursos geotérmicos en el campo geotérmico Los Azufres, que incluyen un secador de madera, un deshidratador de frutas y verduras, un invernadero y un sistema de calefacción de sus oficinas e instalaciones en el campo (Lund y Boyd, 2015).



A)



B)

FIGURA 17. Fotografías del campo geotérmico Los Azufres. A) Zona de oficinas en el campamento central. B) Zona periférica del campo geotérmico, las columnas de humo corresponden a los pozos geotérmicos.

2.4.3. CAMPO GEOTÉRMICO LOS HUMEROS, PUEBLA

Los Humeros se localiza dentro de una caldera volcánica cuaternaria (Caldera de Los Humeros) a 2600 msnm. Los fluidos geotérmicos están contenidos en andesitas que recubren un complejo basal compuesto por rocas metamórficas, sedimentarias e intrusivas. La fuente de calor es una cámara de magma que produjo dos colapsos y formó las calderas de Los Humeros y Los Potreros, siendo esta última anidada en la primera (FIG. 18). El colapso de Los Potreros ocurrió hace cien mil años, y la última actividad volcánica se ha fechado en veinte mil años (Flores *et al.*, 2014).

Sus unidades de potencia número 1 y 2 comenzaron a operar comercialmente en 1990, y en 2014 existían cinco unidades de contrapresión de 5 MWe cada una y una de 26.8 MWe. En 2013, 23 pozos de producción estuvieron operando. Produjeron 5.47 millones de toneladas de vapor a una tasa promedio anual de 624 t/h, resultando en una producción promedio por pozo de 27 t/h. Los pozos en Los Humeros producen generalmente poca salmuera, y así ocurrió en 2013 cuando se obtuvieron 0.73 millones de toneladas de salmuera. La salmuera fue devuelta al sistema por tres pozos de inyección. En ese mismo año, la generación de electricidad en Los Humeros fue de 335.76 GWh con un factor de capacidad del 61% (Flores *et al.*, 2014).



FIGURA 18. Fotografía del campo geotérmico Los Hornos.

2.4.4. CAMPO GEOTÉRMICO LAS TRES VÍRGENES, BAJA CALIFORNIA SUR

Las Tres Vírgenes se localiza dentro de un complejo volcánico cuaternario compuesto por tres volcanes alineados N-S (FIG. 19). Los fluidos geotérmicos están alojados en rocas intrusivas falladas (principalmente granodiorita) y la fuente de calor del sistema está relacionada con la cámara magmática del volcán La Virgen, el más joven y más meridional del complejo volcánico (Flores *et al.*, 2014).

Este campo se ubica en el centro de la península de Baja California. Sólo hay dos unidades de potencia de 5 MW de condensación en funcionamiento. La generación de electricidad en 2013 fue de 54.58 GWh, con un factor de capacidad media anual de 56% (0,56). Durante 2011 hubo cuatro pozos de producción en operación que produjeron 0.788 millones de toneladas de vapor a una tasa media anual de 90 t/h. La producción promedio anual por pozo fue de 22 t/h. Los pozos de Las Tres Vírgenes producen mucha salmuera: en 2013 la salmuera asociada fue de 2.42 millones de toneladas. Toda esta salmuera se inyectó completamente a través de un pozo de inyección. El consumo específico bruto de Las Tres Vírgenes fue de 13.39 toneladas de vapor por MWh en 2013 (Flores *et al.*, 2014).



FIGURA 19. *Fotografía del campo Geotermico Las Tres Virgenes.*

2.4.5. CAMPO GEOTÉRMICO DOMO SAN PEDRO, NAYARIT

En el campo geotérmico del Domo San Pedro, el Grupo Dragón, S.A., ha instalado un par de unidades a contrapresión de 5 MW cada una, que están operando comercialmente desde febrero y marzo de 2015 (FIG. 20). Adicionalmente, en 2016 entró en operación una unidad a condensación de un solo flasheo de 25.5 MW de capacidad bruta, con lo cual las dos primeras unidades a contrapresión han dejado de operar de manera continua, estando sólo como respaldo de la unidad de 25.5 MW. Este es el primer campo geotérmico de propiedad y operación privada en México, desarrollado al amparo del antiguo marco regulatorio previo a la entrada en vigor de la reforma energética, en general, y de la Ley de Energía Geotérmica (LEG), en particular (Gutiérrez y Pérez, 2017).



FIGURA 20. *Fotografía del campo geotérmico Domo San Pedro.*

2.5. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL ASOCIADA A SISTEMAS GEOTERMICOS

La relevancia de investigar la alteración hidrotermal en el presente estudio radica en que es producto del proceso de transformación, este puede dar información acerca de las condiciones termodinámicas del fluido hidrotermal que las generó a través de las características mineralógicas, químicas y morfológicas. Los minerales que se formaron conservan la evidencia de las condiciones hidrológicas que prevalecían dentro de un sistema geotérmico activo o fósil durante su formación y pueden reflejar la gama de las temperaturas en las que se formaron (González, 2017).

La alteración hidrotermal en los reservorios geotérmicos activos (campos geotérmicos) o fósiles (yacimientos minerales) se debe a la circulación de fluidos hidrotermales, ya sea agua caliente, vapor o gas, produciendo un cambio físico-químico en las rocas a través de las cuales circulan. Esta circulación involucra volúmenes relativamente grandes de fluidos calientes que atraviesan rocas permeables debido a la presencia de fisuras o poros interconectados que propician que las soluciones se precipiten (González, 2017).

El fluido tiende a estar fuera de equilibrio termodinámico con las rocas adyacentes, sin embargo, cuando estos fluidos entran en contacto con las rocas provocan reacciones químicas. Estas reacciones tienden a aproximarse al equilibrio al intercambiar componentes de la solución y de los minerales sólidos por procesos de disolución y precipitación. El proceso implica la transformación de fases minerales, el crecimiento de nuevos minerales, la disolución de minerales y las reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma (González, 2017).

El transporte de los materiales involucrados en la alteración de las rocas puede ocurrir por infiltración o por difusión (transporte de especies químicas a través de fluidos estancados en los poros de las rocas) o por una combinación de ambos procesos. Si la evidencia geológica muestra que los materiales o componentes químicos se movieron a gran distancia el medio de transporte dominante probablemente fue la infiltración (González, 2017).

Los sistemas hidrotermales relacionados a la actividad magmática somera, son los principales responsables del gran movimiento de fluidos en la corteza superior y de grandes convecciones de calor hacia la superficie terrestre conformando los yacimientos geotérmicos y/o minerales. Existe un acuerdo general de que la energía térmica que pone en operación a numerosos sistemas hidrotermales, proviene de las intrusiones o cámaras

magmáticas someras que pueden alcanzar múltiples estados, a efecto de sostener la actividad hidrotermal por cientos o hasta miles de años.

Es significativo entender el proceso de alteración hidrotermal, porque a partir de este conocimiento, es posible contar con suficientes evidencias acerca de las características químicas y orígenes de los fluidos mineralizantes. Las asociaciones mineralógicas y el comportamiento de las soluciones sólidas, permiten conocer no solamente las condiciones de presión y temperatura de las alteraciones, sino las condiciones de pH y de óxido-reducción del fluido hidrotermal (González, 2017).

Entonces es indispensable, lograr la caracterización de los fluidos mineralizantes y conocer las condiciones de formación del sistema, a través del examen de la compleja interrelación entre paragénesis, sucesión mineral y zoneamiento de la alteración hidrotermal.

Las reacciones con las rocas encajonantes controlan la composición del fluido mineralizante. El papel de las reacciones proximales y distales en el modelado de los procesos de mineralización, puede ser entendido en el contexto de los procesos de fuente-transporte-depósito, en donde los fluidos originados en una fuente particular, transportaron elementos hasta un ambiente físico y/o químico diferente, lo que implicó su precipitación (González, 2017).

Los yacimientos hidrotermales se forman a consecuencia de la precipitación de minerales en una zona de depósito. En estos sitios, concurren condiciones adecuadas que producen las reacciones de precipitación, como favorables estados físico-químicos y estructurales. Es obvio que el fluido desde su fuente, cambia de composición por las naturales reacciones químicas que experimenta con la roca encajonante durante su trayectoria, por lo que está muy claro que el fluido que llega al sitio de depósito no es el mismo que el de la región fuente (FIG. 21).

Es recomendable realizar estudios de las alteraciones hipogénicas a lo largo de la trayectoria completa del fluido, desde la región fuente hasta el sitio de depósito (González, 2017). Esta consideración suele tener gran significado, ya que el fluido puede lixiviar metales durante su trayectoria (fenómeno conocido como re-movilización metálica).

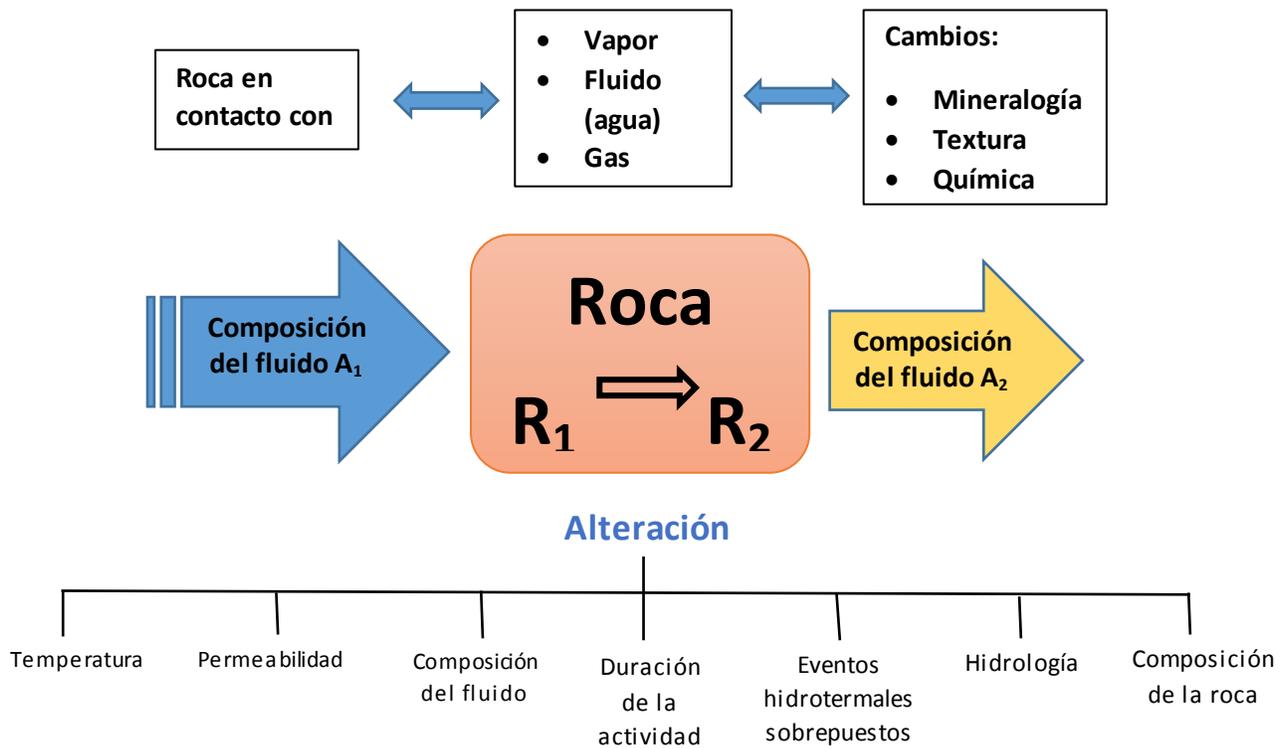
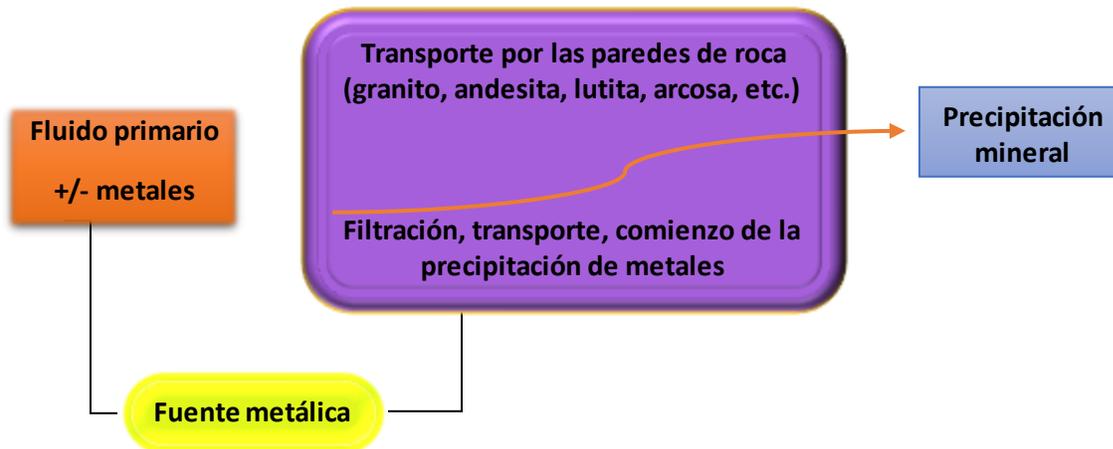


FIGURA 21. Elementos que participan en los procesos de interacción agua/roca (modificada de González, 2017).

En la medida en que el fluido se equilibra con la roca, la naturaleza de la misma, ejerce una influencia determinante en las concentraciones de cationes, el pH, el estado de óxido-reducción del fluido y como consecuencia, en las concentraciones de elementos (FIG. 22). Así, en determinadas condiciones, algunos elementos que han sido extraídos del reservorio (fuente) pueden ser removidos y otros adicionados, como resultado de las diversas reacciones del fluido con las rocas encajonantes, durante su trayectoria desde la zona donde fueron originados (González, 2017).



Tipos de fluidos primarios:

- Gas magmático condensado
- Salmuera magmática
- Agua marina caliente
- Agua meteórica caliente circulando a profundidad
- Salmuera oxidada sedimentaria connata
- Fluido rico en CO₂ procedente de la corteza inferior o manto superior

Procesos de entrapamiento:

- Ebullición
- Reacción con la pared de la roca
- Mezcla de agua fría
- Mezcla de agua marina fría (+ pH)
- Mezcla de agua marina anóxica (reducida)
- Mezcla ácida (disminución de pH)
- Mezcla de H₂S (sulfuración)
- Enfriamiento por conducción

FIGURA 22. Mecanismos de origen-transporte-precipitación mineral en sistemas hidrotermales (modificado de González, 2017)

La división, mineralogía y las relaciones texturales de las asociaciones minerales son una de las características más relevantes de los yacimientos minerales en general, la importancia de las mismas radica en la información que nos pueden aportar de las condiciones prevalecientes al momento de la formación del sistema mineral. Estos datos proporcionarían la información necesaria para la reconstrucción de la estructura geoquímica del sistema hidrotermal y la dinámica del mismo (White y Hedenquist, 1995).

El estudio de las asociaciones mineralógicas de la alteración hidrotermal, como producto de actividad geotérmica, es de gran utilidad en la exploración, ya que proporciona información sobre las rocas almacenadoras de la energía y las características del fluido, así como del rango de temperatura y la evolución del sistema geotérmico (Rocha, 2013).

2.5.1. FACTORES QUE CONTROLAN LA MINERALOGÍA RESULTANTE DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Existen varios factores que contribuyen en mayor o menor medida a la mineralogía observada como producto de alteraciones hidrotermales, entre ellas:

A) TEMPERATURA

La temperatura no sólo controla la composición de las asociaciones minerales secundarias, sino también la velocidad de los procesos de alteración. Diversos minerales se pueden agrupar en zonas y subzonas asociadas con paragénesis características (conjunto de minerales que aparecen a determinadas condiciones físico-químicas). Tales zonas se utilizan para dar aproximaciones de las temperaturas a profundidad (Reyes, 2000). A menudo los minerales se dividen en zonas de arcillas y calco-silicatos tomando en consideración (FIG. 23):

- Su frecuencia y abundancia;
- Su sensibilidad a los cambios de composición de fluidos y temperaturas;
- La fácil identificación megascópica de epidota, wairakita, granate, esmectita y actinolita-tremolita en el campo utilizando un microscopio óptico.
- Otras predicciones de temperatura dentro de la zona de calco-silicatos de los sistemas geotérmicos pueden ser hechas por:
 - La aparición de granate hidrogrossular / grossular (>260 °C), wairakita (>230 °C) y actinolita-tremolita (>280 °C);
 - La ocurrencia y la morfología cristalina de la epidota.

La temperatura también afecta al material orgánico en áreas geotérmicas donde las rocas sedimentarias carbonosas pueden ser interceptadas por pozos profundos. La reflectancia en el aceite de fragmentos orgánicos o macerales, especialmente vitrinita, aumenta proporcionalmente con la temperatura (Reyes, 2000).

En inclusiones fluidas la temperatura de homogeneización se mide comúnmente en anhidrita, cuarzo, calcita, wairakita, feldespato-K y esfalerita que se producen en vetas o como material de reemplazo. Se estudian las inclusiones fluidas primarias y secundarias, aunque los resultados de estas últimas con frecuencia coinciden con las temperaturas medidas en los pozos. Para evitar cualquier contaminación, las temperaturas de homogeneización se miden siempre en al menos seis cristales diferentes de cada profundidad muestreada, ya que los resultados son básicamente estadísticos (Reyes, 2000).

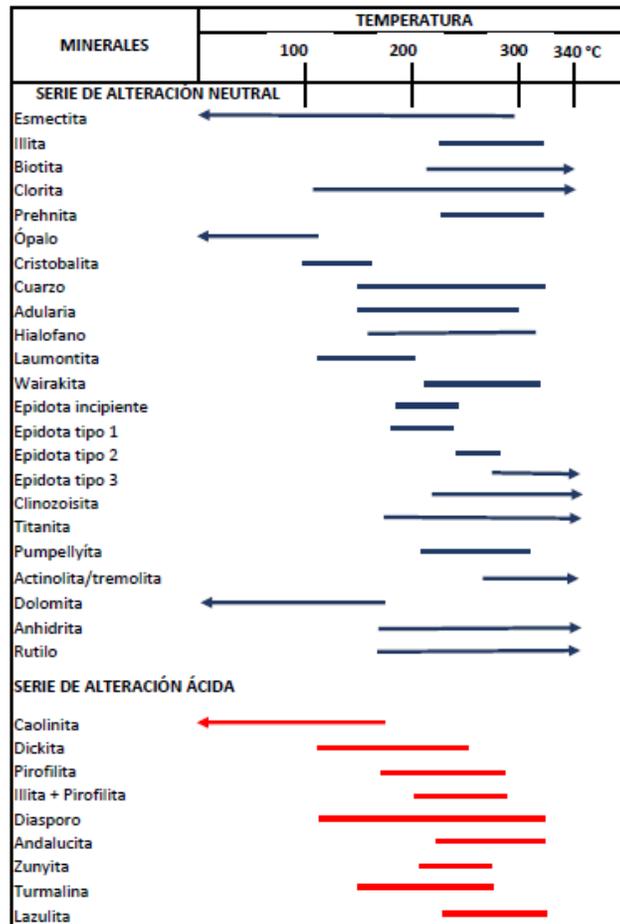


FIGURA 23. *Minerales seleccionados en sistemas geotérmicos filipinos comúnmente utilizados como geotermómetros (modificado de Reyes, 1990).*

B) PERMEABILIDAD

Una roca compacta y sin permeabilidad no podrá ser invadida por fluidos hidrotermales para causar efectos de alteración. Sin embargo, los fluidos pueden producir fracturamiento hidráulico de las rocas o disolución de minerales generando permeabilidad secundaria en ellas (González, 2016).

C) QUÍMICA DE FLUIDO/FUENTE DE FLUIDOS

La fuente de fluidos se puede determinar a partir de las concentraciones de isótopos estables (Reyes, 2000). Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico, por lo que tienen igual número de protones (número atómico). Sin embargo, el número de neutrones es distinto. Mientras que la masa atómica, igual a la suma de protones y neutrones, es diferente. Algunos de los isótopos de los elementos ligeros son estables, por lo que siempre permanecen con la configuración atómica que les es propia. Otros son inestables lo que significa que su configuración atómica no puede permanecer y decaen o

se transforman en una configuración distinta. Las propiedades fisicoquímicas de los isótopos de un mismo elemento son muy semejantes, pero la diferencia de masa atómica ocasiona que la energía vibracional de las moléculas sea un poco diferente en cada isótopo. Como consecuencia, las propiedades fisicoquímicas varían ligeramente entre los isótopos de un mismo elemento. Así, la presión de vapor del Deuterio (D) y del Oxígeno (O^{18}) es algo menor que la del Hidrógeno (H) y del Oxígeno (O^{16}); por lo que, durante el proceso de evaporación, los isótopos ligeros (H y ^{16}O) cambian a la fase vapor con una tasa proporcionalmente mayor que los isótopos pesados (D y ^{18}O), dando por resultado que, en la fase vapor, habrá una proporción mayor de los isótopos ligeros que en la fase líquida remanente (Quijano, 2007).

Los minerales de alteración también pueden ayudar a indicar la acidez y corrosividad de los fluidos hidrotermales (Reyes, 2000). A continuación se describen dos tipos de alteración relacionada con fluidos específicos:

- **Alteración del pH neutro** asociada a sistemas geotérmicos maduros;
- **Alteración ácida** asociada con sistemas geotérmicos inmaduros o flujos ascendentes.

D) RELACIÓN FLUIDO/ROCA

Los sistemas de alteración hidrotermal se pueden subdividir en dos tipos principales según las proporciones relativas de fluido y roca involucradas en el proceso hidrotermal (FIG. 24):

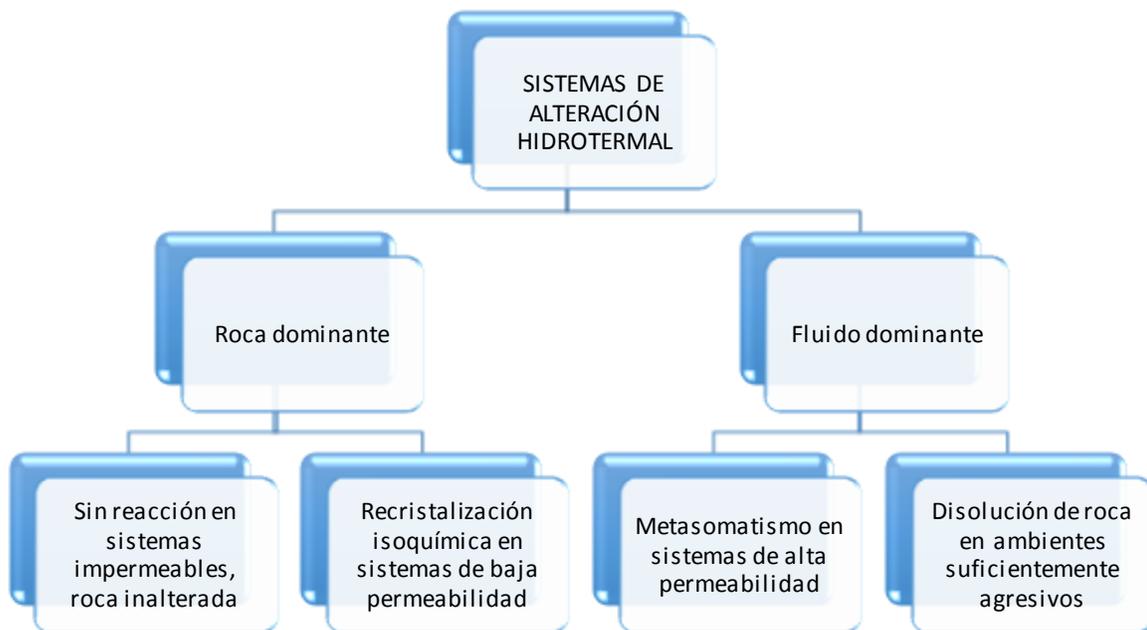


FIGURA 24. Esquema que muestra los tipos de sistemas de alteración hidrotermal de acuerdo con una relación cualitativa fluido/roca (Giggenbach, 1997b en Reyes, 2000).

Las relaciones fluido/roca se define rigurosamente solo en sistemas cerrados o estancados. En sistemas naturales generalmente abiertos y dinámicos, la relación fluido/roca no se puede cuantificar, pero se puede usar cualitativamente para referirse a efectos relativos, en lugar de a cantidades de fluido y roca involucradas en el proceso hidrotermal. Con el aumento de fluido en la roca se pueden presentar las siguientes situaciones (Reyes, 2000):

- En ausencia de un fluido, como en formaciones altamente impermeables, la roca primaria permanece;
- La presencia de una fase fluida menor, esencialmente estancada facilita la recristalización isoquímica, acompañada de hidratación;
- En altas relaciones fluido/roca, el proceso de alteración está cada vez más dominado por la introducción y eliminación de componentes de la fase fluida que conducen al reemplazo o metasomatismo de los minerales primarios;
- En proporciones muy altas de fluido ácido, en entornos agresivos, la roca puede disolverse por completo.

El metamorfismo durante los procesos de alteración dominados por el fluido puede subdividirse en tres subprocesos (Reyes, 2000):

- **Metasomatismo K** acompañado de silicificación en las principales zonas de flujo ascendente, dando lugar a alteraciones potásicas; asociado con el flujo ascendente de agua a temperaturas > 180 °C dentro de zonas permeables, a menudo acompañado de un ataque hidrológico seguido por deposición de adularia en vetas o vuggys. La deposición de arcilla illita siempre está precedida por la disolución de componentes andesíticos primarios como la plagioclasa;
- **Metasomatismo H** debido al rápido enfriamiento a lo largo de los márgenes de las zonas de flujo ascendente que conducen a las alteraciones argílica y filica; y
- **Metasomatismo Na, Mg y Ca** en respuesta al aumento de las temperaturas en las zonas de recarga que conduce a la alteración propilítica.
 - **Metasomatismo Na**, implica una albitización generalizada de la plagioclasa. La Albita sólo se precipita en vuggys y fracturas a temperaturas >280 °C;
 - **Metasomatismo Mg**, es generalizado y los minerales portadores de Mg son muy variados. Su prevalencia puede deberse a la abundancia de ferromagnesianos en las rocas huésped de tipo andesíticas. Su variedad a los gradientes geoquímicos es asociada con la rápida neutralización de

fluidos inicialmente ácidos: a temperaturas <180 °C se produce kerolita + vermiculita, mientras que actinolita-tremolita aparece a >320 °C. Cuando las aguas ácidas son neutralizadas rápidamente por la roca o se mezclan con aguas de pH neutro, la sepiolita se deposita a <180 °C y a >270 °C Estruvita + lazulita.

E) COMPOSICIÓN DE LA ROCA

La proporción de minerales es relevante para grados menos intensos de alteración, dado que los distintos minerales tienen distinta susceptibilidad a ser alterados, pero en alteraciones intensas la mineralogía resultante es esencialmente independiente del tipo de roca original (González, 2016).

Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria (hidrotermal), su efecto es menor que la permeabilidad, presión, temperatura y composición del fluido y esta no tiene ningún efecto después de los 230 °C.

F) DURACIÓN DE LA INTERACCIÓN AGUA/ROCA

Mientras mayor volumen de aguas calientes circulen por las rocas y por mayor tiempo, las modificaciones mineralógicas serán más completas (González, 2016).

G) PRESIÓN

Este es un efecto indirecto, pero controla procesos secundarios como la profundidad de ebullición de fluidos, fracturamiento hidráulico (generación de brechas hidrotermales) y erupción o explosiones hidrotermales (González, 2016).

2.5.2. PROCESOS DEBIDOS A LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

El depósito de los minerales de alteración puede ocurrir de diferentes formas, a continuación, se presentan las más destacadas:

A) DEPOSITO DIRECTO

Muchos minerales se depositan directamente a partir de soluciones hidrotermales. Para poder hacerlo es obvio que la roca debe tener permeabilidad para que el fluido pueda moverse dentro de ellas. Ej. diaclasas, fallas, fracturas hidráulicas, discordancias, zonas brechosas, huecos, poros y fisuras (González, 2016).

El cuarzo, calcita y anhidrita forman fácilmente venillas y relleno de huecos en las rocas, pero también se ha observado localmente clorita, illita, adularia, pirita, pirrotina, hematita, wairakita, fluorita, laumontita, mordenita, prehnita y epidota que deben haberse depositado directamente de un fluido hidrotermal (González, 2016).

B) REEMPLAZO

Muchos minerales de las rocas son inestables en un ambiente hidrotermal y estos tienden a ser reemplazados por nuevos minerales que son estables o al menos metaestables en las nuevas condiciones. La velocidad del reemplazo es muy variable y depende de la permeabilidad de la roca (González, 2016).

C) LIXIVIACIÓN

Algunos de los componentes químicos de las rocas son extraídos por los fluidos hidrotermales al atravesarlas, particularmente cationes metálicos, de modo que la roca es empobrecida en dichos componentes o lixiviada. En ciertas condiciones, como por ejemplo donde se condensa vapor acidificado por oxidación de H_2S , la solución ácida resultante (por la presencia de H_2SO_4) ataca las rocas disolviendo minerales primarios, pero sin reemplazar los huecos resultantes que se producen. Esto puede en casos extremos resultar en una masa porosa de cuarzo residual (González, 2016).

2.5.3. EQUILIBRIO QUÍMICO

La alteración hidrotermal y mineralización que actúan en conjunto son el resultado de un proceso irreversible de **intercambio químico** entre una solución acuosa y rocas adyacentes. Ciertos componentes son extraídos selectivamente de las rocas caja y son agregados al fluido y otros componentes son selectivamente incorporados a las rocas (o forman una cubierta sobre ellas) y son removidos del fluido hidrotermal. El resultado de este proceso depende de las condiciones físicas en la interfase fluido-roca y en las cantidades relativas de fluido y roca involucradas en el proceso de intercambio químico (razón agua/roca). Solo la roca alterada es el resultado visible del proceso, porque el fluido es removido del sistema, a excepción de posibles inclusiones fluidas en los minerales precipitados (González, 2016).

Algunos tipos de alteración involucran solo la transferencia en un sentido del fluido a la roca o viceversa, a saber:

Proceso	Ganancia o pérdida de:
Hidratación/deshidratación,	H_2O
Carbonatación/decarbonatación,	CO_2
Oxidación/reducción,	O_2
Sulfuración/reducción	S_2

La precipitación o disolución de un mineral también es un proceso en un sentido y el parámetro controlador es la solubilidad. Las reacciones de intercambio iónico son importantes en los procesos de alteración (González, 2016).

La alteración hidrotermal produce cambios en las propiedades de las rocas modificando su densidad (aumento o disminución), porosidad, permeabilidad (aumento o disminución), susceptibilidad magnética (usualmente disminuye, pero puede aumentar cuando se deposita magnetita hidrotermal) y resistividad (usualmente decrece porque los sulfuros metálicos permiten el paso de corrientes eléctricas, pero masas silíceas producto de alteración pueden ser más resistivas).

TABLA 2. Comportamiento típico de los elementos mayores durante la alteración hidrotermal en rocas volcánicas reaccionando con un fluido caliente (González, 2016):

Elemento mayor	Cambio	Mineral hidrotermal en el que se incorpora
SiO ₂	Agregado	Cuarzo, cristobalita y silicatos
TiO ₂	No cambia	Esfena y leucoxeno
Al ₂ O ₃	Agregado y removido	Muchos silicatos, algunos óxidos
Fe ₂ O ₃ y FeO	Agregado y removido	Clorita, pirita, pirrotita, siderita, epidota y hematita
MnO	No cambia	
MgO	Removido	Clorita y biotita
CaO	Agregado y removido	Calcita, wairakita, epidota, prehnita, anhidrita, montmorillonita, esfena, fluorita, zeolitas y wollastonita
Na ₂ O	Agregado y removido	Albita
K ₂ O	Agregado	Adularia, illita, alunita, biotita
CO ₂	Agregado	Calcita y siderita
S y SO ₃	Agregado	Anhidrita, alunita, pirita, pirrotina y barita
H ₂ O	Agregado	Todas las arcillas, epidota, prehnita, zeolitas, diásporo. Pirofilita y anfíboles
P ₂ O ₅	No cambia o agregado	Apatito
Cl	Removido	Halita
F	Agregado o no cambia	Fluorita

La teoría del equilibrio químico aporta las bases fundamentales para entender la formación de los minerales de alteración y su relación con los cambios en la composición de los fluidos hidrotermales (TABLA 2). Las paragénesis de las zonas de alteración, son rasgos constantes en numerosos yacimientos hidrotermales; esta característica, juntamente con el entendimiento de tales asociaciones mineralógicas en términos termodinámicos, implica que el equilibrio mineral-mineral y el concepto de equilibrio métaestable, se apliquen a una escala local y puedan ser utilizados para comprender los orígenes de numerosas paragénesis de alteración hidrotermal (González, 2017).

Al aplicar el concepto de equilibrio, no está claro sobre qué escala de espacio tiempo puede ser considerado, entre los minerales de alteración y los fluidos. El alcance de los geotermómetros químicos en reflejar el equilibrio a profundidad de fluido-mineral (Giggenbach, 1987 en González, 2017), indica que los fluidos están en equilibrio con el ambiente de alteración, sobre grandes escalas de tiempo de migración del fluido a profundidad (meses, años y décadas). El equilibrio entre fluidos y minerales de alteración en sistemas hidrotermales activos, no necesariamente implica equilibrio total en el sistema entre los minerales y el fluido. Esto significa equilibrio local entre el fluido y la roca que lo contiene (González, 2017).

2.5.4. REACCIONES DE HIDRÓLISIS

La estabilidad de feldspatos, micas y arcillas en procesos de alteración hidrotermal es comúnmente controlada por hidrólisis, en la cual K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , y otros cationes se transfieren de minerales a la solución y el H^+ se incorpora en las fases sólidas remanentes. Esto ha sido denominado metasomatismo de hidrógeno (Hemley and Jones, 1964 en González, 2016).

La hidrólisis es una reacción de descomposición que involucra la participación de agua. En geología corresponde a la reacción entre minerales silicatados ya sea con agua pura o con una solución acuosa, en la cual los iones H^+ y OH^- son consumidos selectivamente (González, 2016).



Las reacciones de hidrólisis son muy importantes en los procesos de alteración hidrotermal y algunos tipos de alteraciones son el resultado de distinto grado de hidrólisis de los minerales constituyentes de las rocas (González, 2016).

Un gran número de enfoques se han utilizado para la clasificación de las alteraciones hidrotermales. La terminología ha sido fuertemente influenciada por el ambiente de formación y por consecuencia, las clasificaciones tienden a reflejar tipos específicos de depósitos. Es evidente que estas clasificaciones tienen gran significado práctico, porque son de mucha utilidad en la interpretación de la geometría del sistema mineralizado, además de que representan guías de importancia fundamental en la exploración. Otros enfoques alternativos para clasificar a las alteraciones, están basados sobre asociaciones mineralógicas o sobre los cambios químicos que han ocurrido durante la alteración. Las clasificaciones que se basan en las paragénesis de alteración, se fundamentan en observaciones de campo y estudios petrográficos detallados, con el apoyo ocasional de otras técnicas, como la difracción de rayos X o la microsonda. La clasificación de las alteraciones por cambios químicos, requiere el conocimiento de la roca original, además de entender los procesos y reacciones que han participado en la alteración (González, 2017).

Este enfoque es particularmente útil, cuando son manifiestos cambios progresivos en la mineralogía en un tipo específico de roca, sea alrededor de una veta, una estructura o una zona mineralizada, de tal forma que la mineralogía puede servir de base para mostrar en diagramas las condiciones de los cambios, en función de los componentes químicos o de sus relaciones de actividad (FIG. 25). En este caso, para lograr interpretaciones acertadas, es indispensable tener un conocimiento detallado de la roca original, así como la identificación de elementos inmóviles. Numerosas variables afectan la mineralogía de las alteraciones hidrotermales. Los factores más importantes son la composición y la mineralogía de la roca, la composición del fluido hidrotermal (que incluye pH y FO₂), la relación fluido/roca (si el sistema es dominado por roca o por fluido), temperatura y presión. Al establecer un contraste detallado entre estas variables, puede ser necesario cuantificar la composición de algunos minerales hidrotermales por microsonda, a efecto de detectar los cambios en los límites de la estabilidad mineral-fluido, como una función de la composición mineralógica, comúnmente representada en diagramas de relaciones de actividad, actividad-temperatura y pH-FO₂ (González, 2017).

Asimismo, durante el estudio de los sistemas hidrotermales, es importante evaluar el grado de equilibrio alcanzado en la paragénesis de la alteración, ya que es muy frecuente encontrar en cavidades o vetas, minerales que no necesariamente están en equilibrio con los minerales que se forman por reacciones entre el fluido hidrotermal y la roca encajonante. Análogamente, diferentes paragénesis de alteración hidrotermal pueden

ocurrir a cierta distancia de las vetas o aberturas, lo que entonces puede demostrar el progreso de las reacciones y la modificación del fluido, cuando éste se movió dentro de la roca en dirección opuesta de las vetas o de la trayectoria del fluido inicial. Estos rasgos demuestran la naturaleza dinámica y compleja de los sistemas hidrotermales (González, 2017).

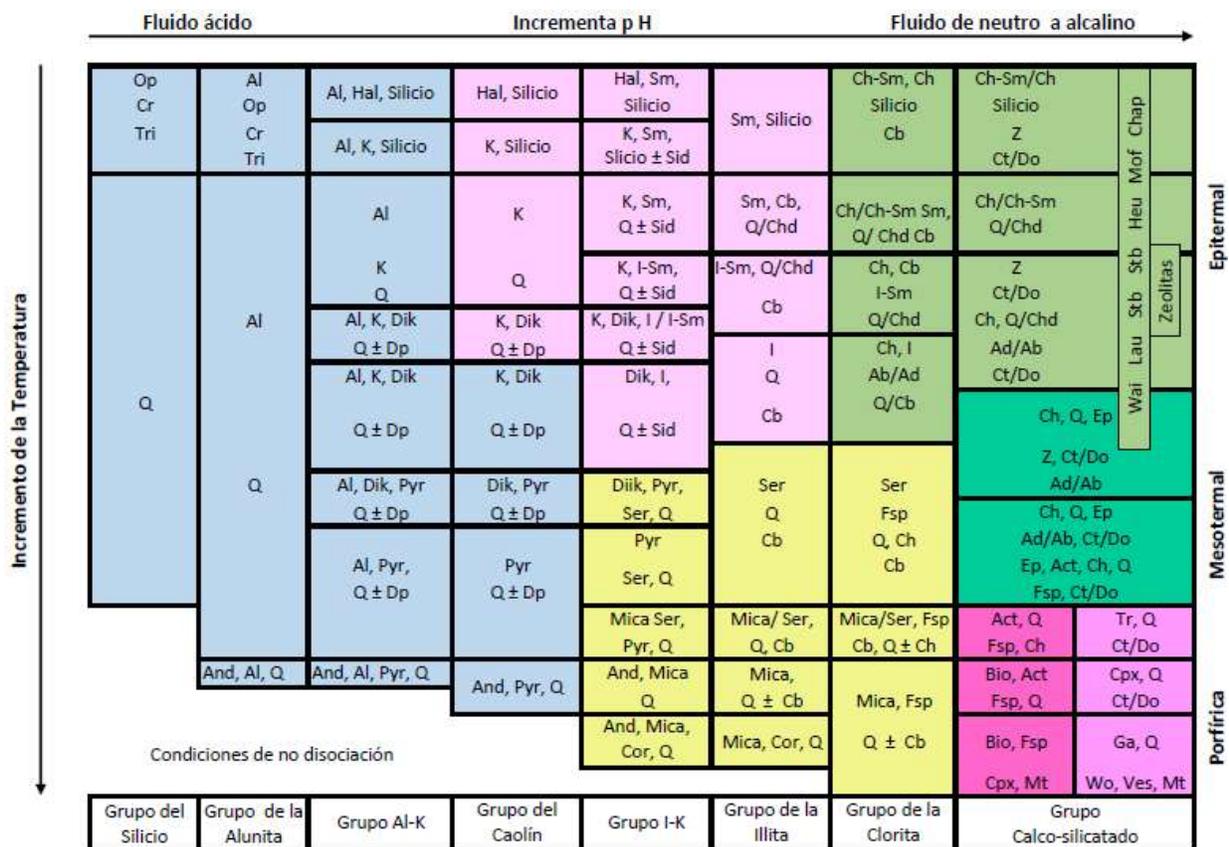


FIGURA 25. Esquema comparativo de la estructura, procesos, tipos de alteración, volátiles liberados, temperaturas, pH, tipos de fluidos y reacciones involucradas en la formación de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración (modificado de Sillitoe, 1995; con base en los datos de Corbett y Leach, 1998 en González, 2017). La posición de la transición frágil-dúctil se ha ubicado en temperaturas de ~ 400 °C, y a 5–7 km de profundidad. Derecha: esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermiales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes (modificado y simplificado de Corbett y Leach, 1998 en González, 2017). Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bi = biotita, Ca = calcedonia, Cb = carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc = calcita, Cl = clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diápora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldespatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita-esmectita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = esmectita o esmectita-illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas.

ALTERACIONES RELACIONADAS A LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA SOMERA

A) Potásica rica en biotita o de silicato de K o biotita.

Paragénesis: Biotita (flogopita)-feldespato potásico (ortoclasa)-magnetita, cuarzo, anhidrita, albita, actinolita, rutilo, apatita, sericita, clorita, epidota.

Ambiente de formación: Generalmente se encuentra en el núcleo de los depósitos porfídicos, particularmente aquellos hospedados por intrusiones más máficas, como dioritas, monzonitas o granodioritas, o bien, por rocas volcánicas y/o volcanoclásticas de naturaleza máfica a intermedia. Puede formar una gran zona de alteración periférica en las rocas encajonantes (sin feldespato potásico), más grande que las zonas externas de alteración propilítica (González, 2017).

B) Potásica o de silicato de K.

Paragénesis: Feldespato potásico (ortoclasa o microclina), cuarzo, albita, moscovita, anhidrita, epidota (González, 2017).

Ambiente de formación: Se encuentra en el núcleo de los sistemas porfídicos, particularmente hospedada por intrusiones félsicas (granodiorita-cuarzomonzonita, granito, sienita). Esta alteración corresponde a un intercambio catiónico (cambio de base) con la adición de K a las rocas. Ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (principalmente en el rango 350-550°C). Por esta razón, frecuentemente se refiere a la alteración potásica como tardimagmática y se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de plutones intrusivos (González, 2016).

C) Sódica o sódico-cálcica.

Paragénesis: albita, actinolita, clinopiroxeno (diópsida), cuarzo, magnetita, titanita, clorita, epidota, escapolita.

Ambiente de formación: Ocurre con poca mineralización en las partes profundas y periféricas de algunos sistemas porfídicos. Hospeda mineralización en depósitos porfídicos asociados con intrusiones alcalinas (González, 2017).

D) Fílica o sericitica.

La alteración fílica es producto de la remoción de sodio (Na), calcio (Ca), magnesio (Mg), hierro (Fe), potasio (K) y titanio (Ti) de las rocas calco-alcalinas del entorno y del reemplazamiento pervasivo de silicatos bajo condiciones ligeramente ácidas (pH entre 4 y 6). Debido a la desestabilización de los feldespatos por la presencia de H⁺, OH⁻, K y S, para formar minerales como el cuarzo, mica blanca, pirita y en algunos casos calcopirita;

el contenido de sulfuros puede ser mayor al 20% en volumen de los minerales presentes (Mata, 2015).

Paragénesis: Sericita (moscovita-illita), cuarzo, pirita, clorita, hematita, anhidrita.

Ambiente de formación: Forma con mucha frecuencia, un halo que bordea al núcleo de los depósitos porfídicos; hospeda mineralización substancial y puede estar sobreimpuesta a la alteración potásica temprana (González, 2017).

E) Alteración argílica

La alteración argílica se caracteriza por la formación de minerales de arcilla, debido al metasomatismo de H⁺ y al lixiviamiento ácido, la alteración se desarrolla a temperaturas de entre 100 °C a 300 °C. La lixiviación de los silicatos de aluminio resulta en un enriquecimiento de material rico en sílice. Los minerales de arcilla son producto del reemplazamiento de las plagioclasas y los silicatos máficos como la biotita y la hornblenda (Mata, 2015).

Paragénesis: Sericita (illita-esmectita), clorita, caolinita (dickita), montmorillonita, calcita, epidota, pirita.

La asociación mineral típica para esta alteración está conformada por cuarzo, caolinita, illita, sericita y esmectita (Arribas, 1995), sin embargo, la alteración argílica puede derivarse a una alteración argílica intermedia. Para esta alteración predomina la caolinita y montmorillonita y pueden estar presentes arcillas amorfas, feldespato potásico y biotita parcialmente recristalizadas a clorita. En cuanto a la temperatura relacionada a esta alteración, se ha visto que, con base a la estabilidad de la caolinita y la montmorillonita, la primera se presenta inestable a temperaturas mayores a los 400°C y la montmorillonita a valores apenas superiores a la caolinita, por lo tanto, se ha fijado que la temperatura máxima para esta alteración sería de 400°C a 480°C (Mata, 2015).

Ambiente de formación: Su distribución por lo general, manifiesta fuerte control estructural y está ampliamente sobreimpuesta a otros tipos de alteración (potásica) en la parte superior de numerosos sistemas porfídicos (González, 2017).

F) Argílica avanzada.

Paragénesis: dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita, cuarzo., pirita y hematita (González, 2016).

Ambiente de formación: Este tipo de alteración representa un ataque hidrolítico extremo de las rocas en que incluso se rompen los fuertes enlaces del aluminio en los silicatos originando sulfato de Al (alunita) y óxidos de Al (diásporo). En casos extremos la roca puede ser transformada a una masa de sílice oquerosa residual (“vuggy silica” en inglés).

G) Propilítica.

Una de las alteraciones que ocurren en las zonas más alejadas de la actividad hidrotermal y de sus consecuentes fluidos ácidos es la alteración propilítica la cual es caracterizada por la añadidura de H₂O y CO₂ al sistema y localmente Azufre (S), con poca cantidad de H⁺ (Mata, 2015). Esta alteración ocurre preferentemente en regiones con baja relación agua-roca, fuera de las zonas de los conductos y está controlada por la composición original de la roca (White y Hedenquist, 1995). Cuando los fluidos que se desplazan lentamente por estar lejanos a la fuente, alcanzan el equilibrio con la roca y sus minerales constituyentes. En una escala regional, a una profundidad de más de 400 m por debajo del nivel freático del agua, esta alteración es común (Núñez, 2007).

Paragénesis: Clorita, epidota, albita, calcita, actinolita, sericita, illita, esmectita, minerales arcillosos, pirita, adularia y minerales del grupo de las zeolitas (White y Hedenquist, 1995).

Ambiente de formación: Por lo general forma la zona de alteración más externa (marginal), en los niveles intermedios y profundos de los sistemas tipo pórfido (González, 2017).

3. MARCO GEOLÓGICO DE ACOCULCO

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL Y ESTRATIGRAFÍA

El interés geotérmico en la región de Acoculco se fundamenta en algunas características que se encuentran en la zona: manantiales de baja temperatura; descargas de fluidos ácido-sulfatados; emisión de gases fríos en su mayoría CO₂, presencia de valores altos de la relación ³He/⁴He (R/Rair) que alcanzan hasta 8.5 (Polak *et al.*, 1982). Por lo anterior, el interés geotérmico de la zona ha motivado a muchos científicos a realizar investigaciones en el área.

3.1.1. GEOLOGÍA SUPERFICIAL

La Faja Volcánica Transmexicana de tendencia Este-Oeste se caracteriza contener volcanismo del Mioceno Medio al Cuaternario, fallas activas y sistemas hidrotermales. La Faja volcánica se formó en respuesta a la subducción de las placas Cocos y Rivera bajo la Placa Norteamericana. En su porción oriental, las rocas volcánicas superan las rocas sedimentarias plegadas de la Sierra Madre Oriental, que son el basamento de los sistemas hidrotermales activos (López *et al.*, 2009).

Tulancingo-Acoculco es un complejo volcánico de edad Plioceno-Pleistoceno de composición calco-alcalina, constituido principalmente por la acumulación de derrames de lava, domos y productos piroclásticos, que incluyen ignimbritas, depósitos de oleadas y de caídas. Se creó durante dos ciclos volcánicos importantes, el más antiguo (denominado Tulancingo) tiene una edad del Plioceno Medio y el más reciente, de edad Pleistoceno asociado a la formación de la caldera fue denominado como Acoculco (De la Cruz y Castillo, 1986 en López *et al.*, 2009).

La traza de la caldera Acoculco es semicircular y se emplazó en el centro del complejo Tulancingo. En el área se encuentran extensas mesetas de lavas basalto-andesíticas formadas durante el Plioceno, así como conos monogenéticos y algunos volcanes escudo que cubren a las rocas más antiguas. Los conos están alineados con dirección preferencial NE-SO (FIG. 26). Al NE aflora la secuencia sedimentaria sobre la cual se emplazaron los depósitos volcánicos (López, 2009).

Las fechas K-Ar y ⁴⁰Ar-³⁹Ar de las rocas representativas reflejan tres periodos de actividad volcánica. La caldera más antigua es la de Tulancingo, que estuvo activa entre 3.0 y 2.7 Ma., es la más grande de las dos, con un diámetro de 32km. La segunda, la Caldera Acoculco (con diámetro de 18km), se encuentra dentro de la estructura antigua; su volcanismo duró de 1.7 a 0.24 Ma. (FIG. 26). El tercer y más reciente episodio (1.8-0.2

Ma.), está relacionado con el volcanismo monogénico del campo volcánico regional Tezontepec-Apan (López *et al.*, 2009).

Las unidades del primer episodio volcánico (caldera Tulancingo) incluyen a: riodacita Las Minas, ignimbrita Alcholoya, dacita Acaxochitlan (3.0 ± 0.3 Ma., fechada por K-Ar), flujos de lava basáltica y domos riolíticos-dacíticos de Tulancingo, que fueron acompañados por flujos piroclásticos de corta distribución (2.7 ± 0.1 Ma., fechada por ^{40}Ar - ^{39}Ar). La erupción de la ignimbrita Alcholoya dio lugar a la formación de la caldera Tulancingo (FIG. 36). Los domos Tulancingo que representan la fase volcánica más joven relacionada con la formación de la caldera del mismo nombre, surgieron en las porciones septentrionales de la estructura del anillo de la Caldera, al igual que las dacitas Acaxochitlan (López *et al.*, 2009).

Las rocas volcánicas de la calcárea de Acoculco incluyen a: riolita Acoculco (1.7 ± 0.4 - 1.36 ± 0.04 fechada por K-Ar), dacita Cruz Colorada, basaltos Cuautelolulco e ignimbrita riolítica Acoculco (1.4 ± 0.2 Ma., fechada por K-Ar), cuya erupción resultó en el colapso de la caldera. La actividad riolítica continuó con el emplazamiento de los domos a lo largo de la estructura anular (FIG. 26). El interior de la caldera está parcialmente cubierto de sedimentos lacustres (López *et al.*, 2009). Al SO del complejo de caldera (Lago Tecocomulco) se identificaron dos tefras de caída, que se intercalan entre capas de sedimentos cuyas edades por ^{14}C están en el rango de 42 a 31 mil años.

Al mismo tiempo que se depositó la ignimbrita Acoculco, se reactivó la falla anular de la caldera Tulancingo con la erupción de la ignimbrita Piedras Encimadas (1.3 ± 0.2 Ma., fechada por ^{40}Ar - ^{39}Ar) en El Rincón. Posteriormente, se formó un domo dáctico y los flujos basálticos cubrieron estas ignimbritas riolíticas. La actividad volcánica de Acoculco terminó con la formación de La Paila de 0.24 ± 0.04 Ma. (De la Cruz y Castillo, 1986 en López *et al.*, 2009), constituida por conos de escoria y flujos de lava de composición basáltica y basálticos-andesíticos, que fueron generados sobre las porciones NO y SE de la falla anular de la caldera (FIG. 26).

Alrededor de la caldera Tulancingo-Acoculco se intercalaron los productos del complejo Acoculco con los basaltos Apan y las andesitas basálticas Tecocomulco de 1.8-0.2 Ma. Los volcanes de Apan y Tecocomulco pertenecen al tercer evento volcánico, y consisten en conos de escoria, algunos volcanes escudo y flujos de lava asociados que formaron extensas mesetas volcánicas (FIG. 26). La distribución de estas rocas volcánicas fue controlada por fallas normales NE-SO (López *et al.*, 2009).

Subyaciendo a las unidades volcánicas se encuentra la secuencia sedimentaria Sierra Madre Oriental, que en la región de Acoculco se compone principalmente de calizas y lutitas plegadas de edad Cretácico; estas rocas se encuentran expuestas al norte de Tulancingo y al este de Chignahuapan.

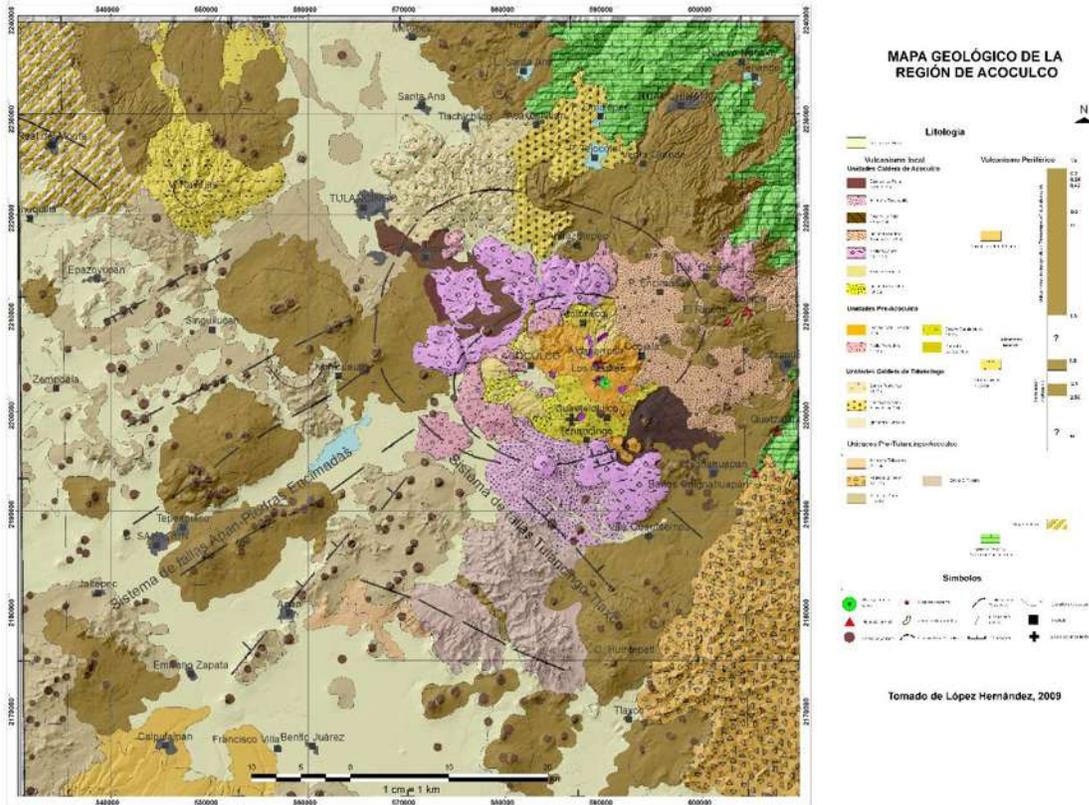


FIGURA 26. Mapa geológico del complejo de caldera Acoculco en el que se representan los tres eventos volcánicos que ocurrieron en la zona y las tendencias estructurales (tomado de López et al., 2009).

Es relevante mencionar que, en junio de 2018 un artículo de Sosa *et al.*, fue aceptado para publicarse en la Journal of Volcanology and Geothermal Research. El escrito incluye un mapa geológico simplificado del complejo de caldera Acoculco. Ellos emplearon como base la geología propuesta por Avellán *et al*, 2017. Las 32 unidades litoestratigraficas propuestas inicialmente se clasificaron en 5 grupos: basamento, volcanismo pre-caldera, volcanismo syn-caldera, volcanismo post-caldera temprano, volcanismo post-caldera tardío y volcanismo extra-caldera. Sosa *et al.* (2018) también proponen edades de 2.7 a .063 Ma para las rocas volcánicas de Acoculco. Las edades fueron obtenidas por $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Si se comparan los datos recientemente publicados con los obtenidos por López *et al.* en 2009 se obtienen similitudes en los grupos de unidades geológicas, en ambas publicaciones se define: un basamento, un volcanismo pre-caldera, syn-caldera, post-caldera y extra-caldera. Además, es evidente que las edades de las rocas son concordantes. El trabajo de Sosa *et al.* (2018) permitió estrechar el rango previamente propuesto por López *et al.* (2009). Sin embargo, en el presente estudio se utilizó la geología propuesta por la autora antes mencionada debido a la extensión del área de muestreo.

3.1.2. GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

Para comprobar la existencia de una anomalía termal y comprender la geología a profundidad, en 1995 la CFE perforó un pozo exploratorio: Acoculco 1 (EAC-1), y en 2008 perforó: Acoculco 2 (EAC-2), alcanzando profundidades de 2000 y 1900 m bajo la superficie del suelo, respectivamente (Viggiano *et al.*, 2011). A continuación, se describen sus características principales y su geología (FIG. 26):

POZO ACOCULCO 1 (EAC-1)

El pozo EAC-1 se localiza en la zona de Los Azufres-El Potrero Colorado y alcanzó una profundidad total de 2000 m. Sus resultados muestran una temperatura atractiva (260 °C a 1500 m de profundidad), pero nula permeabilidad (Viggiano *et al.*, 2011).

Tres unidades litológicas fueron identificadas durante la perforación de EAC-1. La parte superior constituida por 790 m de rocas volcánicas de edad Plioceno-Cuaternario que están relacionadas con la evolución del Complejo de Caldera Tulancingo-Acoculco. Incluyen, de base a cima, riolita Las Minas, Ignimbrita Los Azufres (relacionado con la Caldera Tulancingo), dacita Cruz Colorada e ignimbrita Acoculco (asociada a la Caldera Acoculco). Las dos unidades más profundas están intensamente silicificadas al grado que destruyeron las texturas originales de la roca. Subyacen a las rocas volcánicas del complejo (con 870 m de espesor) rocas metamórficas (la unidad intermedia) compuesta principalmente de skarns que presentan dos zonas de poco espesor de mármol. Esta secuencia tiene como protolito los sedimentos cretácicos plegados de la Sierra Madre Oriental metamorizados localmente por un granito de hornblenda (FIG. 27). El granito es la tercera unidad intersectada durante la perforación del pozo (López *et al.*, 2009).

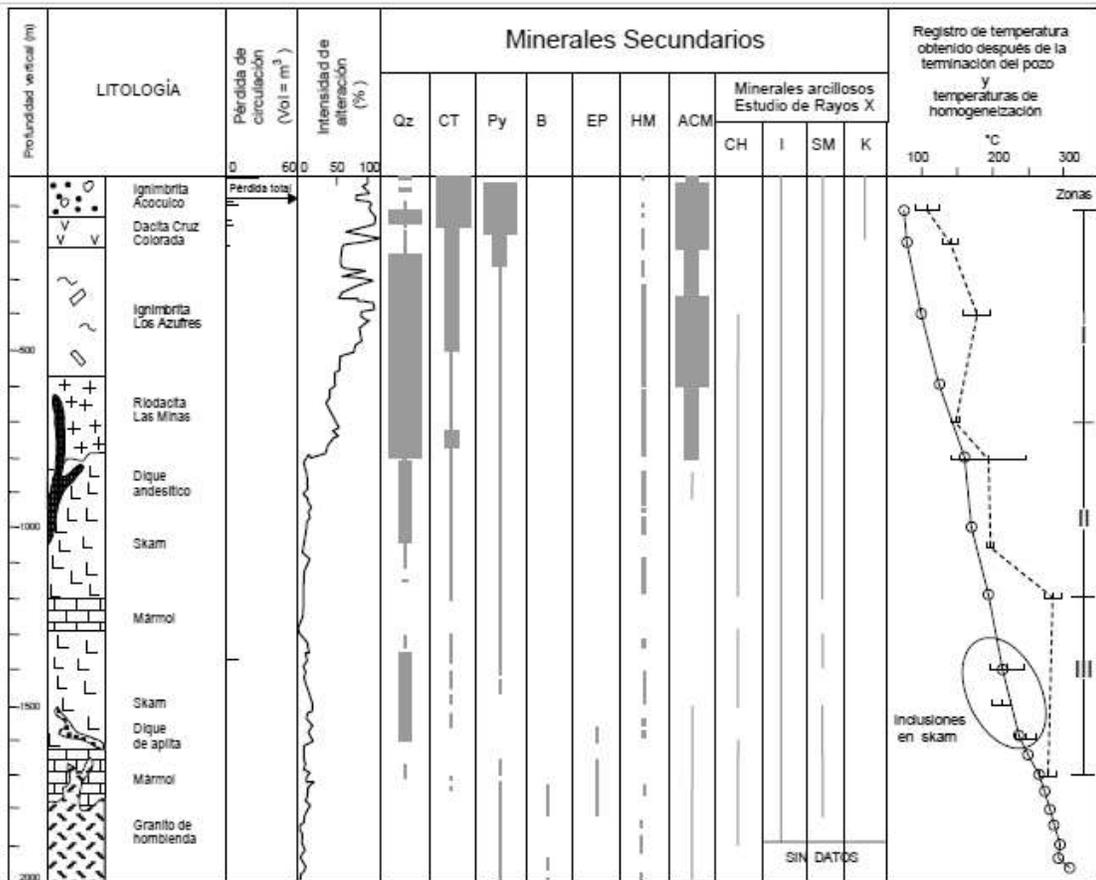


FIGURA 27. Información de perforación pozo exploratorio EAC-1 en el que se muestra a columna litológica del pozo y los minerales encontrados. Qz, cuarzo; CT, calcita; Py, pirita; B, biotita; EP, epidota; HM, hematita; ACM, todos los minerales arcillosos; CH, clorita; Yo, illita, SM, esmectita; K, caolinita (tomado de López et al., 2009).

En el interior del pozo, los perfiles de temperatura son lineales, indicativos de un régimen térmico conductor. El gradiente promedio fue de aproximadamente 11 °C/100 m, aproximadamente tres veces el gradiente normal en el Cinturón Volcánico Transmexicano (López et al., 2009).

POZO ACOCULCO 2 (EAC-2)

El pozo EAC-2 se ubica 500m NE del pozo EAC-1 y tiene profundidad de 1900m. Su objetivo era interceptar un cruce de los sistemas estructurales E-O, NO-SE (Chignahuapan) y NE-SO. La zona de interés se definió entre los 900 y los 1900 m (Viggiano et al., 2011).

Las unidades litológicas del pozo EAC-2 son las siguientes: de 2 a 340 m de profundidad el intervalo es una secuencia de rocas ácidas fuertemente alteradas por fluidos hidrotermales. Se trata de ignimbritas vítreas desvitrificadas y fuertemente alteradas, dacitas alteradas e incluso rocas menos ácidas como andesitas, también fuertemente alteradas. De 350 a 450 m de profundidad se encontró un paquete sedimentario del Cretácico constituido por rocas calcáreas arcillosas y limolíticas con apariencia esquistosa. Se encuentran en el borde de la influencia del cuerpo intrusivo, es decir en el borde de la aureola de metamorfismo, además de que están afectadas por el hidrotermalismo reciente. En todos los casos las arcillas montmorilloníticas están recristalizadas por el metamorfismo de contacto originado por el intrusivo profundo y por el hidrotermalismo reciente. De 450 a 1580 m de profundidad se presentó un cuerpo metamórfico de contacto. Se trata de un hornfels de calcita-wollastonita-granate-cuarzo y diópsida de textura granoblástica que se originó por metamorfismo de contacto de rocas calcáreo-silíceas (Viggiano *et al.*, 2011).

El metamorfismo de contacto se generó por la influencia calorífica de la roca intrusiva en la roca calcárea encajonante y de los cuerpos de cuarzomonzonita porfídica. A partir de 470 m de profundidad se detectaron con bastante frecuencia unos cuerpos intrusivos cuarzomonzoníticos de textura porfídica cuyos minerales contienen abundantes inclusiones de vapor del estadio neumatolítico-magmático, pero no del hidrotermalismo reciente (Viggiano *et al.*, 2011).

De 1580 a 1900 m de profundidad se cortó el cuerpo intrusivo. Es una roca de textura granular alotriomórfica constituida por feldespato potásico, hornblenda muy abundante y reactiva con el feldespato circundante y cuarzo, mostrando una gran variedad de texturas como la gráfica, mirmequítica, micropegmatítica, etc. Estas rocas contienen abundantes trozos de caliza que al ser asimilada se metamorfizó a hornfels (Viggiano *et al.*, 2011).

El paquete de rocas silíceas más somero está fuertemente alterado a cuarzo + pirita + arcillas de tipo caolinítico hasta la profundidad de 190 m. Esta alteración se debe a fluidos generados por vapores ricos en H₂S mezclados con agua meteórica, es decir, se ha originado en la zona vadosa a temperaturas de al menos 100°C. A partir de 200 m de profundidad hace su aparición la calcita, para hacerse omnipresente a lo largo del pozo, lo cual significa que, a partir de ahí, inicia la zona bifásica (FIG. 28). Las arcillas gradualmente se transforman en montmorillonita, montmorillonita/illita interestratificados o en illita. A partir de 390 m de profundidad aparece la anhidrita y desaparece a 520 m; después es muy esporádica su presencia. La wairakita sólo se detectó a 640-650 m de

profundidad. El cuarzo hojoso, que es una típica evidencia de ebullición, se encontró en las siguientes profundidades: 670, 710, 1160, 1170, 1190, 1200 y 1210 m, asociados a fallas mineralizadas y por lo tanto activas (Viggiano *et al.*, 2011).

Se observó granate hidrotermal a 960, 1010 y 1020 m, de profundidad asociado a calcita + cuarzo + pirita + epidota (FIG. 28). Este mineral es uno de los minerales calcosilicatados de mayor temperatura (>300 °C) en ambientes hidrotermales donde ya el líquido está casi ausente y el CaO es predominante (Viggiano *et al.*, 2011).

La presencia contradictoria de eventos de alta permeabilidad como la ebullición vs eventos de baja permeabilidad, como los *overprints* de pirita y el granate, podría significar que las condiciones han cambiado y que el área se ha autosellado, es decir, se ha reducido significativamente su permeabilidad (Viggiano *et al.*, 2011).

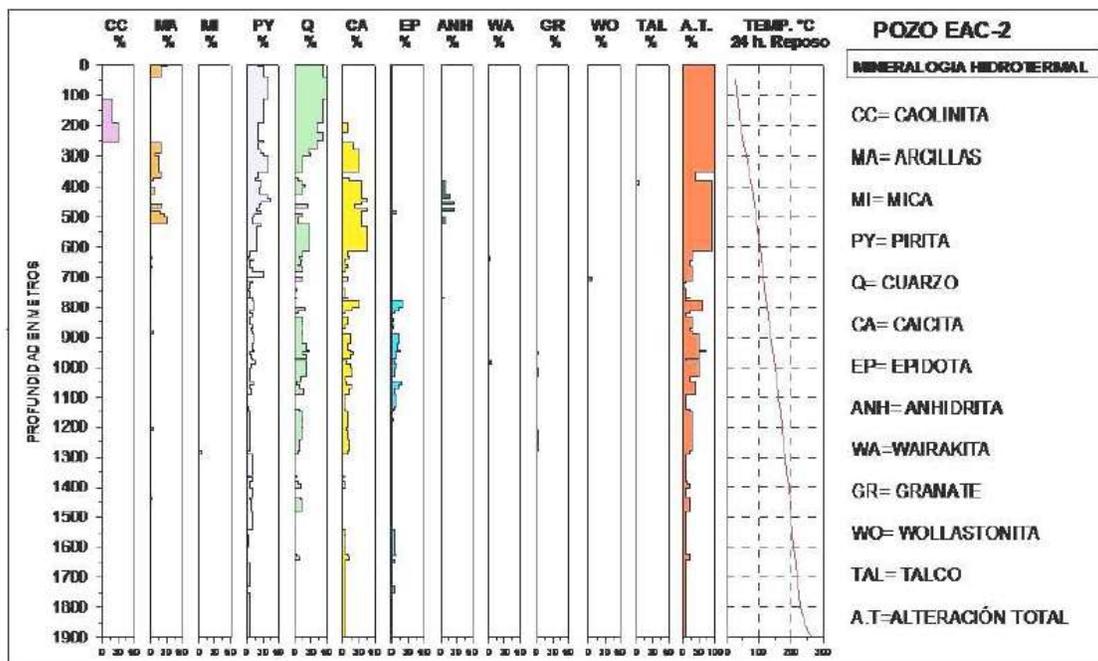


FIGURA 28. Distribución porcentual y gradual de la mineralogía hidrotermal, analizada microscópicamente, y de las temperaturas (24 horas de reposo) contra la profundidad en el pozo EAC-2 (tomada de Viggiano *et al.*, 2011).

3.2. ALTERACIÓN HIDROTÉRMAL SUPERFICIAL

De la Cruz y Castillo (1986), sugirieron que la actividad hidrotermal de la región de estudio está relacionada con el magmatismo que ocurría dentro de la zona geotérmica de Aocolco. Canet *et al.* en 2015¹ determinaron que en la región se presentan diferentes tipos de alteraciones:

- Actividad hidrotermal explosiva que se manifiesta por cráteres, montones de restos hidrotermales y brechas.
- Alteración silícica que se extiende varios Km² alrededor de la zona con manifestaciones de gas y características explosivas, afectando rocas volcánicas superficiales, principalmente tobas y brechas.
- Alteración argílica avanzada que se asocia a las manifestaciones de gas en superficie y permite la formación de caolinita.
- Alteración propilítica (epidota-calcita-clorita) se produce hasta los 1000 m de profundidad.

Las alteraciones presentes a nivel superficial en la región de estudio comenzaron a analizarse recientemente. Las rocas volcánicas expuestas en la superficie muestran una alteración penetrante de sulfatos, buddingtonita, sílice, ópalo y caolinita. Sin embargo, la alteración puede ser selectiva, afectando preferentemente los clastos en algunos depósitos piroclásticos y los fenocristales en lavas (Canet *et al.*, 2015).

En Acochulco existen 6 minerales activos: alunita, amonio, jarosita, buddingtonita e illita-esmectita interestratificada que son indicativos de conjuntos de alteración para otros sistemas geotérmicos y depósitos epitermales. El ópalo es el mineral de alteración más extendido, mineralógicamente interactúa con otros minerales como la tridimita y anatasa. El amonio-jarosita se distribuye principalmente en torno a las manifestaciones geotérmicas: La buddingtonita se encuentra asociada a las zonas de precipitación de sulfatos (Alcaparrosa, Los Azufres y Las Minas). Adicionalmente, se encontraron precipitaciones de alunita y amonio-jarosita y coquimbita en afloramientos cercanos a las manifestaciones superficiales de la Alcaparrosa. Las ocurrencias de illita-esmectita interestratificada y de esmectita son escasas y dispersas por el área de estudio (Canet *et al.*, 2015).

La alteración silícica se produce principalmente como reemplazo en depósitos piroclásticos del conjunto mineralógico: ópalo, tridimita y anatasa. La prevalencia de ópalo con cristobalita subordinada sugiere temperaturas por debajo de 150 °C y pH casi neutro (Canet *et al.*, 2010).

La alteración argílica avanzada se expresa por asociaciones minerales secundarias ricas en caolinita y sulfatos (alunita y amonio-jarosita), y podría ser la consecuencia de una sobrecarga de vapor caliente en el sistema geotérmico. La alteración rica en caolinita se encuentra en toda el área de estudio, mientras que los sulfatos están íntimamente asociados con áreas de manifestaciones de gas activo o fósil. El amonio se produce en la

estructura cristalina de dos silicatos diferentes: buddingtonita y amonio-illita. En Acoculco, la buddingtonita puede haberse formado debajo de la zona de alteración silícica, a profundidades superficiales (300m) o intermedias y con líquidos hidrotermales de surgencia. La erosión y el fallamiento podría haber expuesto localmente las partes más superficiales de la zona de alteración por buddingtonita (Canet *et al.*, 2010).

La alteración hidrotermal superficial presente en los pozos EAC-1 y EAC-2, es de tipo ácido-sulfatada en la descarga (*up-flow*) debido a la separación de H₂S desde la zona bifásica que, al mezclarse, o no, con fluido meteórico ha producido minerales como: caoliníta, cuarzo calcedónico, pirita, etc. Probablemente el área fue muy activa superficialmente en vapor y gases (fumarolas) desprendidos desde abajo y mezclados con agua meteórica, lo cual dio como resultado la vasta alteración hidrotermal superficial detectada incluso a la profundidad de 200m (Viggiano *et al.*, 2011).

Con el paso del tiempo la intensa alteración que se desarrolló en el campo confeccionó una potente capa sello que detuvo los remanentes y quizá redujo el fluido bifásico profundo hasta antes de la perforación de los pozos. Una característica típica de esta detención de flujo a expensas de la capa sello fue la formación de la brecha hidrotermal detectada a 300m de profundidad. Sin embargo, el fenómeno de interacción agua-roca a nivel superficial y también profundo, parece no estar vigente debido a que la mayoría de los manantiales son fríos. Esto significa que los gases geotérmicos arriban a la superficie solos y fríos (de ahí la formación de mofetas en el lugar (Viggiano *et al.*, 2011).

El zoneamiento de alteración hidrotermal relativamente caótico por la heterogeneidad geohidrológica del medio rocoso alcanzó temperaturas tan altas como 250 °C (epidota) a partir de 400 m y de más de 300 °C (granate) a 900 m. La actividad tectónica provocó una importante estimulación de la permeabilidad lo que trajo como consecuencia una intensa ebullición y entonces un brusco depósito de minerales con la consecuente reducción de la permeabilidad. La presencia de cuarzo hojoso y de wairakita representan la ebullición (entre 670 y 1210 m de profundidad) en tanto que la pirita y el granate podrían representar el fluido remanente de flujo restringido ya en la etapa final de la actividad hidrotermal (Viggiano *et al.*, 2011).

La convección en Acoculco ocurrió en los ~1400m superiores del sistema geotérmico (Canet *et al.*, 2015¹). Actualmente, una de las hipótesis en Acoculco se relaciona con un sistema hidrotermal activo de circulación profunda que está confinado a la estructura de caldera por una capa impermeable de alteración silícica y argílica (FIG. 29). En los modelos se sugiere que los fluidos hidrotermales llegan a la superficie periódicamente,

cuando una fractura hidrotermal explota y lo permite. La ocurrencia de las características de la explosión hidrotermal y de la alteración ácido-sulfatada apoya este escenario (Canet *et al.*, 2010). La transición en régimen de transferencia de calor de convección a conducción en Acoculco probablemente ocurrió hace aproximadamente siete mil años. Este lapso de tiempo es demasiado corto para permitir cambios significativos en la fuente de calor profunda y magmática (Canet *et al.*, 2015¹).

La cronología de radiocarbonos confirma que la actividad hidrotermal explosiva en Acoculco es posterior al final del régimen de transferencia de calor convectivo, habiendo fechado al menos tres eventos explosivos: 4867-5295, 1049-1417 y 543-709 años. La actividad hidrotermal explosiva se caracteriza por pequeños cráteres, montículos de escombros hidrotermales y brechas, formados en una zona con emisión de gases activa donde las rocas volcánicas superficiales se alteran de forma penetrante. La incidencia de las explosiones hidrotermales en Acoculco es consistente con dos características definitorias del campo geotérmico actual: (a) una fuente de calor magmática activa que tiene alto gradiente geotérmico; Y (b) una permeabilidad muy baja en las rocas volcánicas de la secuencia de caldera debido a la alteración hidrotermal. Las explosiones hidrotermales son consecuencia del auto-sellado del sistema geotérmico (Canet *et al.*, 2015¹).

Las explosiones hidrotermales ocurren en áreas con actividad geotérmica moderna y producen una variedad de características tales como cráteres de diámetro variable (de varios a cientos de metros), depósitos de escombros y brechas de rocas alteradas hidrotermalmente (Muffler *et al.*, 1971 en Canet *et al.*, 2015¹). Tienen lugar cuando el agua caliente (más de ~250°C) que está contenida en las rocas de la parte superior de un sistema geotérmico hierve y se condensa formando vapor, consecuentemente se genera sobrepresión en las rocas confinantes, que finalmente explotan y expulsan fragmentos de roca, barro, agua y vapor (Muffler *et al.*, 1971 en Canet *et al.*, 2015¹). Adicionalmente, para que ocurran las explosiones se necesita una permeabilidad de las rocas muy baja (Muffler *et al.*, 1971 en Canet *et al.*, 2015¹). Bajo este escenario, en Acoculco, donde la convección no ocurre, la energía traída de una fuente de calor profunda se acumula en la parte superior del sistema hasta que la presión del fluido excede la fuerza de las rocas superpuestas y asciende violentamente a través de fracturas o fallas (Christiansen *et al.*, 2007 en Canet *et al.*, 2015¹).

El hallazgo de epidota deformada en fallas es una evidencia de tectonismo activo del área y este rasgo podría servir de base para una estimulación de la permeabilidad a través de un frente de agua fría, abriendo así la posibilidad de la explotación. No exactamente como en un Sistema de roca seca caliente (hot dry rock) porque en el caso de Aocolco, las estructuras no están del todo ausentes y podrían, estimularse (Viggiano *et al.*, 2011).

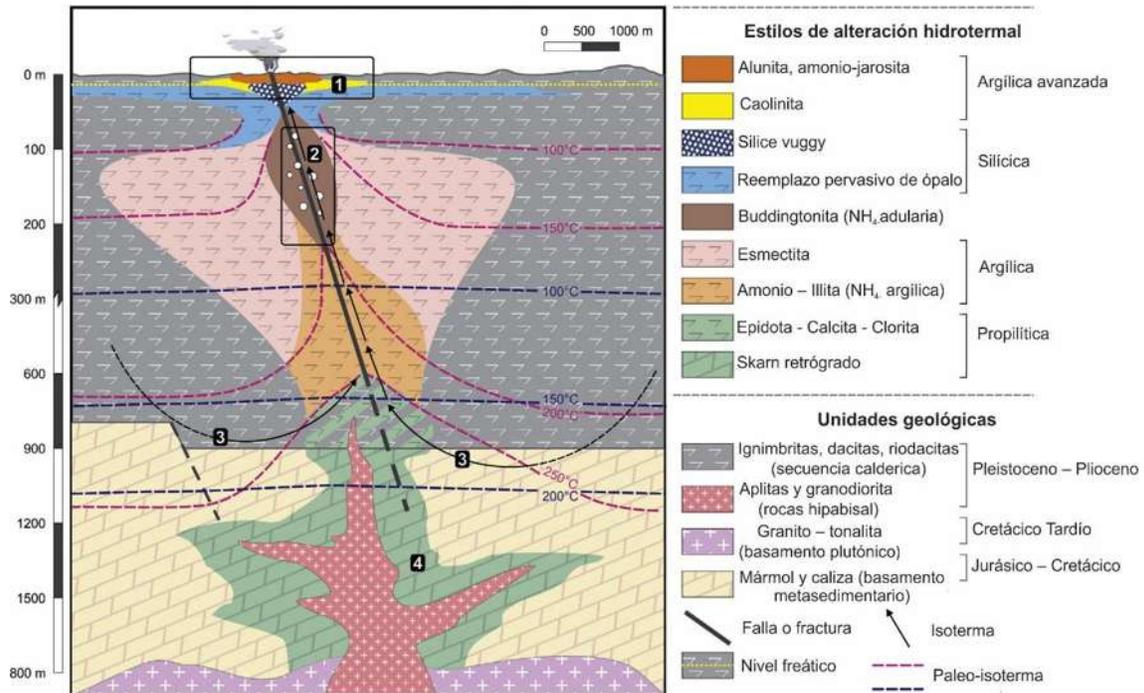


FIGURA 29. Modelo conceptual de alteración hidrotermal para la zona de Aocolco. Las unidades litológicas y la profundidad de los conjuntos de alteración hidrotermal provienen de la información obtenida en el pozo EAC-1 (según lo informado por López *et al.*, 2009 y Canet *et al.*, 2010, respectivamente). Las paleo-isotermas se dedujeron de las temperaturas de homogeneización de inclusión de fluidos de muestras, mientras que las isotermas corresponden a las temperaturas medidas en el fondo del pozo (ambos informados por López *et al.*, 2009). El cambio en el gradiente geotérmico podría implicar una transición de un régimen de transferencia de calor convectivo a un régimen de transferencia de calor conductivo. Clave: (1) alteración de la roca en un ambiente de pH bajo, calentado por vapor, (2) zona de ebullición y separación de gases; (3) circulación profunda fluida y convección; (4) metamorfismo de contacto y metasomatismo.

3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Estructuralmente desde el punto de vista regional, el complejo de caldera Tulancingo-Acozulco se encuentra en la intersección de dos sistemas regionales de fallas, uno de tendencias NE y otro NO (FIG. 30). El sistema de fallas NE es llamado Apan-Piedras Encimadas. El sistema con tendencia NO se denomina sistema de fallas Tulancingo-Tlaxco (López *et al.*, 2009).

Al SO de la zona de estudio se puede observar una alineación NE-SO de conos volcánicos y volcanes compuestos de tamaño mediano (FIG. 30). Estos volcanes podrían estar relacionados con el sistema de fallas NE (Apan-Piedras Encimadas). El sistema de fallas de tendencia NO-SE está representado por sutiles lineamientos morfológicos entre las regiones de Pachuca y Apan (López *et al.*, 2009).

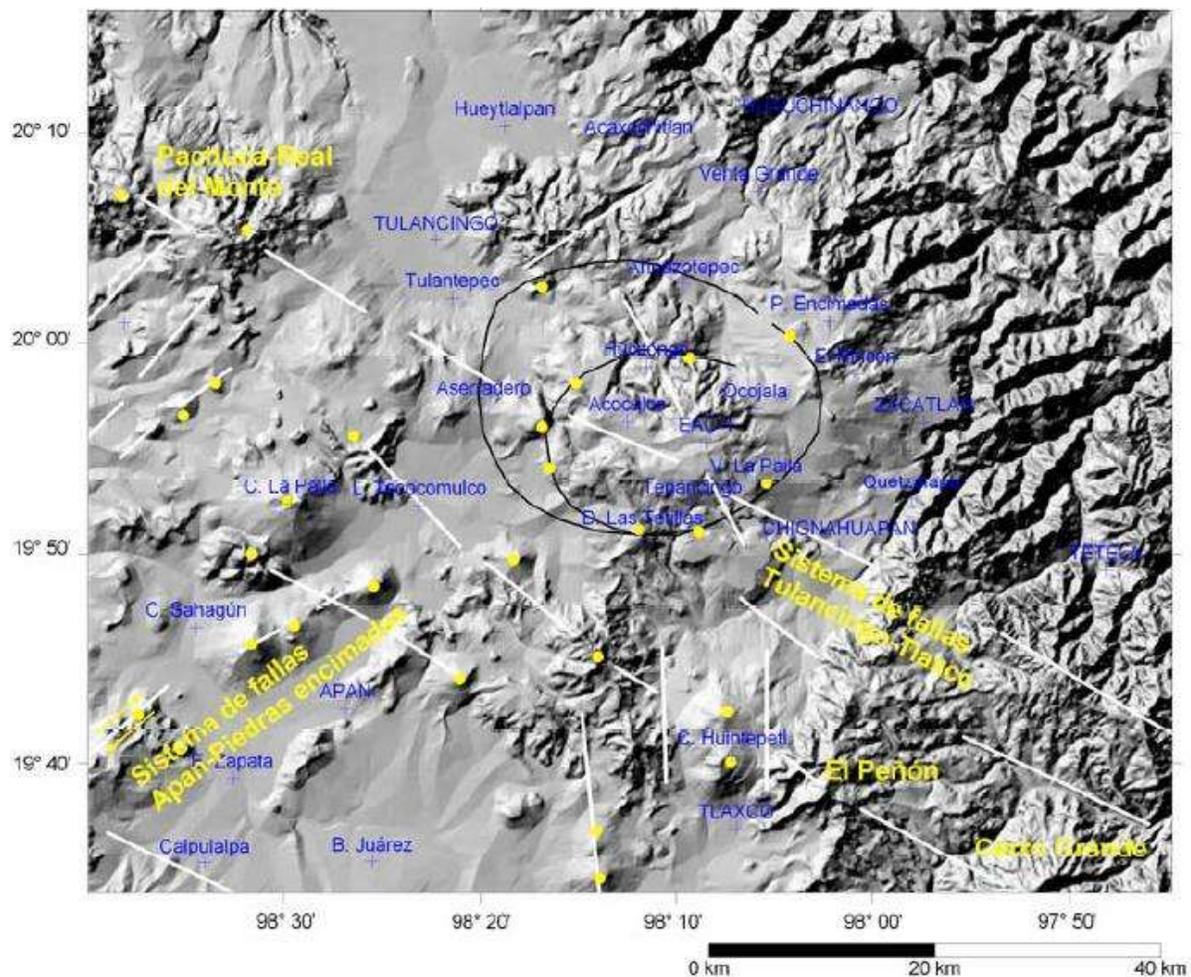


FIGURA 30. Lineamientos de estructuras volcánicas en la zona Tulancingo- Tlaxco. Las líneas negras indican el trazo de las dos calderas y las de color blanco los lineamientos que podrían estar asociados con estructuras más antiguas (tomada de López, 2009).

3.4. GEOQUÍMICA DE FLUIDOS

La geoquímica de la región de Acozulco comenzó a estudiarse en 1990 y proporcionó información importante sobre las características del campo. En 1994 Tello obtuvo estos resultados al muestrear 39 manantiales:

- A) Temperaturas de manantiales de entre 13 °C y 49 °C.
- B) Cuando estos fluidos reaccionan con la roca circundante a temperaturas cercanas al punto de ebullición originan que se altere a caolinita, sílice residual, sulfuros, azufre nativo, etc. La baja temperatura actual de los manantiales hace suponer que ya no están reaccionando con la roca circundante.
- C) La composición química de los gases (CO₂, H₂S, H₂, y He, N₂, Ar, Ne) en Acozulco corresponde a la esperada en un ambiente geotérmico. La alta concentración isotópica de He en los manantiales de Los Azufres (³He/⁴He = 8.5) es considerada como una de las más altas de la Faja Volcánica Transmexicana.
- D) La composición isotópica del agua de los manantiales para Los Azufres que se ubican también dentro de la zona de Acozulco presenta un enriquecimiento en ¹⁸O producto de la interacción agua-roca a altas temperaturas.
- E) Los manantiales son fríos y las emanaciones de gas también. Sin embargo, en el pasado geológico fueron muy calientes si se toma en cuenta que el remanente reactivo es una vasta alteración hidrotermal de tipo ácido sulfatada representada por la existencia de una fuerte caolinización, silicificación (sinter) y oxidación, asociados con la precipitación de sulfosales, pirita y azufre nativo.

López (2009) distinguió en el área de Tulancingo-Acozulco tres tipos de aguas. La primera fue ácido-sulfatada, se formó por la disolución de gases (H₂S) en manantiales de agua estancada. Este tipo de agua se produce dentro de la Caldera Acozulco en Alcaparrosa y Los Azufres. El segundo fue un agua de bicarbonatada-cálcica descargada por las aguas termales de Chignahuapan y Quetzalapa, ubicadas afuera del Complejo de Caldera Tulancingo-Acozulco. El tercer tipo fue un agua bicarbonatada-sódica de algunos manantiales al norte, en la periferia del Complejo Calderico (Los Azufres y Agua Salada). Los índices de saturación de calcita (calculados sobre la base de las temperaturas de descarga) para las aguas de Quetzalapa, Chignahuapan y Jicolapa fueron de 0.61, 1.14 y 0.70 respectivamente, lo que indica que están saturados con respecto a ese mineral. Esto puede reflejar los efectos de la circulación profunda a través de las rocas carbonatadas

subyacentes, ya que las aguas de bicarbonato de calcio se asocian normalmente con sistemas de aguas subterráneas que fluyen a través de calizas (López *et al.*, 2009).

Debido al contenido anormalmente alto de cloruro (118mg/l) y Boro (3.2mg/l) en las aguas de la fuente termal de Chignahuapan en comparación con otros manantiales circundantes y a la presencia de fallas del sistema antiguo (Tulancingo-Tlaxco); López (2009) sugiere que esta fuente de calor se interpreta como la descarga más alejada del sistema hidrotermal. Sus aguas podrían ser una mezcla de fluidos geotérmicos profundos y aguas subterráneas poco profundas (López *et al.*, 2009).

3.5. PERMEABILIDAD

La permeabilidad en Acoculco está controlada por los sistemas regionales de fallas NO-SE y NE-SO que permitieron el movimiento de fluidos por el sistema hidrotermal antiguo formado en el complejo de calderas. Sin embargo, el auto-sellado por precipitación de minerales parece haber disminuido la permeabilidad (López *et al.*, 2009).

López *et al.* (2009) sugieren con base en observaciones de campo que los canales de disolución en las calizas pueden estar controlando significativamente la permeabilidad local de la zona geotérmica de Acoculco. Estas características permeables pueden formar redes que conectan el sistema hidrotermal profundo de Acoculco y las aguas termales de Chignahuapan. En los balnearios de Chignahuapan el agua caliente fluye a través de calizas, sin embargo, no existe evidencia directa de su conexión con la zona geotérmica de Acoculco. (López *et al.*, 2009).

3.6. MANIFESTACIONES TERMALES

En la región de Acoculco donde se localizan los pozos perforados de la CFE se han reportados diferentes tipos de indicadores termales que incluyen: mofetas activas, emisiones de CO₂, descargas de H₂S y extensas áreas de alteración hidrotermal. Al medir sus temperaturas encontraron que la mayoría se encuentra en un rango entre 14-20 °C, que es ligeramente superiores a la temperatura media esperada de 12°C para una elevación de 2860 msnm (López *et al.*, 2009). Hacia el E de la zona existen manantiales de mediana temperatura que varían de 49°C a 26°C.

Algunos autores sugieren que regiones de actividad superficial anómala pueden considerarse como kaipohans (Bogie, *et al.*, 1987), término empleado para por primera vez en Filipinas y que esta descrito en apartados anteriores.

Debido a la presencia de la capa de arcilla superficial relativamente impermeable, el agua de lluvia puede acumularse en la superficie. Cuando esta se superpone a los respiraderos de gas activos, se produce burbujeo activo y el agua estancada se vuelve ácida (López *et al.*, 2009).

4. METODOS DE TRABAJO

En los próximos apartados se presenta el trabajo realizado para este proyecto de tesis en la zona de interés geotérmico de Acoculco, Pue. Lo primero es la metodología desarrollada que incluye tres apartados: trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo de laboratorio. El apartado dedicado al trabajo de gabinete consistió en la recopilación bibliográfica de trabajos previos y relacionados a las técnicas de análisis utilizadas. El trabajo de campo incluyó la recolección de muestras en superficie de rocas alteradas hidrotermalmente y de agua de manantiales. En el trabajo de laboratorio, se inició el procesamiento de las muestras de roca (trituration) para posteriormente someterlas a análisis de Fluorescencia de Rayos X (FRX-ED) y Espectroscopia de Reflectancia de Infrarrojo de Onda Corta (SWIR). En el caso de las muestras de agua, en el laboratorio también fueron procesadas (filtradas y acificadas) para en seguida enviarlas al laboratorio en donde se obtuvieron sus componentes: aniones, cationes e isótopos. Como última etapa, de regreso en gabinete los resultados de los análisis en rocas fueron procesados a través de balance de masas, mapas de la distribución espacial de la mineralogía hidrotermal, obtención de termoindicadores y mapas de las estructuras lineales identificadas a partir de la distribución de la mineralogía secundaria. Los resultados de los componentes del agua fueron graficados en diagramas ternarios e interpretados (FIG.31).

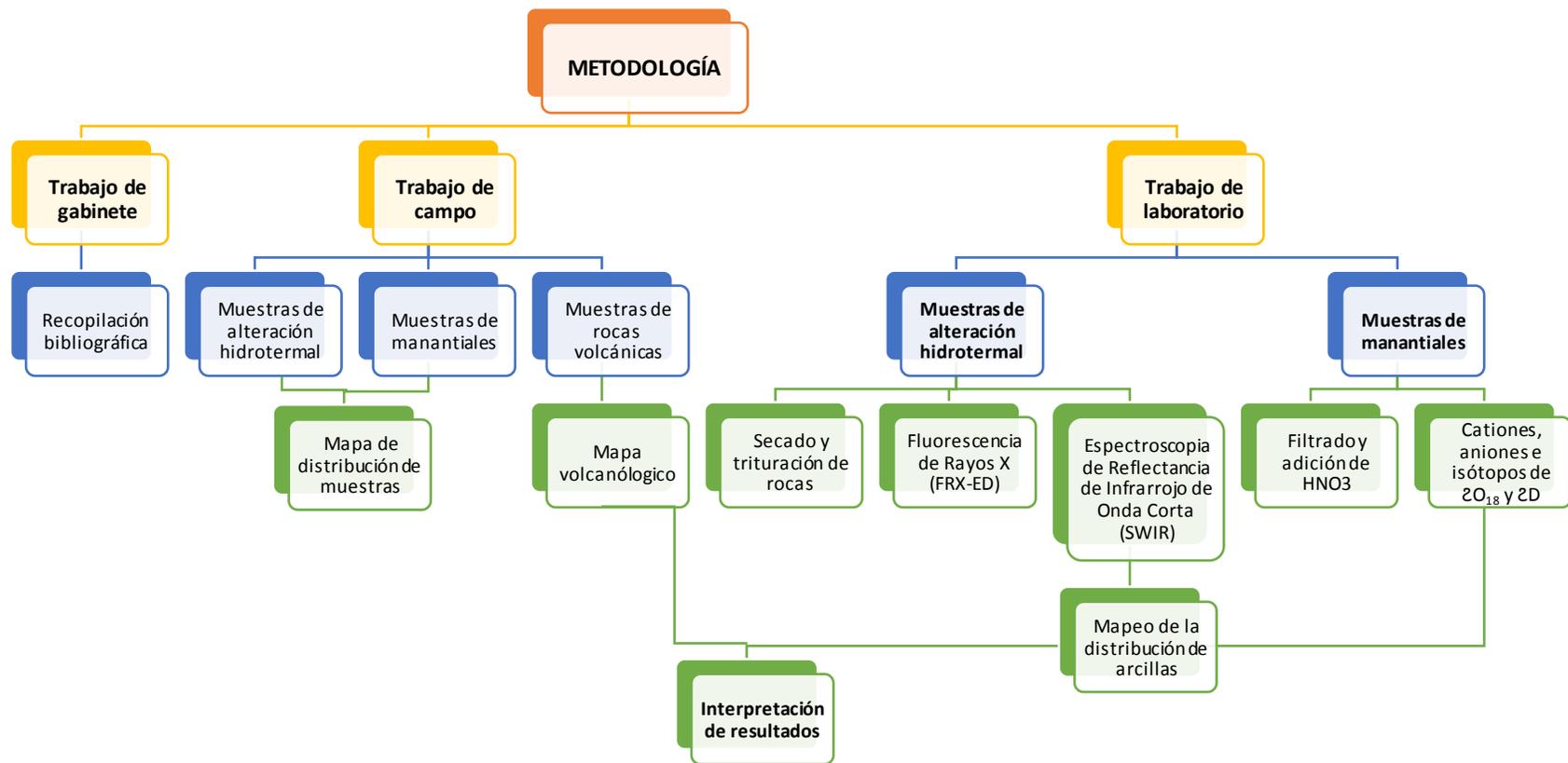


FIGURA 31. Mapa conceptual de la metodología de trabajo empleada.

4.1. TRABAJO DE GABINETE

INTERPRETACIÓN CARTOGRÁFICA DE LOS SITIOS ASOCIADOS A ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

El mapa preliminar de alteraciones se elaboró con base en imágenes satelitales de Google Earth (resolución de 15 m) en el software Arc Gis 10.3. El proceso consistió en la delimitación de polígonos dentro del área de estudio que podrían estar asociados a zonas de alteración. Se definieron dos capas con la información de los tipos de alteraciones hidrotermales: la primera contiene polígonos de posibles zonas de alteración argílica, silícica, fílica o propilítica; la segunda capa contiene posibles zonas de alteración asociadas a óxidos de Fe. Las capas fueron definidas con base en la coloración de las zonas, la geomorfología y la cantidad de vegetación. En el mapa también se incluyeron zonas de alteración definidas por otros autores para tenerlas como marco de referencia (FIG. 32).

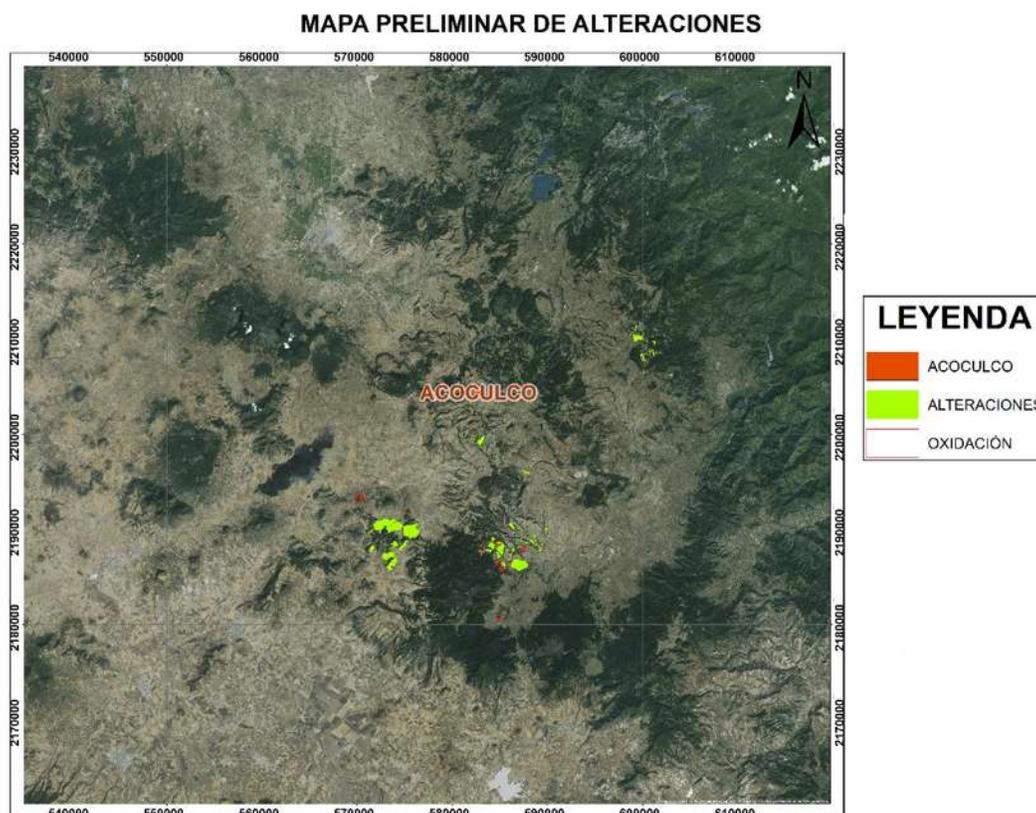


FIGURA 32. Polígonos generados a partir de áreas posiblemente alteradas con base en los cambios de color en el terreno.

4.2. TRABAJO DE CAMPO

CARACTERIZACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LOS SITIOS DE ALTERACIÓN Y MANANTIALES FRÍOS

Materiales

Para realizar el presente estudio, en campo se emplearon varias herramientas, a continuación, se enlistan las más relevantes:

- Cartas topográficas de INEGI escala 1:50000 (impresas y datos vectoriales):

MUNICIPIO	ENTIDAD FEDERATIVA	CLAVE DE CARTA
Chignahuapan	Puebla	E14B13
Zacatlán	Puebla	E14B14
Mexcaltepec	Puebla	E14B24
Ciudad Sahagún	Hidalgo	E14B12
Apan	Hidalgo	E14B22
Tulancingo	Hidalgo	F14D82
Huautinango	Hidalgo	F14D83
Tlaxco	Tlaxcala	E14B23
Filomeno Mata	Veracruz	F14D84

- Imágenes satelitales con resolución de 15m
- GPS
- Brújula tipo Brunton
- Pica
- Bolsas para muestras de polietileno 40x90
- Botella para agua con capacidad de 1 litro
- Termómetros con gradación de 120°C
- 2 radios Motorola

La caracterización y clasificación de las alteraciones y manantiales se hizo en cada punto de muestreo antes de proceder a marcar en la carta topográfica el polígono de alteración y tomar la respectiva muestra con la finalidad de reducir errores en la cartografía y tener datos de las zonas de muestreo al regresar a gabinete. En las descripciones se incluyeron: las coordenadas del punto, la descripción del sitio, la descripción del afloramiento, de la alteración y de la roca en muestra de mano intemperizada y sana. Cuando fue posible, también se hizo una descripción mineralógica y estructural en el sitio (FIG. 33).

En el trabajo de campo se utilizaron las cartas topográficas de INEGI escala 1:50,000 de: Chignahuapan, Ciudad Sahagún, Tlaxco, Apan y Zacatlán. El proceso realizado en campo fue el siguiente:

- A) Se acudía a los polígonos marcados en el mapa preliminar de alteraciones, generado previamente a la salida de campo con objeto de corroborar la información y definir el tipo de alteración (argílica, silícica, filica, propilítica o asociada a óxidos de Fe) o en caso contrario descartarla.
- B) En los sitios de interés se realizaron secciones de trabajo en busca de la alteración hidrotermal.
- C) Dentro de estos sitios se buscaron afloramientos en los que se observaron cortes idóneos de la roca.
- D) Al encontrarlos se describió la roca en muestra de mano alterada.
- E) En los afloramientos relevantes se obtenían las coordenadas del sitio y se cartografiaba la extensión de la alteración hidrotermal.
- F) Al terminar de corroborar las zonas marcadas en el mapa preliminar, se inició la cartografía a través de líneas de sección en busca de más alteraciones no delimitadas previamente en el mapa.



FIGURA 33. Descripción de un afloramiento ubicado en la entrada Sur del poblado Estados Unidos, Pue.

RECOLECCIÓN DE MUESTRAS DE ROCAS ALTERADAS HIDROTHERMALMENTE

Una vez elaborada la descripción de las zonas de alteración encontradas y la cartografía de la misma se procedió a la recolección de una muestra representativa de cada sitio, para posteriormente analizarlas empleando métodos geoquímicos (FIG. 34). El proceso de muestreo que se siguió fue:



FIGURA 34. Proceso de recolección de muestras: A) y C) Asignación de clave a la muestra, B) Recolección de roca alterada argílicamente, D) Acercamiento al lugar donde se tomó una muestra de oxidación, E) Miembros del equipo de trabajo midiendo el espesor de las capas caolín en el banco de material de Tepeapulco (Hidalgo) y F) Acercamiento al caolín del banco de material.

1. Limpiar el afloramiento de intemperismo y materia orgánica
2. Tomar fotografías del lugar donde se sacaría la muestra.

3. Tomar el dato de ubicación GPS para ubicar la muestra en el mapa.
4. Etiquetar la bolsa. La nomenclatura está compuesta por la siguiente clave AC-##-UM-17, donde: AC= Acoculco; ##= Número de la muestra; UM= Universidad Michoacana y 17= Año de la campaña.
5. Seleccionar y almacenar aproximadamente un 1 kg de roca alterada del afloramiento.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS MUESTRAS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Durante el trabajo de campo se recolectaron muestras de roca y de algunos manantiales hidrotermales. Es relevante mencionar que todas las campañas de campo se llevaron a cabo en colaboración con investigadores (Dr. Eduardo González Partida), estudiantes de posgrado (Ing. Erik Hugo Díaz Carreño y Lic. Angélica Díaz Bahena) y otros colaboradores (Lic. Efraín Abarca Ocampo, Lic. Fernando Matilde Olivares y Lic. Francisco Daniel Díaz Carreño) del Centro de Geociencias de la UNAM. También se tuvo el apoyo de miembros del proyecto GEMex (Ing. Jonny Bahena Romero, Ing. Adriana Flores Ramírez e Ing. María Celene Onofre Onofre) en la UMSNH.

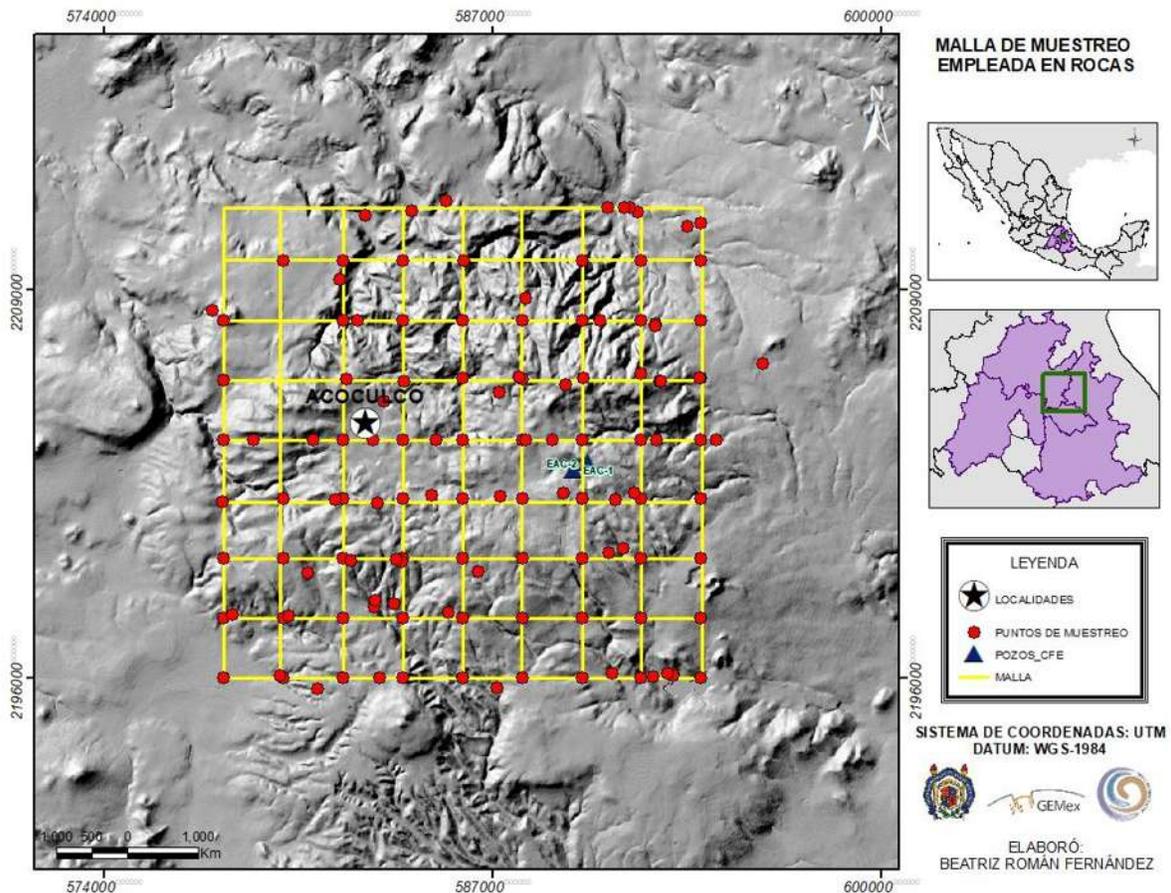


FIGURA 35. Mapa de la zona geotérmica de Acoculco, Puebla que muestra la malla que se empleó para la recolección de muestras de roca durante la primera campaña de campo.

La primera campaña de campo se realizó en noviembre de 2016 y consistió en el muestreo de roca siguiendo un patrón de malla que cubrió la zona de interés geotérmico. La malla fue diseñada previamente a la salida, estuvo dividida en celdas de 2x2 km y en la intersección entre cada celda se planeó la recolección de la muestra de roca sin discriminar entre rocas alteradas o sanas. De esta campaña de muestreo se obtuvieron un total de 140 muestras (FIG. 35).

Siguieron dos campañas más para la recolección de muestras de roca (marzo y junio de 2017), en esas ocasiones se recolectaron muestras de rocas de zonas de alteración hidrotermal. Para el final de estas dos campañas se tuvo el total de 536 muestras de rocas alteradas (FIG. 36).

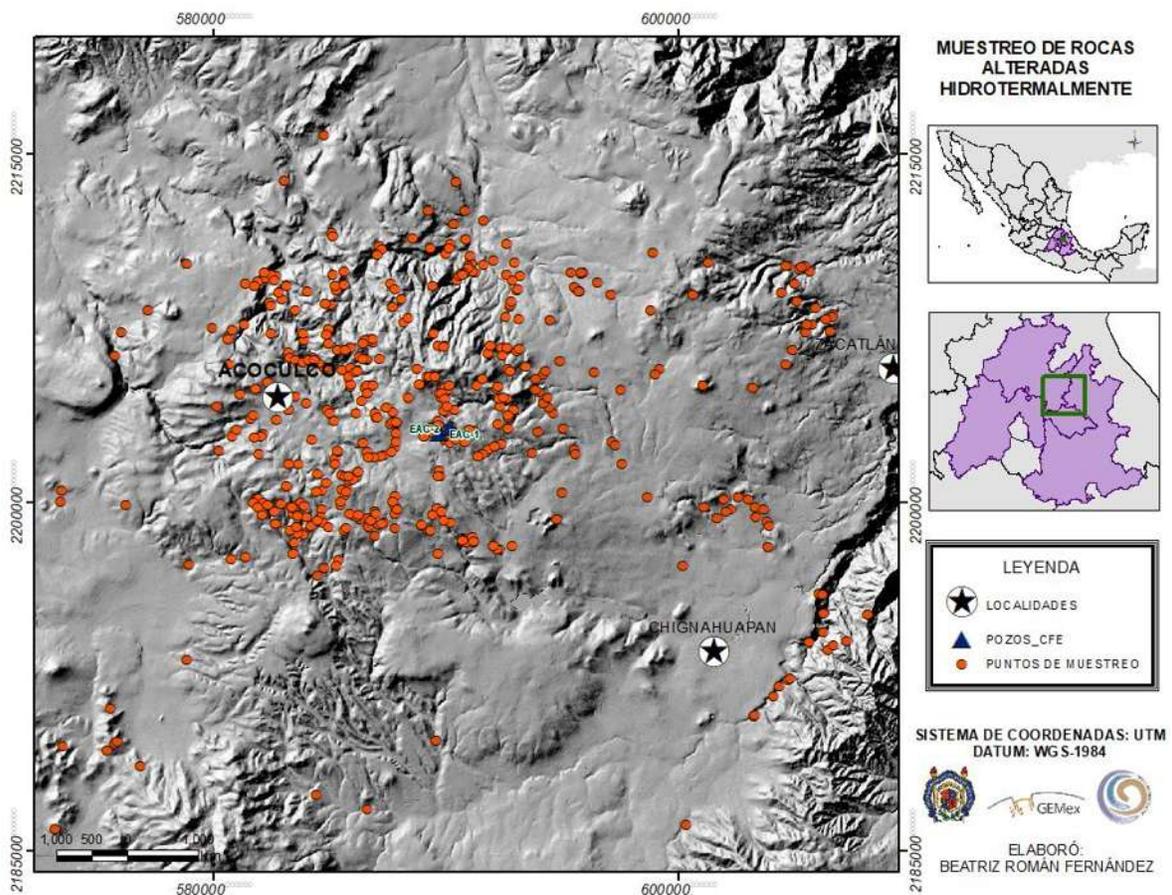


FIGURA 36. Mapa de la distribución espacial de las muestras de rocas alteradas. Estos datos fueron generados durante las campañas de marzo y junio de 2017.

Del trabajo de campo (un total de tres campañas: noviembre de 2016, marzo y junio de 2017) se obtuvieron un total de 676 muestras de rocas alteradas que posteriormente fueron analizadas a través de Fluorescencia de rayos X (ED-FRX).

RECOLECCIÓN DE MUESTRAS DE AGUA EN MANANTIALES FRÍOS (MOFETAS)

Adicionalmente a las muestras de roca también se tomaron muestras de los manantiales que se encontraban cercanos a las zonas de alteración. El proceso incluyó la recolección de tres muestras de agua en botellas de plástico de 1 litro en cada sitio (equivalentes al muestreo de agua para un sitio) siguiendo las instrucciones que a continuación serán mencionadas:



FIGURA 37. Muestro de manantiales. A) y B) Se colectó la muestra de agua en botellas de polietileno en los Baños termales de Chignahuapan, Puebla (54 °C). C) y D) Muestreo de manantial frío ubicado a un costado del río Chignahuapan. E) y F). Muestreo de un manantial tibio (26 °C) en Tulimán, Pue.

2. Tomar las fotografías y coordenadas GPS del sitio.
3. Lavar las botellas con el agua del manantial para evitar la contaminación de la muestra.
4. Etiquetar tres botellas con capacidad de un litro c/u. Las botellas se rotularon con la clave AC-A##-01 A 03-17, donde: AC=Acoculco, A##= Número de la muestra de agua, 01 a 03= Número de botella y 17= Año de la campaña.
5. Recolectar la muestra (3 litros de agua de manantial).
6. Cerrar y sellar las botellas con cinta adhesiva de tipo eléctrica (FIG. 37).

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

Con la información adquirida en campo, se inició la siguiente etapa del proyecto, asociada al procesamiento de la información obtenida. La etapa contempló la digitalización de los datos cartográficos y estructurales empleando el software ARC GIS 10.3. Con ayuda del software se creó un mapa de alteraciones actualizado para la zona de estudio, basándose en la información colectada en campo; se creó un mapa de lineamientos y fallas con base en el MDE de la zona y en datos obtenidos durante el trabajo de campo. Adicionalmente se generó un mapa de la distribución de manantiales que permitió ubicarlos dentro del área de trabajo y obtener tendencias del probable movimiento de los fluidos en el subsuelo.

4.3. TRABAJO DE LABORATORIO

MUESTRAS DE ROCAS ALTERADAS HIDROTERMALMENTE

Materiales

Para realizar el presente estudio, en campo, se emplearon varios materiales, a continuación, se enlistan los más relevantes:

- Cámara microscópica Dino-Lite basic
- Refractarios y vasos de precipitado
- Papel aluminio
- Mortero de porcelana
- Alcohol
- Briquetas con capacidad de 10 g.
- Plástico de cocina
- Cinta adhesiva transparente
- Equipo XRF Thermo Scientific™ Niton™ XL3t GOLDD+

Las muestras regionales de roca alterada (48) fueron preparadas en el Taller de Molienda y Pulverizado del Centro de Geociencias de la UNAM (campus Juriquilla, Qro.) A continuación, se describen los pasos seguidos en el proceso de preparación de muestras para su análisis:

1. Fotografías de muestras de mano. Durante las tomas se empleó una cámara digital coolpix s4200 de Nikon, escalas gráficas y etiquetas con las claves de las muestras.
2. Fotografías microscópicas. Se utilizó una cámara microscópica **Dino-Lite basic** con un aumento de 10,70 y 200x y resolución de VGA (640x480) para registrar la alteración a detalle de las muestras (*FIG. 38 (A)*).



FIGURA 38. Muestro de manantiales. A) y B) Se colectó la muestra de agua en botellas de polietileno con capacidad de un litro previamente lavadas con el agua del manantial en los Baños termales de Chignahuapan, Puebla (54°C). C) y D) Muestreo de manantial frío ubicado a un costado del río Chignahuapan, el agua presenta tonalidades grises, pero no aroma. E) y F). Muestreo de un manantial tibio (26 °C) en donde además se encontraron minerales precipitados (S y CaCO_3).

5. Secado de las muestras. Las muestras con contenido de humedad se secaron en un horno de secado de gran volumen (102x82x65 cm) marca Rio Rocha mod. Hs. 102 a temperatura constante de 75 °C por un lapso de tiempo de

entre 24 y 48 h dependiendo de la humedad contenida en cada muestra. Para tal proceso, se colocaron las rocas alteradas en refractarios y/o vasos de precipitado, se cubrieron con papel aluminio, se perforó el papel para dejar salir la humedad y se etiquetaron (FIG. 38 (B y C)).

MUESTRAS DE AGUA EN MANANTIALES FRÍOS

Materiales

- Filtros para agua
- Membranas con tamaño de poro de 0.45 μm
- Botellas de polipropileno con capacidad de 125 ml
- 2 jeringas con capacidad de 20 ml y 1 con capacidad de 10 ml
- Ácido HNO_3

Las muestras de agua consideradas para someterse a análisis fueron seleccionadas con base a la temperatura medida en campo y a las características geológicas registradas en el sitio de muestreo. Dichas muestras fueron enviadas al Unidad de geoquímica avanzada de los laboratorios del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo), en Ensenada (Baja California), donde se solicitó su análisis para cationes, aniones e isótopos estables del agua.

Antes de su envío a los laboratorios del CeMIEGeo, las muestras de agua pasaron por un proceso de filtrado en el laboratorio de materiales Ing. Luis Silva Ruelas de la UMSNH. A continuación, se describe el proceso de pre-tratamiento:

1. Los materiales utilizados fueron: jeringas de 20 ml, botellas de polipropileno, tipo Nalgene®, filtros con membranas micropore de 0.45 μm , ácido nítrico al 2%, gotero, agua destilada, piceta.
2. Por cada sitio de muestreo, se utilizó un mismo juego de jeringas y filtros, para evitar contaminación entre las muestras.
3. Todas las botellas de polipropileno se lavaron previamente con jabón neutro y enjuagaron con agua destilada antes de verter las muestras filtradas, dejando secar en un lugar cerrado, libre de polvo y humo.
4. Se colocó la membrana de .45 μm al filtro y se conectó a la botella de polipropileno (FIG. 39 (A)). Todas las muestras se filtraron, independientemente del tipo de análisis.
5. Se llenó la jeringa de 20 ml con el agua de la muestra y se conectó al filtro, aplicando presión para hacer pasar el agua hacia el recipiente (FIG. 39 (B)).

6. Una parte del agua de la muestra de agua filtrada se usó para enjuagar la tapa y la botella de cada muestra.
7. Se continuó el filtrado de cada muestra, hasta llenar su respectiva botella, teniendo las precauciones siguientes, según el tipo de análisis.
 - a. Para las muestras de análisis de isótopos estables del agua, se tuvo cuidado de no dejar burbujas en el interior, pues pueden modificar la medición de oxígeno en la muestra.
 - b. Para las muestras de análisis de cationes, no se dejaron burbujas y se acidificaron agregando 8-10 gotas de ácido nítrico al 2%, tal que se alcanzara un pH ácido, agitándolas para uniformizar la mezcla (FIG. 39 (C)).
 - c. Para las muestras de análisis de aniones, no se dejaron burbujas en su interior.
8. Cada muestra se etiquetó, junto con su duplicado, sellando con cinta adhesiva la unión entre la tapa y la botella, para evitar contaminación o derrame.

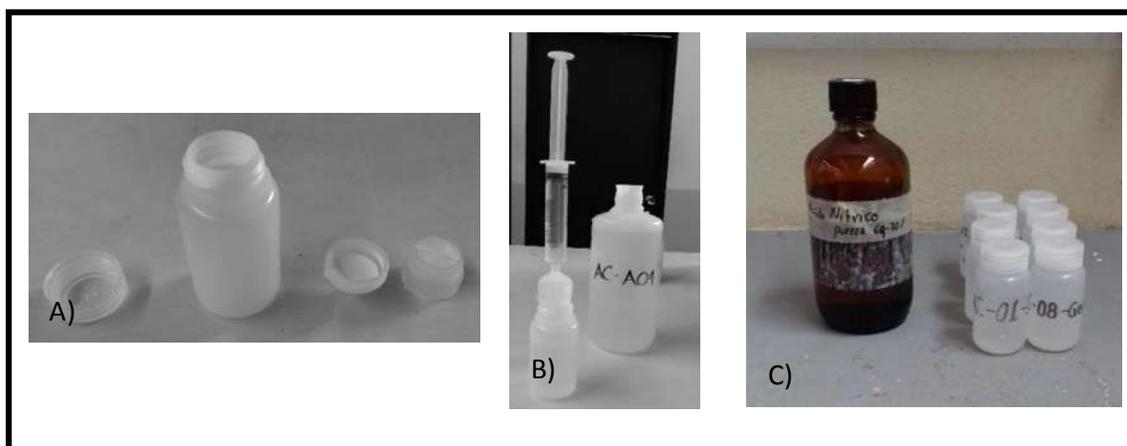


FIGURA 39. Fotografías que muestran el proceso de filtrado. A) Botella de polipropileno y al lado el filtro para agua con membrana de $.45 \mu\text{m}$, B) jeringa con agua de la muestra conectada al filtro y a la botella en la que almacenó el agua filtrada y C) al final de aplicar la metodología a las muestras filtradas se les agregaron 2 ml de ácido HNO_3 para eliminar materia orgánica.

4.4 MÉTODOS ANALÍTICOS

4.4.1. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX-ED)

La espectrometría de fluorescencia de rayos X es una técnica de espectroscopia atómica. Esta se basa en las transiciones de electrones de los átomos que se producen cuando una radiación electromagnética de cierta energía incide con el material en estudio, produciendo una excitación del átomo, el cual pasa de un estado basal (estable) a otro de

mayor energía (inestable) de lo que resultan transiciones en diferentes estados energéticos en el átomo, los cuales son únicos para cada átomo en particular. Esta característica se utiliza para la identificación y cuantificación de los elementos o compuestos (Meléndez, *et al.*, 2009).

Los análisis cualitativo y cuantitativo pueden ser realizados usando la energía o la longitud de onda de los rayos X emitidos. Cuando la energía es detectada se conoce como FRX-ED: fluorescencia de Rayos X de Dispersión de Energía (Meléndez, *et al.*, 2009). La técnica de Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X de Dispersión de Energía (FRX-ED) para el presente estudio se llevó a cabo en el Laboratorio de Yacimientos Minerales del Centro de Geociencias de la UNAM (campus Juriquilla, Qro.), para determinar los elementos químicos contenidos en las 198 muestras de rocas alterada seleccionadas para el desarrollo del estudio. Se empleó la herramienta portátil XRF Thermo Scientific™ Niton™ XL3t GOLDD+ para realizar este análisis.

Para garantizar la confiabilidad de los resultados analíticos obtenidos mediante el equipo portátil de FRX Niton XL3t GOLDD+, se calibró el instrumento empleando el método “sin estándares”, el cual equivale a trabajar con estándares seleccionados independientemente de las muestras a ser analizadas, por lo tanto, no serán llamados estándares sino muestras de referencias geoquímicas. Las muestras de referencias geoquímicas empleadas en este trabajo para la calibración de la Niton provienen de Rockla (una empresa dedicada a la preparación de materiales de referencia para su uso en oro), específicamente se usó el material SQ47 proveniente de Nueva Zelanda que contiene 4 referencias geoquímicas (una muestra ígnea extrusiva, una muestra ígnea intrusiva, una muestra metamórfica y una muestra sedimentaria).

A continuación, se describe el proceso seguido durante el análisis con el equipo Niton XL3t GOLDD+:

1. La briqueta con la muestra de roca alterada se colocó en el porta-muestra de la Niton (FIG. 40 (A y B)).
2. Se indicó desde el software del equipo el análisis requerido: suelos y test all geo (FIG. 40 (C)). El análisis de cada muestra duró un total de 240 s (4 min); en ese tiempo se corrían 4 filtros incluidos en el menú test all geo: rango principal (60 s), rango bajo (60 s), rango alto (60 s) y rango liviano (60 s). Al término de cada proceso se obtuvo el espectro de la muestra y una tabla con los datos en ppm de los elementos químicos encontrados durante el análisis.



FIGURA 40. Pasos realizados para obtener la Fluorescencia de Rayos X (FRX-ED) empleando la herramienta portátil Niton XL3t GOLDD+. A) Briquetas etiquetadas en la que se vaciaron las muestras molidas, B) Colocación de la muestra en la pistola NITON y C) Selección del tipo de análisis requerido desde el software del equipo.

4.4.2. BALANCE DE MASAS

Los procesos de alteración en las rocas se pueden cuantificar a través de la estimación geoquímica: balance de masas (MB). La base de la actual forma de equilibrio de masa fue establecida por Gresens en 1967 (en Mukherjee y Gupta, 2008) quien identificó el cambio en volumen, composición y densidad de una roca al ser alterada. Esto es universalmente aplicable a todos los procesos de alteración cuando se conoce el protolito de un producto de alteración. Es un medio simple y efectivo para estimar los cambios (ganancias y pérdidas) en masa durante el proceso de alteración. Se logra gráficamente trazando una composición alterada contra una composición original. Sin embargo, Grant (2005) propuso una versión renovada de la ecuación de balance de masas de Gresens sustituyendo volumen y densidad por masa, permitiendo una comparación directa de la transferencia de masa de la composición del protolito y la roca alterada a través del diagrama de ISOCON.

En este diagrama, los elementos abundantes del protolito alterado e inalterado se trazan en abscisas y ordenadas respectivamente. Uno de los requisitos previos más importantes es definir un marco de referencia con respecto al cual se realizan los cálculos de transferencia de masa (Grant, 2005). Para todo propósito práctico, es las especies inmóviles (elementos que conservaron sus propiedades intactas después de la alteración) las que proporciona el marco de referencia más razonable. Grant, 1986 (en Mukherjee y Gupta, 2008) propuso que todos los elementos inmóviles trazarían una línea recta a través del origen en el diagrama de ISOCON. La línea dibujada a través de estos gráficos elementales se denomina línea isoquímica (línea de transferencia de masa) o simplemente como línea ISOCON. Se recomienda seleccionar como elementos inmóviles aquellos que están dentro del ISOCON definido por el mayor número de especies que cumplen este criterio (Baumgarther y Olsen, 1995, en Grant, 2005). Si bien esto proporciona una opción imparcial de ISOCON, recomiendan que esté definido por las características geoquímicas de las especies involucradas y el proceso en estudio (Mukherjee y Gupta, 2008). La pendiente del ISOCON representa el cambio general de masa en relación con la masa original. Las especies que quedan por encima del ISOCON se ganaron en el proceso, mientras que aquellas que se representan abajo se perdieron (Grant, 2005).

Para determinar el enriquecimiento o empobrecimiento elemental ocasionado por la interacción de los fluidos hidrotermales con las rocas superficiales de Aocolco se aplicó la ecuación de Grant (1986) a los resultados de Fluorescencia de rayos X. Para la realización del cálculo anterior fue necesario adquirir de la bibliografía publicada, datos de Fluorescencia de rayos X para las litologías inalteradas del área de estudio, específicamente se emplearon los datos publicados por Verma, 2001.

Se empleó el programa EAYGRESGRANT para llevar a cabo el balance de masas. El software funciona a través de la ecuación de Grant (1986), por lo que cuantifica los cambios de masa en sistemas hidrotermales (López, 2012). EASYGRESGRANT permite graficar la ISOCON a partir de herramientas que ayudan a determinar los elementos inmóviles (elementos que conservaron su masa, por lo tanto, tienen movilidad igual o cercana a cero), también proporciona una solución sutil al problema de escalas que influía en el ajuste de la línea ISOCON (Mukherjee y Gupta, 2008).

DESCRIPCIÓN TEÓRICA DEL BALANCE DE MASA APLICADO A LOS SISTEMAS HIDROTÉRMICOS

La movilidad absoluta del componente i en el sistema natural fue cuantificada (Gresens 1967 en López, 2012) mediante la fórmula:

$$\Delta m_i = f v \left(\frac{\rho_a}{\rho_o} \right) C_a^i - C_o^i \quad (1)$$

Donde o y a representan las rocas: original y alterada respectivamente, y ρ_o y ρ_a representan densidades; Δm_i es el cambio de masa en el componente i , C_a^i y C_o^i son las concentraciones iniciales y finales en la componente i , respectivamente, $f v$ es el factor de volumen o la relación entre el volumen final y el volumen inicial. El conocimiento del comportamiento geoquímico de un elemento o el $f v$ permite obtener el balance de masa de este elemento. Gresens, 1967 (en López, 2012) propuso graficar las ganancias y las pérdidas en función de los factores de volumen arbitrarios con los diagramas de omisión-volumen. Al usar estos diagramas, es posible elegir un valor para $f v$ donde las curvas para varios elementos (es decir, inmóviles) cruzan simultáneamente la línea cero de ganancia-pérdida. Este $f v$ es el marco de referencia que se usa para estimar las ganancias y pérdidas del resto de los elementos usando la ecuación 1 (López, 2012).

Un método gráfico más simple para la solución de las ecuaciones de Gresens fue propuesto por Grant, 1986 (en López, 2012), quien reordenó estas ecuaciones en una relación lineal (la llamada ecuación ISOCON) entre la concentración de un componente en la roca alterada y la del original (López, 2012). La ecuación ISOCON es:

$$C_a = (m_o/m_a) C_o \quad (2)$$

Donde m_o es la masa de referencia de la muestra original, y m_a es la masa alterada. En la ecuación (2) es necesario conocer el cambio de masa (m_o/m_a), que se puede calcular gráficamente representando las concentraciones en la roca alterada contra las de rocas originales y conectando por medio de una línea recta a través del origen (isocon), de los componentes que no muestran ganancia relativa o pérdida de masa (elementos inmóviles). La pendiente de la línea ISOCON define el cambio de masa en la alteración, mientras que la desviación de un dato (punto) de esta línea representa el cambio de concentración para la componente correspondiente. La medida más útil de ganancia o pérdida es el cambio en la concentración de un componente (ΔC_a^i) relativo a su concentración antes de la alteración, lo que lleva a la siguiente ecuación (Grant, 1986 en López, 2012):

$$\left(\Delta C_a^i / C_o^i \right) = (m_a/m_o) (C_a^i / C_o^i) - 1 \quad (3)$$

Se debe definir un punto de control con respecto al cual se realizan las estimaciones de transferencia de masa. Este punto de control podría ser una movilidad conocida (X_n) de cualquier elemento o inmovilidad ($X_n = 0$) de uno o más elementos o un factor de volumen conocido (f_v) para el proceso de alteración. La transferencia de masa neta del proceso se cuantifica con respecto a la inmovilidad de estos elementos (s) supuesto (s). Si asumimos que sólo un elemento está inmóvil, entonces la solución es directa y única. Sin embargo, cuando varios elementos están inmóviles, la solución resultante no es única porque cada uno de estos elementos define un punto de control diferente. En condiciones ideales, todas las soluciones deben converger para dar una solución única, pero en la práctica, no sucede. Para encontrar una solución aceptable Mukherjee y Gupta, 2008 sugieren tomar un valor promedio como en el caso de Gresens, 1967 (en Mukherjee y Gupta, 2008) u obtener una línea de mejor ajuste como en el caso del método ISOCON de Grant (1986) o la regresión de mínimos cuadrados ponderados como en el caso de Baumgartner y Olsen (1995).

4.4.3. ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA DE INFRARROJO DE ONDA CORTA (SWIR)

Las series mineralógicas de alteración en conjunto son importantes para entender la exploración de los sistemas geotérmicos. Las herramientas convencionales para su identificación no pueden detectar minerales de grano fino o definir variaciones en las composiciones. Los geólogos que trabajan con sensores remotos usan una variedad de bandas dentro del espectro electromagnético, incluyendo: la onda corta infrarroja (SWIR) para la identificación de minerales.

La espectrografía de onda corta del infrarrojo detecta la energía generada por las vibraciones de los enlaces moleculares. Estos enlaces tienen modos de flexión y tensión entre 1300 a 2500 nm del espectro electromagnético. Las características de absorción observadas son manifestaciones de reflejos o tonos de primero y segundo orden y la combinación de tonos fundamentales en la región media del infrarrojo. Las posiciones en el espectro de cada mineral y sus formas típicas son función de su estructura molecular. Las variaciones en su composición química pueden ser detectadas en el tamaño y posición de cada espectro, el cual cambia consistentemente por la sustitución de elementos. La espectrografía SWIR detecta minerales tales como filosilicatos, arcillas, carbonatos y sulfatos selectos.

Espectrómetros como el PIMA-II (Portable Infrared Mineral Analyzer _Analizador Portátil Infrarrojo de Minerales) permiten la rápida y fácil identificación de este tipo de minerales. En este trabajo, se decidió emplear la longitud de onda correspondiente a la región SWIR del espectro de colores visibles (1300-2500 nm), ya que es sensible a los moléculas y radicales H₂O, CO₃, SO₄ y NH₄⁺ y enlaces OH de cationes como Al-OH, Mg-OH y Fe-OH. (Thompson *et al.*, 1999 en Canet, 2015).

Con base en los resultados obtenidos de XRF-ED a las 198 muestras se les realizó un análisis SWIR, en busca de minerales de alteración. El análisis se llevó a cabo en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM y empleó un espectrómetro de infrarrojo portátil para su realización.

El método es directo, se mide sobre la muestra o en este caso sobre el polvo mediante el SWIR. El proceso consta de irradiar la muestra y tomar la lectura de la Reflectancia mediante un software especializado en el que se grafica la longitud de onda (nm) y la Reflectancia relativa. Entre los resultados también se obtiene una base de datos con los datos representativos de la muestra. El reconocimiento de los minerales activos se hizo manualmente comparando la posición de longitud de onda, las características de absorción y la forma general de los espectros con varias bibliotecas y tablas espectrales.

4.4.4. DIAGRAMAS PARA LA CLASIFICACIÓN DE AGUAS GEOTÉRMICAS

Los manantiales de la zona de estudio aparentemente, al igual que la mineralogía de alteración se encuentran alineados siguiendo la dirección de los sistemas de fallas y fracturas mencionados en la sección anterior y al mismo tiempo podrían formar parte del sistema hidrotermal como descargas laterales, por ello se tomó la decisión de recolectar muestras de agua y analizarlas para confirmar su origen y así contribuir a la construcción del modelo geotérmico.

El origen de las aguas en los sistemas geotermales es esencialmente meteórico, según evidencias isotópicas. Las cuales corresponderían con aguas superficiales (lluvia, ríos, etc.) que se infiltran al sistema geotérmico hasta niveles profundos de la corteza (5 a 7 km) a través de rocas con permeabilidad primaria o secundaria (en Berríos, 2015). El agua, una vez infiltrada, se ve afectada por procesos de interacción agua-roca disolviendo minerales de la roca huésped y así aumenta la concentración de sólidos disueltos. Luego de un tiempo de haber empezado esta interacción, el fluido se aproxima a la saturación o

equilibrio con las fases minerales presentes en la roca (Arnórsson, 2000 en Berríos, 2015).

Es importante considerar que, también existen otros orígenes para las aguas geotérmicas, como: aguas de origen magmático, confinadas en las rocas (connatas) u originadas por metamorfismo (Berríos, 2015).

Giggenbach, 1988 (en Berríos, 2015) en relación a los fenómenos que ocurren en la interacción agua-roca, propone dos procesos asumiendo que el sistema tiene asociación volcano-magmática con los fluidos. Estos procesos son extremos y, aunque son hipotéticos, están bien definidos y permiten explicar el fenómeno:

- **Dilución inicial** de las rocas de la corteza en aguas ácidas. Estas aguas se forman, por ejemplo, debido a la absorción de vapores magmáticos, en aguas meteóricas de circulación profunda. Las aguas formadas por este proceso de dilución fluido-dominante, contienen los componentes más solubles en concentraciones parecidas a las de la roca original.
- **Equilibrio final** del fluido con la roca en una configuración termodinámicamente estable, debido a la recristalización de la roca original inestable. Esta nueva roca tendrá una composición química parecida, o igual a la roca original. Este proceso podría llevarse a cabo solo si el sistema permanece sin cambios por un tiempo infinito.

Una de las formas de clasificar las aguas geotérmicas para determinar su origen es a través de diagramas ternarios. El diagrama de Piper consiste en dos diagramas triangulares, uno que recoge la información de concentraciones referente a los cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} y de manera conjunta la suma de $\text{Na}^{++}\text{K}^{+}$. El otro diagrama resume la información referente a concentraciones de los aniones HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^- . La información tanto del diagrama triangular de cationes como de aniones se extrapola en un rombo central que permite clasificar de forma rápida el tipo de agua al que corresponde la muestra (Vázquez, 2016).

5. RESULTADOS Y DISCUSION

5.1. FLUORESCENCIA DE RAYOS X (ED-FRX)

Las muestras asociadas a alteración hidrotermal fueron preparadas y posteriormente analizadas mediante la técnica de Fluorescencia de rayos X (ED-FRX) para conocer la concentración de elementos químicos en la roca. Es importante cuantificar el cambio en las concentraciones porque durante los procesos hidrotermales tiende a modificarse.

Del total de muestras (676) se seleccionaron 198 para procesarse en este trabajo. En la TABLA 3 se muestran parte de los resultados para las muestras seleccionadas. Los cuales corresponden a Fluorescencia de rayos X (ED-FRX) y la litología a la que se asocian. El resto de ellos pueden ser consultados en la sección de anexos (Anexo I). Los elementos en azul corresponden a los elementos mayores expresados en porcentaje en peso (%) y en negro se presentan los elementos menores en partes por millón (ug/g). Se les llama elementos mayores a aquellos que se presentan en altas concentraciones (>1% en peso), son los que controlan en gran medida la cristalización de un magma. Se presentan en forma de óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5). Mientras que los elementos trazas o menores son aquellos que se encuentra en las rocas con concentraciones menores al 0.1% (Yáñez, 2016).

En la TABLA 4 se presentan los resultados de Fluorescencia de rayos X (ED-FRX) para muestras de roca sin evidencia de alteración hidrotermal (roca sana) y que concuerdan con las litologías muestreadas para el presente estudio. Fueron tomados de una publicación hecha por Verma en 2001 para la zona geotérmica de Acoculco. Estos últimos permitirán cuantificar la transferencia de masa relacionada con la circulación de fluidos hidrotermales (Yáñez, 2016).

Cabe mencionar que, en 2018 Sosa *et al.* presentaron datos de elementos mayores y traza de las rocas sanas de Acoculco obtenidos mediante Espectrometría de Emisión Plasmática Acoplada Inductivamente por Fusión (ICP-MS). Sin embargo, como emplearon una técnica diferente a la utilizada en este trabajo para procesar las muestras de roca alterada; no es correcto usarlos para el cálculo de Balance de Masas debido que los datos obtenidos a

través técnicas diferentes podrían variar ligeramente lo provocaría interpretaciones incorrectas de los resultados.

TABLA 3. Fluorescencia de rayos X obtenida en el análisis de muestras de alteración hidrotermal local. Los resultados en azul corresponden a los elementos mayores y los verdes a los elementos traza. Del lado derecho se observa el tipo de roca al que pertenece cada muestra. El Hierro total se expresó como Fe₂O₃.

MUESTRA	%SiO ₂	%TiO ₂	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃	%MnO	%MgO	%CaO	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	Ba	Nb	Zr	Sr	Rb	Zn	Cu	Cr	V	LITOLOGIA
AC-13	75.82	0.35	9.98	4.10	0.07	0.00	5.47	3.91	0.29	510.08	6.76	104.97	478.71	37.71	38.85	22.18	118.82	60.51	ANDESITA
AC-14	74.31	0.46	12.19	5.67	0.06	0.00	4.14	2.96	0.21	357.66	9.33	115.59	341.24	61.42	45.25	12.80	118.20	60.98	ANDESITA
AC-15	74.34	0.35	12.15	4.45	0.11	0.00	4.89	3.50	0.21	325.50	6.34	106.94	440.69	65.94	39.21	11.49	138.00	64.64	ANDESITA
AC-16	77.35	0.38	9.88	4.39	0.18	0.00	4.42	3.16	0.23	521.19	7.20	120.98	584.86	64.87	38.61	23.68	0.00	65.82	ANDESITA
AC-18	66.16	1.12	17.97	10.76	0.04	0.00	2.19	1.56	0.21	745.40	3.96	137.35	87.18	26.26	59.10	21.01	239.38	172.16	ANDESITA
AC-19	68.30	1.17	14.24	13.30	0.11	0.00	1.34	0.96	0.58	364.20	14.62	229.13	335.60	43.55	104.90	19.06	217.69	225.91	ANDESITA
AC-20	58.80	0.52	18.91	15.99	0.04	0.00	1.97	1.41	2.37	627.31	90.69	1709.51	79.77	55.64	161.04	27.22	206.03	104.36	ANDESITA
AC-21	70.10	1.08	12.29	14.34	0.24	0.00	0.80	0.57	0.58	320.90	3.48	129.71	849.27	6.09	85.23	32.16	0.00	155.67	ANDESITA
AC-22	58.89	1.86	20.67	14.61	0.14	0.00	0.75	0.54	2.54	655.38	31.78	781.69	144.77	11.21	79.72	19.51	183.36	200.61	ANDESITA
AC-23	68.20	0.54	18.93	5.82	1.16	0.00	3.12	2.23	0.00	444.78	0.00	6.70	148.15	2.78	28.66	18.33	0.00	142.97	ANDESITA
AC-24	80.78	0.22	9.73	5.28	0.00	0.00	2.32	1.66	0.00	414.51	2.29	15.08	151.92	3.80	21.44	0.00	19.02	13.87	ANDESITA
AC-27	72.07	1.77	17.37	5.69	0.00	0.00	1.51	1.08	0.52	0.00	5.53	177.85	67.52	5.94	41.66	30.60	179.28	107.29	ANDESITA
AC-28	56.90	1.41	21.72	18.64	0.09	0.00	0.38	0.27	0.61	274.60	11.68	277.84	47.81	6.28	77.99	55.63	196.41	226.79	ANDESITA
AC-32	65.84	0.33	7.86	4.67	0.13	5.02	9.42	6.73	0.00	97.88	4.52	64.45	690.88	32.05	47.35	0.00	65.66	60.01	ANDESITA
AC-34	80.42	0.29	4.02	3.83	0.07	3.80	4.24	3.03	0.30	0.00	20.39	236.66	879.08	50.71	74.59	13.72	0.00	37.51	ANDESITA
AC-MA	85.72	0.00	7.38	1.60	0.97	0.00	2.53	1.81	0.00	4357.89	0.00	12.62	2333.82	1.66	23.62	0.00	0.00	0.00	ANDESITA
AC-MA	68.47	0.90	16.49	9.52	0.30	0.00	2.52	1.80	0.00	1737.47	5.49	76.71	3975.28	4.42	43.67	17.51	0.00	140.82	ANDESITA
AC-MA	69.73	0.86	14.98	8.30	0.06	0.00	3.37	2.41	0.28	427.15	7.02	199.95	590.36	42.77	55.34	60.55	184.98	133.63	ANDESITA
AC-01	71.79	1.01	10.13	6.83	0.07	0.00	5.68	4.06	0.43	420.12	17.06	451.21	299.72	60.28	69.81	12.96	133.22	72.44	BASALTO
AC-02	64.96	2.78	10.41	19.21	0.07	0.00	1.19	0.85	0.52	879.91	13.86	313.17	273.70	43.72	114.69	20.00	158.68	278.08	BASALTO
AC-03	80.65	0.68	13.14	4.29	0.00	0.00	0.37	0.26	0.60	0.00	19.54	498.01	37.80	16.00	26.33	0.00	142.03	65.18	BASALTO
A313	60.73	0.46	7.24	10.35	13.36	0.00	2.67	3.28	0.29	345.12	20.31	478.21	219.32	56.23	135.04	0.00	160.39	93.60	RIOLITA
A336	57.49	1.70	7.48	10.70	13.82	0.00	6.52	7.37	1.01	274.08	17.08	312.30	365.71	21.18	134.26	0.00	189.51	194.06	RIOLITA
A337	70.59	0.28	5.56	7.95	10.26	0.00	0.31	0.39	0.39	471.90	28.46	654.30	32.04	36.67	273.38	15.16	159.29	104.44	RIOLITA
A344	64.24	0.48	6.24	8.91	11.51	0.00	1.81	2.27	0.33	370.23	27.11	244.73	88.72	35.75	89.29	0.00	149.21	79.67	RIOLITA

TABLA 4. Fluorescencia de rayos X para muestras de roca sana en la zona de interés geotérmico de Acoculco tomados de la literatura (Verma, 2001). Los resultados de cada tipo de roca fueron promediados para obtener un mejor análisis en el balance de masas. El Hierro total se expresó como Fe_2O_3

ROCAS:	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Nb	Zr	Sr	Rb	Zn	Cu	Cr	V
BASALTO	51.32	1.76	18.24	11.27	0.16	7.19	8.96	0.78	0.31	191.00	13.25	157.40	569.50	8.85	84.50	31.50	78.00	183.50
ANDESITA BASALTICA	57.53	1.07	18.35	7.50	0.12	5.46	8.36	1.38	0.24	379.00	9.80	180.33	570.67	26.83	77.67	30.33	95.00	140.67
RIOLITA	79.96	0.16	12.85	1.33	0.05	0.07	0.44	5.12	0.02	61.00	42.30	173.00	5.40	167.00	54.00	1.00	10.00	4.00

5.2. DETERMINACIÓN DE LA MOVILIDAD ELEMENTAL MEDIANTE LA ECUACIÓN DE GRANT (1986) EN LAS ROCAS ALTERADAS DE ACOCULCO

El balance de masas se aplicó a 81 muestras de las 198 seleccionadas. Esto porque no se encontraron datos publicados de roca sana para el resto de las litologías de Acoculco. Los resultados para las andesitas se muestran en la TABLA 5, en azul se tienen los elementos mayores en porcentaje en peso (%) y en negro los elementos menores o traza en partes por millón ($\mu\text{g/g}$). Los elementos inmóviles están sombreados en azul. En rosa se exponen los elementos que sugieren anomalías químicas, sólo se considera a aquellos que rebasan 2 veces la desviación estándar de las muestras.

La litología superficial de la zona de estudio está constituida por rocas volcánicas. Las andesitas se localizan al Norte de la denominada caldera de Acoculco por López Hernández en 2009 y al Sureste de Chignahuapan. La litología mencionada presenta grados de interacción agua-roca dominados por alteración argílica y argílica avanzada. El balance de masas fue ejecutado en 21 muestras (TABLA 5) y el proceso está representado en la TABLA 6 y una FIGURA (FIG. 41), que funge como la conceptualización gráfica de la movilidad de los elementos químicos.

TABLA 5. Resultados del Balance de masas para las muestras de andesitas en la zona de interés geotérmico de Acochulco. El Hierro total viene expresado como Fe₂O₃.

MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Nb	Zr	Sr	Rb	Zn	Cu	Cr	V
A-1	-5.81	1.16	-8.43	6.68	18.19		-8.11	-1.07	0.24		12.66	310.53	-473.17	2.94	-53.57		40.90	68.27
A-13	-4.60	0.53	-8.99	5.89	17.16		-3.77	3.88	0.23		3.26	153.65	-339.48	-22.88	11.89		60.54	35.17
A-75	-7.88	0.54	-8.41	6.72	18.23		-3.97	3.70	0.32	-218.62	-3.44	6.20	-219.49	-9.82	-3.61		44.03	112.06
A-80	-6.28	1.06	-8.57	6.49	17.93		-8.09	2.58	0.34	20.46	13.55	325.90	-347.24	8.98	-46.53		61.92	70.82
A137	2.26	-0.62	-10.90	3.15	13.63		-6.60	0.82	0.12	-5.13	12.66	309.99	-419.18	59.19	10.60	-16.98	53.35	-64.88
A335	-24.30	0.44	-3.21	14.14	27.82		-8.22	-1.22	0.10		-0.79	17.96	-548.11	-25.08	-36.09	-9.57	93.51	160.52
AC-13	18.29	-0.72	-8.37	-3.40	-0.05		-2.88	2.53	0.05	131.08	-3.04	-75.36	-91.96	10.88	-38.82	-8.15	23.82	-80.16
AC-14	16.78	-0.61	-6.16	-1.83	-0.06		-4.22	1.58	-0.03	-21.34	-0.47	-64.74	-229.43	34.59	-32.42	-17.53	23.20	-79.69
AC-15	16.81	-0.72	-6.20	-3.04	-0.01		-3.46	2.12	-0.04	-53.50	-3.46	-73.39	-129.98	39.11	-38.46	-18.84	43.00	-76.03
AC-16	19.82	-0.69	-8.47	-3.10	0.06		-3.93	1.79	-0.02	142.19	-2.60	-59.35	14.19	38.04	-39.06	-6.65		-74.85
AC-18	8.63	0.05	-0.38	3.27	-0.08		-6.17	0.19	-0.04	366.40	-5.84	-42.98	-483.49	-0.57	-18.57	-9.32	144.38	31.49
AC-19	10.77	0.10	-4.11	5.80	-0.01		-7.01	-0.42	0.34	-14.80	4.82	48.80	-235.07	16.72	27.23	-11.27	122.69	85.24
AC-20	1.27	-0.55	0.56	8.49	-0.08		-6.39	0.03	2.13	248.31	80.89	1529.18	-490.90	28.81	83.37	-3.11	111.03	-36.31
AC-21	12.57	0.01	-6.06	6.84	0.12		-7.56	-0.80	0.33	-58.10	-6.32	-50.62	278.60	-20.74	7.56	1.83		15.00
AC-22	1.36	0.79	2.32	7.12	0.02		-7.60	-0.84	2.30	276.38	21.98	601.36	-425.90	-15.62	2.05	-10.82	88.36	59.94
AC-24	23.25	-0.85	-8.62	-2.21			-6.03	0.28		35.51	-7.51	-165.25	-418.75	-23.03	-56.23		-75.98	-126.80
AC-27	14.54	0.70	-0.98	-1.81			-6.85	-0.30	0.28		-4.27	-2.48	-503.15	-20.89	-36.01	0.27	84.28	-33.38
AC-28	-0.63	0.34	3.37	11.14	-0.03		-7.98	-1.11	0.36	-104.40	1.88	97.51	-522.86	-20.55	0.32	25.30	101.41	86.12
AC-32	8.31	-0.74	-10.49	-2.82	0.01	-0.45	1.06	5.35		-281.12	-5.28	-115.88	120.21	5.22	-30.32		-29.34	-80.66
AC-34	22.90	-0.77	-14.33	-3.67	-0.05	-1.66	-4.12	1.65	0.05		10.59	56.33	308.41	23.88	-3.08	-16.61		-103.16

En la TABLA 6 se muestran los valores obtenidos del balance de masas para muestra AC-14. En la columna 1 se enlistan los elementos que fueron elegidos para el proceso. En la columna 2 se registraron los datos de la muestra inalterada. En la columna 3 se registran los datos de la muestra AC-14 que corresponden con la roca alterada. En la columna 4 se muestra el balance de masas con relación a los datos de la roca original. En la columna 5 están los resultados del balance de masas en ppm, los valores iguales o más cercanos a cero son los considerados como los elementos inmóviles de la muestra. Por último, en la columna 6 se anexaron los valores de pendiente, los cuales también contribuyen a identificar los elementos estables en las rocas, pendientes iguales o cercanas a 1 se consideran de elementos inmóviles.

TABLA 6. Resultados numéricos del balance de masas para las andesitas de la zona geotérmica de Acoculco (Muestra AC-14). Los valores sombreados corresponden a los elementos inmóviles.

CONSTANTE DE MASAS

CAMBIO TOTAL DE MASA (%) 5.97						
MUESTRA	INALTERADA	ALTERADA	GANANCIA/PERDIDA RELACIONADAS A C_i^0	GANANCIA/PERDIDA EN % EN PESO O ppm	PENDIENTE	
	v-1	AC-14	$\Delta C_i/C_i^0$	ΔC_i		
SiO ₂	57.53	74.31	0.29	16.78	1.29165379	
TiO ₂	1.07	0.46	-0.57	-0.61	0.43142649	
Al ₂ O ₃	18.35	12.19	-0.34	-6.16	0.66445215	
Fe ₂ O ₃	7.50	5.67	-0.24	-1.83	0.75609479	
MnO	0.12	0.06	-0.48	-0.06	0.52057176	
MgO	5.46					
CaO	8.36	4.14	-0.50	-4.22	0.49518831	
K ₂ O	1.38	2.96	1.15	1.58	2.14988394	
P ₂ O ₅	0.24	0.21	-0.12	-0.03	0.88105566	
Ba	379.00	357.66	-0.06	-21.34	0.94369393	
Nb	9.80	9.33	-0.05	-0.47	0.95204082	
Zr	180.33	115.59	-0.36	-64.74	0.64097967	
Sr	570.67	341.24	-0.40	-229.43	0.59796729	
Rb	26.83	61.42	1.29	34.59	2.2889441	
Zn	77.67	45.25	-0.42	-32.42	0.58261803	
Cu	30.33	12.80	-0.58	-17.53	0.42197802	
Cr	95.00	118.20	0.24	23.20	1.24421053	
V	140.67	60.98	-0.57	-79.69	0.43350711	

Para la muestra AC-14 se presentaron como elementos inmóviles al P_2O_5 y MnO según el criterio de constante de masa; en este criterio, un elemento es inmóvil siempre y cuando su masa se haya conservado después del proceso de alteración. La concentración de los componentes (ΔC_i) en relación a su concentración antes de la alteración, sugiere, por su parte al Ba y al Nb como los mejores indicadores de ganancia o pérdida, debido sus valores cercanos a cero. Mientras que los valores del pendiente proyectaron al P_2O_5 , Ba y al Nb como elementos estables (pendiente cercana o igual a 1).

Sin embargo, el diagrama ISOCON fue definido por el P_2O_5 y el Ba (FIG. 41) al presentar un mejor ajuste de los datos. Los elementos ubicados debajo de dicha línea como son: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, Cu, Zn, V, Zr y Sr concuerdan con un proceso de lixiviación durante la interacción agua-roca, por lo tanto, su masa en la roca disminuyó (elementos con flechas azules en la FIG. 41). Por encima del ISOCON se localizan elementos como: Rb, SiO_2 , K_2O y Cr que reflejan los elementos enriquecidos (elementos con flechas rojas en la FIG. 41), esto significa que los fluidos hidrotermales eran ricos en estos elementos o los adquirieron durante su ascenso.

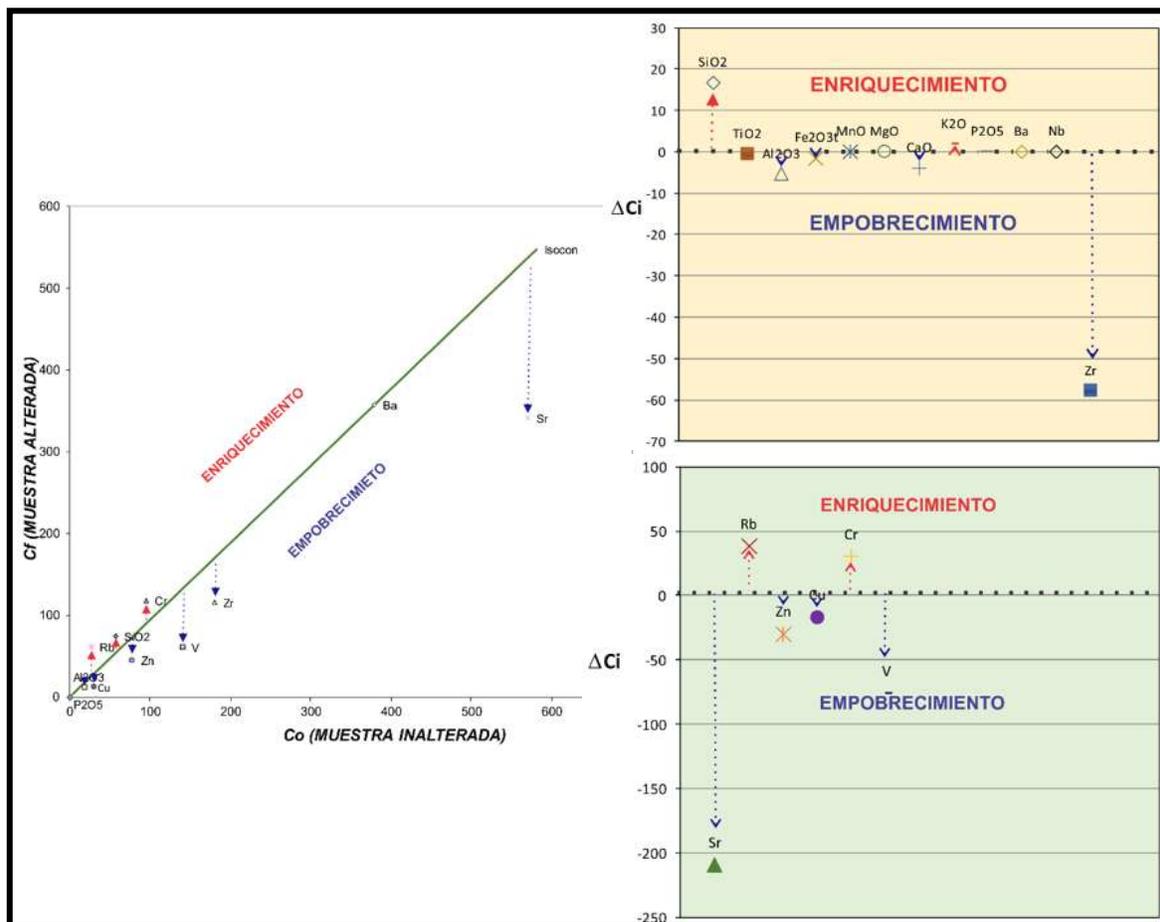


FIGURA 41. Balance de masas de la unidad andesítica en el área de estudio. Las flechas azules corresponden a los elementos empobrecidos, mientras que las rojas a los enriquecidos.

El balance de masas para los basaltos se presenta en la TABLA 7, en azul se tienen los elementos mayores en porcentaje en peso (%) y en negro los elementos menores o traza en partes por millón ($\mu\text{g/g}$). Los elementos inmóviles están sombreados en azul. En rosa se exponen los elementos que presentan anomalías químicas, sólo se considera a aquellos que rebasan 2 veces la desviación estándar de las muestras.

Esta litología (basaltos) se encuentra aflorando en la parte Sur de la zona de interés geotérmico y en los bordes externos NO y SE de la misma. La unidad presentó alteración asociada a fluidos hidrotermales que se catalogó como argílica, argílica avanzada o silicificación dependiendo las características de la roca. El balance de masas fue realizado a 49 muestras (TABLA 7), la técnica se describe en la TABLA 8 y en la FIGURA 42 que es la conceptualización gráfica de la movilidad de los elementos químicos.

TABLA 7. Balance de masas de las muestras de basaltos. El Hierro total viene expresado como Fe₂O₃.

MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Nb	Zr	Sr	Rb	Zn	Cu	Cr	V
A-2	11.64	-0.78	-10.81	-0.65	13.55		-7.30	1.23	0.18	187.14	3.10	305.17	-411.77	21.68	-37.01		58.52	-49.09
A-12	-0.33	-0.48	-7.73	3.75	19.23		-8.57	-0.30	0.73	148.06	6.15	324.82	-44.58	-3.05	-74.10		49.84	-26.68
A-15	-0.01	-0.48	-8.73	2.32	17.39		-5.29	3.56	0.24	349.97	5.20	250.08	-206.62	25.98	16.64		100.91	28.31
A-20	0.00	0.31	-5.16	7.42	23.98		-8.25	0.10	0.02	395.15	23.28	254.81	-484.88	22.84	28.00	-7.03	155.27	139.35
A-25	-1.28	1.36	-7.89	3.52	18.94		-8.47	-0.18	0.72	89.48	14.26	205.29	-490.93	-1.31	-56.62	95.16	220.84	271.93
A-32	-11.94	1.02	-5.10	7.50	24.08		-8.34	-0.03	0.15	123.67	12.95	166.74	-504.45	0.11	10.41	-12.59	114.10	50.17
A-34	-6.93	0.36	-6.77	5.12	21.00		-6.95	1.64	0.11	59.47	-3.75	29.50	-360.16	13.61	49.39	-3.55	135.16	178.29
A-67	-7.56	-0.14	-6.46	5.56	21.57		-8.73	-0.49	0.38	492.85	1.65	210.41	-42.97	2.91	-71.82		59.80	49.34
A-72	7.26	-1.26	-10.19	0.23	14.68		-8.15	0.24	0.07	366.96	3.22	277.37	-512.45	63.99	-60.42		34.66	-138.37
A-87	-3.74	-0.15	-8.88	2.10	17.10		-0.81	8.34	0.29	293.95	19.79	156.80	-225.40	9.29	58.00	-7.60	75.65	105.46
A-106	42.53	-0.52	-17.36	-10.02	1.46		-8.79	-0.57	0.19		12.39	386.10	-525.44	12.35	-69.91		27.30	-82.40
A-110	9.78	-1.44	-10.88	-0.76	13.41		-7.71	0.79	0.05	434.41	3.92	278.32	-437.03	25.50	-16.86		50.50	-124.16
A131	8.33	0.82	-9.55	1.15	15.88		-8.88	-0.68	0.08		1.14	204.00	-496.02	-5.70	-66.02		71.80	83.59
A147	-1.95	-1.53	-6.57	5.41	21.38		-8.91	-0.72	0.06		0.59	55.60	-524.60	-5.35	-74.23		28.07	-121.07
A150	6.13	-1.56	-9.69	0.95	15.61		-8.15	0.24	-0.03	252.91	6.66	110.51	-504.04	28.16	-42.88		55.70	-148.95
A165	8.27	-1.14	-10.99	-0.91	13.22		-6.74	1.99	0.14	174.47	4.73	328.70	-382.41	62.32	-11.33		65.11	-79.14
A169	5.50	-1.19	-10.52	-0.24	14.08		-6.46	2.35	0.02	319.52	7.87	377.22	-294.86	113.42	4.94		69.78	-102.55
A175	5.79	0.42	-8.86	2.13	17.14		-8.87	-0.67	0.16		5.01	316.98	-478.09	-4.89	-73.52		34.11	5.29
A177	19.13	0.17	-12.74	-3.42	9.98		-8.73	-0.49	0.70		19.95	603.14	-88.70	-2.34	-71.35		41.66	-67.32
A197	4.25	-0.40	-10.00	0.50	15.03		-4.46	4.50	0.17	209.96	2.70	183.44	-186.62	27.22	33.55	-9.38	56.72	-35.88
A201	6.53	-0.86	-9.28	1.54	16.38		-7.22	1.30	0.01	-0.22	8.29	298.58	-408.09	13.03	-18.56	-20.21	113.30	-71.95
A209	-0.05	-1.23	-8.24	3.01	18.28		-8.01	0.41	-0.03	451.88	7.29	248.22	-462.66	41.11	-21.49	-2.57	68.79	-138.20
A-212	-0.67	-0.89	-8.00	3.36	18.73		-7.91	0.49	1.68	442.09	-7.68	-87.55	177.53	-6.51	-72.41	-7.24	110.95	164.99
A-217	10.72	-1.55	-11.61	-1.80	12.06		-7.99	0.48	-0.08	98.22	4.38	107.10	-460.66	42.45	-31.21	-18.93	65.57	-153.15
A-218	-14.65	0.34	-4.52	8.33	25.15		-8.24	0.08	0.96	130.55	10.35	328.54	-40.54	-6.29	-67.90			120.84
A-228	2.85	-0.58	-9.35	1.44	16.25		-5.53	3.30	0.12	148.19	5.61	275.58	-297.15	41.56	25.77	-18.74	99.79	14.60

A-230	43.24	-0.30	-17.49	-10.20	1.22		-8.76	-0.53	0.19		35.04	286.28	-563.81		-76.31		6.60	-136.71
A-231	-0.04	-1.33	-8.56	2.57	17.71		-8.80	-0.57	0.13	-6.53	13.27	47.61	-218.13	3.04	-70.20	-20.77	15.19	-47.23
A-236	-13.72	-0.12	-4.39	8.52	25.39		-8.87	-0.67	0.46	138.78	8.83	249.94	-450.74	-4.32	-3.11	-12.37	153.47	201.63
A-246	10.65	-1.28	-11.14	-1.13	12.94		-7.39	1.17	0.18	246.78	6.26	341.51	-408.96	54.96	30.71		88.38	-60.05
A-248	-12.79	1.50	-4.99	7.66	24.28		-8.36	-0.05	0.18	513.82	3.30	221.51	-497.48	-3.82	6.23	1.47	184.28	94.55
A-251	1.76	-0.46	-9.33	1.46	16.28		-4.47	4.48	0.26	591.11	3.24	217.60	-82.97	87.21	6.12		70.46	21.43
A-265	16.23	-1.33	-12.51	-3.09	10.40		-6.01	2.80	0.18	211.52	2.88	171.12	-396.52	26.85	-45.29		37.14	-137.10
A-269	3.85	-0.84	-8.76	2.27	17.32		-8.17	0.19	0.23	316.86	2.62	208.87	-320.77	18.43	-58.59	-5.75	91.49	-2.76
A-282	7.65	-0.42	-10.52	-0.25	14.07		-7.73	0.76	0.14		19.32	179.24	-491.04	43.42	-10.54		84.32	-28.89
A291	-11.53	0.13	-4.74	8.02	24.75		-8.88	-0.69	0.14		0.53	36.50	-456.62	-4.99	-65.74	3.09	99.72	-12.24
A307	10.25	-0.18	-10.60	-0.35	13.94		-8.60	-0.34	0.89	245.74	14.33	451.43	-110.20	1.30	-51.84		74.77	0.54
A310	5.45	-0.99	-9.07	1.84	16.76		-7.51	0.96	0.08	157.10	2.09	202.33	-150.06	51.04	-53.43		79.01	-11.14
A321	5.92	-1.03	-9.91	0.64	15.21		-5.76	3.03	0.25	-7.82	23.73	226.35	-139.59	49.03	-1.37		95.58	-52.42
A325	1.19	-1.16	-8.74	2.30	17.36		-8.79	-0.56	0.02	231.23	23.81	444.73	-496.08	55.44	-64.58		53.41	-127.79
A332	0.55	-1.30	-8.49	2.66	17.83		-8.82	-0.59	0.00		28.54	473.96	-503.49	64.29	-62.17		61.56	-129.98
A340	8.62	-1.19	-10.35	0.00	14.39		-8.64	-0.37	-0.02	186.82	26.97	426.64	-493.48	37.88	-64.84		38.57	-130.04
A346	-2.59	-0.02	-7.13	4.61	20.34		-8.21	0.12	0.16	44.09	-6.23	26.92	-411.09	7.82	-61.53		61.11	47.53
AC-01	20.47	-0.75	-8.11	-4.44	-0.10		-3.28	3.28	0.12	229.12	3.81	293.81	-269.78	51.43	-14.69	-18.54	55.22	-111.06
AC-02	13.64	1.02	-7.83	7.94	-0.09		-7.77	0.07	0.21	688.91	0.61	155.77	-295.80	34.87	30.19	-11.50	80.68	94.58
AC-04	-33.03	-0.68	-8.70	56.18	-0.14	-5.88	-8.13	-0.18	0.56	165.78	-5.07	-20.71	-451.68	-5.32	9.64	10.65	285.70	592.86
AC-07	22.32	-1.14	-8.07	-1.13	-0.09		-6.18	1.21	0.27	197.73	4.38	267.78	-394.32	31.52	14.11		18.46	-138.30
AC-08	19.94	-1.09	-8.73	-3.71	-0.04		-2.87	3.57	0.13	-12.65	11.40	456.88	-426.43	66.48	13.32		63.17	-120.59
AC-11	31.64	-0.07	-15.57	-1.13	-0.15		-7.49	0.27		430.15	11.58	630.13	-445.93	4.56	-76.56		42.12	-63.90

En la TABLA 8 se muestran los valores obtenidos del balance de masas para la muestra de basalto alterado (A-67). Igual que para la litología anterior, la columna 1 se enlistan los elementos que fueron elegidos para el proceso. En la columna 2 se registraron los datos de la muestra inalterada. En la columna 3 se registran los datos de la muestra A-67 que corresponden con la roca alterada. En la columna 4 se muestra el balance de masas con relación a los datos de la roca original. En la columna 5 están los resultados del balance de masas en ppm. Por último, en la columna 6 se anexaron los valores de pendiente.

TABLA 8. Resultados numéricos del balance de masas para los basaltos superficiales de la zona geotérmica de Acoculco (Muestra A-67). Los valores sombreados corresponden a los elementos inmóviles.

CONSTANTE DE MASAS

CAMBIO TOTAL DE MASA (%)		8.16			
	INALTERADA	ALTERADA	GANANCIA/PERDIDA RELACIONADAS A C_i^0	GANANCIA/PERDIDA EN % EN PESO O ppm	PENDIENTE
MUESTRA	V_2	A-67	$\Delta C_i/C_i^0$	ΔC_i	
SiO ₂	51.32	43.75	-0.15	-7.56	0.85
TiO ₂	1.76	1.63	-0.08	-0.14	0.92
Al ₂ O ₃	18.24	11.77	-0.35	-6.46	0.65
Fe ₂ O ₃	11.27	16.83	0.49	5.56	1.49
MnO	0.16	21.73	131.30	21.57	132.30
MgO	7.19				
CaO	8.96	0.23	-0.97	-8.73	0.03
K ₂ O	0.78	0.29	-0.62	-0.49	0.38
P ₂ O ₅	0.31	0.70	1.21	0.38	2.21
Ba	191.00	683.85	2.58	492.85	3.58
Nb	13.25	14.90	0.12	1.65	1.12
Zr	157.40	367.81	1.34	210.41	2.34
Sr	569.50	526.53	-0.08	-42.97	0.92
Rb	8.85	11.76	0.33	2.91	1.33
Zn	84.50	12.68	-0.85	-71.82	0.15
Cu	31.50				
Cr	78.00	137.80	0.77	59.80	1.77
V	183.50	232.84	0.27	49.34	1.27

Para la muestra A-67 se presentaron como elementos inmóviles al TiO_2 según lo sugiere la constante de masa, en este criterio, un elemento es inmóvil siempre y cuando su masa se haya conservado después del proceso de alteración. La concentración de los componentes (ΔC_a^i) en relación a su concentración antes de la alteración, propone por su parte al TiO_2 y al Sr como los mejores indicadores de ganancia o pérdida, debido sus valores cercanos a cero (elementos estables). Mientras que los valores del pendiente proyectaron también al TiO_2 y al Sr como elementos estables, esto debido a su valor cercano a 1.

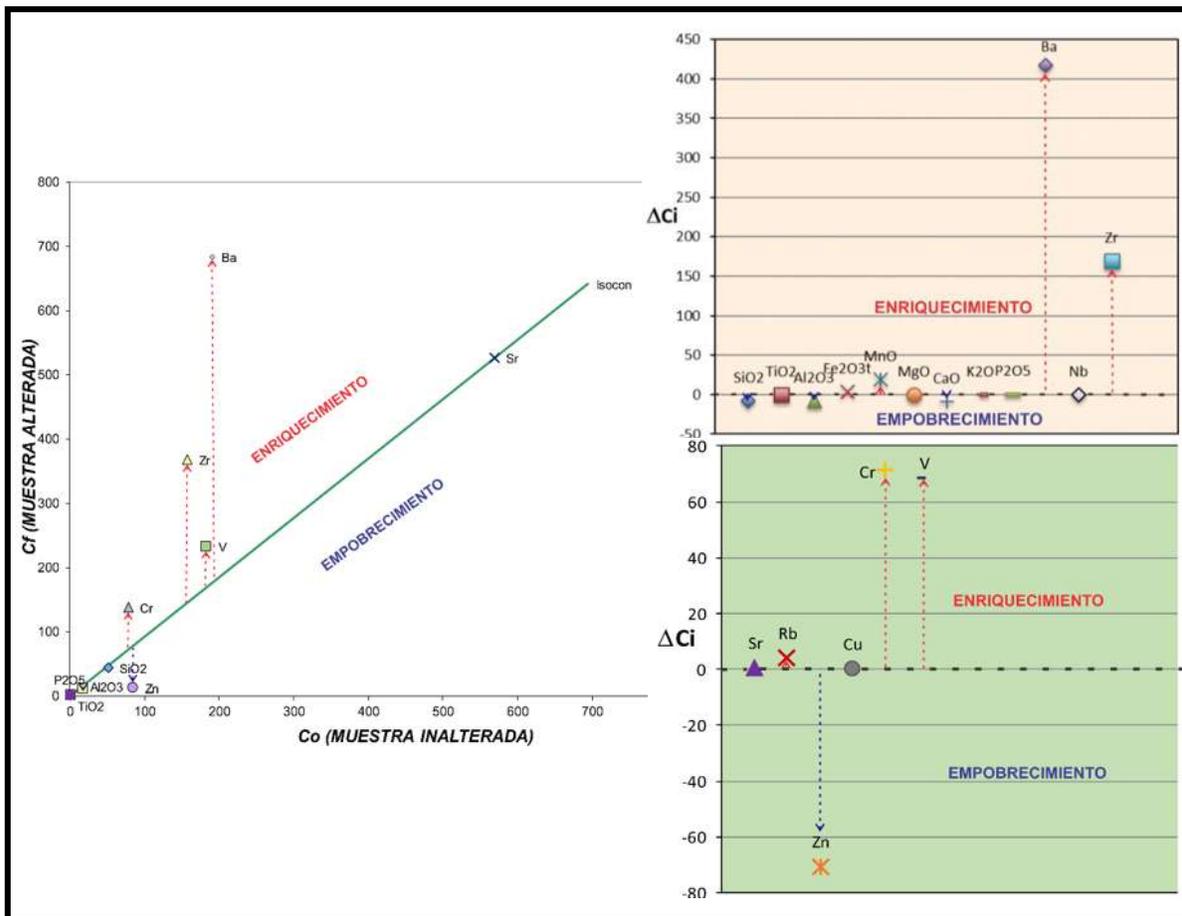


FIGURA 42. Balance de masas de la unidad basáltica en el área de estudio que incluye diagrama ISOCON y diagramas de concentración. Las fechas azules corresponden a los elementos empobrecidos, mientras que las rojas a los enriquecidos.

Por lo anterior para el diagrama ISOCON se eligió a estos últimos como los elementos inmóviles de la muestra (FIG. 42). Los elementos ubicados debajo del ISOCON (empobrecidos) son: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO y Zn , concuerdan con una lixiviación durante los procesos de interacción agua-roca, por lo tanto, su masa en la roca disminuyó (elementos con flechas azules en la FIG.42). Por encima de la línea de inmovilidad (ISOCON) se localizan elementos como: Fe_2O_3 , MnO , Cr , Zr , V y Ba que reflejan los elementos enriquecidos, esto significa que los fluidos hidrotermales eran abundantes en estos elementos o los adquirieron durante su ascenso. En consecuencia, al precipitar aumentaron su proporción en la roca (elementos con flechas rojas en la FIG. 42).

El balance de masas para las riolitas en la zona geotérmica de Acoculco, se exhiben en la TABLA 9, en azul se resaltan los elementos mayores en porcentaje en peso (%) y en negro los elementos menores o traza en partes por millón ($\mu\text{g/g}$). Los elementos inmóviles están sombreados en azul. En rosa se exponen los elementos que podrían representar anomalías químicas, sólo se considera a aquellos elementos que rebasan 2 veces la desviación estándar de la muestra.

TABLA 9. Resultados del Balance de masas para las muestras riolíticas alteradas. El Hierro total viene expresado como Fe₂O₃.

MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Nb	Zr	Sr	Rb	Zn	Cu	Cr	V
A-16	-30.31	1.30	-2.71	13.17	18.66	0.81	-3.57	0.63	311.96	-24.46	167.25	135.25	-128.63	95.26	17.02	211.36	275.48
A-40	-13.68	0.01	-6.96	7.10	10.82	0.25	-4.23	0.54	230.72	-15.13	0.43	31.63	-122.87	1.61		117.98	29.35
A-57	4.50	0.20	-9.95	2.83	5.31	0.63	-3.83	0.41		-34.40	-22.76	139.20	-131.64	-11.53		132.99	54.51
A-74	-32.97	4.44	-2.23	13.86	19.55	1.84	-2.44	0.60	192.39	-31.09	46.76	70.00		72.11	12.46	163.62	272.61
A-107	-28.39	0.43	-2.06	14.10	19.87	0.43	-4.08	0.46		-18.53	380.95	234.79	-163.75	-25.73		102.54	56.33
A138	-28.34	0.22	-2.58	13.36	18.91	-0.05	-4.63	0.85	304.51	-19.01	160.78	1724.23	-140.42	-5.69	20.28		84.66
A191	-12.42	0.25	-6.92	7.16	10.90	0.98	-3.34	0.10	1505.02	-21.38	31.81	629.30	-136.33	-12.22	17.85	139.34	54.91
A-247	-22.05	0.17	-4.53	10.57	15.31	0.26	-4.24	0.32		-7.15	93.44	66.56	-110.86	15.55	12.48	132.34	63.00
A-313	-19.23	0.30	-5.61	9.02	13.31	2.23	-1.84	0.27	284.12	-21.99	305.21	213.92	-110.77	81.04		150.39	89.60
A337	-9.36	0.13	-7.29	6.62	10.21	-0.13	-4.73	0.38	410.90	-13.84	481.30	26.64	-130.33	219.38	14.16	149.29	100.44
A344	-15.71	0.32	-6.62	7.59	11.46	1.36	-2.84	0.31	309.23	-15.19	71.73	83.32	-131.25	35.29		139.21	75.67

Las unidades riolíticas se encuentran aflorando en la región NE de la zona de interés geotérmico. En algunas áreas se identificó alteración hidrotermal asociada al ascenso de fluidos geotérmicos, esta fue catalogada como de tipo argílica, argílica avanzada o silicificación dependiendo las características de la roca. El balance de masas fue realizado a 11 muestras (TABLA 9), la técnica se detalla en un ejemplo: TABLA 10 y FIGURA 43.

TABLA 10. Resultados numéricos del balance de masas para las unidades riolíticas que afloran en el área de estudio (Muestra A337). Los valores sombreados corresponden a los elementos inmóviles.

CONSTANTE DE MASAS

CAMBIO TOTAL DE MASA (%)		13.26			
	INALTERADA	ALTERADA	GANANCIA/PERDIDA RELACIONADAS A C_{i0}	GANANCIA/PERDIDA EN % EN PESO O ppm	PENDIENTE
MUESTRA	V_3	A337	$\Delta C_i/C_i^0$	ΔC_i	
SiO ₂	79.96	70.59	-0.12	-9.36	0.88
TiO ₂	0.16	0.28	0.80	0.13	1.80
Al ₂ O ₃	12.85	5.56	-0.57	-7.29	0.43
Fe ₂ O ₃	1.33	7.95	4.99	6.62	5.99
MnO	0.05	10.26	186.35	10.21	187.35
MgO	0.07				
CaO	0.44	0.31	-0.30	-0.13	0.70
K ₂ O	5.12	0.39	-0.92	-4.73	0.08
P ₂ O ₅	0.02	0.39	23.95	0.38	24.95
Ba	61.00	471.90	6.74	410.90	7.74
Nb	42.30	28.46	-0.33	-13.84	0.67
Zr	173.00	654.30	2.78	481.30	3.78
Sr	5.40	32.04	4.93	26.64	5.93
Rb	167.00	36.67	-0.78	-130.33	0.22
Zn	54.00	273.38	4.06	219.38	5.06
Cu	1.00	15.16	14.16	14.16	15.16
Cr	10.00	159.29	14.93	149.29	15.93
V	4.00	104.44	25.11	100.44	26.11

Para la muestra A337 los elementos inmóviles fueron el CaO y TiO₂ según lo sugiere la constante de masa, en este criterio, un elemento es inmóvil siempre y cuando su masa se haya conservado después del proceso de alteración, por lo tanto, su valor será cercano a cero. La concentración de los componentes (ΔC_a^i) en relación a su concentración antes de la alteración, propone por su parte, al SiO₂ como el mejor indicador de ganancia o pérdida, debido a su estabilidad elemental. Los valores del pendiente proyectaron también al CaO y adicionalmente el Nb como elementos estables, esto por su valor de cercano a 1.

Por lo tanto, para el diagrama ISOCON se eligió a estos últimos como los elementos inmóviles de la muestra porque representaron el mejor ajuste de los datos (FIG. 43). Los elementos ubicados que perdieron masa en la roca durante los procesos de interacción agua-roca se ubican por debajo de la línea ISOCON: Al_2O_3 y Rb su empobrecimiento se vincula a lixiviación (elementos con flechas azules en la FIG. 43). Por encima de la línea de inmovilidad (ISOCON) se localizan elementos como: Fe_2O_3 , MnO, Cu, Sr, V, Cr, Zn, Ba y SiO_2 que reflejan los elementos enriquecidos, esto significa que los fluidos hidrotermales eran abundantes en estos elementos, por lo tanto, al precipitar aumentaron su proporción en la roca (elementos con flechas rojas en la FIG.43).

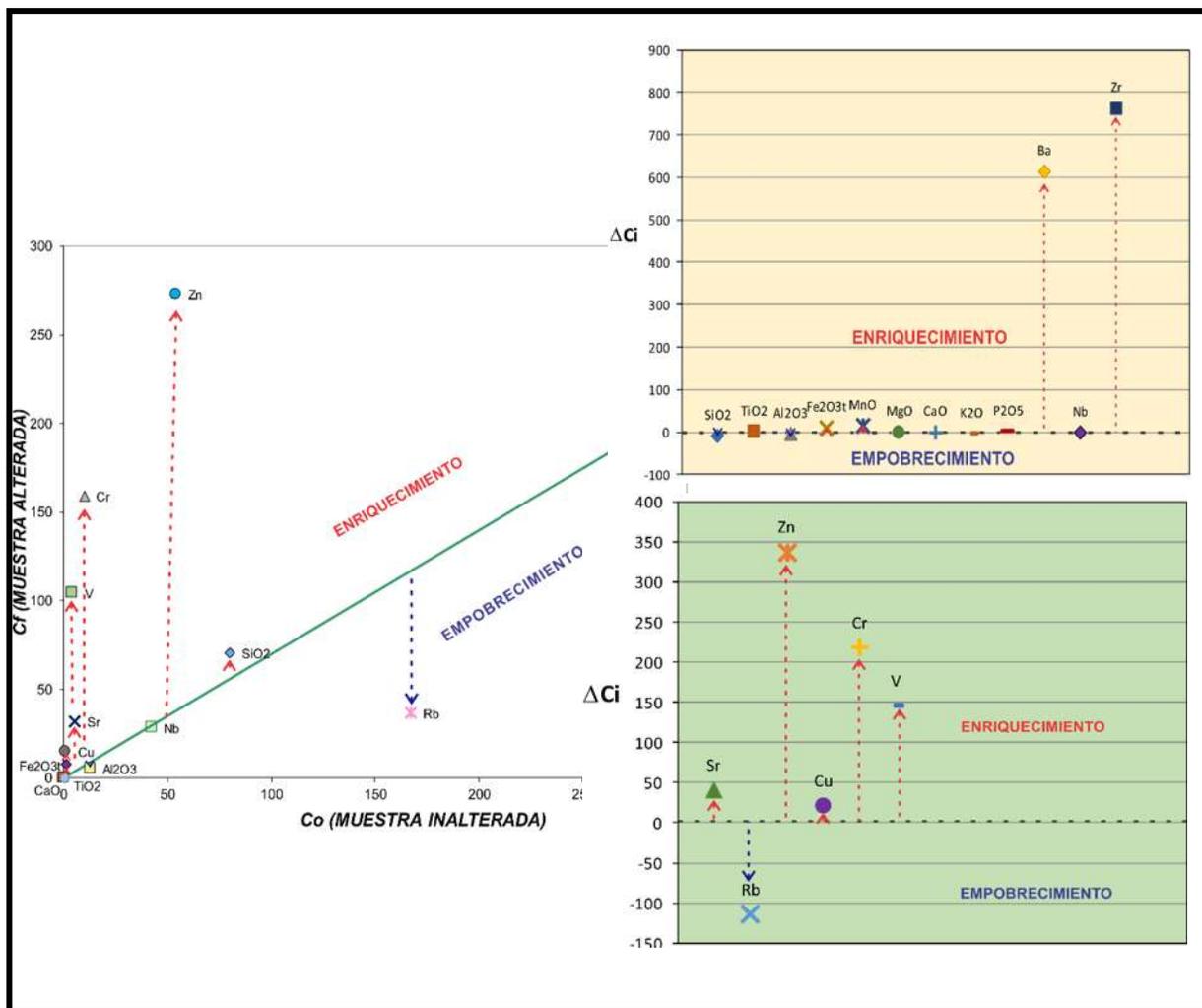


FIGURA 43. Balance de masas de las unidades riolíticas en el área de estudio. Incluye diagrama ISOCON y diagramas de concentración. Las flechas azules corresponden a los elementos empobrecidos, mientras que las rojas a los enriquecidos.

Los resultados obtenidos con este método permitieron determinar de manera semicuantitativa el cambio de masa total de las rocas alteradas (riolitas, andesitas y basaltos); el enriquecimiento y empobrecimiento en elementos químicos; la inmovilidad elemental asociada a la interacción agua/roca; y las probables anomalías químicas. Del balance de masas hecho a cada unidad litológica se sugiere que las rocas más susceptibles a la alteración hidrotermal (empobrecimiento y enriquecimiento en elementos) son las riolitas y en consecuencia a cambiar de masa (13.26%), seguidas por los basaltos (8.16) y en último lugar estuvieron las andesitas (5.97).

Con base en los resultados se establece que las rocas no presentan pérdida de masa (andesitas, basaltos y riolitas). Durante los procesos de alteración se enriquecieron en Cr y MnO lo que demuestra que los fluidos hidrotermales causantes de la alteración en la zona de interés geotérmico de Acoculco tienen altas concentraciones en los elementos y la capacidad de incorporarlos a la roca encajonante. Sin embargo, se identificó que algunos compuestos como Al_2O_3 y CaO (elementos comunes en las tres litologías) fueron removidos en proporciones menores, por lo que, no se refleja en la masa de las rocas.

A continuación, se presentan las estadísticas del balance de masas para cada litología analizada mediante la ecuación de Grant (1986), la desviación estándar para cada elemento es muy importante porque ayuda a determinar las anomalías químicas. Dichas anomalías están dadas para las muestras que presentan concentraciones de elementos superiores o iguales a dos veces su desviación estándar (TABLA 11).

TABLA 11. Estadísticas aplicadas a los resultados de balance de masas para cada litología. La columna "No. de muestras" hace alusión al número total de muestras que se analizaron con la ecuación de Grant (1986) para cada tipo de roca.

<u>ANDESITAS</u>					<u>BASALTOS</u>					<u>RIOLITAS</u>				
NO. DE MUESTRAS	MEDIA	MEDIANA	DESVIACION ESTANDAR		NO. DE MUESTRAS	MEDIA	MEDIANA	DESVIACION ESTANDAR		NO. DE MUESTRAS	MEDIA	MEDIANA	DESVIACIÓN ESTANDAR	
SiO₂	21	6.10	8.31	12.17	SiO₂	49	5.09	5.45	13.50	SiO₂	11	-18.91	-19.23	11.11
TiO₂	21	0.02	0.05	0.70	TiO₂	49	-0.50	-0.58	0.79	TiO₂	11	0.71	0.25	1.28
Al₂O₃	21	-6.03	-8.37	4.72	Al₂O₃	49	-9.18	-8.86	2.81	Al₂O₃	11	-5.22	-5.61	2.60
Fe₂O₃	21	3.24	4.24	5.36	Fe₂O₃	49	2.63	1.54	8.82	Fe₂O₃	11	9.58	9.02	3.71
MnO	21	6.73	0.02	9.44	MnO	49	14.59	16.25	7.38	MnO	11	14.03	13.31	4.79
MgO	21	-1.06	-1.06	0.86	MgO	49	-5.88	-5.88		CaO	11	0.78	0.63	0.76
CaO	21	-5.72	-6.39	2.39	CaO	49	-7.41	-8.13	1.77	K₂O	11	-3.62	-3.83	0.92
K₂O	21	0.93	0.28	1.91	K₂O	49	0.90	0.24	1.83	P₂O₅	11	0.44	0.41	0.21
P₂O₅	21	0.38	0.23	0.66	P₂O₅	49	0.25	0.16	0.32	Ba	11	443.61	306.87	433.63
Ba	21	42.60	7.67	177.89	Ba	49	243.43	210.74	169.97	Nb	11	-20.20	-19.01	7.80
Nb	21	6.34	-0.47	19.04	Nb	49	8.45	5.61	9.30	Zr	11	156.08	93.44	165.34
Zr	21	154.11	17.96	373.30	Zr	49	248.81	249.94	147.94	Sr	11	304.99	135.25	500.23
Sr	21	-270.89	-347.24	265.02	Sr	49	-350.38	-411.09	170.91	Rb	11	-130.69	-130.79	15.19
Rb	21	6.44	5.22	25.21	Rb	49	25.07	22.26	28.14	Zn	11	42.28	15.55	71.95
Zn	21	-16.49	-30.32	34.01	Zn	49	-28.19	-37.01	40.46	Cu	11	15.71	15.59	3.18
Cu	21	-7.25	-9.45	11.36	Cu	49	-3.49	-7.60	25.37	Cr	11	143.91	139.28	29.23
Cr	21	56.71	56.95	53.53	Cr	49	79.26	67.18	52.27	V	11	105.14	75.67	85.79
V	21	0.43	15.00	81.97	V	49	-7.83	-35.88	136.92					

5.3. ESPECTROSCOPIA DE REFLECTANCIA DE INFRARROJO DE ONDA CORTA (SWIR)

Mediante esta técnica se establecieron 20 especies minerales de diferentes grupos minerales para la zona geotérmica de Aocolco, Puebla (Revisar anexo II). Los minerales encontrados son indicativos de alteración hidrotermal (Yáñez, 2016) y son comparables a los reportados para otros sistemas geotérmicos (TABLA 12).

Goetz *et al.*, 1982 determinaron que los espectros de los minerales de alteración obtenidos a través de SWIR revelan la existencia de varios compuestos y enlaces en los minerales a través de las curvas absorción. Los rasgos de absorción cambian de forma, profundidad respecto al eje vertical y posición respecto al eje horizontal lo que indica zonas de energía generada por la vibración de las moléculas y radicales: OH, H₂O, NH₄⁺, CO₃ y enlaces del catión OH (Al-OH, Mg-OH y Fe-OH). En los espectros de los minerales de alteración obtenidos para la zona de estudio se identificaron sus características principales.

TABLA 12. *Minerales de alteración encontrados en la zona geotérmica de Aocolco a través de espectrometría de reflectancia SWIR realizada para este trabajo.*

<u>GRUPO</u>	<u>MINERALES</u>	<u>TEMPERATURA</u>	<u>pH</u>	<u>CARACTERISTICAS</u>	<u>TIPO DE ALTERACIÓN</u>
SILICIO (<i>Silicatos</i>)	Opalo SiO ₂ (H ₂ O)	<100	≤2	Asociado a depósitos de toba	Alteración argílica/silíce
	Calcedonia SiO ₂	≥100-200		Deposito rápido por cambio de condiciones.	Alteración argílica/silíce
CAOLÍN (<i>Filosilicatos</i>)	Halloysita Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ ·2H ₂ O	<100	~4	Se socia a rocas de composición ácida que pasaron por una intensa lixiviación de los elementos alcalinos y alcalinos térreos, y un incremento de Aluminio en la roca.	Alteración argílica intermedia
	Caolinita 3Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	150-200		Ocurre en zonas superficiales, es decir, alejadas de la fuente. En rocas félsicas es común encontrarla a una temperatura <120 °C.	
	Sepiolita Mg ₄ Si ₆ O ₁₅ (OH) ₂ ·6H ₂ O				
ESMECTITAS (<i>Filosilicatos</i>)	Montmorillonita (Na,Ca) _{0.3} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·nH ₂ O	≤100	5-6	Mineral arcilloso más abundante en las áreas alteradas.	

	Nontronita $\text{Na}_{0.3}\text{Fe}^{3+}_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_{2.n}\text{H}_2\text{O}$	$\leq 100-150$		Son el resultado de la alteración de los granos volcánicos en condiciones alcalinas. Algunos la consideran la versión sódica de la montmorillonita.	Alteración argílica intermedia
AMONIO (Ion)	Amonio (NH_4^+)- Esmectita (Variable)	≤ 150	4-6	Los minerales asociados con amonio surgen por la sustitución del ion K por el radical NH_4^+ en arcillas (illita e interstratificación de illita-esmectita), la sustitución no produce cambios físicos en los minerales.	Alteración argílica avanzada
	Amonio (NH_4^+) -Illita ((K, H_3O) $(\text{Al})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_{21}\text{H}_2\text{O}]$) -Esmectita (Variable)	100-200			
	Amonio (NH_4^+)	150 – 450			
GRANATE (Nesosilicatos)	Granate grosular $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	$\geq 250-300$		Típico en metamorfismo de contacto en la clase química calcárea.	Skarn
SULFATOS	Yeso $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	< 100	> 7	Común en rocas volcánicas con alta o baja actividad hidrotermal	Alteración argílica avanzada
	Butrelita $\text{Fe}^{3+}\text{SO}_4(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$				
	Alunita $(\text{Na}, \text{K}) \text{Al}_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$	$\geq 350-400$	2-3	Común en zonas calentadas por vapor. Asociada con Andalucita	
	400-450	Asociada con Corindón			
OXIDOS	Goethita $\text{Fe}^{3+}\text{O}_2(\text{OH})$	≤ 150	< 7	Asociada a mofetas posiblemente como producto de la oxidación.	Alteración argílica avanzada

Se encontró al grupo Si-O el cual representa a los silicatos. Para este grupo se reportó al ópalo y a la calcedonia. El ópalo ($\text{SiO}_2(\text{H}_2\text{O})$) mostró un espectro con una absorción abierta asimétrica entre los 1380 y 1500 nm relacionada con el enlace OH y agua ligada a la estructura del cristal. A los 1900 nm se presentó otra absorción abierta asimétrica y una reflectancia mínima asociada a la vibración de la molécula de agua. Por último, se registró una tercera absorción de tipo abierta a los 2200 nm correspondiente con el grupo hidroxilo. La calcedonia (SiO_2) fue definida por un espectro de 3 absorciones abiertas asimétricas: la primera ocurrió a los 1400 nm, la segunda los 1900 nm y la tercera a los 2200 nm, dichas absorciones se asociaron al grupo hidroxilo y a la molécula de agua (FIG. 44 y 45).

Se confirmó la presencia del grupo OH en arcillas, el enlace OH-Al permitió la identificación de halloysita, caolinita y sepiolita. El espectro de la Halloysita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) se caracterizó por: una absorción doble entre los 1350 y 1520 nm que se relaciona a la vibración de la molécula de agua y al enlace OH; una absorción abierta asimétrica y una reflectancia mínima a los 1900 nm típica del agua en la estructura de los cristales; y una vibración doble aguda entre los 2100 y 2300 seguida de unos dobleces casi imperceptibles a los 2400 nm asociados con el grupo hidroxilo. El espectro de la caolinita ($3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) se caracterizó por dos absorciones dobles, la primera a los 1400 nm y la segunda a los 2200 nm, ambas se relacionaron con el grupo hidroxilo y agua ligada. Entre los 2300 y 2400 nm se identificó una curvatura probablemente asociado a los enlaces Mg-OH y CO_3 . La sepiolita ($\text{Mg}_4\text{Si}_6\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) fue definida por un espectro de dos absorciones abiertas, la primera apareció a los 1400 nm y la segunda a los 1900 nm, ambas corresponde a las vibraciones del enlace OH y a agua molecular en la estructura del mineral (FIG. 44 y 45).

El grupo de las esmectitas integrado por la montmorillonita y la nontronita tienen en común la reacción de su espectro al enlace OH y al agua ligada a la estructura del cristal. La Montmorillonita ($(\text{Na,Ca})_{0.3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) se caracterizó por un espectro que contiene 3 absorciones: dos son de tipo doble, se encuentran entre los 1400 y 2200 nm y son asociadas al enlace OH y a agua ligada y al enlace Al-OH respectivamente. La absorción tres fue de tipo agudo con una reflectancia mínima, se localizó a los 1900 nm lo que sugiere la presencia de agua molecular en el mineral. La Nontronita ($\text{Na}_{0.3}\text{Fe}^{3+}_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) fue identificada por 3 absorciones y una reflexión. La primera absorción fue de tipo abierta entre 1380 y 1500 nm asociada al enlace OH y a agua ligada; a los 1900 nm se identificó otra absorción abierta de tipo asimétrica que sugiere la presencia de agua molecular, por último, a los 2200 nm ocurrió otra absorción de tipo abierta relacionada con la presencia del enlace OH-Al en la estructura mineral (FIG. 44 y 45).

La asociación del amonio con otros minerales como la illita y la esmectita se confirmó con la presencia del ion amonio en el espectro de los minerales. La forma del espectro de la illita ((K, H₃O) (Al)₂(Si, Al)₄O₁₀(OH)₂₁H₂O))-esmectita (variable) asociada con el ion amonio (NH₄₊) se caracterizó por la presencia de tres absorciones y una curvatura: la primera absorción es de tipo abierta asimétrica, ocurre a los 1400 nm y se relaciona con el enlace OH y agua; enseguida se observó la primera curvatura a los 1500 nm relacionado con el ion amonio; a los 1900 nm ocurrió la segunda absorción, fue de tipo abierto y corresponde con las vibraciones de la molécula del agua; a los 2200 nm ocurrió la tercera absorción, fue de tipo abierto y se asocia al grupo hidroxilo (FIG. 44 y 45).

El espectro del granate (Ca₃Al₂(SiO₄)₃) fue sumamente sencillo, solamente presentó una curvatura a los 1400 nm asociado al enlace OH y a agua ligada a la estructura del mineral; y dos absorciones abiertas, la primera a los 1900 nm y la segunda a los 2400 nm que se relacionan con la molécula del agua y el enlace Mg-OH y CO₃. Por lo anterior, puede considerarse a la muestra de granate como un granate hidratado (FIG.44 y 45).

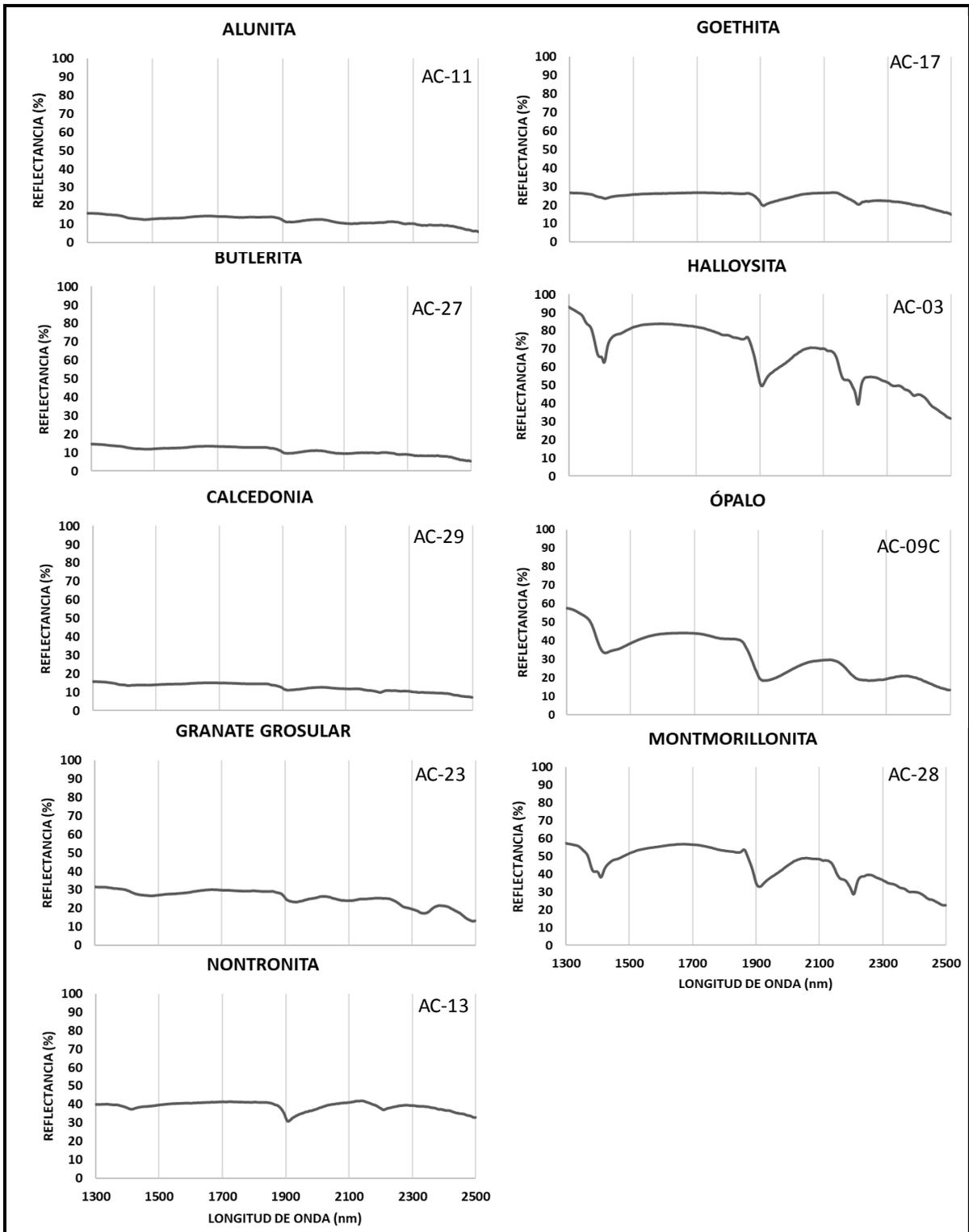


FIGURA 44. Espectros representativos de los principales minerales de alteración obtenidos mediante Espectroscopía de reflectancia de onda corta del infrarrojo (SWIR). Las zonas de absorción permitieron la identificación de los compuestos en la estructura de los minerales.

El grupo de los sulfatos, constituido por yeso, butrelita y alunita fue definido por la presencia del grupo funcional hidroxilo. La forma del espectro en el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) fue constituida por dos absorciones abiertas: una a los 1400 nm y otra a los 1900 nm; ambas se relacionaron con la presencia del enlace OH y agua en la estructura del mineral. Entre los 2200 y 2300 nm se presentaron dos curvaturas posiblemente relacionadas con la presencia del grupo hidroxilo en la estructura mineral. La butlerita ($\text{Fe}^{3+}\text{SO}_4(\text{OH}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) fue definida por un espectro que contiene dos absorciones abiertas: la primera ocurrió en el rango de 1400 nm, mientras que, la segunda se presentó a los 1900 nm. Ambas fueron asociadas a las vibraciones del enlace OH y la presencia de agua en la estructura del mineral. La Alunita ($(\text{Na}, \text{K}) \text{Al}_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$) presentó un espectro con 5 absorciones. la absorción se ocurrió a los 1400 nm, fue de tipo múltiple y se asocia al enlace OH y a la presencia de agua ligada, la segunda absorción fue de tipo abierto, ocurrió a los 1700 nm y se relaciona a las vibraciones del enlace OH en el mineral, la tercera absorción es de tipo abierta asimétrico, ocurrió a los 1900 nm y se asocia a el agua molecular, la cuarta absorción es de tipo doble, aparece a los 2200 nm y corresponde a la vibración de los enlaces Al-OH y la quinta absorción es de tipo abierto, se registró a los 2300 nm y corresponde al grupo hidroxilo, también asociado a este grupo se observó un doblete a los 2400 nm (FIG. 44 y 45).

Por último, el espectro que definió a la Goethita ($\text{Fe}^{3+}\text{O}_2(\text{OH})$) presentó tres pequeñas absorciones: la primera apareció entre los 1350 y 1500 nm, fue de tipo abierta y se asoció al enlace OH y a agua ligada; la segunda absorción fue abierta asimétrica, ocurrió a los 1900 nm y se relacionó con la molécula de agua en la estructura del mineral; y la tercera absorción se identificó a los 2200 nm, también fue abierta asimétrica y se relacionó con el enlace OH-Fe que es el enlace característico de los óxidos (FIG. 44 y 45).

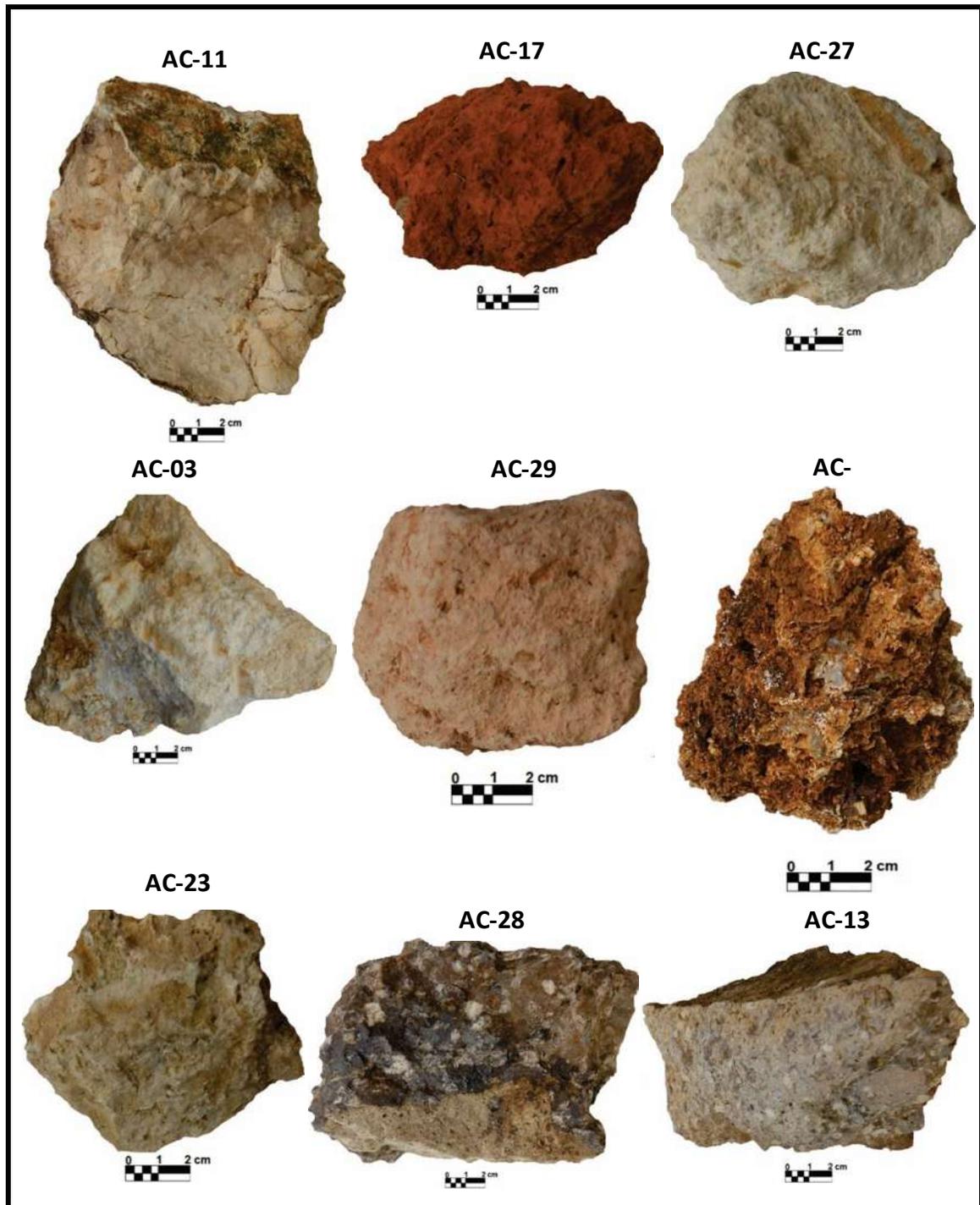


FIGURA 45. Fotografías de las muestras de roca alteradas hidrotermalmente que fueron sometidas a SWIR y en las que se encontraron los minerales de alteración más representativos. AC-11 correspondió a alteración silíceo (jasperoide) de la zona conocida como El Eco. AC-17 alteración pervasiva-intensa con oxidación. AC-27 y AC-03 alteración pervasiva intensa caracterizada porque no se observa la roca original. En la muestra AC-27 los sulfatos les dan una tonalidad amarillo-marrón a las rocas. AC-29 alteración de la falla que se identificó en un camino de terracería que conecta a los poblados El manzanito y Canoillas. AC-09C alteración silíceo en la que se observó ópalo y óxidos diseminados en muestra de mano. El ópalo puede tener tonalidades blancas con tintes grises. AC-23 Alteración pervasiva intensa de calizas. AC-28 y AC-13 dacitas alteradas.

5.4 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS MINERALES DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL (SWIR)

Con los resultados de la SWIR se establece que la alteración hidrotermal a la que están sometidas las rocas de la zona geotérmica de Acoculco va de argílica, argílica avanzada a silícica, todas dominadas por fluidos ácidos sulfatados. La alteración de fases minerales primarias (plagioclasas, feldespatos, piroxenos y vidrio volcánico) por su interacción con fluidos ácidos sulfatados produjo ensambles de minerales secundarios: grupo del silicio (ópalo y calcedonia), grupo del amonio (amonio, amonio-esmectita y amonio-illita-esmectita), grupo del caolín (caolinita, halloysita y sepiolita), grupo de las esmectitas (Montmorillonita y nontronita), grupo del amonio (amonio, amonio-esmectita y amonio-illita-esmectita), grupo de los sulfatos (alunita, yeso y butlerita) y grupo de los óxidos (goethita).

5.4.1. GRUPO DEL SILICIO

En este trabajo, el grupo está integrado por ópalo y calcedonia. El ópalo está presente en 23 muestras de roca alterada, 11 de ellas corresponden con dacitas, 4 con basaltos, 4 con riolitas y el resto con ignimbritas y andesitas. Los minerales de sílice son los únicos minerales estables en un pH de fluido muy bajo (≤ 2). El ópalo se asocia a ambientes superficiales con temperaturas de < 100 °C (Stoffregen, 1987 en Corbett y Leach, 1997).

Se determinó Calcedonia en 19 muestras de roca alterada, 6 correspondieron con basaltos, 4 con dacitas, 3 con ignimbritas, 2 con andesitas y el resto con riolitas. Su presencia es común en sistemas hidrotermales con fluidos de $\text{pH} \leq 2$ (Stoffregen, 1987 en Corbett y Leach, 1997) y a temperaturas intermedias (en el rango de 100-200 °C), especialmente en condiciones de rápida deposición (Corbett y Leach, 1997).

La distribución de este grupo de minerales en la zona de estudio muestra tendencias lineales. En la parte Sur del poblado Acoculco se distingue una tendencia NO-SE que termina hasta los baños termales de Chignahuapan, es importante mencionar que esta distribución coincide con la presencia de dos manantiales (Cuadro de Fierro y Chignahuapan). Al Norte del mismo poblado se observa otro lineamiento en la distribución de los minerales de sílice con la misma tendencia. Una dirección NNO-SSE con se pudo distinguir en el área de Alcaparrosa, donde la presencia de minerales del grupo sílice se asocia con manifestaciones superficiales del gas. En la parte central de la zona geotérmica la dirección en la distribución cambió a NE-SO. Lo anterior sugiere que, durante los dos eventos de deformación (NO-SE y NE-SO) reportados en área de estudio

por otros autores, los minerales de alteración del grupo del sílice estuvieron precipitando (FIG.46 y 57)

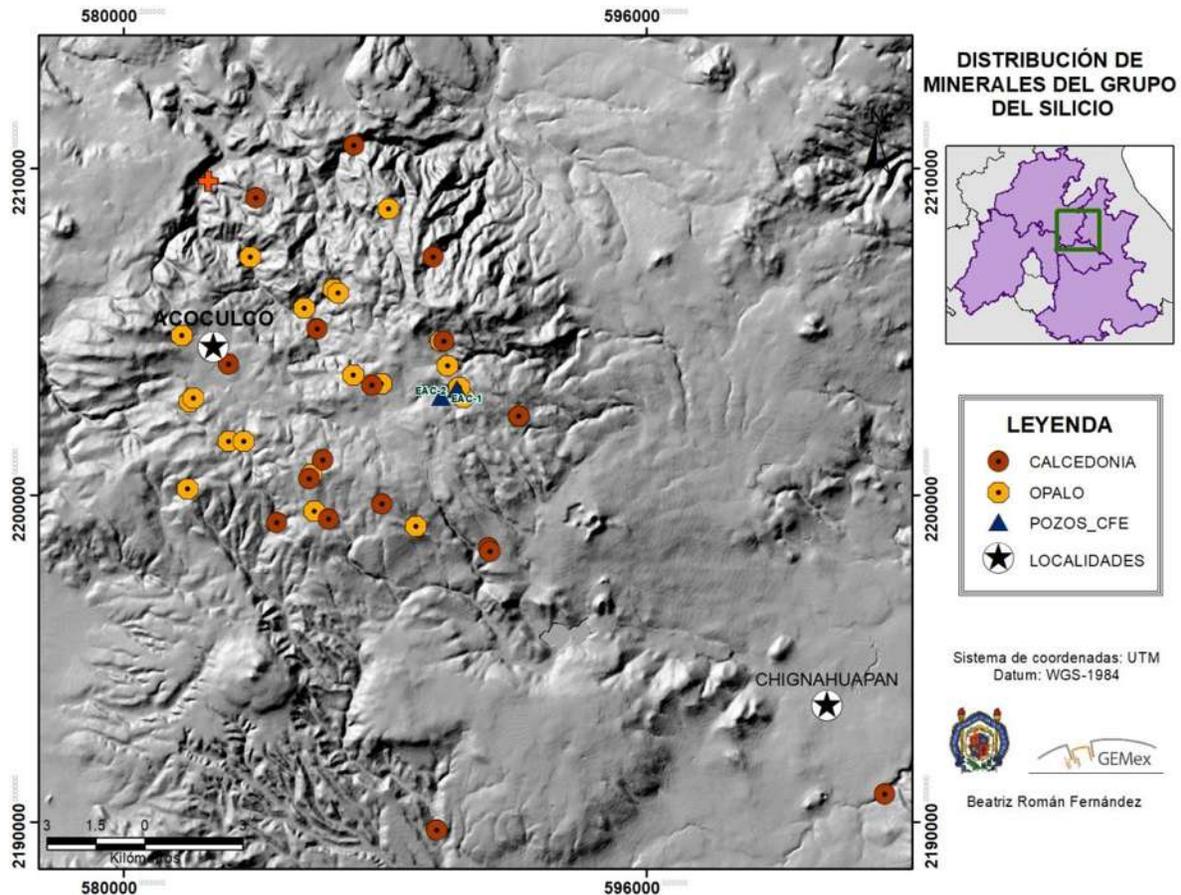


FIGURA 46. Modelo de sombras de la zona geotérmica de Acoculco en el que se muestra la distribución de los 41 minerales del grupo de sílice identificados de las muestras de roca alterada mediante análisis SWIR. De las 41 muestras, 23 corresponden a ópalo y 18 a calcedonia.

5.4.2. GRUPO DEL CAOLÍN

A este grupo de minerales pertenecen: la Halloysita, la caolinita y la sepiolita. La Halloysita se identificó en 7 muestras de roca alterada, 4 de esas muestras corresponden con dacita. Puede asociarse a fluidos de pH ~4 y temperaturas <100 °C. Es un producto de envejecimiento de los minerales de alteración que se crearon en condiciones oxidantes cercanas a la superficie, también pueden precipitar en condiciones hidrotermales de muy baja temperatura (Reyes, 1990b en Corbett y Leach, 1997).

La caolinita fue identificada en 19 puntos, de los cuales 8 corresponden con rocas basálticas, 5 con dacíticas y el resto con rocas ignimbríticas. El grupo de los minerales de caolín se deriva de fluidos con pH moderadamente bajos (pH ~4) y baja temperatura (<150-200 °C). La caolinita reemplaza penetrativamente la roca (feldespatos), rellena cavidades y forma venillas (Palacio y Godeas, 2008). La alteración a caolinita puede tener

como origen a sulfatos asociados con áreas de manifestaciones de gas activo o fósil (Harvey y Browne, 1991 en Corbett y Leach, 1997).

Mientras que la sepiolita solamente apareció en una muestra de alteración. Para este grupo de filosilicatos del sistema hidrotermal Acoculco los resultados muestran una transición gradual entre minerales relacionada al cambio de temperatura en el medio de formación.

La distribución de este grupo de minerales es más heterogénea, sin embargo, en la parte central de la zona geotérmica se visualiza un lineamiento mineral en dirección NE-SO. No existe relación entre las manifestaciones hidrotermales en superficie y estos minerales (FIG. 47 y 57).

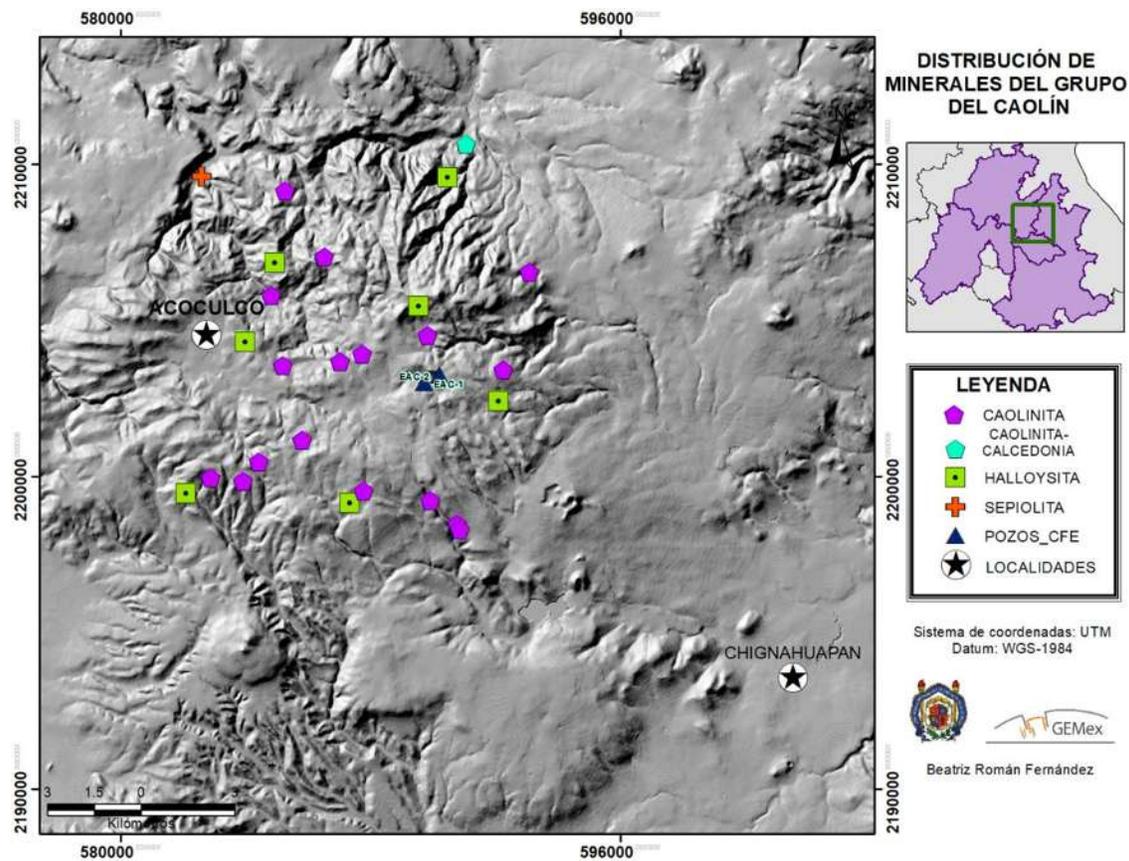


FIGURA 47. Modelo de sombras de la zona geotérmica de Acoculco sobre el cual se distribuyen los 27 minerales del grupo del caolín encontrados en las muestras de roca alterada. Se identificaron 18 muestras con caolinita, 1 con caolinita/calcedonia, 7 con halloysita y 1 con sepiolita.

5.4.3. GRUPO DE LAS ESMECTITAS

La Montmorillonita es uno de los minerales de alteración más abundantes, se reconoció en 97 muestras, 29 de estas corresponden con ignimbritas, 23 con basaltos, 20 con dacitas, 15 con andesitas y la porción restante con riolitas. Su precipitación se asocia a condiciones ácidas (pH 5-6), temperaturas inferiores a 100 °C y lixiviación de cationes. A medida que el sistema hidrotermal se vuelve más activo, los fluidos a alta temperatura ascienden a través de fracturas hacia la zona de descarga, reaccionando con los minerales de zeolitas presentes para formar los ensamblajes minerales de Montmorillonita de Mg-Ca. Con un aumento adicional de la temperatura (>250 °C) de los fluidos, la montmorillonita de Ca se vuelve inestable y cambian transicionalmente Montmorillonita – illita – sericita (Pirajno, 2009).

La Nontronita o bentonita (un tipo de esmectita) se identificó en 3 muestras de andesita alterada. Las esmectitas son minerales de arcilla expansiva que intercambian fácilmente Ca y cationes de Na. Típicamente son el resultado de la alteración de los granos volcánicos en condiciones alcalinas donde los iones Mg y Ca están disponibles. Las esmectitas se forman a temperaturas de entre 100-150 °C y en pH de 5 a 6 (Reyes 1990b en Corbett y Leach, 1997), en los bordes de las superficies de vidrio (Giffkins *et al.*, 2005). Entre los minerales de alteración hidrotermal reportados para el presente trabajo, el grupo de las esmectitas (montmorillonita y nontronita) es el más abundante, por lo tanto, es más difícil determinar estructuras lineales en su distribución. Sin embargo, en el contacto entre las rocas volcánicas de complejo Tulancingo-Acocolco y las calizas de basamento; en el área de Chignahuapan, la montmorillonita tienen una tendencia de distribución NE-SO que coincide con la falla normal del sitio y esta asociada a manantiales. (FIG. 48 y 57).

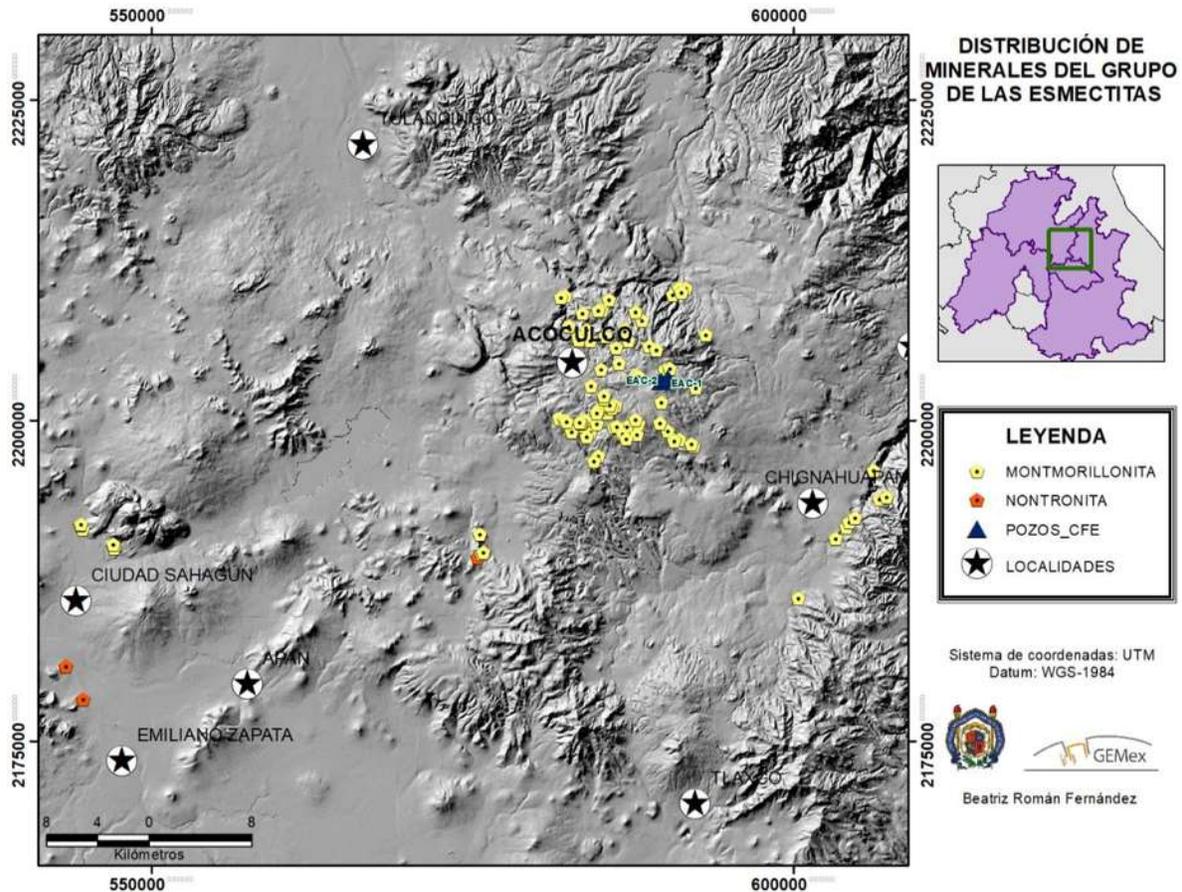


FIGURA 48. Mapa regional de la zona geotérmica de Acozulco que contiene la distribución de los 100 minerales de alteración pertenecientes al grupo de las esmectitas, 97 se identificaron como montmorillonita y 3 como nontronita.

5.4.4. GRUPO DEL AMONIO

La espectroscopia SWIR es una excelente herramienta para detectar minerales de contienen el ion NH_4^+ que es difícil de detectar a través de otros métodos (Canet, 2015). Para este grupo se definieron 3 series mineralógicas: amonio-esmectita, amonio-illita-esmectita y el ion amonio solo. Se identificó la asociación Amonio-Esmectita en 10 muestra gracias al análisis SWIR, 5 de las cuales corresponden litológicamente a dacitas, 3 a andesitas y 2 a ignimbritas. Específicamente, la esmectita se produce a bajas temperaturas ($<150\text{ }^\circ\text{C}$) donde los fluidos tienen un pH en el rango de 4-6 (Corbett y Leach, 1997).

En 1 muestra de identificó la asociación mineral de Amonio-Illita-Esmectita. En el caso de la interestratificación Illita-esmectita su depósito es asociado con fluidos de pH entre 4-6 y temperaturas de alrededor de $100 - 200\text{ }^\circ\text{C}$. El contenido de esmectita dentro de las

arcillas de illita-esmectita intercaladas disminuye progresivamente al aumentar la temperatura (Corbett y Leach, 1997).

La presencia de Amonio se reportó en 2 muestras; una andesita y una dacita. Este tipo de alteración es un proceso químico que ocurre a una temperatura aproximada de entre 150 y 250 °C (Godeas y Litvak, 2006).

Las anomalías de amonio están dadas por la sustitución del ion potasio por el radical amonio (NH_4^+) en ciertos feldespatos de potasio (adularia), arcillas (illita e interestratificación illita-esmectita), sulfatos (alunita y jarosita) y micas (moscovita); esta sustitución no produce cambios físicos en los minerales ni en las rocas huésped. Los minerales portadores de amonio se han encontrado en depósitos con alteración hidrotermal. En general, el amonio se origina a partir de restos orgánicos de origen vegetal enterrados que liberan nitrógeno y metano. Durante los procesos de alteración hidrotermal son transportados por medio de los fluidos hidrotermales desde la roca que los contenía (comúnmente sedimentaria) hasta la zona de precipitación de minerales de secundarios (Bough 1995 en Godeas y Litvak, 2006). Las rocas afectadas por esta actividad pueden enriquecerse o empobrecerse en ese catión, siendo más común el enriquecimiento (Hall, 1999 en Godeas y Litvak, 2006.) El transporte del amonio puede ser en fase vapor o como volátil orgánico, basándose en tres evidencias: el alto contenido en amonio de estos sistemas hidrotermales, la estrecha asociación con mercurio, y el pequeño tamaño de grano de los minerales portadores de amonio (Krohn *et al.*, 1993 en Godeas y Litvak, 2006). En cuanto a las temperaturas de formación de los minerales de amonio, se requieren por lo menos 150 °C para liberar el amonio y ponerlo en solución de manera que pueda sustituir el potasio en la illita, en los feldespatos potásicos, en la alunita o en la jarosita (Godeas y Litvak, 2006).

Existe una diferencia entre el ion amonio intercambiable (que se adsorbe en la superficie de los minerales de la familia de las arcillas, ocupando lugares en las intercapas de esmectitas o illita, o presente en los fluidos intersticiales) y el amonio fijado (incorporado en las estructuras cristalinas de silicatos estables tales como feldespatos o micas). Una vez que el ion amonio se ha fijado en los minerales con potasio, es relativamente estable como sustituyente de este último ion (Godeas y Litvak, 2006).

La distribución de los minerales del grupo amonio presenta dos tendencias lineales, las cuales se localizan en la parte central del área de estudio. La primera tendencia tiene como dirección NO-SE; se puede identificar al N del poblado Acoculco hasta el área de los pozos que perforó la CFE y en la parte Centro-SE de la zona geotérmica. Mientras que

la segunda tendencia tiene dirección preferencial NE-SO y se observa en la parte central del área de estudio (FIG. 49 y 57).

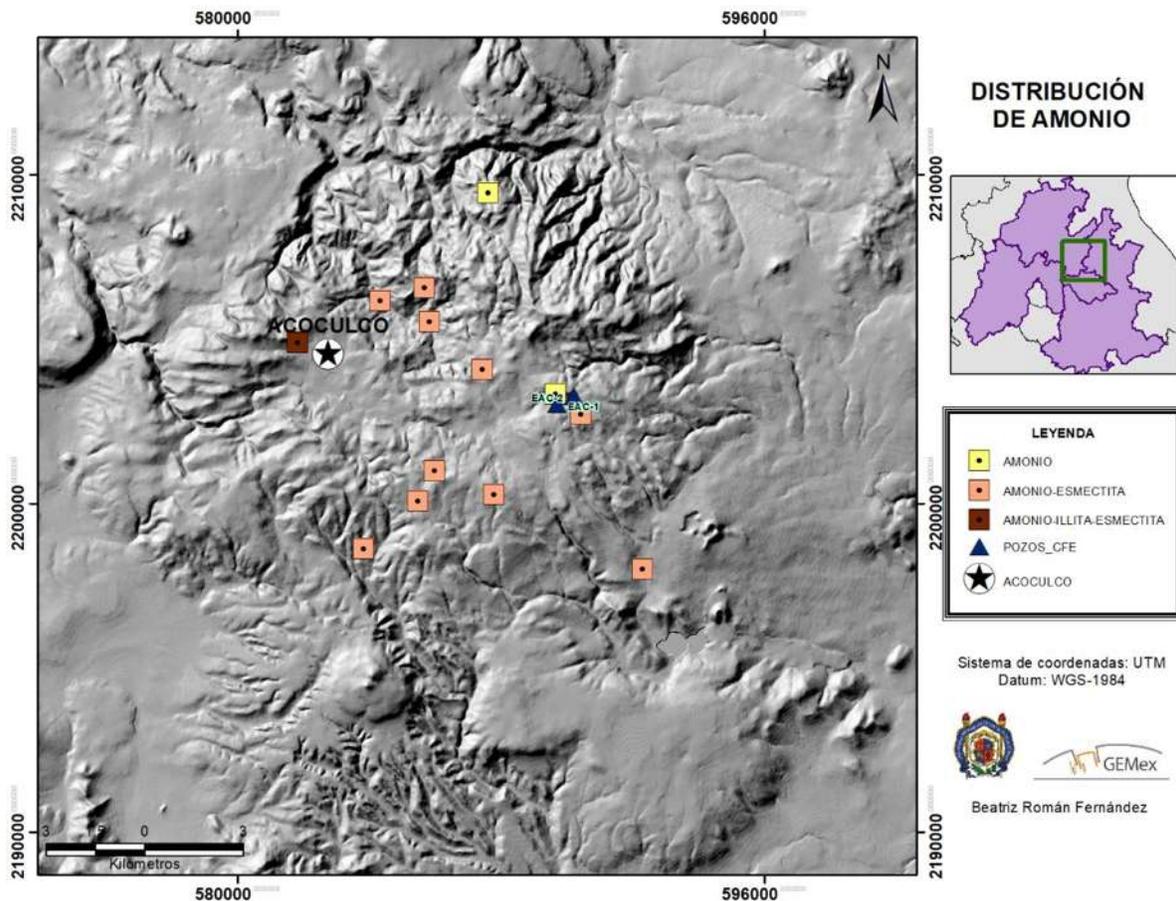


FIGURA 49. Mapa de la distribución de los minerales de amonio identificados en la zona geotérmica de Acoculco. El ion amonio fue definido en 2 muestras, mientras que, la versión intercambiable del amonio se encontró en 11 muestras, de las cuales 10 poseían amonio asociado con esmectita y 1 amonio asociado con amonio-illita-esmectita.

5.4.5. GRUPO DEL GRANATE

El granate v. grosularia fue definido sólo en 1 de la muestra de caliza y su existencia se relaciona con el basamento metasedimentario de la zona de estudio. Este mineral es típico en metamorfismo de contacto en la clase química calcárea a temperaturas >250 °C y presiones entre .5 y 4 kbar (Pirajno, 2009).

La ubicación de la única muestra de granate es en la zona de contacto entre las rocas volcánicas del complejo Tulancingo-Acoculco y las rocas del basamento sedimentario. La presencia de este mineral está ligada a un manantial y a la falla Chignahuapan con dirección NE-SO (FIG.50 y 57).

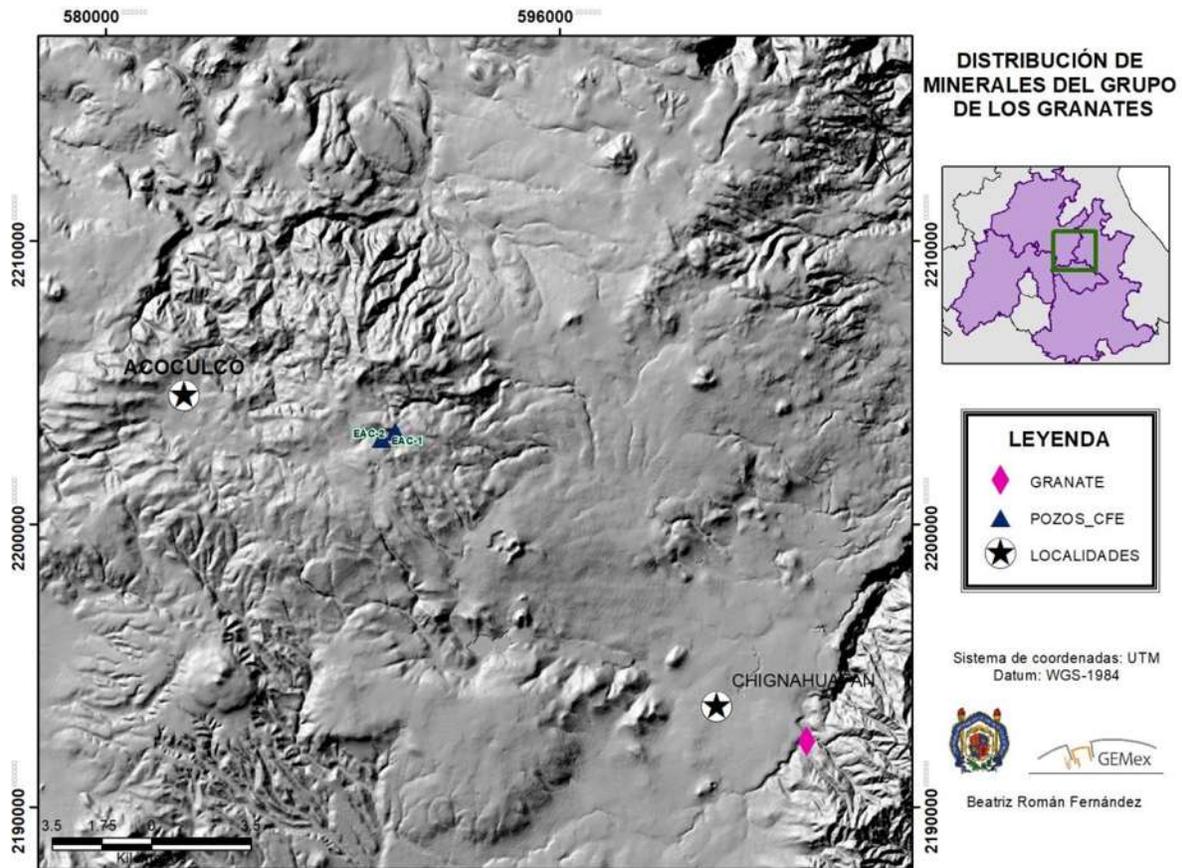


FIGURA 50. Mapa de la distribución del granate v. grosularia encontrado en 1 muestra de caliza alterada.

5.4.6. GRUPO DE LOS SULFATOS

El grupo de los sulfatos para la zona geotérmica de Acozulco es representado por: yeso, butlerita y alunita. El Yeso se encontró en una muestra de dacita alterada. En sistemas hidrotermales se asocia a la hidratación de la anhidrita, pH altos y temperaturas <100 °C (Izquierdo y Arellano, 1995). Es común en zonas volcánicas, especialmente si sobreyacen a calizas que han sido afectadas por la acción de vapores sulfurosos (Hurlbut D., 1960). La Butlerita se definió en 1 muestra de basalto alterada. Su precipitación se asocia a la oxidación de la pirita.

La Alunita fue detectada en 13 muestras, 6 de las cuales corresponden con dacitas, 3 a basaltos y el resto a ignimbritas. Su formación se asocia a fluidos con pH ligeramente superiores a 2 y temperaturas de ≥ 350 y ≤ 450 °C. El entorno geológico para su precipitación corresponde con ambientes superficiales por la oxidación de los fluidos ricos en ácido sulfúrico que evolucionó a partir de un sistema hidrotermal en ebullición (condensación de vapor) a profundidad (Reyes, 1990). Es un mineral significativo en la alteración argílica avanzada.

La dispersión de los minerales del grupo de los sulfatos se concentra en la parte central de la zona geotérmica de Acozulco. Si se agrupan geográficamente, estos minerales presentan rasgos lineales con dirección NO-SE (FIG. 51 y 57). Se puede relacionar a este grupo de minerales con manifestaciones hidrotermales superficiales (manantial Cuadro de Hierro y manifestación de gas activo Alcaparrosa).

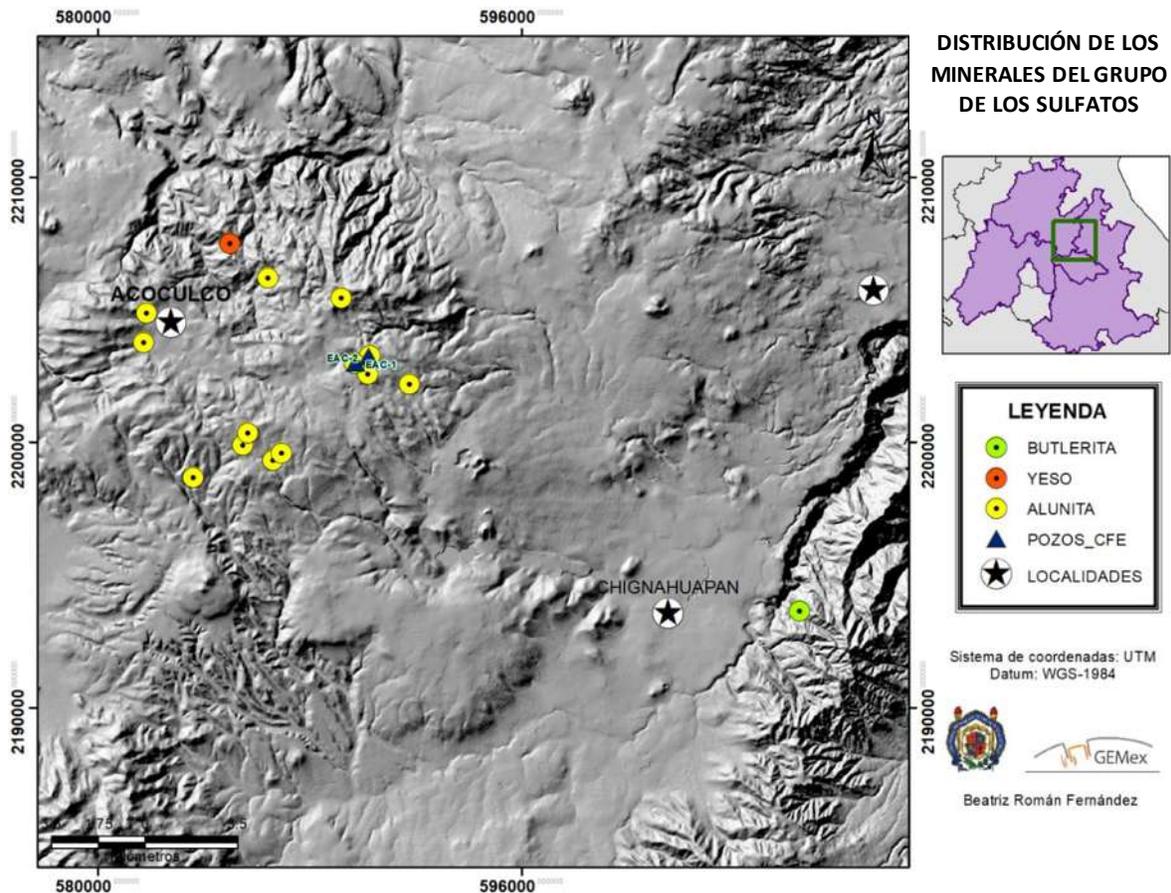


FIGURA 51. Mapa que muestra la distribución de los minerales del grupo de los sulfatos en la zona geotérmica de Acozulco. Se definieron 15 muestras de roca alterada que contenían minerales de este grupo, 13 minerales corresponden a alunita, 1 a yeso y otro más a butlerita.

5.4.7. GRUPO DE LOS OXIDOS

El grupo de los óxidos está integrado por la goethita. Fue confirmada en 5 muestras de roca alterada. Dos de ellas corresponden a muestras de la zona conocida como cuadro de Hierro, en donde afloran basaltos. En el sitio existen terrazas de goethita y una mofeta. Este mineral se deposita a menos de 150 °C, su formación se debe a la oxidación, la fijación de álcalis (principalmente Ca y Na) y el metasomatismo de Mg que produce sericita, óxidos de Fe y arcillas (Alt, 1999 en Gifkins *et al.*, 2005). Los depósitos conocidos con un nombre asociado al Hierro en pantanos y manantiales están formados por la solución, transporte y precipitación de minerales de Hierro preexistentes, por efecto del agua. El hierro es transportado en forma de carbonato y conducido por las corrientes de agua a los pantanos y manantiales. Una vez allí, el carbonato se transforma en óxido por la evaporación de agua, la pérdida de ácido carbónico y por la acción reductora de materias carbonosas. El óxido se separa y primeramente se concentra como una espuma iridiscente sobre la superficie del agua que poco a poco se sumerge después al fondo (Hurlbut, 1960).

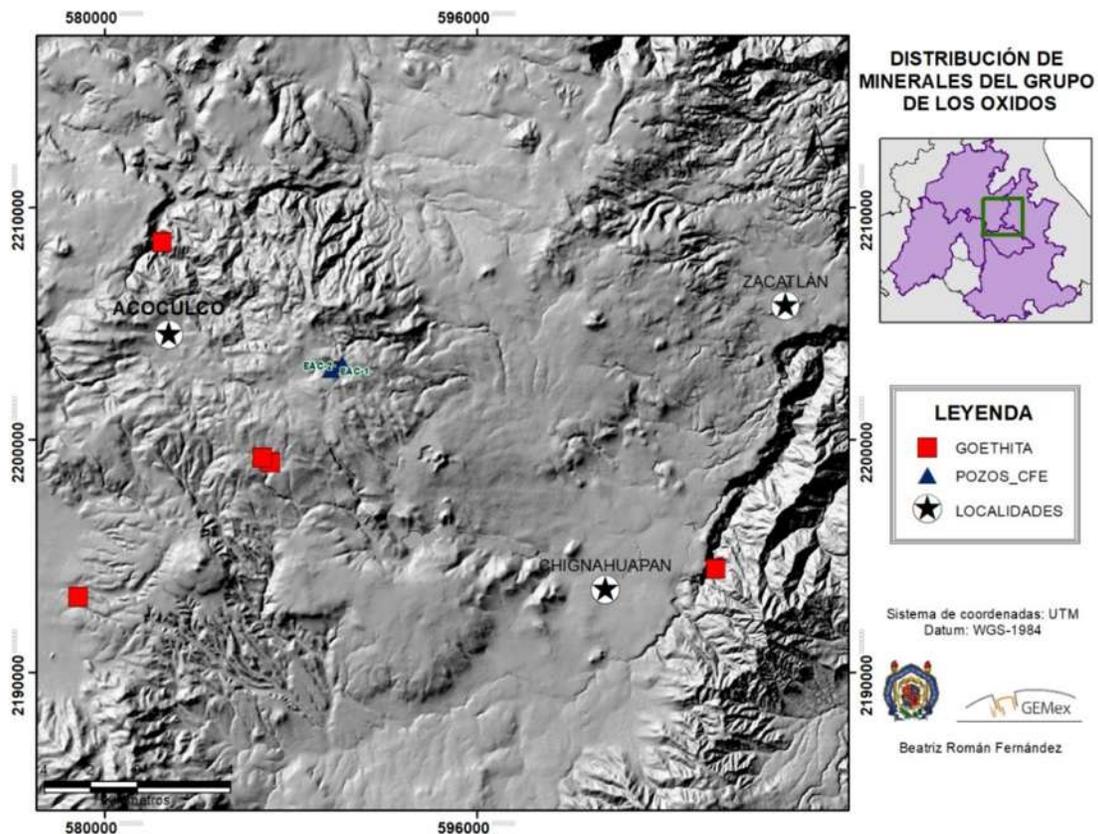


FIGURA 52. Mapa que muestra la distribución de los minerales de alteración del grupo de los óxidos. Se definieron 5 muestras de roca alterada en este grupo y todas corresponden con goethita.

La distribución de los óxidos en la zona geotérmica de Acozulco es escasa y por si solos no definen estructuras lineales (FIG.52). Sin embargo, aparecen en afloramientos cercanos a manantiales (Cuadro de fierro y baños termales de Chignahuapan).

5.5. TERMOINDICADORES

La mineralogía de alteración hidrotermal generada como producto de la interacción agua-roca muestra una fuerte dependencia a la temperatura de los fluidos por lo que puede servir como termoindicador (geotermómetro). Para la zona geotérmica de Acozulco se definieron 13 termoindicadores gracias a los resultados de los análisis SWIR. Los minerales que representan la temperatura ≤ 100 °C son: el yeso, el ópalo, la halloysita y la montmorillonita. En seguida se encuentran otros minerales en el rango de temperatura de ≤ 150 °C: la Nontronita, el Amonio-esmectita y la goethita. En el tercer grupo se encuentran los minerales que precipitan entre los 100 y 200 °C: el Amonio-Illita-Esmectita, la calcedonia y la caolinita. El último grupo de minerales lo conforman los de mayor temperatura de formación: Amonio, granate grosular y alunita (FIG. 53).

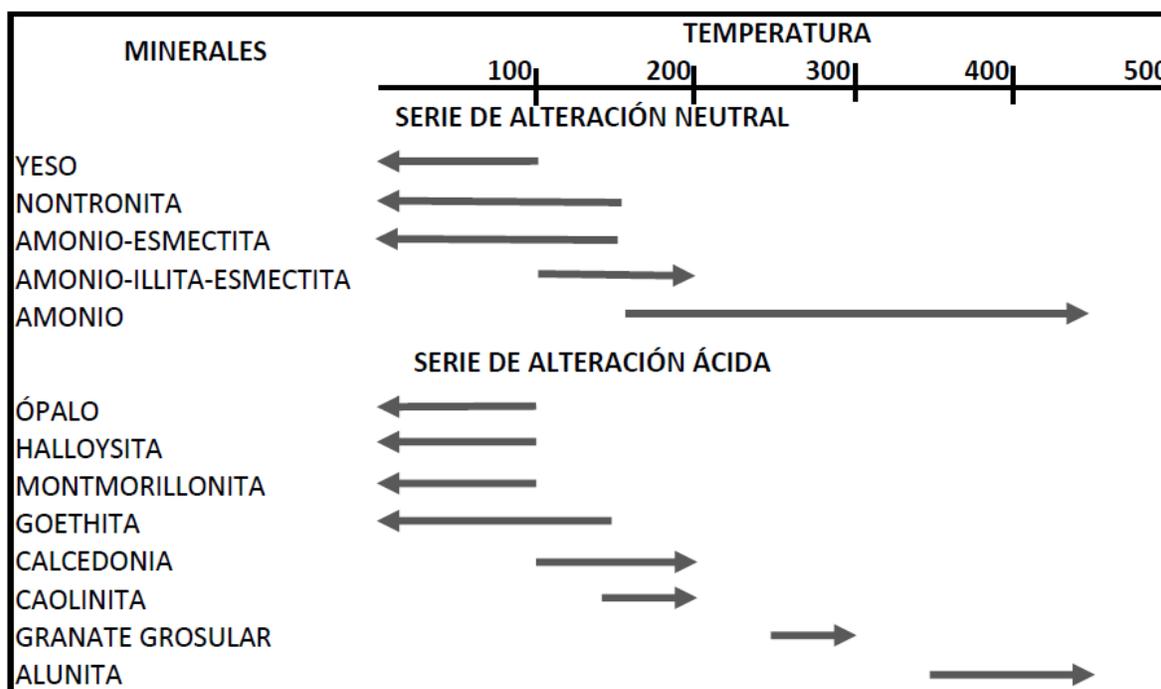


FIGURA 53. Esquema de los termoindicadores definidos para la zona geotérmica de Acozulco a través de la mineralogía SWIR. Se encontraron temperaturas de 100 a 450 °C y dos series de minerales, los que se forman en pH neutros y los relacionados a pH ácidos.

Las temperaturas propuestas para los minerales de alteración hidrotermal en la región de estudio son congruentes con las propuestas para otros sistemas geotérmicos como los filipinos (Reyes, 1990).

Adicionalmente, los minerales termodinámicos pueden emplearse para predecir el pH de los fluidos hidrotermales. Al separar los termoindicadores en dos series según el pH que necesitaron para su formación (FIG. 54 y 55), se encontraron:

- Serie de alteración neutral: constituida por minerales como yeso, nontronita, amonio-esmectita, amonio-illita-esmectita y amonio. Se asocia a sistemas geotérmicos maduros o a la zona de descarga en el sistema (FIG. 54).

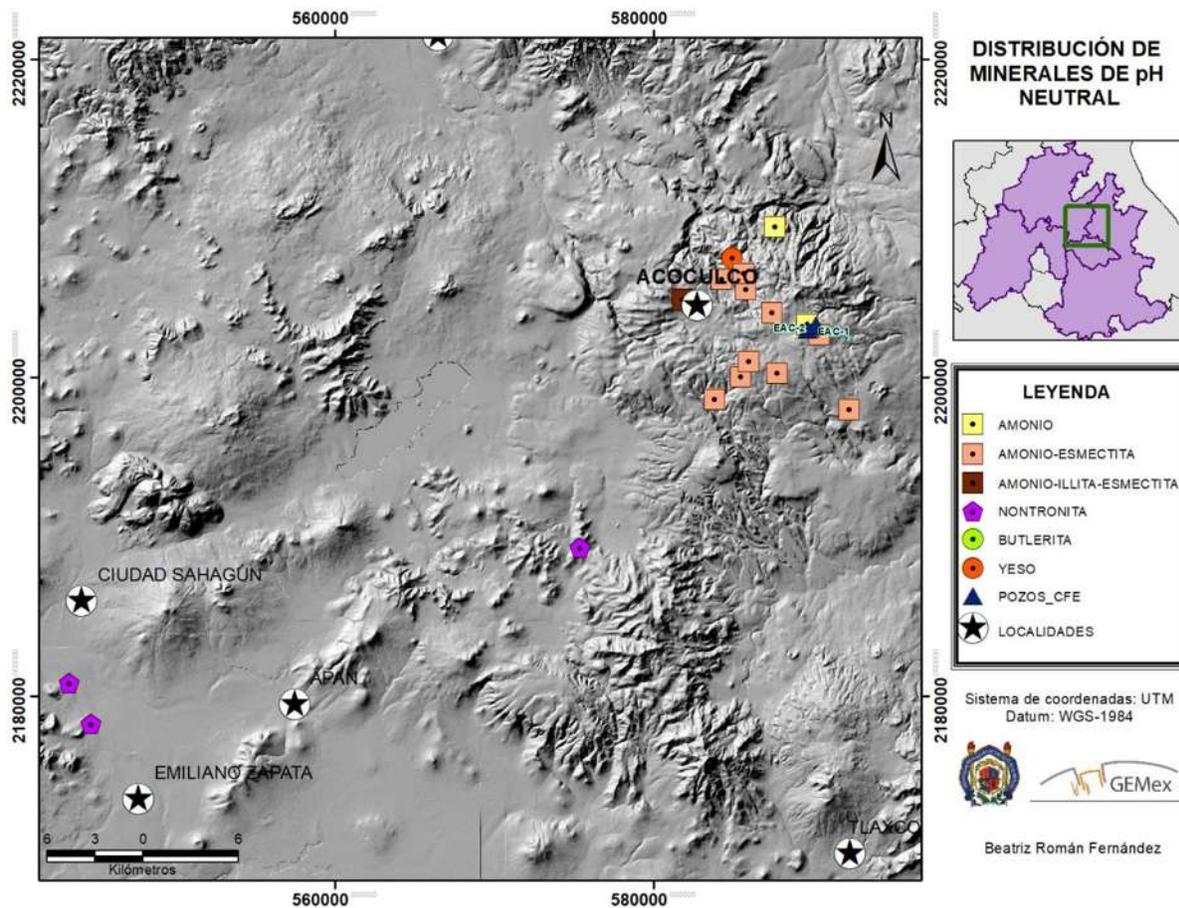


FIGURA 54. Mapa que muestra la distribución de los minerales de alteración formados bajo condiciones de pH neutral (>7). Para esta serie de minerales se incluye al amonio, amonio-esmectita, amonio-illita-esmectita, nontronita, butrerita y yeso.

- Serie de alteración ácida: representada por minerales como ópalo, halloysita, montmorillonita, goethita, calcedonia, granate grosular y alunita. Este tipo de alteración se asocia con sistemas geotérmicos inmaduros o flujos ascendentes (FIG. 55).

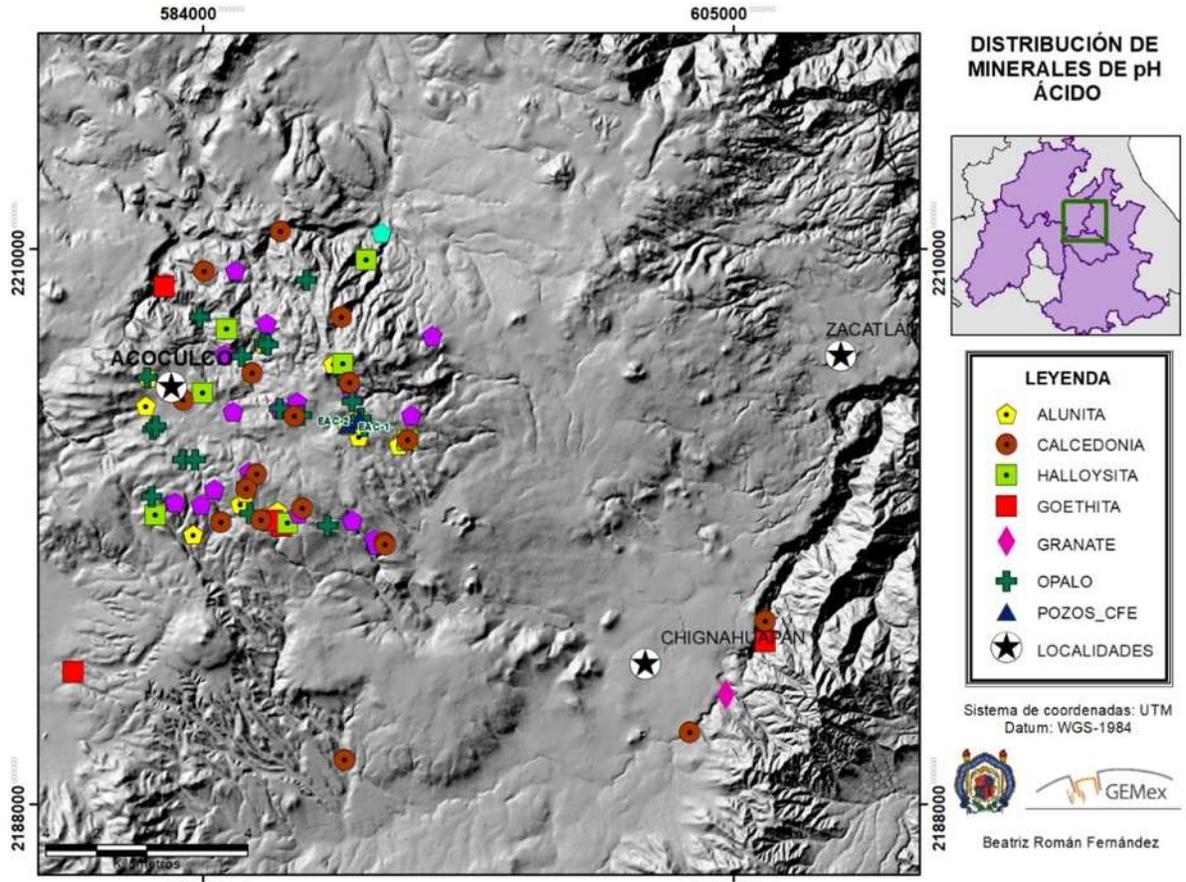


FIGURA 55. Mapa que muestra la distribución de los minerales de alteración formados bajo condiciones de pH ácido (<7). Esta serie de minerales incluye: alunita, calcedonia, halloysita, goethita, granate y ópalo.

5.6. LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES IDENTIFICADOS A PARTIR DE LA DISTRIBUCIÓN DE MINERALES DE ALTERACIÓN

Al mapear la distribución de la mineralogía hidrotermal en la zona geotérmica de Acoculco se pudieron visualizar estructuras lineales relacionadas con la ubicación de los sitios de alteración hidrotermal. Para tener una mejor visualización se procedió a marcarlas, al hacerlo también se consideró que los lineamientos fuesen congruentes con los rasgos mostrados en el modelo de sombras con resolución de 15 m (FIG. 57). Se obtuvieron tres patrones estructurales: NO-SE, NE-SO y E-O. Los lineamientos con dirección NO-SE son los más abundantes en el interior de la zona de interés geotérmico, se concentran en la porción SE. Los lineamientos con dirección NE-SO se concentraron en la porción N de la caldera Acoculco y en el contacto por falla (Falla Chignahuapan) de las rocas volcánicas con el basamento sedimentario (calizas). Este sistema de estructuras parece ser más joven que los lineamientos NO-SE porque los corta (FIG. 57), su origen se asocia a la tectonismo que originó la Sierra Madre Oriental. En el lado Oeste de la caldera Acoculco se marcaron lineamientos con dirección E-O con base en su fácil reconocimiento desde el modelo de sombras. Sin embargo, no se encontraron minerales de alteración asociados a ellas.

Se midieron fallas normales durante el trabajo de campo que contribuyeron a confirmar la lineación de los minerales de alteración hidrotermal. Fueron 4 fallas, de las cuales 3 tuvieron rumbos N40 a N60, echados al SE e inclinaciones de 50° a 70°; y solamente una falla presentó rumbo N245, echado al NO e inclinación de 54 (TABLA 13 y FIG. 56). De acuerdo con las direcciones, todas las estructuras corresponden al sistema de fallas Apan-Piedras Encimadas, que es el más reciente para la zona. Es importante mencionar que no se encontraron fallas normales en campo asociadas al sistema Tulancingo-Taxco (NO-SE). Solamente, fueron observados en los lineamientos minerales y el modelo de sombras.

TABLA 13. Datos de fallas normales medidas en campo.

X	Y	Z	PUNTO	RUMBO	ECHADO	INCLINACION	UBICACIÓN
575847	2189762	2743	P_43	N60	SE	47	Cerro "Terrerillos"
586538	2199160	2835	P_19	N66	SE	75	Sur del poblado "El Manzanito"
587412	2199360	2838	P_11	N43	SE	72	Sur del poblado "El Manzanito"
606697	2193864	2363	P_76	N245	NO	54	Camino a Matlahuacala



FIGURA 56. Fotografías de afloramiento de las fallas medidas en campo. A) Punto 11. En la zona de falla se encontró pirita diseminada, azufre y goethita. B) Punto 19. Falla normal con presencia de óxidos. C). Punto 43. Falla normal en las dacitas del cerro Terrerillos. D) Punto 76. Zona de alteración argílica sobre la carretera a Matlahuacala, en el sitio se identificaron dos sistemas de fallas. E) Estereograma en el que se representan los planos correspondientes a las 4 fallas encontradas en campo.

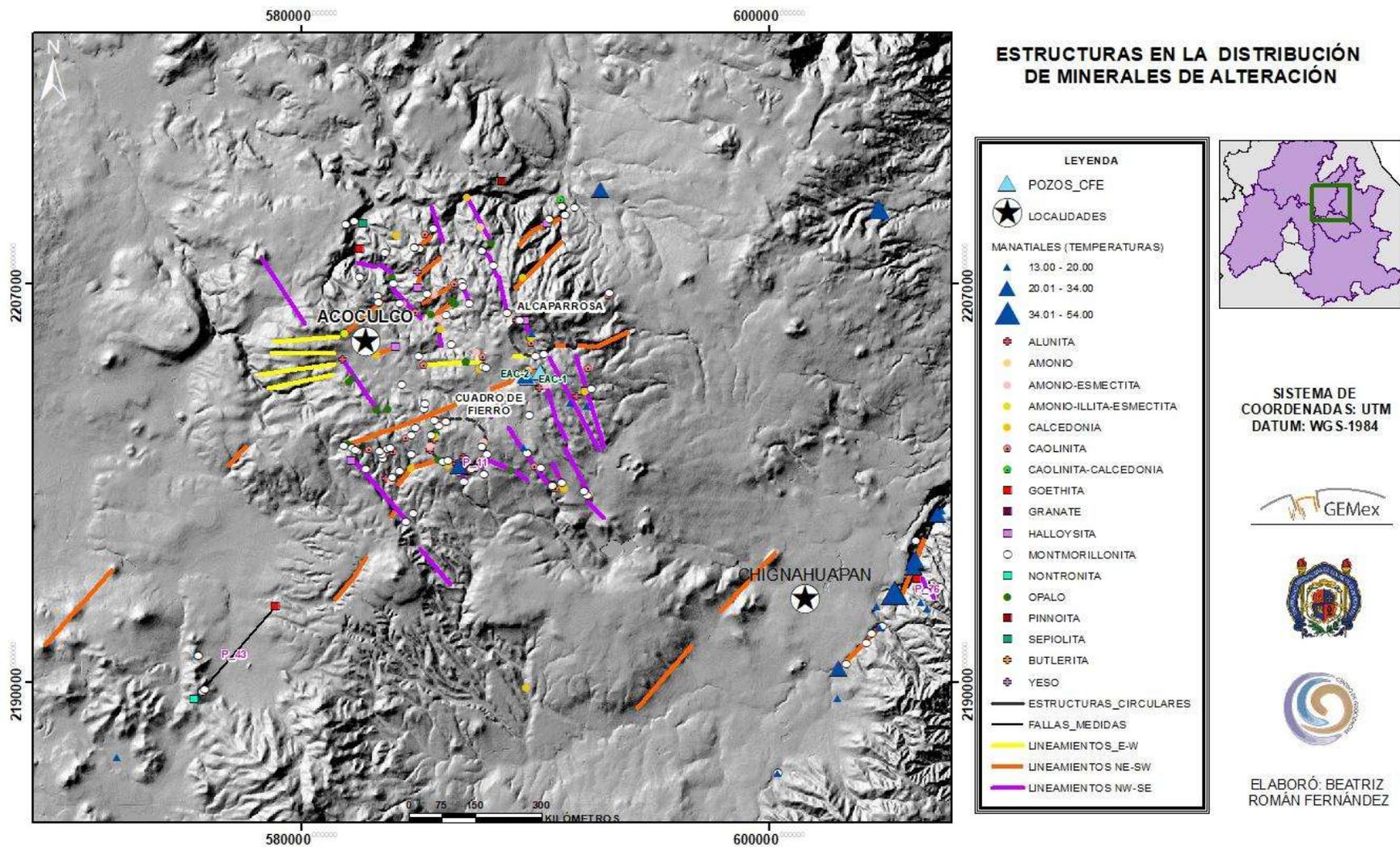


FIGURA 57. Mapa de lineamientos generados a partir de las alineaciones de los minerales de alteración obtenidos de los análisis SWIR. Se registraron 3 direcciones preferenciales NO-SE, NE-SO y E-O

Las familias de lineamientos muestran direcciones bien definidas. El grupo de lineamientos NO-SE estuvo integrado por 16 rasgos con direcciones de N310° a N345°. Al obtener el diagrama de roseta se definió una tendencia de los esfuerzos NO-SE a cambiar de dirección ligeramente hacia el Norte franco, lo que sugiere una rotación del esfuerzo en el sentido de las manecillas del reloj. El máximo esfuerzo extensivo (δ_3) para las estructuras con dirección NO-SE es perpendicular a las mismas.

La familia de lineamientos NE-SO fue constituida por 24 rasgos con direcciones entre N25° a N60°. Se considera que el máximo esfuerzo extensivo (δ_3) es perpendicular a la dirección de las fallas o fracturas. En el lado O y centro de la zona de interés geotérmico se identificaron lineamientos con tendencia E-O. La FIGURA 68 contiene 5 lineamientos con direcciones de entre N80 y N90 (FIG. 58).

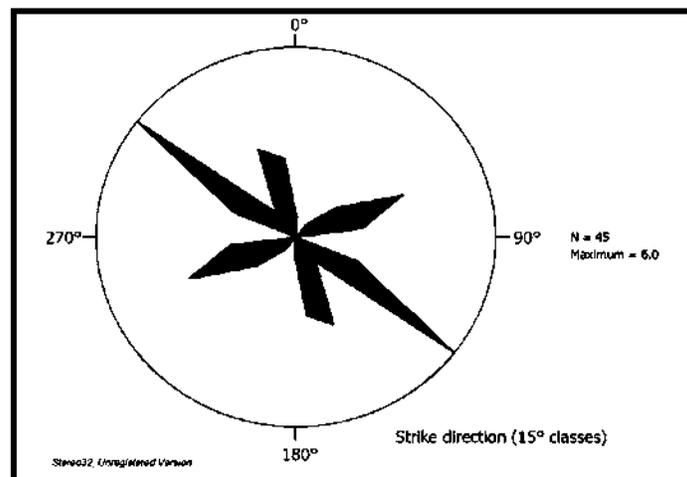


FIGURA 58. Estereograma de las familias de estructuras definidas a través de la alineación de los minerales de alteración y fallas medidas en campo.

La presencia de rasgos lineales que coinciden tanto en la distribución de los minerales de alteración como en modelos de sombras sugieren la existencia de estructuras a profundidad. Lo que propone un ascenso de los fluidos controlado por las fracturas o las fallas profundas en diferentes etapas de deformación. Las familias de lineamientos NO-SE y NE-SO se relacionan con cambios en la dirección de los esfuerzos regionales (Aguirre *et al.*, 2006 en López, 2009). Mientras que las estructuras E-O son asociadas a eventos locales (el acomodo de los materiales volcánicos durante su emplazamiento). El mapa de lineamientos de las zonas alteradas hidrotermalmente concuerda con lo reportado por García, *et al.*, 2000 respecto a que las estructuras más antiguas tienen una dirección NO y son cortadas por otras estructuras más jóvenes de dirección NE-SO (FIG. 58).

5.7. GEOQUÍMICA BÁSICA DE MANANTIALES

Para el análisis geoquímico de las aguas en la zona de interés geotérmico de Acoculco se seleccionaron 8 manantiales de los 27 muestreados, con base en las características observadas en campo y la temperatura de agua (FIG. 59). A esas muestras se les realizaron pruebas para determinar componentes como: aniones (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , F^- , Br^- , I^-), cationes (Na^+ , K^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Fe^{+2} , Fe_{+3} , Mn^{+2} , B^+) e isótopos (^{18}O y D). A continuación, se describen e interpretan los resultados de los análisis.

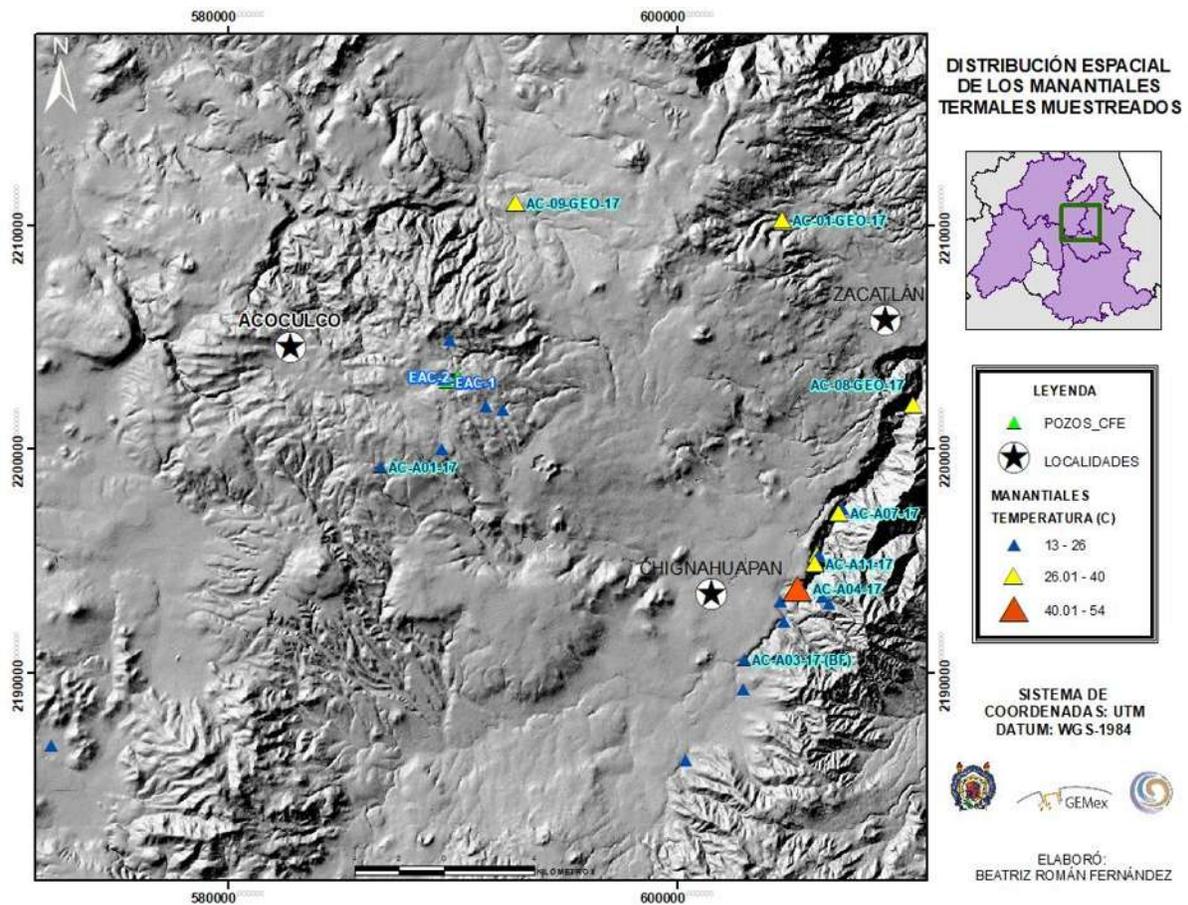


FIGURA 59. Mapa que muestra la distribución espacial de los manantiales termales muestreados. Se pueden identificar en el mapa por su etiqueta los que fueron analizados en este trabajo. Los colores y el tamaño de los iconos de los manantiales están en función de la temperatura del agua (Ver leyenda).

La TABLA 14 sintetiza la composición de las aguas de manantiales aptos para interpretación geoquímica. La concentración de SO₄ oscila entre 1325.3 y 5.19 mg/l. La concentración de HCO₃ estuvo en los rangos de 1403 y 115 mg/l. El Cl estuvo entre los intervalos de 113 y 1.2 mg/l; el Na tuvieron concentraciones de 158.7 y 8.6 mg/l; el K estuvo entre los valores de 19.78 y 3.3 mg/l; el Ca tuvo como número máximo 156.9 y como mínimo 13; por último, el Mg registró concentraciones de 4.8 hasta 108 mg/l.

TABLA 14. Resultados de cationes, aniones e isótopos de los manantiales muestreados para este trabajo en la zona geotérmica de Acoculco. Las muestras fueron analizadas en la Unidad de Geoquímica Avanzada de fluidos geotérmicos del Prelab en el CeMIEGeo en Ensenada, BC.

NOMBRE	CUADRO DE FIERRO	JICOLAPA	COACUYUNGA	CHIGNAHUAPAN	TULIMAN	LOS MANANTIALES	ARROYOS	LOS CHNOS
ETIQUETA MUESTRA	AC-A01	AC-01-GEO	AC-A03(BF)	AC-A04	AC-A07	AC-08-GEO	AC-09-GEO	AC-A11
TEMP C	23.9	31.0	23.1	54.0	32.0	23.0	31.0	33.5
Li (ppm)	0.000	0.030	0.000	0.320	0.100	0.000	0.030	0.130
Na (ppm)	40.990	20.810	16.850	84.050	127.350	8.680	158.740	141.530
K (ppm)	9.120	3.360	4.080	6.760	10.190	3.600	19.780	7.130
Ca (ppm)	141.630	167.150	13.050	156.930	237.540	64.020	43.250	129.990
Mg (ppm)	72.740	9.070	6.630	24.200	35.370	4.860	108.050	36.690
B (ppm)		1.870	0.000	2.380	2.020	0.050	2.390	1.800
Cl (ppm)	1.930	4.590	1.500	113.090	16.060	1.230	7.670	15.930
F (ppm)	4.890	0.710	0.100	0.770	0.330	0.250	0.250	1.160
SO ₄ (ppm)	1325.300	11.120	5.190	27.750		11.070	11.130	11.030
HCO ₃ (ppm)	1403.000	592.000	115.000	605.000	1228.000	233.000	1102.000	927.000
As (ppm)	0.000	0.000	0.000	0.050	0.000	0.010	0.010	0.000
Rb (ppm)	0.130	0.160	0.020	0.190	0.090	0.040	0.160	0.090
Sr (ppm)	0.080	0.910	0.140	0.700	1.020	0.270	0.430	3.180
Ba (ppm)	0.010	0.190	0.000	0.140	0.280	0.030	0.010	5.640
Fe (ppm)	7.420				0.040	0.130		
Mn (ppm)	4.650	0.020	0.000	0.020	0.090	0.000	0.320	0.010
ISÓTOPO ¹⁸ O	-11.350	-10.200	-10.440	-10.330	-9.280	-9.650	-10.590	-8.980
VSMOW2								
ISÓTOPO D	-81.850	-68.030	-72.610	-71.860	-64.690	-64.830	-74.070	-62.680
VSMOW2								

5.7.1. DIAGRAMA DE PIPER-HILL-LANGELLIER

Los datos obtenidos de los análisis geoquímicos fueron introducidos a la hoja de cálculo Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls creada por Powell y Cumming en 2010 y se obtuvieron: el diagrama de Piper, el diagrama Cl-Li-B y la gráfica de isótopos estables.

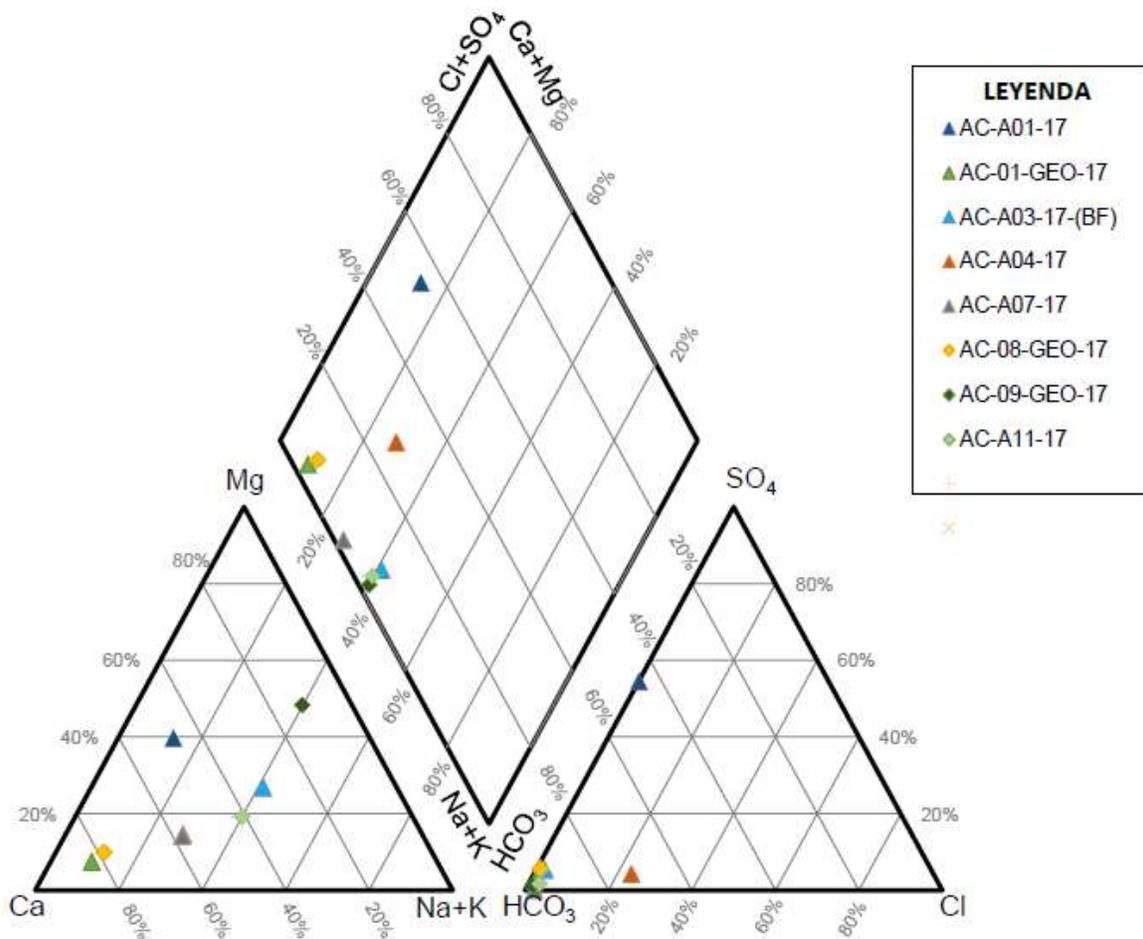


FIGURA 60. Diagramas ternarios de Piper en donde se graficaron los datos de los 8 manantiales más representativos del área de estudio.

Como se puede apreciar en el diagrama central de Piper (FIG. 70), las aguas sulfatadas sólo se registraron en la muestra AC-A01. Este tipo de aguas se encuentra sobre la parte ascendente de los sistemas geotérmicos, donde la separación de vapor se lleva a cabo, y en niveles topográficos muy por encima de la capa freática. La transferencia de especies gaseosas en la fase de vapor, principalmente CO_2 y H_2S , son el resultado de ebullición. El vapor puede condensar en las aguas subterráneas poco profundas para formar aguas

calentadas por vapor. En este entorno, el oxígeno del aire oxida al H_2S transformándolo a ácido sulfúrico que producen aguas ácido-sulfatadas (Vázquez, 2016). Este tipo de aguas se caracterizan por bajos contenidos de cloruros, valores de pH bajos y valores medios de temperatura. Por todo lo anterior, estos fluidos reaccionan con las rocas superficiales dando lugar a zonas de alteración hidrotermal dominadas por caolinita y alunita como se registró en Cuadro de Fierro.

Dado que la concentración de sílice y la mayoría de los cationes es solo el producto de la lixiviación de la roca cerca de la superficie, las aguas calentadas por vapor no pueden emplearse en geotermometría ya que las concentraciones de los componentes disueltos no guardan relación con los equilibrios minerales del yacimiento (Nicholson, 1993).

Las aguas ricas en $Ca-Mg-HCO_3$ (bicarbonatadas cálcicas) integradas por las muestras: AC-01-GEO-17, AC-03-17 (FB), AC-04-17, AC-07-17, AC-08-GEO-17, AC-09-GEO-17 y AC-A11-17 se asocian a la disolución de CO_2 o condensación de vapor geotérmico en aguas subterráneas sin oxígeno. Debido a que la ausencia de oxígeno evita la oxidación de H_2S , la acidez de estas soluciones acuosas es debido a la disociación del H_2CO_3 (Vázquez, 2016). Aunque es un ácido débil, convierte los feldespatos en arcillas, generando con eso soluciones acuosas neutras, que son típicamente ricas en sodio y bicarbonato. Este tipo de aguas son comunes en la zona de condensación de los sistemas de vapor dominante. También son representativas de reservorios geotérmicos profundos alojados en rocas sedimentarias (calizas) y metamórficas (skarn) como podría estar ocurriendo en la zona de Acoculco.

La muestra AC-A04-17 tomada en el balneario de aguas termales de Chignahuapan fue definida como bicarbonatada calcica, según el diagrama de Piper (FIG. 60). Sin embargo, exhibe una tendencia hacia los cloruros que puede relacionarse con la influencia de la falla Chignahuapan sobre el manantial termal. Eso significaría que la falla es profunda y que hay fluidos de origen profundo circulando a través de ella. En el sitio de muestreo el agua brota de calizas con nódulos de pedernal negro alteradas por actividad hidrotermal. Entre los minerales secundarios se reportó: aragonito, azufre nativo y óxidos diseminados. El agua era incolora, insípida, con olor a H_2S y temperatura de $49\text{ }^\circ\text{C}$ (FIG. 61).



FIGURA 61. Manantial termal que alimentan las albercas termales del Balneario del Chignahuapan, Puebla.

5.7.2. DIAGRAMA $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$

En el Diagrama ternario $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ se grafican los principales aniones contenidos en el agua termal (Vázquez, 2016) y según la posición de las muestras, las aguas pueden clasificarse en 4 tipos (González *et al.*, 2005): (a) agua madura o geotérmica (rica en Cl); (b) agua calentada con vapor (rica en SO_4); (c) agua periférica (rica en HCO_3); y (d) agua volcánica (rica en Cl-SO_4). Cuando las aguas termales se asocian a un sistema volcánico, su origen se vincula a la desgasificación del magma, por lo tanto, se considera que los aniones mencionados provienen del HCl, SO_4 y CO_2 , respectivamente (Berríos, 2015).

Para los manantiales muestreados se obtuvo que todos, excepto una muestra, poseen un alto contenido en HCO_3 lo que corresponde a aguas periféricas con poca o nula influencia del sistema geotérmico. Adicionalmente, las elevadas concentraciones de Ca en estas aguas indican que tienen un origen meteórico con circulación a través de rocas sedimentarias y/o volcánicas (FIG. 62).

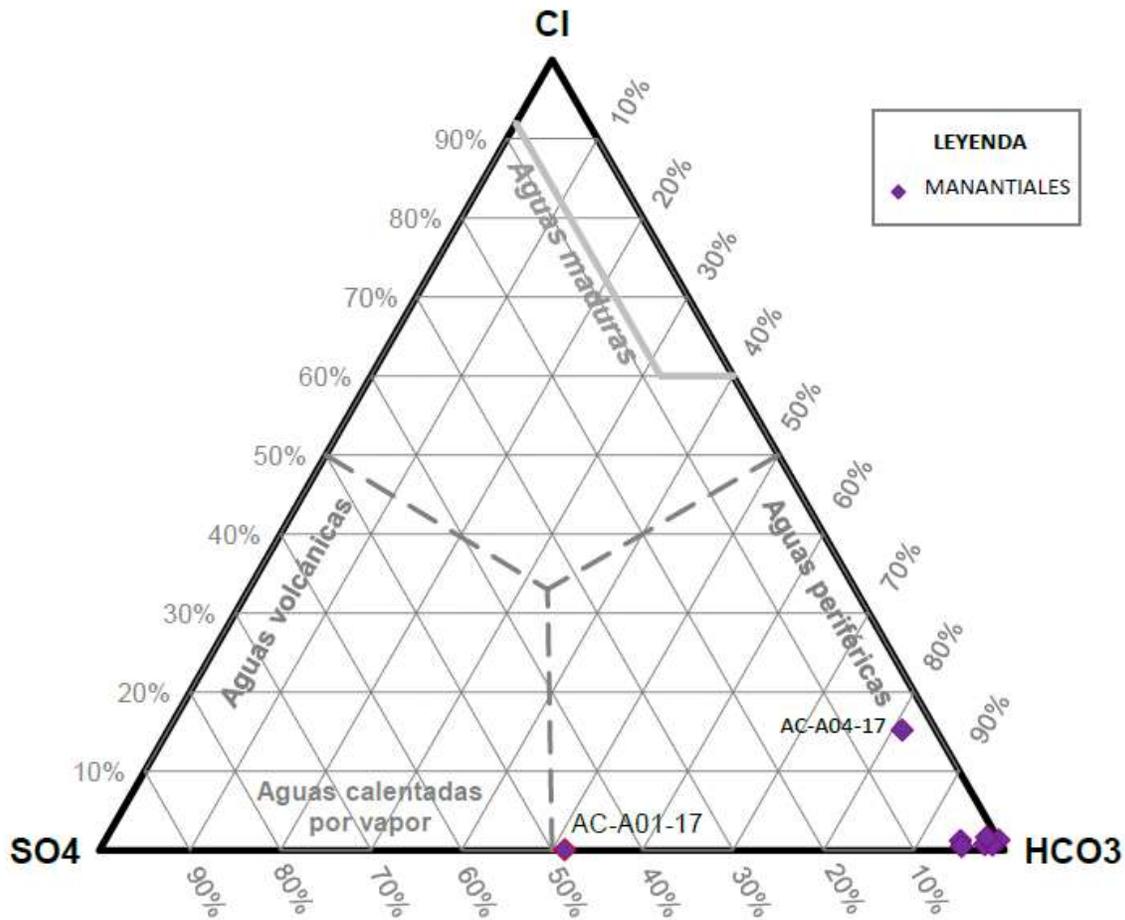


FIGURA 62. Diagrama ternario que muestra el contenido relativo de Cl-SO₄-HCO₃ en manantiales termales de Acoculco. Se especifican los diferentes tipos de agua: madura, volcánica, calentada por vapor y periférica. Este grafico se obtuvo también de la hoja de cálculo Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls

La muestra AC-A01-17 tomada en el área “Cuadro de Fierro” manifestó un elevado contenido en HCO₃ y SO₄, pero aún se posiciona en la región de aguas bicarbonatadas, que es una tendencia vinculada a aguas meteóricas calentadas por vapor geotérmico (FIG. 62). En campo, el manantial se localiza al Sur de la zona de interés geotérmico de Acoculco. La roca de donde brota el manantial no pudo identificarse por el alto grado de alteración que presentaba. Sin embargo, en el manantial había terrazas de goethita y cristales dispersos de azufre nativo. El agua era turbia, inodora, de sabor extraño, tenía un gasto bajo y temperatura de 24 °C (FIG. 63). Los habitantes del poblado aledaño mencionaron que llevan a sus animales cuando enferman a tomar agua del manantial porque posee propiedades curativas.



FIGURA 63. Manantial Cuadro de hierro, se visualizan las terrazas de goethita.

5.7.3. DIAGRAMA K-NA-Mg

Los geotermómetros son una herramienta para evaluar las condiciones a profundidad en sistemas geotérmicos. Sin embargo, este método debe aplicarse a las muestras que siguen determinados patrones básicos: (1) el sistema debe estar en equilibrio; y (2) la interacción agua-roca debería tener lugar a profundidad y a temperatura alta (González, *et al.*, 2005). El diagrama ternario de Na-K-Mg es el más empleado en geotermometría como un “geoindicador” de aguas equilibradas a alta temperatura e influenciadas por procesos relacionados con la profundidad (Vázquez, 2016).

La concentración de estos elementos (Na-K-Mg) es determinada por la disolución de la roca huésped y el grado de equilibrio fluido-mineral alcanzado, que es dependiente de la temperatura (Berríos, 2015). Por lo tanto, en el presente trabajo el diagrama se utilizó para identificar el equilibrio entre los fluidos geotérmicos y la roca y para determinar la temperatura del yacimiento.

En la FIGURA 64 se visualiza que, de manera conjunta, todas las muestras se sitúan en el extremo correspondiente a las aguas inmaduras, lo que se interpreta como aguas poco profundas que posiblemente se equilibran con la roca, a través de la cual fluyen, a temperaturas relativamente bajas. Por lo anterior, se descarta el uso de geotermómetros para los manantiales de la región.

Una alta concentración de Magnesio en aguas subterráneas, puede ser un indicio de la presencia de dolomitas en el basamento sedimentario. Este elemento no se registra en aguas geotérmicas de alta temperatura, por lo que, al tener concentraciones elevadas en la zona de estudio, se considera que los manantiales son de bajas temperaturas reforzando lo que sugiere el diagrama Na-K-Mg (FIG. 64). Adicionalmente, el Mg es un elemento altamente soluble por lo que forma parte de los elementos que se incorporan a minerales secundarios (illita).

Bajos porcentajes de Na/K (FIG. 64) ocurren usualmente cuando el agua alcanza la superficie rápidamente mediante estructuras que permitan el ascenso o por la permeabilidad de la roca (Nicholson, 1993 en Berríos, 2015).

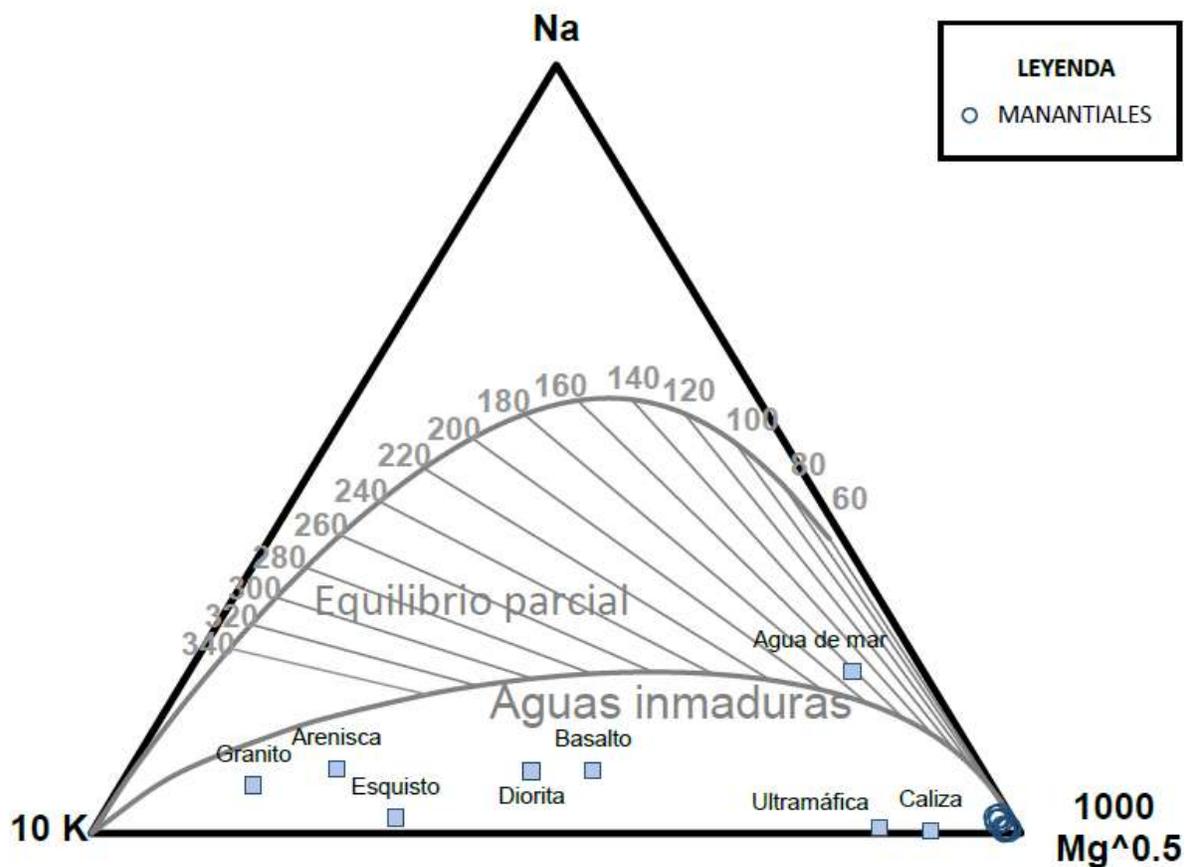


FIGURA 64. Diagrama ternario de Na-K-Mg que muestra la evolución de las aguas manantiales termales en la zona de interés geotérmico de Acoculco. El gráfico muestra los campos para los diferentes estados de equilibrio (equilibrio parcial, aguas inmaduras y equilibrio total) e isotermas. Se obtuvo mediante la hoja de cálculo *Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls*

5.7.4. DIAGRAMA CI-Li-B

Este diagrama se usa para distinguir fluidos de diversas fuentes. Al graficar las muestras de manantiales obtuvimos que todos se distribuyen en la región de CI y B (FIG. 65). Algunos presentaron tendencias muy marcadas. Un par (AC-A01-17 y AC-A03-17(BF)) caen en el vértice del CI, esto indica que el agua llega a la superficie a través de fallas y fracturas (Falla Chignahuapan para el caso específico de las muestras AC-A01-17 y AC-A03-17(BF)). Las muestras AC-01-GEO-17 y AC-09-GEO-17 evidenciaron un alto contenido en Boro (B \geq 2 mg/l; TABLA 14) que también se vincula con circulación profunda a través de fallas (FIG. 75). Este elemento traza es contenido en turmalinas de granitos (González *et al.*, 2005). En la zona de interés geotérmico Acoculco diversos autores han confirmado la existencia de cuerpos de composiciones ácidas a profundidad, que fueron recalentados por el volcanismo y la actividad intrusiva reciente. Esto podría confirmar la hipótesis de que los valores anómalos de Boro provienen de la interacción del agua con las rocas granodioríticas profundas a través de las fallas.

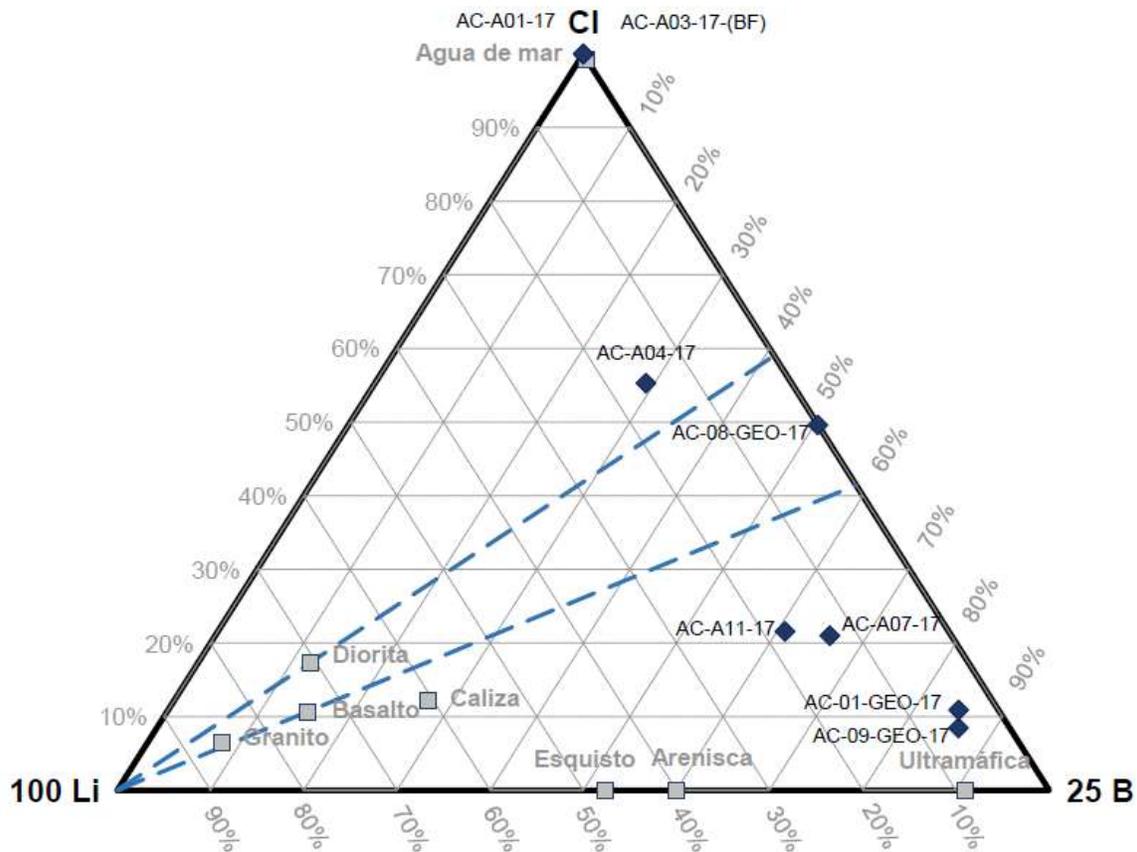


FIGURA 65. Diagrama ternario de Cloruro, litio y boro obtenido de la hoja de calculo *Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls*. Se observa que todos los manantiales tienen tendencias hacia el CI y el B.

El manantial correspondiente a la muestra AC-A03-17(FB) con altos niveles de cloruros se localiza al lado O del río Coacoyunga, sobre la falla Chignahuapan y al Sur del poblado que da nombre a la falla. En el sitio se observó el manantial sobre rocas de tonalidad beige (FIG. 66 (A)). Mineralógicamente se identificó cuarzo y aragonito a simple vista. La roca reaccionó al ácido clorhídrico y era poco consolidada, por lo que, probablemente corresponda a las calizas reportadas previamente por López (2009) para el sitio de muestreo. Respecto al agua, era incolora, inodora e insípida, su temperatura fue baja (13 °C) y no formaba una corriente de flujo (FIG. 66 (B)).

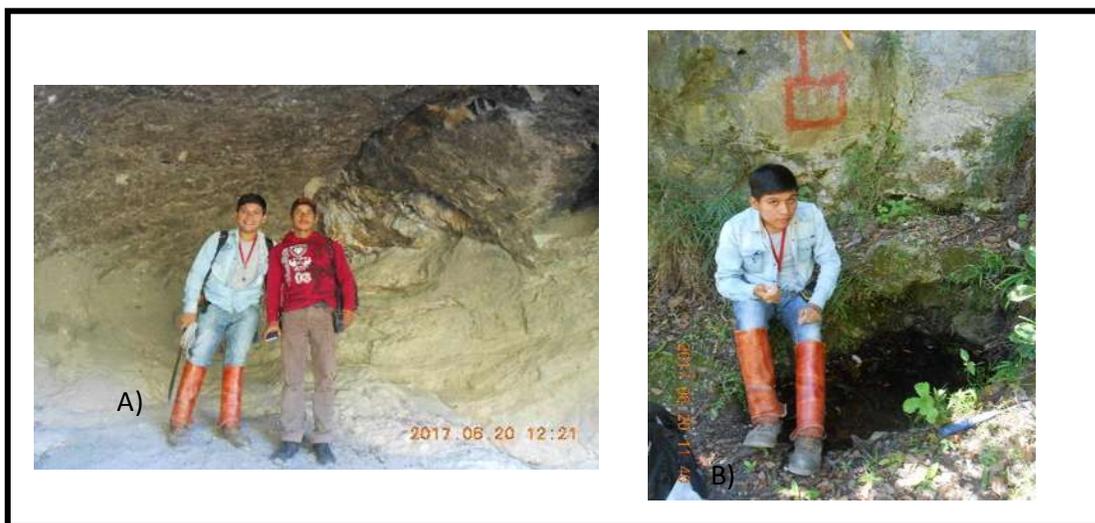


FIGURA 66. A) Fotografía del afloramiento proximo al sitio de muestreo. B) Nacimiento del manantial.

5.7.5. ISÓTOPOS ESTABLES

Los isótopos de oxígeno (^{18}O) y de hidrógeno (^2H o D, deuterio) integran la molécula de H_2O (Valencia, 2002). Eso los convierte en los más utilizados para la exploración geotérmica porque contribuyen en la caracterización isotópica de aguas. Su fraccionamiento depende de: la temperatura (en Berríos, 2015), el intercambio de ^{18}O entre agua-roca, la mezcla de diferentes aguas (aguas meteóricas, aguas marinas, aguas connatas o aguas magmáticas), la separación por vapor (ebullición) y la altitud.

Los resultados isotópicos de los manantiales seleccionados como especiales fueron graficados en el Diagrama $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ propuesto por Giggenbach en 1991 (FIG. 67). Los manantiales en el gráfico se distribuyen cerca o sobre la línea de agua meteórica lo que propone aguas frías con un aporte de agua de lluvia reciente que por la escasa infiltración generó manantiales y que puede no tener aporte del sistema geotérmico (Valencia, 2002).

Adicionalmente, debe tenerse en cuenta que las aguas meteóricas presentes en lugares de altitud elevada (como la zona de interés geotérmico Acoculco) se asocian con bajas

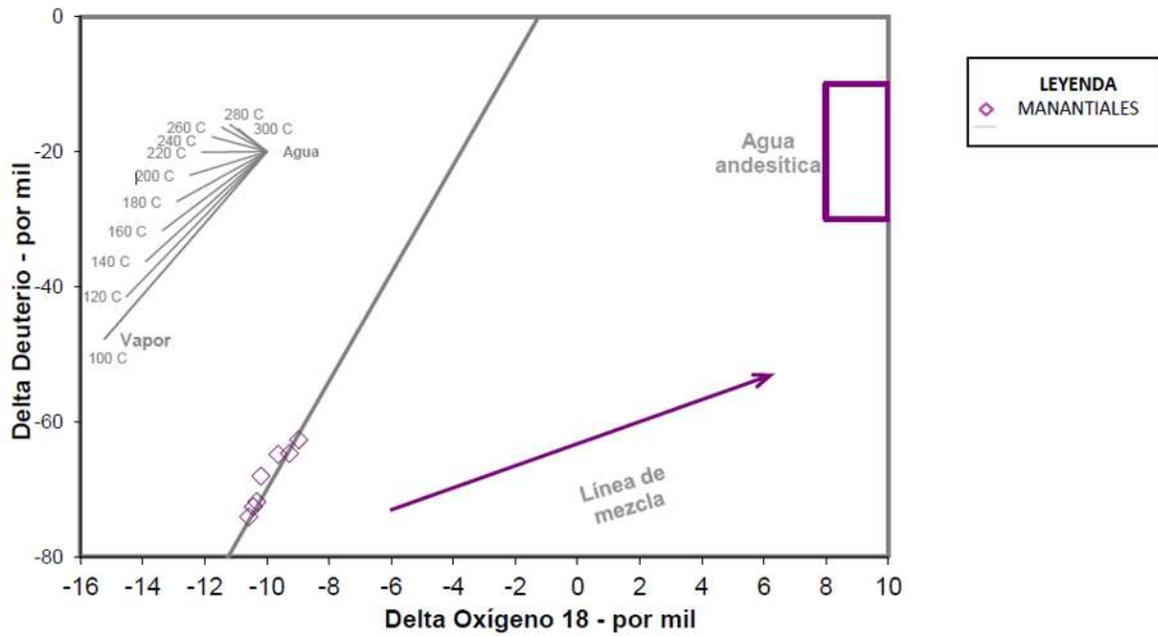


FIGURA 67. Diagrama $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ en el que se graficaron los manantiales especiales de la zona de interés geotérmico Acoculco. Para su generación se empleó la hoja de cálculo *Liquid_Analysis_v1_Powell-2010 StanfordGW.xls*.

temperaturas (Berríos, 2015).

5.8. EVIDENCIAS SUPERFICIALES DEL SISTEMA GEOTÉRMICO

La zona de estudio posee características únicas que la diferencian del resto de los sistemas geotérmicos de México. A continuación, se mencionan algunas:

1. Emisiones de gas frío en forma difusa;
2. Áreas de alteración que varían de argílica a argílica avanzada donde la mineralogía hidrotermal característica es dominada por caolinita, esmectica, alunita, sulfuros y azufre nativo. También se encontró una fase de sílice de baja temperatura que representa sílice residual formada después de que ocurrió la lixiviación de casi todos los otros componentes de las rocas originales (Bogie *et al.*, 1987);
3. Manifestaciones termales de baja temperatura (mofetas);
4. Regiones con vegetación escasa, quemada o muerta por la presencia de gas geotérmico (H_2S). La persistencia del Sulfuro de Hidrogeno (H_2S) es controlada por el flujo de gas geotérmico que reemplaza los gases atmosféricos en los espacios de poros, inhibiendo o aumentando así la oxidación del H_2S . La oxidación del H_2S produce localmente fluidos ácidos cercanos a la superficie, causando la característica alteración argílica de los kaipohans, y el depósito de azufre (Bogie *et al.*, 1987).
5. Rocas con baja permeabilidad que sirven como capa sello del sistema geotérmico. La permeabilidad en los depósitos geotérmicos de alta temperatura es anisotrópica. Las aguas de infiltración tenderán a concentrarse en canales de alta permeabilidad, probablemente en estructuras geológicas. La deposición de minerales de alteración es mayor cerca de estos canales, reduciendo la permeabilidad lo suficiente para retardar el flujo de líquido, pero no para impedir el flujo de gas en forma difusa a través de los canales. En consecuencia, un acuífero acido-sulfatado caliente se puede formar por encima de la zona de mezcla de fluidos y deposición de minerales (Bogie *et al.*, 1987).
6. Manifestaciones hidrotermales controladas por lineaciones estructurales que son los puntos de debilidad en la corteza a través de los cuales los fluidos llegan a la superficie.

Por lo tanto, el área de interés geotérmico de Acoculco corresponde a un Kaipohan que representa una expresión superficial de un sistema geotérmico profundo y activo (Bogie, 1987). En el Kaipohan de Acoculco, el vapor se condensa durante el proceso de ascenso y solo la fase gaseosa alcanza la superficie. Es probable que esto se desarrolle arriba o

cerca de los sitios de ascenso de flujo hidrotermal. Su origen relaciona a la interacción de los fluidos del sistema geotérmico con los del sistema de aguas subterráneas poco profundas. Esto ocurre en regiones de alto relieve, por la separación entre el depósito geotérmico y la superficie del terreno (modelo 1 o FIG. 68). Adicionalmente, la alta

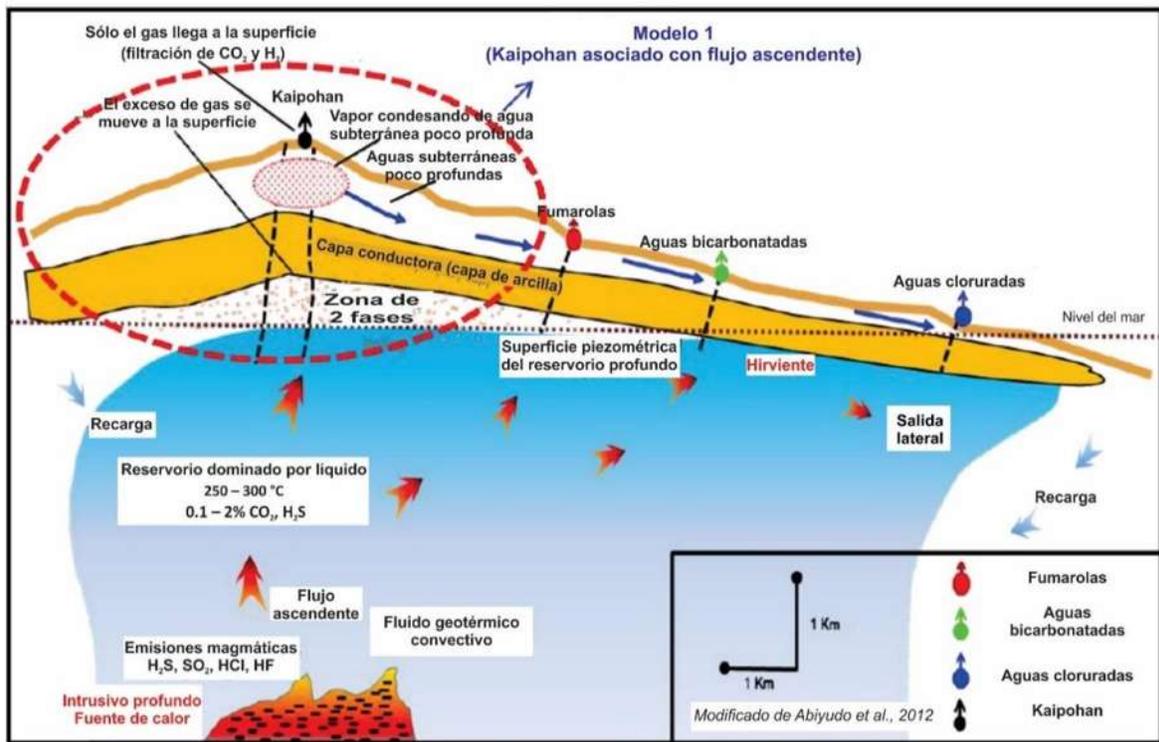


FIGURA 68. Modelo conceptual 1 de un kaipohan asociado con el centro del sistema (modificado de Rizal et al., 2012).

precipitación de la región proporciona suficiente agua subterránea para condensar el vapor separado antes de que pueda alcanzar la superficie (Bogie et al., 1987).

En la zona de interés geotérmico de Aocolulco, al cambiar las condiciones termodinámicas de los fluidos durante su ascenso ocurrió un intercambio iónico entre los minerales de las rocas y los fluidos generándose la precipitación de minerales secundarios y arcillas, lo que redujo drásticamente la permeabilidad. En la actualidad, el sistema geotérmico se encuentra en una etapa muy avanzada de autosellamiento que sólo permite la llegada a la superficie (a través de fisuras de muy poca abertura) de gases que durante su recorrido pierden el calor y alcanzan la superficie fríos, formando áreas de alteración hidrotermal con escasa vegetación.

Los sitios de Alcaparrosa y Los Azufres concuerdan con áreas de los kaipohans donde corrientes superficiales pueden fluir, o acumularse en forma de charcos poco profundos de agua meteórica en planicies como resultado del depósito de arcillas secundarias que disminuyen la permeabilidad. Ambos sitios se sobreponen a respiraderos de gas activo, razón por la cual el agua se vuelve ácida y turbia.

La CFE reportó durante la perforación del pozo exploratorio EAC-1 la presencia de una zona permeable a 70 m de profundidad situada dentro de la ignimbrita Acoculco que contenía una gran acumulación de gas (Gama y Cedillo, 1995 en López, 2009). Esto es concordante con lo que Alcaraz (1985) sugiere para los kaipohans: si hay emisiones de gas en superficie es muy probable que se encuentren grandes flujos de gas cerca de la zona de flujo ascendente del sistema (Bogie *et al.*, 1987).

Los kaipohans ayudan a definir la estructura del sistema geotérmico debido a que proporcionan información relacionada a la ubicación de la fuente de calor (Bogie *et al.*, 1987). En Acoculco se propuso que la fuente de calor y manantiales ácidos-sulfatados (Cuadro de Fierro, Alcaparrosa y Los Azufres) se localizan debajo de la zona de ascenso de fluidos; y que los manantiales clorurados (Chignahuapan y Jicolapa) se posicionan a una distancia aproximada de 19 Km del centro del sistema geotérmico como descargas laterales. Lo anterior es concordante con lo reportado en otros sistemas geotérmicos, por ej. En el sistema filipino de Bacon Manito, los kaipohans grandes están presentes a 3 km de su respectiva zona de flujo ascendente; los manantiales ácidos sulfatos con una salida significativa de líquido ocurren a ~3 km o más de la región de flujo ascendente, y los manantiales clorurados se encuentran a 12 km o más del centro del sistema (Bogie *et al.*, 1987).

La región en donde se encuentran los pozos perforados por la CFE (EAC-01 y EAC-02) es de altas temperaturas y escasa permeabilidad (López, 2009) lo que sugiere la posibilidad de desarrollar ese sitio como un EGS (Enhanced Geothermal System (siglas en inglés de Sistemas Geotérmicos Mejorados) donde se requeriría estimular la permeabilidad preexistente.

6. CONCLUSIONES

- Con base en la mineralogía de alteración se definió el tipo de alteración hidrotermal presente en la superficie del sistema geotérmico de Acoculco, la cual va de argílica, argílica avanzada hasta silícica.
- La SWIR estableció 20 especies minerales indicativas de alteración hidrotermal en el sistema geotérmico de Acoculco. En todos los espectros de los minerales (incluso en el granate) se reveló la existencia de la molécula de agua y del radical OH en la estructura de los cristales. En las arcillas, el enlace OH-Al permitió la identificación de halloysita, caolinita y sepiolita. La asociación de ion amonio a la estructura de minerales como illita-esmectita se definió por absorciones y reflexiones en el rango 1500 nm.
- De los minerales de alteración reportados, 13 pueden emplearse como termoindicadores (yeso, ópalo, halloyita, montmorillonita, nontronita, amonio, esmectita, illita, goethita, calcedonia, caolinita, granate grosular y alunita). La mayoría de los cuales, establecen un rango de temperatura de formación entre 100 y 200 °C lo que se relacionó con las temperaturas mínimas que pudieron poseer los fluidos hidrotermales a partir de los cuales precipitaron.
- La mineralogía hidrotermal reportada para la zona de ascenso de gas en el Kaipohan (Alcaparrosa, Los Azufres y Cuadro de Fierro) incluye: caolinita, sílice residual, sulfuros, azufre nativo y alunita. Esta mineralogía concuerda con la disolución de la roca circundante al interactuar con fluidos ácidos a temperaturas cercanas al punto de ebullición. En la actualidad los manantiales termales son de bajas temperaturas. Sin embargo, en el pasado fueron muy calientes como lo indica la alteración hidrotermal.
- El balance de masas realizado a riolitas, andesitas y basaltos del área de interés geotérmico de Acoculco determinó que de acuerdo a los resultados las rocas están alteradas; las más afectadas por alteración hidrotermal y en consecuencia con mayor cambio de masa son las riolitas (13.26%), seguidas por los basaltos (8.16%) y las andesitas (5.97%). En las 3 litologías se obtuvieron valores positivos durante del balance de masas lo que se vincula a un porcentaje de ganancias mayor, respecto al porcentaje de pérdidas; es decir, aunque la masa de algunos elementos contenidos en la roca disminuyó, en los resultados no se reflejó debido a que las ganancias son proporcionalmente mayores.

- En las 3 unidades sometidas al balance de masa se registraron enriquecimientos en Cr y MnO. Lo que demuestra que los fluidos hidrotermales tuvieron elevadas concentraciones en esos elementos y la capacidad de incorporarlos a la roca. Sin embargo, se identificó que algunos compuestos como Al_2O_3 y CaO (elementos comunes en las tres litologías) fueron removidos de las rocas por lixiviación durante los procesos de interacción agua-roca.
- La presencia de rasgos lineales que coinciden tanto en la distribución de los minerales de alteración como en modelos de sombras sugieren la existencia de estructuras profundas (fracturas o fallas) que en el pasado controlaron el ascenso de fluidos.
- Los patrones estructurales identificados en otros estudios (Garduño *et al.*, 2018 en proceso) concuerdan con la ubicación de los sitios de alteración hidrotermal. Las familias de lineamientos NO-SE y NE-SO se relacionan con cambios en la dirección de los esfuerzos regionales. Mientras que las estructuras E-O son asociadas a eventos locales (acomodo de los bloques generados durante la actividad de la caldera volcánica).
- Los manantiales de la zona de interés geotérmico de Acoculco presentaron dos tipos de aguas: sulfatadas y bicarbonatadas cálcicas. Las aguas sulfatadas se encuentran próximas a la zona de ascenso de los fluidos geotérmicos, donde la separación de vapor se lleva a cabo. Posteriormente el vapor puede condensar en las aguas subterráneas poco profundas para formar aguas calentadas por vapor. Mientras que, las aguas bicarbonatadas Ca (HCO_3 -Ca) aluden a un origen meteórico. El elevado contenido de HCO_3 y Ca en las aguas corresponde a aguas periféricas con poca o nula influencia del sistema geotérmico que circulan superficialmente a través de rocas sedimentarias.
- El uso de geotermómetros en las aguas de los manantiales quedó descartado porque son aguas inmaduras con aportes de agua de lluvia que por la escasa infiltración generaron manantiales. Esto se interpreta como aguas poco profundas que se equilibran con la roca encajonante a temperaturas relativamente bajas. Las concentraciones altas de Cl y B en los manantiales de la zona de interés geotérmico de Acoculco se relaciona con la presencia de fallas o fracturas profundas que permiten la circulación de los fluidos hasta las rocas del intrusivo (de composición ácida).
- La circulación de fluidos, en caso de considerar una prueba de estimulación en la zona de interés geotérmico Acoculco, puede relacionarse con las estructuras regionales NO-SE y NE-SO.

- La zona de Alcaparrosa y Cuadro de Fierro se caracterizan presentar un tipo de alteración hidrotermal asociada a fluidos de composición ácida. Estas zonas aparentemente corresponden a antiguos cráteres de ascenso de gases.
- El kaipohan de Acoculco permitió ubicar el sistema geotérmico profundo debajo de la zona ascendente de gases. Por su parte el manantial con elevada concentración de cloruros ubicado en Chignahuapan posiblemente funciona como una descarga lateral del sistema geotérmico, lo mismo que los manantiales que se ubican al NE de la caldera en la zona de Jicolapa.

REFERENCIAS

- Alcaraz, A.P., 1985. *Geothermal plumbing system of Puhagan, Southern Negros geothermal field, Philippines*. Geothermal Resources Council, 1985. International Symposium on Geothermal Energy, 499-503.
- Aguirre Díaz, G. J., Jaimes Viera, M. C., y Nieto Obregón, J., 2006. *The Valle de Bravo Volcanic Field. Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, in Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico*, Geological Society of America, 402, 125-140.
- Alt, J. C., 1999. *Hydrothermal alteration and mineralisation of oceanic crust - mineralogy, geochemistry and processes: Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 133-55.
- Arellano Gómez, V. M., Rodríguez Iglesias E. y García Gutiérrez, A., 2008. *La energía geotérmica: una opción tecnológica y económicamente madura: Cuernavaca, México*, Instituto Nacional de Electricidad y Energías Limpias (INEEL), Boletín trimestral, 13 pp.
- Arnórsson, S. 2000. *Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use*. Vienna: International Atomic Energy Agency, Geological Magazine 139(5), 598.
- Aylward, G.H. y Findlay, T.J.V., 1971. *SI Chemical Data*. J. Wiley and Sons Australasia, Sydney, 127 pp.
- Azor Pérez, A. y Callejas J. L., 2011. *Tomo I: Memoria del estudio geotérmico de la provincia de Granada*: Granada, España, Universidad de Granada, Memoria, 112 pp.
- Barker, D. S., 1964. *Ammonium in alkali feldspars*. The American Mineralogist 49 (7-8): 852-858.
- Baumgarther, L. P. y Olsen, S. N. (1995). *A least-squares approach to mass transport calculations using the isocon method*, Economic geology, 90, 1261-1270.
- Berríos Guerra, C. A., 2015, *Caracterización geoquímica de sistemas geotermales en zonas de transición: volcanes Nevados de Chillán y Copahue: Santiago de Chile*, Universidad de Chile, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, tesis de licenciatura, 131 pp.
- Bertani, R., 2015. *Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report: Melbourne, Australia*, International Geothermal Association, Proceedings World Geothermal Congress 2015, 19 pp.
- Bogie, I., Lawless, J.V. y Pornuevo, J. B. 1987. *Kaipohan: an apparently nonthermal manifestation of hydrothermal systems in the Philippines*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 31, 281-292.
- Bough, O. M., 1995. *Quantitative remote sensing of ammonium minerals, Cedar-Mountains, Esmeralda County, Nevada. United States*. Cooperative Institute for Research in

Environmental Science (Boulder, Colorado). Abstracts 5° Annual JPL airborne Earth Science Workshop Pasadena.

Campa, M. F. y Coney, P. J., 1983. *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1050 pp.

Christiansen, R. L., Lowenstern, J. B., Smith, R. B., Heasler, H., Morgan, L. A., Nathenson, M., Mastin, L. G., Muffler, L. J.P. y Robinson, J. E., 2007. *Preliminary assessment of volcanic and hydrothermal hazards in Yellowstone National Park and vicinity*. U.S.: Geological Survey Open-File Report, 1071 pp.

Cruz Pérez, M. A., Canet, C., Franco, S. I., Camprubí, A., Gonzalez Partida, E. y Rajabi, A., 2016. *Boiling and depth calculations in active and fossil hydrothermal systems: A comparative approach based on fluid inclusion case studies from Mexico*: Ore Geology Reviews, 72, 603-611.

Canet, C., Arana, L., González Partida, E., Pi, T., Prol, R. M., Franco, S. I., Villanueva Estrada, R. E., Camprubí, A., Ramirez Silva, G. y López Hernández, A., 2010. *A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt*: Journal of Geochemical Exploration, 105, 1-10.

Canet, C., Hernández Cruz, B., Jiménez Franco, A., Pi, T., Peláez B., Villanueva Estrada, R. E., Alfonso, P., González Partida, E. y Salinas, S., 2015. *Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern México*: Geothermics, 53, 154-165.

¹Canet C., Trillaud F., Prol, R.M., Gonzalez Hernández, G., Peláez, B., Hernández Cruz, B. y Sánchez Córdova, M. M., White, N.C. y Hedenquist, J.O., 2015. *Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration*. Soc. Econ. Geol. News. 23, 9–13.

Corbett, G.J. y Leach, T.M., 1997. *Southwest Pacific Rim Gold-Copper System: Structure, Alteration and Mineralization*, Short Course Manual, 235p.

De la Cruz, M. V. y Castillo Hernández, D., 1986. *Estudio geológico de la zona geotérmica de la caldera de Acoculco, Puebla*. Reporte Interno, Comisión Federal de Electricidad-Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, México, 86 pp.

Dickson, M. H. y Fanelli, M., 2004. *What is Geothermal Energy?* (en línea): Pisa, Italia, International Geothermal Association (IGA), actualización: 14 de julio de 2016, <https://www.geothermal-energy.org/what_is_geothermal_energy.html>, consulta: 18 de septiembre de 2016.

- Ferguson, K.J., 1986. *The Kelian gold prospect, Kalimantan, Indonesia*. International Volcanological Congress, Auckland University: Proceedings of Symposium 5: Volcanism, hydrothermal systems and related mineralisation, pp. 41-46.
- Flores Armenta, M., Ramirez Montes, M. y Morales Alcalá, L., 2014. *Geothermal activity and development in México – keeping the production going: Santa Tecla, El Salvado*, NU-GTP y LaGeo, resumen para curso, 12 pp.
- Frost, R. L.; Xi, Y., 2014. Vibrational spectroscopy of the borate mineral pinnoite $MgB_2O(OH)_6$. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 117, 428-433.
- García Estrada, G.H., 2000. *Gravimetría y magnetimetría regional del proyecto Acocolco, Puebla*. CFE-GPG reporte interno DEX-ACO19/2000, 57 pp.
- Gama, V.R., Martínez, E.I. y Cedillo, R.F, 1995. *Informe geológico del pozo EAC-1*. CFEGPG reporte interno RG/HU/02/95, 26 pp.
- García Palomo, A., Macias, J., Tolson, G., Valdez, G. y Mora, J., 2002. *Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Geofísica Internacional*, 41(2), 133-150.
- Gifkins, C., Herrmann, O. y Large, R., 2005. *Altered Volcanic Rocks, A guide to description and interpretation*. Tasmania, Australia: CODES.
- Giggenbach, O.F., 1997. *The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems*. In Barnes, H.L. (ed): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, 737-796.
- Godeas, M. y Litvak, V. D., 2006. Identificación de anomalías de amonio por espectrometría de reflectancia: implicancias para la exploración minera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(3), 438-443.
- Goetz, A. H. F., Rowan L.C. y Kingston, M. J., 1982. Mineral identification from orbit: initial results from the shuttle multispectral infrared radiometer. *Science*, 218, 1020-1024.
- Gómez de Jesús, L., 2015. *Identificación, caracterización y categorización de las manifestaciones termales del estado de México*. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma del estado de México, Facultad de planeación urbana y regional, Toluca de Lerdo.
- González Partida, E., 2017. *Análisis de estado del arte en clasificación de alteración hidrotermal profunda y superficial: sinters*. Reporte técnico, Universidad Nacional Autónoma de México, Yacimientos Minerales, Querétaro, 105 pp.
- González Partida, E.; Carrillo Chávez, A.; Levresse, G.; Tello Hinojosa, E.; Venegas Salgado, S.; Ramirez Silva, G.; Pal Verma, M.; Tritlla, J.; Camprubi, A.; (2005). *Hydro-geochemical*

and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico. Elsevier, 20, 23-39.

González, I. A., 2016. *Caracterización de depósitos y alteraciones hidrotermales de la región geotérmica Los Volcanes, Baja California Sur: México*, Universidad Nacional Autónoma De México, tesis de licenciatura, 89 pp.

Grant, J. A. (2005). Isocon analysis: A brief review of the method and applications; *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, 997-1004

Grant, J. A. (1986). *The isocon diagram -A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration*; *Economic Geology*, 81, 1976-1982.

Gresens, P. L. (1967). *Composition-volume relationships of metasomatism*; *Chemical geology*, 2, 47-65.

Gutiérrez Negrín, L. C. y Pérez Esquivias, H., 2017. *Recursos geotérmicos* (en línea): México, Asociación Geotérmica Mexicana, actualización: 20 de junio de 2017, http://www.geotermia.org.mx/geotermia/?page_id=688, consulta: 01 de octubre de 2017.

Harvey, C.C. y Browne, P.R.L., 1991. *Mixed layered clay geothermometry in the Wairakei geothermal field*, New Zealand: *Clay and Clay Minerals*, 39, 614-621.

Hemley, J.J. y Jones, O.R., 1964. *Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism*. *Economic Geology*, 64, 538-569.

Hurlbut, D., 1960. *Manual de mineralogía*. México: Reverté.

Iglesias Rodríguez, E. R., 2014. *Estimación del potencial de generación eléctrica de los Sistemas geotérmicos mejorados en México*: *Boletín IIE*, 78-79.

Izquierdo, G. y Arellano, V. M., 1995. *Geotermetría en los pozos H27 y H14 del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla*. *Ingeniería Hidráulica en México*, X (3), 21-35.

Lawless, J.V., Bromley, C.J., Leach, T.M., Licup, A.C., Cope, D.M. y Recio, C.M., 1983. *Bacon-Manito geothermal field: a geoscientific exploration model*. *Proc. New Zealand Geothermal Workshop*, Auckland University, 97-102.

Lermo, J., Antayhua, Y., Bernal, I., Venegas, S. y Arredondo, J., 2009. *Monitoreo sísmico en la zona geotérmica de Acoculco, Pue.*, México: *Geotermia*, 22(1), 40-58.

Llopis Trillo, G. y Rodrigo Angulo, V., 2008. *Guía de la energía geotérmica*. Madrid: Fundación de la energía de la comunidad de Madrid.

López Hernández, A., 2009. *Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco y su sistema Hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México*: CDMX, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Tesis doctoral, 185 pp.

- ¹López Hernández A., García Estrada G., Aguirre Díaz G., González Partida E., Palma Guzmán, H. y Quijano León, J.L., 2009. *Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acoculco Caldera Complex, central México: Exploratory studies: Geothermics*, 38, 279-293.
- López Moro, F. J. (2012). *EASYGRESGRANT-A Microsoft Excel spreadsheet to quantify volume changes and to perform mass-balance modeling in metasomatic systems*; *Computers & Geosciences*, 39, 191-196.
- Mahon, O.A.J., McDowell, G.D. and Finlayson, B., 1980, Carbon dioxide: its role in geothermal systems, *New Zealand Journal of Science*, 23: 133-148.
- Mata Castillo, C., 2015. *Mapeo de lineamientos y alteraciones hidrotermales en Sierra San Francisco Borja, B. C.*: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de ingeniería, 94 pp.
- Maunder, B.R., Brodie, A.J. T. y Tolentino, B.S., 1982. *The Palinpinon geothermal resource, Negros, Republic of the Philippines: an exploration case study*. Proc. Pacific Geothermal Conference, Auckland University, I, 87-92.
- Maya González, R. y Gutiérrez Negrín, L. C., 2007. *Recursos geotérmicos para generar electricidad en México*: *Revista Digital Universitaria*, 8 (12), 1-13.
- Meléndez Pizarro, C. O. y Camacho Dávila, A. A., 2009. *Espectrometría de Fluorescencia de rayos X: Aventuras de pasado*, 1-4.
- Moeck, I. S., 2014. *Catalog of geothermal play types based on geologic controls*. *Renewable and sustainable energy reviews*, 37, 867-882.
- Mongiuro, M. A. (Editor), 1985. *The Ngawha geothermal field: new and updated scientific investigations*. N.Z. Dep. Sci. Ind. Res., Geotherm. Rep. 8, 241 pp.
- Muffler, J.L.P., (1971). *Hydrothermal explosion craters in Yellowstone National Park*. *The Geological Society of America*, 82, 723-740.
- Mukherjee, P. K. y Gupta, P. K., 2008. *Arbitrary scaling in ISOCON method of geochemical mass balance: An evaluation of the graphical approach*; *Geochemical Journal*, 42, 247-253.
- Nicholson, K. 1993, *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Berlín, Springer, 268 pp.
- Núñez Miranda, A., 2007. *Inclusiones fluidas y metalogenia del depósito epitermal Ag-Au del distrito San Martín Municipio Colón, Qro.*: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 174 pp.
- Palacio, Ma. D. B.y Godeas, M., 2008. *Guía de minerales de alteración de la República de Argentina*. Buenos aires: Instituto de geología y Recursos Minerales, SEGEMAR.

- Peiffer, L., Bernard Romero, R., Mazot, A., Taran, Y. A., Guevara, M., Santoyo, E., 2014. *Fluid geochemistry and soil gas fluxes (CO₂-CH₄-H₂S) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acoculco caldera, México*: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 284, 122–137.
- Polak, B.G., Prasalov, E.M., Kononov, V.I., Verkovsky, A.B., González, A., Templos, L.A., Espíndola, J.M., Arellano y J.M., Mañón, A., 1982. Isotopic composition and concentration of inert gases in Mexican hydrothermal systems. *Geofis. Int.* 21, 193–227.
- Pornuevo, J.B., 1979. *Report on the reconnaissance geology and the detailed geology of Kaipohan area, Southern Negros geothermal project*. Philippines National Oil Company, unpubl, rep., 35 pp.
- Powell, T. y Cumming, O., 2010, *Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry*, en *Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford, California, 1-10.
- Prol Ledesma. R. M., 1996, *Las fuentes del calor terrestre*, en *El Calor de la Tierra: México*, fondo de cultura económica, 6-25.
- Potdevin, J. L., (1993). *Gresens 92: a simple Macintosh program of the Gresens method*; Computer and Geosciences, 19, 1229-1238.
- Puente Muñiz, C. F., (1988). *Geotermia*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. México: SEP, 44 pp.
- Pirajno, F.: (2009). *Hydrothermal processes and wall rock alteration*. Australia: Springer.
- Quijano León, J. L., 2007. *Manual de Geotermia “Ciencias de la tierra e Ingeniería de Reservorios”*, 109.
- Reyes, A. G., 2000, *Petrology and mineral alteration in hydrothermal systems: From diagenesis to volcanic catastrophes*: Islandia, The United Nations University, 78 pp.
- Reyes, A. G., 1990. *Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43, 279-309.
- Rizal, A., Julfi, H. y Wintry, D., 2012. *Critical manifestation to constraint conceptual model for exploration; Kaipohan*. The 12Th annual Indonesian geothermal association meeting & conference, (págs. 1-9). Bandung, Indonesia.
- Rocha Ruíz, D. A., 2013, *Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico Cerritos Colorados, México*: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de licenciatura, 75 pp.
- Santoyo, E. y Barragán Reyes, R. M., 2010. *Energía Geotérmica: Ciencia*, 40-51.

- Sosa Ceballos, G., Macias, J. L., Avellán, D. R., Salazar-Hermenegildo N., Boijseauneau López M. E. y Pérez Orozco J. D., 2018, *The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system*, Journal of Volcanology Geothermal Research.
- Stoffregen, R., 1987, *Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado*: ECONOMIC GEOLOGY, 82, 1575-1591.
- Tello Hinojosa, E., 1994. *Química de los fluidos hidrotermales de la zona geotérmica de la caldera de Acoculco*, Pue. CFE, informe interno No. GQ-013/1994.
- Thompson, A.J.B., Hauff, P.L. y Robitaille, A.J., 1999. *Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy*. Soc. Econ. Geol. Newsl.39, 16–27.
- Valencia, J., 2002, Resultados de los isótopos ambientales $\delta^{18}\text{O}$ y δD en aguas termales de “Borateras”, en Informe Científico Tecnológico 2002, Lima, Perú, 2003: Lima, Perú, IPEN, 167-169.
- Vázquez Escalante, R. E., 2016, *Modulo III. Exploración geoquímica I: El Salvador*, Banco Interamericano de Desarrollo (BID), Curso básico en exploración geotérmica para la integración regional, 96 pp.
- Verma, S. P. (2001). *Geochemical Evidence for a Lithospheric Source for Magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt*. *International Geology Rev*, 43, 31-51.
- Viggiano Guerra, J. C., Flores Armenta, M. y Ramírez Silva, G., 2011. *Evolución del sistema geotérmico de Acoculco, Pue., México: un estudio con base en estudios petrográficos del pozo EAC-2 y en otras consideraciones*. *Geotermia*, 24(1), 14-24.
- White, N.C. y Hedenquist, J.O., 1995. *Epithermal gold deposits: Styles, characteristic and exploration*: Society of Economic Geologists, 23, 1-13.
- Yáñez Dávila, D., 2016. *Procesos de interacción agua-roca en el reservorio geotérmico de alta entalpia; Los Humeros, Puebla, México*: Juriquilla, Querétaro, Centro de Geociencias, UNAM, tesis de maestría, 154 pp.

ANEXO I

MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

Las manifestaciones hidrotermales son la evidencia superficial del calor existente en el interior de la Tierra e implican la descarga de agua o vapor. Su distribución en la superficie de la Tierra está relacionada con zonas de actividad tectono-volcánica reciente en términos geológicos (*Prol, 1996*). Su origen se asocia a fuentes de calor (cámaras magmáticas jóvenes) que transfieren el calor a las rocas encajonantes y si estas rocas tienen permeabilidad primaria o secundaria, a la par de circulación de agua subterránea, el calor se transfiere al agua y puede ascender hasta la superficie para dar lugar a las manifestaciones termales.

En la actualidad, las principales zonas donde el calor del interior se manifiesta en la superficie están circunscritas a las fronteras entre placas tectónicas. Estas fronteras se caracterizan por contener áreas en las que el material del manto se desplaza hacia la superficie y como se encuentra a mayores temperaturas que la de la corteza da origen a zonas anómalas, por lo tanto, a manifestaciones superficiales (*Prol, 1996*). A continuación, se describen algunas: manantiales, géiseres, fumarolas, pozas de lodo, terrazas de sílice, pozas calientes, suelos vaporizantes, etcétera.

MANANTIALES HIDROTERMALES

Son sitios donde se descarga agua subterránea en superficie a una temperatura por lo menos 5 °C más alta que la temperatura media anual del lugar; consta de una fuente de calor, agua y un canal permeable que la lleve a la superficie después de ser calentada (*Prol, 1996*).

Los manantiales presentan una gran variedad de temperaturas y composiciones químicas y de acuerdo a estas características se les clasifica como: de alta o baja temperatura (si ésta es mayor o menor de 50 °C). Dependiendo del tipo de agua que descargan se les denomina como: ácidos, alcalinos o neutrales; si su pH es menor, mayor o igual a 7 respectivamente (*Prol, 1996*); algunas características de estos manantiales son las siguientes:

- Carbonatados: son aguas ricas en carbonatos, están confinadas esencialmente a áreas donde hay calizas o dolomías. El agua fluye a través de capas de caliza y depositan terrazas de travertino, cuando el agua alcanza la superficie y libera CO₂. La pérdida de CO₂ y gases ácidos elevan el pH del agua y por eso reducen la solubilidad de los carbonatos (*Puente, 1988 en Gómez de Jesús, 2015*).

- Ácidos: usualmente son ricos en sulfatos. Su bajo pH resulta de la oxidación del H_2SO_4 en una fase de vapor separada, en algunos manantiales que están estrechamente asociados con emanaciones volcánicas, el HCl puede ser importante. Las aguas son ricas en componentes volátiles, como B, CO_2 , H_2S y NH_3 , y contienen diferentes cantidades de Mg, Fe, Ca, Na y Si dependiendo del grado que estos elementos hayan sido lixiviados de las rocas circundantes (Puente, 1988 en Gómez de Jesús, 2015).
- Alcalinos: se caracterizan por tener alto contenido de cloruros. Los tipos clorurados tienen un bajo contenido de componentes volátiles, pero si pueden contener Na, K, Cl, SO_4 , HCO_3 y CO_3 (Puente, 1988 en Gómez de Jesús, 2015).



FIGURA 69. Manantial termal Deildartunguhver ubicado al Noroeste de Islandia, es el más grande en Europa.

Los análisis químicos de las aguas de manantiales termales revelan que éstas poseen una gran cantidad de compuestos, los cuales van siendo disueltos por el agua en su paso por las capas de rocas. Al pasar por rocas que se encuentran a temperaturas elevadas, las aguas subterráneas se calientan, sirviendo de esta forma como un medio para el transporte del calor de profundidades relativas a la superficie. Al aumentar su temperatura, el agua aumenta su capacidad de disolver algunos minerales como el cuarzo (SiO_2), al mismo tiempo que disuelve menos algunos minerales como la calcita (CaCO_3). Así es posible inferir la temperatura del agua a profundidad simplemente sabiendo la concentración de diferentes compuestos (FIG. 69). Si la sílice es abundante, entonces la temperatura a la que estuvieron en contacto las rocas y el agua debió haber sido alta; en cambio si los carbonatos tienen concentraciones altas, la temperatura tuvo que ser baja (Prol, 1996).

La forma como alcanzan las aguas termales la superficie también es un factor importante que influye en su composición. Cuando el agua tiene temperaturas elevadas a profundidad, algunas veces alcanza el punto de ebullición antes de llegar a la superficie, entonces el que asciende es solamente el vapor que se desprende y que es muy rico en gases como bióxido de carbono y ácido sulfhídrico. Estos gases se oxidan al mezclarse con aguas subterráneas frías dando origen a manantiales ácidos. Las aguas ácidas tienen un gran poder corrosivo y van disolviendo la roca circundante, por lo que los manantiales ácidos en general presentan un aspecto lodoso, mientras que los manantiales neutros o alcalinos son caracterizados por la descarga de aguas relativamente claras (Prol, 1996). A diferencia de otras manifestaciones, los manantiales termales no necesariamente se encuentran relacionados con zonas de vulcanismo reciente (aunque la mayoría de los manantiales de alta temperatura sí lo está). Debido al aumento de la temperatura hacia el interior de la Tierra, a una profundidad de 3 km se encontrarán temperaturas de más de 100 °C. El agua que circule a grandes profundidades sufrirá un aumento en su temperatura, de tal forma que al alcanzar la superficie lo hará en forma de un manantial termal (Prol, 1996).

GÉISERES

Un géiser es un manantial termal que periódicamente se vuelve inestable hidrodinámica y termodinámica (FIG. 70). Necesita una fuente de calor, agua, un canal permeable que la lleve a la superficie después de ser calentada, un lugar donde el agua se caliente mientras alcanza la temperatura necesaria para provocar la inestabilidad; una abertura de tamaño óptimo, a través de la cual emerja el agua y canales subterráneos para la recarga de agua después de cada erupción (Prol, 1996).



FIGURA 70. Géiser “Strokkur Geysir” que se encuentra en el valle Haukadalur, Islandia. Descubierto desde 1789.

Un géiser hará erupción cuando una parte del agua que tiene almacenada sea sobrecalentada y ocurra una generación de vapor relativamente cerca de la abertura superficial (Prol, 1996).

FUMAROLAS

Ocurren cuando la descarga de agua, vapor y gases es constante (FIG. 71) y no intermitente (Prol, 1996). Se les denomina, en función de su composición química: carbonatadas, sulfurosas, clorhídricas, etc. (Llopis Trillo y Rodrigo Angulo, 2008).

Los manantiales termales algunas veces cambian a fumarolas y regresan otra vez a manantiales conforme el nivel del agua subterránea se eleva o baja con las lluvias estacionales (Puente, 1988 en Gómez de Jesús, 2015).



FIGURA 71. El Tatio, Chile es el tercer campo geotérmico más grande en el mundo. Vista de las fumarolas a las 5 am debido a la diferencia térmica del agua hirviendo y el frío ambiente.

SOLFATARAS

Tipo de fumarola que emite vapor de agua y ácido sulfhídrico que (ver FIG. 72), en contacto con el aire, se oxida y se transforma en azufre nativo (Gómez de Jesús, 2015).



FIGURA 72. Zona geotérmica de Námaskard en Islandia donde fácilmente se identifican solfataras.

CHIMENEAS

Surgen por actividad magmática en forma de extrusiones e intrusiones de material ígneo que calientan el fondo marino (FIG. 73). Una vez calentada y mezclada con vapores magmáticos, el agua asciende a través de los sedimentos poco consolidados del fondo y es arrojada en forma de manantiales termales que llegan a alcanzar temperaturas de más de 300 °C. Por supuesto que, al entrar en contacto con el agua fría del fondo a aproximadamente 0 °C, el agua termal se va a enfriar depositando las sales minerales que lleva en solución (Prol, 1996).

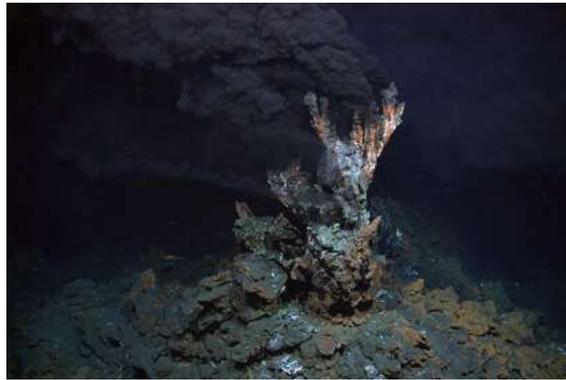


FIGURA 73. "Chimeneas del Dragón" localizadas en Japón a una profundidad de ~2500 m. Estas chimeneas marinas son grietas en la superficie del planeta que expulsan agua geotermalmente caliente (400 °C) y otros compuestos.

POZAS DE LODO O VOLCANES DE LODO

Las pozas de lodo son básicamente manantiales termales, pero con muy poca agua (FIG. 74). En general se forman por descargas de vapor de agua caliente que se encuentra a profundidad. Este vapor es rico en ácido sulfhídrico, que va a disolver las rocas circundantes transformándolas principalmente en arcillas, ópalo y cuarzo. Estos materiales y el agua del vapor que se condensa forman el lodo, cuya viscosidad dependerá de la cantidad de agua disponible y frecuentemente se puede observar una variación estacional. El color del lodo también es variable y puede ser gris, negro, blanco y en algunos casos rojo o rosado debido a la presencia de óxidos de hierro. La coloración del lodo depende principalmente de la cantidad de azufre, ya que, si éste se encuentra en grandes cantidades, va a transformar los óxidos de hierro en piritita, que es un mineral de color gris (Prol, 1996).

Las pozas de lodo tienen generalmente temperaturas menores al punto de ebullición del agua y el burbujeo que se observa en algunos de ellos se debe sobre todo al desprendimiento de gases, principalmente bióxido de carbono (Prol, 1996). Cuando el lodo es muy viscoso, el material que es arrojado hacia arriba se puede ir apilando hasta formar un volcán de lodo (Prol, 1996).



FIGURA 74. Volcán de lodo en el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.

POZAS CALIENTES

Las pozas calientes se forman por la acumulación del agua que fluye de uno o varios manantiales termales y se necesita que las condiciones topográficas del terreno sean favorables, esto es, que exista una depresión en el lugar de los manantiales donde el agua de éstos sea contenida como en una alberca (FIG. 75). En algunos lugares es frecuente encontrar este tipo de depresiones relacionadas con manantiales, ya que suelen formarse como resultado de explosiones de origen hidrotermal en los canales que los alimentan. El mecanismo de estas explosiones es una inestabilidad provocada por el sobrecalentamiento del líquido, que transforma una parte de éste en vapor con la consiguiente liberación de una gran cantidad de energía. Las características químicas de las pozas calientes serán las mismas que las de los manantiales que las alimenten, por lo que se pueden tener pozas ácidas, alcalinas o neutras y el rango de temperaturas que presentan es igualmente amplio (Prol, 1996).



FIGURA 75. Poza termal de Tulumán, Puebla que presenta temperaturas aproximadamente 50 °C.

SUELOS VAPORIZANTES

Los suelos vaporizantes se forman por la acción del vapor que se desprende de un yacimiento en el que los fluidos alcanzan el punto de ebullición a profundidad (FIG. 76). Las características químicas del vapor hacen que los fluidos que saturan el suelo sean más bien ácidos y por lo tanto tienden a alterar sus componentes a arcillas (Prol, 1996).



FIGURA 76. Suelos vaporizantes típicos de zonas geotérmicas.

MANIFESTACIONES NO HIDROTERMALES

En una perspectiva geotérmica, hidrotermales. Las manifestaciones hidrotermales incluyen: manantiales termales, géiseres, fumarolas, solfataras, volcanes, chimeneas, pozas de lodo, pozas calientes y suelos vaporizantes; mientras que las manifestaciones no hidrotermales consisten de mofetas y Kaipohans.

MOFETAS

Son fumarolas relativamente frías (90 °C), que desprenden grandes cantidades de CO₂ (Llopis Trillo y Rodrigo Angulo, 2008) (FIG. 17).



FIGURA 77. Fumarolas frías del campo geotérmico Reykjanes, al suroeste de Islandia.

KAIPOHAN

El término "kaipohan" se emplea para referirse a las áreas de formación activa de alteración argílica, con temperaturas superficiales cercanas al ambiente y emisión activa de gases, pero sin fuentes termales permanentes (FIG. 78). Son expresiones superficiales de los sistemas geotérmicos y pueden proporcionar información valiosa sobre la ubicación de los centros de los sistemas geotérmicos y su hidrología superficial (Bogie *et al.*, 1987). Sin embargo, rara vez se consideran como parte de las manifestaciones geotérmicas comunes utilizadas para restringir modelos conceptuales con fines de exploración (Rizal *et al.*, 2012).

El término "kaipohan" se tomó del nombre local de un ejemplo destacado, asociado con el campo geotérmico de Palinpinon en Negros, Filipinas (Mauder *et al.*, 1982 en Bogie *et al.*, 1987).



FIGURA 78. Kaipohan en el monte Cumbre de Rajabasa. El área de Kaipohan en Rajabasa, Indonesia es de 40 x 30 m con una temperatura del suelo de 27.5 °C y un leve olor a H₂S. (tomado de Rizal *et al.*, 2012).

Las áreas de intensa alteración argílica y argílica avanzada son frecuentes en sitios geotérmicos. Pueden estar asociadas a respiraderos sobrecalentados donde los fluidos con un componente magmático se forman en áreas de vapor asociadas con aguas termales ácido-sulfatadas, son regiones donde el vapor y el gas de los depósitos geotérmicos alcanzan la superficie. Las regiones dominadas por vapor pueden estar bastante localizadas y generalmente están alimentadas por un reservorio dominado por líquido en profundidad (Mahon *et al.*, 1980 en Bogie *et al.*, 1987).

En la zona de estudio la manifestación de termalismo está constituida por emisiones difusas de gases fríos, sitios de alteración argílica y baja permeabilidad, motivo por el que puede ser considerada de tipo Kaipohan.

ANEXOS II

TABLA 15. Total de datos sobre Fluorescencia de rayos X correspondiente a las muestras empleadas para este trabajo. Los resultados en azul corresponden a los elementos mayores y los verdes a los elementos traza. Del lado derecho se observa el tipo de roca al que pertenece cada muestra. El Hierro total se expresó como Fe₂O₃.

MUESTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	K2O	P2O5	Ba	Nb	Zr	Sr	Rb	Zn	Cu	Cr	V	LITOLOGIA
a-1	51.7	2.2	9.9	14.2	18.3	0.0	0.2	0.3	0.5	0.0	22.5	490.9	97.5	29.8	24.1	0.0	135.9	208.9	ANDESITA
a-13	52.9	1.6	9.4	13.4	17.3	0.0	4.6	5.3	0.5	0.0	13.1	334.0	231.2	4.0	89.6	0.0	155.5	175.8	ANDESITA
a-75	49.6	1.6	9.9	14.2	18.4	0.0	4.4	5.1	0.6	160.4	6.4	186.5	351.2	17.0	74.1	0.0	139.0	252.7	ANDESITA
a-78	50.8	2.1	10.0	14.3	18.5	0.0	0.2	0.3	0.5	0.0	23.1	512.2	101.3	31.6	29.2	0.0	161.1	236.0	ANDESITA
a-80	51.2	2.1	9.8	14.0	18.1	0.0	0.3	4.0	0.6	399.5	23.4	506.2	223.4	35.8	31.1	0.0	156.9	211.5	ANDESITA
A137	59.8	0.4	7.4	10.6	13.7	0.0	1.8	2.2	0.4	373.9	22.5	490.3	151.5	86.0	88.3	13.4	148.4	75.8	ANDESITA
A335	33.2	1.5	15.1	21.6	27.9	0.0	0.1	0.2	0.3	0.0	9.0	198.3	22.6	1.8	41.6	20.8	188.5	301.2	ANDESITA
a-2	63.0	1.0	7.4	10.6	13.7	0.0	1.7	2.0	0.5	378.1	16.4	462.6	157.7	30.5	47.5	0.0	136.5	134.4	BASALTO
a-12	51.0	1.3	10.5	15.0	19.4	0.0	0.4	0.5	1.0	339.1	19.4	482.2	524.9	5.8	10.4	0.0	127.8	156.8	BASALTO
a-15	51.3	1.3	9.5	13.6	17.6	0.0	3.7	4.3	0.6	541.0	18.5	407.5	362.9	34.8	101.1	0.0	178.9	211.8	BASALTO
a-20	45.1	1.8	11.5	16.4	21.2	0.0	0.6	0.8	0.3	515.3	32.1	362.4	74.4	27.9	98.9	21.5	205.1	283.8	BASALTO
a-25	50.0	3.1	10.3	14.8	19.1	0.0	0.5	0.6	1.0	280.5	27.5	362.7	78.6	7.5	27.9	126.7	298.8	455.4	BASALTO
a-32	39.4	2.8	13.1	18.8	24.2	0.0	0.6	0.8	0.5	314.7	26.2	324.1	65.1	9.0	94.9	18.9	192.1	233.7	BASALTO
a-34	44.4	2.1	11.5	16.4	21.2	0.0	2.0	2.4	0.4	250.5	9.5	186.9	209.3	22.5	133.9	28.0	213.2	361.8	BASALTO
a-67	43.8	1.6	11.8	16.8	21.7	0.0	0.2	0.3	0.7	683.9	14.9	367.8	526.5	11.8	12.7	0.0	137.8	232.8	BASALTO
a-72	58.6	0.5	8.0	11.5	14.8	0.0	0.8	1.0	0.4	558.0	16.5	434.8	57.1	72.8	24.1	0.0	112.7	45.1	BASALTO
a-86	47.6	1.6	9.4	13.4	17.3	0.0	8.2	9.1	0.6	485.0	33.0	314.2	344.1	18.1	142.5	23.9	153.7	289.0	BASALTO
a-106	93.8	1.2	0.9	1.3	1.6	0.0	0.2	0.2	0.5	0.0	25.6	543.5	44.1	21.2	14.6	0.0	105.3	101.1	BASALTO
a-110	61.1	0.3	7.4	10.5	13.6	0.0	1.3	1.6	0.4	625.4	17.2	435.7	132.5	34.4	67.6	0.0	128.5	59.3	BASALTO
A131	59.7	2.6	8.7	12.4	16.0	0.0	0.1	0.1	0.4	0.0	14.4	361.4	73.5	3.2	18.5	0.0	149.8	267.1	BASALTO
A147	49.4	0.2	11.7	16.7	21.5	0.0	0.0	0.1	0.4	0.0	13.8	213.0	44.9	3.5	10.3	0.0	106.1	62.4	BASALTO
A150	57.4	0.2	8.5	12.2	15.8	0.0	0.8	1.0	0.3	443.9	19.9	267.9	65.5	37.0	41.6	0.0	133.7	34.6	BASALTO
A165	59.6	0.6	7.2	10.4	13.4	0.0	2.2	2.8	0.5	365.5	18.0	486.1	187.1	71.2	73.2	0.0	143.1	104.4	BASALTO

A169	56.8	0.6	7.7	11.0	14.2	0.0	2.5	3.1	0.3	510.5	21.1	534.6	274.6	122.3	89.4	0.0	147.8	81.0	BASALTO
A175	57.1	2.2	9.4	13.4	17.3	0.0	0.1	0.1	0.5	0.0	18.3	474.4	91.4	4.0	11.0	0.0	112.1	188.8	BASALTO
A177	70.5	1.9	5.5	7.9	10.1	0.0	0.2	0.3	1.0	0.0	33.2	760.5	480.8	6.5	13.2	0.0	119.7	116.2	BASALTO
A197	55.6	1.4	8.2	11.8	15.2	0.0	4.5	5.3	0.5	401.0	16.0	340.8	382.9	36.1	118.1	22.1	134.7	147.6	BASALTO
A201	57.8	0.9	9.0	12.8	16.5	0.0	1.7	2.1	0.3	190.8	21.5	456.0	161.4	21.9	65.9	11.3	191.3	111.6	BASALTO
A209	51.3	0.5	10.0	14.3	18.4	0.0	1.0	1.2	0.3	642.9	20.5	405.6	106.8	50.0	63.0	28.9	146.8	45.3	BASALTO
A-212	50.6	0.9	10.2	14.6	18.9	0.0	1.0	1.3	2.0	633.1	5.6	69.9	747.0	2.3	12.1	24.3	189.0	348.5	BASALTO
A-217	62.0	0.2	6.6	9.5	12.2	0.0	1.0	1.3	0.2	289.2	17.6	264.5	108.8	51.3	53.3	12.6	143.6	30.4	BASALTO
A-218	36.7	2.1	13.7	19.6	25.3	0.0	0.7	0.9	1.3	321.6	23.6	485.9	529.0	2.6	16.6	0.0	0.0	304.3	BASALTO
A-228	54.2	1.2	8.9	12.7	16.4	0.0	3.4	4.1	0.4	339.2	18.9	433.0	272.4	50.4	110.3	12.8	177.8	198.1	BASALTO
A-230	94.6	1.5	0.8	1.1	1.4	0.0	0.2	0.2	0.5	0.0	48.3	443.7	5.7	0.0	8.2	0.0	84.6	46.8	BASALTO
A-231	51.3	0.4	9.7	13.8	17.9	0.0	0.2	0.2	0.4	184.5	26.5	205.0	351.4	11.9	14.3	10.7	93.2	136.3	BASALTO
A-236	37.6	1.6	13.8	19.8	25.6	0.0	0.1	0.1	0.8	329.8	22.1	407.3	118.8	4.5	81.4	19.1	231.5	385.1	BASALTO
A-246	62.0	0.5	7.1	10.1	13.1	0.0	1.6	2.0	0.5	437.8	19.5	498.9	160.5	63.8	115.2	0.0	166.4	123.5	BASALTO
A-248	38.5	3.3	13.2	18.9	24.4	0.0	0.6	0.7	0.5	704.8	16.6	378.9	72.0	5.0	90.7	33.0	262.3	278.1	BASALTO
A-251	53.1	1.3	8.9	12.7	16.4	0.0	4.5	5.3	0.6	782.1	16.5	375.0	486.5	96.1	90.6	0.0	148.5	204.9	BASALTO
A-265	67.6	0.4	5.7	8.2	10.6	0.0	3.0	3.6	0.5	402.5	16.1	328.5	173.0	35.7	39.2	0.0	115.1	46.4	BASALTO
A-269	55.2	0.9	9.5	13.5	17.5	0.0	0.8	1.0	0.5	507.9	15.9	366.3	248.7	27.3	25.9	25.8	169.5	180.7	BASALTO
A291	39.8	1.9	13.5	19.3	24.9	0.0	0.1	0.1	0.5	0.0	13.8	193.9	112.9	3.9	18.8	34.6	177.7	171.3	BASALTO
A307	61.6	1.6	7.6	10.9	14.1	0.0	0.4	0.4	1.2	436.7	27.6	608.8	459.3	10.2	32.7	0.0	152.8	184.0	BASALTO
A310	56.8	0.8	9.2	13.1	16.9	0.0	1.4	1.7	0.4	348.1	15.3	359.7	419.4	59.9	31.1	0.0	157.0	172.4	BASALTO
A321	57.2	0.7	8.3	11.9	15.4	0.0	3.2	3.8	0.6	183.2	37.0	383.8	429.9	57.9	83.1	0.0	173.6	131.1	BASALTO
A325	52.5	0.6	9.5	13.6	17.5	0.0	0.2	0.2	0.3	422.2	37.1	602.1	73.4	64.3	19.9	0.0	131.4	55.7	BASALTO
A332	51.9	0.5	9.7	13.9	18.0	0.0	0.1	0.2	0.3	0.0	41.8	631.4	66.0	73.1	22.3	0.0	139.6	53.5	BASALTO
A340	59.9	0.6	7.9	11.3	14.6	0.0	0.3	0.4	0.3	377.8	40.2	584.0	76.0	46.7	19.7	0.0	116.6	53.5	BASALTO
A346	48.7	1.7	11.1	15.9	20.5	0.0	0.7	0.9	0.5	235.1	7.0	184.3	158.4	16.7	23.0	0.0	139.1	231.0	BASALTO
a-4	50.9	3.3	9.6	13.7	17.7	0.0	2.0	2.4	0.8	224.9	12.8	266.4	92.2	14.6	106.1	27.6	223.8	391.1	DACITA
a-7	54.7	1.2	9.2	13.2	17.1	0.0	0.1	0.1	0.6	592.2	25.2	583.1	48.2	59.6	14.9	0.0	142.3	142.7	DACITA
a-10	45.2	1.4	11.3	16.1	20.9	0.0	0.9	1.1	1.4	331.3	39.9	804.9	168.1	33.6	71.8	0.0	164.1	181.6	DACITA

a-11	50.4	2.7	9.6	13.8	17.8	0.0	1.1	1.4	0.8	216.2	12.3	304.9	40.6	29.2	54.6	0.0	153.8	234.3	DACITA
a-17	65.6	0.6	6.1	8.7	11.2	0.0	0.9	1.1	0.3	518.8	29.5	429.5	143.2	42.6	80.0	0.0	130.0	51.9	DACITA
a-18	46.0	0.9	12.0	17.2	22.2	0.0	0.3	0.4	0.4	213.0	11.2	329.7	173.0	10.2	28.7	0.0	138.4	123.3	DACITA
a-22	89.8	2.6	1.1	1.6	2.1	0.0	0.1	0.1	2.7	0.0	66.9	2945.4	9.6	0.0	11.7	15.5	0.0	133.1	DACITA
a-23	46.6	0.8	11.4	16.4	21.1	0.0	1.1	1.3	0.4	272.4	16.0	377.2	185.9	49.0	111.5	0.0	176.8	140.6	DACITA
a-24	49.4	0.3	10.6	15.1	19.5	0.0	0.8	1.0	0.3	443.0	20.8	265.1	104.6	39.2	53.7	0.0	139.6	51.3	DACITA
a-30	55.3	1.8	8.7	12.4	16.0	0.0	0.9	1.2	0.5	452.5	18.8	364.8	204.5	51.9	23.2	0.0	137.6	198.0	DACITA
a-35	46.2	2.4	11.1	15.8	20.4	0.0	0.1	0.1	0.6	260.4	21.4	401.5	62.3	35.7	30.1	13.0	152.7	246.2	DACITA
a-36	49.6	1.7	10.4	14.8	19.1	0.0	0.3	0.4	0.4	186.0	15.3	320.9	23.9	56.5	15.1	0.0	147.8	310.6	DACITA
a-42	74.5	3.0	4.3	6.2	8.0	0.0	0.5	0.6	2.1	0.0	36.9	691.1	37.8	5.6	15.7	0.0	0.0	267.5	DACITA
a-43	44.9	3.0	11.4	16.2	21.0	0.0	1.0	1.2	1.4	189.9	13.8	227.7	422.7	7.2	67.4	36.1	230.8	399.9	DACITA
a-51	92.9	2.7	0.5	0.7	0.9	0.0	0.0	0.1	2.3	0.0	47.5	2709.8	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	81.9	DACITA
a-54	63.6	0.6	8.0	11.4	14.8	0.0	0.1	0.1	0.6	832.4	36.5	627.1	735.6	0.0	14.1	0.0	164.4	89.1	DACITA
a-79	89.5	0.6	1.4	1.9	2.5	0.0	0.2	0.3	3.5	480.3	40.9	727.8	505.1	4.2	14.3	0.0	162.0	100.2	DACITA
a-94	54.6	1.7	9.9	14.1	18.2	0.0	0.0	0.0	0.6	254.1	12.5	349.0	110.7	3.8	48.1	0.0	130.7	114.5	DACITA
a-104	36.1	3.3	13.7	19.5	25.2	0.0	0.9	1.1	0.6	368.6	17.5	329.9	131.9	18.1	129.6	16.2	199.0	361.0	DACITA
a-108	74.6	1.5	4.5	6.4	8.3	0.0	0.1	0.1	0.5	1549.1	7.4	168.1	59.8	25.1	31.9	0.0	184.0	213.3	DACITA
a-109	36.6	0.8	14.1	20.1	26.0	0.0	0.6	0.7	1.1	636.3	5.3	66.1	171.9	0.0	11.0	85.6	249.5	662.9	DACITA
a-113	42.1	0.8	12.1	17.4	22.4	0.0	2.3	2.8	0.4	596.8	22.8	601.2	182.8	31.1	98.3	26.0	198.6	212.3	DACITA
a-119	96.5	0.8	0.5	0.7	0.8	0.0	0.1	0.2	0.5	0.0	13.6	297.0	34.0	0.0	14.0	0.0	92.4	49.3	DACITA
a-128	48.6	0.9	10.8	15.4	19.9	0.0	2.9	3.4	0.4	317.0	16.3	505.0	290.6	48.2	183.9	0.0	179.8	163.8	DACITA
A140	57.0	0.3	8.5	12.1	15.7	0.0	0.5	0.6	0.4	417.4	29.0	491.3	134.2	43.3	44.6	0.0	137.8	45.0	DACITA
A143	60.3	0.3	7.4	10.6	13.7	0.0	1.4	1.8	0.5	503.8	15.9	280.8	142.0	52.7	42.3	0.0	138.9	61.9	DACITA
A145	89.2	0.8	1.6	2.3	2.9	0.0	0.8	1.0	0.4	560.4	24.0	532.5	124.8	64.1	13.0	0.0	103.7	61.4	DACITA
A152	55.1	1.0	8.1	11.6	14.9	0.0	4.1	4.9	0.6	312.7	13.2	340.4	294.6	48.7	108.4	12.3	163.3	138.7	DACITA
A156	64.3	0.4	6.7	9.6	12.4	0.0	0.3	0.4	0.3	331.1	28.7	342.8	56.7	54.3	15.8	0.0	130.5	38.3	DACITA
A159	64.5	0.3	6.6	9.5	12.2	0.0	0.7	0.9	0.4	510.5	25.6	596.0	49.7	42.3	61.2	16.8	134.7	84.3	DACITA
A181	35.4	1.4	13.9	19.9	25.7	0.0	0.3	0.4	0.4	308.3	16.4	409.7	433.2	32.0	32.7	14.7	199.9	146.1	DACITA
A195	49.1	0.8	10.6	15.2	19.6	0.0	2.0	2.4	0.3	625.8	20.6	514.7	213.4	33.1	98.3	16.3	219.0	136.4	DACITA

A-229	61.1	2.6	7.8	11.1	14.3	0.0	0.5	0.6	1.3	979.1	25.7	547.1	2681.4	19.1	26.0	21.5	0.0	313.2	DACITA
A-233	56.5	0.8	9.3	13.3	17.2	0.0	1.3	1.6	0.4	0.0	19.2	456.2	190.5	38.2	68.4	0.0	167.5	108.9	DACITA
A-235	55.0	0.7	9.2	13.1	17.0	0.0	1.3	1.6	0.4	430.3	22.4	557.7	158.6	49.1	85.2	0.0	137.1	90.9	DACITA
A-240	93.8	2.0	0.8	1.2	1.5	0.0	0.1	0.1	0.5	76.2	14.3	250.8	11.3	0.0	11.3	13.3	61.1	79.5	DACITA
A-253	59.5	1.1	8.0	11.5	14.8	0.0	0.2	0.3	1.0	234.4	18.3	472.5	175.8	34.9	40.4	0.0	133.7	110.6	DACITA
A-271	49.5	0.9	10.2	14.6	18.8	0.0	0.0	0.0	0.4	333.1	22.5	567.6	31.9	31.5	25.3	16.5	159.2	135.2	DACITA
A-280	67.3	3.3	6.6	9.4	12.2	0.0	0.1	0.1	0.5	0.0	23.3	376.6	45.0	18.3	16.0	0.0	156.8	308.7	DACITA
A286	57.7	0.8	8.4	12.0	15.5	0.0	0.1	0.2	0.4	459.1	19.5	484.3	105.5	71.4	39.7	15.9	126.2	81.7	DACITA
A294	51.4	1.7	9.6	13.7	17.7	0.0	0.5	0.6	1.6	0.0	73.6	2541.1	64.3	20.9	16.0	16.7	0.0	55.5	DACITA
A302	59.4	0.3	7.9	11.3	14.7	0.0	0.5	0.6	0.2	425.2	18.1	303.7	69.1	55.7	26.5	0.0	132.5	40.1	DACITA
A312	55.1	2.1	8.6	12.2	15.8	0.0	0.1	0.2	0.6	566.9	22.4	608.9	52.3	57.5	28.6	19.5	152.1	246.4	DACITA
A323	53.8	0.3	9.2	13.2	17.0	0.0	1.4	1.8	0.3	436.4	15.7	330.1	140.9	36.6	17.1	0.0	127.1	56.3	DACITA
A320	55.4	2.3	9.0	12.9	16.6	0.0	0.1	0.1	0.5	183.1	18.1	445.6	26.3	36.3	16.1	0.0	0.0	250.7	DACITA
A338	40.1	2.1	13.2	18.9	24.4	0.0	0.2	0.3	0.4	0.0	19.3	492.2	18.4	4.1	41.9	0.0	139.3	192.8	DACITA
A350	37.0	0.4	12.3	17.6	22.7	0.0	0.1	0.2	0.4	699.6	24.0	340.5	375.1	5.5	10.3	0.0	102.4	109.2	DACITA
A359	66.8	0.4	6.4	9.1	11.8	0.0	0.2	0.2	0.4	380.9	10.3	260.8	68.0	57.9	13.2	0.0	96.3	44.2	DACITA
A360	51.0	1.6	9.3	13.3	17.1	0.0	6.0	6.9	0.4	471.0	10.1	249.1	409.8	57.2	123.5	26.0	155.3	237.6	DACITA
A362	60.0	0.2	7.7	11.0	14.2	0.0	0.6	0.8	0.3	420.8	24.8	307.6	68.1	50.6	49.2	11.9	142.1	46.3	DACITA
A368	47.8	1.6	10.5	15.0	19.3	0.0	0.5	0.6	1.5	0.0	36.5	1504.1	45.1	9.5	57.9	0.0	0.0	50.7	DACITA
A369	82.5	5.0	2.8	4.0	5.2	0.0	0.4	0.4	0.0	256.4	32.6	818.3	234.1	0.0	15.3	0.0	96.1	139.5	DACITA
a-3	45.2	1.4	11.9	17.0	22.0	0.0	0.2	0.2	0.4	472.2	25.5	607.3	34.5	28.6	67.9	15.5	193.9	161.2	IGNIMBRITA
a-6	42.5	3.3	12.2	17.5	22.5	0.0	1.2	1.5	0.4	0.0	14.2	333.7	55.7	5.0	87.1	0.0	190.4	231.4	IGNIMBRITA
a-28	58.9	1.4	7.6	10.8	14.0	0.0	3.6	4.3	0.4	593.1	15.4	404.0	1678.8	21.7	96.4	0.0	0.0	145.2	IGNIMBRITA
a-31	80.0	0.7	3.7	5.2	6.8	0.0	2.0	2.4	0.5	0.0	4.3	132.0	92.8	23.7	47.6	0.0	0.0	163.9	IGNIMBRITA
a-47	53.9	1.6	9.0	12.9	16.6	0.0	3.5	4.1	0.5	367.9	15.7	375.1	336.8	40.0	78.1	0.0	155.4	179.9	IGNIMBRITA
a-49	59.9	1.6	6.8	9.7	12.5	0.0	6.6	7.5	0.5	246.7	11.2	225.5	363.5	31.9	93.0	0.0	169.6	210.9	IGNIMBRITA
a-50	55.6	2.4	9.2	13.1	16.9	0.0	1.4	1.7	0.6	0.0	12.9	239.0	181.7	24.1	60.9	0.0	162.5	426.7	IGNIMBRITA
a-58	59.4	0.9	6.8	9.8	12.6	0.0	4.2	5.1	0.4	427.3	17.5	445.8	305.5	69.3	83.1	0.0	140.5	106.7	IGNIMBRITA
a-60	42.2	3.2	12.3	17.6	22.7	0.0	1.2	1.5	0.5	274.9	14.3	288.6	76.5	6.2	111.0	20.4	230.5	297.7	IGNIMBRITA

a-62	39.7	4.5	12.7	18.1	23.4	0.0	0.5	0.6	1.0	381.6	14.5	344.7	179.1	0.0	137.4	0.0	220.4	440.0	IGNIMBRITA
a-65	33.2	4.1	14.5	20.8	26.8	0.0	0.0	0.0	0.5	397.9	20.1	449.8	62.6	0.0	149.8	23.5	243.1	410.7	IGNIMBRITA
a-82	65.5	0.5	6.1	8.8	11.3	0.0	1.5	1.9	0.4	316.3	17.6	424.3	141.4	30.9	56.4	0.0	165.2	145.1	IGNIMBRITA
a-83	58.9	0.7	7.1	10.2	13.2	0.0	3.9	4.7	0.5	552.6	17.3	447.9	294.1	44.7	78.3	0.0	149.7	110.5	IGNIMBRITA
a-84	59.4	1.0	8.1	11.6	15.0	0.0	3.3	3.9	0.5	0.0	19.7	414.4	198.7	30.4	113.7	0.0	172.7	178.9	IGNIMBRITA
a-85	60.8	0.4	7.5	10.7	13.8	0.0	1.1	1.4	0.4	482.5	19.1	489.9	129.0	33.4	45.0	0.0	109.1	56.8	IGNIMBRITA
a-91	57.3	1.3	7.9	11.3	14.6	0.0	4.0	4.7	0.5	485.3	20.2	408.1	372.3	62.3	126.8	13.7	163.8	183.8	IGNIMBRITA
a-100	40.1	3.7	12.7	18.2	23.5	0.0	0.8	1.0	0.8	0.0	16.6	422.7	152.3	0.0	101.1	19.9	211.8	443.2	IGNIMBRITA
a-102	92.3	2.4	0.5	0.8	1.0	0.0	0.0	0.0	2.9	0.0	94.8	1437.6	103.0	1.8	12.3	10.2	106.8	149.8	IGNIMBRITA
a-111	76.8	0.5	4.6	6.6	8.5	0.0	1.3	1.5	0.7	212.9	8.5	231.8	108.2	18.6	54.8	0.0	119.9	65.9	IGNIMBRITA
a-115	56.9	0.9	8.9	12.7	16.5	0.0	0.5	0.7	0.4	244.5	20.6	469.6	74.9	43.7	49.7	0.0	140.2	131.0	IGNIMBRITA
a-117	48.9	2.5	11.0	15.7	20.3	0.0	0.4	0.4	0.8	0.0	9.4	219.7	397.7	3.8	26.4	0.0	197.6	284.1	IGNIMBRITA
a-129	92.4	1.6	0.7	1.0	1.3	0.0	0.1	0.1	2.8	0.0	58.3	847.4	3.8	0.0	14.4	0.0	0.0	121.2	IGNIMBRITA
A134	60.8	0.4	7.3	10.5	13.5	0.0	0.6	6.6	0.3	473.5	35.7	612.6	126.0	44.6	30.7	18.6	126.7	46.4	IGNIMBRITA
A135	54.8	1.1	9.5	13.6	17.6	0.0	1.9	2.3	0.4	458.7	20.9	541.0	192.5	41.6	114.8	19.5	170.9	118.0	IGNIMBRITA
A136	54.7	0.5	9.3	13.3	17.2	0.0	1.5	1.9	0.4	0.0	24.7	489.5	114.6	118.4	104.6	15.7	174.3	73.3	IGNIMBRITA
A167	72.3	0.3	5.1	7.3	9.4	0.0	0.7	0.9	0.3	421.9	14.3	206.9	70.6	47.9	31.6	0.0	110.2	17.3	IGNIMBRITA
A168	54.8	0.6	9.1	12.9	16.7	0.6	1.6	2.0	0.4	446.2	26.5	482.3	159.1	51.7	76.1	0.0	178.0	94.5	IGNIMBRITA
A188	60.0	0.6	7.8	11.1	14.3	0.0	1.2	1.5	0.3	573.2	27.5	542.7	176.1	33.7	24.8	0.0	145.5	80.7	IGNIMBRITA
A194	48.2	1.5	10.4	14.8	19.1	0.0	4.6	0.7	0.7	401.3	11.4	317.0	435.6	18.4	93.8	17.4	163.7	246.0	IGNIMBRITA
A200	48.1	0.7	10.8	15.4	19.9	0.0	1.8	2.2	0.3	336.5	24.2	628.2	156.2	43.4	96.4	12.9	189.4	102.4	IGNIMBRITA
A205	47.6	1.2	11.3	16.1	20.8	0.0	0.3	0.4	0.3	537.7	12.8	310.1	234.7	14.2	60.3	14.3	275.1	243.9	IGNIMBRITA
A-211	64.9	1.2	6.3	9.1	11.7	0.0	0.2	0.2	1.4	1097.8	31.6	1332.6	527.3	16.8	15.3	13.2	122.5	90.4	IGNIMBRITA
A-216	87.8	5.7	0.8	1.2	1.6	0.0	0.1	0.1	2.5	192.5	66.8	1894.8	53.0	0.0	15.2	25.0	0.0	188.7	IGNIMBRITA
A-219	42.4	0.7	11.7	16.8	21.7	0.0	5.2	6.0	0.3	191.4	5.0	105.9	277.2	11.5	100.9	17.0	191.1	219.6	IGNIMBRITA
A-223	53.8	1.2	8.8	12.6	16.2	0.0	4.5	5.2	1.0	381.3	20.2	483.8	277.4	27.1	131.4	15.9	178.9	177.8	IGNIMBRITA
A-234	61.2	0.2	7.9	11.2	14.5	0.0	0.8	1.0	0.5	652.7	15.1	299.7	83.1	70.7	48.0	0.0	107.2	28.9	IGNIMBRITA
A-262	52.8	0.8	9.6	13.7	17.7	0.0	0.4	0.6	0.4	307.0	19.3	423.9	54.2	52.6	58.0	11.2	131.6	100.1	IGNIMBRITA
A-263	54.3	1.8	7.4	10.6	13.7	0.0	6.6	7.7	0.8	257.9	12.9	240.1	443.5	37.6	98.0	14.5	149.8	200.6	IGNIMBRITA

A319	86.8	1.2	2.4	3.4	4.4	0.0	0.5	0.7	0.7	0.0	20.6	411.5	146.8	8.3	11.7	0.0	128.3	95.8	IGNIMBRITA
a-16	49.6	1.5	10.1	14.5	18.7	0.0	1.3	1.5	0.6	373.0	17.8	340.3	140.7	38.4	149.3	18.0	221.4	279.5	RIOLITA
a-57	84.5	0.4	2.9	4.2	5.4	0.0	1.1	1.3	0.4	0.0	7.9	150.2	144.6	35.4	42.5	0.0	143.0	58.5	RIOLITA
a-74	47.0	4.6	10.6	15.2	19.6	0.0	2.3	2.7	0.6	253.4	11.2	219.8	75.4	0.0	126.1	13.5	173.6	276.6	RIOLITA
a-107	51.6	0.6	10.8	15.4	19.9	0.0	0.9	1.0	0.5	0.0	23.8	554.0	240.2	3.3	28.3	0.0	112.5	60.3	RIOLITA
A138	51.6	0.4	10.3	14.7	19.0	0.0	0.4	0.5	0.9	365.5	23.3	333.8	1729.6	26.6	48.3	21.3	0.0	88.7	RIOLITA
A191	67.5	0.4	5.9	8.5	11.0	0.0	1.4	1.8	0.1	1566.0	20.9	204.8	634.7	30.7	41.8	18.9	149.3	58.9	RIOLITA
A-247	57.9	0.3	8.3	11.9	15.4	0.0	0.7	0.9	0.3	0.0	35.2	266.4	72.0	56.1	69.6	13.5	142.3	67.0	RIOLITA
A313	60.7	0.5	7.2	10.3	13.4	0.0	2.7	3.3	0.3	345.1	20.3	478.2	219.3	56.2	135.0	0.0	160.4	93.6	RIOLITA
A336	57.5	1.7	7.5	10.7	13.8	0.0	6.5	7.4	1.0	274.1	17.1	312.3	365.7	21.2	134.3	0.0	189.5	194.1	RIOLITA
A337	70.6	0.3	5.6	7.9	10.3	0.0	0.3	0.4	0.4	471.9	28.5	654.3	32.0	36.7	273.4	15.2	159.3	104.4	RIOLITA
A344	64.2	0.5	6.2	8.9	11.5	0.0	1.8	2.3	0.3	370.2	27.1	244.7	88.7	35.8	89.3	0.0	149.2	79.7	RIOLITA
AC-35	97.1	0.1	0.9	0.5	0.0	0.0	0.6	0.4	0.4	0.0	3.3	19.2	137.9	11.0	17.4	0.0	134.7	114.3	ALUVIALES
AC-36	96.7	0.2	1.3	0.8	0.0	0.0	0.3	0.2	0.4	0.0	4.4	34.0	121.8	8.8	20.7	13.9	161.2	129.5	ALUVIALES
AC-MA	65.1	0.4	22.3	7.1	0.1	0.0	2.6	1.9	0.4	346.1	57.3	460.2	75.0	33.3	111.4	12.0	192.7	53.3	ALUVIALES
AC-MA-16	91.0	0.3	2.9	4.5	0.0	0.0	0.6	0.5	0.2	0.0	4.1	77.6	91.4	16.3	33.0	0.0	163.8	301.3	ALUVIALES
AC-13	75.8	0.3	10.0	4.1	0.1	0.0	5.5	3.9	0.3	510.1	6.8	105.0	478.7	37.7	38.9	22.2	118.8	60.5	ANDESITA
AC-14	74.3	0.5	12.2	5.7	0.1	0.0	4.1	3.0	0.2	357.7	9.3	115.6	341.2	61.4	45.3	12.8	118.2	61.0	ANDESITA
AC-15	74.3	0.4	12.2	4.5	0.1	0.0	4.9	3.5	0.2	325.5	6.3	106.9	440.7	65.9	39.2	11.5	138.0	64.6	ANDESITA
AC-16	77.3	0.4	9.9	4.4	0.2	0.0	4.4	3.2	0.2	521.2	7.2	121.0	584.9	64.9	38.6	23.7	0.0	65.8	ANDESITA
AC-18	66.2	1.1	18.0	10.8	0.0	0.0	2.2	1.6	0.2	745.4	4.0	137.4	87.2	26.3	59.1	21.0	239.4	172.2	ANDESITA
AC-19	68.3	1.2	14.2	13.3	0.1	0.0	1.3	1.0	0.6	364.2	14.6	229.1	335.6	43.6	104.9	19.1	217.7	225.9	ANDESITA
AC-20	58.8	0.5	18.9	16.0	0.0	0.0	2.0	1.4	2.4	627.3	90.7	1709.5	79.8	55.6	161.0	27.2	206.0	104.4	ANDESITA
AC-21	70.1	1.1	12.3	14.3	0.2	0.0	0.8	0.6	0.6	320.9	3.5	129.7	849.3	6.1	85.2	32.2	0.0	155.7	ANDESITA
AC-22	58.9	1.9	20.7	14.6	0.1	0.0	0.8	0.5	2.5	655.4	31.8	781.7	144.8	11.2	79.7	19.5	183.4	200.6	ANDESITA
AC-23	68.2	0.5	18.9	5.8	1.2	0.0	3.1	2.2	0.0	444.8	0.0	6.7	148.2	2.8	28.7	18.3	0.0	143.0	ANDESITA
AC-24	80.8	0.2	9.7	5.3	0.0	0.0	2.3	1.7	0.0	414.5	2.3	15.1	151.9	3.8	21.4	0.0	19.0	13.9	ANDESITA
AC-27	72.1	1.8	17.4	5.7	0.0	0.0	1.5	1.1	0.5	0.0	5.5	177.9	67.5	5.9	41.7	30.6	179.3	107.3	ANDESITA
AC-28	56.9	1.4	21.7	18.6	0.1	0.0	0.4	0.3	0.6	274.6	11.7	277.8	47.8	6.3	78.0	55.6	196.4	226.8	ANDESITA

AC-32	65.8	0.3	7.9	4.7	0.1	5.0	9.4	6.7	0.0	97.9	4.5	64.5	690.9	32.1	47.4	0.0	65.7	60.0	ANDESITA
AC-34	80.4	0.3	4.0	3.8	0.1	3.8	4.2	3.0	0.3	0.0	20.4	236.7	879.1	50.7	74.6	13.7	0.0	37.5	ANDESITA
AC-MA-09	85.7	0.0	7.4	1.6	1.0	0.0	2.5	1.8	0.0	4357.9	0.0	12.6	2333.8	1.7	23.6	0.0	0.0	0.0	ANDESITA
AC-MA-10	68.5	0.9	16.5	9.5	0.3	0.0	2.5	1.8	0.0	1737.5	5.5	76.7	3975.3	4.4	43.7	17.5	0.0	140.8	ANDESITA
AC-MA-12	69.7	0.9	15.0	8.3	0.1	0.0	3.4	2.4	0.3	427.2	7.0	200.0	590.4	42.8	55.3	60.6	185.0	133.6	ANDESITA
AC-01-UM	71.8	1.0	10.1	6.8	0.1	0.0	5.7	4.1	0.4	420.1	17.1	451.2	299.7	60.3	69.8	13.0	133.2	72.4	BASALTO
AC-02	65.0	2.8	10.4	19.2	0.1	0.0	1.2	0.9	0.5	879.9	13.9	313.2	273.7	43.7	114.7	20.0	158.7	278.1	BASALTO
AC-03	80.7	0.7	13.1	4.3	0.0	0.0	0.4	0.3	0.6	0.0	19.5	498.0	37.8	16.0	26.3	0.0	142.0	65.2	BASALTO
AC-04	18.3	1.1	9.5	67.4	0.0	1.3	0.8	0.6	0.9	356.8	8.2	136.7	117.8	3.5	94.1	42.2	363.7	776.4	BASALTO
AC-06	5.1	0.0	1.4	92.2	0.0	0.0	0.3	0.2	0.7	157.2	0.0	0.0	0.0	0.0	45.9	0.0	289.7	10269	BASALTO
AC-07	73.6	0.6	10.2	10.1	0.1	0.0	2.8	2.0	0.6	388.7	17.6	425.2	175.2	40.4	98.6	0.0	96.5	45.2	BASALTO
AC-08	71.3	0.7	9.5	7.6	0.1	0.0	6.1	4.4	0.4	178.4	24.7	614.3	143.1	75.3	97.8	0.0	141.2	62.9	BASALTO
AC-11	83.0	1.7	2.7	10.1	0.0	0.0	1.5	1.1	0.0	621.2	24.8	787.5	123.6	13.4	7.9	0.0	120.1	119.6	BASALTO
AC-MA-07	74.6	0.9	11.2	9.8	0.0	0.0	1.7	1.2	0.5	228.8	5.7	195.2	97.1	8.9	193.8	15.7	168.9	115.1	CALIZA
AC-09A	97.7	1.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.5	0.0	48.0	555.4	3.8	1.3	11.1	0.0	104.9	46.9	DACITA
AC-09B	98.4	0.5	0.5	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.2	143.0	24.0	358.3	2.7	0.0	6.4	0.0	0.0	18.3	DACITA
AC-09C	95.8	0.1	2.0	1.2	0.0	0.0	0.4	0.3	0.2	372.1	6.6	216.0	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	DACITA
AC-10	73.9	0.9	17.8	1.2	0.0	0.0	1.9	1.4	2.9	363.2	31.4	1226.0	90.2	9.2	39.6	15.0	111.9	51.6	DACITA
AC-17	66.3	1.5	12.9	15.1	0.1	0.7	1.7	1.2	0.4	349.2	19.7	247.0	320.7	48.1	102.4	13.4	232.1	184.4	IGNIMBRITA
AC-31	74.2	0.2	6.2	3.8	0.0	0.0	8.9	6.4	0.3	91.4	30.9	271.5	27.6	72.0	79.6	0.0	124.1	58.2	IGNIMBRITA
AC-25	74.4	0.8	8.0	7.3	0.2	0.0	5.3	3.8	0.4	336.6	6.5	140.2	312.6	59.6	83.6	30.8	169.7	113.4	V_PERIFERICO
AC-26	74.8	0.9	9.5	9.6	0.1	0.0	2.1	1.5	1.5	314.8	10.2	210.9	401.6	34.6	77.0	32.7	206.5	184.0	V_PERIFERICO
AC-29	67.2	0.3	18.1	10.1	0.1	0.0	2.0	1.4	0.8	104.3	68.9	387.0	43.1	34.2	144.5	15.9	116.8	36.8	V_PERIFERICO
A186	62.3	0.5	7.7	11.0	14.2	0.0	0.3	0.4	0.7	374.1	6.3	150.9	667.8	20.8	0.0	0.0	0.0	85.8	ALUVIALES
a-127	84.4	1.6	2.5	3.5	4.5	0.0	0.2	0.2	2.8	262.1	28.8	705.5	94.1	0.0	16.2	0.0	61.0	154.5	ALUVIALES
a-9	60.1	0.3	7.4	10.5	13.6	0.0	0.2	0.3	1.8	0.0	60.0	765.9	104.0	49.3	112.6	0.0	144.4	47.7	ALUVIALES
A142	65.1	0.6	6.5	9.2	11.9	0.0	0.1	0.1	1.5	293.3	24.5	723.6	24.9	61.0	13.1	0.0	113.8	56.0	ALUVIALES
A184	60.0	0.4	7.8	11.1	14.3	0.0	0.4	0.5	0.3	483.5	36.7	614.2	178.8	39.4	30.4	19.2	132.6	45.2	ALUVIALES
A354	48.4	2.0	11.4	16.3	21.1	0.0	0.1	0.2	0.5	272.6	15.8	296.7	351.0	5.4	20.7	0.0	197.7	340.8	DACITA

ANEXOS III

TABLA 16. *Minerales de alteración encontrados en la zona geotérmica de Acoculco a través de Espectrometría de Reflectancia SWIR. La técnica fue aplicada a las 198 muestras de roca alterada elegidas para este trabajo del total que fueron recolectadas.*

MUESTRA	ARCILLA	MUESTRA	ARCILLA	MUESTRA	ARCILLA
A211	Alunita	AC-MA-10	Goethita	AC-22	Montmorillonita
A262	Alunita	AC-04	Goethita	AC-24	Montmorillonita
A7	Alunita	AC-06	Goethita	AC-28	Montmorillonita
A94	Alunita	AC-17	Goethita	AC-MA-12	Montmorillonita
A181	Alunita	A337	Goethita	A15	Montmorillonita
A294	Alunita	AC-03	halloysita	A169	Montmorillonita
A350	Alunita	A10	Halloysita	A197	Montmorillonita
A368	Alunita	A18	Halloysita	A201	Montmorillonita
A67	Alunita	A286	Halloysita	A209	Montmorillonita
A212	Alunita	A302	Halloysita	A217	Montmorillonita
AC-11	Alunita	A65	Halloysita	A228	Montmorillonita
A186	Alunita	A138	Halloysita	A230	Montmorillonita
A184	Alunita	A335	Caolinita/ Calcedonia	A236	Montmorillonita
A9	Calcedonia	A12	Caolinita	A246	Montmorillonita
A127	Calcedonia	A131	Caolinita	A248	Montmorillonita
AC-MA-09	Calcedonia	A147	Caolinita	A251	Montmorillonita
AC-20	Calcedonia	A175	Caolinita	A269	Montmorillonita
A20	Calcedonia	A218	Caolinita	A310	Montmorillonita
A86	Calcedonia	A231	Caolinita	A32	Montmorillonita
A106	Calcedonia	A291	Caolinita	A321	Montmorillonita
A150	Calcedonia	A346	Caolinita	A34	Montmorillonita
A165	Calcedonia	A54	Caolinita	A340	Montmorillonita
A325	Calcedonia	A109	Caolinita	AC-01	Montmorillonita
A22	Calcedonia	A140	Caolinita	AC-02	Montmorillonita
A108	Calcedonia	A229	Caolinita	AC-07	Montmorillonita
A113	Calcedonia	A338	Caolinita	AC-08	Montmorillonita
A240	Calcedonia	A117	Caolinita	AC-19	Montmorillonita
A62	Calcedonia	A134	Caolinita	AC-21	Montmorillonita
A82	Calcedonia	A205	Caolinita	AC-18	Montmorillonita
A129	Calcedonia	A107	Caolinita	AC-MA-07	Montmorillonita
A74	Calcedonia	A354	Caolinita	A104	Montmorillonita
AC-29	Calcedonia	AC-MA-15	Montmorillonita	A11	Montmorillonita
A332	Amonio-Esmectita	AC-MA-16	Montmorillonita	A128	Montmorillonita
A72	Amonio-Esmectita	AC-35	Montmorillonita	A143	Montmorillonita

A177	Amonio-Esmectita	AC-36	Montmorillonita	A152	Montmorillonita
A36	Amonio-Esmectita	A1	Montmorillonita	A17	Montmorillonita
A271	Amonio-Esmectita	A13	Montmorillonita	A195	Montmorillonita
A280	Amonio-Esmectita	A137	Montmorillonita	A23	Montmorillonita
A320	Amonio-Esmectita	A78	Montmorillonita	A233	Montmorillonita
A359	Amonio-Esmectita	A80	Montmorillonita	A253	Montmorillonita
A234	Amonio-Esmectita	AC-14	Montmorillonita	A30	Montmorillonita
A263	Amonio-Esmectita	AC-15	Montmorillonita	A312	Montmorillonita
A142	Amonio-Illita - Esmectita	AC-16	Montmorillonita	A323	Montmorillonita

MUESTRA	ARCILLA	MUESTRA	ARCILLA
A35	Montmorillonita	A307	opalo
A360	Montmorillonita	A42	opalo
A362	Montmorillonita	A156	opalo
A4	Montmorillonita	A235	opalo
A43	Montmorillonita	A369	opalo
AC-09A	Montmorillonita	A51	opalo
A100	Montmorillonita	A79	opalo
A102	Montmorillonita	A119	opalo
A111	Montmorillonita	A145	Opalo
A115	Montmorillonita	AC-09B	Opalo
A135	Montmorillonita	AC-09C	Opalo
A136	Montmorillonita	AC-10	opalo
A168	Montmorillonita	A167	opalo
A188	Montmorillonita	A216	opalo
A194	Montmorillonita	A247	opalo
A200	Montmorillonita	A313	opalo
A219	Montmorillonita	A344	opalo
A223	Montmorillonita	A57	opalo
A28	Montmorillonita	A336	Sepiolita
A3	Montmorillonita	A159	Yeso
A31	Montmorillonita	AC-27	Butlerita
A319	Montmorillonita	AC-13	Nontronita
A47	Montmorillonita	AC-32	Nontronita
A49	Montmorillonita	AC-34	Nontronita
A50	Montmorillonita	AC-23	Granate grosular
A58	Montmorillonita		
A6	Montmorillonita		
A60	Montmorillonita		
A83	Montmorillonita		
A84	Montmorillonita		

A85	Montmorillonita
A91	Montmorillonita
AC-31	Montmorillonita
A16	Montmorillonita
A191	Montmorillonita
AC-25	Montmorillonita
AC-26	Montmorillonita
A164	Montmorillonita
A2	Montmorillonita/opalo
A24	Montmorillonita/opalo
A75	opalo
A25	opalo
A110	opalo
A265	opalo (Chert)