



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS

RE-EVALUACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL SUBSUELO DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA, MÉXICO.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA.

PRESENTA:

DANIELA PEÑA RODRÍGUEZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. GERARDO CARRASCO NÚÑEZ (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM JURIQUILLA)

JURADO EXAMINADOR

DR. GERARDO AGUIRRE DÍAZ (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM JURIQUILLA)

DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)

DR. GERARDO CARRASCO NÚÑEZ (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM JURIQUILLA)

DR. GIOVANNI SOSA CEBALLOS (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM UNIDAD MICHOACÁN))

DR. DENIS RAMÓN AVELLÁN LÓPEZ (INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM UNIDAD
MICHOACÁN)

SANTIAGO DE QUERÉTARO, QUERÉTARO, OCTUBRE 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Declaratoria de ética

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Daniela Peña Rodríguez', is centered on the page. The signature is fluid and cursive, with a long horizontal stroke extending to the right.

Daniela Peña Rodríguez

INDICE

AGRADECIMIENTOS	9
RESUMEN	11
ABSTRACT	12
CAPÍTULO 1.- GENERALIDADES	13
1.1 Introducción.....	13
1.2 Ubicación del área de estudio.....	13
1.3 Planteamiento del problema e importancia de este trabajo	15
1.4 Objetivo general	15
1.4.1 Objetivos específicos	16
1.5 Hipótesis	16
1.6 Metodología.....	17
1.6.1 Recopilación y análisis de información	17
1.6.2 Trabajo de laboratorio.....	17
1.6.3 Trabajo de gabinete.....	20
1.7 Antecedentes.....	21
CAPÍTULO 2.- MARCO GEOLOGICO	25
2.1. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.	25
2.2 Geología regional	27
2.3 Geología de la caldera de Los Humeros.....	27
2.3.1 Vulcanismo pre-caldérico	28
2.4 Vulcanismo caldérico	30
2.4.1 Ignimbrita Xáltipan.....	31
2.4.2 Toba Faby	32
2.4.3 Ignimbrita Zaragoza.....	33
2.5 Vulcanismo Post-caldera	33
CAPÍTULO 3. PETROGRAFÍA DE LA SECUENCIA LITOESTRATIGRÁFICA .	35
3.1 Grupo Basamento Pre-volcánico	35
3.2 Grupo Pre-caldérico.....	37

3.3 Grupo Caldérico	45
3.4 Grupo Post-caldérico	48
CAPITULO 4. GEOQUIMICA DE LA SECUENCIA LITOESTRATIGRÁFICA ...	52
4.1. Clasificación geoquímica	52
4.1.1. Elementos mayores	53
4.1.2. Elementos traza	57
4.3 Diagramas multielementos y <i>REE</i>	61
CAPÍTULO 5. RE-EVALUACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL SUBSUELO DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS	68
5.1. Correlación geoquímica de las unidades del subsuelo con la geología superficial.	68
5.1.1. Interpretación de los diagramas multielementos y REE.....	68
5.1.2. Interpretación de los diagramas bivariantes.....	72
5.2 Correlación litoestratigráfica del subsuelo del CGLH.	79
5.2.1 Grupo Basamento Pre-volcánico	80
Unidad 9. Basamento pre-volcánico (<i>Skarn</i> , granodioritas, intrusivos dioríticos)	80
5.2.2 Grupo Pre-caldérico.....	81
Unidad 8. Andesitas basales	81
Unidad 7. Andesitas Pre-caldéricas	82
Unidad 6. Rocas riolíticas Pre-caldéricas	84
5.2.3 Grupo Caldérico	89
Unidad 5. Ignimbrita Xáltipan	89
Unidad 4. Toba Faby	90
Unidad 3. Ignimbrita Zaragoza	90
5.2.4 Grupo Post-caldérico	91
Unidad 2. Lavas Post-caldéricas	91
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES	94
REFERENCIAS	96
ANEXO 1.....	104
ANEXO 2.....	109
ANEXO 3.....	114

Índice de figuras

Figura 1.1. (a) Ubicación de la caldera de Los Humeros en el CVTM. (b) Mapa de relieve del campo volcánico de Los Humeros.....	14
Figura 1.2. Modelo Digital de Elevación (DEM, por sus siglas en inglés) de la caldera de Los Humeros	24
Figura 2.1. Mapa geológico simplificado de la caldera y campo geotérmico de Los Humeros. Se muestran las unidades litoestratigráficas propuestas por Carrasco-Núñez et al. (2017b).	31
Figura 3.1. Fotomicrografías de la unidad 9.....	37
Figura 3.2. Fotomicrografías de la unidad 8.....	38
Figura 3.3. Fotomicrografías de la unidad 7.A.....	40
Figura 3.4. Fotomicrografías de la unidad 7.B.....	42
Figura 3.5. Fotomicrografías de la unidad 6.....	44
Figura 3.6. Fotomicrografías de la unidad 5.....	45
Figura 3.7. Fotomicrografías de la unidad 4.....	46
Figura 3.8. Fotomicrografías de la unidad 3.....	47
Figura 3.9. Fotomicrografías de la unidad 2.A.....	49
Figura 3.10. Fotomicrografías de la unidad 2.B.....	50
Figura 3.11. Fotomicrografías de la unidad 2.C.....	51
Figura 3.12. Fotomicrografías de la unidad 2.E.....	51
Figura 4.1. Diagrama de TAS (Álcalis Total vs SiO ₂) en base anhidra (Le Bas et al, 1986), con línea de división de Irvine y Baragar (1971) entre serie alcalina y sub-alcalina para las rocas del subsuelo del CGLH estudiadas en este trabajo..	54
Figura 4.2. Diagramas de variación tipo Harker de MgO vs elementos mayores para las muestras de pozo del Grupo Pre-caldérico (unidades 8,7 y 6), Grupo caldérico (unidades 5, 4 y 3) y Grupo Post-caldérico (unidad 2), que integran a la geología del subsuelo de la caldera de Los Humeros.....	56
Figura 4.3. Diagrama de clasificación para rocas alteradas Nb/Y vs Zr/TiO ₂ (Winchester y Floyd, 1997), para las rocas del subsuelo del CGLH estudiadas en este trabajo.	59
Figura 4.4. Diagramas de variación tipo Harker de SiO ₂ vs Elementos traza para las muestras de pozo del Grupo Pre-caldérico (unidades 8,7 y 6), Grupo caldérico (unidades 5, 4 y 3) y Grupo Post-caldérico (unidad 2), que integran a la geología del subsuelo de la caldera de Los Humeros.).....	60
Figura 4.5. (a) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de la unidad 8.	61

Figura 4.6. (a-c) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b-d) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 7.A.1 (a-b) y 7.A.2 (c-d)..	62
Figura 4.7. (a-c) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b-d) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 7.B.1 (a-b), 7.B.2 (c-d) y 7.B.3 (e-f).....	63
Figura 4.8 (a-c) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b-d) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 6.A (a-b), 6.B (c-d) y 6.C (d-e).....	64
Figura 4.9. (a, c y d) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b, d y f) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de las unidades del grupo caldérico U5 (a-b), U4 (c-d) y U3 (d-e).....	66
Figura 4.10. (a, c, e y g) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b, d, f y h) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 2.A (a-b), 2.B (c-d), 2.C (d-e) y 2.E (g-h).....	67
Figura 5.1. Diagrama bivariable Ba/Nb vs Nb/La para las muestras de la unidad 8 (lavas basales) del subsuelo de la caldera de Los Humeros,.....	73
Figura 5.2. Diagrama bivariable Nb/Y vs Zr/Nb para las muestras de los 5 miembros litoestratigráficos que integran a la unidad 7 (lavas pre-caldéricas) del subsuelo de la caldera de Los Humeros).	74
Figura 5.3. Diagrama bivariable Nb/Y vs Zr/Nb para las muestras de los 3 miembros litoestratigráficos que integran a la unidad 6 (Rocas riolíticas pre-caldéricas) del subsuelo de la caldera de Los Humeros.	75
Figura 5.4. Diagrama bivariable Nb/Y vs Zr/Nb para las muestras de las 3 unidades litoestratigráficas que integran al Grupo Caldérico del subsuelo de la caldera de Los Humeros.	77
.....	78
Figura 5.5. Diagrama bivariable Ba/Nb vs Nb/La para las muestras de los 5 miembros litoestratigráficos que a la unidad 2 del subsuelo de la caldera de Los Humeros.	78
Figura 5.6. Perfil correlación entre los pozos H5, H8, H10, H19 y H25 del sector O-E de la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo del CGLH propuesta en este trabajo.	85
Figura 5.7. Perfil de correlación entre los pozos H52, H63, H10 y H42 del sector NNO- SSE la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo del CGLH propuesta en este trabajo	86

Figura 5.8. Perfil de correlación entre los pozos H52, H59, H55, H20 y H25 del sector ONO-ESE de la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo del CGLH propuesta en este trabajo.....	87
Figura 5.9. Perfil de correlación entre los pozos (H20, H19, H26, H42 y H50) del sector N-S de la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo propuesta del CGLH en este trabajo.	88

Índice de tablas

Tabla 1. Pozos analizados en este estudio.	22
Tabla 2. Columna estratigráfica del Complejo Volcánico de Los Humeros	29
Tabla 3. Síntesis de los estudios petrográficos de las unidades del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros.....	36
Tabla 4. Actualización de la litoestratigrafía del subsuelo del CVLH propuesta en este trabajo	80

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco al Dr. Gerardo Carrasco Núñez, por haber depositado su confianza en mí para llevar a cabo este proyecto, el apoyo y el aprendizaje brindado durante los últimos años, que fue una parte importante de mi formación profesional.

De manera especial se agradece al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para realizar mis estudios de maestría. A la Gerencia de proyectos Geotermoeléctricos de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) por brindar la información esencial de los pozos analizados en este trabajo. Por su parte, se agradece el financiamiento para los análisis realizados de este trabajo, a los proyectos CeMIE-GEO No. 2007032 y al proyecto 4.5 del consorcio GEMEX 2015-04-268074. Esta investigación fue apoyada también por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN109220. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

Se agradece a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu, por su apoyo en los análisis de elementos traza en Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), a Patricia Girón del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) por los análisis de elementos mayores. A Manuel Albarrán Murillo, encargado del taller de Molienda y Separación, y a Juan Tomás Vázquez Ramírez, encargado del Taller de Laminación del Centro de Geociencias, por su orientación y apoyo en la elaboración de las muestras.

También quiero agradecer al personal administrativo del Centro de Geociencias, especialmente al área de posgrado por su apoyo en los trámites administrativos de los estudios de la maestría.

A la Dra. Sandra Vega Ruiz y al Dr. Gerardo Aguirre Díaz, por formar parte de mi comité evaluador del proyecto de tesis, gracias especiales por sus consejos y críticas constructivas.

Al jurado examinador: Dr. Gerardo Carrasco Núñez, Dr. Gerardo Aguirre Díaz, Dr. José Luis Arce Saldaña, Dr. Giovanni Sosa Ceballos y al Dr. Denis Ramón Avellán, por sus valiosos comentarios en la revisión de este trabajo de tesis.

Por su parte, agradezco al M. en C Javier Hernández Rojas, por su apoyo, disposición y enseñanzas brindadas, que fueron fundamentales para este trabajo de tesis. De igual manera, a los doctores y maestros con los que tomé clases estos últimos años por su dedicación y enseñanzas.

A Steven Barrios, quien me brindó su apoyo, conocimientos, compañía y motivación durante esta etapa de mi vida. A mi familia por sus consejos y apoyo incondicional en las buenas y en las malas. También agradezco a mis amigos y colegas del posgrado Francisco, Yazmín, Andrés, Katia, Brian y Sandra. A mis compañeros de proyecto: Francisco, Dante, Héctor, Adrián, Ana María y Jaime, así como a mis compañeros de cubículo por los agradables momentos, pláticas y compañía.

RESUMEN

El complejo volcánico de Los Humeros (CVLH) incluye una de las calderas silíceas más grandes y activas del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), la cual alberga a un campo geotérmico actualmente en explotación por la Comisión Federal de Electricidad (CFE), con una capacidad instalada de 95 MW de energía eléctrica.

Los pozos geotérmicos perforados en el interior de la caldera han sido objeto de estudio a lo largo de los últimos años para definir las etapas de evolución de la caldera y la estratigrafía del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros. La información disponible de 13 pozos geotérmicos permitió definir y caracterizar con mayor detalle a las unidades litoestratigráficas del subsuelo propuestas en trabajos previos, por medio del análisis petrográfico y geoquímico de muestras de esquirlas y núcleos, además de perfiles de correlación entre pozos que permitieron conocer la distribución espacial y temporal de las unidades estratigráficas del subsuelo. El uso de relaciones de elementos traza considerados como inmóviles durante procesos de alteración hidrotermal (Zr/Nb y Nb/Y) fueron utilizados para diferenciar entre rocas de una misma unidad estratigráfica.

La estratigrafía del subsuelo del CGLH se define por cuatro grupos principales, que alberga a 9 unidades estratigráficas previamente propuestas, divididas en 13 nuevos miembros estratigráficos propuestos en este trabajo, que permiten afinar y establecer nuevas correlaciones litoestratigráficas que revelan una configuración litoestratigráfica compleja en el subsuelo de la caldera de Los Humeros.

ABSTRACT

The Los Humeros volcanic complex (CVLH) includes one of the largest and most active silicic calderas of the Transmexican Volcanic Belt (CVTM), which hosts a geothermal field currently being exploited by the Federal Electricity Commission (CFE), with an installed capacity of 95 MW of electric power.

The geothermal wells drilled inside the caldera have been studied over the last few years to define the stages of evolution of the caldera and the subsurface stratigraphy of the Los Humeros geothermal field. The information available from 13 geothermal wells allowed us to define and characterize in greater detail the subsurface lithostratigraphic units proposed in previous works, by means of petrographic and geochemical analysis of rocks and core samples, as well as correlation profiles between wells that allowed us to know the spatial and temporal distribution of the subsurface stratigraphic units. The use of trace element ratios considered as immobile during hydrothermal alteration processes (Zr/Nb and Nb/Y) were used to differentiate between rocks of the same stratigraphic unit.

The stratigraphy of the subsurface of the CGLH is defined by four main groups, which hosts 9 previously proposed stratigraphic units, divided into 13 new stratigraphic members proposed in this work, which allow refining and establishing new lithostratigraphic correlations that reveal a complex lithostratigraphic configuration in the subsurface of the Los Humeros caldera.

CAPÍTULO 1.- GENERALIDADES

1.1 Introducción

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), originado por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la placa continental Norteamericana, representa un vulcanismo activo que alberga a diversos campos geotérmicos importantes en el país, entre ellos Los Azufres (Michoacán), Los Humeros (Puebla), San Pedro (Nayarit) y La Primavera (Guadalajara). El potencial geotérmico en México incluye también a los campos geotérmicos de Cerro Prieto y Tres Vírgenes en Baja California, asociados a la deformación activa y el vulcanismo situado al sur de la extensión del sistema de Fallas de San Andrés (Glowacka et al., 2003). Actualmente, México se encuentra en el sexto lugar en producción de energía geotérmica (ThinkGeoEnergy, 2020). El campo geotérmico de Los Humeros cuenta con una capacidad instalada de 95 MW de energía eléctrica, con alrededor de 60 pozos perforados hasta la fecha, los cuales están a cargo de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) (Gutiérrez-Negrín, 2019).

La evolución del campo volcánico de Los Humeros es compleja, debido a que está asociado a múltiples eventos efusivos y explosivos de composiciones diversas que incluyen la formación de dos colapsos caldéricos (Ferriz y Mahood, 1987; Carrasco-Núñez et al., 2017a). Para conocer las condiciones en las que se desarrolla el yacimiento geotérmico, es importante llevar a cabo una caracterización y correlación detallada de las unidades litoestratigráficas que componen la geología del subsuelo de la caldera de Los Humeros. El empleo combinado de estudios petrográficos junto con análisis geoquímicos, particularmente de elementos traza considerados como inmóviles bajo procesos de alteración hidrotermal, fueron determinantes para la identificación y correlación de las diferentes unidades estratigráficas en los diferentes pozos geotérmicos estudiados. La evaluación de la geología del subsuelo permite conocer la arquitectura del complejo volcánico que conllevará a una mejor comprensión del sistema geotérmico.

1.2 Ubicación del área de estudio.

El Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH) se localiza en la parte más septentrional del sector oriental del CVTM, en los límites del estado de Puebla y Veracruz, al norte de la cuenca de Serdán Oriental, en colindancia con el volcán Cofre de Perote,

ubicado al sureste del CGLH (Carrasco-Núñez et al., 2017a) (Figura 1.1). La cuenca de Serdán Oriental se caracteriza por un vulcanismo monogenético, que comprende domos y anillos de toba riolíticos, así como conos de escoria, además de volcanes tipo maar de composición andesítico-basáltica. (Yáñez y García, 1980; Negendank et al., 1987). El CGLH está asociado a un complejo volcánico de tipo caldérico que cuenta con al menos dos grandes erupciones volcánicas que dieron origen a las calderas de Los Humeros y Los Potreros. La alternancia de eventos explosivos y efusivos, derrames de lava a través de fracturas en el centro y sur de la caldera e intrusiones de domos riolíticos, forman parte de la fase resurgente de la etapa post-caldérica (Carrasco-Núñez et al., 2017a).

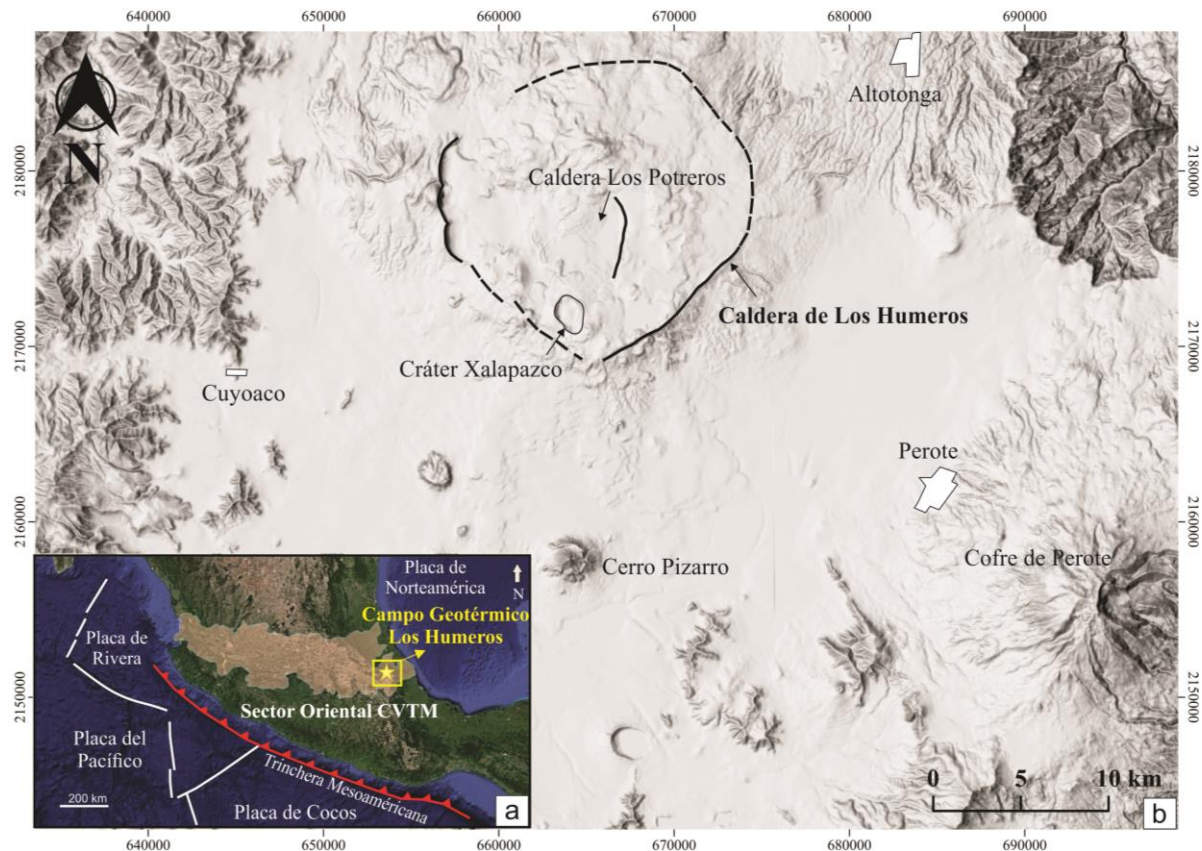


Figura 1.1 (a) Ubicación de la caldera de Los Humeros en el CVTM. (b) Mapa de relieve del campo volcánico de Los Humeros. Se observan los límites de las calderas de Los Humeros y Los Potreros, volcán Cofre de Perote, Cerro Pizarro y poblados cercanos (modificado de Carrasco-Núñez et al, 2017a).

1.3 Planteamiento del problema e importancia de este trabajo

La reconstrucción de columnas litoestratigráficas del subsuelo de cualquier campo geotérmico, es necesaria para entender sus condiciones geológicas. En el caso de Los Humeros, la heterogeneidad del medio natural plantea retos para definir con detalle la continuidad lateral y vertical de las unidades del subsuelo. La aparente similitud de las unidades litoestratigráficas y el grado de alteración suele enmascarar los rasgos primarios de la roca, lo que dificulta la caracterización y clasificación de las unidades del subsuelo. A pesar de la existencia de numerosos modelos geológicos del subsuelo, estudios recientes (Carrasco-Núñez et al., 2017a), han revelado, de manera preliminar, como las unidades litoestratigráficas del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros muestran una distribución muy heterogénea, la cual se asocia en parte a la complejidad geológica que caracteriza a los terrenos volcánicos.

La disponibilidad de muestras de nuevos pozos, integradas con las ya existentes, permite realizar ahora una mejor definición de la estratigrafía del subsuelo del CGLH mediante una identificación precisa de sus distintas unidades y su correlación en el campo. Esto es de vital relevancia para el caso de algunas unidades como son las que integran el grupo pre-caldérico del CGLH, en donde se aloja el yacimiento geotérmico, el cual se caracteriza por paquetes de andesitas de gran espesor que, por su intenso grado de alteración hidrotermal, dificultan cualquier correlación de unidades de ese paquete. Es evidente que los resultados generados en este trabajo sobre la revisión detallada de la estratigrafía del subsuelo y su distribución son fundamentales para afinar las características geológicas del subsuelo y así entender mejor las condiciones que rigen este sistema geotérmico. Cabe mencionar que esto representa una contribución significativa para entender cómo funciona el yacimiento geotérmico, que no se había realizado con anterioridad con este grado de detalle, por lo que resulta novedoso y relevante para la exploración del CGLH.

1.4 Objetivo general

Determinar la distribución temporal y espacial detallada de las unidades litoestratigráficas que representan la geología del subsuelo del Campo geotérmico de Los Humeros, mediante la correlación petrográfica y geoquímica de elementos mayores y elementos traza inmóviles.

1.4.1 Objetivos específicos

a) Elaborar bases de datos geoquímicos de trabajos previos, recopilados a partir de una revisión exhaustiva de la bibliografía (artículos, tesis, reportes internos).

b) Refinar la caracterización de las columnas estratigráficas de pozos nuevos y preexistentes.

c) Definir las características petrográficas y geoquímicas para cada unidad estratigráfica del subsuelo de la caldera de Los Humeros.

d) Identificar las heterogeneidades estratigráficas del subsuelo que permitan redefinir las características de las unidades litoestratigráficas que componen el subsuelo del CVLH y, en su caso, identificar nuevos miembros de dichas unidades.

e) Elaborar perfiles de correlación entre pozos geotérmicos para definir la distribución de las unidades litológicas del subsuelo propuestas en este trabajo.

1.5 Hipótesis

Las unidades litoestratigráficas identificadas en los pozos geotérmicos se ubican dentro o cerca del radio de influencia del yacimiento hidrotermal, por tanto, se encuentran afectadas por diferentes grados de alteración hidrotermal. Esto ocasiona que el proceso de clasificación y correlación entre unidades litológicas se vuelva más complejo y, en algunas unidades, genera cierta incertidumbre. Para realizar correlaciones efectivas entre las diferentes unidades litoestratigráficas, se propone el empleo de análisis geoquímicos de elementos inmóviles que no son afectados por esos procesos de alteración y, por tanto, permiten obtener una correlación precisa entre unidades litológicas a detalle, tal como ha sido probado de manera preliminar en estudios recientes. Se prevé que, con el uso de esta metodología, aunada a la caracterización petrográfica detallada de la geología del subsuelo del CGLH, se podrán identificar con más claridad las variantes estratigráficas que la caracterizan, en particular para las unidades del grupo pre-caldérico en donde se encuentra el yacimiento geotérmico. De esta forma se podrá definir mejor la distribución de diferentes miembros que componen a dichas unidades, mismos que se deducen del gran espesor que tienen dichas unidades y de la esperada complejidad que no ha sido aún descifrada en detalle para este campo volcánico. Esto contribuirá a explicar, de alguna forma, las variaciones tan

marcadas que se observan en las condiciones de permeabilidad de las rocas del subsuelo, que se reflejan en la productividad los pozos geotérmicos.

1.6 Metodología

Con el fin de alcanzar los objetivos planteados en el presente estudio, se llevó a cabo un plan de trabajo que consiste en tres etapas metodológicas principales, a saber: recopilación y análisis de información, trabajo de laboratorio y trabajo de gabinete.

1.6.1 Recopilación y análisis de información

Consiste en la búsqueda de información bibliográfica pertinente, incluyendo tesis, artículos, informes técnicos y mapas geológicos del área de estudio. Análisis de la información preexistente que incluye: descripciones litológicas, petrográficas y análisis geoquímicos de los pozos del CGLH, para caracterizar la distribución de los elementos traza, de acuerdo con las unidades litológicas ya establecidas en el CGLH.

1.6.2 Trabajo de laboratorio

Se recopiló la información de 13 pozos geotérmicos (Tabla 1), cada uno de ellos cuenta con alrededor de 50 a 200 muestras de esquirlas y núcleos. En total, se cuenta con 433 análisis petrográficos y 362 análisis geoquímicos (roca total) de elementos mayores y traza, que incluye a 228 muestras de pozos (anexo 1 y 2), 124 muestras de superficie (anexo 3) y 10 nuevos análisis realizados en este trabajo (pozo H52) (anexo 1 y 2). El procesado de las muestras se llevó a cabo en el Taller de molienda y separación, Taller de laminación, y en el Laboratorio de Vulcanología Física del Centro de Geociencias.

- Selección y preparación de muestras para análisis geoquímicos.

Los criterios de selección de las muestras se llevaron a cabo con el fin de realizar la caracterización geoquímica detallada en cada una de las unidades litoestratigráficas de la caldera. Estos criterios se basan en: 1) la cantidad de muestra disponible (7- 8 gr), 2) que el material seleccionado fuera representativo de la litología y 3) que presentara un bajo grado de alteración hidrotermal. Para la separación de esquirlas de pozo se utilizó un microscopio binocular NIKON SMZ-2T. Se seleccionaron ~ 4-5 g de muestra para la preparación del análisis. Antes de procesar una muestra para análisis geoquímicos se efectuó un proceso de

limpieza, mediante el uso de agua desionizada. Dicho proceso se realizó en el Laboratorio de Vulcanología Física del Centro de Geociencias (UNAM).

Cada una de las muestras se colocó en un vaso de precipitado limpio añadiendo alrededor de 100 ml de agua desionizada (DI-H₂O), enjuagándola en repetidas ocasiones. Después, cada muestra contenida en los vasos de precipitado fue colocada dentro de un limpiador ultrasónico durante 15 minutos, encargándose de eliminar cualquier suciedad adherida en la muestra. Posteriormente, las muestras fueron rotuladas en los vasos de precipitado con el nombre de la muestra y fueron cubiertas con papel aluminio para evitar contaminaciones. Posteriormente, se continuó con el proceso de secado con la ayuda de un horno a 100°C durante 24 horas. Debido al escaso contenido de material disponible, el pulverizado de cada muestra se realizó a mano con el empleo de un mortero de alúmina en el Taller de molienda del Centro de Geociencias (UNAM), requiriendo una limpieza exhaustiva antes y después de cada muestra. La muestra fue pulverizada hasta tener un polvo fino ($\pm 75 \mu\text{m}$) obteniendo alrededor de ~ 4 a 5 gramos en donde se destinaron dos gramos de muestra para análisis de elementos traza y tres gramos para elementos mayores.

- Análisis de elementos mayores

El análisis de elementos mayores se realizó mediante la técnica de fluorescencia de rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X de LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) del Instituto de Geología de la UNAM. Se siguió el procedimiento analítico propuesto por Lozano et al. (1995), mismo que se describe a grandes rasgos a continuación:

Los análisis fueron realizados por medio de un espectrómetro secuencial de rayos marca Siemens SRS 3000, equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micras, utilizado en la determinación de elementos mayores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O_{3t}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅) de cada muestra de roca. El rango de error en estas mediciones fue de 1%. La medición de los elementos mayores se realiza en una muestra fundida (perla) que es preparada mezclando 1 gramo de muestra de polvo con 9 gramos de mezcla fundente Li₂B₄O₇-LiBO₂ (50:50 wt%). La mezcla es vaciada a un crisol de Pt/5% Au, donde se calienta a ca. 1100°C en un hornillo equipado con quemadores Fisher y moldes simultáneos. Previo al calentamiento se añaden dos gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de

250G/L. La solución de LiBr actúa como agente no-mojante, favoreciendo que la perla se desprege del molde durante el proceso de enfriado. Para complementar estos análisis se requiere determinar la pérdida por calcinación (PXC), lo cual se realiza calentando a 1000°C por una hora un gramo de muestra en “base seca” en un crisol de porcelana y dejándolo enfriar lentamente hasta la temperatura ambiente para obtener el peso calcinado. El cálculo de la PXC se realiza de esta forma: (%) PXC = (Peso seco-peso calcinado) X 100.

- Análisis de elementos traza

Los análisis de elementos trazas se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (UNAM), mediante el empleo de un espectrómetro de masas de plasma inducido acoplado (ICP-MS, por sus siglas en inglés) marca Thermo Series XII. Se siguieron los procedimientos analíticos propuestos por Mori et al. (2007)

El procedimiento químico para los análisis de elementos traza se realizó en el laboratorio ultralimpio del Centro de Geociencias, e incluyó el procesamiento de 12 muestras, las cuales fueron seleccionadas para complementar a los análisis preexistentes. Antes de comenzar con cualquier proceso químico se limpia cuidadosamente el área de trabajo con un papel húmedo para eliminar residuos de polvo y la espátula de metal se limpia con agua entre cada muestra.

-Pesado de muestras: Se realizó mediante una microbalanza de alta precisión, localizada en un cuarto de calidad de limpieza nominal (menos de 300 partículas > 0.5 µm por pie cúbico de aire). La estabilidad de la balanza es fundamental antes de comenzar con el pesado. Previo a colocar la muestra en la balanza, se necesita un vial de teflón con tapa de rosca y fondo redondeado con capacidad de 15 y/o 8 ml para cada muestra. Se envuelve la base de cada vial con papel aluminio, para evitar la dispersión del material por el efecto de la estática.

Cuando la balanza está estabilizada, se coloca el vial, se tara la balanza y con una pistola antiestática se dan alrededor de 3 a 5 disparos para una mejor estabilidad de ésta. Cuando la balanza está en cero, se introduce la muestra al vial poco a poco, llegando a un peso entre 0.04950-0.05050g y se anota el peso. Al llegar al peso estimado, se retira el vial de la balanza, colocando dos gotas de DI-H₂O para evitar la dispersión del polvo, se cierra el

vial y se rotula con la clave de la muestra. Posteriormente, se coloca en un lugar separado para poder continuar con otra muestra.

-Digestión de ácidos: Se lleva a cabo en un cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de extracción y flujo laminar construida en propileno, con filtración de aire adicional, para obtener localmente una calidad de aire de clase 100 o incluso menor. A continuación, se digieren las muestras con 1 ml de HF concentrado (ácido fluorhídrico destilado cuatro veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS) más 0.5 ml de 8N HNO₃ (ácido nítrico al 69.0-70.0%, Baker Instra-analyzed®), dejando por una noche los viales tapados sobre una parrilla de calentamiento de cerámica cubierta de teflón a ~100 °C. Al día siguiente se destaparon los viales y se dejaron evaporar los ácidos a T ~100 °C, hasta lograr un residuo sólido completamente seco (pasta blanca). Posteriormente, se añadieron 15 gotas de 16N HNO₃ por muestra y se dejaron evaporar. Una vez evaporado el ácido (pasta amarilla), se agregaron otras 15 gotas de 16N HNO₃ y se taparon los viales, dejándolos por una noche sobre la parrilla de calentamiento a T ~100 °C, con la finalidad de romper los fluoruros y convertirlos en nitratos solubles. Al día siguiente, se destaparon los viales, cuidando que no queden gotas adheridas a la tapa o a las paredes, y se evapora el ácido a T ~100 °C. Una vez seco (pasta amarilla), se agregaron 2 ml de DI-H₂O más 2 ml de 8N HNO₃, se tapan los viales y se dejaron por una noche sobre la placa de calor a ~100 °C. Al día siguiente, todas las muestras estaban en solución.

-Disolución de las muestras en una solución estándar: Posterior a la digestión de ácidos se añadió a cada muestra, estándares y blancos, una solución estándar de preparación interna (Internal Standard Solution, ISS). La ISS es una solución de 0.2N HNO₃ que contiene 10 ppb de Ge, 5 ppb de In, 5 ppb de Tm, y 5 ppb de Bi, elementos cuya masa abarca el rango de masas de los elementos que se pretende analizar. Las muestras son diluidas a 1:2,000 con la ISS para promover las concentraciones adecuadas dentro de los límites de detección del instrumento y para obtener la intensidad de señal necesaria para obtener concentraciones de elementos en el instrumento.

1.6.3 Trabajo de gabinete

El procesado de datos geoquímicos de elementos mayores y traza consistió en la elaboración de una base de datos en donde se clasificaron las muestras de los 13 pozos

disponibles. Las muestras se clasificaron mediante su litología, unidad y grupo estratigráfico, complementando con muestras de superficie disponibles de la caldera de Los Humeros. Las bases de datos facilitaron la elaboración de diagramas de clasificación geoquímica, multielementos, diagramas de tierras raras y diagramas bivariantes con elementos traza inmóviles, con la finalidad de diferenciar entre muestras y definir las características geoquímicas para cada unidad y miembro litológico, en conjunto con los análisis petrográficos. Posteriormente, se elaboraron cuatro secciones de correlación entre los pozos geotérmicos de la caldera de Humeros, abarcando las secciones N-O, O-E, NNO-ESE y ONO-ESE, con lo cual se hicieron las interpretaciones correspondientes (Figura 1.2).

1.7 Antecedentes

Desde los años 70's, la exploración del campo geotérmico de Los Humeros se ha dirigido a la producción de energía eléctrica, generando una gran cantidad de información de la geología del subsuelo del sector central de la caldera, con la perforación de alrededor de 60 pozos geotérmicos con profundidades hasta 3000m. (Cedillo-Rodríguez, 1999; Arellano et al., 2003; Gutiérrez-Negrín e Izquierdo-Montalvo, 2010; Rocha-López et al., 2010, Norini et al., 2019).

En el campo geotérmico de Los Humeros se han llevado a cabo numerosos trabajos de exploración que incluyen estudios geológicos, geofísicos, geoquímicos, geocronológicos y geohidrológicos. Los primeros trabajos sobre cartografía, estratigrafía y geología superficial de la caldera de Los Humeros y sus alrededores estuvieron a cargo por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) entre los cuales se encuentran los realizados por Ferriz y Mahood (1984); Pérez-Reynoso (1978) y Yáñez-García (1982). Trabajos más especializados en geología estructural fueron realizados por Garduño-Monroy et al. (1985); López-Hernández (1995) y Norini et al. (2015; 2019). Diversos estudios vulcanológicos fueron elaborados por Carrasco-Núñez y Branney (2005); Carrasco-Núñez et al. (2012); Dávila-Harris & Carrasco-Núñez (2014); Willcox (2011); Urbani et al. (2019); Cavazos y Carrasco-Núñez (2019; 2020); Lucci et al (2020). En cuanto a estudios geoquímicos y petrológicos, se encuentran los trabajos de Ferriz y Mahood (1987); Martínez-Serrano y Alibert (1994); Verma y Lopez (1982); Verma (2000) y Creón et al. (2018). Los estudios sobre hidrotermalismo fueron elaborados por Prol-Ledesma y Browne (1988); Barragán

(1991) y Martínez-Serrano, (2002). Por otra parte, trabajos con aspectos geofísicos fueron realizados por García-Velázquez (1981); Campos-Enriquez & Garduño-Monroy (1987); Antayhua-Vera et al. (2008); Arzate et al. (2018). Los primeros estudios geocronológicos del área del CGLH fueron elaborados por Ferriz & Mahood (1984), en donde se sugiere que la formación de la caldera de Los Humeros inicio hace 460 ka; Sin embargo, en un estudio reciente realizado por Carrasco-Núñez et al. (2018) se reportan edades de ~164 ka para la formación de la caldera de Los Humeros, además de numerosos fechamientos que permiten reconstruir la historia evolutiva del campo volcánico.

La geología del subsuelo de la caldera de Los Humeros ha sido reportada en diferentes reportes internos a partir de pozos perforados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Diversos trabajos reportan columnas litoestratigráficas y clasificaciones de las unidades del subsuelo del CGLH, por ejemplo: Viggiano y Robles (1988); Cedillo (1997); Carrasco-Núñez et al. (2008); Gutiérrez-Negrín e Izquierdo (2010) y Carrasco-Núñez et al. (2017a). Durante el periodo de 2014-2020 por medio del proyecto P0-5 a cargo de CeMIEGeo y 4.5 del consorcio GEMEX se caracterizaron 13 pozos geotérmicos mediante el uso de métodos de identificación directa y análisis geoquímicos de roca total (elementos mayores y traza) (ver tabla 1).

Tabla 1.
Pozos analizados en este estudio.

Pozo	UTM (WGS84)		Elevación (msnm)	Profundidad (m)	Estado	Trabajos previos
	X	Y				
H-5	660540	2175950	2754	1905	Pozo cerrado	Gómez-Castellanos, 2016
H-8	661582	2176392	2771	2388	Pozo cerrado	Carrasco-Núñez et al., 2008;2017a
H-10	662081	2176381	2838	2158	Pozo cerrado	Peña-Rodríguez, 2018
H-19	662881	2176643	2808	1850	Pozo productor	Carrasco-Núñez et al., 2008: 2017a
H-20	663330	2177486	2830	2402	Pozo productor	Acosta-Azúa, 2016
H-25	666396	2176169	2800	2300	Pozo cerrado	Peña-Rodríguez, 2018
H-26	663133	2175459	2873	2546	Pozo cerrado	Fernández-Maya, 2017
H-42	663320	2173500	2890	2200	Pozo productor	Del Pilar-Martínez, 2015
H-50	663536	2173024	2913	2580	Pozo productor	Huerta-Luna, 2018
H-52	661011	2178905	2797	1900	Pozo nuevo	Reporte interno
H-55	663314	2177721	2830	2282	Pozo productor	Reporte interno
H-59	661594	2178389	2804	2170	Pozo productor	Jáquez-Domínguez, 2018
H-63	661155	2178053	2789	2200	Pozo nuevo	Machorro-Bretón, 2018

En este trabajo se contó con muestras de esquirlas y núcleos de 13 pozos geotérmicos proporcionados por la Comisión Federal de Electricidad. Los pozos están localizados dentro y alrededor de la caldera de Los Potreros (Figura 1.2), se distribuyen en diferentes sectores: en el sector norte (H20 y H55), sector noroeste (H52, H59 y H63), sector occidental (H5, H8, H10, H19 y H26) y en el sector sur (H42 y H50). Las manifestaciones geotérmicas y la permeabilidad están controladas por fracturas secundarias ligadas a un sistema de fallas volcanotectónico definido por dos sectores estructurales de resurgencia, delimitados por el enjambre de fallas Maztaloya-Los Humeros con dirección NNO-SSE y la falla Arroyo Grande y el borde anular de la caldera de Potreros (Norini et al., 2019).

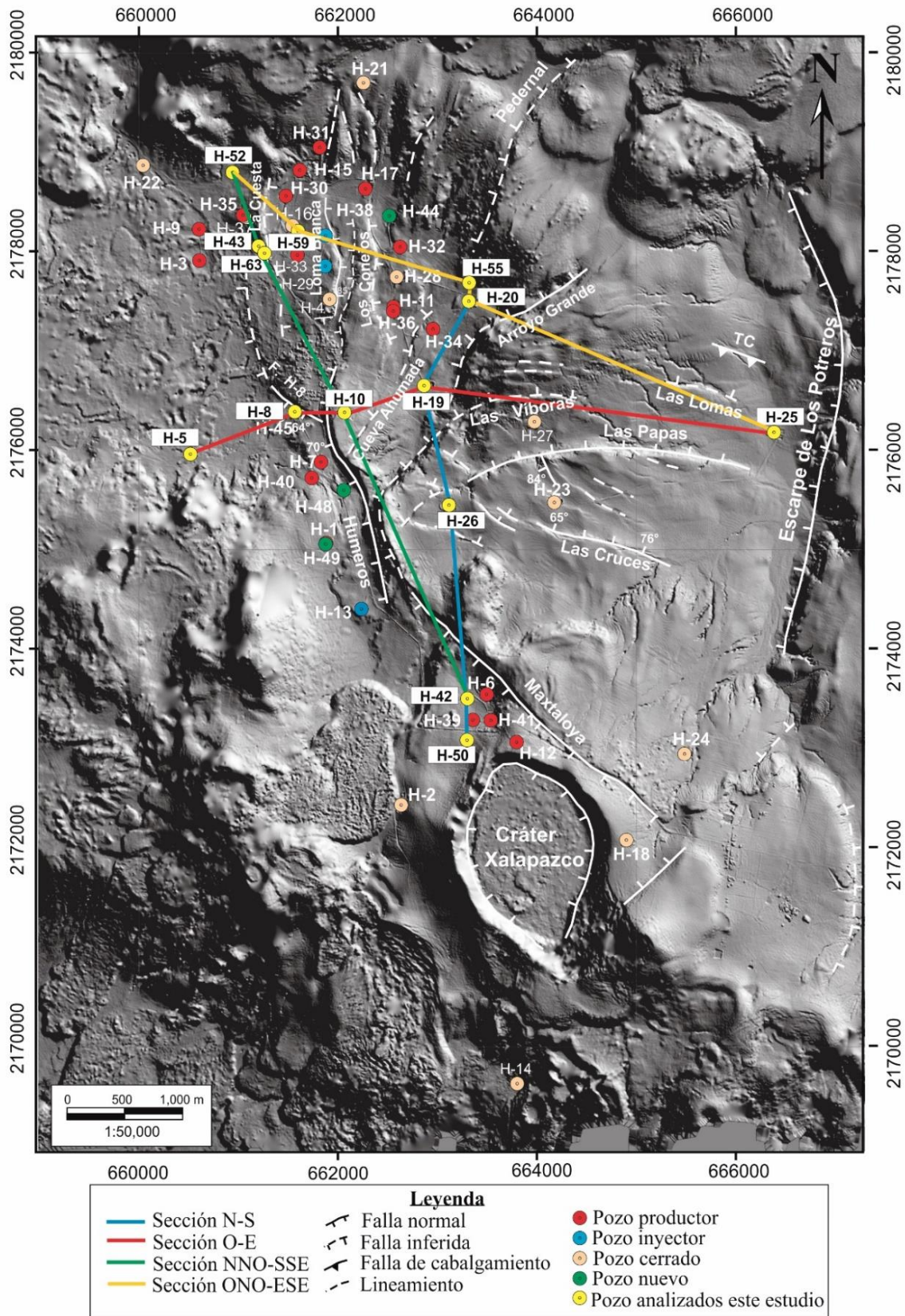


Figura 1.2. Modelo Digital de Elevación (DEM, por sus siglas en inglés) de la caldera de Los Hornos. Se muestra la ubicación de los pozos geotérmicos perforados en la caldera, principales rasgos estructurales y las secciones de correlación de pozos elaboradas en este trabajo.

CAPÍTULO 2.- MARCO GEOLÓGICO

2.1. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es un arco volcánico del Neógeno-Cuaternario (Siebe et al., 2006), con un área de 160,000 km² y una longitud de alrededor de 1000 km, situado entre las latitudes de 18°30' y 21°30' N, en el centro de México (Demant, 1979; Nixon, 1982; Aguirre-Díaz et al, 1988; Ferrari et al. 1999; 2012). Se extiende desde las costas de Nayarit, al occidente, hasta la cuenca del Golfo de México (Veracruz), al oriente, compuesto por alrededor de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Demant, 1978) (Figura 1.1.a). El CVTM está emplazado transversalmente sobre mayor parte de las provincias geológicas mexicanas con tendencia NNW-SSE (Ortega-Gutiérrez et al., 1992; Gómez-Tuena et al., 2007). En el norte, se encuentra cubriendo a una de las provincias ignimbríticas más grandes, que conforman a la Sierra Madre Occidental, cuya actividad inició desde el Cretácico tardío-Paleoceno, pero tuvo su máxima actividad ignimbrítica a través de dos grandes pulsos magmáticos ocurridos durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano y en el Mioceno temprano. Subyace a un basamento de edad Mesozoica, conformado por el terreno Guerrero y el bloque de Jalisco, además de la secuencia sedimentaria que conforma la Sierra Madre Oriental. En el sector oriental se presenta un basamento sedimentario de edad Mesozoica, que a su vez cubre de manera parcial a los terrenos Oaxaqueño y Mixteco de edades Precámbrica y Paleozoica, respectivamente (Ortega-Gutiérrez et al., 1992).

Existe un consenso general acerca del origen del CVTM, asociado a la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, por debajo de la placa Norteamérica en el sur de México (Demant, 1979; Nixon, 1982; Aguirre-Díaz et al, 1988; Ferrari et al. 1999; 2012). Es uno de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región circum-pacífica, destacando entre sus rasgos más característicos la variabilidad de estilos volcánicos y composición química a lo largo de todo el arco, la presencia de volcanismo alcalino de tipo intraplaca asociado al volcanismo dominante relacionado con la subducción, la oblicuidad de su parte central- oriental con la trinchera y la notable variación de su anchura (Demant, 1978; 1982; Nixon, 1982; Pardo y Suarez, 1995; Ferrari, 2000). De acuerdo con diversos autores (Demant, 1978; 1982; Ferrari, et al., 2000; Gómez-Tuena et al.,

2007) el CVTM se puede dividir en tres sectores regionales, tales como sector Occidental, Central y Oriental, debido a las diferentes características que presentan de acuerdo con la integración de parámetros geológicos, geofísicos, geoquímicos y petrológicos.

El sector occidental está delimitado entre la costa del Pacífico y el punto triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Gómez-Tuena et al, 2007); donde el arco volcánico se sobrepone al norte del bloque Jalisco y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2000). El vulcanismo bimodal en esta región presenta composiciones andesíticas y dacíticas, representada por los estratovolcanes de San Juan, Sangangüey, Ceboruco y Tequila (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000), perpendicularmente a ellos el Volcán de Colima (Allan, 1986). Escasos complejos de domos riolíticos aparecen principalmente entre Tepic y Guadalajara, además de algunos volcanes monogenéticos de composición basáltica. Estos volcanes están presentes a lo largo de toda la fosa tectónica, en forma de derrames provenientes de pequeños conos de escoria, alineados según las fracturas regionales. (Demant, 1982; Pasquaré et al., 1988; Ferrari, 2000). El vulcanismo del sector occidental del CVTM es de tipo calci-alcálido, resultado de la subducción de la Placa de Rivera.

El Sector Central del CVTM está delimitado por la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima, y por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002a). Dentro de este sector, se desarrolla el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) que se caracteriza por un vulcanismo monogenético, constituido por miles de conos de escoria y pequeños volcanes escudo, además de algunos estratovolcanes de composición basáltica a andesita-basáltica, representado por los volcanes de Nevado de Toluca, Jocotitlán y Tancítaro (Demant, 1978; Siebe et al., 1992, Ferrari, 2000).

El sector oriental se extiende desde el sistema de fallas Taxco-Querétaro; la mayor parte del vulcanismo está representado por grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica, alineados a lo largo de estructuras corticales. Mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan solo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado. En este sector el arco volcánico se

emplaza sobre una corteza de edad precámbrica de tipo cratónico (Ortega-Gutiérrez et al., 1996; Ferrari, 2000).

2.2 Geología regional

Durante el Plioceno-Mioceno, el extremo este del sector oriental de CVTM se caracteriza por una actividad volcánica muy diversa, acompañada de fallamiento regional que, de manera conjunta, dieron lugar a la formación de la cuenca de Serdán Oriental y a la cadena volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote. Los productos más evolucionados de esta porción oriental están representados por las calderas de Acoculco (López-Hernández et al. 2009) y Los Humeros (Ferriz y Mahood, 1987), el centro silícico de Las Cumbres y los domos de Las Derrumbadas y Cerro Pizarro (Riggs y Carrasco-Núñez, 2004), ubicados en el estado de Puebla. La cuenca de Serdán Oriental presenta un volcanismo monogenético comprendido por conos cineríticos, grandes domos riolíticos y maars de composiciones basálticas a riolíticas (Yáñez y García, 1980; Negendank et al., 1987). El complejo volcánico de los Humeros se localiza al norte de la cuenca de Serdán Oriental, colinda al sureste con el volcán Cofre de Perote.

El basamento regional es representado por el Macizo Teziutlán, que comprende un complejo cristalino de edad Paleozoico-Mesozoico, constituido por rocas metamórficas como esquistos verdes con cuarzo-muscovita, y rocas intrusivas: granodioritas compuestas de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda, así como granitos con edades K/Ar de 131 y 246 Ma (Yáñez y García, 1982). Este basamento está parcialmente cubierto por una secuencia sedimentaria de calizas y lutitas de edad Mesozoica, intensamente deformadas, que pertenece a la provincia de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Viniegra-Osorio, 1965). La secuencia sedimentaria del Mesozoico es intrusionada por granitos terciarios y granodioritas compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita con edades de K/Ar de 14.5 a 31 Ma (Yáñez y García, 1982). Edades que concuerdan con la recién reportada por Carrasco-Núñez et al. (2017b) en 15.12 ± 0.64 Ma.

2.3 Geología de la caldera de Los Humeros

La geología superficial y del subsuelo de la caldera de Los Humeros fue primeramente descrita por diversos autores como Pérez-Reynoso (1979), Yáñez y García (1980), Ferriz y

Mahood (1984) y Viggiano y Robles (1988). Posteriormente Cedillo (1997) propone un esquema de 4 grupos principales (I-VI) que integran a 9 unidades litoestratigráficas. Gutiérrez-Negrín e Izquierdo (2010) corrobora ese esquema y Carrasco-Núñez et al. (2017a) propone algunas modificaciones a ese esquema, con base en criterios litológicos, petrográficos y geoquímicos. Define que la estratigrafía del subsuelo consiste en los grupos: 1) Basamento Pre-volcánico, 2) Grupo Pre-caldera, 3) Grupo Caldera y 4) Grupo Post-caldera, que involucran al menos 8 unidades litoestratigráficas. Carrasco-Núñez et al. (2018), establece a detalle la evolución volcánica del CVLH, proponiendo una subdivisión en tres etapas principales, soportado por nuevos análisis geocronológicos y con base en el tipo de depósito asociado a su estilo eruptivo: etapa pre-caldérica, etapa caldérica (integrada por tres fases principales denominadas: fase 1-formadora de la caldera, fase 2-pliniana y fase 3-formadora de la caldera); y etapa post-caldérica (integrada por dos fases principales: fase de resurgencia y fase de fractura anular y bimodal). La estratigrafía del subsuelo utilizada en este trabajo se basa en la combinación de las unidades litoestratigráficas propuestas por Carrasco-Núñez et al. (2017a), en comparación con la geología superficial definida por Carrasco-Núñez et al. (2018) (Figura 2.1), ya que en ellos se revisan las propuestas anteriores. Ver tabla 2.

2.3.1 Vulcanismo pre-caldérico

El vulcanismo andesítico del Mioceno está asociado al complejo volcánico de Cerro Grande, con edades K/Ar de 8.9-11 Ma, el cual está situado al occidente de la caldera de Los Humeros, en la sierra de Tlaxco. Ese vulcanismo cubre un área aproximada de 2000 km² de material volcánico efusivo, explosivo y volcanoclástico. El vulcanismo efusivo es representado por una secuencia de 400 metros de espesor compuesta por andesitas porfídicas de plagioclasa, augita, hornblenda y magnetita (Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000). El vulcanismo Miocénico de Cerro Grande es correlacionado con el vulcanismo de la andesita Alseseca (Yáñez y García, 1982) y la andesita Cuyoaco (López-Hernández, 1995) con una edad de 10.5 ± 0.7 Ma. Estas rocas afloran en la cercanía de los poblados de Cuyoaco y Alseseca, al suroeste y noreste de la caldera de Los Humeros. La andesita Alseseca se caracteriza por lavas andesíticas porfídicas de plagioclasa, piroxeno, biotita y hornblenda, mientras que la andesita Cuyoaco está compuesta por andesitas porfídicas de plagioclasa y hornblenda.

Tabla 2. Columna estratigráfica del Complejo Volcánico de Los Humeros.

ERA-PERIODO	Viggiano y Robles (1988)		Cedillo (1997)		Carrasco-Núñez et al., 2017a-b; 2018		Descripción	Edad	
	Grupo	Unidad litológica	Grupo	Unidad litológica	Grupo	Unidad litológica			
Holoceno	I	Andesitas de augita, basaltos y depósitos de pómez.	I	1	Pómez, basaltos y andesitas	Grupo Post-Caldérico	Unidad 1	Depositos piroclásticos indiferenciados	
							Unidad 2	Tranquiandesitas El Pájaro	2.8 ka ⁴
								Lavas basálticas de olivino	3.8 ka ⁴
								Andesitas basálticas Atecax	
								Andesitas basálticas El Limón	
								Traquiandesitas Sarabia	
								Traquiandesitas basálticas Tepeyahualco	
								Traquiandesitas Victoria	
								Toba Cuicuiltic	7.3 ka ⁵
								Andesitas basálticas Orilla del Monte	
								Traquiandesitas San Antonio/Las Chapas	8.9 ± 0.03 ka ⁴
							Unidad 3	Toba Llano	28 ± ka ²
								Riodacita Maxtaloya	
Traquitas Chicomiapa-Los Parajes									
Domos riolíticos	44.8- 50.7 ka ⁵								
Pleistoceno	II	Ignimbritas vítreas y líticas>andesitas porfídicas	II	2	Tobas líticas	Grupo Caldérico	Unidad 3	Ignimbrita Zaragoza	69 ± 16 ka ⁵
				3	Ignimbritas líticas y vítreas		Unidad 4	Toba Faby	70 ± 23 ka ⁵
				4	Intercalaciones de andesitas e ignimbritas		Unidad 5	Riolita Los Potreros	74.2 ± 4.5 ka ⁵
								Ignimbrita Xáltipan	164 ± 4.2 ka ^{4,5}
				Plioceno	III		Cima:Andesitas porfídicas de augita. Base: andesitas de hornblenda. Tobas y basaltos.	III	5
6	Toba vítrea Humeros	Domos riolíticos	693 ± 1.9 ka ⁵						
7	Andesitas de hornblenda	Unidad 7	Andesita Teziutlán			1.46 - 2.61 Ma ³			
			Lavas andesíticas y dacíticas			8.9 - 10.5 Ma ¹			
Mioceno	IV	Hornfels de calcita, diópsida, wollastonitay granate. Calizas y granodioritas	IV	9	Calizas metamorizadas e intrusivos		Basamento Pre-Volcánico	Unidad 8	Andesitas de Hornblenda y basaltos Cerro Grande
						Granitos		15.12 ± 0.64 Ma ⁴	
Cretácico									
Jurásico									
Paleozoico									

Unidades litoestratigráficas de la geología de la caldera de Los Humeros propuesta por Carrasco-Núñez et al., 2017b y 2018. Edades: 1: Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez et al., 2000; 2: Rojas-Ortega, 2016 ; 3: Carrasco-Núñez et al., 2017a; 4: Carrasco-Núñez et al 2017b; 5: Carrasco-Núñez et al., 2018.

El vulcanismo Plio-Pleistoceno está representado por las lavas Teziutlán, que afloran en las inmediaciones de la ciudad de Teziutlán, justo al norte de la caldera de Los Humeros, y al este de la ciudad de Zaragoza (López-Hernández, 1995). Se caracteriza por flujos de lava masivos de andesitas porfídicas compuesto por plagioclasa y dos piroxenos. En menor proporción se observan basaltos de olivino de color gris oscuro (Carrasco-Núñez et al., 2017b). Yáñez y García, (1982) reportaron un fechamiento K/Ar de 3.5 Ma para la andesita Teziutlán; sin embargo, los fechamientos $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ sugieren un rango de edades más joven que varía de 1.46 ± 0.31 a 2.61 ± 0.43 Ma (Carrasco-Núñez et al., 2017a).

Al oeste y sur de la caldera afloran algunos domos de composición riolítica. De acuerdo con Carrasco-Núñez et al (2018), estos domos se dividen en dos grupos: el primer grupo se localiza en dos sitios, uno como un punto aislado al sur de la caldera reportado con una edad de 486.5 ± 2.4 ka y el segundo sitio está representado por un domo riolítico vitrofidico, truncado por un escarpe al oeste, con edades $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ de 693.0 ± 1.9 ka y 270 ± 17 ka (Carrasco-Núñez et al., 2018). El segundo grupo de domos se localiza fuera del borde oeste de la caldera y fueron inicialmente fechados por el método de K-Ar, arrojando edades de 360 ± 100 y 220 ± 40 ka (Ferriz y Mahood, 1984). Sin embargo, se reporta para ese grupo una edad reciente de U/Th en zircones de 270 ± 17 ka (Carrasco-Núñez et al., 2018).

2.4 Vulcanismo caldérico

La evolución geológica de la caldera incluye tres eventos explosivos principales (Ferriz y Mahood, 1984; Carrasco-Núñez et al., 2018): el primero de ellos es considerado como el más grande, que dio origen al colapso de la caldera de Los Humeros, asociado con el emplazamiento de los depósitos flujos piroclásticos de la Ignimbrita Xáltipan. El segundo evento comprende sucesiones de erupciones plinianas y subplinianas, que en conjunto integran a los depósitos piroclásticos de la denominada Toba Faby. El tercer evento dio origen a la caldera de Los Potreros y se asocia al emplazamiento de la Ignimbrita Zaragoza, la cual se caracteriza por presentar un doble zoneamiento composicional. A continuación, se describen las características principales de cada una de estas fases.

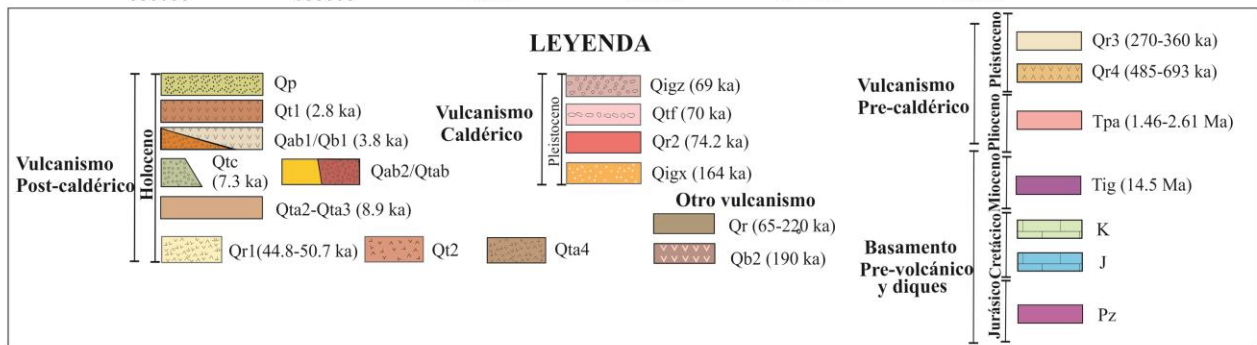
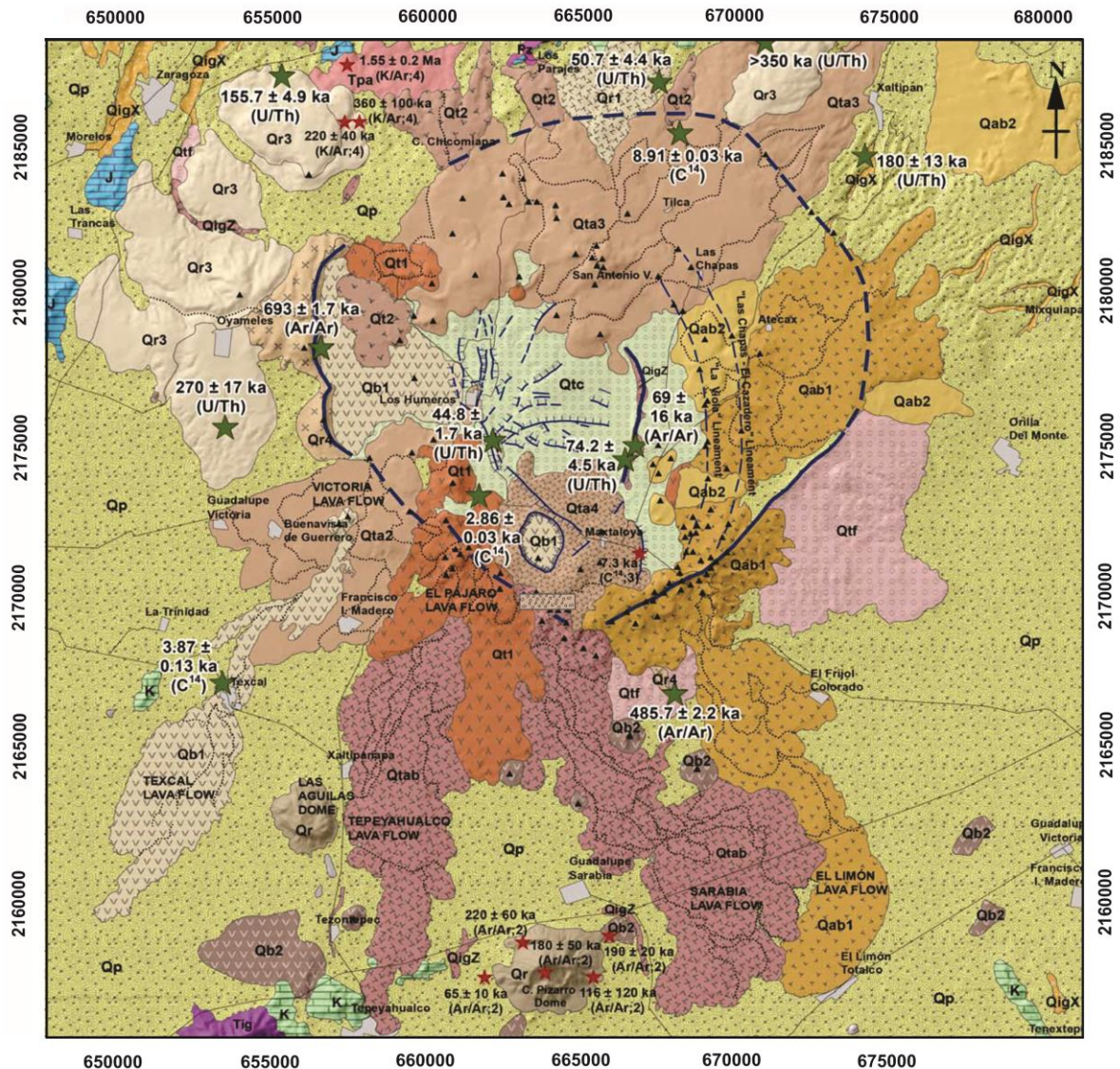


Figura 2.1. Mapa geológico simplificado de la caldera y campo geotérmico de Los Humeros. Se muestran las unidades litoestratigráficas propuestas por Carrasco-Núñez et al. (2017b). Basamento Pre-volcánico- Pz/K: granodioritas y esquistos; J: calizas y lutitas; Tig: granito; Vulcanismo Pre-caldérico—Tpa: Lavas Teziutlán; Qr4-Qr3: domos riolíticos; Qb2, basaltos y andesitas basálticas; Qr: Domo riolítico C. Pizarro- Las Águilas; —Vulcanismo caldérico; QigX: Ignimbrita Xáltipan; Qr2: Diques riolíticos Los Potreros; Qtf: Toba Faby; QigZ: Ignimbrita Zaragoza —Vulcanismo Post-caldérico —Qt2: Traquiandesitas Chicomiapa-Los Parajes; Qr1: domos riolíticos; Qta4: Traquiandesitas Maxtaloya; Qta2: Traquiandesitas Victoria; Qtab: Traquiandesitas basálticas Tepeyahualco; Qab1: Andesitas basálticas Atecax; Qab2: andesitas basálticas; Qta3: Traquiandesitas San Antonio-Las Chapas; Qtc: Miembro Cuicuiltic; Qb1: Lavas basálticas de olivino; Qt1: Traquitas El Pájaro; Qp: depósitos piroclásticos indiferenciados. (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 2018).

2.4.1 Ignimbrita Xáltipan

La Ignimbrita Xáltipan es reconocida como el evento de mayor explosividad que dio lugar a la formación de la caldera de Los Humeros, originando una estructura irregular de forma elongada en la dirección de E-O con un diámetro de 21 x 15 km (Ferriz y Mahood, 1984). Las facies localizadas en los alrededores de la caldera consisten en ignimbritas con clastos de pómez de composición riolítica y riodacita, fragmentos de obsidiana y riolitas, andesitas y calizas. (Cavazos-Álvarez et al. 2020). Su distribución es amplia y de manera radial en torno a la caldera; el emplazamiento de esta ignimbrita es atribuido a una erupción de dos unidades de flujo principales, con un volumen de material piroclástico estimado en 344 km³ (291 km³ de roca densa equivalente) y una cobertura estimada en 4,620 km² (Cavazos-Álvarez y Carrasco-Núñez et al., 2019). Fechamientos recientes con U-Th y ⁴⁰Ar/Ar³⁹ arrojan una edad combinada de 164.0 ± 4.2 ka (Carrasco-Núñez et al., 2018), que es significativamente más joven que la edad K/Ar de 460±260 ka, propuesta anteriormente por Ferriz y Mahood (1984).

2.4.2 Toba Faby

Está asociada a erupciones explosivas con columnas eruptivas plinianas y subplinianas que arrojaron un volumen de aproximadamente 10 km³ (roca densa equivalente), dando lugar a un depósito piroclástico de caída con una sucesión de 15 capas de pómez distribuidas en torno a la caldera, emplazadas de manera preferencial hacia el este, sureste y sur de la caldera, debido a la dirección del viento dominante durante el tiempo de erupción. Los clastos de pómez son de composición riolítica, contienen fenocristales de piroxenos y escasos cristales de hornblenda (Ferriz y Mahood, 1984; Willcox, 2011). La Toba Faby fue reportada previamente con edades entre 270 ± 30 y 190 ± 40 ka (K/Ar, Ferriz y Mahood, 1984), cuyas dataciones coinciden con las edades K/Ar de 260 ± 40 y 140 ± 20 ka propuestas por Willcox (2011). No obstante, nuevos fechamientos realizados por Carrasco-Núñez et al. (2018) indican que esta secuencia tiene una edad de 70 ± 23 ka, que es mucho más joven de lo anteriormente reportado.

2.4.3 Ignimbrita Zaragoza

El emplazamiento de la Ignimbrita Zaragoza está asociado con la formación de una segunda caldera denominada como caldera de Los Potreros, cuenta con un diámetro de 9-10 km y emitió un volumen de cerca de 15 km³ de roca densa equivalente (Carrasco-Núñez y Branney, 2005). La Ignimbrita Zaragoza se compone por fragmentos juveniles de pómez de composición riodacítica a andesítica, líticos de andesita, tobas soldadas, riolitas, dioritas, basaltos, calizas y clastos alterados. De acuerdo con Carrasco-Núñez y Branney (2005) se caracteriza por un doble zoneamiento composicional (Carrasco-Núñez y Branney, 2005) resultado de la combinación de diversos procesos magmáticos incluyendo la mezcla de diferentes magmas (Carrasco-Núñez et al., 2012). La parte basal de la unidad está compuesta por pómez riodacítica, gradando hacia arriba a una composición andesítica, y finalmente, a la cima de la unidad, continua nuevamente una composición de pómez riodacítica. Con base en nuevos fechamientos ⁴⁰Ar/³⁹Ar se obtuvo una edad más joven para esta secuencia, de 69 ± 16 ka (⁴⁰Ar/³⁹Ar) (Carrasco-Núñez et al., 2018), en comparación con las edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar reportadas anteriormente por Willcox (2011) de 140 ± 12 ka, y por Ferriz y Mahood (1984) de 100 ± 30 ka (K/Ar).

2.5 Vulcanismo Post-caldera

El vulcanismo Post-caldera se caracteriza por una serie erupciones efusivas y explosivas de composiciones basálticas, andesíticas, traquiandesíticas, riodacíticas y traquíticas, que fueron emitidas en diferentes tiempos durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno. Eventos explosivos dieron lugar a la formación de varios depósitos como la Toba Xoxoctic (Ferriz, 1985; Carrasco-Núñez et al., 2017a), y algunos depósitos de brecha agrupados como la Toba Llano (Ferriz y Mahood, 1984; Willcox, 2011), con una edad mínima de 28.27 ± 0.11 ka. (Rojas-Ortega, 2016). Posteriormente, una serie de conos de escoria alineados a lo largo del borde sur de la caldera de Los Humeros alimentaron a los derrames de lava de composición andesítica, andesítica basáltica, y traquiandesíticas, que se extienden hacia el sur del centro volcánico (Ferriz y Mahood, 1984). Durante ese periodo, ocurrió la actividad simultánea explosiva de varios focos eruptivos que originó a la Toba Cuicuiltic, conformada por una secuencia de depósitos de caída de lapilli de composiciones riolíticas y andesítico-basálticos (Ferriz y Mahood; 1984; Willcox, 2011; Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). Los fechamientos para la Toba Cuicuiltic proporcionan una edad de

6.4 ka (14C, Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014), que calibrada a 2σ resulta ser 7.3 ± 0.1 ka.

La actividad volcánica efusiva más joven se encuentra representada por erupciones de volúmenes pequeños de basaltos de olivino (al oeste del poblado de Los Humeros, en el cráter Xalapazco y en el flujo Texcal al sur de la caldera), lavas traquiandesíticas y andesítico basálticas (flujos Victoria, Tepeyahualco, Sarabia, El Limón) y lavas traquíticas definidas como El Pájaro (Carrasco-Núñez et al., 2017b). Gran parte de estos flujos se generaron dentro y en el sur de la caldera, además en algunos afloramientos se puede observar que estos sobreyacen a la Toba Cuicuiltic. De acuerdo con Carrasco-Núñez et al, (2017b) la edad máxima de los basaltos de olivino es de 3.87 ± 0.13 ka, mientras que los flujos El Pájaro han sido fechados en 2.86 ± 0.03 ka, resultando ser hasta el momento los eventos más recientes reportados para la caldera de Los Humeros.

CAPÍTULO 3. PETROGRAFÍA DE LA SECUENCIA LITOESTRATIGRÁFICA

Las descripciones petrográficas se obtuvieron a partir de secciones delgadas de núcleos y esquirlas de pozos geotérmicos proporcionados por CFE, elaboradas por medio de los proyectos P0-5 a cargo de CeMIEGeo y 4.5 del consorcio GEMEX. Con el fin de corroborar la información preexistente, se realizó una revisión detallada de las descripciones petrográficas existentes, para lo cual se seleccionaron las muestras más representativas de cada unidad litológica, tomando en cuenta características texturales, mineralogía primaria y mineralogía de alteración hidrotermal, mediante la estimación visual propuesta de Terry y Chilinger (1995). A continuación, se describe una síntesis de la petrografía de los pozos a analizados en este estudio (Tabla 1), ordenados de acuerdo con los cuatro grupos y nueve unidades estratigráficas referidos en la columna de la tabla 3.

3.1 Grupo Basamento Pre-volcánico

Unidad 9. Calizas, *skarn* y diques graníticos (dioríticos)

La unidad 9 se distribuye de manera preferencial en el sector O y NO del campo geotérmico, identificándose en la base de los pozos H5, H8, H63, H52 y H59. Se caracteriza por un paquete de calizas con diferentes grados de metamorfismo, que conforma al basamento de la región, estas calizas son cortadas por el pozo H52 (Figura 3.1). En el pozo H59 y H63 el metamorfismo se hace más evidente, compuesto por *skarn* de mármol, granate y wollastonita. Esta unidad se caracteriza por una textura granoblástica. La wollastonita se presenta de ~0.1 mm, formando cúmulos glomeroporfídicos con un hábito radial. Esta unidad es intrusionada por diques de dioríticos, de textura porfídica de cristalinidad hipocristalina, y un agregado mineralógico de plagioclasa y clinopiroxeno. La plagioclasa es la fase mineral más abundante, se presenta como fenocristales subhedrales menores a 1 mm. El clinopiroxeno se observa en forma de fenocristales subhedrales de aproximadamente 0.5 mm, mientras, los fenocristales subhedrales de olivino varían de 0.1 a 0.3 mm. Esta unidad está sometida a un moderado grado de alteración propilitica compuesto, en orden de abundancia, por óxidos de Fe-Ti, clorita, sílice y epidota. (Fig. 3.1).

Tabla 3. Síntesis de los estudios petrográficos de las unidades del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros.

Grupo	Unidad	Clasificación petrográfica	Mineralogía primaria	Mineralogía de alteración hidrotermal	Pozos	
IV	2	Basaltos de olivino + Cpx + (Opx)	Pl>Cpx>Opx>Ol	Chl>Si>Ox Fe-Ti	H52, H59 y H63	
		Depositos de pómez	Pl>Fs>Px>Bt	-	H5, H8, H20, H25, H26, H42, H50, H52, H55, H63	
		Traquiandesitas de Cpx	Fp>Cpx	Chl>Ox Fe-Ti	H5, H8, H10, H26 y H42	
		Andesitas porfídicas de Cpx	Pl>Cpx	Ox Fe-Ti>Chl>Ca	H5, H8, H10, H19, H26 y H50	
		Andesitas basálticas de Cpx +(Opx)+ (Ol)	Pl>Cpx>Opx>Ol	Ox Fe-Ti>Chl>Ca	H5, H8, H10, H19, H26, H42 y H50	
III	3	Ignimbrita Zaragoza	Pl+Fp	Ox Fe-Ti>Ca	H20, H26, H42, H50 y H55	
	4	Toba Faby	Fp>Qtz	Ca>Ox Fe-Ti	H20, H25, H26 y H55	
	5	Ignimbrita Xáltipan	Qtz>Bt	Si>Ca>Ox Fe-Ti	H5, H8, H10, H19, H20, H25, H26, H42, H50, H52, H55, H59 y H63	
II	6	C	Riolitas bandeadas	Qtz>Fp>Pl	Ox Fe-Ti	H20, H25, H42 y H55
		B	Riolitas bandeadas de (biotita)	Qtz>Fp>Bt		H10, H19, H20, H25, H26, H42, H50, H55 y H52
		A	Riolitas perlíticas	Qtz>Fp	Ca>Ox Fe-Ti	H42 y H50
	7	7.B	Andesitas porfídica de (Cpx)	Pl>Cpx>Opx	Ca>Si>Chl>Op	H19, H20, H25, H42 y H55
			Andesitas porfídicas de Cpx	Pl>Cpx	Ca>Si>Chl>Op>Ep	H25, H26, H42 y H50
			Andesitas porfídicas	Pl	Si>Ca>Chl>Ep	H10, H19, H20, H25, H26, H42, H50 y H55
		7.A	Andesita porfídica de (Cpx)	Pl>Cpx	Ca>Si>Op>Chl	H5, H8, H10, H19, H20, H26, H42, H50, H52 y H55
			Andesita basáltica de Cpx + Ol + (Opx)	Pl>Cpx>Ol>Opx	Ca>Ep>Si>Ox-Fe-Ti	H5, H8, H10, H25, H59 y H63
	8	8	Andesita porfídica de Cpx + (Hbl)	Pl>Cpx>Hbl	Chl>OxFe-Ti>Si>Ep	H8, H10, H19, H20 y H26
			Andesita basáltica porfídica de Cpx + (Ol)	Pl>Cpx>Ol	Chl>si>OxFe-Ti>Ep	H20, H26 y H59
I	9	Calizas y diques dioríticos	Pl>Cpx		H5, H8, H43, H52, H59 y H63	

Litoestratigrafía del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros. I: Grupo Basamento Pre-volcánico; II: Grupo Pre-caldérico. III: Grupo Caldérico; IV: Grupo Post-caldérico. Mineralogía primaria: Pl (plagioclasa), Fp (feldespato potásico), Cpx (clinopiroxeno), Opx (ortopiroxeno), Ol (olivino), Hbl (hornblenda), Bt (biotita), Qtz (cuarzo). Mineralogía de alteración hidrotermal: Ca (calcita), Si (sílice), Chl (clorita), Ep (epidota), Ox Fe-Ti (óxidos de hierro). En la clasificación petrográfica se marca con paréntesis la mineralogía que se presenta de manera ocasional.

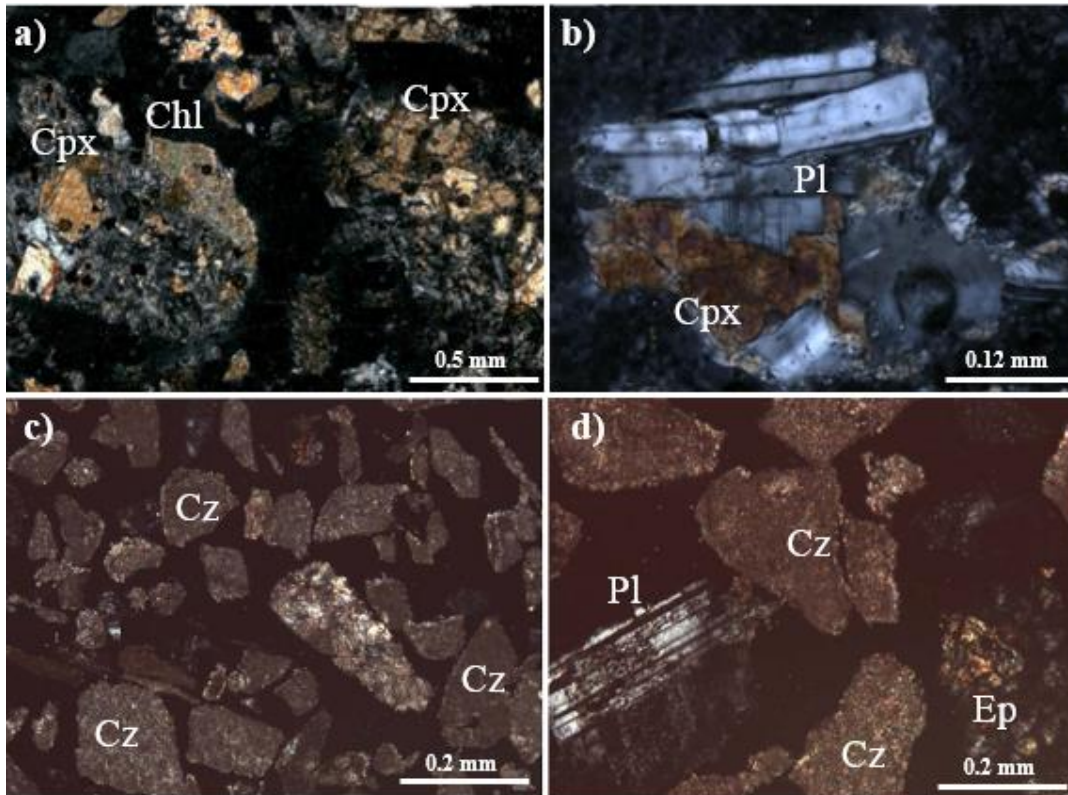


Figura 3.1 Fotomicrografías de la unidad 9. (a). Rocas con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx), reemplazados por clorita (Chl); (NX) (H59-2080). (b) Agregado glomeroporfídico de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx); (NX) (H59-2080). (c y d). Fragmentos líticos de caliza (Cz) y rocas porfídicas con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl), además, se observan minerales de alteración hidrotermal como epidota (Ep); (NX) (H52-1810).

3.2 Grupo Pre-caldérico

El grupo Pre-caldérico está integrado por las unidades 8, 7 y 6, como puede verse en la Tabla 3.

Unidad 8. Lavas basales.

La unidad 8 muestra una distribución restringida en la parte basal de algunos pozos, como son: H5, H8, H10, H19, H20, H25, H26 y H59. Se pueden identificar al menos dos diferentes litologías: andesitas basálticas porfídicas de clinopiroxeno y andesitas porfídicas de clinopiroxeno (y ocasionalmente hornblenda). Se presentan en la parte basal de solo algunos pozos (H8, H10, H19, H20, H26 y H59), ambos miembros muestran una textura porfídica hipocristalina, con un arreglo mineralógico de fenocristales subhedrales de plagioclasa con maclado tipo albita-carlsbad de ~0.2-0.6 mm y fenocristales subhedrales de clinopiroxeno de aproximadamente 0.2-0.3 mm. Las andesitas basálticas presentan además

ocasionalmente cristales olivino, con tamaños >0.2 mm, por lo cual en algunos reportes internos la clasifican como basaltos. En los pozos (H20, H26 y H59) se observan a las andesitas porfídicas, las cuáles presentan además del clinopiroxeno, fenocristales subhedrales de anfíbol (hornblenda) menores a 0.25 mm; sin embargo, aunque se considera a este mineral como un rasgo distintivo de esta unidad, su presencia es esporádica y, en ocasiones, solo se reconoce por los pseudomorfos de anfíbol. Esta unidad exhibe una alteración propilítica, donde predomina la clorita, sílice, óxidos de Fe-Ti y epidota. (Figura 3.2).

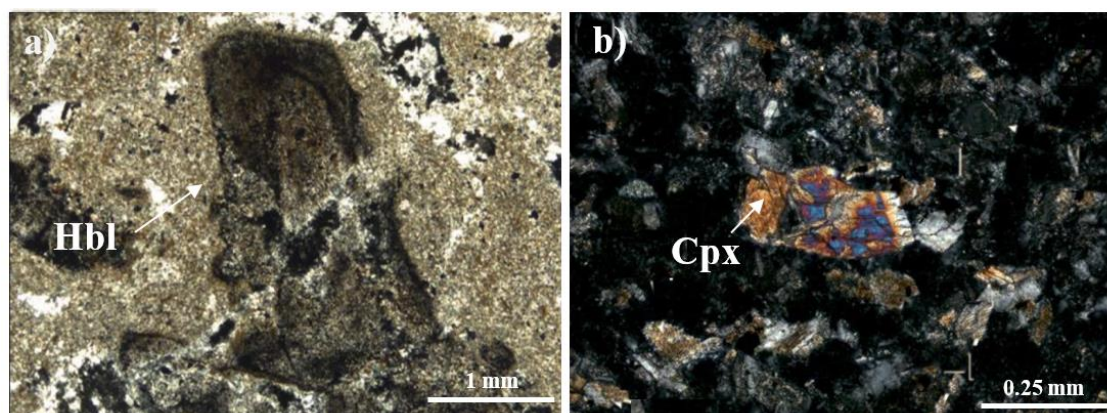


Figura 3.2. Fotomicrografías de la unidad 8. (a). Fenocristal subhedral de hornblenda (Hbl) parcialmente reemplazado por óxidos de Fe-Ti.(NX) (H59-1930). (b). Roca de textura porfídica con fenocristal subhedral de clinopiroxeno (Cpx); (NX) (H59-1980).

Existe una zona de alteración silícica que sobreyace a la unidad 8 en la mayoría de los pozos, a excepción de los pozos H42, H50 y H55. No obstante, en los pozos H5, H8, H59 y H63 esta zona sobreyace a las rocas andesítico-basálticas que pertenecen a la base de la unidad 7, además, en el pozo H10 esta zona de alteración está intercalada entre la base de esta unidad. Se caracteriza por una roca de matriz microlítica, se observan microcristales y fenocristales subhedrales de plagioclasa fracturados. Entre la mineralogía de alteración, se encuentra el sílice, epidota y clorita reemplazando parcialmente a la matriz de la roca. Algunos reportes clasifican a esta zona como un depósito de “toba vítrea”, sin embargo, el alto grado de alteración no permite identificar con certeza los rasgos primarios para confirmar esa clasificación.

Unidad 7. Andesitas Pre-caldéricas

Esta es la unidad de mayor espesor de la geología del subsuelo de Los Humeros, con un promedio de 800-1000 m, aunque en algunos casos llega a superar los 1450 m (Pozo H50). Está integrada predominantemente por lavas andesíticas de textura porfídica afectadas por una alteración subpropilítica, con algunas intercalaciones menores de otras litologías (andesitas basálticas y riolitas). A pesar de las similitudes que existen en estas andesitas, es posible identificar diferentes paquetes de acuerdo con su posición estratigráfica, lo cual se hace más evidente sus diferencias, especialmente cuando se compara su composición química, tal como se describirá en el siguiente capítulo. A continuación, se presentan las características petrográficas de dichas variantes dentro de la unidad 7, siguiendo el orden estratigráfico, de las más antiguas a las más jóvenes:

A. Andesitas porfídicas y andesitas basálticas de clinopiroxeno.

En la parte basal de esta unidad, se presentan andesitas basálticas de clinopiroxeno, olivino y ortopiroxeno ocasional. Su distribución está restringida en los pozos (H5, H8, H10, H19, H63 y H59). Particularmente en el pozo H10, suele observarse a diferentes profundidades de 1060, 1470 y 1740 m. Este miembro se caracteriza por andesitas basálticas porfídicas con fenocristales subhedrales de plagioclasa de 1 a 2 mm con maclado carlsbad-albita, fenocristales subhedrales de clinopiroxeno de 1mm de longitud y fenocristales subhedrales de olivino de 0.36 mm. Cabe destacar que los ortopiroxenos en compañía del clinopiroxeno suelen observarse en rocas de textura intersertal (H10-1060, H25-1710), rellenando a los intersticios originados por la plagioclasa. Este miembro es afectado por minerales de alteración hidrotermal como clorita, epidota, sílice y óxidos de Fe-Ti, se observan reemplazando a los fenocristales de plagioclasa y piroxenos. (Figura 3.3 a-d).

La cima de esta unidad está representada por una secuencia gruesa compuesta de andesitas porfídicas de clinopiroxeno, con un espesor promedio de 400 a 800m. Aparece en prácticamente todos los pozos, a excepción del pozo H25, ubicado al extremo E del campo, en donde no se identifica con certeza. Está constituida por andesitas porfídicas con fenocristales subhedrales de plagioclasa de 0.1 a 1 mm y en menor proporción se observan fenocristales subhedrales de clinopiroxeno de alrededor de 0.2 mm. A medida que se alcanzan los niveles más someros de este miembro, se hace notoria la drástica disminución

de clinopiroxenos hasta prácticamente desaparecer; en contraste que una mayor presencia de los minerales de alteración hidrotermal como: calcita, sílice, clorita y epidota. (Figura 3.3 e-f).

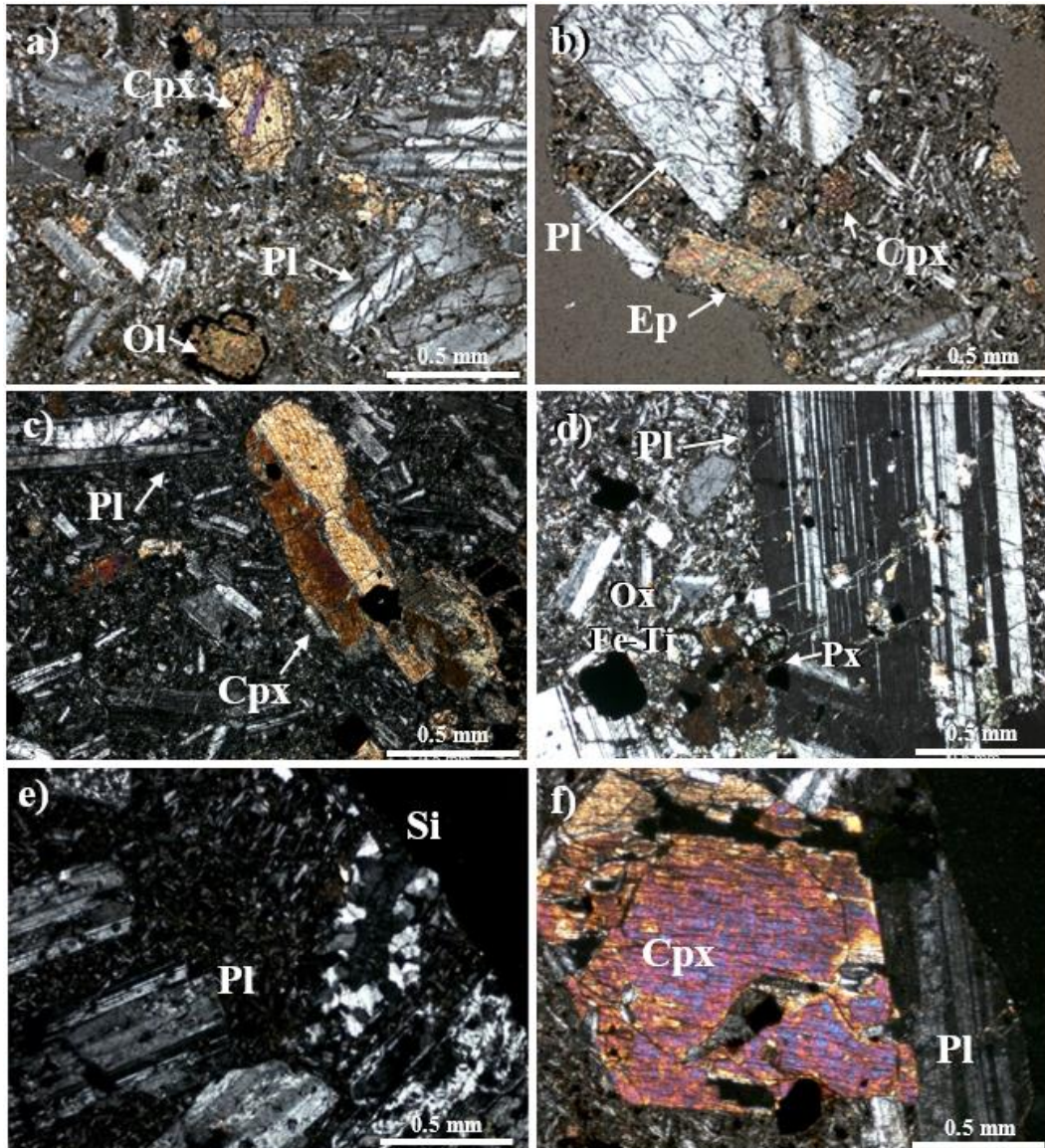


Figura 3.3. Fotomicrografías de la unidad 7.A. (a-b). Roca de textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol), se observa a la epidota reemplazando fenocristales de plagioclasa; (NX) (H63-1590). (c) Fenocristal subhedral de clinopiroxeno (Cpx) en una matriz microlítica de plagioclasa (Pl); (NX) (H10-1740). (d) Roca de matriz microlítica con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) con maclado tipo albita-carlsbad, piroxenos (Px) y óxidos de Fe-Ti; (NX) (H10-1930). (e) Andesita porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) envueltos en una matriz microlítica de plagioclasa (Pl) reemplazada por sílice (Si); (NX) (H10-1320). (f) Fenocristales subhedral de clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Pl); (NX) (H10-1320).

B. Andesitas porfídicas

El paquete superior tiene espesores equivalentes al miembro inferior, sin embargo, su distribución es de manera preferencial hacia el sur y oriente del campo (siendo representativo en el pozo H25), encontrándose ausente hacia la zona NO (H52, H59, y H43-H63), en contraste con el paquete inferior. A pesar de las similitudes texturales y composicionales de las rocas que integran este paquete superior, se pueden distinguir algunas variantes en función de su distribución espacial y su posición estratigráfica, permitiendo subdividirlo en tres miembros andesíticos.

1) Las rocas del miembro inferior de este paquete (andesitas porfídicas) se caracterizan por presentar textura porfídica, hipocristalina, constituida por fenocristales subhedrales de plagioclasa de 0.1 a 1 mm, con maclado tipo albita y zonamiento. Predomina una alteración propilítica, representada por sílice, calcita, clorita y epidota. (Figura 3.4 a-b). No se observan ferromagnesianos en este miembro, lo que es una característica que lo identifica claramente de los miembros superiores, así como también del paquete inferior que suele contener piroxenos. Este miembro tiene una amplia distribución, a excepción de los pozos señalados antes.

2) Estas andesitas presentan tanto texturas porfídicas como afaníticas, se caracterizan por incluir clinopiroxeno, además de la presencia de amígdalas en algunas de sus muestras. Los fenocristales subhedrales de plagioclasa varían de 0.1 a 1mm, ocasionalmente se presentan maclado tipo carlsbad-albita y textura de tamiz, además, de fenocristales subhedrales de clinopiroxeno de 0.2 a 0.5mm. Entre los minerales de alteración hidrotermal se observa calita, sílice, clorita y óxidos de Fe-Ti, se encuentran reemplazando a los fenocristales de plagioclasa y a la matriz (Figura 3.4 c-d). Este miembro tiene una distribución restringida, reconociéndose en los pozos H25, H26, H42 y H50.

3) Este es el miembro superior de este paquete y está constituido de manera predominante por andesitas porfídicas con clinopiroxeno ocasional. Se caracterizan por presentar fenocristales subhedrales de plagioclasa de 0.05 a 3.0 con algunos óxidos de Fe-Ti, calcita y clorita. (Figura 3.4 e-f). Este miembro tiene una distribución más restringida, identificándose sólo en los pozos H19, H20, H25, H42 y H55.

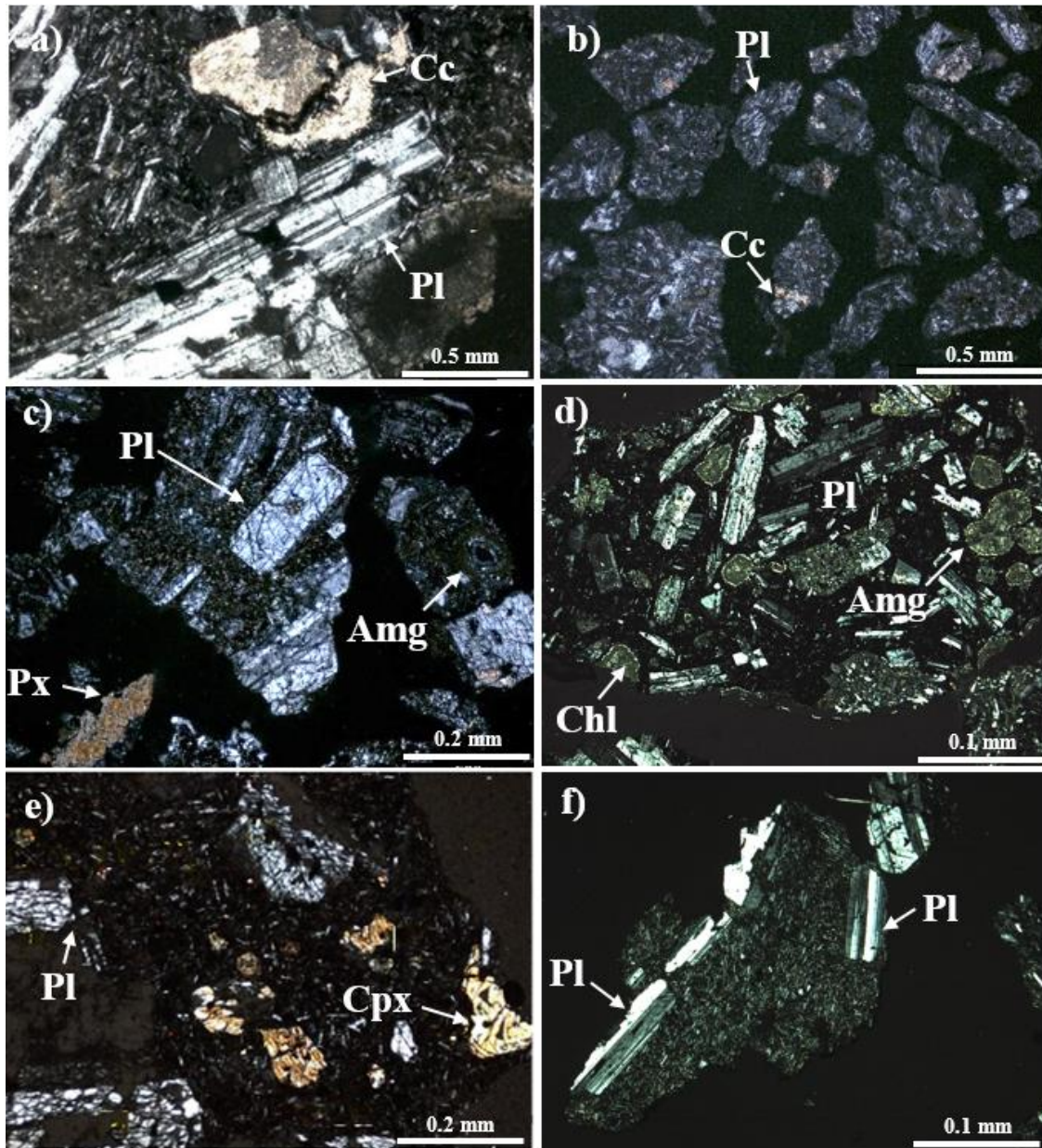


Figura 3.4. Fotomicrografías de la unidad 7.B. (a-b) Roca de textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl), algunos fenocristales se observan parcialmente reemplazados por calcita (Cc); (NX) (a; H50-1450, b; H63-1520). (c-d) Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px), además se observan amígdalas rellenas de clorita (Chl); (NX) (H25-1120). (e-f) Andesita porfídica de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx), envueltos en una matriz microlítica de plagioclasa; (NX) (H25-610).

Unidad 6. Rocas riolíticas

La unidad 6 incluye tres variantes de riolitas con base en su textura y composición que son: A) riolitas esferulíticas-perlíticas, B) riolita bandeada de biotita y C) riolita bandeada.

A) La riolita esferulítica- perlítica se encuentra solamente en los pozos H42 y H50 a profundidades entre 750 y 1,830 m. Se caracteriza por una textura perlítica con presencia de esferulitas y una textura perlítica (Figura 3.5 a-b), con un ensamble mineralógico compuesto por feldespatos potásicos, cuarzo y plagioclasa. Los fenocristales euhedrales-subhedrales de feldespato potásico son de 0.5 mm, los fenocristales euhedrales-subhedrales de plagioclasa de 0.1 a 0.5 mm, además, se observan cuarzos subhedrales en forma de agregados glomeroporfidicos de 0.1 a 0.2 mm. La mineralogía de alteración se caracteriza por presentar sílice, calcita y óxidos de Fe-Ti remplazando a la matriz y a los fenocristales, y también rellenando fracturas (Figura 3.5 a-b).

B) La riolita bandeada de biotita (ocasional) muestra una amplia distribución, se localiza en los pozos H19, H20, H25, H26, H42, H50 y H52 a profundidades de alrededor de 970 metros, sin embargo, en el pozo H20 se localiza a profundidades más someras, entre 380 y 410m. Está compuesta por riolitas hipocristalinas de textura porfídica en una matriz vítrea, esferulitas y bandeamiento. La composición mineralógica incluye fenocristales subhedrales de feldespato potásico de 0.06 a 2mm, fenocristales euhedrales de cuarzo de 0.05 mm a 1.3 mm y fenocristales de biotita de 0.4 mm (Figura 3.5 c-d). La mineralogía de alteración se observa reemplazando débilmente a la matriz, y está representada por sílice, óxidos, clorita y óxidos de Fe-Ti.

C) La riolita bandeada se identificó de manera característica en el pozo H20, en diferentes niveles estratigráficos, como se podrá observar en las secciones posteriores; sin embargo, también se identifica en los pozos H25, H42 y H55, a profundidades entre 500 a 960 metros. Presenta una textura porfídica e hipocristalina, con un bandeamiento de microcristales de cuarzo, envueltos en una matriz vítrea, con agregados microcristalinos de cuarzo que se presentan forma de vetillas y embebidos en la matriz (Figura 3.5 e-f).

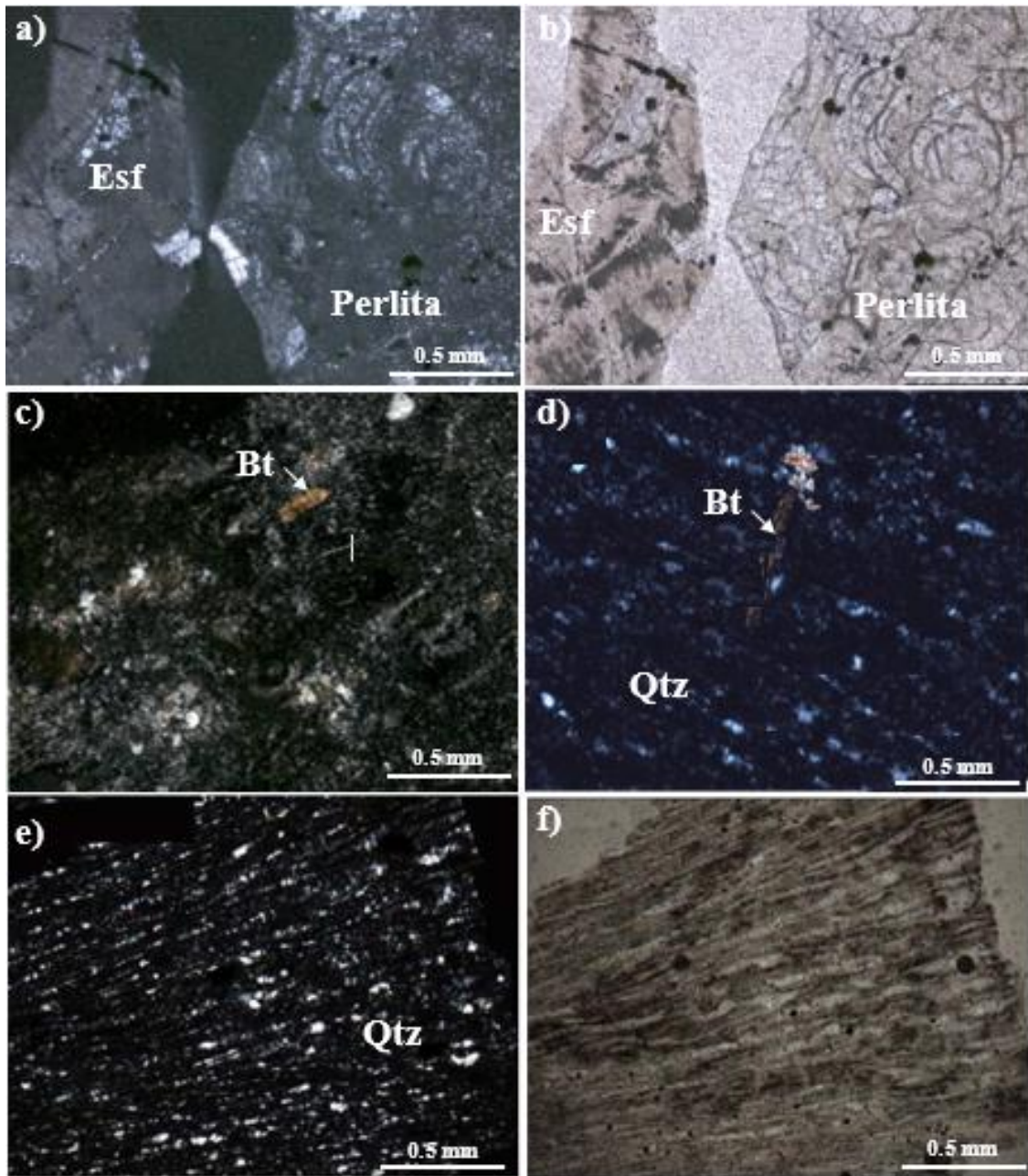


Figura 3.5. Fotomicrografías de la unidad 6. (a-b). Estas fotos muestran fragmentos de riolita con textura perlítica y esferulitas (Esf); (NX,-NII) (H50-750). (c-d) Roca con microcristales de cuarzo (Qtz) y fenocristales de biotita (Bt). (NX) (H26-970, H20-960). (e-f). Riolita con un bandeado de microcristales de cuarzo (Qtz) y feldespato (NX, NII) (H20-850).

3.3 Grupo Caldérico

Unidad 5. Ignimbrita de biotita (Ignimbrita Xáltipan).

La unidad 5 está representada por la Ignimbrita Xáltipan que comprende un potente paquete ignimbritico. Se localiza en los pozos H26, H59 y H63 con un espesor de 500 a 600m, mientras que en los pozos H19, H20, H25, H42, H50 y H55, los espesores son menores a los 400 m. Esta unidad muestra una disminución en el grado de soldamiento, conforme se acerca a los niveles más someros. Se caracteriza por rocas de color rosáceo, de textura vitroclástica, con una matriz vítrea con espículas tipo platy y cúspate, además de fiammes, líticos de andesita, riolita y calizas que provienen del basamento pre-volcánico. Se observan fenocristales subhedrales de cuarzo y feldespato de 0.2 mm, fenocristales subhedrales de plagioclasa de 0.5 a 1 mm con maclado tipo albita y, en menor abundancia, fenocristales subhedrales de biotita de 0.5 mm de longitud. La mineralogía de alteración está representada por sílice, arcillas, calcita, óxidos de Fe-Ti y clorita, los cuales se observan reemplazando a la matriz de la roca (Figura 3.6).

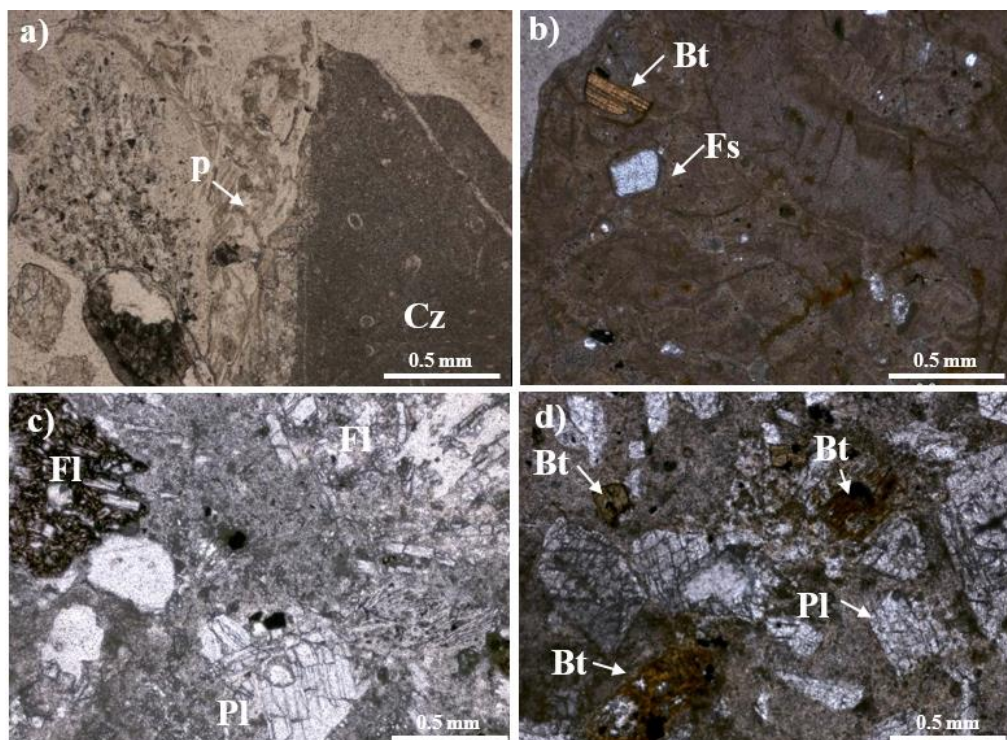


Figura 3.6. Fotomicrografías de la unidad 5. (a) Roca de textura vitroclástica con elastos de pómez (P) y fragmentos de caliza (Cz); (NII) (H52-540). (b) Roca de textura vitroclástica con fenocristales de biotita (Bt) y feldespato (Fs); (NX) (H26-410). (c) Fragmentos líticos de andesitas porfídicas (Fl) y fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl), envueltos en una matriz vitroclástica; (NII). (d) Roca con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) y biotita (Bt); (NII) (H10-430).

Unidad 4. Depósito de pómez (Toba Faby)

Esta unidad se caracteriza por una serie de depósitos piroclásticos de caída, con clastos de pómez de color claro. Su distribución está restringida a unos cuantos pozos (H10, H20, H25, H26 y H55). Los fragmentos de pómez muestran una textura porfídica hipocristalina, con una matriz vítrea débilmente vesiculada, con una paragénesis mineral de feldespato potásico y cuarzo. Los fenocristales de feldespato subhedrales son de 0.2 a 1 mm, con maclado tipo albita y carlsbad, además, de un débil zonamiento y fracturas. El cuarzo se presenta como fenocristales euhedrales de 0.1 mm. Los minerales de alteración como la calcita y clorita se observan reemplazando a la matriz, por su parte, los óxidos de Fe-Ti están diseminados en la matriz de la roca (Figura 3.7).

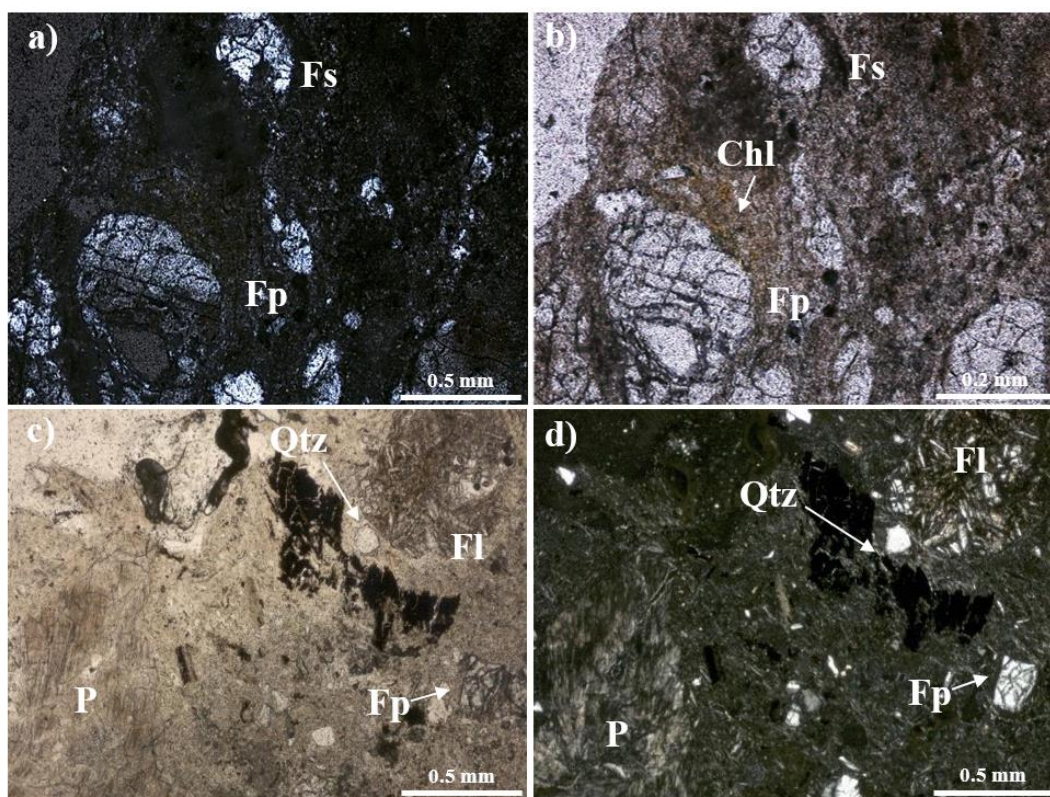


Figura 3.7. Fotomicrografías de la unidad 4. (a-b) Roca de textura vítrea con fenocristales de feldespato potásico (Fp), además se observa clorita (Chl) reemplazando a la matriz; (NX; NII) (H26-280). (c-d) Roca de textura vítrea, se observa un fragmento de pómez colapsado (P), fenocristales de cuarzo (Qtz) y fenocristales de feldespato potásico (Fp), además de fragmentos líticos de andesitas porfídicas (Fl). (NII; NX).

Unidad 3. Ignimbritas (Ignimbrita Zaragoza)

La unidad 3 (Ignimbrita Zaragoza) tiene una distribución restringida en los pozos H20 H26, H25, H42, H50 y H55, a profundidades entre los 100 a 300 m, con espesores de 40 a 60 metros. Se caracteriza por una roca de textura vitroclástica, con una matriz vítrea, moderada vesicularidad; contiene líticos angulares de andesita y riolitas, fragmentos de pómez, además, de fenocristales de plagioclasa y feldespato. Los fenocristales euhedrales-subhedrales de plagioclasa presentan tamaños de 0.1 a 2 mm y los fenocristales subhedrales de feldespato son de 0.1 a 0.3 mm. Entre la mineralogía de alteración predomina los óxidos de Fe-Ti, y en menor proporción se observa la calcita reemplazando a la matriz de la roca (Figura 3.8).

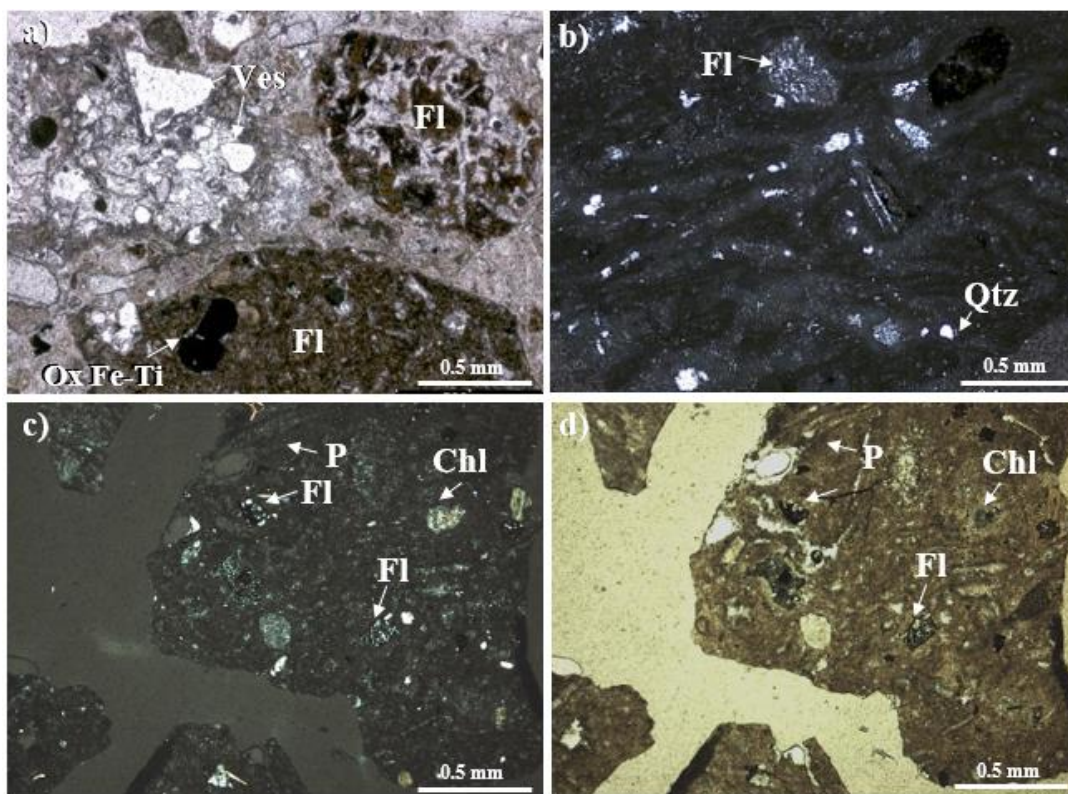


Figura 3.8. Fotomicrografías de la unidad 3. (a) Roca de textura vitroclástica con vesículas (Ves), fragmentos líticos (Fl) y fragmentos de pómez (P), se observan óxidos de Fe-ti en la matriz.(NII)(H50-350). (b) Roca de vitroclástica con fenocristales de cuarzo (Qtz) y fragmentos líticos de riolita (Fl); (NX) (H26-230). (c-d) Ignimbrita de textura vitroclástica con fragmentos líticos de riolita (Fl), clastos de pómez (P), además la clorita (Chl) se observa reemplazando a la matriz; (NII; NX) (H25-190).

3.4 Grupo Post-caldérico

Este grupo está compuesto por la unidad 2 que integra una diversidad de litologías, además de la unidad 1 constituida por depósitos piroclásticos indiferenciados y paleosuelos. Como parte de la unidad 2, se han identificado los siguientes miembros: basalto de dos piroxenos y olivino, andesita basáltica de dos piroxenos y olivino, andesita porfídica de piroxeno, depósito de pómez y traquita de piroxeno, los cuales se describen a continuación.

A) Andesita basáltica de dos piroxenos y olivino

Se localiza en los pozos H5, H8, H10, H19, H26, H42 y H50 a profundidades de 100 a 380m. Se caracteriza por una roca hipocristalina de textura porfídica, con un ensamble mineralógico de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino (esporádico), rodeados por una matriz microlítica de plagioclasa, con un arreglo pilotaxítico. Los fenocristales subhedrales de plagioclasa miden entre 0.2 a 1 mm de longitud, el clinopiroxeno y ortopiroxeno son subhedrales, miden alrededor de 0.3 a 2.5 mm de longitud y se observan en forma de agregados glomeroporfídicos, los fenocristales subhedrales de olivino miden de 0.5 a 1 mm de longitud (Figura 3.9). La mineralogía de alteración se caracteriza por óxidos de Fe-Ti, clorita y sílice.

B) Andesita porfídica de clinopiroxeno

Este miembro se presenta en los pozos H5, H8, H10, H19, H26 y H50 a profundidades de 10m. Se caracteriza por una roca de textura porfídica hipocristalina, con un ensamble mineralógico de fenocristales de plagioclasa que miden 0.2 a 1 mm, con maclado tipo albita y carlsbad, los fenocristales de clinopiroxeno son de tamaños de 0.1 a 0.5mm. Un rasgo particular de este miembro son los agregados glomeroporfídicos de plagioclasa y clinopiroxeno que miden alrededor de 0.3 mm. Los minerales de alteración presentes son óxidos de Fe-Ti, clorita y calcita. (Figura 3.10).

C) Traquiandesitas de clinopiroxeno

Este miembro presenta una distribución restringida en los pozos H5, H8, H10, H26 y H42. Se clasifican como traquitas porfídicas de clinopiroxeno, con un ensamble mineralógico compuesto por feldespato potásico, plagioclasa, clinopiroxeno, envueltos en una matriz microlítica de plagioclasa con un arreglo subtraquítico (Figura 3.11). Los

fenocristales subhedrales de plagioclasa son de 0.1 a 1 mm de longitud, con maclados tipo carlsbad-albita y textura de tamiz, los fenocristales subhedrales de clinopiroxeno miden entre 0.4 a 1mm y los fenocristales subhedrales de ortopiroxeno varían de 0.1 a 0.4 mm. La mineralogía de alteración se compone por sílice, clorita y óxidos de Fe-Ti.

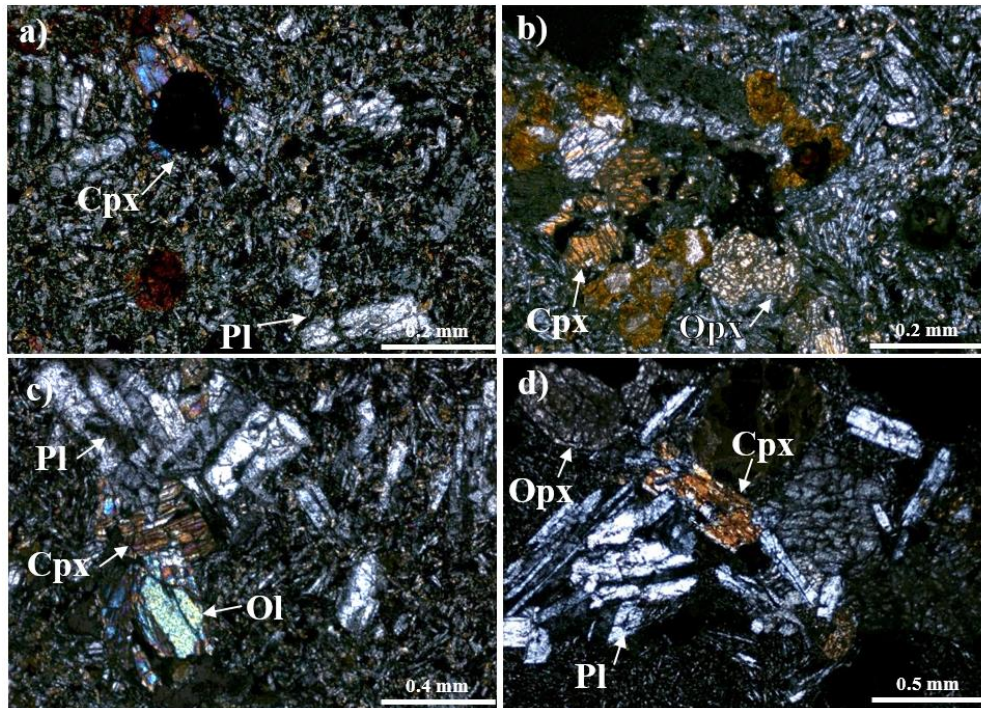


Figura 3.9. Fotomicrografías de la unidad 2.A. (a) Roca de textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx), envueltos en una matriz microlítica de plagioclasa (Pl), se observan óxidos de Fe-Ti reemplazando a la matriz de la roca (NX)(H10-220). (b) Agregado glomeroporfídico de clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx) (NX) (H10-220). (c) Andesita basáltica porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol). (NX)(H26-50). (d) Roca con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx) y ortopiroxeno (Opx). (NX)(H20-130).

D) Depósitos de Pómez

En la cima de los pozos H5, H8, H20, H25 H26, H42, H50, H52, H55 y H63, se observa una serie de depósitos de caída de pómez de color gris claro, intercalado con el miembro 2.C. Se caracteriza por una roca holohialina de textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa, feldespato potásico, clinopiroxeno y biotita, envueltos en una matriz vítrea con vesicularidad moderada. Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales, con tamaños de 0.2 a 0.3 mm, el clinopiroxeno se observa en forma de fenocristales subhedrales de 0.2 mm, y fenocristales subhedrales de biotita de 0.2 mm de longitud. Cabe

destacar que para este miembro no se cuentan con láminas delgadas debido a la escasez de material disponible.

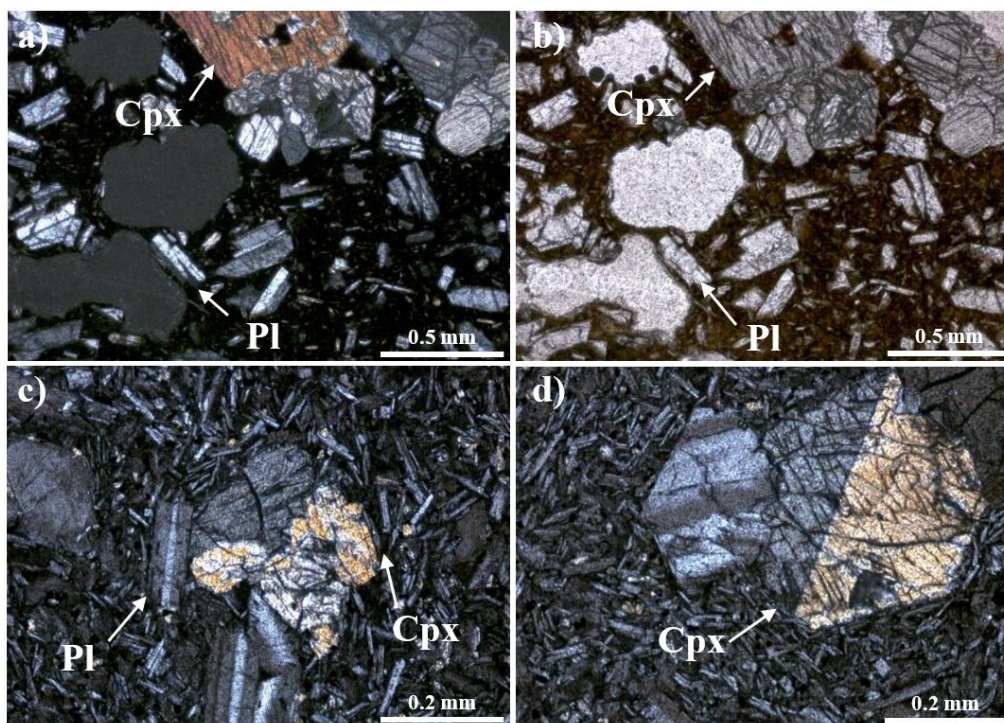


Figura 3.10. Fotomicrografías de la unidad 2.B. (a-b) Andesita porfídica vesiculada con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx) (NX; NII) (H50-90). (c-d). Agregados glomeroporfídicos de plagioclasa (Pl) y clinopiroxeno (Cpx) con un maclado tipo carlsbad, envueltos en una matriz microlítica de plagioclasa (Pl) (NX) (H10-130).

E) Basaltos de dos piroxenos y olivino

Este miembro tiene una distribución preferencial en el sector NO de la caldera de Los Humeros, en los pozos H43, H59 y H63. Se caracteriza por una roca hipocristalina de textura intergranular, con un ensamble mineralógico de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti, envueltos en una matriz microlítica de plagioclasa, con un arreglo pilotaxítico. Los fenocristales subhedrales de plagioclasa miden de 0.2 a 1 mm de longitud, el clinopiroxeno y ortopiroxeno son de 0.3 a 2.5 mm y el olivino subhedral miden entre de 0.5 a 1 mm. Los minerales de alteración se caracterizan por clorita, sílice y óxidos de Fe-Ti, se observan reemplazando a los fenocristales de piroxeno y olivino (Figura 3.12).

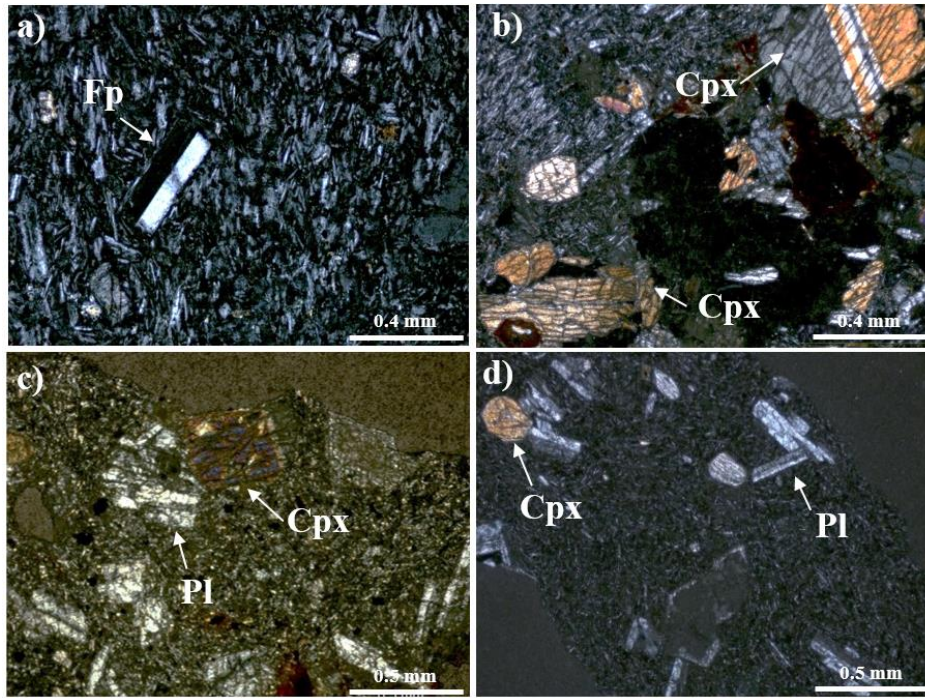


Figura 3.11. Fotomicrografías de la unidad 2.C. (a) Fenocristal de feldespato (Fp) con maclado tipo carlsbad envuelto en una matriz microlítica (NX) (H10-60). (b) Fenocristales subhedrales de clinopiroxeno (Cpx), algunos muestran maclado tipo carlsbad-albita (NX) (H10-60). (c) Fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) con un moderado fracturamiento y fenocristal subhedral de clinopiroxeno (Cpx). (d) Roca de textura porfídica con fenocristales subhedrales de plagioclasa (Pl) con maclados tipo carlsbad, además de un fenocristal subhedral de clinopiroxeno (Cpx) envueltos en una matriz microlítica con un arreglo pilotaxítico (NX) (H50-90).

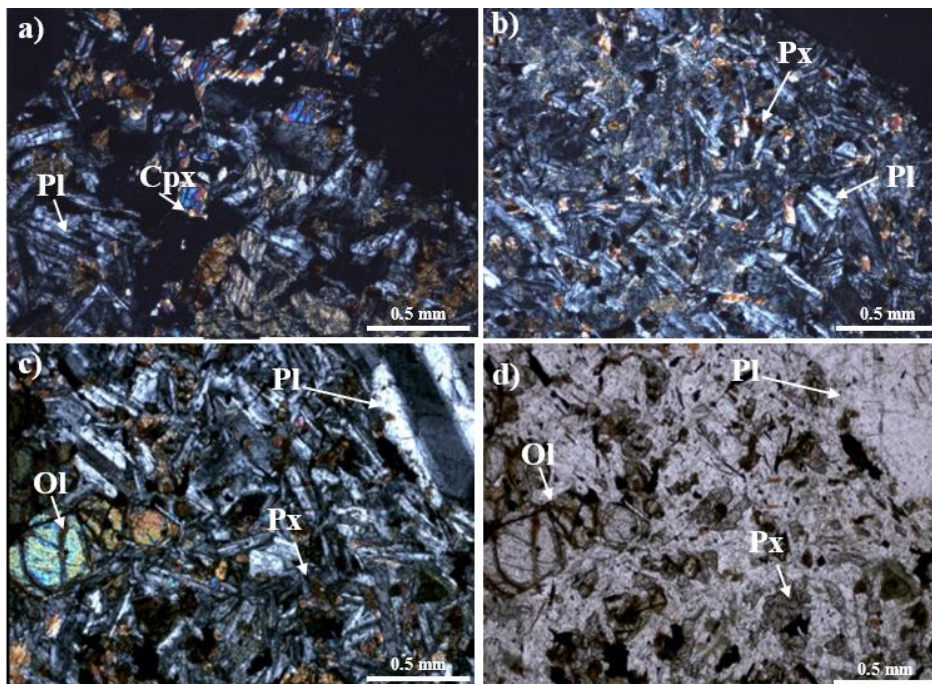


Figura 3.12. Fotomicrografías de la unidad 2.E. (a-b) Fenocristales subhedrales de clinopiroxeno (Cpx) en una matriz intersertal de plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px); (NX) (H59-60). (c-d) Fenocristales subhedrales de olivino, envueltos en una matriz intersertal de plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px). (NX; NII) (H63-60).

CAPÍTULO 4. GEOQUÍMICA DE LA SECUENCIA LITOESTRATIGRÁFICA

Para la revisión y análisis geoquímico en este trabajo se integraron los resultados de los 238 análisis de muestras de pozo de trabajos existentes (Tabla 1), que integran a los 10 nuevos análisis del pozo H52 realizados en este trabajo y 124 muestras de superficie de la caldera de Los Humeros que fueron considerados desde un punto de vista descriptivo para la correlación entre unidades y miembros litoestratigráficos. Con resultado del análisis de la información geoquímica (elementos mayores y elementos traza) y análisis petrográficos, fue posible hacer una caracterización precisa de las diferentes unidades litoestratigráficas, de tal manera que fue además factible definir un total de 13 diferentes miembros con características distintivas, como se detallará más adelante. Los cálculos de elementos mayores se normalizaron al 100% en composiciones libres de volátiles y se consideró el 100% como el porcentaje en peso (wt.%) total de óxidos mayores. Para los elementos traza se utilizaron las concentraciones obtenidas en ppm (partes por millón). Los resultados geoquímicos de elementos mayores y traza de las muestras utilizadas en este trabajo se encuentran en el anexo 1-3.

4.1. Clasificación geoquímica

La clasificación geoquímica de las muestras se llevó mediante dos diagramas de clasificación. La primera por medio del diagrama de TAS (Álcalis totales vs. SiO₂) (Le Bas et al, 1986), incluye la línea de división entre series alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). La segunda clasificación fue mediante el diagrama para rocas alteradas de Winchester y Floyd (1997), planteando el uso de elementos traza inmóviles durante procesos de alteración en la roca (Nb/Y vs. Zr/TiO₂), debido a la naturaleza del yacimiento geotérmico que promueve una acentuada alteración hidrotermal en las rocas del subsuelo. La concentración de Nb/Y es utilizado como un indicador de alcalinidad, estos dos elementos son considerados como inmóviles durante procesos de alteración y fusión parcial. El Nb representa el comportamiento de Na, al ser más incompatible, además, representa la pérdida de K, ya que estos dos elementos son en gran parte desacoplados durante la subducción (Pearce, 1996). La concentración de Zr/TiO₂ es utilizado como un índice de diferenciación entre productos magmáticos, es menos afectado por la alcalinidad y calco-alcalinidad. Las rocas más evolucionadas presentan contenidos de Zr/TiO₂ >0.1 ppm, mientras que las menos

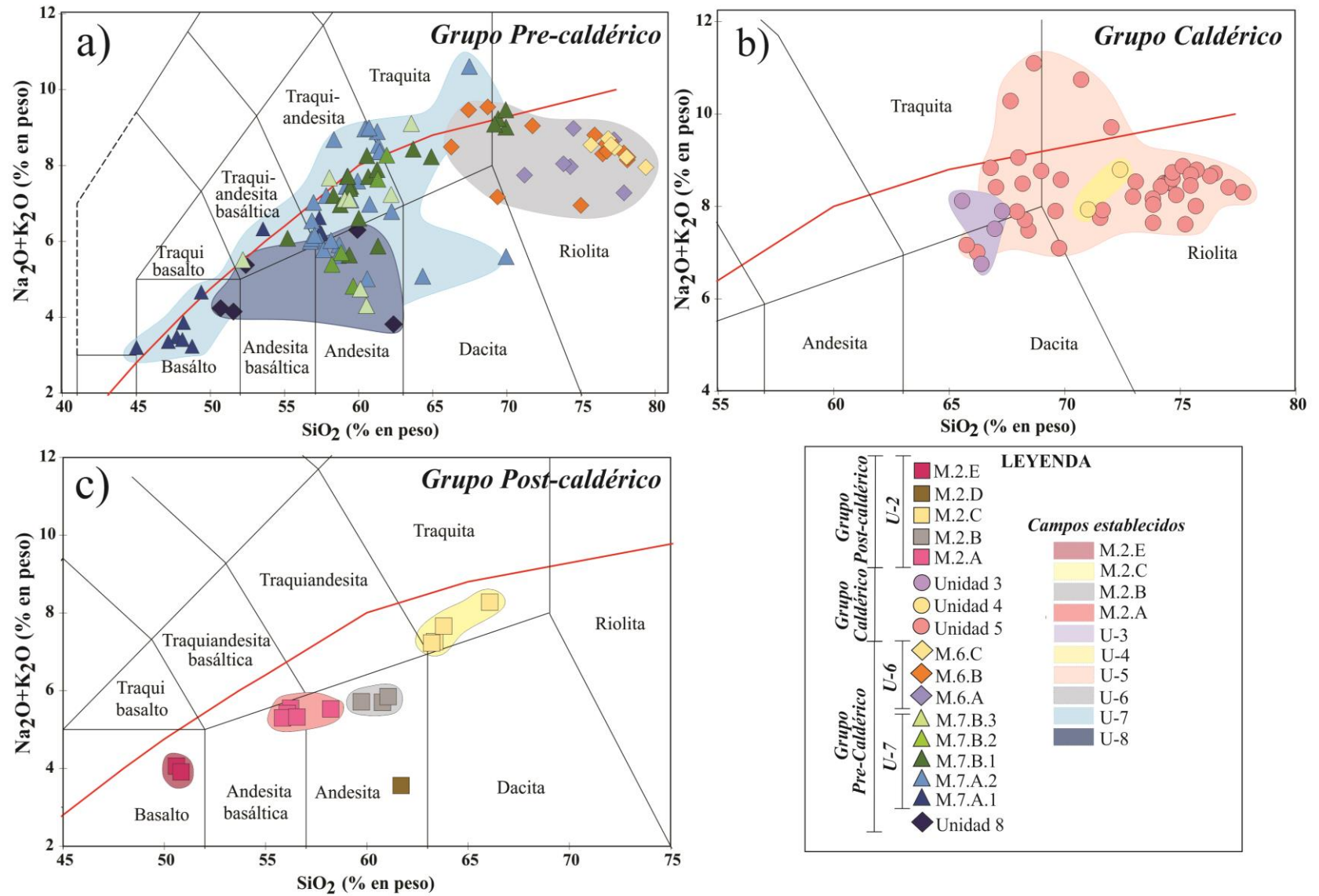
evolucionadas tienen contenidos de <0.1 ppm (Winchester y Floyd, 1977). Las muestras de pozos de este trabajo presentan índices de LOI (pérdida por calcinación) de 0.08 a 11.36 wt%. Los índices de LOI >6 wt% no fueron considerados en este trabajo.

4.1.1. Elementos mayores.

A pesar de la afectación causada por la alteración hidrotermal para clasificar con precisión a las rocas del subsuelo del CGLH con el diagrama TAS, fue posible identificar ciertos agrupamientos generales. Las diferentes unidades y miembros reconocidos mediante la petrografía reportada en el capítulo anterior, fueron graficados en ese diagrama (Figura 4.1), encontrando cierta coherencia para ciertas unidades como las de los Grupos caldérico y Post-caldérico, que suelen mostrar menores índices de alteración en comparación con las rocas del Grupo pre-caldérico, en donde en contraste se observa una amplia dispersión, particularmente para el caso de la unidad 7 (Figura 4.1a), como se describe a continuación.

El grupo Pre-caldérico está integrado por las unidades 8, 7 y 6. Las rocas de la unidad 8 son de afinidad subalcalina, presentan composiciones de basaltos a andesitas, con contenidos de SiO_2 de 50.92 a 61.92 wt. % (Figura 4.1.a).

La unidad 7 se divide preliminarmente (de acuerdo con la petrografía y posición estratigráfica) en dos miembros principales: 7.A y 7.B. El miembro 7.A se presenta en la base de esta unidad, se compone por dos miembros, el primero (7.A.1) con composiciones de basaltos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas, con contenidos de SiO_2 que varían de 45.01 a 57.50 wt.%. El segundo (7.A.2) presenta composiciones muy variadas que incluyen andesitas, traquiandesitas, dacitas y traquitas, con contenidos de SiO_2 de 56.75 a 69.95 wt.%, con una afinidad subalcalina en la mayoría de las muestras. Por otro lado, en la cima de esta unidad, se observa al miembro 7.B y se subdivide en tres miembros (7.B.1-3), no obstante, reflejan composiciones similares que varían de traquiandesitas basálticas, traquiandesitas, andesitas, traquitas y riolitas, con contenidos de SiO_2 de 52.19 a 69.94 wt.% (Figura 4.1.a). Como se observa, las composiciones de los diferentes miembros y miembros de la unidad 7 es muy variada y realmente no se puede discernir con el uso de elementos mayores, por el alto grado de alteración que presenta, lo que será analizado mejor con el análisis de los elementos traza, como se verá más adelante.



La unidad 6 está integrada por tres miembros: 6.A, 6.B y 6.C. Se caracteriza por rocas de composiciones riolíticas en su mayoría; sin embargo, algunas muestras son de composición traquítica-dacítica. En la parte basal de esta unidad se observa el miembro 6.A compuesto por riolitas con contenidos de SiO₂ de 71.2 a 77.9 wt. %. En la parte intermedia de esta unidad se encuentra el miembro 6.B con composiciones riolíticas, traquíticas y dacíticas (SiO₂ de 66.25 a 78.17 wt.%), y en la cima se presenta el miembro 6.C de composición riolítica (SiO₂ de 75.68 a 82.11 wt.%) (Figura 4.1.a).

El grupo Caldérico se compone por las unidades 5, 4 y 3, aunque como se puede observar en la figura 4.1.b, claramente predominan las muestras de la unidad 5. Ésta se caracteriza por rocas de afinidad subalcalina y alcalina, sus composiciones varían de traquitas-dacitas y riolitas, (SiO₂ de 59.92 a 82.11wt.%). La unidad 4 se compone por clastos de pómez de composición riolítica con afinidad subalcalina, (SiO₂: varía de 71.01 a 72.39 wt.%). En la cima de este grupo se observa a la unidad 3, se compone por ignimbritas de composición traquítica-dacítica, (SiO₂ de 65.56 a 67.29 wt.%) (Figura 4.1.b).

El grupo Post-caldérico se compone por la unidad 2, la cual se divide en 5 miembros (A-E) que involucran a una gran diversidad de litologías. El miembro 2.A se caracteriza por rocas de composición andesítica basáltica con contenidos de SiO₂ de 55.84 a 58.21 wt.% . El miembro 2.B se conforma por andesitas (SiO₂ de 59.73 a 61.775 wt.%), el miembro 2.C está representado por traquitas (SiO₂ de 63.20 a 66.07 wt.%). Con respecto al miembro 2.D, se observa una roca de composición andesítica con contenidos de SiO₂ de 61.69 wt.%. Por último, en la cima de esta unidad se presenta el miembro 2.E, que se caracteriza por rocas basálticas (SiO₂ de 50.60 a 58.83 wt.%). (Figura 4.1.c).

Se realizaron diagramas de variación tipo Harker para observar las tendencias que muestran las rocas de la caldera de Los Humeros (Figura 4.2). Se utilizó el MgO (wt.%) como índice de diferenciación con respecto al contenido de los elementos mayores. Para este diagrama las muestras fueron clasificadas por los tres grupos volcánicos (pre-caldérico, caldérico y post-caldérico) y por las unidades que los integran (U8-U2). Se observa que las rocas con menores contenidos de MgO (<2 wt.%) pertenecen a las unidades 3-6, compuestas por riolitas, traquitas y dacitas, mientras, que las rocas con mayores contenidos de MgO(>2 wt.%) representan a las andesitas, andesitas basálticas y basaltos de las unidades (8, 7 y 2).

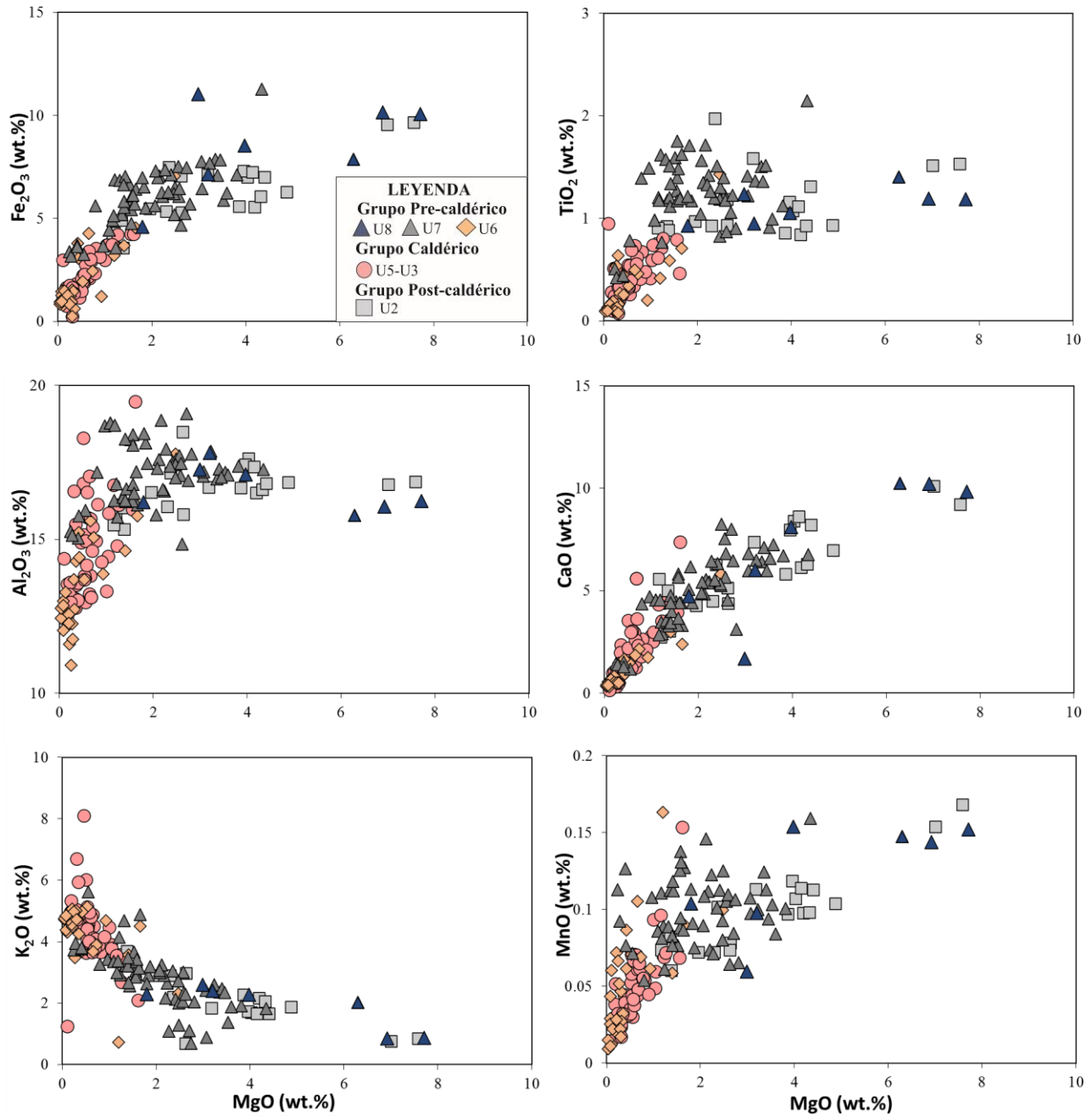


Figura 4.2. Diagramas de variación tipo Harker de MgO vs elementos mayores para las muestras de pozo del Grupo Pre-caldérico (unidades 8,7 y 6), Grupo caldérico (unidades 5, 4 y 3) y Grupo Post-caldérico (unidad 2), que integran a la geología del subsuelo de la caldera de Los Humeros. Las abundancias de elementos mayores son expresadas en óxidos y están normalizadas al 100% en base anhidra.

Con respecto al contenido de Fe_2O_3 , TiO_2 y CaO , se logra observar una ligera tendencia positiva con respecto al aumento contenido de MgO . En el caso de K_2O la tendencia es negativa, el contenido de K_2O disminuye con respecto al aumento de MgO . Mientras que los elementos de MnO y Al_2O indican una tendencia dispersa

4.1.2. Elementos traza

La alteración hidrotermal es definida como la alteración de rocas y minerales por la reacción de fluidos hidrotermales pre-existente en fases sólidas. Los fluidos hidrotermales son soluciones calientes líquidas o gaseosas, usualmente resulta en cambios significantes en la textura de la roca, mineralogía y composición (Gifkins C. et al., 2005). De acuerdo con Martínez-Serrano, (2002) en los pozos del campo geotérmico de los Humeros son reconocidas tres zonas de alteración hidrotermal, la primera es una zona de alteración argílica localizada a profundidades alrededor de los 400 m, la segunda se caracteriza por una zona de alteración propilítica que oscila entre 500 a 1800 m y la tercera una zona de skarn a profundidades mayores de 1800 m. Con base en lo anterior, se realizó una segunda clasificación de acuerdo con el diagrama de clasificación para rocas alteradas propuesto por Winchester y Floyd (1977).

El Grupo Pre-caldérico, está integrado por la unidad 8, 7 y 6. La unidad 8 presenta composiciones de basaltos sub-alcalinos a basaltos alcalinos (Nb/Y de 0.253 a 1.394 ppm) y (0.002 a 0.009 ppm de Zr/TiO_2), (Figura 4.3.a). Con respecto a la unidad 7, el miembro basal (7.A.1) presenta composiciones de basaltos alcalinos en su mayoría, a excepción de dos de sus muestras que se observan en el límite de los basaltos sub-alcalinos (Nb/Y de 0.622 a 1.57 ppm) y (Zr/TiO_2 de 0.02 a 0.004 ppm). Sobreyaciendo a este miembro (7.B.2), se observan rocas de composiciones de basaltos alcalinos a traquiandesitas (Nb/Y de 0.416 a 2.054 ppm) y (0.005 a 0.044 ppm de Zr/TiO_2). En la cima de esta unidad se observa al miembro 7.B y se integra por 3 miembros. El primero (7.B.1) es de composiciones traquiandesíticas, riódacíticas y andesíticas (Nb/Y de 0.365 a 1.230 ppm) y (Zr/TiO_2 de 0.020 a 0.066 ppm). El miembro 7.B.2 se caracteriza por composiciones riódacíticas, andesíticas y basaltos sub-alcalinos (Nb/Y de 0.472 a 1.212 ppm) y (Zr/TiO_2 de 0.008 a 0.326 ppm). Finalmente, el miembro 7.B.3 presenta composiciones de traquiandesitas y basaltos sub-alcalinos (Nb/Y de 0.473 a 1.279 ppm) y (0.008 a 0.058 ppm de Zr/TiO_2), (Figura 4.3a). Para la unidad 6, el miembro 6.A se caracteriza por rocas de composición traquiandesítica y andesítica (Nb/Y de 0.442 a 1.796 ppm) y (0.014 a 0.047 ppm de Zr/TiO_2). El miembro 6.B se compone por rocas

riolíticas, traquiandesíticas y andesíticas (Nb/Y de 0.418 a 1.746 ppm) y (Zr/TiO₂ de 0.012 a 0.174 ppm). Por último, el miembro 6.C es de composición traquiandesítica y riodacítica, con contenidos (Nb/Y de 0.441 a 0.862 ppm) y (Zr/TiO₂ de 0.025 a 0.092 ppm), (Figura 4.3.a).

Con respecto al Grupo Caldérico, la unidad 5 se caracteriza por rocas de composición traquiandesítica y riodacítica (Nb/Y de 0.431 a 0.868 ppm) y (Zr/TiO₂ de 0.020 a 0.09 ppm). La unidad 4 presenta rocas de composición riolítica y riodacítica (Nb/Y de 0.642 a 0.068 ppm) y (Zr/TiO₂ de 0.036 a 0.086 ppm), mientras que la unidad 3 contiene rocas de composición riodacítica (Nb/Y de 0.536 a 0.576 ppm) y (Zr/TiO₂ de 0.037 a 0.049 ppm), (Figura 4.3 b).

Para el Grupo Post-Caldérico, el miembro 2.A se caracteriza por rocas de composición andesítica y basáltica, con un contenido de Nb/Y de 0.378 a 0.473 ppm y Zr/TiO₂ de 0.013 a 0.017 ppm. El miembro 2.B se compone por rocas de composición andesítica (Nb/Y de 0.536 a 0.556 ppm y Zr/TiO₂ de 0.020 a 0.021 ppm). Para el miembro 2.C, se presentan composiciones que varían de riodacitas, traquiandesitas y basaltos alcalinos, con contenidos de Nb/Y de 0.503 a 0.744 ppm y Zr/TiO₂ de 0.017 a 0.48 ppm. Con respecto al miembro 2.D, lo representa solo una muestra de composición de basalto alcalino, con contenidos de Nb/Y de 1.558 ppm y Zr/TiO₂ de 0.016 ppm. Por último, el miembro 2.E se caracteriza por rocas de composición de andesita-basalto, con contenidos de Nb/Y 0.304 a 0.0312 ppm y Zr/TiO₂ de 0.0103 a 0.0109 ppm. (Figura 4.3 c).

Los diagramas tipo Harker con elementos traza, exhiben un comportamiento disperso para las rocas de la caldera de Los Humeros, con respecto a los elementos Ba, La, Rb, Nb, Th y Zr, en estos diagramas las rocas de las unidades 8, 7 y 2 suelen mostrar tendencias casi lineales que aumentan conforme al contenido de SiO₂ en rangos entre 50 a 62 wt%, mientras que las rocas de las unidades 6-3 exhiben una tendencia diferente a estas unidades. El Sr muestra una tendencia casi lineal negativa con respecto al aumento de SiO₂. (Figura 4.4)

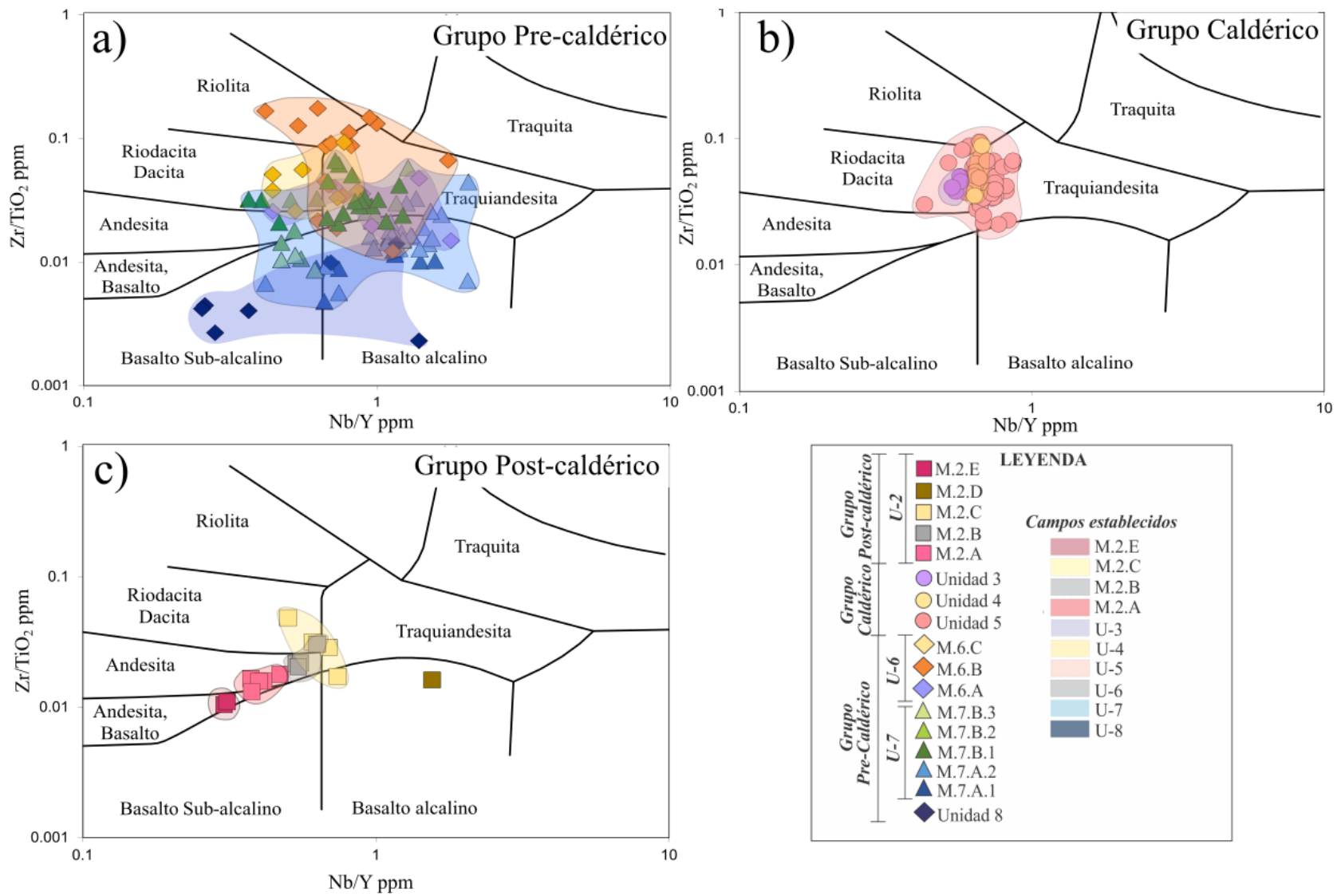


Figura 4.3. Diagrama de clasificación para rocas alteradas Nb/Y vs Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1997), para las rocas del subsuelo del CGLH estudiadas en este trabajo. Se clasificaron por grupo, unidad y miembro litoestratigráfico con base a sus características petrográficas y posición estratigráfica. (a) Grupo Pre-caldérico, (B) Grupo Caldérico y (c) Grupo Post-caldérico.

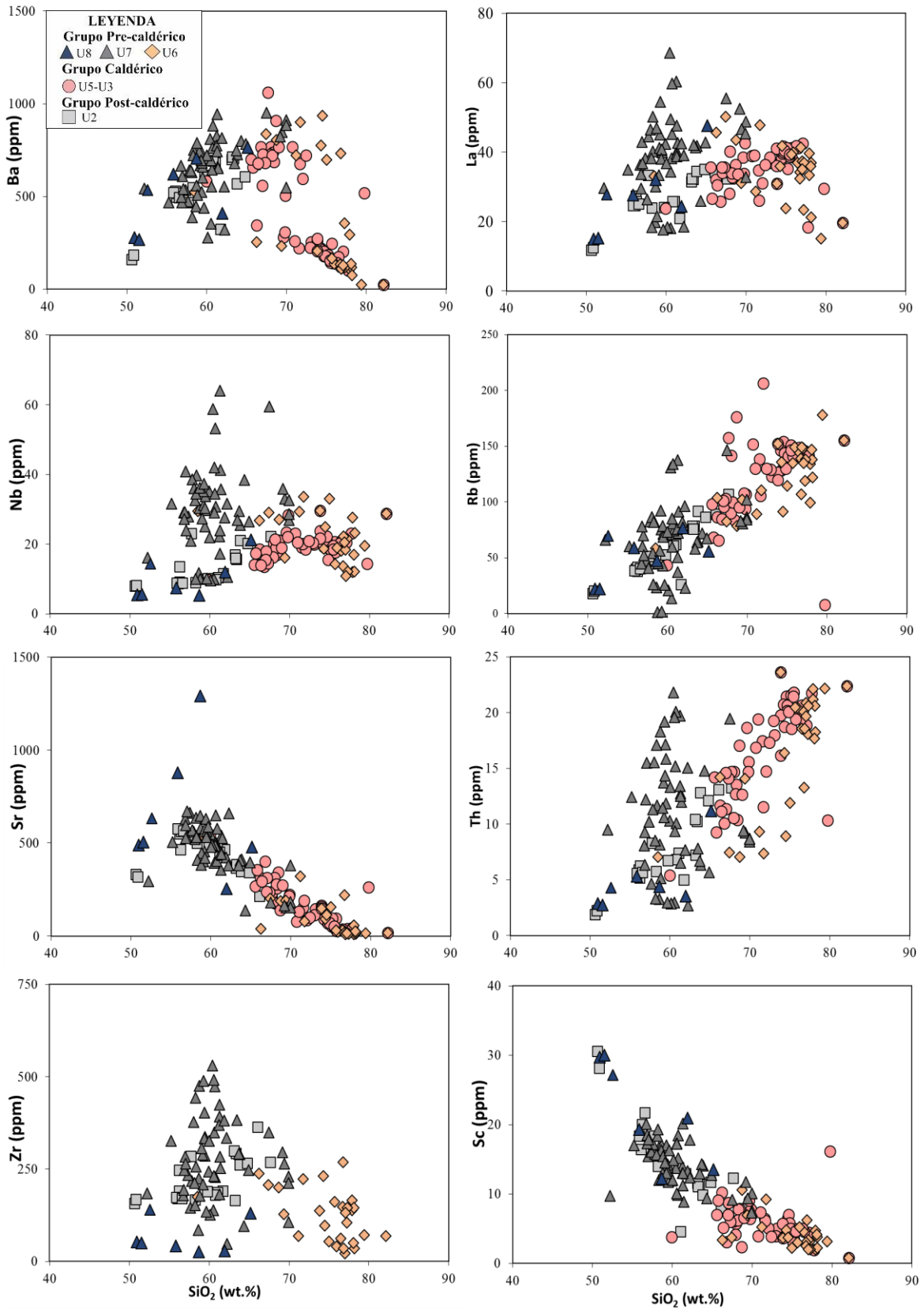


Figura 4.4. Diagramas de variación tipo Harker de SiO₂ vs Elementos traza para las muestras de pozo del Grupo Pre-caldérico (unidades 8,7 y 6), Grupo caldérico (unidades 5, 4 y 3) y Grupo Post-caldérico (unidad 2), que integran a la geología del subsuelo de la caldera de Los Humeros. Las abundancias de elementos mayores son expresadas en óxidos y están normalizadas al 100% en base anhidra. Los elementos traza son expresados en partes por millón (ppm).

4.3 Diagramas multielementos y REE

Para definir y comparar el comportamiento de los patrones geoquímicos de las unidades y miembros estratigráficos del subsuelo de la caldera de Los Humeros, se realizaron diagramas multielementos normalizados a manto primitivo o tipo *spider* con elementos traza según (Sun y McDonough, 1989), además, de diagramas de Tierras Raras (REE) normalizados a condrita propuesto por (McDonough y Sun, 1995). Estos diagramas se clasificaron por medio de unidades, miembros estratigráficos con la finalidad de observar diferencias entre sí.

Con lo que respecta al grupo pre-caldérico, se describen los patrones geoquímicos para las unidades 8, 7 y 6. Los diagramas multielementos muestran que las rocas de la unidad 8 se caracterizan por anomalías positivas en La, Pb e Y, además, de anomalías negativas en Nb, Ta, Zr y Hf (Figura 4.5.a). El patrón de tierras raras ligeras *LREE* muestra un enriquecimiento con respecto a las pesadas *HREE*. (Figura 4.5.b).

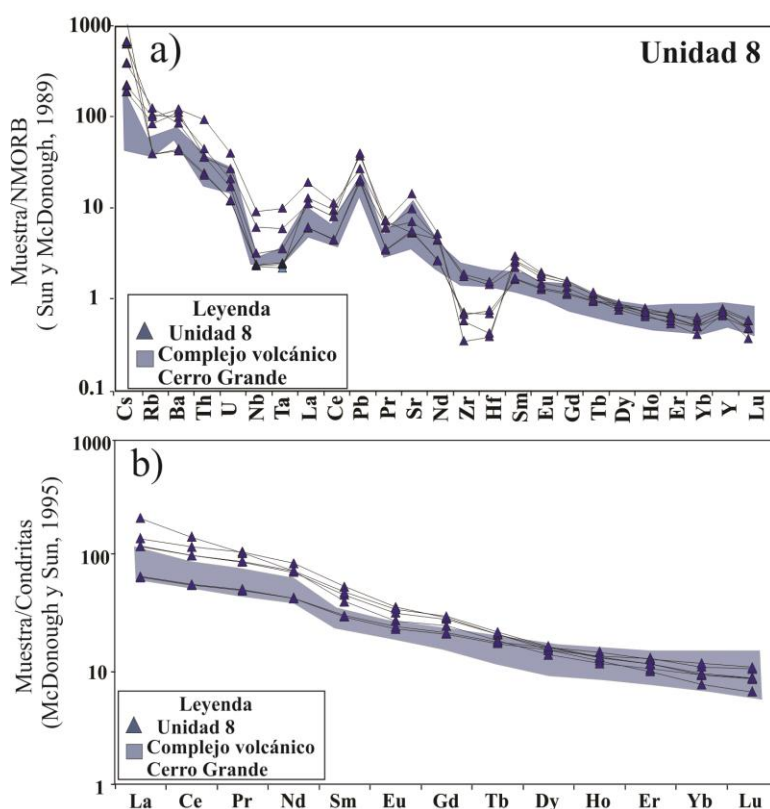


Figura 4.5. (a) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de la unidad 8. Muestras de superficie Complejo Volcánico de Cerro Grande (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).

Las muestras de la unidad 7 se compararon con las muestras de superficie de la andesita Teziutlán (Ferriz y Mahood, 1987; Carrasco-Núñez et al, 2017a), que corresponde al vulcanismo Miocénico localizado al norte de la caldera de Los Humeros. Los miembros que componen a esta unidad (7.A y 7.B) exhiben patrones geoquímicos muy similares entre sí, sin embargo, fue posible identificar características distintivas para cada uno de ellos. En los diagramas multielementos el miembro 7.A.1 exhibe anomalías negativas en Nb, Ta y La, además, de anomalías positivas en Pb e Y (Figura 4.6.a.). En el diagrama de *REE* es evidente un enriquecimiento en los *LREE*, en comparación con el empobrecimiento en los *HREE* (Figura 4.6.b.). De acuerdo con los diagramas multielementos el miembro 7.A.2, se caracteriza por rocas con anomalías negativas en Nb, Ta, Ce, Zr y Hf, y anomalías positivas en Pb e Y (Figura 4.6.c.). Se observa un enriquecimiento en *LREE* con respecto a las *HREE*, además de una ligera anomalía negativa en Eu (Figura 4.6.d).

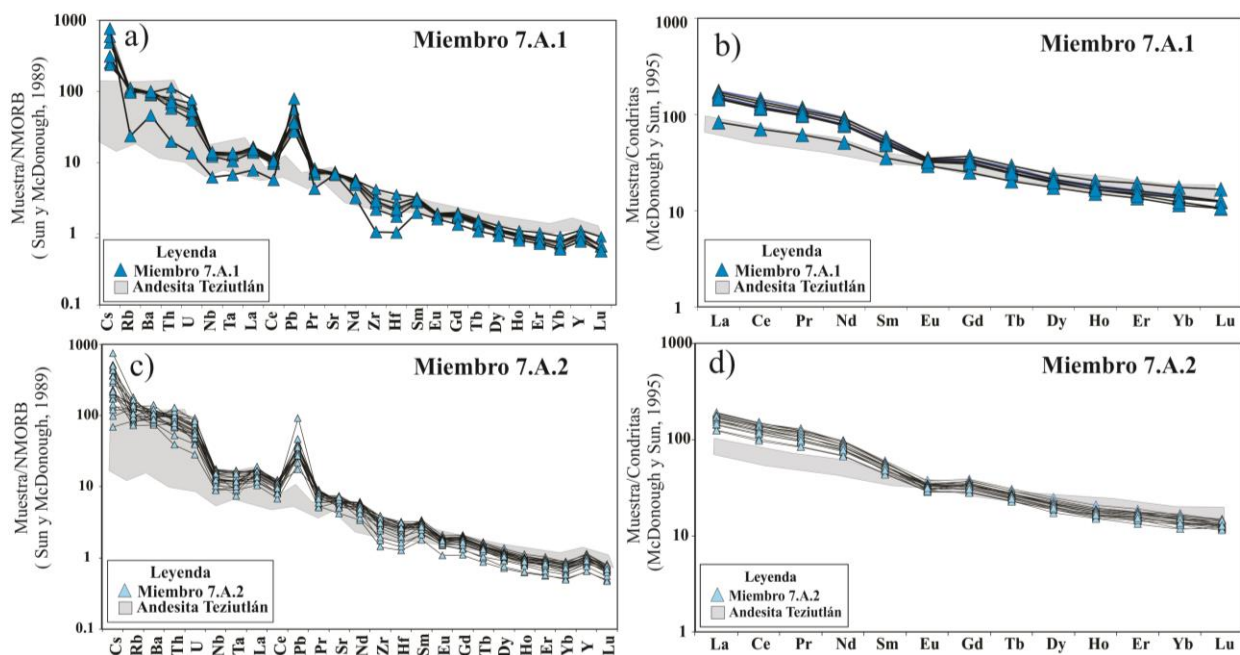


Figura 4.6. (a-c) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b-d) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 7.A.1 (a-b) y 7.A.2 (c-d). Muestras de superficie (Ferriz y Mahood, 1987; Carrasco-Núñez et al, 2017a).

En el caso del miembro 7.B, se observan patrones muy similares entre sus tres miembros. En general, los diagramas multielementos exhiben anomalías negativas en Nb y Ta, y anomalías positivas en Pb (Figura 4.7.a y e), sin embargo, el miembro 7.2.B muestra una anomalía en Sr que se distingue de las demás (Figura 4.7.c). Los diagramas de *REE* muestran un patrón de enriquecimiento en *LREE* con respecto a las pesadas y predomina una anomalía negativa en Eu (Figura 4.7.b, d y f).

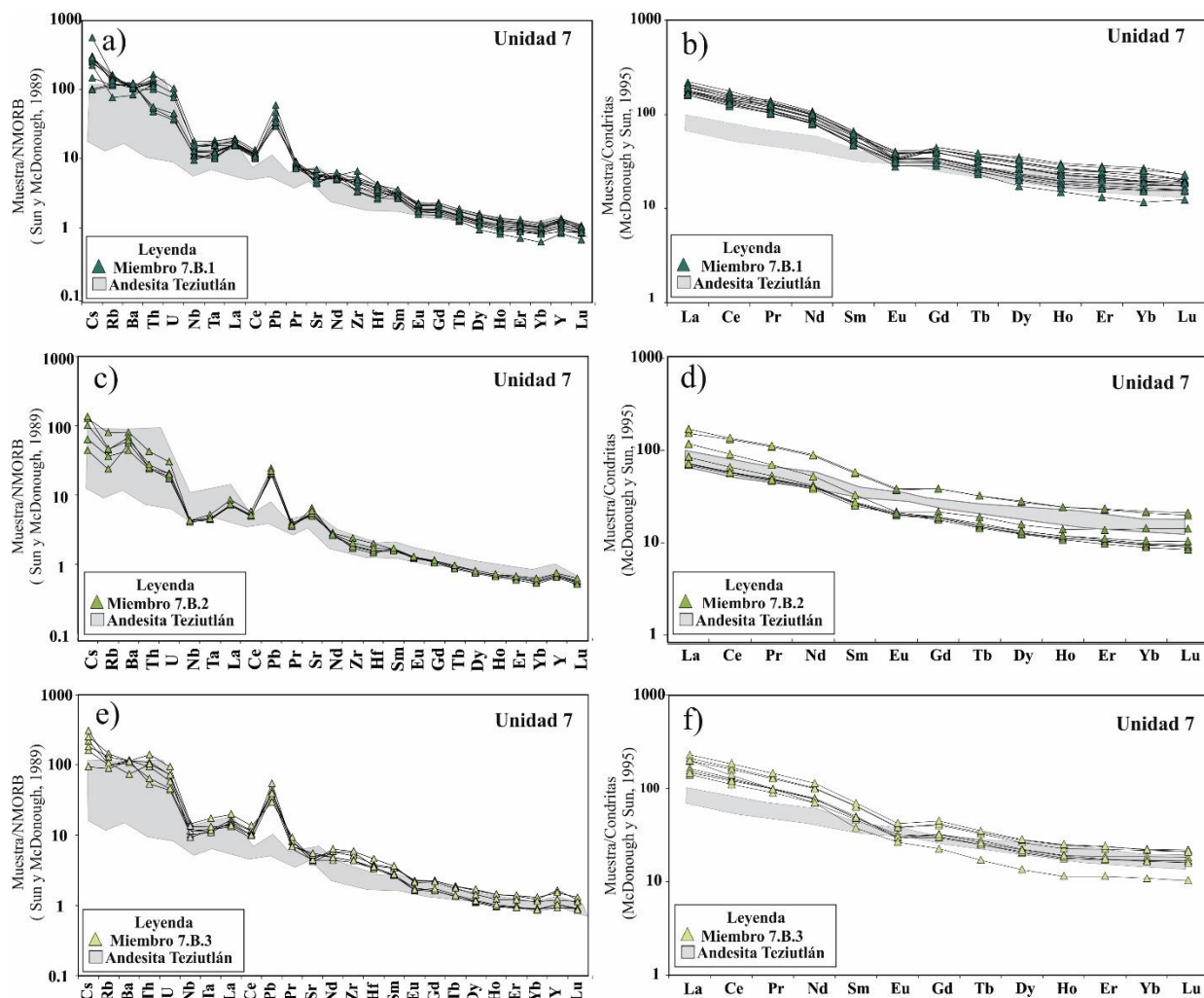


Figura 4.7. (a-c) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b-d) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 7.B.1 (a-b), 7.B.2 (c-d) y 7.B.3 (e-f). Muestras de superficie (Ferriz y Mahood, 1987; Carrasco-Núñez et al, 2017a).

La unidad 6 está integrada por 3 miembros (6.A, B y C). En los diagramas multielementos el miembro 6.A se caracteriza por anomalías negativas en Ba, Sr, Zr y Eu, además de anomalías positivas en Pb, Th y U, con respecto al manto primitivo (Fig. 4.8.a). En los diagramas de tierras raras se observa una anomalía negativa de Eu, un enriquecimiento de *LREE* y los *HREE* mantienen un patrón casi plano para la mayoría de las muestras (Figura. 4.8.b). Para el miembro 6.B y 6.C, los multielementos muestran anomalías negativas en Ba, Nb, Ce, Sr, Zr, Hf y Eu, además de anomalías positivas en Th, U, Pb y Nd (Figura.4.8.c y e). El comportamiento de las *LREE* es enriquecido, con respecto a los *HREE*, además, la anomalía en Eu es más evidente para estos miembros (Figura.4.8.d y f).

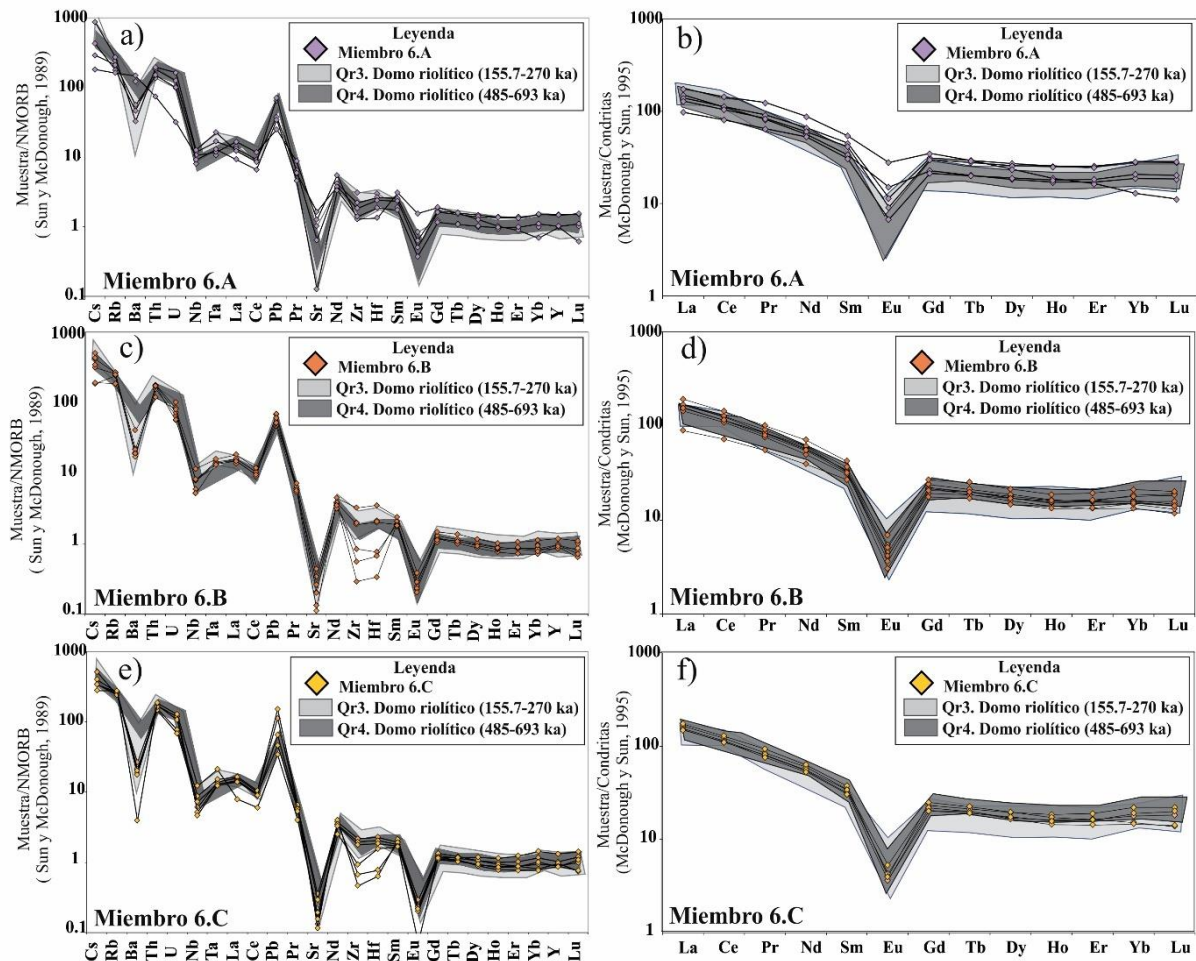


Figura 4.8 (a-c) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b-d) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 6.A (a-b), 6.B (c-d) y 6.C (d-e). Muestras de superficie (Carrasco-Núñez et al, 2017b).

En el grupo caldérico, el diagrama multielementos para la unidad 5 muestra anomalías negativas en Ba, Nb, Sr y Eu, además, de anomalías positivas en Pb, Th y U (Figura 4.9.a). Para los diagramas de tierra raras (*REE*), es evidente una anomalía negativa en Eu, mientras que los *LREE* se ven enriquecidos con respecto a los *HREE* (Figura 4.9.b). Esta unidad fue comparada con las rocas de superficie del primer evento explosivo denominado como Ignimbrita Xáltipan (Cavazos-Álvarez et al. 2020b), las cuales muestran los mismos patrones geoquímicos para ambos diagramas. La unidad 4 se caracteriza por anomalías negativas en Ba, Nb, Sr y anomalías positivas en Th, U, La, y Pb de acuerdo con los diagramas de multielementos (Figura. 4.9.c). Por otro lado, en los diagramas de tierras raras se observa una anomalía negativa en Eu, con un ligero enriquecimiento en tierras raras pesadas (Fig. 4.9.d). En este caso, se comparó con las muestras de superficie que corresponden a la Toba Faby (Willcox, 2011), la cual comparte patrones similares en los diagramas multielementos, sin embargo, en los diagramas de tierras raras se observa un enriquecimiento de las *LREE* con respecto al campo de *HREE* de la Toba Faby (Figura 4.9.d).

De acuerdo con los diagramas multielementos, la unidad 3 se caracteriza por rocas con anomalías negativas en Nb, Sr y Eu, además, de anomalías positivas en Pb (Figura 4.9.e). Con respecto al diagrama de tierras raras, se observa un enriquecimiento en *LREE*, mientras que los patrones de *HREE* se empobrecen (Figura 4.9.f). Esta unidad se comparó con las muestras de superficie de la Ignimbrita Zaragoza (Carrasco-Núñez y Branney, 2005), donde es posible observar que tanto las muestras de pozo y superficie muestran patrones de multielementos y *REE* muy parecidos.

El Grupo Post-caldérico se compone por 5 miembros. Los diagramas multielementos sugieren que el miembro 2.A se caracteriza por rocas con anomalías negativas en Rb y Nb, y anomalías positivas en La, Pb, Sr e Y (Figura 4.10.a). En los diagramas de tierras raras se observa un enriquecimiento en *LREE* mientras que los *HREE* se empobrecen (Figura 4.10.b). En el miembro 2.B en el diagrama multielementos, muestra un enriquecimiento en *LILE* (Rb y Ba), con anomalías negativas en Nb y Ta, además de anomalías positivas en La, Pb e Y (Figura 4.10.c). Las tierras raras muestran un enriquecimiento en *LREE*, mientras que las *HREE* muestran un ligero empobrecimiento (Figura 4.10.a). En el diagrama multielementos del miembro 2.C se muestra un enriquecimiento en elementos *LILE* (Rb, Ba, Th) con respecto

a los *HFSE*, se observan anomalías negativas en Nb, Ta y Eu, y anomalías positivas en La, Pb e Y, además, se observa un ligero enriquecimiento en Zr y Hf (Figura 4.10.e). Los diagramas de tierras raras sugieren un enriquecimiento en *LREE*, además de un comportamiento casi plano en los patrones de *HREE*. (Figura 4.10.f). El miembro 2.E, con base en el diagrama multielementos se caracteriza por una anomalía negativa en Nb y una anomalía positiva en Pb, Sr e Y (Figura 4.10.g) En los diagramas de *REE* se observa un empobrecimiento en *LREE* con respecto al comportamiento de las *LREE* de los miembros de esta unidad (Figura 4.10.h).

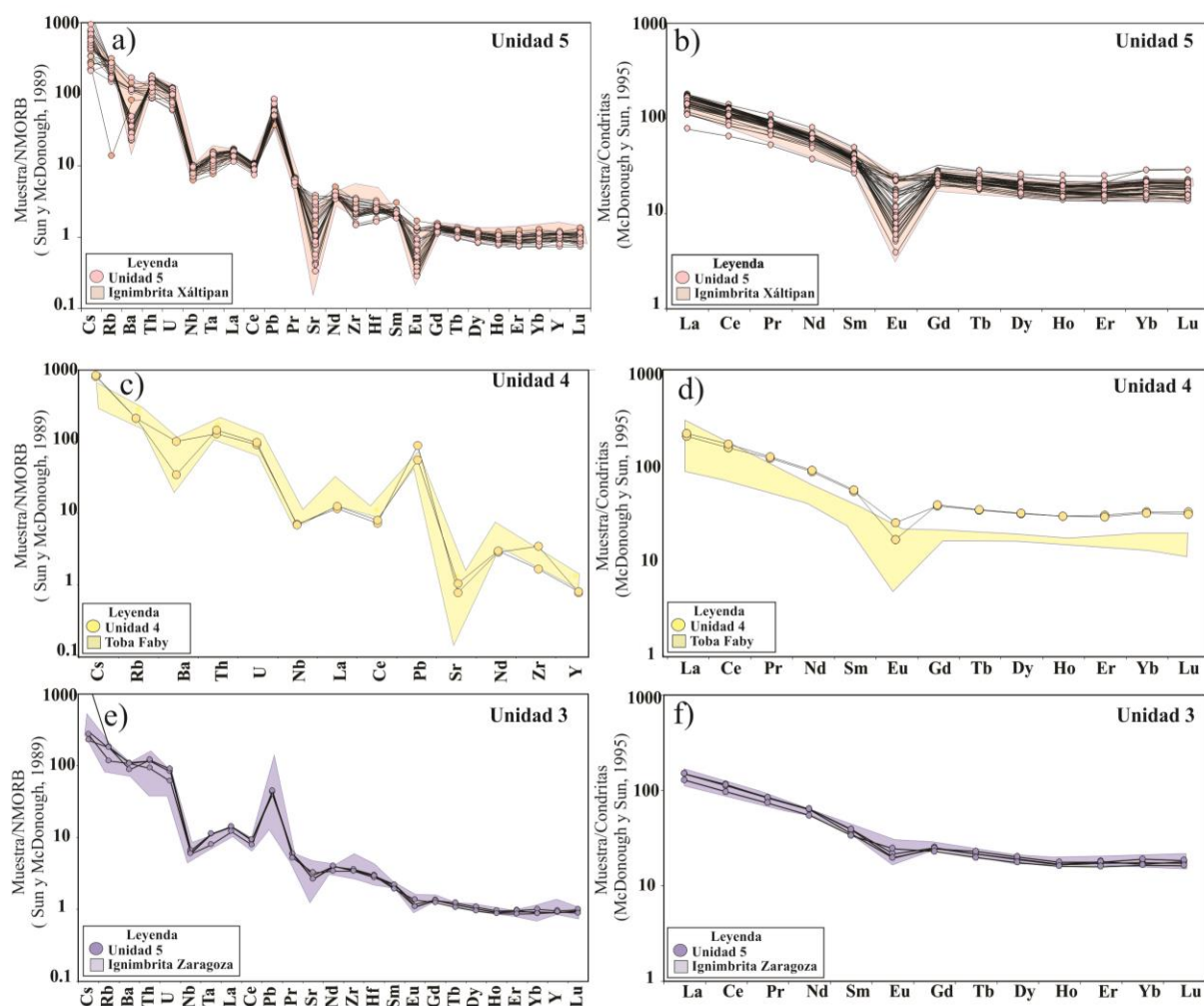


Figura 4.9. (a, c y d) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b, d y f) diagramas de tierras raras normalizados con Condrita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de las unidades del grupo caldérico U5 (a-b), U4 (c-d) y U3 (d-e). Muestras de superficie de la unidad 5 (Cavazos-Álvarez et al. 2020b), unidad 4 (Willcox, 2011) y unidad 3 (Carrasco-Núñez y Branney, 2005).

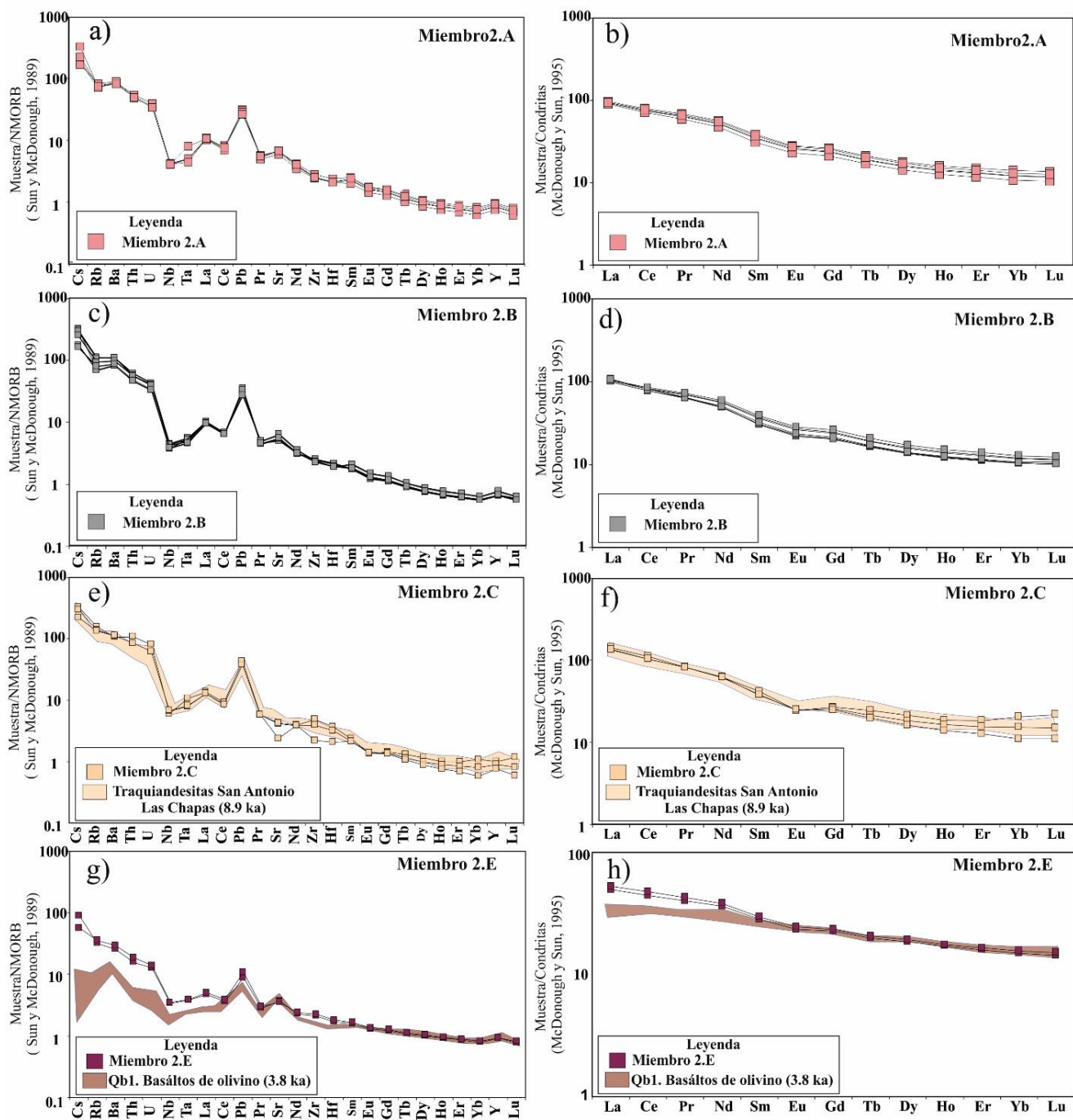


Figura 4.10. (a, c, e y g) Diagramas multielementos normalizados con N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y (b, d, f y h) diagramas de tierras raras normalizados con Condrinita (McDonough y Sun, 1995) para las rocas del subsuelo del CGLH de los miembros 2.A (a-b), 2.B (c-d), 2.C (d-e) y 2.E (g-h). Muestras de superficie (Carrasco-Núñez et al, 2017b).

CAPÍTULO 5. RE-EVALUACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA DEL SUBSUELO DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS

Las calderas silíceas son sistemas volcánicos complejos por naturaleza, como es el caso de Complejo Volcánico de Los Humeros. La estratigrafía del subsuelo permite registrar una variedad de eventos volcánicos ocurridos durante la etapa de formación de una caldera y previos a ella. De acuerdo con Lipman (2000) las etapas de formación de una caldera se componen por: 1) etapa de vulcanismo pre-colapso, 2) etapa de colapso y 3) etapa vulcanismo post-colapso. A consecuencia de la gran diversidad evolutiva, tanto a la alta frecuencia eruptiva, eventos tectónicos, la presencia de alteración hidrotermal, etc., dificulta la correlación entre las unidades que forman parte de la evolución de las calderas, como en el caso del subsuelo de la caldera de Los Humeros.

5.1. Correlación geoquímica de las unidades del subsuelo con la geología superficial.

5.1.1. Interpretación de los diagramas multielementos y REE

Para poder validar la identificación de las diferentes unidades y miembros que conforman la estratigrafía del subsuelo en el CGLH es imprescindible comparar su composición petrográfica y geoquímica con las rocas que afloran en superficie. Esto se llevó a cabo mediante el análisis específico de elementos traza que involucra a los elementos de radio iónico grande, alto potencial y REE, con base en diagramas bivariantes con relaciones de elementos inmóviles, diagramas multielementos y diagramas de tierras raras. Se lograron identificar campos y firmas geoquímicas características de cada unidad para fines descriptivos, además de una correlación con muestras de superficie de la caldera.

En el Capítulo 4 se muestran los diagramas multielementos normalizados con N-MORB de (Sun y McDonough, 1989) y diagramas de *REE* normalizados (McDonough y Sun, 1995) (Figura 4.5; 4.10). Las muestras de pozo de la caldera de Los Humeros presentan firmas de magmas formados en ambientes de subducción de arcos volcánicos, por el enriquecimiento de los elementos *LILE* (Cs, Rb y Ba) y con respecto al empobrecimiento de los elementos *HFSE*. Además, de anomalías negativas en Nb, Ta, Zr y Hf. (Pearce, 1996). Cabe destacar que este aspecto no fue explorado a detalle en este trabajo por considerar que se encuentra fuera del enfoque propuesto originalmente.

En el Grupo Pre-Caldérico, las rocas de la unidad 8 de acuerdo con los diagramas multielementos se caracterizan por andesitas basálticas de clinopiroxeno y andesitas de clinopiroxeno con hornblenda ocasional. Se observan anomalías negativas en elementos incompatibles (Nb, Ta, Zr y Hf), que permanecieron las fases fundidas del manto, y no fueron removidas por la entrada de fluidos que provienen de la deshidratación del slab (Pearce, 1996) (Figura 4.5). En trabajos previos (Carrasco-Núñez et al, 2017a), esta unidad fue comparada con las rocas del vulcanismo Miocénico de Cerro Grande (8.5-11 Ma); sin embargo, los patrones de multielementos de la unidad 8 sugieren que estamos ante un vulcanismo diferente a Cerro Grande, debido a las anomalías negativas en Zr y Hf que caracterizan a esta unidad.

Las rocas de la unidad 7 muestran patrones de multielementos de N-MORB similares para sus miembros principales (7.A y 7.B.). Se observa un enriquecimiento en elementos incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th y U) y un empobrecimiento de los *HSFE* (Sm - Lu), además de anomalías negativas en (Nb y Ta) típicas de vulcanismo de arcos volcánicos. (Figura 4.6 y 4.7); Sin embargo, el miembro 7.A, muestra anomalías negativas en Zr y Hf, que se distinguen de los miembros de 7.B, podría estar relacionado con la movilidad de estos elementos con respecto a la fusión parcial del manto. El miembro 7.B.2, se compone por andesitas porfídicas, se distingue de los demás miembros por presentar una anomalía positiva en Sr, que muestra la movilidad de este elemento ante la entrada de fases de plagioclasa. En el caso de los miembros 7.B.1 y 7.B.3 estas anomalías no son evidentes. Esta unidad se comparó con las rocas de la formación Andesita Teziutlán (1.46- 2.61 Ma) (Carrasco-Núñez et al., 2017a), de acuerdo con los diagramas multielementos las muestras del miembro 7.B.2 caen el campo de la Andesita Teziutlán, sin embargo, en los diagramas de tierras raras se observa un empobrecimiento en *HREE* que difiere de este campo y no permite confirmar una afinidad geoquímica. (Figura 4.7 c y d).

Con respecto a la unidad 6, las muestras de los tres miembros presentan patrones similares. En los diagramas normalizados a N-MORB se observan anomalías negativas en Ba, Nb, Sr, Zr, Hf y Eu y positivas en Pb (Figura 4.8 a, c y d). Las anomalías en Ba, Pb, Sr y Eu presentan picos más pronunciados para los miembros que se observan a profundidades más someras que el miembro 6.A. Las anomalías en Ba y Sr sugieren una cristalización que

predomina en feldespatos y plagioclasa, al igual que la anomalía negativa en Eu, que reflejan los diagramas de tierras raras normalizados a condrita (Huspen et al, 1984) (Figura 4.8, b, d f). Esta unidad fue comparada con los domos riolíticos pre-caldéricos, localizados fuera de la caldera, definidos como Qr4 (486-693 ka) y Qr3 (270 ka) de acuerdo con Carrasco-Núñez et al. (2017b). El miembro 6.A, los diagramas multielementos N-MORB, muestran que los elementos de Nb, Zr, Hf y Eu muestran patrones cercanos a Qr4. (Figura 4.8.a). Los miembros 6.B y 6.C sugieren un comportamiento similar a Qr3, de acuerdo con la anomalía en Ba, Nb, Sr y Eu. (Figura 4.8.c y e). Los patrones de tierras raras muestran un ligero enriquecimiento en *LREE* con respecto a los *HREE*, en este caso no es posible definir con exactitud alguna relación con las muestras de superficie (Figura 4.8.b, d y f)

En el Grupo Caldérico, las rocas de la unidad 5, se caracterizan por ignimbritas de biotita con una amplia distribución en los pozos del CGLH. De acuerdo con (Cavazos-Álvarez et al., 2020) las facies extracaldera de la Ignimbrita Xáltipan (IX) en caldera de los Humeros son equivalentes a las facies intracaldera identificadas en los pozos del CGLH. La IX presenta una ligera zonación composicional que varía de riolitas en las unidades basales a riolitas-traquitas en las fases superiores.

De acuerdo con los diagramas multielementos, las facies extracaldera de la IX, muestran un campo bien definido, con un enriquecimiento gradual en elementos incompatibles (Cs, Rb, Th y U), en contraste con el empobrecimiento de los elementos HFS (Gd- Lu), además se observan anomalías negativas en Ba, Nb, Sr y Eu. Las muestras de la unidad 5 (facies intracaldera) sugieren los mismos patrones que la IX (extracaldera). No, obstante, la anomalía en Ba no es evidente en todas las muestras, además, los picos de las anomalías en Sr y Eu aumentan conforme se acercan a las rocas de la cima de esta unidad. Este comportamiento puede confirmar que la IG presenta una variación composicional y se ve reflejado en el fraccionamiento gradual de facies relacionadas con feldespatos (Ba) y plagioclasa (Sr, Eu) (Cullers y Graf, 1984) (Figura 4.9.a y b).

La unidad 4 se caracteriza por depósitos piroclásticos de caída con clastos de pómez de composición riodacítica. Con respecto a los diagramas multielementos se observan anomalías negativas en Sr y positivas en Pb (Figura 4.9.c). En los diagramas de tierras raras es evidente un ligero enriquecimiento en *LREE* además de una anomalía negativa en Eu, que

refleja un proceso de diferenciación del magma con el fraccionamiento de plagioclasa. (Huspen et al, 1984) (Figura 4.9.c). Esta unidad se comparó con las muestras de superficie de la Toba Faby (Willcox, 2011), las muestras de pozo reflejan un comportamiento similar con respecto a los diagramas multielementos; sin embargo, en los diagramas de tierras raras las HREE se enriquecen con respecto a las *HREE* de la Toba Faby.

Con respecto a los diagramas multielementos la unidad 3 (ignimbritas de plagioclasa y piroxenos), exhibe un enriquecimiento en elementos incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th y U), además de anomalías negativas en Nb, Sr y Eu (Figura 4.9.e). Las anomalías en Sr y Eu reflejan una típica cristalización fraccionada en plagioclasa y se vuelve predominante conforme aumenta el contenido de sílice. Esta unidad se comparó con las muestras del evento que formó a la caldera de Los Potreros, denominado como Ignimbrita Zaragoza (Carrasco-Núñez y Branney, 2005). De acuerdo con los diagramas multielementos (N-MORB) y los diagramas de tierras raras normalizados a condrita caen en el mismo campo que la Ignimbrita Zaragoza. Carrasco-Núñez et al. (2012), reporta un ligero empobrecimiento en los elementos Gd, Tb, Dy y Ho, relacionado con los fenocristales de feldespatos y piroxenos que fueron removidos por las fases de anfíboles. Este patrón se observa en las muestras de esta unidad en los elementos Gd, Tb y Dy. (Figura 4.9.f).

El Grupo Post-caldérico (Unidad 2), está integrado por 5 miembros. Los miembros 2.A y 2.B muestran patrones muy similares. Se observa un enriquecimiento en los LIL con respecto al empobrecimiento de los HFSE. Las anomalías en Nb y Ta son típicas de rocas formadas en márgenes de placas convergentes, la generación del magma involucra la entrada de una fase fluida en la fuente del manto. (Figura 4.10.a); Sin embargo, en el miembro 2.B, se observa un empobrecimiento en Ba, relacionado con la remoción de piroxenos. El miembro 2.C se caracteriza por traquiandesitas de clinopiroxeno, exhibe un enriquecimiento en elementos incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th y U) y anomalías negativas en Nb y Ta, que reflejan que estas rocas se formaron en un ambiente de subducción (Figura 4.10.e). En las tierras raras se observa una ligera anomalía negativa en Eu, sugiere una sustitución de plagioclasa durante la fusión parcial (Winter, J. D, 2014) (Figura 4.10.f). El miembro 2.E, se conforma por basaltos de dos piroxenos y olivino, en los diagramas multielementos se observa un enriquecimiento en los elementos incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th y U), además,

se observa una anomalía positiva en Sr, que sugiere una acumulación de plagioclasa en la fase fundida (Winter, J. D, 2014) (Figura 4.10.g y h). (Cabe mencionar que no se ha graficó el miembro 2.D debido a la falta de análisis geoquímicos).

5.1.2. Interpretación de los diagramas bivariantes

La abundancia y la distribución de ciertos elementos traza en rocas volcánicas puede ser utilizado para clasificar los productos de magmas alcalinos y sub-alcalinos. Sin embargo, también pueden ser utilizados como índices geoquímicos para distinguir entre rocas volcánicas geoquímicamente similares (Winchester y Floyd, 1977). En los sistemas geotérmicos, los fluidos hidrotermales llevan metales en solución, que provienen ya sea de una fuente ígnea cercana o de la lixiviación de las rocas del subsuelo, o ambas. (Henley et al., 1984, Pandarinath et al., 2008). La movilidad de elementos traza durante los procesos de alteración está relacionado con el comportamiento de estos elementos de acuerdo con su carga/radio iónico (potencial iónico). Los elementos con radio con baja carga y un radio iónico pequeño son conocidos como *LILE* (*Large Ion Lithophile Elements*), estos elementos (Cs, Rb, Ba, Th, Sr, La y Ce) tienen a ser compatibles, es decir prefieren pertenecer a las fases cristalinas que a la fase fundida durante el proceso de fusión parcial. Estos elementos son particularmente denominados como elementos móviles, es decir, son movilizados por una fase fluida. (Winter, J. D, 2014). Los elementos *HSFE* (*High Field Strength Elements*) (*REE, Th, U, Ce, Zr, Hf, Ti, Nb y Ta*) son característicos de cargas y radio iónico grandes. Los iones de elementos incompatibles tienden a estar dispersos en la estructura del fundido y son excluidos de la más restrictiva o menos tolerante estructura cristalina de piroxenos y olivinos coexistentes. (Best, M. G., 2013). Elementos traza como (Ti, Zr, Y, Nb, Sc) son generalmente considerados como remanentes (inmóviles) durante el proceso de alteración hidrotermal (Can, 1970; Pearce y Can, 1973). De acuerdo con las características geoquímicas definidas por medio de diagramas de clasificación, diagramas multielementos normalizados a N-MORB y tierras raras normalizados a Condrita, se definió que los elementos *HFSE* (Nb, Zr e Y) y *LILE* (Sr, Ba y La) y las relaciones de elementos móviles e inmóviles (Zr/Nb , Zr/Y , Nb/Y , Ba/Nb y Nb/La) permiten distinguir entre las diferentes las unidades y miembros estratigráficos presentes del subsuelo de la caldera de Los Humeros.

En la figura 5.1 se observa la distribución de las muestras de la unidad 8 (Lavas basales) del Grupo Pre-caldérico, definido por rangos de Ba/Nb de 28-130 ppm y Nb/La de 0.16-0.58 ppm. Las muestras de esta unidad son comparadas con las muestras de superficie del Complejo volcánico de Cerro Grande (CVCG) (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez et al, 2000), tal como había sido ya reportado por Carrasco-Núñez et al., 2017a, en contraste con las muestras representativas de la Andesita Teziutlán que se apartan de dicha agrupación. En la figura 5.1 se muestra que algunas de las rocas intracaldéricas de la unidad 8 caen cerca del campo del vulcanismo de Cerro Grande, sin embargo, otras muestras tienden a presentar mayor dispersión.

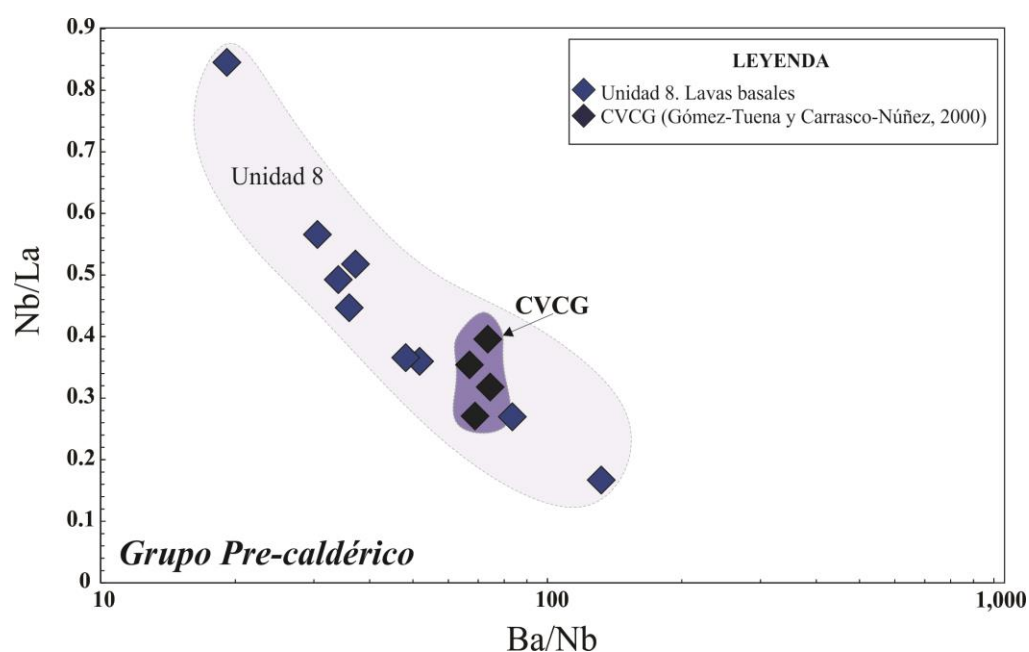


Figura 5.1. Diagrama bivariable Ba/Nb vs Nb/La para las muestras de la unidad 8 (lavas basales) del subsuelo de la caldera de Los Humeros, en comparación con las muestras de superficie del Complejo volcánico de Cerro Grande (Gómez-Tuena-Carrasco-Núñez, 2000).

Por lo que respecta a la unidad 7, como se ha mencionado anteriormente, está dividida en dos miembros principales 7.A y 7.B. En la figura 5.2, se observa como las muestras del miembro 7.A presentan dos diferentes agrupaciones. El miembro 7.A.1 se caracteriza por un campo muy restringido, con concentraciones de Nb/Y muy bajas (0.5-2ppm), en contraste con el miembro 7.A.2, que muestra contenidos de Nb/Y que varían de 11-20 ppm. Esto sugiere que se trata de dos eventos volcánicos totalmente distintos; en la base del miembro

7.A, se observan lavas de andesitas basálticas de clinopiroxeno, olivino y ortopiroxeno ocasional (7.A.1).

Por otra parte, el miembro 7.B, presenta en general valores intermedios entre los miembros 7.A.1 y 7.A.2, aunque en su mayoría los valores de Zr/Nb suelen ser mayores, como se puede apreciar en la figura 5.2. De los 3 miembros litoestratigráficos 7.B (1, 2 y 3) definidos por su petrografía y posición estratigráfica (siendo 7.B.1 el más antiguo y 7.B.3 el más joven), se observa que, en particular los miembros 7.B.1 y 7.B.3 muestran composiciones similares, con valores de Nb/Y de 7 a 14 ppm; Sin embargo, se catalogan como unidades distintas por su diferente posición estratigráfica (Figura 5.2). Ambos miembros se componen primordialmente por andesitas porfídicas, aunque el miembro 7.B.3 suele mostrar fenocristales de clinopiroxenos de manera esporádica. En tanto que el miembro 7.B.2 presenta las concentraciones más bajas de Nb/Y (5-7 ppm), lo que sugiere que se trata de rocas menos evolucionadas que los miembros 7.B.1 y 7.B.3. El miembro 7.B.2 se compone por andesitas porfídicas de clinopiroxeno y ortopiroxeno ocasional, mostrando una fuerte afinidad con las muestras de superficie de la Andesita Teziutlán (Carrasco-Núñez et al., 2017a) lo que sugiere que este miembro tendría una edad entre 1.46 a 2.61 Ma.

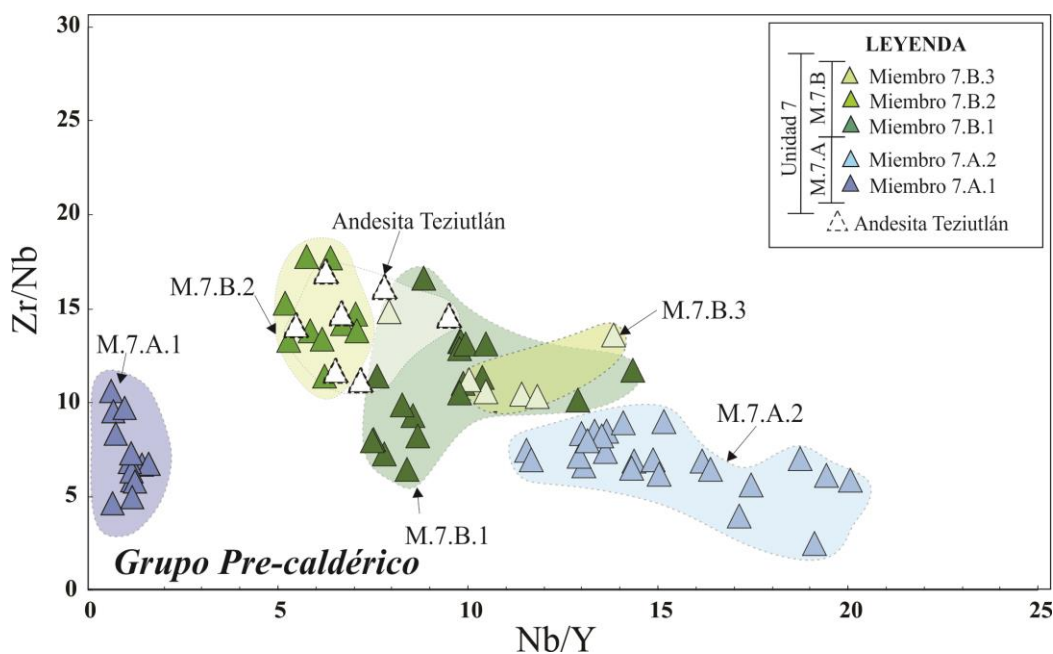


Figura 5.2. Diagrama bivariable Nb/Y vs Zr/Nb para las muestras de los 5 miembros litoestratigráficos que integran a la unidad 7 (lavas pre-caldéricas) del subsuelo de la caldera de Los Humeros, en comparación con las muestras de superficie de la Andesita Teziutlán (Ferriz y Mahood, 1987; Carrasco-Núñez et al., 2017a).

En la figura 5.3 se muestran las rocas que pertenecen a la unidad 6, compuesta por rocas riolíticas emplazadas a diferentes profundidades, empleando en este caso la relación Zr/Y propuesto por Bignall (1996) para la caracterización de rocas volcánicas con diferentes grados de alteración hidrotermal. En este caso, se definieron tres miembros estratigráficos (6.A, 6.B y 6.C) con distribuciones muy particulares que permiten distinguirlas entre sí. Para fines de comparación, en la figura 5.3 se añadieron los campos de las muestras procedentes de domos riolíticos pre-caldéricos (Qr4, Qr3), además de las lavas y domos riolíticos que pertenecen a la etapa caldérica (Qr2) y a la fase de resurgencia post-caldérica (Qr1), que se localizan dentro y en los alrededores de la caldera.

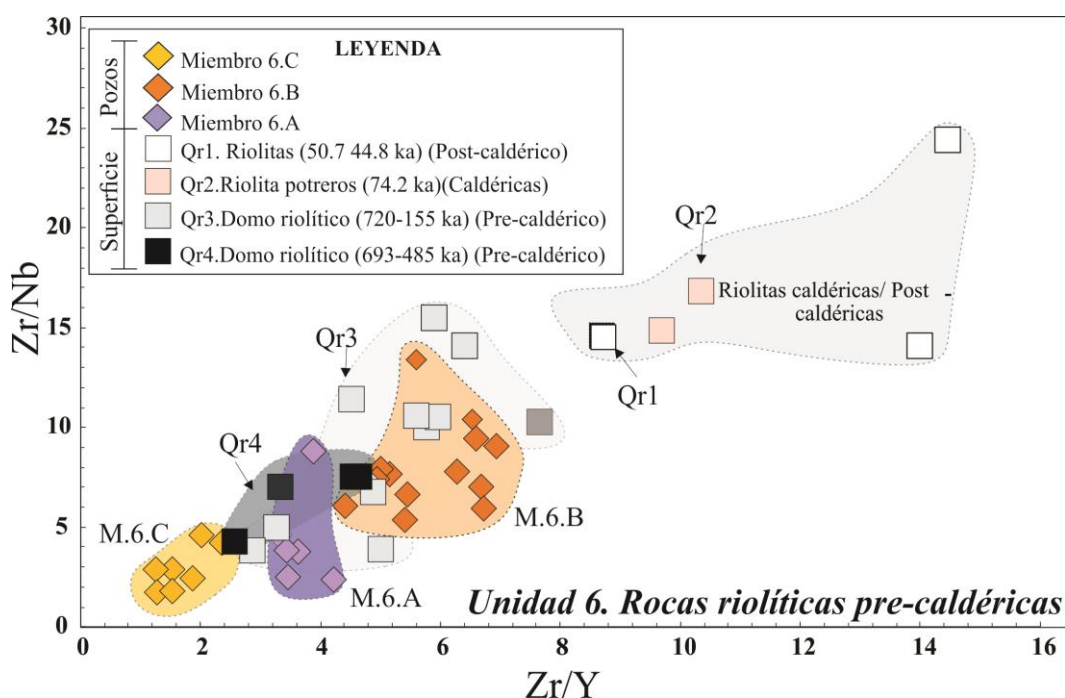


Figura 5.3. Diagrama bivariable Nb/Y vs Zr/Nb para las muestras de los 3 miembros litoestratigráficos que integran a la unidad 6 (Rocas riolíticas pre-caldéricas) del subsuelo de la caldera de Los Humeros, en comparación con las muestras de superficie de los domos riolíticos y riolitas Qr1, Qr2, Qr3 y Qr4 (Carrasco-Núñez et al., 2017b).

El campo de los domos riolíticos Qr3 y Qr4, de edades de 155-270 ka y 485- 693 ka, respectivamente, se traslapan con los campos de las muestras de subsuelo (6.A y 6.B), mientras que las muestras de superficie Qr2 (Riolita Potrereros) (74.2 ka) y Qr1 (Domo riolítico post-caldérico 50.7- 44.8 ka) muestran valores más altos de Zr/Nb, con rangos que varían de 9 a 15 ppm, lo que sugiere que las rocas riolíticas de los miembros 6.A y 6.B pudieran ser

cogenéticos y pertenecer a la etapa del vulcanismo pre-caldérico, mientras que el miembro 6.C tiene características que se agrupan fuera de esos campos y podrían entonces representar magmas distintos a los conocidos en la geología superficial, pero que no fueron extruidos a la superficie, quedando posiblemente como cuerpos subvolcánicos, quizás con una forma de criptodomo. Esta interpretación corrobora las ideas asociadas a los procesos de resurgencia que han sido propuestas recientemente (Urbani et al., 2020), donde estos cuerpos se introducen en zonas de debilidad y se enfrían rápidamente al contacto con las paredes más frías, que al momento de seguir su flujo dan lugar a texturas de bandeamientos de flujo (Fink, J. H., y Anderson, S. W., 2000). Tanto la caracterización petrográfica y geoquímica confirma que se trata de miembros diferentes, el miembro 6.A se caracteriza por una textura perlítica por la presencia de esferulitas, feldespatos potásicos, cuarzo y plagioclasa, y por su parte, los miembros 6.B y 6.C se caracterizan por un bandeamiento de flujo con microcristales de cuarzo, sin embargo, el miembro 6.B, contiene fenocristales de biotita ocasionales, en contraste con el miembro 6.C.

En lo que respecta al grupo caldérico, se observa la distribución de las muestras que pertenecen a las facies extra-caldera de la Ignimbrita Xáltipan (IX) (Cavazos-Álvarez et al., 2020), en comparación con las facies intracaldéricas que componen a la unidad 5 del subsuelo del CVLH (Figura 5.4). Las facies extracaldericas de la IX muestran una variación composicional de riolitas a riodacitas. En el subsuelo, el campo de la unidad 5, es muy amplio (Nb/Y de 0.50 a 0.88 ppm y Zr/Nb de 2 a 23 ppm), la gran mayoría de las muestras intracaldéricas muestran una afinidad geoquímica con las rocas del evento explosivo de la Ignimbrita Xáltipan (Figura 5.4), como se demostró en los diagramas multielementos y tierras raras (Figura 4.9), además de la presencia de biotita en las ignimbritas de esta unidad (Figura 3.6), que fueron parte fundamental para establecer la distribución de esta unidad en el subsuelo del CGLH

No obstante, es evidente un traslape entre las muestras de los dos eventos explosivos (Toba Faby e Ignimbrita Zaragoza) que dieron lugar a la formación de la segunda caldera de Los Potreros. El campo de la Toba Faby (Willcox, 2011) está definido por un contenido de (Nb/Y de 0.46 -0.70 ppm y Zr/Nb de 9-25 ppm; Figura 5.4), sin embargo, en el pozo H20 a

una profundidad de 210 metros, solo una muestra presenta una afinidad geoquímica con el miembro Faby (Figura 4.9), se compone por clastos de pómez de composición riódacítica.

Por otro lado, las muestras de las facies extra-caldéricas de la Ignimbrita Zaragoza (IZ) (Carrasco-Núñez y Branney, 2005) definen un campo con contenidos de Nb/Y 0.40-0.58 ppm y Zr/Nb de 15 a 24 ppm. Las muestras de los pozos H42 y H50, a una profundidad de 410m, presentan una afinidad con la Ignimbrita Zaragoza (Figura 4.9 y 5.4). De acuerdo con la petrografía fue posible correlacionar esta unidad en pozos aledaños por la presencia de ignimbritas que carecen de fenocristales de biotita.

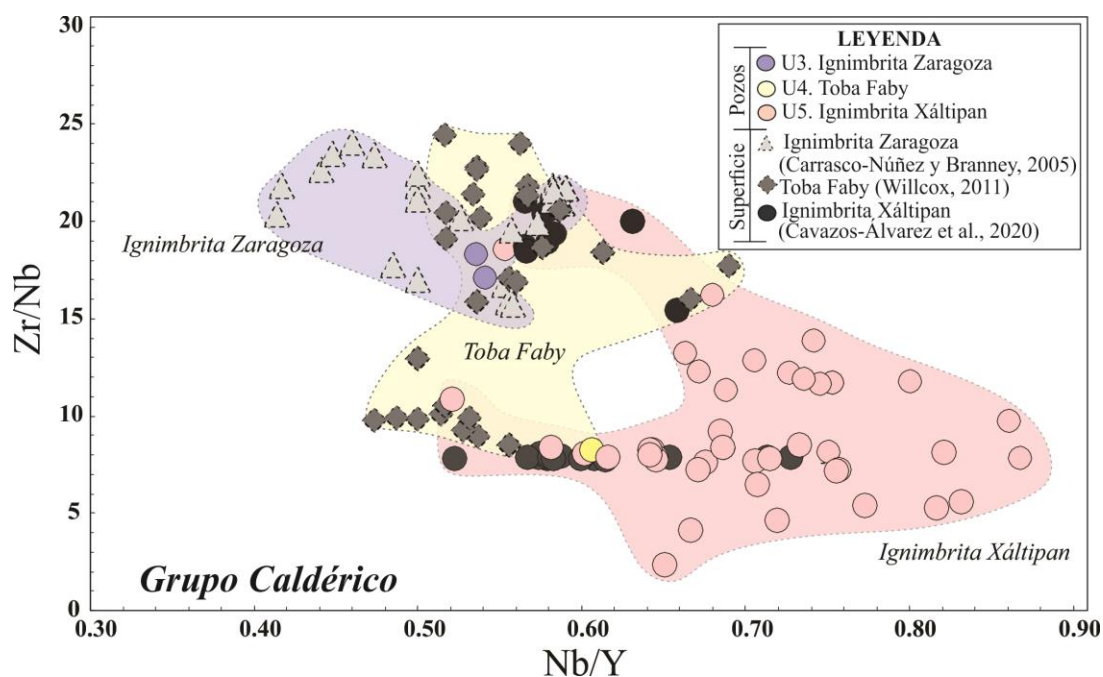


Figura 5.4. Diagrama bivariable Nb/Y vs Zr/Nb para las muestras de las 3 unidades litoestratigráficas que integran al Grupo Caldérico del subsuelo de la caldera de Los Humeros, en comparación con las muestras de superficie de la Ignimbrita Xáltipan (Cavazos-Álvarez et al., 2020), Toba Faby (Willcox, 2011) e Ignimbrita Zaragoza (Carrasco-Núñez y Branney, 2005).

De acuerdo con Carrasco-Núñez et al (2018) el grupo post-caldérico se caracteriza por dos fases importantes de formación: la primera está relacionada con una fase de resurgencia que involucra flujos de lava riolíticos y traquíticos, además de domos riolíticos localizados dentro y fuera de la caldera. La segunda fase involucra un vulcanismo bimodal y eventos de efusivos de tipo fisural que fueron emitidos a partir del borde sur de la caldera

de Los Humeros. En los pozos se tienen registro de al menos dos miembros que tienen afinidad composicional con las muestras de superficie. El miembro 2.A se caracteriza por un flujo de lava de andesitas basálticas de dos piroxenos; sobreyacen a la unidad 3 (Ignimbrita Zaragoza) en el sector centro-sur de la caldera. Se caracteriza por un contenido de Ba/Nb de 52-61 ppm y de Zr/Nb de 0.34-0.40ppm (Fig. 5.5). En este caso se considera que esta lava representar una de las primeras etapas de resurgencia en la caldera; sin embargo, no se logró identificar alguna afinidad con las muestras de superficie.

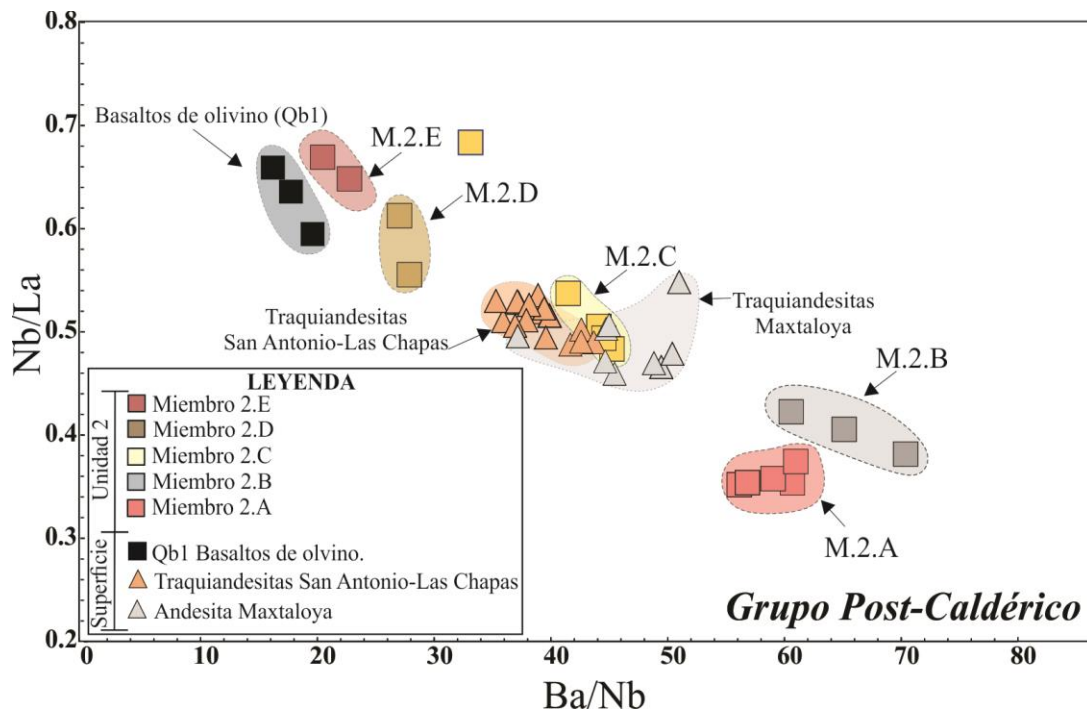


Figura 5.5. Diagrama bivariable Ba/Nb vs Nb/La para las muestras de los 5 miembros litoestratigráficos que a la unidad 2 del subsuelo de la caldera de Los Humeros, en comparación con las muestras de superficie de la Andesita Maxtaloya, Traquiandesitas San-Antonio Las Chapas y Basaltos de olivino Qb1 (Carrasco-Núñez et al, 2017b) y Miembro Cuicuiltic (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez et al., 2014).

El miembro 2.B se caracteriza por lavas de andesitas porfídicas de clinopiroxeno, el campo definido para este miembro presenta contenidos altos de Ba/Nb 58-70 ppm y Zr/Nb de 0.38-0.44 ppm (Figura 5.5). El miembro 2.C se compone por lavas de composición traquiandesítica con fenocristales de clinopiroxeno, se distribuye en el sector oeste, centro y sur de la caldera. Las concentraciones de Ba/Nb presentan un rango de 40-43 ppm y 0.47-0.55 ppm de Nb/La (Figura 5.5.). Este miembro se comparó con las muestras de superficie que pertenecen a la fase de resurgencia (Traquiandesitas San Antonio-Las Chapas Qta3)

(Carrasco-Núñez et al., 2017b), y como se observa en la figura 5.5, se sugiere una afinidad con las traquiandesitas de San Antonio-Las Chapas localizadas el sector occidental de la caldera (Lucci et al, 2019).

Los depósitos de pómez que conforman al miembro 2.D, se distribuyen preferencialmente en el sector NE de la caldera con espesores de 150 m, mientras que en el sector occidental de la caldera se observan depósitos de pómez con espesores menores a 30 m. Este miembro se define por un pequeño campo con valores de Ba/Nb de 25-28 ppm y Nb/La 0.54 a 0.63 ppm; sin embargo, para este miembro no fue posible establecer alguna relación con muestras superficiales. (Figura 5.5)

Las muestras del miembro 2.E, se caracterizan por lavas basálticas de clinopiroxeno y olivino, se localiza preferencialmente en el sector N-O de la caldera. Su campo está definido por un contenido de Ba/Nb de 18-22 ppm y Zr/Nb de 0.64 a 0.68 ppm. Este miembro se comparó con las muestras de superficie definidas como Qb1 (Basaltos de olivino y piroxeno) localizadas en el sector NO de la caldera y en el cráter Xalapasco (Carrasco-Núñez et al., 2017b y Lucci et al., 2019). En la figura 5.5 se observa que el campo de Qb1 presenta contenidos de Ba/Nb (14-20 ppm) menores al miembro 2.E; sin embargo, el contenido de Nb/La (0.58-0.68 ppm) se mantiene en rangos similares. De acuerdo con la distribución de este miembro en el subsuelo, además del contenido mineralógico observado (plagioclasa, clinopiroxeno y olivino) se propone que el miembro 2.E muestra una afinidad con las muestras de superficie de basaltos de olivino (Qb1).

5.2 Correlación litoestratigráfica del subsuelo del CGLH.

Carrasco-Núñez et al. (2017a) presentó una actualización de la estratigrafía del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros en cuatro grupos principales integrados por 8 unidades litoestratigráficas. En este trabajo, con base en el análisis de muestras de esquilas, petrografía y análisis geoquímicos (elementos mayores, elementos trazas) de 13 pozos disponibles, se lograron realizar correlaciones más detalladas, así como identificar algunos horizontes con características propias a partir de la construcción de 4 perfiles de correlación entre pozos (Fig. 1.2). La estratigrafía propuesta en este trabajo sigue el agrupamiento de las cuatro sucesiones volcánicas antes mencionadas: Basamento Pre-volcánico, Grupo Pre-Caldérico, Grupo Caldérico y Grupo Post-Caldérico, que alberga 9 unidades

litoestratigráficas e incluye un nuevo esquema en donde se lograron identificar un total de 13 nuevos miembros como parte de los resultados de este trabajo, tal como se muestra en la Tabla 4.

Tabla 4. Actualización de la litoestratigrafía del subsuelo del CVLH propuesta en este trabajo.

Grupo	Unidad	Miembro	Descripción	
Grupo Post-Caldérico	Unidad 1		Depósitos de caída y paleosuelos indiferenciados	
	Unidad 2. Lavas Post-caldéricas	2.E	Basáltos de olivino de Cpx + (Opx)	
		2.D	Depósitos de pómez	
		2.C	Traquiandesitas de Cpx	
		2.B	Andesitas porfídicas de Cpx	
		2.A	Andesitas basálticas de Cpx +(Opx) + (Ol)	
Grupo Caldérico	Unidad 3		Ignimbrita Zaragoza	
	Unidad 4		Toba Faby	
	Unidad 5		Ignimbrita Xáltipan	
Grupo Pre-Caldérico	Unidad 6. Rocas riolíticas Pre-caldéricas	6.C	Riolitas bandeadas	
		6.B	Riolitas bandeadas de (biotita)	
		6.A	Riolitas perlíticas	
	Unidad 7. Lavas Pre-caldéricas	M.7.B	7.B.3	Andesitas porfídicas de (Cpx)
			7.B.2	Andesita porfídicas de Cpx
			7.B.1	Andesitas porfídicas
		M.7.A	7.A. 2	Andesitas porfídicas de Cpx
			7.A. 1	Andesitas basálticas de Cpx + Ol + (Opx)
	Unidad 8. Lavas Basales		Andesitas porfídicas de Cpx + (Hbl)	
			Andesitas basálticas de Cpx + (Ol)	
Basamento Pre-Volcánico	Unidad 9		Calizas metamorfizadas y diques dioríticos	

5.2.1 Grupo Basamento Pre-volcánico

Unidad 9. Basamento pre-volcánico (*Skarn*, granodioritas, intrusivos dioríticos)

El Basamento Pre-volcánico-sedimentario se compone por calizas con diferentes grados de metamorfismo, diques dioríticos-gabroicos, además, de zonas de *skarn* y *hornfels*. (Viggiano y Robles, 1988; Cedillo et al., 1994 y Carrasco-Núñez et al., 2017a). El basamento sedimentario está orientado en dirección NNW, derivado de un evento intenso de deformación que incluye fallamiento y plegamiento a nivel regional, relacionado con la Orogenia Laramide (Norini et al., 2015, Carrasco-Núñez et al., 2017a). La unidad 9 se

caracteriza por una serie de calizas con diferentes grados de metamorfismo, se observan zonas de *skarn* y *hornfels*, además de haber sido intrusionada por diferentes cuerpos de diques dioríticos. Esta unidad se distribuye a profundidad preferencialmente en el sector NNW de la caldera, los mayores espesores (~520 metros) se observan en la base de los pozos H5 y H63 a profundidades mayores de 1300 metros y disminuyen drásticamente (150-180 metros) en los pozos H8, H52 y H59 (Figuras 5.6, 5.7, 5.8). La variabilidad de espesores de un pozo a otro sugiere un paleorelieve topográfico muy irregular, incluso en el mismo sector de la caldera, en el cual se depositaron los eventos volcánicos efusivos posteriores. Los cuerpos intrusivos graníticos-gabroicos localizados en las calizas son asociadas con la fase extensional que afecta a CVTM, causando un bajo grado de metamorfismo local.

5.2.2 Grupo Pre-caldérico

Unidad 8. Andesitas basales

El vulcanismo pre-caldérico se caracteriza por andesitas-dacitas de hornblenda y basaltos (Viggiano y Robles, 1988; Cedillo et al., 1994 y Carrasco-Núñez et al., 2017a). De acuerdo con la estratigrafía propuesta en este trabajo, en la base de la unidad 8, se observan andesitas basálticas de clinopiroxeno y olivino, se localizan en los pozos H26 y H59, con espesores promedio de 50 m y a profundidades que varían de 1940 a 2320 m. (Figuras 5.6, 5.8, 5.9). También se observan andesitas porfídicas de clinopiroxeno con hornblenda ocasional y se presentan en los pozos H8, H10, H19, H20, H25, H26 y H59, con espesores de alrededor de 150m, a profundidades de 1780 a 2280 m (Figuras 5.8 y 5.9).

Zona de alteración silícica.

Esta zona se observa a diferentes profundidades, pero su distribución no es continua y no aparece en todos los pozos. Sobreyace al basamento pre-volcánico en los pozos H5, H8 y H52 a profundidades de 1600 a 1740 m. También se observa sobreyaciendo a la unidad 8 en los pozos H19, H20, H25, H26 y H59 a profundidades de 1740 a 2080m, así como al miembro 7.A.1 en los pozos H10 y H63 a profundidades de 1640 a 1800m. Esta zona de alteración no se observa en los pozos H42 y H50 del sector sur de la caldera (Figura 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9).

Unidad 7. Andesitas Pre-caldéricas

Esta unidad ha sido previamente definida por (Viggiano y Robles, 1988; Cedillo et al., 1994 y Carrasco-Núñez et al., 2017a) como un potente paquete de andesitas de augita con espesores de hasta 1,000 metros, y se ha correlacionado con la formación de la Andesita Teziutlán, que se compone por andesitas de augita acompañada de magnetita y olivino ocasional, que aflora hacia el norte de la caldera (Yáñez y García, 1980). De acuerdo con López-Hernández (1995) este evento efusivo estaría compuesto por dos unidades debido a la presencia de roca intensamente alterada que intercala a estos flujos andesíticos (Andesita Teziutlán (1.46- 2.61 Ma) y Andesita Cuyoaco). Con base en el comportamiento geoquímico, características petrográficas y posición estratigráfica (aspectos que se detallan más adelante en el texto) fue posible definir que la Unidad 7 se conforma por dos miembros principales (7.A y 7.B) que albergan a 5 miembros (7.A.1- 2 y 7.B.1-3), aspecto que no se había considerado con anterioridad. Ver tabla 4.

Miembro 7.A

El miembro 7.A, se compone por (7.A.1 y 7.A.2). El miembro basal (7.A.1) se caracteriza por andesitas basálticas de clinopiroxeno, olivino y ortopiroxeno ocasional. Su distribución es restringida en el sector O-NO de la caldera, se correlaciona lateralmente en los pozos H5, H8, H10, H59 y H63, a profundidades que varían desde los 1200m (H5) hasta (1690-1930m) (H10) (Figuras 5.6, 5.7 y 5.8), con espesores promedio de 90m. En el caso del pozo H10 podemos observar a este miembro se encuentra intercalado con la zona de alteración silícica (1810 a 1910 m) (Figura 5.6). El miembro 7.A.2 está compuesto por andesitas porfídicas de clinopiroxeno. Se distribuye preferencialmente en el sector NO de la caldera en los pozos H52, H59 y H63, con espesores de 740 a 810 y profundidades de 770 a 860m (Figura 5.7 y 5.8). Por otra parte, este miembro se distribuye de N-S, con espesores que varían de 250 m (H20), 480-510 m (H19, H26 y H42) y 620-640 metros (H50, H55), a profundidades de 1370 a 1840m. En el sector occidental de la caldera los espesores varían de 100 (H5) a 540 m (H19) (Figura 5.6). Los grandes espesores observados en el sector NO de la caldera sugieren que la fuente de esta unidad estuvo localizada en ese sector del interior de la caldera, su distribución se mantiene constante en dirección NO-S y disminuye en espesores conforme se desplaza hacia el sector oriental (pozo H25) (Figura 5.8).

Miembro 7.B

Miembro 7.B.1

Las andesitas porfídicas que componen al miembro 7.B.1 se distribuyen preferencialmente en los alrededores del pozo H20 en el sector Norte de la caldera, con espesores de 580 a 790 metros, y disminuyen de manera irregular hacia el sector occidental de la caldera (H5, H8, H10 y H19), con espesores de 160 a 300 m (Figura. 5.8), y hacia el sector central en los pozos H19 y H26 (con espesores de 260 a 280), aunque más adelante se observa un aumento progresivo hacia el sur (pozos H42 y H50) con espesores de 410 a 480 m (Fig. 5.9). Los mayores espesores sugieren que la fuente de estos flujos se localiza en las inmediaciones del pozo H20 en el sector N-E de la caldera, y se emplazó preferencialmente hacia el sector sur y occidente de la caldera.

Miembro 7.B.2

Sobreyaciendo al miembro 7.B.1, se observa un paquete delgado de andesitas porfídicas de clinopiroxeno y ortopiroxeno ocasional (7.B.2). Presenta una distribución restringida en el sector sur de la caldera (H42 y H50) (Figura 5.9), con espesores de 240 a 340m; sin embargo, también es posible identificarla en el sector centro-este, en los pozos H26 y H25, con espesores de alrededor de 200 m. Con la información disponible y a falta de datos de más pozos localizados entre el sector centro-este de la caldera, se puede inferir de manera preliminar que este miembro se generó a partir de una zona localizada preferencialmente en el sector sur y que tuvo un emplazamiento hacia el norte, en donde aparece con espesores ligeramente más delgados. (Figura 5.8 y 5.9).

Miembro 7.B.3

Representa la etapa final del vulcanismo efusivo pre-caldérico, está compuesta por andesitas porfídicas con clinopiroxeno ocasional. Los espesores más grandes (400m) se observan en el pozo H19, se distribuye hacia el norte (H20, H55) y al este (H25) con espesores promedio de 100 metros. Se infiere que este flujo tuvo una distribución restringida, su fuente se localiza cerca del pozo H19 y se distribuye preferencialmente hacia el sector NE de la caldera (Figuras 5.6 y 5.8).

Unidad 6. Rocas riolíticas Pre-caldéricas

De acuerdo con Carrasco-Núñez et al. (2018), la etapa pre-caldérica involucra flujos de lavas y domos riolíticos localizados al sur y oeste de la caldera con edades de 693, 470 y 270 ka, además de otros domos que aparecen al NW de la caldera de edades 155 y 270 ka. Está compuesta por flujos y domos riolíticos porfiríticos con estructura de bandeamiento de flujo, que incluyen minerales de cuarzo, plagioclasa y biotita. En este trabajo, la unidad 6 se integra por tres miembros (6.A, B y C), los cuales fueron definidos con base a sus características texturales, posición estratigráfica y comportamiento geoquímico.

Miembro 6. A

Está compuesta por riolitas esferulíticas y perlíticas, se observan en el sector sur de la caldera, en los pozos H42 y H50 a profundidades de 1770 y 1830 m, con espesores de 100 metros (Figura 5.9). Además, en el pozo H50 se observa este miembro a profundidades más someras, de 750 m, con un espesor de 200 m, y se correlaciona con un horizonte más delgado en el pozo H42, que es vecino a este. La ubicación restringida de este miembro y su posición en diferentes niveles estratigráficos de un mismo pozo sugiere que se pueda tratar de una etapa de intrusiones someras asociadas a un mismo magma.

Miembro 6.B

Está compuesto por riolitas bandeadas de biotita; se distribuye lateralmente en los pozos H10, H19, H20, H25 y H55 a profundidades de 940 a 1100 m, con espesores promedio de 55 metros. En el pozo H52, localizado en el sector noreste de la caldera, se observa a este miembro con un espesor mayor a 200m y a una profundidad de 540m, pero sin presentar continuidad lateral. Además, en el pozo H25, se puede observar la aparición de esta unidad en al menos 3 diferentes niveles estratigráficos, mostrando una intercalación entre el miembro 7.B.1, en la parte inferior, y entre los miembros 7.B.3 y 6.C, en la parte superior, mostrando una relación que sugeriría estar asociadas al emplazamiento de pequeños cuerpos que intrusionan las capas subyacentes (Figura 5.8).

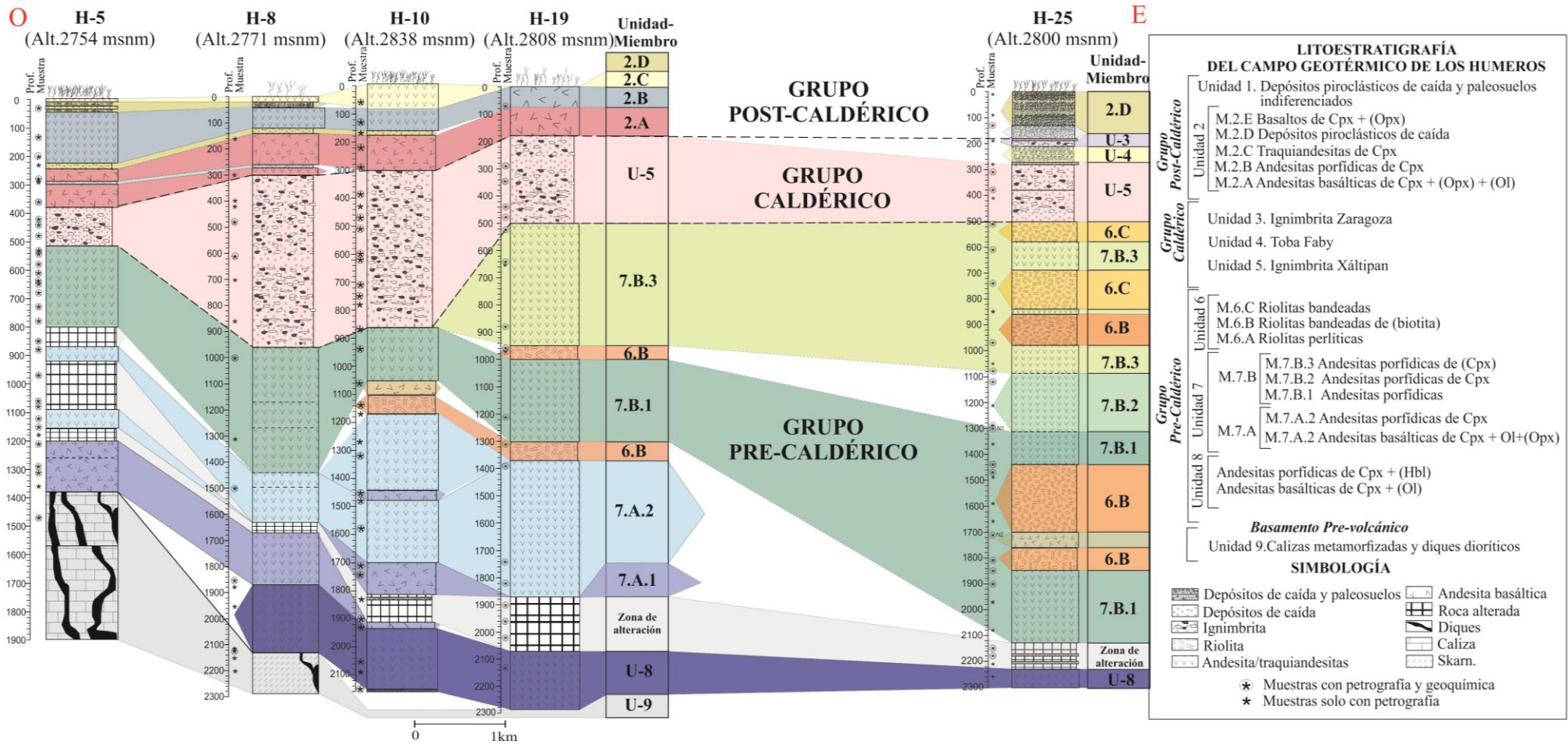


Figura 5.6. Perfil correlación entre los pozos H5, H8, H10, H19 y H25 del sector O-E de la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo del CGLH propuesta en este trabajo.

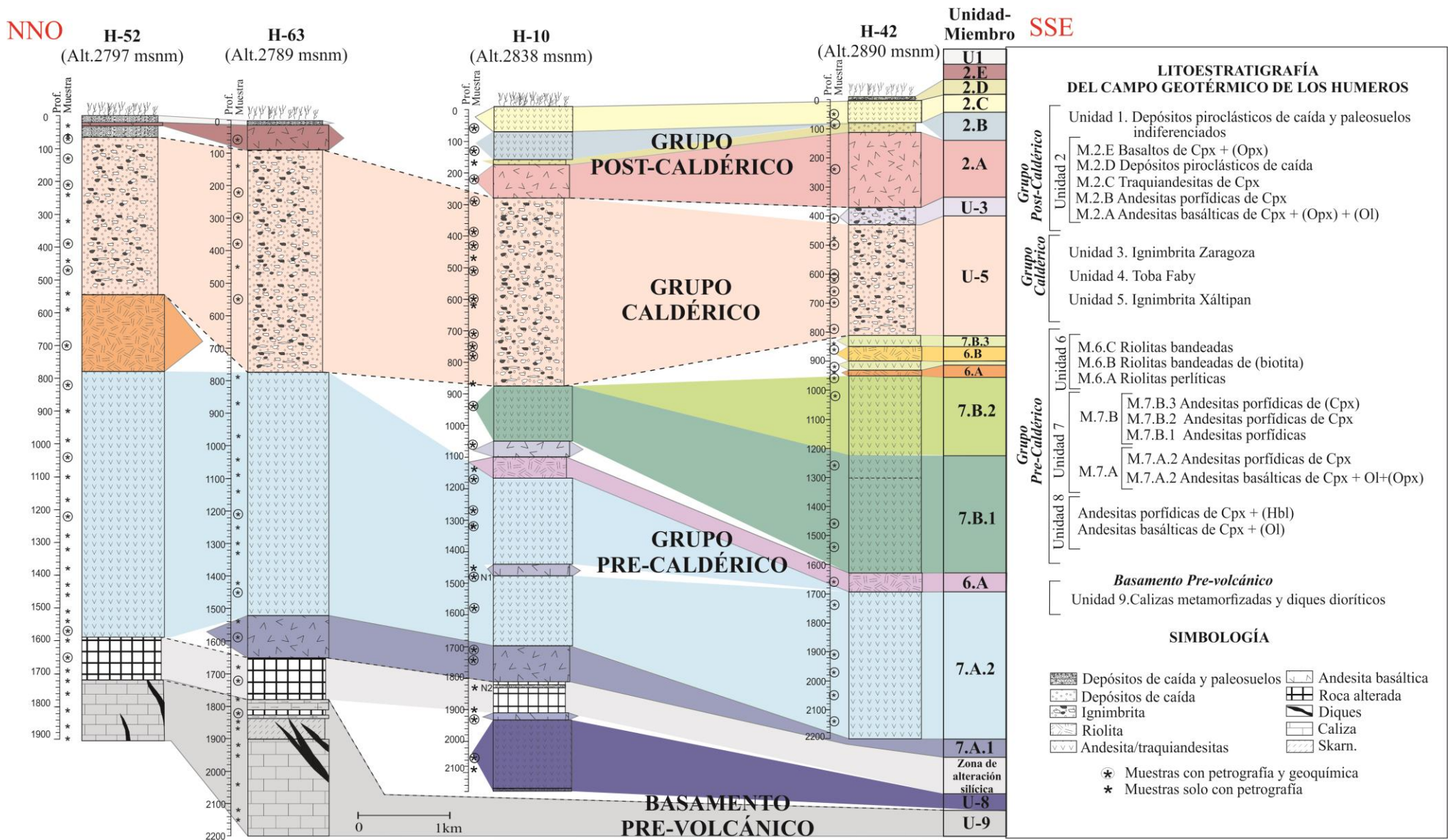


Figura 5.7. Perfil de correlación entre los pozos H52, H63, H10 y H42 del sector NNO- SSE la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo del CGLH propuesta en este trabajo.

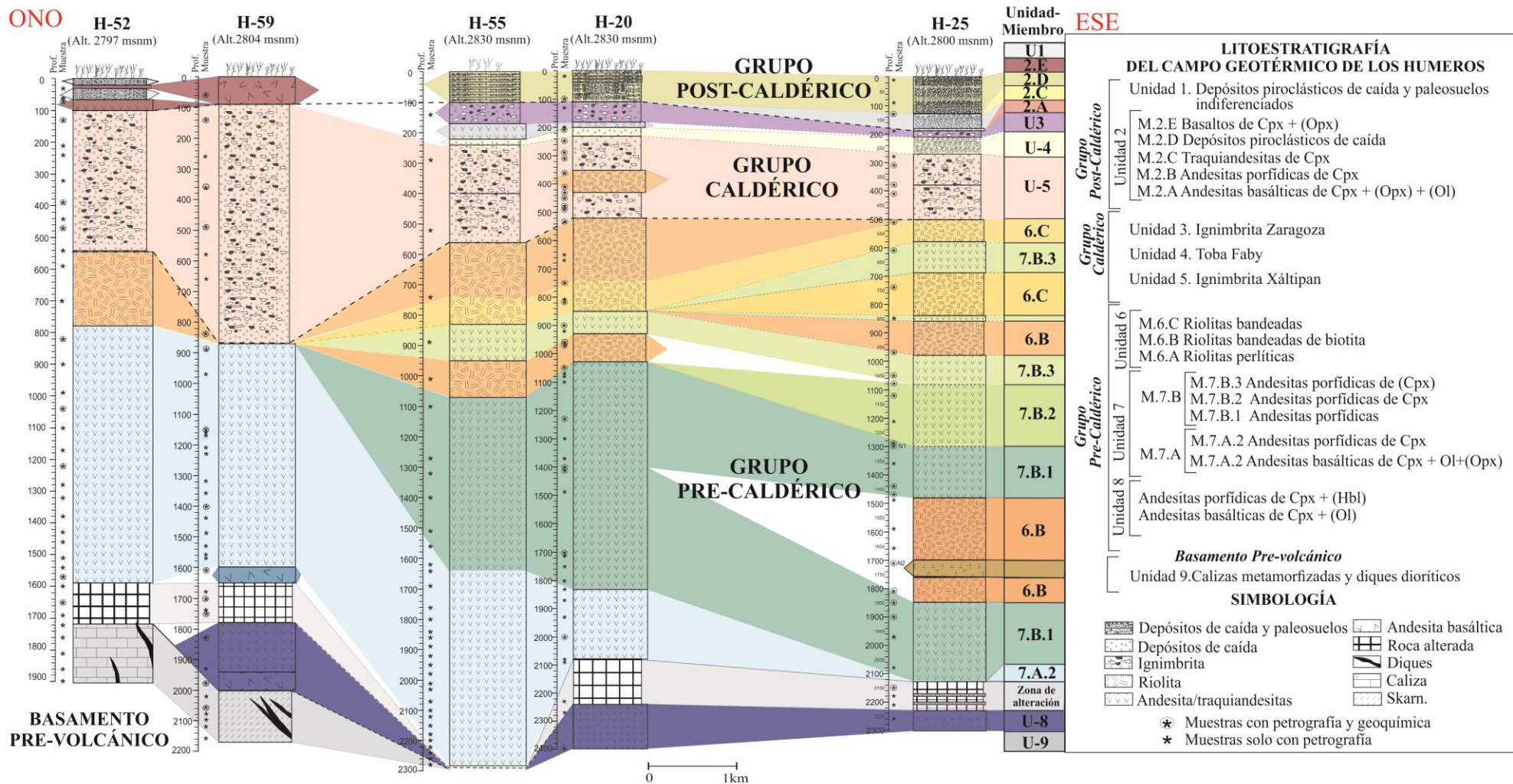


Figura 5.8. Perfil de correlación entre los pozos H52, H59, H55, H20 y H25 del sector ONO-ESE de la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo del CGLH propuesta en este trabajo.

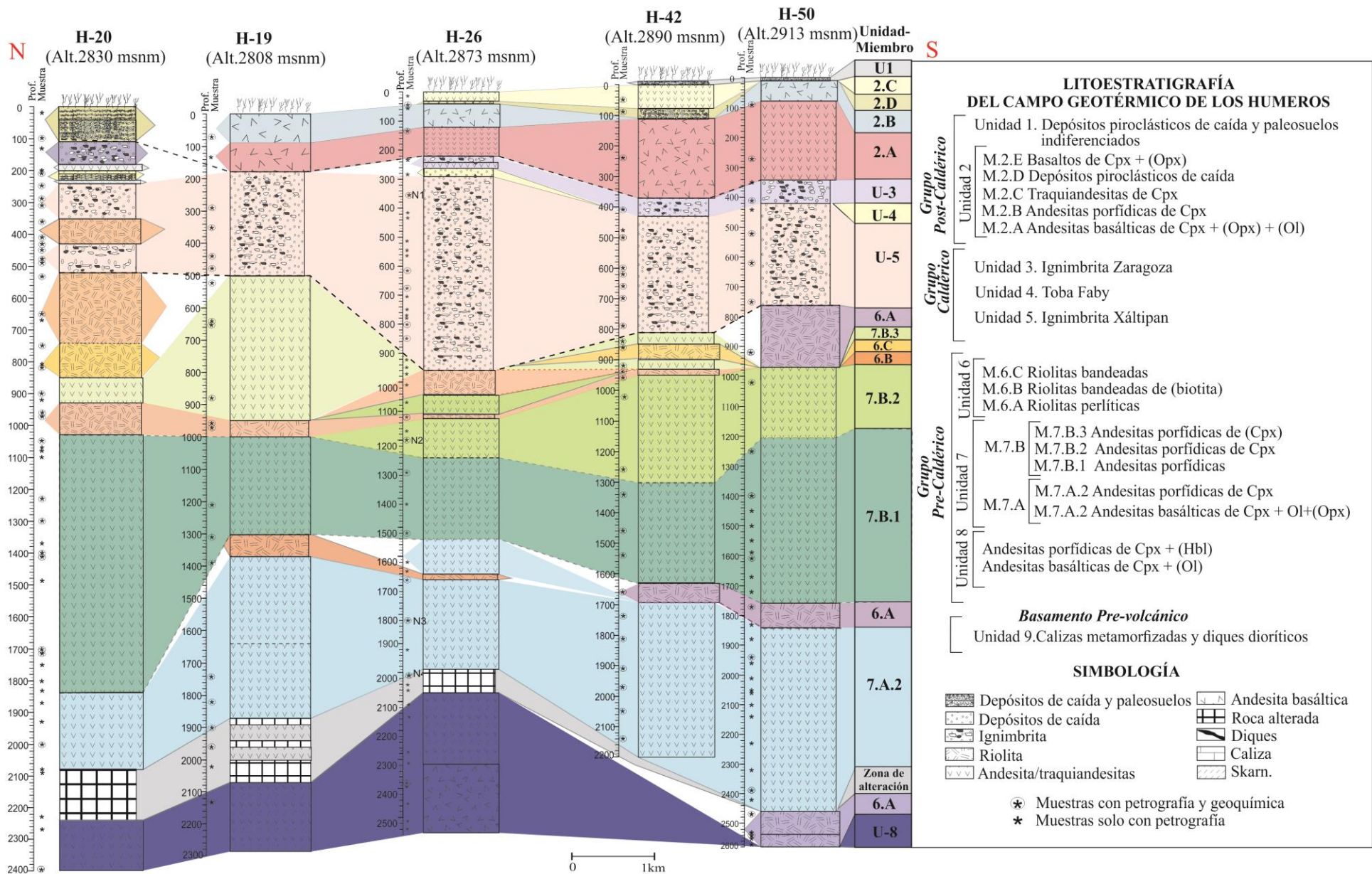


Figura 5.9. Perfil de correlación entre los pozos (H20, H19, H26, H42 y H50) del sector N-S de la caldera de Los Humeros, que muestra la litoestratigrafía del subsuelo propuesta del CGLH en este trabajo.

Miembro 6.C

Está compuesto por riolitas bandeadas con una distribución preferencial en los pozos H20, H25 y H55, con espesores de 90 a 320 metros, a profundidades que varían de 500 a 940 m. Esta unidad se encuentra intercalada con el miembro 6.B y 7.B.3 (Figura 5.8), sugiriendo que posiblemente fue emplazada de manera posterior al miembro 6.B.

5.2.3 Grupo Caldérico

Las erupciones que dan formación a la caldera de Los Humeros están asociadas con el emplazamiento de la Ignimbrita Xáltipan de (290 km³ DRE), (Ferriz y Mahood, 1984; Carrasco-Núñez et al., 2017a; Cavazos-Álvarez y Carrasco-Núñez, 2020). Posterior al colapso de la caldera, el vulcanismo fue dominado por una erupción pliniana que dio origen a 15 depósitos de caída de pómez (10 km³ DRE), (Ferriz y Mahood, 1984; Willcox, 2011). La última fase caldérica está asociada con la formación de la caldera Los Potreros, asociada al emplazamiento de la Ignimbrita Zaragoza (15 km³ DRE), (Ferriz y Mahood, 1984; Carrasco-Núñez y Branney, 2005; Carrasco-Núñez et al., 2012).

Unidad 5. Ignimbrita Xáltipan

De acuerdo con Cavazos-Álvarez et al., 2020, las facies intracaldera no expuestas de la Ignimbrita Xáltipan (164 ± 4.2 ka) son equivalentes a las facies extracaldera expuestas en superficie. Por medio de estudios petrofísicos y geoquímicos, se determinó que esta ignimbrita presenta al menos tres litofacies relacionadas con el grado de soldamiento, y mineralización secundaria.

Las facies intracaldera no expuestas de la ignimbrita Xáltipan (Unidad 5), fue definida con base a los datos de pozos. Se caracteriza por un paquete de ignimbritas vitrocrystalinas de biotita, con un grado de soldamiento gradual de base a cima, además de una variación composicional de riolitas en la base y traquitas en la cima de esta unidad. El contenido mineralógico se compone por fenocristales de feldespatos potásicos, cuarzo, biotita y piroxeno, además de la presencia de fragmentos líticos de caliza, andesita y riolitas que provienen de unidades litológicas previas. La distribución de esta unidad en el subsuelo es muy amplia, se presenta en todos los pozos analizados en este trabajo. Los espesores más grandes alrededor de 780m, se observan en los pozos H59 y H63, ubicados en el sector noroeste de la caldera

(Figura 5.7 y 5.8). Mientras que los espesores más delgados varían de 220 a 340m, en los pozos H19, H20, H25, H42, H50 y H55, con una distribución relativa hacia el sector E, a profundidades de 180 a 500m (Figura 5.8 y 5.9). En los pozos H8, H10, H26 y H52, su espesor varía de 440 a 750m, a profundidades de 100 m a 410 metros (Figura 5.6). Es evidente la gran variabilidad de espesores de un pozo a otro, lo que podría sugerir que el emplazamiento de la ignimbrita Xáltipan estuvo controlado por las estructuras originadas por el evento de formación de la caldera de los Humeros. El colapso de la caldera es de estilo *trap-door*, con una ligera inclinación del sector NE hacia el SO, donde los mayores desplazamientos verticales ocurren a lo largo fallas del borde de la caldera en el sector SO (Norini, et al, 2015).

Unidad 4. Toba Faby

Willcox (2011), define una serie de 13 depósitos de pómez producto de erupciones plinianas, de composición riodacítica. Describe que los depósitos de pómez presentan diferentes contenidos mineralógicos que varían de acuerdo con cada erupción (plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno, cuarzo, feldespato potásico, ortopiroxeno y apatito). La edad estimada para esta unidad es de 70 ± 23 ka (Carrasco-Núñez et al, 2018).

La caracterización de esta unidad no fue sencilla, debido al escaso material disponible para analizar; sin embargo, en los pozos H20 y H55 se observan depósitos de pómez que sobreyacen a la unidad 5 (Ignimbrita Xáltipan), de acuerdo con el pozo H20 se observan depósitos pómez de composición riodacítica-dacítica, con un contenido mineralógico de plagioclasa y cuarzo. Los patrones multielementos de esta unidad sugieren un patrón similar a las muestras de la Toba Faby (Figura 4.9). Con base en lo anterior, fue posible proponer una correlación para esta unidad con pozos aledaños (H55 y H25), tomando en cuenta su posición estratigráfica de acuerdo con la unidad 5. Su distribución está restringida al sector NE de la caldera y sus espesores son menores a 30 m (Figura 5.9).

Unidad 3. Ignimbrita Zaragoza

De acuerdo con Carrasco-Núñez y Branney, (2005), la ignimbrita Zaragoza está integrada por un flujo piroclástico masivo, subyacido por un depósito de caída y otro coronando la secuencia piroclástica. La ignimbrita presenta un zonamiento composicional que va de riodacitas en la base, pasando gradualmente a andesitas en la parte media, a

riodacitas en la cima. Se compone por fragmentos de pómez riodacita de color blanco a gris y pómez andesítica de color negro. La composición mineralogía en ambas fases es similar, involucra fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, augita, magnetita e ilmenita vítrea (en orden de abundancia).

En el subsuelo, los depósitos de la ignimbrita Zaragoza son definidos como la unidad 3. Está compuesta por una ignimbrita de textura vitrocrystalina con fragmentos líticos de andesitas porfídicas y riolitas, además de clastos de pómez moderadamente soldados de composición dacítica-riodacítica. Presenta una distribución irregular en los pozos, no identificándose en varios de ellos. En el sector NE de la caldera es posible observar que esta unidad sobreyace a las rocas de la unidad 4 y se correlaciona lateralmente entre los pozos H55, H20 y H25. Los espesores aumentan progresivamente de 40 a 70m, con una dirección O-E en los pozos H8, H10, H20, H26 y H55 (Figura 5.6, 5.8 y 5.9). Los espesores más delgados se observan en el sector sur de la caldera, en los pozos H42 y H50 con espesores de 20-30 metros, a profundidades de 340 a 360 metros (Figura 5.9). Los patrones de los diagramas multielementos de la ignimbrita Zaragoza sugieren que las muestras de subsuelo para esta unidad son similares (Figura 4.9).

5.2.4 Grupo Post-caldérico

De acuerdo con Carrasco-Núñez et al. (2018) el vulcanismo post-caldérico se compone por dos fases eruptivas principales. La primera fase (resurgencia) tuvo lugar en el Pleistoceno tardío, con el emplazamiento de magmas silícicos a dacíticos en el centro de la caldera y domos riolíticos localizados afuera de los bordes de la caldera, además de vulcanismo explosivo localizado dentro de la caldera de Los Potreros. La segunda fase se compone por un vulcanismo monogénico de composiciones basálticas a traquíticas, emitido dentro y fuera de la caldera de Los Humeros.

Unidad 2. Lavas Post-caldéricas

En este trabajo el grupo post-caldérico está representado por la unidad 2, y de acuerdo con sus características petrográficas, geoquímicas, posición estratigráfica y su relación con las muestras de superficie post-caldéricas del CVLH (Carrasco-Núñez et al., 2017b), se pueden distinguir 5 miembros litoestratigráficos, aunque con distribuciones restringidas a solo algunos pozos. Cabe mencionar que esta clasificación es una aportación proporcionada

por este trabajo, y como se ha mencionado en la sección previa de este capítulo, solo algunos miembros pudieron correlacionarse con unidades aflorantes en superficie, lo que indica que hay miembros litoestratigráficos nuevos que no habían sido caracterizados con anterioridad, como los miembros 2.A, 2.B y 2.D.

Miembro 2.A

Está compuesto por andesitas basálticas de dos piroxenos y olivino ocasional. Este miembro sobreyace directamente a las rocas de la unidad 5 que pertenecen a los depósitos de la Ignimbrita Xáltipan, se presenta en los pozos H5, H8, H10, H19, H26, H42 y H50, con espesores que varían de 90 a 260m. Los espesores más grandes (260 m) se observan en el sector sur de la caldera, en los pozos H42 y H50 y disminuyen en los pozos H8, H10, H19, H26, con espesores de 90 a 160m (Figura 5.6 y 5.9). La distribución de este miembro sugiere que la fuente de emisión se localiza en el sector sur de la caldera, cerca de los pozos H42 y H50, y se desplazó hacia el sector occidental.

Miembro 2.B

Sobreyaciendo directamente al miembro 2.A se observa al miembro 2.B, compuesto por andesitas porfídicas de clinopiroxeno, con una distribución en los pozos H5, H8, H10, H19 y H26. El espesor más grande se presenta en los pozos H5 y H19 con 120 y 90 m respectivamente. Los espesores disminuyen hacia el sector O-central de caldera(70 a 80m), en los pozos H8, H10 y H26. En el sector sur, se observa una porción de este miembro en la cima del pozo H50 con un espesor de 70m.

Miembro 2.C

Se compone por lavas de composición traquiandesítica, con una distribución limitada en el sector occidental y sur de la caldera. Se correlaciona lateralmente en los pozos H5, H8 y H10, con espesores que varían desde los 10 a 90m (Figura 5.1). En el sector central de la caldera en el pozo H26, se observa a este miembro con un espesor de 20 m, que aumenta hasta 80m conforme se desplaza hacia el sur (pozo H42). (Figura 5.9).

Miembro 2.D

El miembro 2.D sobreyace al miembro 2.C. Se caracteriza por depósitos piroclásticos, donde los espesores más grandes (100 m) se presentan en los pozos H55, H20 y H25 (Fig. 5.8) en el sector E-NE de la caldera, y disminuyen hacia el oeste con espesores menores a 50 metros (Pozo H52) (Fig. 5.8). Esto podría indicar que su fuente de formación se localiza en las inmediaciones del sector E-NE. Este miembro no muestra afinidad con los depósitos de pómez identificados en superficie “Miembro Cuicuiltic” (6.4ka); Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que estén presente en una pequeña porción de este miembro (2.D).

Miembro 2.E

Está compuesto por basaltos de piroxeno y olivino. Su distribución es restringida en el sector NO de la caldera, se presentan en la cima de los pozos H52, H59 y H63, con espesores de alrededor de 70m. (Figuras 5.7 y 5.8). Este miembro sugiere una afinidad con las últimas fases del vulcanismo fisural reportado como Qb1 (Basaltos de Olivino) por (Carrasco-Núñez et al. 2017b; 2018).

Por último, sobreyaciendo a la unidad 2 se encuentra a la unidad 1, que está compuesta por paleosuelos y depósitos piroclásticos retrabajados de fuente desconocida (Carrasco-Núñez et al. 2017b). La distribución de esta unidad está presente en la cima de todos los pozos, aunque no presenta espesores bien definidos.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

- La geología del subsuelo de la caldera de Los Humeros revela una distribución muy heterogénea de las diferentes unidades litoestratigráficas identificadas. Como resultado de un análisis detallado sobre la caracterización composicional, petrográfica, y geoquímica de muestras de pozos geotérmicos, fue posible identificar y caracterizar 13 nuevos miembros litoestratigráficos, que permiten redefinir la estructura geológica del subsuelo y proporcionan una imagen más realista de la complejidad que caracteriza al sistema geotérmico que alberga el CVLH.

Los resultados de esta reevaluación del subsuelo permiten establecer las siguientes unidades y miembros:

- Las lavas pre-caldéricas (Unidad 7) comprenden dos miembros estratigráficos principales, generados a partir de diferentes centros eruptivos. El miembro 7.A se caracteriza por dos periodos de vulcanismo efusivo de composición andesítica, uno de ellos con una tendencia basáltica (7.A.1) y otra, netamente andesítica (7.A.2), que se originaron en las inmediaciones del sector NO de la caldera de Los Potreros y se emplazaron hacia diferentes sectores. El miembro 7.B se compone tres flujos de lava andesíticos, generados de una o varias fuentes ubicadas hacia el sector E o SE (7.B.1-3) con diferentes contenidos mineralógicos y texturales. Los miembros 7.B.1 y 7.B.3 son geoquímicamente similares; sin embargo, su posición estratigráfica y distribución sugieren que se trata de eventos volcánicos distintos.
- La unidad 6 fue dividida en tres miembros. Los miembros 6.A y 6.B sugieren una afinidad geoquímica con los domos riolíticos pre-caldéricos Qr3 y Qr4 de edades de 155-270 ka y 485-693 ka, expuestos en el sector occidental y sur de la caldera que pertenecen al vulcanismo pre-caldérico; sin embargo, la unidad 6.C presenta un comportamiento geoquímico diferente a estas unidades, lo que sugiere que se trata de cuerpos riolíticos que aparentemente no fueron expuestas en superficie y que intrusionan a las últimas fases del vulcanismo efusivo pre-caldérico. Su distribución está restringida a unos cuantos pozos, siendo particularmente abundantes en los pozos ubicados hacia el E del campo geotérmico. La presencia de estos miembros en

diferentes niveles estratigráfico sugiere que fueron emplazados a través de pequeños cuerpos de magma que se insertaron en las capas sobreyacentes en diferentes episodios dentro de una zona relativamente restringida.

- La etapa caldérica en el subsuelo estuvo dominada por la Unidad 5 y muestran una afinidad geoquímica con las facies extracaldéricas de la Ignimbrita Xáltipan. Se emplazó preferencialmente en el sector NO de la caldera y disminuye en espesores hacia el sector Este. En contraste la Unidad 4 (Toba Faby) y Unidad 3 (Ignimbrita Zaragoza) que apenas pudieron ser reconocidas en escasos pozos, por lo que se considera que tuvieron una distribución muy restringida en el subsuelo del CGLH.
- El vulcanismo post-caldérico representado por la unidad 2 se compone por 5 miembros litoestratigráficos. De los cuales, el miembro 2.E comparte una afinidad geoquímica con las rocas provenientes del vulcanismo relacionado con el cráter Xalapazco (Basaltos de olivino Qb1), con una distribución local en el sector sur y NE de la caldera, mientras, que las muestras del miembro 2.C son afines con las lavas traquiandesíticas (San Antonio-Las Chapas) localizadas en el sector norte de la caldera. Los miembros (2.A, 2.B y 2.D) son considerados como eventos que no fueron extruidos a la superficie, por lo tanto, no han sido reconocidos en la estratigrafía del CVLH.

REFERENCIAS

Acosta-Azúa, R. I. 2016. Caracterización petrográfica y geoquímica de una sección del subsuelo del campo geotérmico Los Humeros, Puebla: Caso de estudio del pozo H-20. Tesis de Licenciatura. Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, 138 pp.

Aguirre-Díaz, G. J., Ferrari, L., Nelson, S. A., Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1998). El cinturón volcánico mexicano: un nuevo proyecto multidisciplinario.

Alaniz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, Á. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65-82.

Allan, J.F., 1986, Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473–485.

Arredondo, J.F., 2007. Integración geofísica en el campo geotérmico de Los Humeros. Internal report CFE GF-HU 02-07.

Arellano, V. M., García, A., Barragán, R. M., Izquierdo, G., Aragón, A., & Pizano, A. (1999). A conceptual model of the Los Humeros, Pue., Mexico, geothermal reservoir in its natural state; Modelo conceptual del estado inicial del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., Mexico. *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, 1

Arellano, V. M., García, A., Barragán, R. M., Izquierdo, G., Aragón, A., & Nieva, D. (2003). An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124(1-2), 67-88.

Barragán, R. M., Nieva, D., Santoyo, E., González, P. E., Verma, M. P., & López, M. J. M. (1991). Geoquímica de fluidos del campo geotérmico de Los Humeros (México). *Geotermia*, 7, 23-47

Best, M. G. (2013). *Igneous and metamorphic petrology*. John Wiley & Sons. p.16-50.

Bignall, G., Browne, P. R. L., & Kyle, P. R. (1996). Geochemical characterisation of hydrothermally altered ignimbrites in active geothermal fields from the central Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2), 79-97.

Campos-Enríquez, J. O. y Garduño-Monroy, J. 1987. The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico. *Geothermics*, 16, p 539-554. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(87\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0375-6505(87)90038-1)

Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A. y Lozano, V. L. 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico. *The Geological Society of America Bulletin*, Map Chart Series, MCH, 081, 10 pp.

Carrasco-Núñez, G. y Branney, M. J. 2005. Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with normal-to-reverse compositional zoning: The Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 68, p. 3-20. <http://DOI.10.1007/s00445-005-0416-8>

Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., López, M., Vargas, V., Aranda-Gómez, J.J., Cedillo, F. y Origel, G., 2008. Estudio de estratigrafía volcánica de la secuencia andesítica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla: Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Comisión Federal de Electricidad. Informe Interno DEX-HT-19-08.

Carrasco-Núñez, G. y Riggs, N. R. 2008. Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and geothermal research*, 171, 307-315 p. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.12.002>

Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M. J., Norry, M. y Willcox, C. 2012. Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intra-Plinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *The Geological Society of America Bulletin*, 124, p. 1793-1809. <https://doi.org/10.1130/B30501.1>

Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández J. y Vargas, V. (2017a). Surface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, 67, p. 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.01.001>

Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., De León, L., Dávila, P., Norini, G., Bernal, J. P., Jicha, B., Navarro, M. y López-Quiroz, P. (2017b). Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Terra digitalis*. 1(2), p. 1-11. <https://doi.org/10.22201/igg.terradigitalis.2017.2.24>

Carrasco-Núñez, G., Bernal, J. P., Dávila, P., Jicha, B., Giordano, G. & Hernández, J. (2018). Reappraisal of Los Humeros volcanic complex by new U/Th zircon and 40Ar/39Ar dating: Implications for greater geothermal potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 19 p. <https://doi.org/10.1002/2017GC007044>.

Cavazos-Álvarez, J. A., & Carrasco-Núñez, G. (2019). Effective mapping of large ignimbrites by using a GIS-based methodology; case of the Xáltipan ignimbrite from Los Humeros caldera, Mexico. *Terra Digitalis*, 3(2).

Cavazos, J. A., & Carrasco-Núñez, G. (2020). Anatomy of the Xáltipan ignimbrite at Los Humeros Volcanic Complex; the largest eruption of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106755.

Cavazos-Álvarez, J. A., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Peña, D., Jáquez, A., & Arteaga, D. (2020). Facies variations and permeability of ignimbrites in active geothermal systems; case study of the Xáltipan ignimbrite at Los Humeros Volcanic Complex. *Journal of South American Earth Sciences*, 102810.

Cedillo-Rodriguez, F. (1999). Geohydrology model of the geothermal reservoirs at Los Humeros, Puebla, Mexico; Modelo hidrogeológico de los yacimientos geotermicos de los Humeros, Puebla, Mexico. *Geotermia-Revista Mexicana de Geoenergía*, 15.

Créon, L., Levresse, G., Carrasco-Nuñez, G., & Remusat, L. (2018). Evidence of a shallow magma reservoir below Los Humeros volcanic complex: Insights from the geochemistry of silicate melt inclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 446-458.

Cullers, R. L., & Graf, J. L. (1984). Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks–ore petrogenesis. In *Developments in geochemistry* (Vol. 2, pp. 275-316). Elsevier.

Dávila-Harris, P. y Carrasco-Núñez, G. 2014. An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 271, 24-42 p. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.020>

Del Pilar, A. 2015. Caracterización petrográfica y geoquímica de una sección del subsuelo en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla: El caso del pozo H-42. Tesis de licenciatura en Ingeniería en Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, Querétaro. 119 pp.

Demant, A. (1982). Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 217-222.

Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Trans-Mexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 2, p. 172-187.

Fernández-Maya, F., O. 2017. Caracterización petrográfica y geoquímica del pozo H-26 en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Tesis de licenciatura en Ingeniería en Geociencias, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero. 87 pp.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. M. y Manetti, P. 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, p. 161-185. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00310-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00310-8)

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., & Stock, J. M. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America Special Paper*, 334, 42-64.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.

Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B10), 8511-8524.

Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1987). Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt. *Journal of Petrology*, 28(1), 171-209

Fink, J. H., & Anderson, S. W. (2000). Lava domes and coulees. *Encyclopedia of volcanoes*, 307-319.

Freundt, A., Wilson, C. J. N., & Carey, S. N. (2000). *Ignimbrites and block-and-ash flow deposits*. Academic Press.

Garduño-Monroy, V.H., Romero-Ríos, F. y Torres-Hernández, R. (1985). Estudio estructural y de teledetección en la región de Libres-Oriental (Puebla-Veracruz), informe interno 12/85, Comisión Federal de Electricidad, 22 p.

Gifkins, C. C., Herrmann, W., & Large, R. R. (2005). *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania

Gómez-Castellanos, Esteban. 2016. Caracterización petrográfica y geoquímica de una sección del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla: Caso de estudio del pozo H-5. Tesis de licenciatura en Ingeniería en Geociencias, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero. 182 pp.

Gómez-Tuena, A., & Carrasco-Núñez, G. (2000). Cerro Grande volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318(1-4), 249-280.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.

Glowacka, E., Sarychikhina, O., & Nava, F. A. (2005). Subsidence and stress change in the Cerro Prieto geothermal field, BC, Mexico. *pure and applied geophysics*, 162(11), 2095-2110.

Gutiérrez-Negrín, L. C. (2019, March). Current status of geothermal-electric production in Mexico. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 249, No. 1, p. 012017). IOP Publishing

Gutiérrez-Negrín, L. C., Izquierdo-Montalvo, G., & Aragón-Aguilar, A. (2010). Review and update of the main features of the Los Humeros geothermal field, Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, 34, 771-778.

Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B., & Whitney, J. A. (1984). *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems* (Vol. 1). Yale: Society of Economic Geologists.

Huerta Luna, G., 2018. Caracterización geológica y geoquímica de subsuelo del campo geotérmico Los Humeros, Puebla, México: caso de estudio, Pozo H-50. Tesis de Licenciatura en Ingeniería Geológica. Instituto Politécnico Nacional. 132 p.

Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971 A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), p.523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>

Jáquez Domínguez, J.A., 2018. Caracterización petrográfica y geoquímica del Pozo H-59 del Campo Geotérmico “Los Humeros”, Puebla. Tesis de Licenciatura en Ingeniería

Geológica. Universidad Autónoma de Zacatecas, Unidad Académica Ciencias De La Tierra. 120 p

Lagat, J., 2009. Hidrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from olkaria domes geothermal field, Kenya. Geothermal Development Company. 24 p.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen A. y Zanettin B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram, *Journal of Petrology*, 27(3), p. 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

Lipman, P. W. (2000). Calderas. *Encyclopedia of volcanoes*, p.643-662.

Lermo, J., Antayhua, Y., Quintanar, L. y Lorenzo C. 2008. “Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos”, *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 21(1), p 25-41.

López-Hernández, A. 1995. Estudio geológico-estructural de las rocas del yacimiento del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Informe interno OGL-HU-014/95.

López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., & Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acozulco Caldera Complex, central Mexico: exploratory studies. *Geothermics*, 38(3), 279-293.

López-Ramos, E. (1979). *Geología de México*, tomo II. Edición escolar, México, 263-265.

Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S. P., Girón, P., Velasco, F., Morán, D., Viera, F., & Chávez, G. (1995). Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 1, 203-208.

Lucci, F., Carrasco-Núñez, G., Rossetti, F., Theye, T., White, J. C., Urbani, S., ... & Giordano, G. (2020). Anatomy of the magmatic plumbing system of Los Humeros Caldera (Mexico): implications for geothermal systems. *Solid Earth*, 11(1), 125-159.

Machorro Bretón, J.O., 2018. Caracterización petrográfica y geoquímica de una sección del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla: caso de estudio del Pozo H-63. Tesis de Licenciatura en Ingeniería geológica. Instituto Politécnico Nacional. 116 p.

Martínez Serrano, R. G., & Alibert, C. (1994). Características geoquímicas de las rocas volcánicas del sistema geotérmico Los Humeros, Puebla y su relación con la mineralogía de alteración. *Geofísica Internacional*, 33(4).

Martínez-Serrano, R. G. (2002). Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico. *Geothermics*, 31(5), 579-612.

Mori, L. (2007). Origen del magmatismo miocénico en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano Tesis Doctoral en Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.

McDonough, W. y Sun, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, p 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 514-523.

Norini, G., Groppelli, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pellicioli, C., ... & De Franco, R. (2015). Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 221-237.

Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Corbo-Camargo, F., Lermo, J., Rojas, J. H., Castro, C., ... & Piccardi, L. (2019). The structural architecture of the Los Humeros volcanic complex and geothermal field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381, 312-329.

Pandarínath, K., Dulski, P., Torres-Alvarado, I. S., & Verma, S. P. (2008). Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the Los Azufres geothermal field, Mexico. *Geothermics*, 37(1), 53-72

Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.

Pasquaré, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., & Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146(1-4), 353-364.

Pearce, J. A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C. J. y Norry M. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, pp. 231-249

Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12(79), 113.

Peña Rodríguez, D., 2018. Caracterización petrográfica y geoquímica de una sección del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla: caso de estudio del pozo H10. Tesis de licenciatura en Ingeniería en Geociencias, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero. 90 p

Pérez-Reynoso, J. 1978. Geología y petrografía de Los Humeros. *Geomimet*, 91, pp. 97-106

Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K. P., Maresch, W. V., & Draper, G. (2006). Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 4(1-2), 303-341.

Prol-Ledesma, R. M., & Browne, P. R. L. (1989). Hydrothermal alteration and fluid inclusion geothermometry of Los Humeros geothermal field, Mexico. *Geothermics*, 18(5-6), 677-690. Rollinson, H. 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Jhon Wiley & Sons Inc. UK, p. 352

Riggs, N., & Carrasco-Núñez, G. (2004). Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. *Bulletin of Volcanology*, 66(4), 322-335.

Rojas Ortega, E. (2016). Litoestratigrafía, petrografía, y geoquímica de la Toba Llano, y su relación con el cráter El Xalapazco, Caldera de Los Humeros, Puebla (Tesis de maestría).

Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. John Wiley & Sons Inc, UK, 352 pp.

Siebe, C., Komorowski, J. C., & Sheridan, M. F. (1992). Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 54(7), 573-589.

Siebe, C., Macías, J. L., & Aguirre-Díaz, G. J. (Eds.). (2006). Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico (Vol. 402). Geological Society of America.

Sun, S. S. y McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. En: Saunders A. D. y Norry M. J. (eds.). *Magmatism in ocean basins*.

Terry, R. D., y Chiling, G. V. 1955. Comparison charts for visual estimation of percentage composition. *Journal of Sedimentary Petrology*, p. 229-234.

<https://www.thinkgeoenergy.com/the-top-10-geothermal-countries-2019-based-on-installed-generation-capacity-mwe/>

Urbani, S., Giordano, G., Lucci, F., Rossetti, F., Acocella, V., & Carrasco-Núñez, G. (2020). Estimating the depth and evolution of intrusions at resurgent calderas: Los Humeros (Mexico). *Solid Earth*, 11(2), 527-545. Verma, S. P. (2000). Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chemical Geology*, 164(1-2), 35-60.

Verma, S. P., & López, M. (1982). Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45(1), 63-79.

Viggiano-Guerra, J. C., Flores-Armenta, M., Rocha-López, V. S., Sandoval-Medina, F. 2013. Estudio petrográfico del pozo H-43, Los Humeros, Puebla.: Interpretación e indicadores mineralógicos de acidez. *Geotermia*. 26(2): 52-61 p.

Viggiano, J. C. y Robles, J. 1988. Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue.: sus usos como indicador de temperatura y del régimen hidrológico: *Revista Mexicana de Geoenergía*, 4, p. 15-28.

Viniegra-Osorio, F. (1965). Geología del Macizo de Teziutlan y la Cuenca Cenozoica de Veracruz: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17.

W Negendak, J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., & Werle, D. (1985). Geological and geochemical investigations on the eastern transmexican volcanic belt. *Geofísica Internacional*, 24(4).

Willcox, C. P. 2011. Eruptive, Magmatic and Structural Evolution of a large Explosive Caldera Volcano: Los Humeros, Central Mexico: Tesis de Doctorado, Universidad de Leicester, UK, 321 pp.

Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.

Winter, J. D. (2014). Principles of igneous and metamorphic petrology. Harlow. p.165-190.

Yáñez, C. y García, S., 1980. Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. C.F.E., Internal report 96 pp.

Yáñez, C. y García, S. 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz: Comisión Federal de Electricidad (CFE) México, p.29, 98.

ANEXO 1

Tabla 1. Análisis de elementos mayores de las unidades y miembros litoestratigráficos del subsuelo del CGLH. Los valores se reportan en porcentaje en peso (wt %)

Unidad/Miembro	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Unidad 8													
U-8	H8-2120	50.92	1.18	16.24	10.08	0.15	7.71	9.83	2.79	0.88	0.21	1.77	100
	H8-2126	51.51	1.19	16.06	10.15	0.14	6.92	10.23	2.74	0.86	0.20	0.63	100
	H19-2130	61.93	1.24	17.26	11.05	0.06	2.99	1.68	1.06	2.59	0.16	2.79	100
	H59-1980	52.60	1.40	15.78	7.85	0.15	6.30	10.23	3.27	2.02	0.41	0.42	100
	H20-N7-2400	58.68	0.95	17.80	7.14	0.10	3.20	6.00	3.33	2.41	0.39	0.400	100
	H26-2370	55.83	1.05	17.11	8.54	0.15	3.97	8.11	2.64	2.28	0.32	0.37	100
	H59-1830	65.15	0.93	16.22	4.61	0.10	1.79	4.74	3.90	2.30	0.26	0.89	100
Unidad 7													
M.7.A.1	H5-1290	48.19	1.65	15.95	8.93	0.13	7.86	10.15	2.94	0.92	0.33	2.96	100
	H5-1308	47.74	1.62	15.11	9.33	0.14	8.75	9.36	2.66	0.82	0.35	4.12	100
	H5-1310	47.16	1.68	14.74	9.55	0.14	9.33	9.51	2.61	0.75	0.38	4.16	100
	H5-1360	45.01	1.49	14.14	8.03	0.13	8.13	12.78	2.49	0.71	0.31	6.77	100
	H10-1060	48.11	1.63	15.91	10.41	0.17	8.64	11.35	2.70	0.71	0.36	0.82	100
	H10-N1-1480	53.55	1.51	18.45	8.64	0.11	3.79	7.19	4.19	2.14	0.45	2.20	100
	H10-1710	48.77	1.63	15.65	10.33	0.18	8.52	11.33	2.52	0.71	0.37	0.91	100
	H10-1740	58.14	1.41	17.06	7.77	0.11	3.06	5.98	3.60	2.42	0.45	1.22	100
	H10-1930	57.35	1.45	17.21	7.57	0.16	2.82	6.40	4.20	2.42	0.41	1.32	100
	H25-N2	49.38	2.71	16.68	12.82	0.17	4.86	8.27	3.58	1.08	0.45	1.43	100
	H59-1610	57.50	1.35	16.38	7.07	0.12	3.68	7.30	3.83	2.38	0.38	0.53	100
	H63-1590	57.40	1.41	17.59	7.17	0.11	3.06	6.62	4.02	2.23	0.39	0.71	100
M.7.A.2	H5-880	58.63	1.33	16.63	6.27	0.07	2.20	5.38	3.46	2.17	0.42	3.44	100
	H8-1500	57.04	1.36	17.29	7.10	0.11	3.40	7.12	3.69	2.47	0.42	2.9	100
	H8-1850	60.58	0.91	17.18	5.88	0.10	3.53	6.57	3.63	1.38	0.23	1.34	100
	H10-1320	56.86	1.51	16.96	7.86	0.12	3.35	6.40	4.18	2.36	0.41	1.13	100
	H10-1450	56.97	1.44	17.22	8.30	0.10	3.26	6.44	3.63	2.18	0.45	-	100
	H10-1740	58.14	1.41	17.06	7.77	0.11	3.06	5.98	3.60	2.42	0.45	1.22	100
	H10-2050	62.22	0.83	16.99	5.18	0.08	2.48	5.24	5.49	1.29	0.20	-	100
	H19-1390	61.41	0.98	18.77	4.43	0.09	1.09	4.55	5.01	3.35	0.31	0.95	100
	H19-1820	56.75	1.39	17.72	7.52	0.11	2.56	7.54	3.93	2.06	0.41	1.15	100
	H19-N4-1900	57.64	1.12	17.38	7.12	0.10	3.81	6.72	3.87	1.92	0.33	0.55	100
	H20-N6-2000	64.33	0.90	17.77	5.70	0.07	2.81	3.10	3.03	2.05	0.24	1.890	100
	H26-1520	59.16	1.35	17.59	6.98	0.15	2.12	4.83	4.20	3.25	0.37	2.73	100
	H26-N3-1810	56.21	1.35	17.67	7.59	0.10	3.19	6.43	3.45	2.56	0.37	0.84	100
	H42-1740	61.33	1.49	18.68	3.67	0.11	0.96	4.71	5.10	3.43	0.52	0.97	100
	H42-1910	67.47	0.78	15.93	3.25	0.07	0.55	1.16	4.99	5.61	0.17	1.06	100
	H42-1970	58.33	1.59	18.23	6.63	0.08	1.52	4.45	5.02	3.66	0.49	1.1	100
H42-2050	61.26	1.63	16.13	6.42	0.13	1.66	3.32	4.01	4.88	0.58	1.28	100	

Datos de este trabajo: (H5, H8, H10, H19, H20, H42) Carrasco- Núñez et al., 2008; (H42) Del Pilar-Mártinez, 2015; (H20) Acosta-Azúa, 2016; (H5) Gómez-Castellanos, 2016; (H5, H8, H10, H19, H20, H26, H42) Carrasco-Núñez et al., 2017a; (H26) Fernández-Maya, 2017; (H50) Huerta-Luna, 2018; (H59) Jáquez-Domínguez, 2018; (H63) Machorro-Bretón, 2018; (H10, H19, H25) Peña-Rodríguez, 2018; (H52) muestras analizadas en este estudio.

Tabla 1.Continuación

Unidad/Miembro	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
M.7.A.2	H50-1940	59.93	1.40	18.40	4.76	0.09	1.57	5.82	4.55	3.04	0.45	1.47	100
	H50-2100	60.75	1.42	16.56	6.07	0.12	2.23	5.44	4.33	2.65	0.43	1.27	100
	H50-2390	69.96	0.76	15.73	3.58	0.06	1.23	2.89	2.68	2.92	0.18	1.4	100
	H52-820	58.69	1.51	17.52	7.11	0.11	2.41	6.33	3.78	2.13	0.40	2.16	100
	H52-1040	56.96	1.72	18.86	7.07	0.11	2.16	5.55	4.12	2.91	0.54	1.6	100
	H52-1220	57.82	1.71	18.12	6.54	0.09	1.83	6.17	4.30	2.90	0.52	1.18	100
	H59-1150	59.49	1.75	18.06	5.83	0.09	1.57	5.65	4.15	2.94	0.47	1.51	100
	H59-1400	57.36	1.30	17.61	6.50	0.13	2.49	8.25	4.04	1.99	0.34	1.17	100
	H63-790	60.42	1.62	16.81	6.87	0.09	1.21	3.46	4.82	4.14	0.57	1.44	100
	H63-1210	59.23	1.22	17.08	6.08	0.11	2.58	5.65	4.70	3.01	0.35	1.38	100
M.7.B.1	H19-1210	60.56	1.18	18.70	5.14	0.08	1.18	4.54	4.89	3.37	0.36	1.22	100
	H20-1230	59.46	1.19	17.42	6.22	0.09	2.47	5.33	4.72	2.72	0.37	3.310	100
	H20-1300	59.41	1.20	17.37	6.30	0.10	2.35	5.52	4.35	3.04	0.36	2.250	100
	H20-N5-1700	59.38	1.17	17.47	6.45	0.11	2.59	6.82	3.30	2.34	0.37	1.440	100
	H20-1710	61.25	1.17	17.47	5.51	0.08	1.87	4.42	4.70	3.19	0.35	1.58	100
	H26-1310	60.65	1.20	18.25	5.54	0.08	1.40	4.77	4.49	3.22	0.39	1.87	100
	H42-1260	63.69	1.18	16.37	5.18	0.11	1.36	3.27	5.20	3.23	0.42	1.4	100
	H42-1460	69.42	0.43	15.04	3.71	0.13	0.40	1.52	5.47	3.76	0.12	0.48	100
	H42-1540	69.93	0.42	15.14	3.18	0.09	0.28	1.38	5.52	3.95	0.12	0.44	100
	H42-1610	69.18	0.44	15.76	3.63	0.08	0.41	1.28	5.28	3.81	0.13	1.06	100
	H50-1250	64.91	1.20	16.26	4.91	0.11	1.16	2.84	5.24	2.99	0.38	1.6	100
	H50-1400	63.83	1.27	16.25	5.42	0.13	1.56	3.30	5.02	2.85	0.39	1.82	100
	H50-1610	69.95	0.51	15.25	3.38	0.11	0.24	1.44	5.28	3.73	0.11	0.86	100
M.7.B.2	H25-1080	52.20	2.15	17.27	11.27	0.16	4.34	6.75	3.68	1.83	0.36	2.06	100
	H25-1120	58.21	1.06	19.07	5.25	0.08	2.70	8.01	4.29	1.10	0.22	2.85	100
	H25-N1	61.90	1.17	16.78	6.10	0.14	1.57	3.67	4.92	3.35	0.40	2.05	100
	H26-N2-1200	62.74	1.11	16.05	5.75	0.12	1.39	3.41	5.29	2.65	0.37	0.74	100
	H42-480	58.83	0.99	17.09	6.25	0.08	3.60	7.23	3.83	1.87	0.23	1.35	100
	H42-840	60.53	1.22	16.92	7.46	0.11	2.74	6.46	3.61	0.70	0.25	3.07	100
	H42-920	60.13	1.22	17.19	6.46	0.10	3.07	6.80	3.85	0.89	0.29	3.24	100
	H42-1020	61.29	1.34	16.64	7.04	0.11	1.43	3.99	5.08	2.55	0.52	1.53	100
	H50-1020	59.64	1.26	17.92	7.36	0.07	2.27	6.44	3.73	1.09	0.22	2.93	100
M.7.B.3	H5-540	58.30	1.39	17.18	5.63	0.05	0.80	4.36	3.95	3.26	0.51	4.57	100
	H5-580	60.02	1.04	15.79	5.61	0.09	2.06	4.89	3.53	3.07	0.31	3.57	100
	H5-610	55.21	1.52	17.02	7.84	0.09	3.45	5.97	3.74	2.34	0.44	2.39	100
	H5-730	58.76	1.48	16.49	6.11	0.13	1.59	4.41	3.53	3.43	0.56	3.49	100
	H5-780	59.27	1.51	16.27	6.63	0.08	1.40	4.42	4.25	3.47	0.56	2.14	100
	H5-1120	61.31	0.87	14.85	4.66	0.06	2.62	4.54	3.59	2.29	0.26	4.95	100
	H19-520	59.39	0.98	20.93	4.09	0.08	1.09	6.04	4.66	2.44	0.30	1.04	100
	H19-640	63.55	1.13	16.69	5.05	0.08	1.07	3.01	4.92	4.18	0.32	1.17	100
	H20-N2-900	58.03	1.57	17.30	7.32	0.11	2.08	5.40	4.68	2.99	0.52	0.560	100
	H25-610	62.20	1.19	17.19	5.70	0.09	1.63	4.41	4.10	3.13	0.35	1.76	100
	H25-1050	59.07	1.21	18.43	6.98	0.11	1.80	5.05	4.47	2.63	0.26	1.98	100

Tabla 1.Continuación

Unidad/Miembro	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
6.A	H10-1140	71.20	0.46	15.06	2.45	0.07	0.73	2.14	3.86	3.89	0.14	1.23	100
	H19-960	73.83	0.34	13.70	1.94	0.07	0.53	1.47	2.91	5.13	0.08	3.84	100
	H42-1660	74.50	0.27	14.29	0.63	0.03	0.35	0.90	4.72	4.25	0.06	0.62	100
	H50-750	74.29	0.64	13.69	1.53	0.05	0.30	1.48	3.22	4.75	0.05	1.75	100
	H50-920	77.91	0.53	12.26	1.21	0.05	0.27	0.45	3.79	3.48	0.04	1.36	100
	H50-1770	77.24	0.11	12.69	0.78	0.06	0.11	0.32	4.37	4.31	0.02	0.57	100
6.B	H19-970	76.47	0.16	12.73	1.45	0.03	0.32	0.50	3.56	4.75	0.04	-	100
	H19-1310	51.59	0.41	7.97	3.20	0.16	1.20	33.36	1.19	0.72	0.20	11.66	100
	H20-410	77.02	0.11	12.52	1.15	0.01	0.10	0.44	3.80	4.84	0.02	0.590	100
	H20-480	77.89	0.10	12.44	0.84	0.01	0.04	0.34	3.60	4.73	0.01	0.46	100
	H20-580	75.93	0.13	12.99	1.45	0.03	0.08	0.56	3.96	4.84	0.03	0.080	100
	H20-650	76.71	0.11	12.74	1.26	0.03	0.08	0.48	3.82	4.76	0.01	0.27	100
	H20-970	78.14	0.10	12.05	1.02	0.04	0.08	0.41	3.77	4.38	0.02	0.670	100
	H25-970	78.18	0.11	11.60	0.99	0.07	0.21	0.60	3.72	4.49	0.02	0.75	100
	H25-1440	68.72	0.45	15.23	3.78	0.09	0.42	1.67	5.84	3.70	0.11	0.67	100
	H25-1470	67.42	0.50	15.61	4.28	0.11	0.66	1.85	5.78	3.68	0.12	1.14	100
	H25-1810	66.25	0.71	15.76	4.54	0.09	1.66	2.38	3.98	4.51	0.13	0.82	100
	H26-1120	69.38	0.59	14.63	3.67	0.06	1.41	2.99	3.60	3.57	0.11	2.83	100
	H26-1670	58.49	1.43	17.76	7.05	0.10	2.47	5.82	4.17	2.31	0.38	1.38	100
	H42-940	71.73	0.25	14.41	3.08	0.06	0.43	0.94	4.08	4.97	0.06	2.13	100
	H50-2470	75.00	0.20	13.88	1.20	0.06	0.93	1.74	2.26	4.68	0.04	1.07	100
H52-700	76.75	0.19	12.56	1.05	0.02	0.20	0.82	3.82	4.55	0.04	0.72	100	
6.C	H20-530	75.68	0.16	13.29	1.48	0.02	0.13	0.67	3.82	4.72	0.02	0.42	100
	H20-750	77.28	0.09	12.77	0.95	0.02	0.04	0.38	3.70	4.76	0.01	0.54	100
	H20-N3-960	76.85	0.11	12.27	1.28	0.03	0.21	0.53	3.65	5.06	0.02	0.690	100
	H20-1410	77.04	0.10	12.85	0.97	0.01	0.08	0.40	3.70	4.85	0.01	0.58	100
	H25-510	78.08	0.13	11.75	0.94	0.02	0.29	0.54	3.21	5.01	0.03	0.77	100
	H25-740	79.39	0.09	10.92	0.83	0.07	0.25	0.49	2.97	4.98	0.02	0.57	100
	H42-860	82.12	0.07	9.99	0.25	0.02	0.31	0.49	2.00	4.73	0.02	0.97	100
Unidad 5	H5-420	65.56	0.69	16.52	2.76	0.04	0.59	3.03	4.12	3.99	0.19	2.50	100
	H5-440	67.29	0.54	14.96	2.29	0.04	0.56	2.99	3.88	4.02	0.12	3.31	100
	H5-480	66.97	0.56	14.63	3.03	0.07	0.69	3.64	3.74	3.78	0.15	2.76	100
	H8-480	65.76	0.80	16.12	4.21	0.07	1.26	4.40	4.48	2.68	0.21	1.96	100
	H8-610	71.64	0.41	14.95	2.33	0.06	0.78	1.80	4.03	3.89	0.11	2.37	100
	H10-430	67.03	0.74	15.84	3.70	0.06	1.05	2.98	4.63	3.78	0.18	1.10	100
	H10-510	68.18	0.74	15.68	3.41	0.06	0.66	2.61	4.36	4.13	0.18	3.74	100
	H10-620	69.75	0.55	13.12	3.01	0.05	0.67	5.60	3.32	3.77	0.15	4.42	100
	H10-780	68.98	0.62	15.40	2.96	0.06	0.71	2.33	4.68	4.09	0.16	1.17	100
	H19-350	67.93	0.51	17.05	2.82	0.07	0.63	2.95	4.23	3.66	0.13	4.7	100
	H19-440	73.82	0.44	13.73	1.97	0.04	0.54	1.69	3.20	4.44	0.11	2.25	100
	H19-480	72.95	0.32	13.81	2.23	0.06	0.53	1.81	3.80	4.42	0.08	3.3	100
	H19-650	77.71	0.10	12.27	0.76	0.05	0.19	0.59	2.97	5.34	0.02	1.1	100
	H19-960	73.83	0.34	13.70	1.94	0.07	0.53	1.47	2.91	5.13	0.08	3.84	100
	H20-250	75.11	0.18	13.20	1.29	0.03	0.21	1.07	4.06	4.81	0.03	0.620	100
	H20-290	75.71	0.15	12.95	1.52	0.03	0.16	0.66	3.98	4.81	0.03	0.140	100
	H20-310	75.46	0.18	12.80	1.69	0.02	0.30	0.83	3.64	5.05	0.04	3.300	100
H20-450	69.60	0.59	14.46	3.71	0.05	1.03	2.51	4.00	3.90	0.15	2.040	100	
H20-490	74.82	0.26	13.03	1.83	0.04	0.39	1.33	3.74	4.51	0.05	0.63	100	
H20-820	75.44	0.19	12.95	1.75	0.03	0.24	0.91	3.56	4.89	0.04	3.080	100	

Tabla 1.Continuación

Miembro	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
	H25-310	75.22	0.26	12.97	1.89	0.03	0.55	1.42	3.04	4.57	0.06	4.08	100
	H25-380	71.54	0.41	13.31	2.98	0.09	1.00	2.83	3.28	4.47	0.09	3.45	100
	H25-410	73.81	0.34	13.22	2.18	0.04	0.64	1.51	3.29	4.88	0.07	1.85	100
	H26-N1-350	64.30	0.64	15.19	3.34	0.05	0.76	2.48	3.81	3.45	0.15	6.06	100
	H26-610	74.67	0.28	13.56	1.65	0.04	0.17	0.98	3.79	4.80	0.06	0.61	100
	H26-670	69.83	0.54	15.15	3.15	0.05	0.52	2.03	4.51	4.07	0.14	0.77	100
	H26-800	74.67	0.24	13.60	1.58	0.03	0.23	0.86	3.78	4.95	0.05	0.74	100
	H26-850	66.22	0.79	15.97	4.24	0.07	1.55	3.96	3.81	3.20	0.19	1.13	100
	H42-500	59.92	0.47	19.48	4.25	0.15	1.61	7.38	4.50	2.09	0.15	6.24	100
	H42-600	66.79	0.40	18.29	1.47	0.04	0.50	3.56	5.20	3.64	0.12	1.05	100
	H42-620	68.86	0.70	15.33	3.49	0.07	0.91	2.84	4.58	3.03	0.19	3.72	100
	H42-660	67.65	0.36	16.81	2.06	0.03	0.50	2.21	4.26	6.02	0.09	1.41	100
	H42-700	68.67	0.33	16.57	1.64	0.03	0.30	1.31	4.40	6.69	0.06	0.83	100
	H42-790	70.71	0.33	15.49	1.39	0.03	0.34	0.91	4.79	5.95	0.06	0.61	100
Unidad 5	H42-860	82.12	0.07	9.99	0.25	0.02	0.31	0.49	2.00	4.73	0.02	0.97	100
	H43-290	69.98	0.61	13.53	3.21	0.04	0.72	2.22	3.37	3.98	0.16	1.60	100
	H43-440	71.10	0.39	13.91	2.35	0.04	0.67	1.80	3.76	4.17	0.09	1.37	100
	H52-130	72.02	0.39	14.89	1.17	0.03	0.46	1.28	1.61	8.10	0.05	4.32	100
	H52-390	74.55	0.25	13.51	1.74	0.03	0.35	0.96	3.83	4.70	0.08	1.17	100
	H52-470	74.16	0.37	13.60	1.49	0.03	0.39	1.47	3.88	4.55	0.06	1.08	100
	H59-140	79.73	0.95	14.37	2.98	0.01	0.10	0.15	0.25	1.25	0.21	10.71	100
	H59-360	73.07	0.40	13.83	2.11	0.05	0.66	1.26	4.04	4.50	0.09	1.06	100
	H59-490	74.46	0.20	13.09	1.33	0.04	0.33	2.00	3.56	4.96	0.04	1.59	100
	H59-660	76.49	0.51	12.91	0.79	0.02	0.21	0.32	3.70	5.01	0.03	0.78	100
	H59-840	76.29	0.52	12.84	1.06	0.03	0.25	0.33	3.66	5.00	0.02	0.72	100
	H63-220	67.99	0.53	15.70	2.89	0.07	0.60	3.01	4.24	4.82	0.13	3.99	100
	H63-380	75.67	0.29	13.00	1.60	0.04	0.38	0.95	3.30	4.70	0.06	1.12	100
	H63-550	74.31	0.24	12.78	1.36	0.04	0.34	2.36	3.74	4.76	0.05	2.12	100
	H63-710	77.09	0.28	12.53	1.10	0.03	0.17	0.36	3.45	4.96	0.04	0.93	100
Unidad 4	H20-210	71.01	0.48	14.27	3.15	0.04	0.89	2.11	3.77	4.16	0.11	1.850	100
Unidad 3	H42-410	66.39	0.62	16.77	3.73	0.10	1.15	4.34	3.21	3.55	0.15	4.55	100
	H50-410	64.84	0.97	17.32	5.55	0.08	2.63	4.05	2.69	1.70	0.20	6.11	100
Unidad 2													
	H10-220	56.24	1.16	17.43	7.31	0.12	3.96	7.97	3.82	1.73	0.27	0.54	100
	H26-50	56.07	1.07	17.62	7.02	0.11	4.03	8.41	3.71	1.70	0.25	0.8	100
	H26-130	55.84	1.11	17.36	7.25	0.11	4.14	8.63	3.63	1.67	0.25	0.73	100
2.A	H50-270	56.55	1.31	16.82	7.02	0.11	4.40	8.22	3.65	1.67	0.24	0.81	100
	H10-130	59.73	0.93	16.62	6.07	0.10	4.31	6.31	3.65	2.06	0.22	1.21	100
2.B	H19-70	61.05	0.86	16.67	5.59	0.10	3.86	5.82	3.58	2.27	0.21	0.83	100
	H50-90	60.78	0.84	16.51	5.56	0.10	4.19	6.13	3.54	2.16	0.20	1.15	100
	H5-130	63.14	0.93	16.06	5.35	0.07	2.30	4.48	4.14	2.90	0.27	0.37	100
2.C	H10-60	63.35	0.93	15.82	5.29	0.08	2.63	4.37	4.28	2.97	0.26	0.76	100
	H42-50	63.20	0.97	16.53	5.49	0.07	1.95	4.28	4.32	2.90	0.28	0.47	100
2.D	H42-90	61.69	1.19	18.48	7.06	0.07	2.62	5.14	2.86	0.69	0.18	5.1	100
	H25-130	63.79	0.92	16.02	4.91	0.08	1.35	5.00	4.30	3.35	0.26	1.61	100
	H59-60	50.60	1.52	16.79	9.55	0.15	7.01	10.10	3.29	0.77	0.23	2.09	100
2.E	H63-60	50.83	1.53	16.87	9.67	0.17	7.58	9.21	3.05	0.86	0.23	2.78	100

ANEXO 2

ANEXO 3

