



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE
SAN NICOLÁS DE HIDALGO**

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra



“Estudio geológico, geoquímico y mineralógico de las secuencias volcánicas de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, Michoacán., ligadas a la zona geotérmica de San Agustín del Maíz.”

Tesis profesional

Ing. en G. Noemí Trujillo Hernández

Para obtener el grado de:

Maestra en ciencias

Con especialidad en:

Geociencias y Planificación del territorio

Asesor: Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy

Co-asesor: Dr. Giovanni Sosa Ceballos

RESUMEN

Este trabajo se viene realizando dentro de un proyecto nacional para el desarrollo de campos geotérmicos de mediana y baja entalpía (CEMIE-Geo). La zona de estudio corresponde al sector sur del lago de Cuitzeo, donde convergen centros volcánicos que van del Mioceno temprano al Cuaternario.

Los basamentos locales corresponden a dos unidades; una pertenece a ignimbritas no soldadas y la segunda corresponde a flujos de lavas de composición andesítica con una edad relativa de 18.6 Ma. Estas son sobreyacidas por un nuevo paquete de ignimbritas con edades de 17.1 Ma que han ascendido a la superficie mediante fallas normales de grandes dimensiones pertenecientes al Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) delimitando el borde de un Graben-caldera con orientación preferencial NE-SO. Las observaciones de campo han corroborado la existencia de depósitos de la brecha de rezago a lo largo de las fallas principales, así como también diques piroclásticos e ignimbritas que presentan xenolitos del basamento de la región, el cual, está compuesto por un intrusivo de composición granítica. Los estudios de técnicas analíticas como Difracción de Rayos X (DRX), muestran que las ignimbritas contienen minerales de sanidina, albita y polimorfos de sílice tales como; cuarzo, tridimita y cristobalita, que sugieren que el rango de temperatura de la fuente puede alcanzar altas temperaturas. También se identificaron minerales de alteración hidrotermal tales como: ankerita, magnetita y saponita y ópalos; que pueden considerarse como registros de un antiguo yacimiento geotérmico asociado a fluidos ricos en carbonatos y en hierro.

El Mioceno medio-Plioceno está representado por un vulcanismo de lavas de basalto y centros con composición de andesita-basáltica con edades de 8.34 a 1.4 Ma. Posteriormente, tenemos la presencia de conos monogenéticos con edades de 0.90 ± 0.16 Ma pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) y finalmente, la intercalación de depósitos de caída de pómez, lahares y grandes depósitos de avalanchas generadas por un intenso fallamiento. Todos estos paquetes litológicos forman en conjunto el yacimiento geotérmico de San Agustín del Maíz. El cual está siendo controlado por el SFMA.

Palabras clave: Graben-Caldera, Ignimbritas, Geotermia, Granito, Cuitzeo

SUMMARY

This work is being carried out within a national project for the development of geothermal fields of medium and low enthalpy (CEMIE-Geo). The area of study corresponds to the southern sector of Lake Cuitzeo, where volcanic centers converge that go from the early Miocene to the Quaternary.

The local basements correspond to two units; One belongs to non-welded ignimbrites and the second corresponds to lavas flows of andesitic composition with a relative age of 18.6 Ma. These are overlaid by a new packet of ignimbrites with ages of 17.1 Ma that have ascended to the surface through normal large faults Dimensions belonging to the Morelia-Acambay Fault System (SFMA) delimiting the edge of a Graben-boiler with preferential orientation NE-SO. Field observations have corroborated the existence of deposits of the lag gap along the main faults, as well as pyroclastic and ignimbrite dykes that present xenoliths from the basement of the region, which is composed of an intrusive granitic composition . Studies of analytical techniques such as X-Ray Diffraction (XRD) show that ignimbrites contain sanidine, albite and silica polymorphs such as; Quartz, tridymite and cristobalite, which suggest that the temperature range of the source can reach high temperatures. Also identified minerals of hydrothermal alteration such as: ankerite, magnetite and saponite and opals; Which can be considered as records of an old geothermal reservoir associated with carbonate and iron rich fluids.

The mid-Pliocene Miocene is represented by a volcanism of basalt lava and centers with composition of andesite-basaltic with ages of 8.34 to 1.4 Ma. Subsequently, we have the presence of monogenetic cones with ages of 0.90 ± 0.16 Ma belonging to the Michoacan Volcanic Field Guanajuato (CVMG), and finally, the intercalation of deposits of pumice, lahars and large deposits of avalanches generated by an intense failure.

All these lithological packages together form the geothermal deposit of San Agustín del Maíz. Which is being controlled by the SFMA.

DEDICATORIA:

Dedico este trabajo con mucho cariño al

Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy y al M.C. Adrián Jiménez Haro.

A mis padres, hermanos y a Ezequiel Rangel Manuel

AGRADECIMIENTOS

Gracias a la UMSNH, al director del INICIT Víctor Hugo Garduño Monroy, a CONACYT y al CEMIE-Geo por permitirme formar parte de su equipo de trabajo y haber sido responsables de mi formación académica.

Gracias a todos mis sinodales por regalarme un espacio de su tiempo y por los conocimientos que adquirí de ellos durante este periodo, especialmente al Dr. Mikhail Ostrooumov y al Dr. Giovanni Sosa Ceballos.

A mis compañeros del proyecto 17 por el apoyo que me brindaron en las jornadas de campo y por compartir conmigo sus experiencias y conocimientos. Especialmente a Adrián, Fidel y Sergio.

A los que me apoyaron y motivaron en varias ocasiones: Fátima, Consuelo, Erika, Agnes, Gaby, Jessica, Sergio, Adrián, Gerardo, Ana Victoria, Addí, Joaquín, Tania, Abraham, Emmanuel, Oscar, Ariana, Monserrat, Félix y Sandra.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM y al equipo responsable por permitirme el acceso a sus laboratorios e instalaciones y por el trato que recibí durante mi estadía, especialmente a los técnicos Fabiola y Felipe, al M. C. Guillermo y al Dr. Denis.

Y por último, quiero agradecerle a mi familia por todo el apoyo incondicional que me brindaron: a mi mamá Joaquina Hernández Calzada, a mi padre Alfredo Trujillo Urbina, a Ezequiel Rangel Manuel, Yesenia Trujillo Hernández, Freddy Trujillo Hernández y Guadalupe Trujillo Hernández. Los quiero.

ÍNDICE

Resumen	i
Summary	ii
Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Índice.....	v
1- Introducción	1
1.1 Localización y vías de acceso	3
1.2 Justificación.....	5
1.3 Objetivos	5
2- Antecedentes	6
2.1 Marco geológico y tectónico	9
3- Metodología	14
4- Resultados	18
4.1 Geomorfología	18
4.2 Geología	21
4.2.1 Estratigrafía Volcánica y petrografía	23
4.2.2 Geología estructural.	42
4.3 Geoquímica.	53
4.4 Difracción de Rayos X (DRX).....	59
5- Discusión	61
6- Conclusiones	74
BIBLIOGRAFÍA.....	76
ANEXOS.....	83

1. INTRODUCCIÓN

En el mundo resulta evidente la necesidad de producir energías limpias que disminuyan en cierto grado la quema de combustibles fósiles, los cuales tienen un impacto directo con el medio ambiente y se puede producir un agotamiento de las reservas a corto o medio plazo. Debido a la geodinámica que presenta la república mexicana, existe la posibilidad de generar energías limpias de diversos orígenes, como es la eólica, mareomotriz, hidráulica, solar y geotérmica. En nuestro país, los estudios de esta última, comenzaron en la década de los 50' a cargo de la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Esta empresa se ha encargado de la explotación de los campos geotérmicos de alta entalpia, como es el caso de Cerro Prieto, Los Azufres, Los Humeros, entre otros, los cuales pueden producir una gran cantidad de energía eléctrica. Sin embargo, estudios recientes de la Comisión Reguladora de Energía (CRE, 2011), ha resaltado la importancia de los campos geotérmicos de mediana y baja entalpia. Estos pueden aprovechar el calor para la calefacción en centros de población, invernaderos, secado de frutas, legumbres, madera, zonas recreativas, industrias hoteleras, etc. Por ello, el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-Geo), ha comenzado con la exploración de estos campos mediante estudios multidisciplinarios que promuevan y aceleren el uso y desarrollo de la energía geotérmica en nuestro país. Un ejemplo claro de ello, es el área de Cuitzeo, Michoacán, que alberga zonas termales con potencial geotérmico. Las manifestaciones hidrotermales se ubican en el poblado de San Agustín del Maíz (SAM) y Chucándiro (figura 1), albergando una temperatura promedio de 51.62 °C (ANEXO 1).

Este trabajo forma parte del estudio multidisciplinario que se está realizando en la porción suroeste del Lago de Cuitzeo para una propuesta de perforación de pozos de explotación geotérmica, así como definir la evolución espacio-temporal del vulcanismo que caracteriza la zona de estudio, especificando su relación con el yacimiento geotérmico de SAM. Para ello, en el capítulo cuatro se muestran los resultados que permitieron hacer una interpretación geológica, estructural y vulcanológica que comprende dicha área mediante trabajo de campo, la descripción de las diferentes unidades geológicas (levantamiento de columnas estratigráficas y obtención de datos estructurales) y el análisis de técnicas analíticas

tales como: análisis radiométricos (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), geoquímicos y mineralógicos (petrografía y DRX).

La zona de estudio se caracteriza por poseer grandes derrames de lava con composiciones que varían de andesita-basáltica a traquiandesitas y a su vez, se intercalan con rocas piroclásticas (ignimbritas). Las unidades más antiguas, corresponden a una zona de transición entre la provincia fisiográfica Sierra Madre Occidental (SMO) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en donde ambos paquetes son afectados por un intenso fallamiento y fracturamiento que se caracterizó en este trabajo mediante técnicas de percepción remota y trabajo de campo, determinando que las direcciones preferenciales son: NO-SE, NNO-SSE, NE-SO y ENE-OSO; los dos primeros, NO-SE y NNO-SSE pertenecen a una de las unidades estructurales más antiguas heredadas de la tectónica del *Basin and Range* (Mennella, 2011) y las últimas, corresponden al sistema más reciente mejor conocido como el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), ambas con evidencias de minerales hidrotermales que caracterizan los campos geotérmicos fósiles y que pueden ser un claro ejemplo de los yacimientos actuales que rigen sobre el área de estudio.

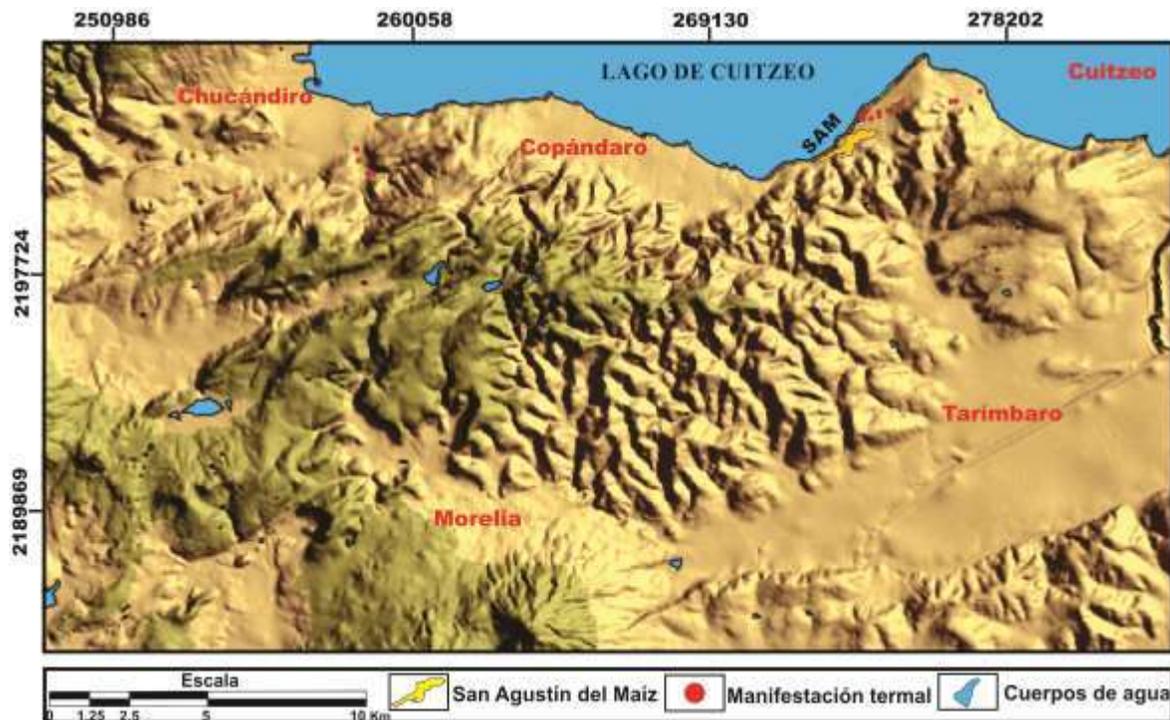


Figura 1. Imagen digital de relieve tomada del INEGI, 2015 y modificada con la ubicación de las manifestaciones hidrotermales de la zona de estudio que se marcan en puntos rojos, las letras de color rojo pertenecen a los nombres de los municipios que representan la zona.

1.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se localiza en la porción centro de la República Mexicana, que a su vez, pertenece a la parte central de la provincia fisiográfica Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Geográficamente, el área se sitúa en el extremo norte del estado de Michoacán, en la cuenca del Lago de Cuitzeo (figura 2).



Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio. La imagen digital fue tomada del INEGI, 2015 y modificada con la limitación de la FVTM y la división de sus tres sectores y las placas tectónicas según Gómez-Tuena *et al.*, 2005.

La principal vía de acceso hacia la zona sur del área de estudio es la Carretera Federal No. 43 Morelia-Uriangato que conecta las ciudades de Morelia y Cuitzeo. El ingreso a la parte norte es la Carretera Federal No. 43D Salamanca-Morelia que conecta el estado de Guanajuato con el estado de Michoacán y la admisión a la zona E-O está constituida por la Carretera Federal No. 15D Guadalajara-Atlacomulco.

Su delimitación está comprendida con coordenadas UTM 2185625 m N a 2207500 m N y 263596 m E a 285086 m E, abarcando un área aproximada de ~880 Km². Colinda con la porción norte del Lago de Cuitzeo, al noreste con la Sierra de San Andrés, al este con el municipio de Zinapécuaro, al sur con la ciudad de Morelia, y al oeste con el poblado de “El Salto”, en el municipio de Chucándiro, respectivamente (figura 3).

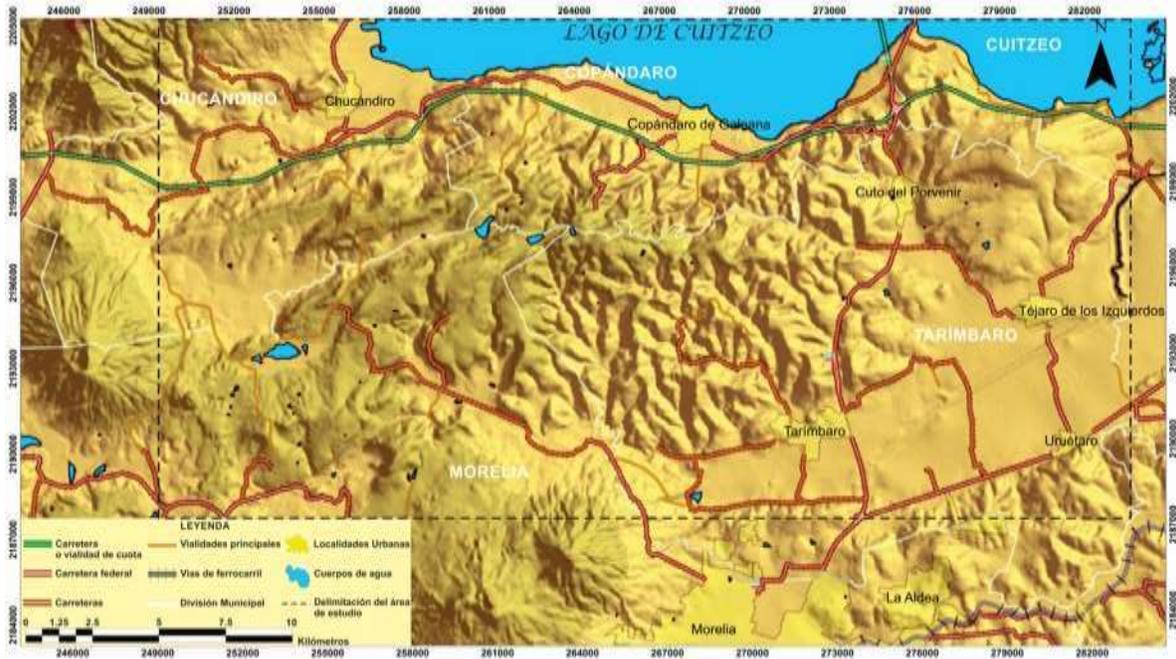


Figura 3. Mapa donde se distinguen las principales vías de acceso a la zona de estudio. La imagen y toponimia fueron tomados de INEGI, 2015.

1.2 JUSTIFICACIÓN

La porción suroeste del lago de Cuitzeo contiene estudios geológicos y estructurales a pequeña escala, los cuales presentan poca información en relación a la génesis y distribución de las estructuras y unidades volcánicas que la caracterizan. Actualmente, se tiene la necesidad de realizar una cartografía a detalle que defina espacio-temporalmente dicha área, ya que desde el punto de vista geotérmico, se pretende conocer con este estudio, las características litológicas del yacimiento geotérmico de SAM y su evolución magmática. Por otra parte, este trabajo también pretende relacionarse con los estudios previos que se han realizado sobre los alrededores de Cuitzeo, Mich., y que en conjunto puedan generar una interpretación vulcanotectónica que defina con mejor carácter la transición de la SMO a la FVTM en su porción central.

1.3 OBJETIVOS

Objetivo general:

Definir la evolución espacio-temporal del vulcanismo en la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, Mich., para entender su génesis y posición dentro de la porción central de la FVTM y su relación con el yacimiento geotérmico de S.A.M.

Objetivos particulares:

- Identificar las diferentes unidades geológicas, su composición y asociación mineralógica mediante levantamiento de columnas litológicas y una serie de técnicas analíticas de laboratorio (petrografía, geoquímica, mineralogía, y geocronología).
- Definir la génesis de las distintas secuencias volcánicas reconocidas en campo.
- Distinguir espacio-temporalmente las principales fallas geológicas y definir su influencia sobre el campo geotérmico de S.A.M., y productos piroclásticos.
- Contribuir con nuevos datos geoquímicos del magmatismo emplazado en la porción central de la FVTM.
- Proponer un modelo evolutivo de las secuencias volcánicas del área de estudio y correlacionarlas espacio-temporalmente con las unidades geológicas de la región.

2. ANTECEDENTES

Geología de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo:

El Lago de Cuitzeo se localiza en una zona en la que convergen diferentes eventos tanto tectónicos como volcánicos y posee grandes evidencias de los sucesos que han actuado a través del tiempo. Esto lo hace una zona de gran interés, por lo que ha sido objeto de estudio desde hace más de 200 años. Sin embargo, los primeros registros de cartografía geológica en el área, fueron realizados por Silva-Mora en 1980, quien la definió en dos grandes paquetes: el primero corresponde a lavas de composición basáltica y andesitas, y el segundo, está representado por ignimbritas del Mioceno medio (figura 4a). No obstante, en 1991, Pasquarè propone que el primer paquete está representado por lavas de andesita y basaltos del Mioceno superior (7.8 Ma) y el segundo paquete se compone de ignimbritas con edades Pliocénicas (2.8 Ma) y basaltos del Cuaternario (0.87-0.75 Ma) (figura 4b). Más tarde, Gómez-Tuena (2005), realizó un mapa geológico regional de la FVTM en el que clasifica estos dos paquetes de la siguiente manera: 1) flujos de lavas de andesita de 19 a 10 Ma y 2) un vulcanismo máfico intermedio de 6 a 3 Ma y un vulcanismo silícico con edades de 5 a 1.8 Ma.

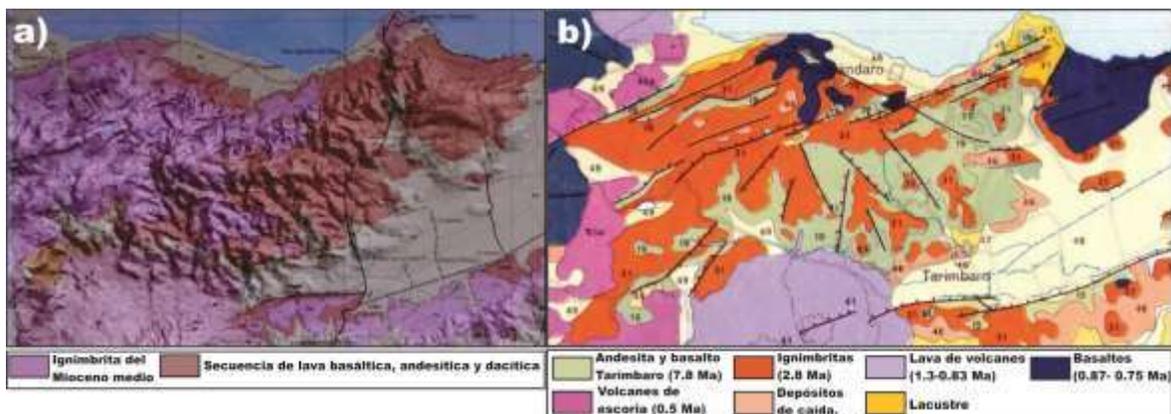


Figura 4. a) Primera carta geológica de la zona Sureste del Lago de Cuitzeo, escala 1:100 000 (Silva-Mora *et al.*, 1980) y b) Mapa geológico regional a escala 1:300 000, realizado por Pasquarè *et al.*, 1991.

Las ignimbritas del área de estudio fueron estudiadas por Ostrooumov (2012) mediante técnicas analíticas y determinó que el constituyente mineral principal es un tipo intermedio de los miembros de extremo de la serie isomorfa Heulandita-Clinoptilolita. También, detectó rastros de feldespatos, biotita y esmectita y por otro lado, Núñez-Hurtado (2016), determinó que gran parte de la degradación mecánica de estas rocas se debe al alto

contenido de minerales de arcilla, ya que presentan una gran cantidad de microporos que facilitan la absorción y la capilaridad, por lo que pueden llegar a succionar hasta 2.7 g/cm^2 y concluye que los materiales de la región son altamente propensos a saturación y por consiguiente el comportamiento mecánico de las rocas se ve disminuido. Por otro lado, en la cartografía geológica este autor dató las ignimbritas con una edad de 17.4 Ma y a las lavas de andesita en 18.6 Ma.

Son varios los estudios regionales de geología estructural que incluyen al área de estudio. Si bien es sabido, el Lago de Cuitzeo, se formó por fenómenos predominantemente tectónicos y está limitado por el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) mediante una serie de semigrabens con dirección NE-SO y E-O basculados hacia el sur (Garduño-Monroy et al., 1993). Sin embargo, no existe un estudio a detalle del área, solo pocos trabajos semi-detallados. Un ejemplo de ello, es el estudio realizado por Mennella (2011), quien realizó la cartografía geológica-estructural escala 1:50 000 que va desde la depresión de Tzitzio a la porción Norte del Lago de Cuitzeo, Michoacán., (figura 5) y determinó que el vulcanismo del sector central de la FVTM se emplazó sobre estructuras NO-SE y NNO-SSE de la tectónica del “Basin and Range” y que han sido reactivadas por el sistema más joven (SFMA) ya que actualmente se encuentra activo.

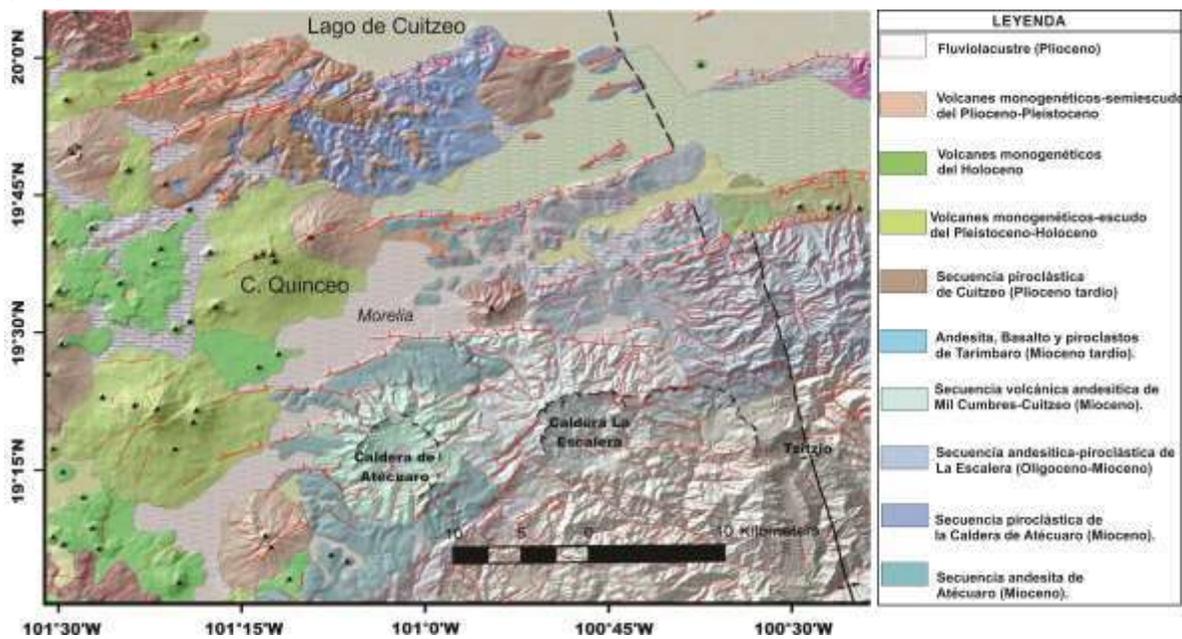


Figura 5. a) Mapa de las unidades geológicas de la porción sur del Lago de Cuitzeo. Las líneas rojas marcan las fallas principales; el lineamiento en negro representa la estructura de Tzitzio-Valle de Santiago; los semicírculos representan estructuras de colapso caldéricos (Mennella, 2011).

En el 2009, Pérez-Esquivias 2009, realizó un estudio vulcanológico y estructural al sur del área de estudio, caracterizado por el complejo volcánico de la Sierra de Mil Cumbres (SMC), que posee un basamento de andesitas a andesitas basálticas con fechamientos radiométricos ^{40}Ar - ^{39}Ar que varían de 23 a 18 Ma, considerando que estas contienen un intenso fracturamiento y son las rocas huésped del yacimiento geotérmico en el subsuelo de Los Azufres. Esta misma área fue estudiada por Gómez-Vasconcelos (2012), diferenciando a la SMC en cuatro estructuras volcánicas independientes: Caldera de Atécuaro (CA), Caldera La Escalera (CLE), Complejo Volcánico Indaparapeo (CVI) y Complejo Volcánico Garnica (CVG) (figura 6) con edades que varían desde los 23 a 14 Ma y por otra parte, dató al volcán Quinceo con una edad de 1.4 Ma. Este volcán se localiza al NO de la SMC y fue estudiado geomorfológicamente y vulcanológicamente por Cisneros-Máximo (2016), corroborando la edad de dicha estructura y la edad de las ignimbritas y andesitas descritas por Núñez-Hurtado. Sin embargo, en este último trabajo se determinó que la unidad de 18.6 Ma composicionalmente corresponde a andesitas basálticas.

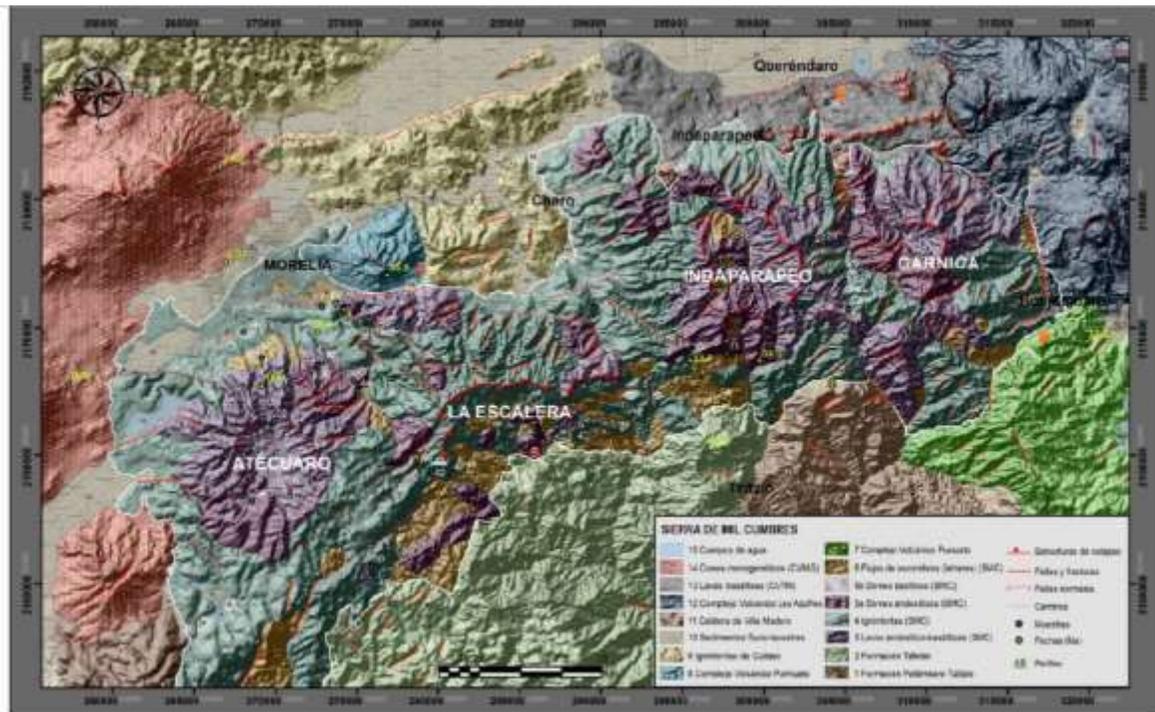


Figura 6. Mapa geológico de los cuatro complejos volcánicos de la Sierra de Mil Cumbres (Gómez-Vasconcelos, 2012).

2.1 MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La mayor concentración de volcanes en México se encuentra en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en donde se tiene una gran variedad de formas volcánicas como campos de conos cineríticos, estratovolcanes, volcanes en escudo, volcanes compuestos, calderas, maars, lavas fisurales y domos (Macías, 2005).

La FVTM se define como un arco magmático continental de dirección preferencial E-O que va desde el Océano Pacífico, al Golfo de México (Demant, 1978), conformando la parte centro de la República Mexicana (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) y su formación está relacionada con la subducción de la placa de Cocos y Rivera por debajo de la Placa Norteamericana formando un ángulo aproximado de 16 grados con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Pardo y Suarez, 1995). La edad de emplazamiento ha sido un debate desde los años setentas otorgándole edades muy variables. Sin embargo, los estudios más recientes, suponen la idea de que la FVTM inició su formación con un arco andesítico de entre ~19 a 8 Ma (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) y/o ~20 a 10 (Ferrari *et al.*, 2012) y siguió evolucionando con un vulcanismo máfico de ~11 a 7 Ma; posteriormente, hubo una fase de vulcanismo silícico entre 7.5 y 3 Ma y por último, el emplazamiento rocas máficas mas diferenciadas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2012) (figura 7).

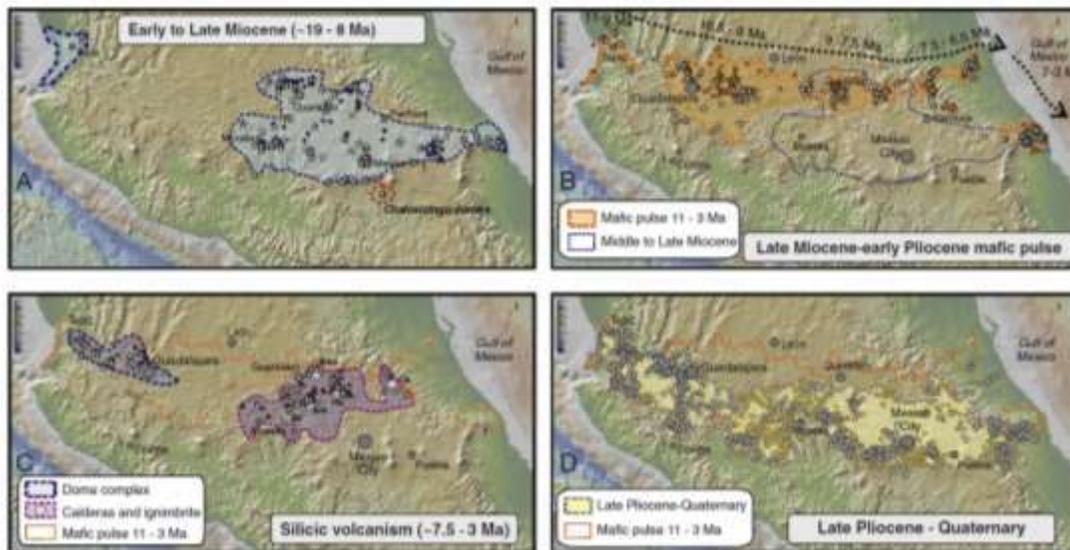


Figura 7. Imagen en la que se muestran los cuatro episodios magmáticos de la FVTM (Ferrari *et al.*, 2012).

A lo largo de la FVTM se presentan diferencias significativas, en lo que respecta al tipo de vulcanismo. Su composición química y características estructurales la dividen en tres sectores (Demant, 1978; Pasquarè *et al.*, 1988) (figura 8): una porción occidental entre la costa del Golfo de California y el punto triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); otra porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a); y finalmente la porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.* 2005).

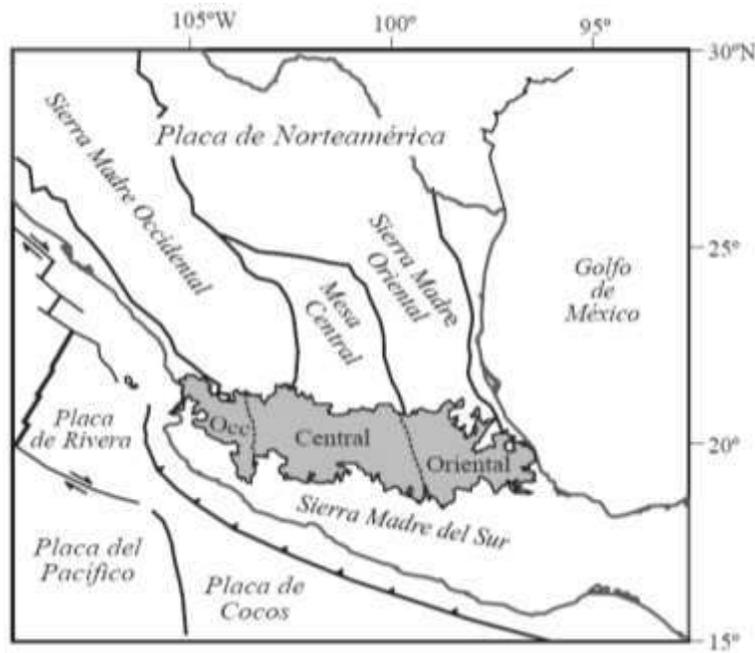


Figura 8. Imagen que muestra la división de la Faja Volcánica Transmexicana (gris), las principales provincias fisiográficas y las placas tectónicas (Gómez-Tuena, 2005).

El periodo silícico de 7.5 a 3 Ma descrito por Gómez-Tuena *et al.*, 2005 y Ferrari *et al.*, 2012, se localiza principalmente en la porción central, en donde se tiene la mayor concentración de calderas identificadas. De acuerdo con Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001), las calderas (con su rango de edad en Ma, y distancia a la Trinchera Meso Americana en km, en paréntesis) son: Amazcala (7-6, 480), Apaseo (7-6, 440), Huichapan (5-4, 420), Agustinos (5-4, 400), Amealco (5-4, 400), Macua (4-3, 410), Muerta, Catedral (6-5, 370) y Zitácuaro (12-0.5, 320 -Capra *et al.*, 1997) (figura 9).

Sin embargo, cada año aparecen nuevas aportaciones que permiten acercarnos más al entendimiento de los diferentes factores que han contribuido en la evolución de dicha

provincia a través del tiempo. En el 2012, por ejemplo, Gómez-Vasconcelos registró dos nuevas calderas dentro de la porción central, la caldera de Atécuaro con edades de (16.8-16.3) y La Escalera con edades de (22.9-16.3 Ma) pertenecientes al complejo volcánico de la SMC, la cual está delimitada al norte por las secuencias volcánicas de Cuitzeo, en donde se han registrado grandes volúmenes de ignimbritas desde hace más de tres décadas y que por primera vez, en este trabajo son definidas espacio-temporalmente.



Figura 9. Delimitación de la FVTM y dirección principal de distensión en la porción central de la FVTM. En rojo se presentan las ubicaciones de los principales volcanes y las calderas registradas. MDT tomado de INEGI (2015) y el mapa es una modificación de (Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari et al., 2012).

La Sierra Madre Occidental (SMO)

La porción central y occidental de la FVTM, se sobrepone a la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMO) (figura 10), considerada la más importante secuencia de eventos volcánicos calcoalcalinos de edad terciaria en el país, la cual se caracteriza por presentar una secuencia dividida en dos principales grupos; el primero se describe como un complejo inferior con edades >100 Ma al Eoceno y una secuencia volcánica superior compuesta únicamente de ignimbritas que van del Eoceno al Mioceno medio (McDowell and Clabaugh, 1981; Aguirre Díaz and McDowell, 1997; Aranda-Gómez et al., 1997) y están relacionadas

al magmatismo generado durante la subducción de la Placa de Farallón por debajo de la Placa Norteamericana (Aranda-Gómez et al., 1997). La formación de la segunda secuencia volcánica, empezó hace ~52 Ma (McDowell and Mauger, 1994) y existen dataciones K/Ar realizadas en la parte superior de este complejo con edades de 29 a 22 Ma (MacDoweil and Clabaugh, 1972). Al sur de esta unidad, aflora un grupo de rocas más jóvenes que le sobreyacen e incluyen lavas de composición andesítico-basáltico con edades de 14.6 a 8.8 Ma y son interpretadas como el principio de la FVTM (Aguirre-Díaz et al., 2000).

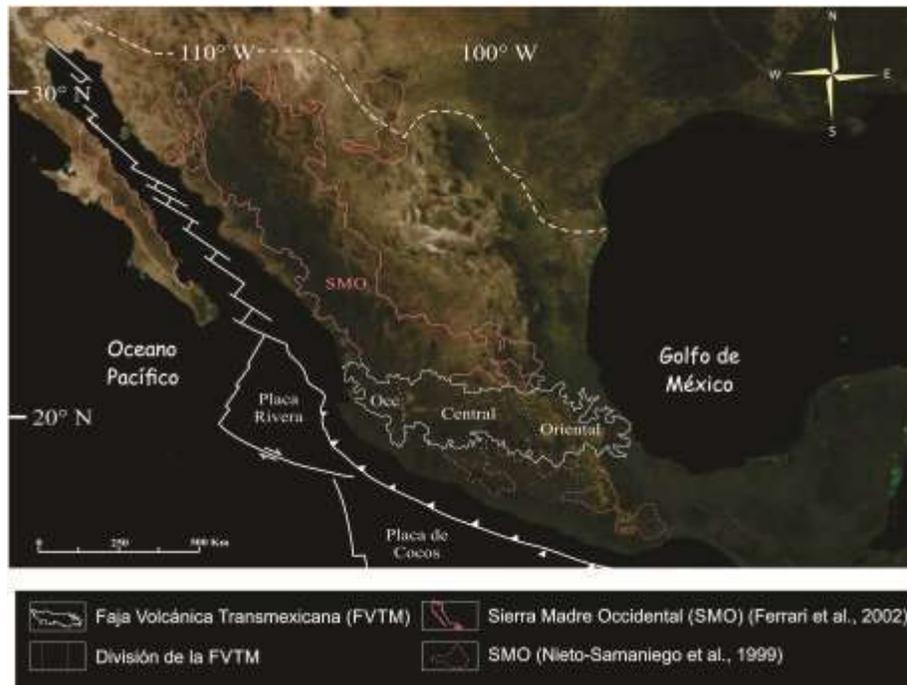


Figura 10. Límites entre la FVTM y la SMO.

Ambas provincias son afectadas por los eventos tectónicos que generaron el sistema de cuencas y sierras orientas NO-SE y NNO-SSE conocido como *Basin and Range* (Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1990), estas fallas son en su mayoría de tipo normal y según los autores, su extensión comenzó hace unos 30 Ma en el área norte de la FVTM (Mennella, 2011).

Aparentemente, las ignimbritas de la SMO continúan al suroeste por debajo de la porción central de la FVTM (Morán-Zenteno, et al., 1999) (figura 10) que se rige por un dominio transtensivo el cual ha generado sistemas de fallas de tipo normal con direcciones preferenciales E-O y NE-SO (Garduño-Monroy et al., 2001) (figura 11). Se suele inferir que

el origen de la transtensión comenzó en el Mioceno medio (9-7 Ma) (Garduño-Monroy et al., 2001) en el que los sistemas estructurales que la conforman afectan principalmente a unidades geológicas con dichas épocas y que actualmente se encuentra en actividad cortando y desplazando productos del Cuaternario y presente. Sobre el área de estudio, la transtensión está representada por el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) que se presenta como una franja de ~30 km de ancho responsable de las depresiones tectónicas de Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay (Ferrari et al., 1990; Suter et al., 1995b) (figura 11).

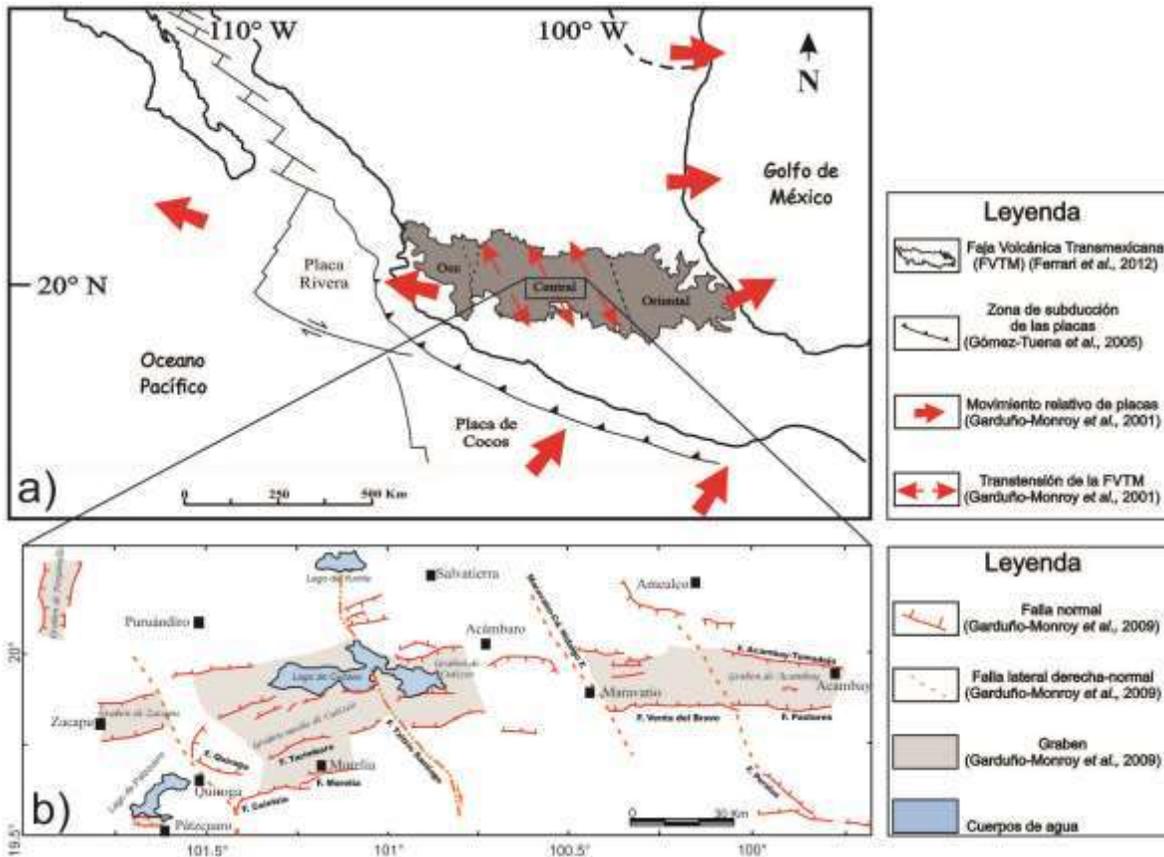


Figura 11. a) Contexto geodinámico de México de acuerdo con el campo de esfuerzos que se registran con el movimiento de placas y b) fallas normales que conforman el sistema de Fallas Morelia-Acamabay, ubicadas en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana y localización de los Lagos afectados por dicho sistema.

3. METODOLOGÍA

Este trabajo se ha dividido en cinco etapas: 1) Recopilación de fuentes de datos. 2) Procesamiento de los datos topográficos e imágenes satelitales, 3) Trabajo de campo, 4) Trabajo de laboratorio y 5) Interpretación de los resultados.

Recopilación de fuentes de datos.

Se recopilaron los trabajos geológicos-estructurales regionales y locales que incluyen a la zona de estudio: cartografías geológicas de escala 1:300 000 (Pasquarè *et al.*, 1991) y (Gómez-Tuena *et al.*, 2005); 1:50 000 (Menella, 2011) y (Gómez-Vasconcelos, 2012) y geología estructural (Garduño-Monroy, 2001) y (Garduño-Monroy, 2009).

Imágenes satelitales y procesamiento de los datos topográficos.

Fotointerpretación:

Este método consta de dos etapas: 1) reconocimiento de las diferentes fallas geológicas distribuidas dentro del relieve y 2) caracterización de las diferentes unidades litológicas observadas en el relieve. Para ello, se ha utilizado una tripleta estereoscópica de fotografías aéreas en tonos de grises, INEGI escala 1:75 000 con la clave E14-1.

Mapa topográfico:

Con los datos vectoriales del INEGI de las cartas topográficas: Cuitzeo (E14A13) y Coeneo (E14A12), se realizó un recorte de curvas de nivel en el software ArcMap v. 10.3, el intervalo seleccionado entre curvas fue de 10 m y por otro lado, se añadió información específica de toponimia, como centros de población, redes de caminos, entre otras.

Mapa de relieve Sombreado:

El mapa de relieve sombreado se realizó a partir de los MDE obtenidos del INEGI de alta resolución donde el pixel tiene un área de 15m x 15m.

Mapa Altimétrico:

El modelo se realizó mediante la información digital del MDE, con el que se generó un modelo triangular TIN y posteriormente fue transformado en imagen de tipo Raster.

Mapa de pendientes:

Se realizó a partir del modelo triangular en el que se calcula el valor de la pendiente. Posteriormente en el software se pueden escoger distintos rangos de pendientes según sea la característica del relieve que se quiera mostrar.

Análisis Morfoestructural:

El objetivo de este trabajo es definir espacio-temporalmente las diferentes estructuras (fallas y fracturas) que puedan tener una influencia con la zona de interés. Las herramientas utilizadas fueron principalmente los modelos digitales del terreno antes descritos que sirvieron para interpretar y definir las estructuras. El análisis se realizó considerando dos escalas distintas de fallas, entre las que destacan las macrofallas y las estructuras de escala menor, es decir, mesofallas. Las macrofallas se definen como aquellas estructuras que presentan una clara evidencia de su existencia mediante su expresión en el relieve, la magnitud de la traza de falla de estas estructuras es mayor a los 10 km de longitud y puede presentarse con distintas geometrías o relevándose en varios segmentos. Por otro lado, las mesoestructuras son aquellas que pueden ser distinguidas a nivel afloramiento. Las dos etapas antes descritas, se realizaron con la finalidad de elaborar un mapa geológico-estructural previo el cual sirvió como referencia durante las salidas al campo (figura 12).

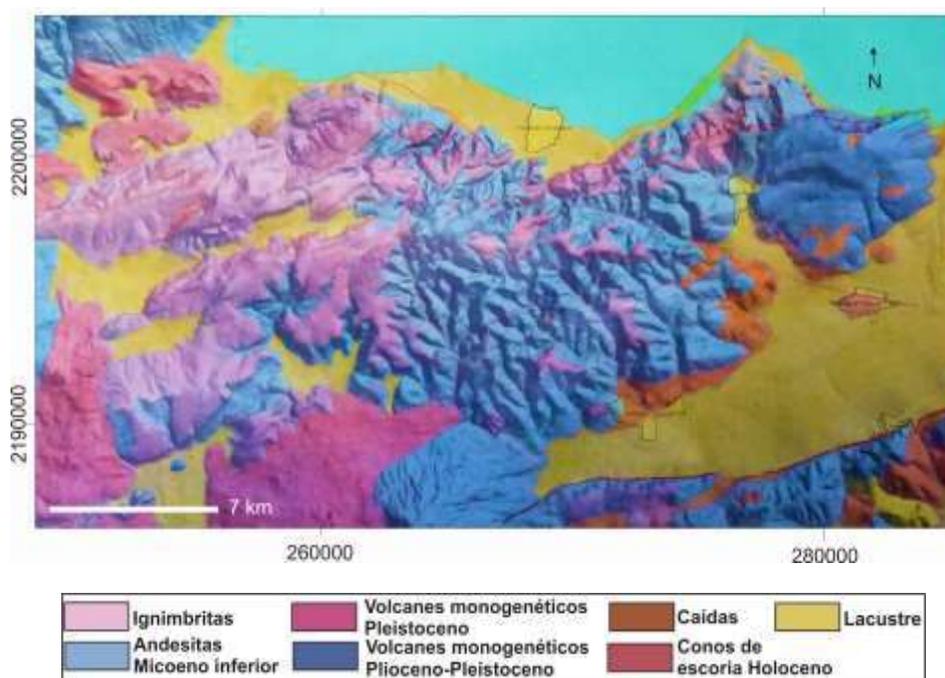


Figura 12. Mapa preliminar de contactos geológicos resultado de la fotointerpretación.

Trabajo de campo.

Con el mapa geológico preliminar, se llevaron a cabo salidas al campo para corroborar los contactos geológicos realizados previamente. En esta etapa se describieron noventa y ocho columnas litológicas, de las cuales en este trabajo se presentarán treinta y cuatro secciones que corresponden a las áreas más representativas. Así mismo, se hizo una selección de muestras para las diferentes técnicas analíticas que en conjunto dieron una interpretación más detallada de la evolución volcánica del área. En el anexo 1, se muestran las tablas y columnas litológicas de las muestras seleccionadas para dichos análisis.

Para el análisis de los datos estructurales se utilizó el software Win_Tensor V.5.0.1, el cual realiza análisis estadísticos y cinemáticos de fallas y fracturas. El software requiere una serie de parámetros colectados en campo como son: dirección e inclinación de planos de fallas y fracturas, ángulo de pitch, plunge, tipo de falla o fractura según sea el caso.

El resultado son diagramas de roseta de dirección e inclinación, diagramas de planos cálculo de esfuerzos principales y determinación de los sigmas expresados en diagramas, PBT Axes, R. Dihedron, entre otros (figura 13).

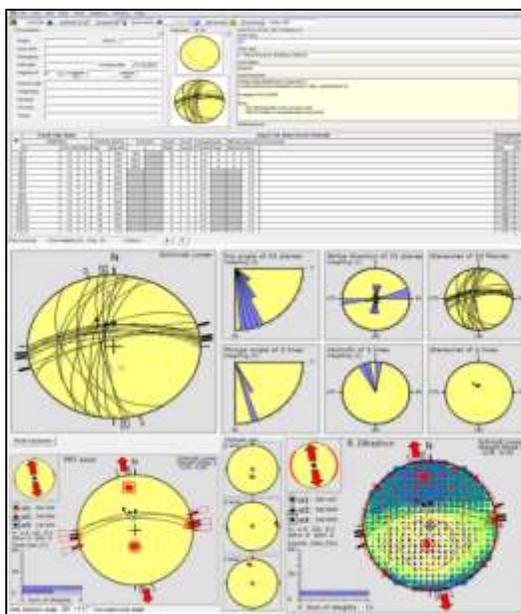


Figura 13. Ejemplo de resultados arrojados por Win Tensor V.5.0.1, obsérvese el estereograma (imagen superior y central izquierda) donde se identifican dos orientaciones de fracturas E-O y unas casi N-S, un diagrama de rosas (imagen central derecha) donde se muestra que la tendencia principal de fracturas es E-O, mientras que las imágenes inferiores muestran el campo de esfuerzos que provocan las estructuras.

Trabajo de Laboratorio.

Difracción de Rayos X (DRX): Las muestras de rocas sometidas a DRX se pueden observar en los anexos uno y cuatro. Estas son secadas y molidas en un mortero de ágata para que sea homogénea (un tamaño menor a 40 micras). El enorme número de pequeños cristales está orientado a todas direcciones posibles; por lo que cuando el haz de Rayos X atraviesa el mineral, se pueda esperar que un número de partículas significativas esté orientado de tal manera que se cumpla la condición de Bragg para la reflexión para todos los espaciados interplanares posibles. Una vez molidas las muestras, se pesaron de 0.5 a 1 gramo, y se conectaron en tubos capilares de paredes de vidrio o celofán y estos se colocaron en el difractómetro modelo D5000, marca Siemens de IIM de la UMSNH.

Estudios petrográficos: Es importante realizar el estudio petrográfico detallado de la muestra colectada con el fin de determinar sus características texturales, minerales, grado de alteración y clasificación. Este estudio permite seleccionar las muestras para estudios geoquímicos e isotópicos y de la interpretación de los resultados.

Estudios geoquímicos: Se realizaron análisis geoquímicos de roca total para determinar los elementos mayores, elementos trazas y tierras raras, de las rocas volcánicas de las unidades más representativas. Las muestras para analizar se seleccionaron a partir del interés y la visualización de cambios litológicos en campo.

Preparación de muestras para estudios radiométricos (Método Ar^{40} - Ar^{39}): Se enviaron diez muestras de roca total. La selección se basó en los cambios litológicos que caracterizan el área de estudio.

Procesamiento de la información e interpretación.

- ✓ Secciones lito-estratigráficas finales.
- ✓ Correlación de columnas estratigráficas.
- ✓ Generación de mapa geológico-estructural escala 1:20 000.
- ✓ Interpretación final.

4. RESULTADOS

4.1 GEOMORFOLOGÍA

La zona de estudio posee una morfología irregular, y está representada por planicies y lomeríos, principalmente. Ambos forman parte de la subcuenca del Lago de Cuitzeo, y sus planicies están cubiertas de depósitos lacustres y depósitos fluviolacustres. Por otra parte, los lomeríos, están representados por estructuras volcánicas y considerables volúmenes de flujos de lava e ignimbritas que se intercalan entre sí y en conjunto son afectados por los procesos endógenos y exógenos que han actuado a través del tiempo.

Geomorfológicamente, algunas ignimbritas, forman una gran meseta en la porción oeste y es afectada por un intenso fallamiento normal de dirección NE-SO formando un graben el cual hemos denominado como “Graben Santa Inés”, caracterizado por presentar escarpes de fallas que en algunas áreas son cubiertos por depósitos de avalancha generados por los desplazamientos de estas mismas (figura 14). Por otra parte, las unidades del sector este, también están regidas por fallas de tipo normal y a rumbo con componente normal de dirección NO-SE que hacen que la zona presente un considerable desnivel altimétrico.

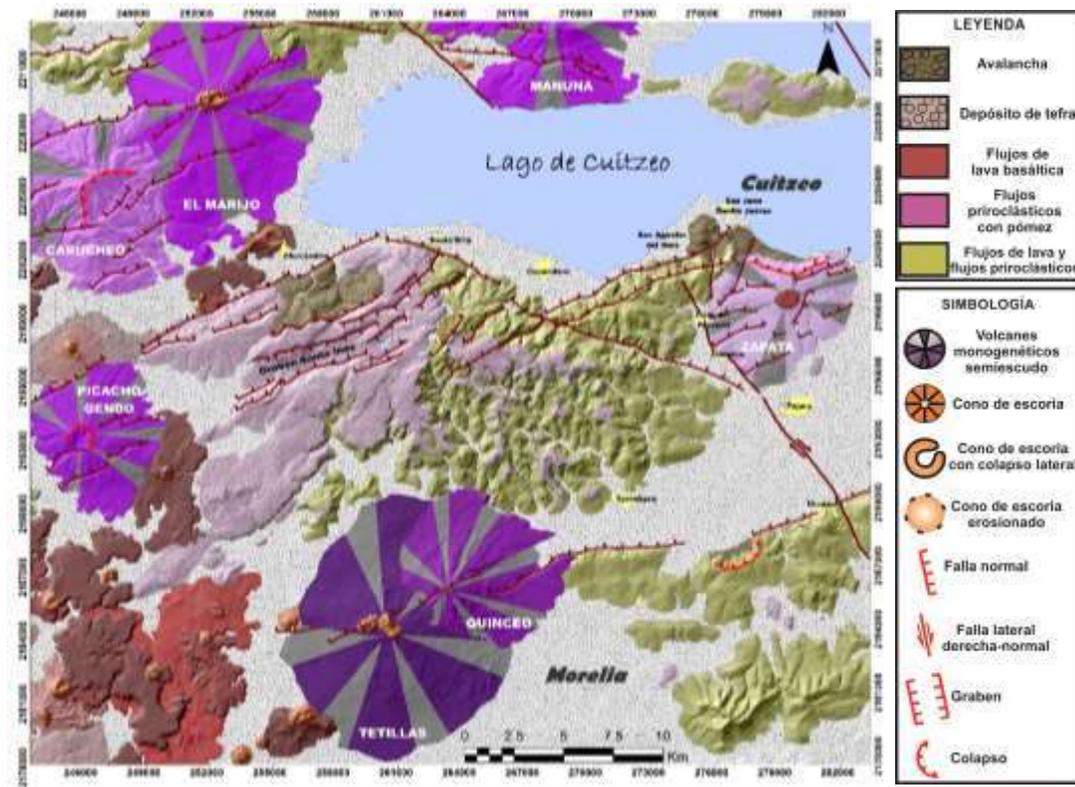


Figura 14. Mapa geomorfológico que muestra las estructuras volcánicas que rodean el área de estudio. Se proporcionaron algunos nombres según el poblado más cercano a la estructura.

La morfología de los volcanes, los hace dividirse en dos tipos; conos de escoria volcanes semiescudo. El primero se exponen al O y SO del área y el resto, está representado por siete grandes estructuras volcánicas que rodean a los flujos de lava e ignimbritas. Estos volcanes llegan a alcanzar los 950 metros de altura los cuales se describen a continuación:

Zona este: La zona este está representada por un volcán en forma de semiescudo, el cual hemos denominado en este trabajo como “Volcán Zapata”. Muestra una altura máxima de 2160 msnm en un área de $\sim 43.50 \text{ Km}^2$. La cima de este volcán presenta un alto irregular que es correspondiente a material tipo spatter. Esta última, está representada por depósitos de Spatter y las zonas más planas corresponden a niveles discretos de depósitos de caída de pómez y por otro lado, la topografía que caracteriza los bordes del volcán Zapata es debida a sus flujos de lavas en bloques. Por otro lado, esta estructura presenta un colapso en su vertiente norte generado por el desplazamiento de una falla normal denominada en este trabajo como Falla Chehuayo y presenta una dirección NE-SO con un plano que buza hacia el norte (figura 15). Como producto del desplazamiento de dicha estructura geológica, en su vertiente norte se pueden apreciar abultamientos irregulares que son característicos de depósitos de avalancha.

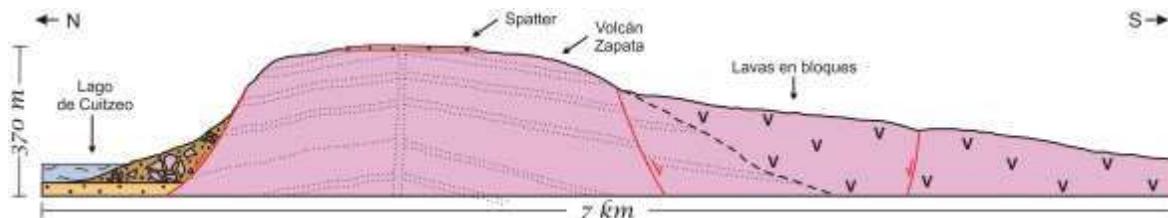


Figura 15. Perfil geológico del volcán zapata.

Zona sur: En esta área se localizan los volcanes Tetillas-Quinceo. El estratovolcán Quinceo tiene una altura de 2740 msnm y un área de $\sim 33.66 \text{ Km}^2$, mientras que Tetillas llega a alcanzar los 2750 msnm de altura en un área de $\sim 62.47 \text{ Km}^2$. Este último se caracteriza por poseer en la cima estructuras menores como conos de escoria (figura 16), presenta pendientes suaves (menores a 20°). El radio que cubre el volcán Tetillas y sus suaves pendientes lo clasifican como un volcán semiescudo. A diferencia del volcán Quinceo, en el que sus pendientes alcanzan los 45° y cubre prácticamente la mitad de área del volcán Tetillas.

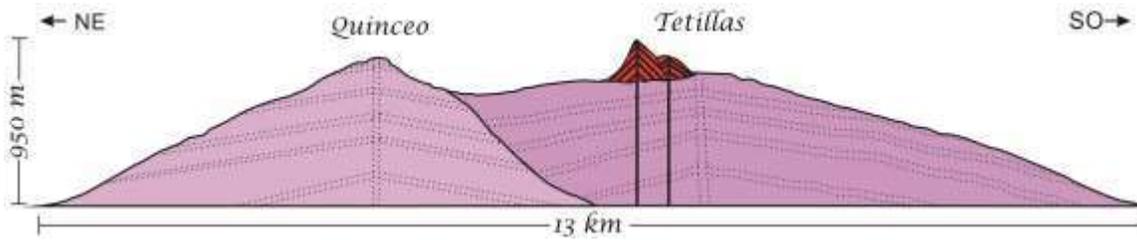


Figura 16. Perfil geológico de los volcanes Tetillas-Quinceo.

Zona oeste: El volcán Picacho Gendo o C. Sanabria se localiza al oeste del área de estudio y tiene una altura de 2540 msnm y abarca un área de $\sim 35.86 \text{ Km}^2$ con pendientes menores a 30° . En su cima se puede apreciar un cráter con un área de 781.6 m^2 . Esta estructura presenta grandes cárcavas generadas por un drenaje radial (figura 19) y a su vez, es afectado por fallas de dirección NE-SO, principalmente (figura 17).

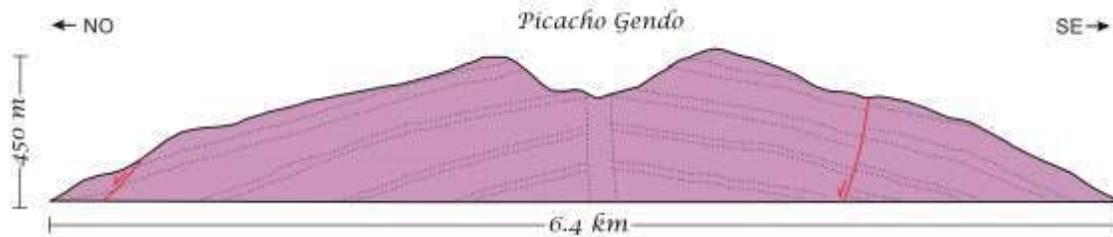


Figura 17. Perfil geológico del Volcán Picacho Gendo.

Zona noroeste: Esta área está representada por dos estructuras volcánicas alineadas en una dirección NE-SO. El volcán Carucho se localiza al SO y presenta una altura de 2940 msnm y un área de $\sim 58.81 \text{ Km}^2$, posee pendientes mayores a 30° las cuales son afectadas por un intenso fallamiento normal de dirección preferencial NE-SO. Por otro lado, el volcán Marijo mide casi la mitad del volcán Carucho (2690 msnm) y muestra un área mayor a este último ($\sim 64.30 \text{ Km}^2$) y presenta pendientes suaves (menores a 20°) y en la cima muestra un alto irregular que probablemente es debido al emplazamiento de una estructura menor (cono de escoria) (figura 18).

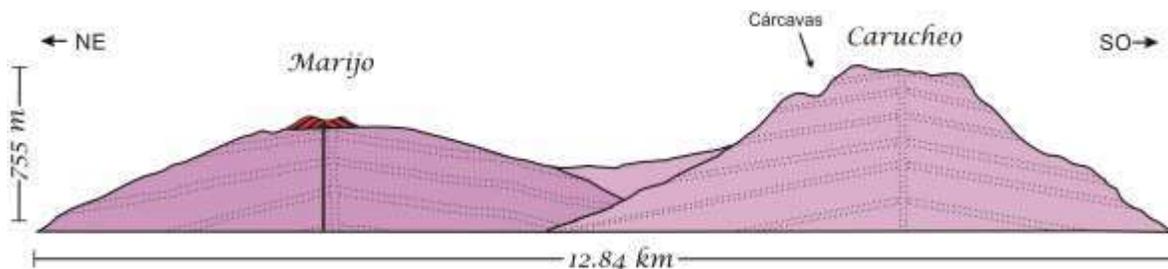


Figura 18. Perfil geológico de los volcanes Carucho y El Marijo.

Hydrographically, volcanoes present a radial system, while the flows are exposed to a dendritic system (figure 19) and both, discharge in the sub-basin of Lago de Cuitzeo with a runoff coefficient of 10 to 20% (INEGI, 2015). Due to the high degree of fluvial erosion, large cirques have been generated over the lithological products that characterize the area.

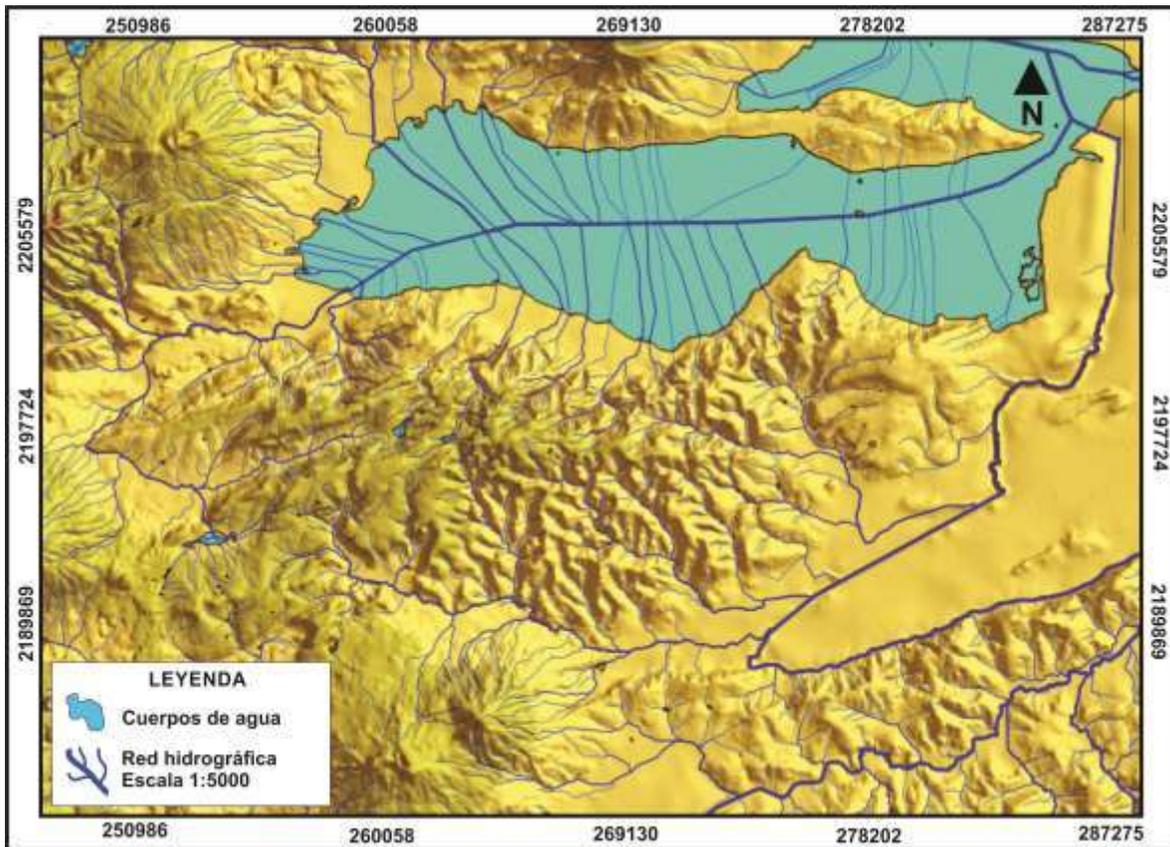


Figura 19. Red hidrográfrica escala 1:50 000. MDT y vectores tomados de INEGI, 2015.

4.2 GEOLOGÍA

Se definió la cartografía geológica-estructural escala 1:20,000 y la evolución vulcanológica del área de estudio (figura 20). Ambos se sustentan mediante estudios previos, trabajo de campo (levantamiento de noventa y ocho secciones estratigráficas y levantamiento estructural), fechamientos radiométricos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, análisis geoquímico y de difracción de rayos x (DRX) que se realizaron en este trabajo y que pueden apreciarse en los anexos dos, tres y cuatro.

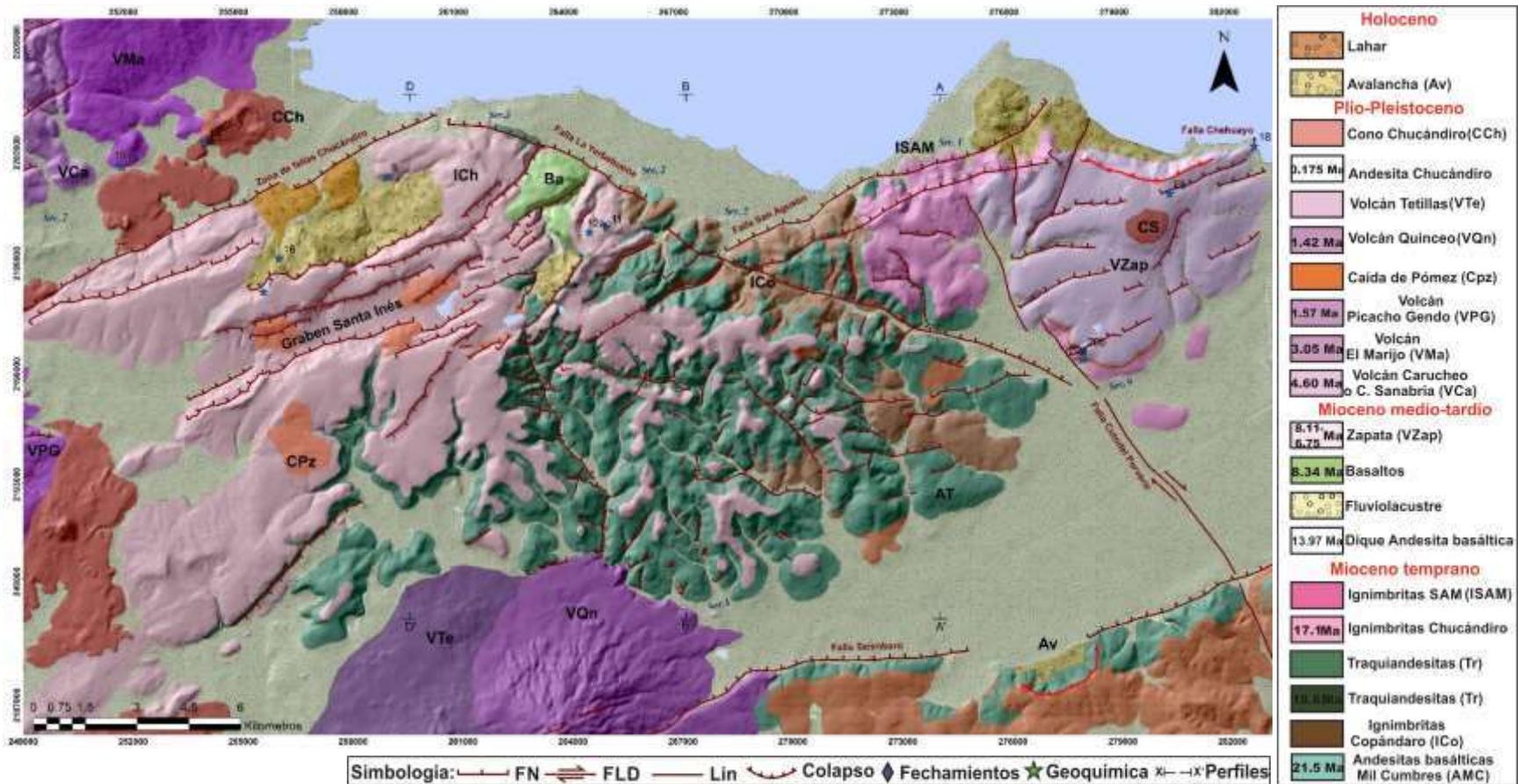


Figura 20. Mapa geológico-estructural de la porción suroeste del lago de Cuitzeo, escala 1:20,000. A la izquierda se muestra la geología en donde las letras de color negro representan las iniciales de cada una de las unidades volcánicas, A-A', B-B' y C-C': orientación de los perfiles geológicos, letras de color rojo: nombres de las fallas principales, letras de color azul: columnas compuestas en donde: Sec. 1: San Agustín Del Maíz (SAM), Sec. 2: Copándaro, Sec. 3: Santa Rita, Sec. 4: Tarímbaro, Sec. 5 Chucándiro, Sec. 6: Jamaica y Sec. 7: Centros volcánicos. A la derecha de la imagen, se muestra la tabla geológica que asciende estratigráficamente. Los cuadros que aparecen en color blanco no son cartografiados, ya que no afloran en superficie. También se muestra la simbología de los puntos que se muestrearon para las técnicas analíticas y las principales columnas litológicas que se utilizaron para la correlación de las columnas compuestas, y a su vez, se muestra la simbología estructural, en donde: FN: Falla Normal, FLD: Falla Lateral Derecha y Lin: Lineamientos.

4.2.1 ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA Y PETROGRAFÍA

Los trabajos previos del área de estudio describen dos principales unidades geológicas. La más antigua corresponde a derrames de lava de andesita basáltica con una edad de 18.6 Ma y la segunda está compuesta por ignimbritas con una edad de 17.4 Ma (Núñez-Hurtado, 2016) y (Cisneros-Máximo, 2016). Sin embargo, mediante la correlación de las secciones litológicas realizadas en este trabajo se identificaron siete secuencias volcánicas que incluyen dos o más unidades litológicas (figura 21).

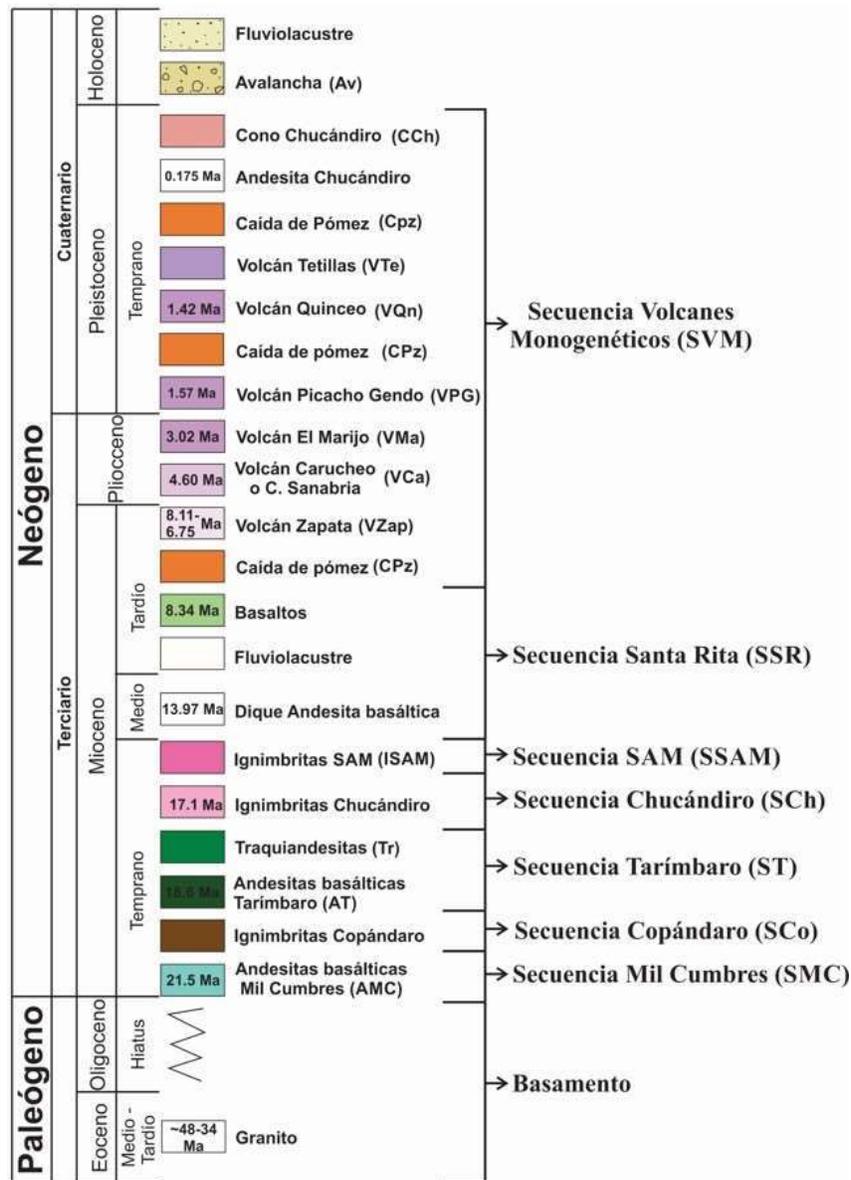


Figura 21. Tabla estratigráfica que muestra las secuencias volcánicas de la zona.

A continuación se describe de la base a la cima las diferentes secuencias volcánicas que representan la zona de estudio:

- 1.- *Basamento granítico (~48-34 Ma)*
- 2.- *Secuencia Mil Cumbres (SMC) (~21.5 Ma)*
- 3.- *Secuencia Copándaro (SCo) (? Ma)*
- 4.- *Secuencia Tarímbaro (ST) (18.6 Ma)*
- 5.- *Secuencia Chucándiro (SCh) (~17.1 Ma)*
- 6.- *Secuencia San Agustín del Maíz (SSAM) (? Ma)*
- 7.- *Secuencia Santa Rita (SSR) (13.96 y 8.34 Ma)*
- 8.- *Secuencia de Volcanes Monogenéticos (SVM) (8.11-0.175 Ma)*

1.- Basamento Granítico (~48-34 Ma)

Se interpreta con base en xenolitos encontrados en la Ignimbrita Chucándiro la existencia de rocas intrusivas, las cuales probablemente formen un basamento cristalino (figura 22a). El xenolito en lámina delgada presenta minerales de cuarzo en un porcentaje relativamente alto y la abundancia similar de feldespato potásico, en menor medida se pueden observar plagioclasas con maclado polisintético, biotita y anfíbol (figura 22b).

De acuerdo a la migración de los intrusivos desde la costa de Guerrero a la zona este del estado de Michoacán (Ferrari et al., 2014), se estima que la edad relativa del xenolito de Cuitzeo puede ser de ~48-34 Ma.



Figura 22. Imágenes del xenolito de Cuitzeo. a) Xenolito de granito alojado en una roca piroclástica y b) lámina delgada del xenolito.

Las secuencias volcánicas más antiguas que afloran en superficie corresponden a la Secuencia Mil Cumbres (SMC) y Secuencia Copándaro (SCo). Ambas se exponen principalmente en la zona este y sur del área de estudio, dentro del municipio de Copándaro y Tarímbaro presentando un alto grado de alteración por hidrotermalismo.

2.- *Secuencia Mil Cumbres (SMC) (~21.5 Ma)*

La SMC está representada principalmente por andesitas basálticas que contienen un alto grado de alteración color rojo, café y morado. Para la descripción de estas unidades se levantaron y describieron cuatro secciones estratigráficas que permitieron reconocer lo que a continuación se describe.

a) Flujo de lava en bloques que presenta un alto grado de alteración por oxidación de color rojo. Presenta una textura afanítica y vesicular con minerales secundarios de cuarzos y también presenta mineraloides de ópalos (figura 23).



a)

b)

Figura 23. a) Afloramiento de flujo piroclástico y b) mineraloides de ópalos.

b) El afloramiento de esta lava tiene un fracturamiento en lajas y es de color morado claro. Presenta una textura porfídica compuesta principalmente por fenocristales de piroxenos muy alterados, moscovita y olivinos. También presenta minerales secundarios de cuarzo en los que se puede observar un borde de alteración de clorita. El resto de la roca está constituida por una matriz afanítica con pequeñas vesículas (figura 24).



a)



b)

Figura 24. Afloramiento de flujo de lava de composición andesita basáltica. a) Lavas con estructura en lajas y b) acercamiento de la lava andesítica.

d) La lava presenta alteración meteórica color anaranjado y un alto grado de fracturamiento. En muestra sana presenta un color gris oscuro con textura porfídica y está constituida por fenocristales de piroxenos y anfíbol, olivinos color tornasol y óxidos diseminados, los cuales están inmersos en una matriz vítrea poco vesiculada (figura 25).



a)



b)

Figura 25. Afloramiento flujo de lava de andesita basáltica. a) Afloramiento de la unidad alterada y fracturada y b) acercamiento de la lava de andesita-basáltica en muestra sana.

c) Flujo de lava de andesita afanítica color rojo en zonas alteradas y morado en muestra sana. El afloramiento presenta zonas de intrusión piroclástica orientada en base al fracturamiento de la roca andesítica. El depósito piroclástico es de color café oscuro a rojo por alteración y contiene una matriz de tamaño ceniza gruesa a lapilli grueso con presencia de líticos color anaranjado y rojo principalmente, cristales de plagioclasa y cuarzo (figura 26).



Figura 26. Afloramiento del flujo de lava con intrusión piroclástica.

d) Flujo de lava de andesita color morado claro. El afloramiento presenta un alto grado de alteración meteórica y mineralógicamente se compone de fenocristales de hornblenda incrustados en una matriz afanítica (figura 27).



Figura 27. Contacto geológico entre andesitas basálticas que subyace ignimbritas de Copándaro.

3.- Secuencia Copándaro (SCo) (? Ma)

La SCo está representada por ignimbritas con un alto contenido de minerales secundarios de calcita y zeolitas. Este último mineral fue determinado por Ostrooumov *et al.*, 2012, como clinoptilotita (figura 28b) y se hace presente, principalmente en las litofacies poco soldadas y no soldadas, dándoles una coloración que va de verde claro a verde oscuro. Las litofacies más representativas de esta secuencia se expone en el poblado La Yerbabuena, municipio de Copándaro (figura 28) y en el poblado Col. Independencia, municipio de Tarímbaro (figura 30).

Litofacie La Yerbabuena

Ignimbrita poco soldada color verde oscuro. En campo se reconocieron minerales de cuarzo, feldespato, anfíbol, biotita, pómez alargada y líticos accidentales y juveniles de composición intermedia (probablemente andesita basáltica) y son de tamaño lapilli fino a medio (figura 28a). Esta litofacie fue descrita microscópicamente por (Núñez-Hurtado, 2016), en la descripción se determina como una muestra hipocristalina inequigranular, con textura piroclástica mal soldada, con un alto contenido de vidrio, seguido de líticos y cristales; en la matriz se observan fenocristales de plagioclasa, cuarzo y cloritas con formas subhedral y anhedral. La matriz de la roca es arcillosa con un alto grado de alteración (figura 29).



Figura 28. a) Afloramiento de la litofacie La Yerbabuena y b) mineral de la zeolita La Yerbabuena.

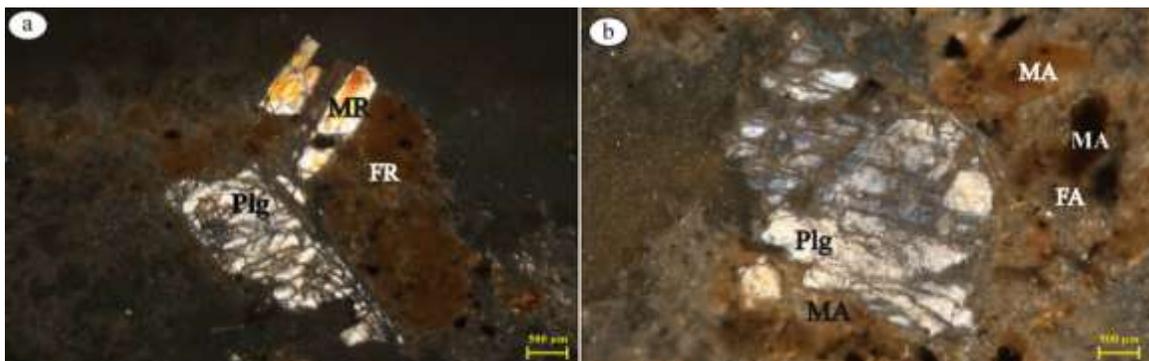


Figura 29. Fotografías en láminas delgadas de componentes de la litofacie La Yerbabuena. En esta imagen micrográfica se observan los diferentes componentes de la ignimbrita IP. Imagen a) se observa una plagioclasa altamente fracturada y con fragmento de roca alterada (FR), con un mineral embebido en su matriz (MR); en la imagen b) se observa un plagioclasa (plg). MA es la matriz arcillosa de la ignimbrita producto de la alteración hidrotermal (Núñez-Hurtado et al., 2016).

Litofacie Col. Independencia

Ignimbrita no soldada de color verde oscuro. El 45% del depósito contiene clastos de tamaño lapilli grueso a bloques de ignimbrita y andesita basáltica, principalmente. Estos son redondeados y subangulosos. Las ignimbritas son no soldadas de color café, vítreas de color verde con fiames y andesitas basálticas con textura vesicular alteradas por meteorización de color anaranjado, café claro y rojo, y rocas sanas de color gris claro y oscuro de la misma composición. Estos se encuentran soportados en una matriz de tamaño ceniza gruesa con minerales de plagioclasa, cuarzo, zeolitas, anfíbol y pómez subangulosa con tamaño lapilli fino de color blanco (figura 30).



Figura 30. Afloramiento de ignimbrita zeolitizada poco soldada que sobreyace a las unidades de andesita basáltica.

4.- Secuencia Tarímbaro (ST) (18.6 Ma)

Esta secuencia está representada por dos unidades litológicas; 1) andesitas basálticas que cubren toda la porción sur del área de estudio y 2) lavas de composición traquiandesítica que afloran principalmente en la zona norte dentro del municipio de Copándaro. En este apartado se describirán de la base a la cima las principales unidades que representan dicha secuencia.

Andesitas basálticas

a) La roca del derrame lávico se determinó en campo como una andesita basáltica que en superficie presenta un color verde por alteración hidrotermal, presenta una textura porfídica con matriz afanítica, los fenocristales son principalmente de olivinos y piroxenos alterados

de color rojo. Microscópicamente presenta una textura porfídica con matriz traquítica, los fenocristales son principalmente de olivinos con hábito esqueletal, clinopiroxenos y piroxenos reemplazados por iddingsita; la matriz está constituida principalmente de microlitos de plagioclasa y clinopiroxenos (figura 31).



Figura 31. a) Afloramiento de andesita basáltica y b) lámina delgada en nicols cruzados que muestra algunas características petrográficas de la roca de andesita basáltica perteneciente la unidad más antigua de la CT.

b) La roca del derrame lávico se determinó en campo como una andesita que en superficie presenta un color verde claro con textura afanítica y no se identifican los minerales en físico. Sin embargo, microscópicamente presenta una textura pilotaxítica con microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y fenocristales de olivino que están siendo reemplazados por óxidos (figura 32).



Figura 32. a) Afloramiento de la lava de andesita basáltica y b) fotografía de lámina delgada en nicols cruzados que muestra algunas características petrográficas de la roca de andesita perteneciente la secuencia Tarímbaro.

c) La roca se determinó en campo como una andesita basáltica que en superficie presenta una textura porfídica con matriz afanítica, los fenocristales son principalmente de piroxenos y

olivinos alterados. Microscópicamente presenta una textura porfídica con matriz pilotáxica, los fenocristales son principalmente de plagioclasa, clinopiroxeno de forma subedral y olivino; la matriz está constituida principalmente de microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos y olivinos remplazados por iddingsita (figura 33).



Figura 33. Fotografías de lámina delgada en nicols cruzados que muestran algunas características petrográficas de la roca de andesita basáltica.

Traquiandesitas

Se trata de una secuencia de lavas en bloques que en campo fueron reconocidas como andesitas-basálticas. En zonas alteradas presentan un color café claro y en muestra sana presentan un color gris oscuro, son de textura afanítica en donde se logran apreciar microfenocristales de piroxenos de color rojo (figura 34). No obstante, los resultados geoquímicos determinaron que las lavas presentan una composición traquiandesítica. Microscópicamente presenta una textura porfídica con matriz pilotáxica, los fenocristales son principalmente de maclas polisintéticas en cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno de forma subedral (figura 35a); la matriz está constituida principalmente de microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos y olivinos remplazados por iddingsita (figura 35a y b).



Figura 34. Secuencia de lavas de composición traquiandesítica.



a) b)
Figura 35. Fotografías de lámina delgada que muestran algunas características petrográficas de la roca traquiandesítica. Las dos imágenes fueron tomadas con nicoles cruzados.

5.- *Secuencia Chucándiro (SCh) (17.1 Ma)*

La SCh está compuesta por tres unidades de ignimbritas. Estas se distinguen debido a sus depósitos de brecha de rezago, características físicas y composicionales, y a su distribución espacio-temporal. A continuación se describen de la base a la cima las litofacies más representativas de cada unidad.

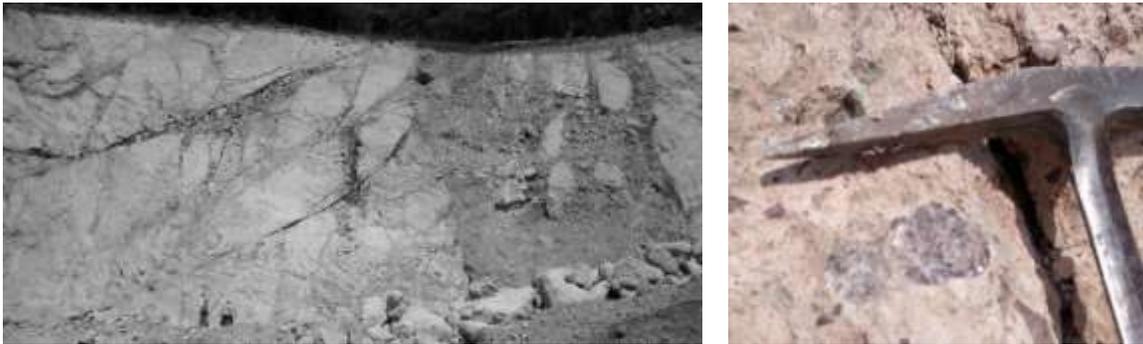
Ignimbrita rosa

a) Brecha de rezago con 60 % de bloques angulosos y subangulosos, de andesita color gris oscuro, morado, escoria color naranja y rojo e ignimbritas vitrificadas de color morado tamaño lapilli fino a grueso soportados en una matriz color café claro con minerales de cuarzo, óxidos, feldespato potásico y pómez color verde (figura 36).



Figura 36. Afloramientos de la brecha de rezago de la ignimbrita rosa.

b)) Ignimbrita poco soldada color rosa con líticos tamaño lapilli medio a bloques de color anaranjado, gris claro y café y xenolitos de granito soportados en una matriz con minerales de cuarzo, pómez blanca subangulosa y fragmentos de líticos accidentales color anaranjado y juveniles color gris claro (figura 37).



a)

b)

Figura 37. a) Afloramiento de la ignimbrita rosa la cual se encuentra afectada por un intenso fallamiento y b) xenolito de granito soportado en la matriz de la ignimbrita rosa.

Ignimbrita Blanca

a) Brecha de rezago color café oscuro. Presenta clastos subangulosos y angulosos de composición de andesita soportados en una matriz de ignimbrita con minerales de cuarzo, plagioclasa, biotitas, epidota y anfíbol (figura 38).

b) Ignimbrita poco soldada color blanco. Con una matriz de tamaño ceniza fina a medio con líticos color gris. Se lograron identificar minerales de hornblenda, cuarzo, fenocristales de plagioclasa y óxidos (figura 38).



Figura 38. Contacto entre depósito de brecha de rezago e ignimbrita blanca sin pómez.

Ignimbrita morada

a) Brecha de rezago con 50% de bloques angulosos y subangulosos de andesita basáltica y/o traquiandesita gris oscuro y anaranjado en menor proporción. Estos son soportados por una matriz de ignimbrita poco soldada tamaño ceniza gruesa con minerales cuarzo, epidota y plagioclasa (figura 39).

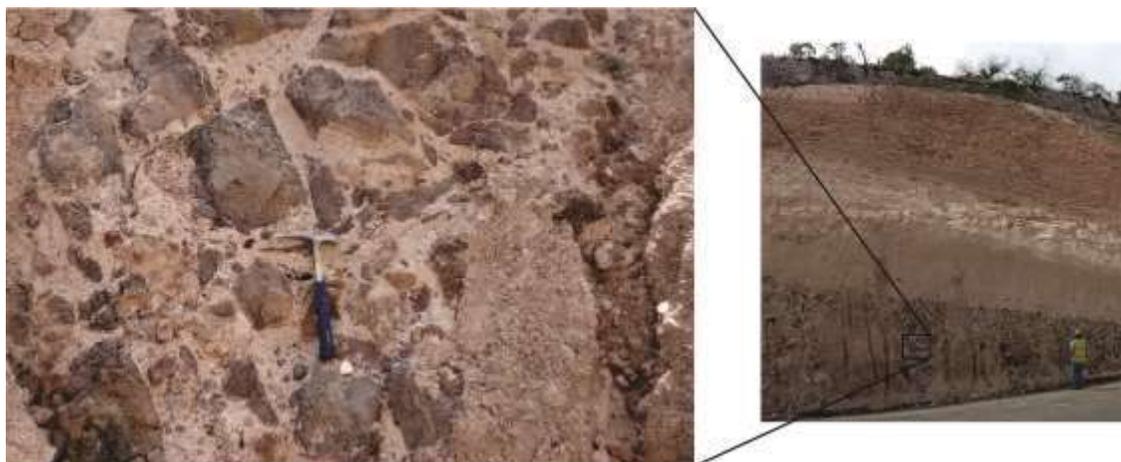


Figura 39. Depósito de la brecha de rezago de la ignimbrita morada.

b) Ignimbrita vítrea de color morado claro con presencia de pómez color gris claro en muestra sana y en muestra alterada con pómez de color café claro tamaño lapilli medio (figura 40). En superficie la roca presenta minerales de cuarzo, plagioclasa, óxidos, feldespato potásico y anfíbol. Microscópicamente la roca presenta el 30% de matriz vítrea, con 50% de microfenocristales de plagioclasa con zoneamiento (figura 41a) y fenocristales de plagioclasa con macla simple (figura 41b) y cuarzo (figura 41c) y el 20% de pómez y líticos. Por lo que se clasifica a la roca como ignimbrita vitrocrystalina.



Figura 40. Afloramiento de la unidad superior de las ignimbritas Chucándiro. El último estrato corresponde a la ignimbrita morada con pómez.

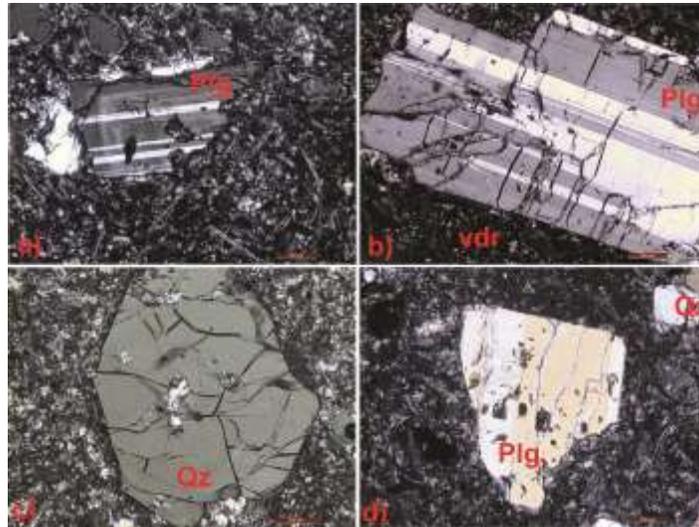


Figura 41. Fotografías de lámina delgada que muestran algunas características petrográficas de la ignimbrita morada. Por su porcentaje de componentes se ha determinado como ignimbrita vitrocristalina.

6.- Secuencia San Agustín del Maíz (SSAM) (? Ma)

Se denomina Secuencia San Agustín del Maíz a una serie de depósitos de flujo piroclástico de pómez soldados y no soldados, oleada secas, diques y flujos de lavas de andesita basáltica. Los depósitos mejor expuestos afloran al sur del poblado de San Agustín del Maíz, en donde se encuentran las principales manifestaciones hidrotermales que caracterizan al campo geotérmico de la zona de estudio. De la base a la cima se encontró:

a) Lava de andesita basáltica: En superficie esta lava presenta color gris oscuro con textura vesicular (figura 42). La matriz tiene una textura porfídica en la que se pueden apreciar cristales de plagioclasa, piroxenos alterados, fenocristales de fierro alterados, olivino y epidota. En zonas alteradas, la roca muestra un color verde debido a la alteración por hidrotermalismo (figura 43).



Figura 42. Fotografía que muestra las dos primeras unidades de la SSAM.

b) Ignimbritas: Estas unidades tienen diferentes grados de soldamiento y compactación; en muestra de mano todas estas unidades se encuentran alteradas, algunas con textura eutaxítica y otras con textura fragmental, con una asociación mineral formada por feldespatos potásico, cuarzo, plagioclasas, anfíbol y biotita. Al microscopio, se observa una ignimbrita con un contenido de 40% de cristales, 50% de vidrio y 10% de líticos (figura 43). En la matriz se observan fiammes fibrosos algunos con fenocristales de plagioclasas con forma subhedral y anhedral muy fracturadas, la matriz es microlítica compuesta por algunos óxidos y fragmentos de rocas (Núñez-Hurtado, 2016).

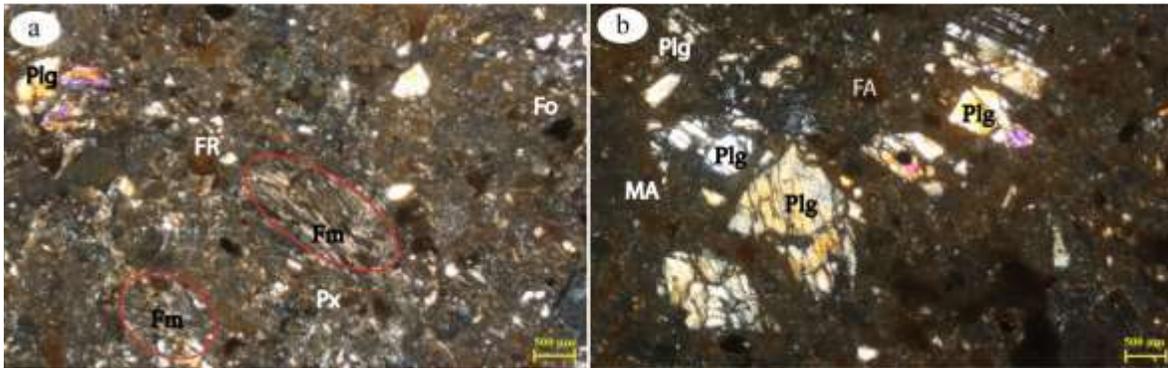


Figura 43. Figura 17. Imagen de componentes de la muestra W. En la imagen a) se ve la presencia de fiammes vesiculadas (Fm), fragmentos de roca alterada (FR), óxidos (Fo) y también se observan algunos fenocristales de plagioclasas y piroxenos; En la imagen b) se observa fenocristales de plagioclasas fracturadas (plg) y una matriz vítrea de la roca con fragmentos de roca alteradas (FA). (Núñez-Hurtado, 2016).

c) Dique de andesita basáltica:

Este dique se encuentra cortando a las unidades ignimbritas de SAM (figura 44). En superficie es de color gris claro con textura porfídica, los fenocristales son de olivino y piroxenos alterados. Microscópicamente, la roca presenta una textura pilotaxítica con fenocristales de olivino y microlitos de plagioclasa, piroxenos e iddingsita.

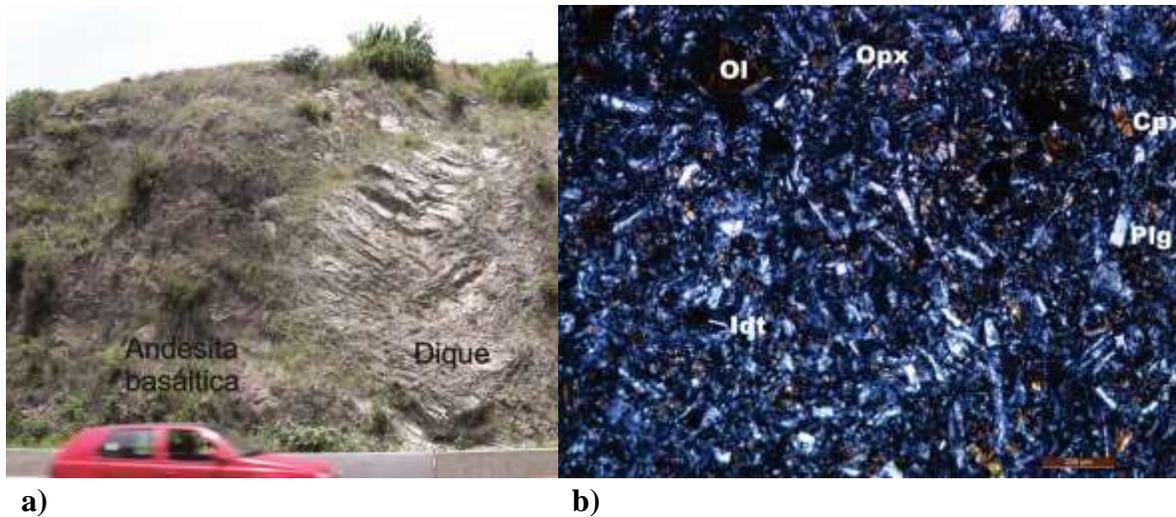


Figura 44. a) Fotografía de las unidades superiores de la SSAM y b) lámina delgada que muestran algunas características petrográficas del dique de andesita basáltica. La imagen fue tomada con nicoles cruzados.

d) Andesita basáltica:

Sobreyaciendo a las unidades antes descritas, se identificó una lava de andesita basáltica que en superficie presenta un alto grado de alteración color rojo. Presenta una textura porfídica con fenocristales de piroxeno y hornblenda. En microscopio se observa una textura pilotaxítica con fenocristales de clinopiroxeno, la matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxenos e iddingsita

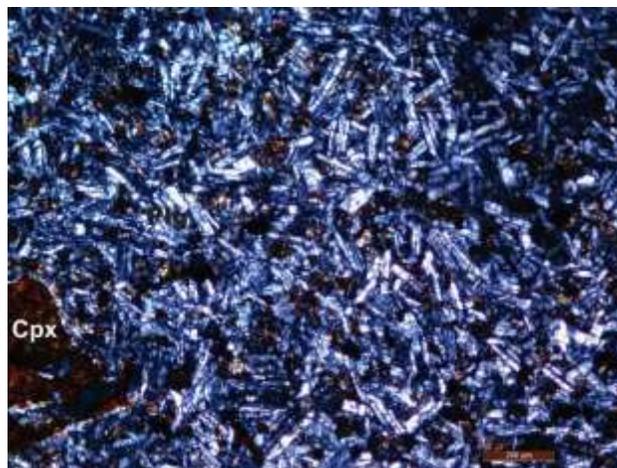


Figura 45. Fotografía de lámina delgada que muestran la petrografía de la lava de andesita basáltica.

7.- *Secuencia Santa Rita (SSR) (13.96 y 8.34 Ma)*

Se le llama Secuencia Santa Rita a las unidades que representan parte del Mioceno medio y superior y que se encuentran sobreyaciendo a la SCh. La SSR compuesta por tres unidades, la más antigua corresponde a un dique con una edad de 13.96 Ma y que en petrografía y geoquímica fue determinado como un dique de andesita basáltica. Microscópicamente presenta microfenocristales de plagioclasa y una matriz con textura pilotáctica, los microlitos son principalmente de plagioclasa y en menor medida de clinopiroxeno (figura 46).



Figura 46. Fotografía de lámina delgada que muestran algunas características petrográficas del dique de andesita basáltica. La imagen fue tomada con nicoles cruzados.

Geológicamente no se reconocieron otras unidades litológicas que concordaran con este periodo de tiempo. Sin embargo, se identificaron algunos depósitos sedimentarios que cubren a las ignimbritas Chucándiro y estos a su vez, son cubiertos por una unidad de lavas basálticas que en superficie presentan un color gris oscuro con textura afanítica y vesicular, presentando minerales de olivinos alterados y plagioclasas (figura 47).



Figura 47. Depósito fluvio lacustre cubierto por una lava de composición basáltica.

Microscópicamente la muestra presenta una textura pilotaxítica con fenocristales de plagioclasa y olivinos. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxenos y olivinos que están siendo reemplazados por iddingsita (figura 48).

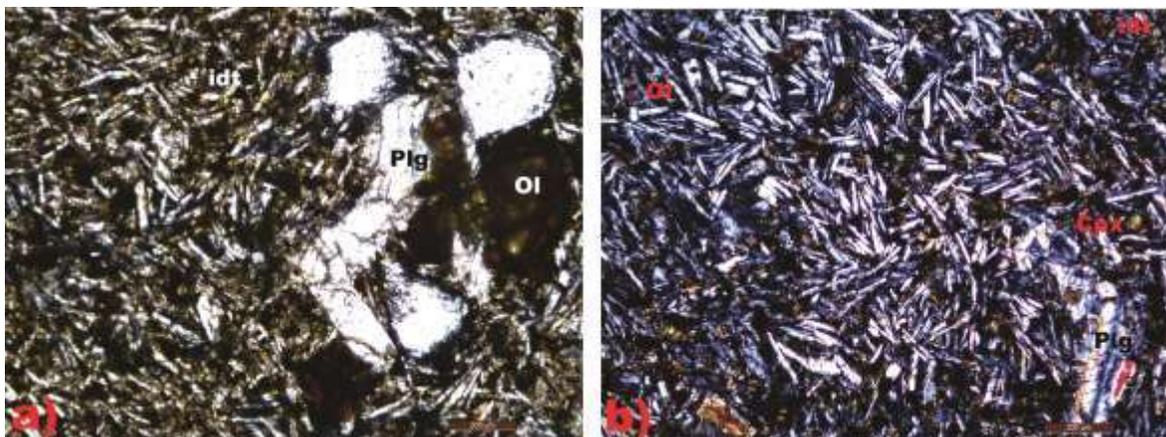


Figura 48. Fotografías de lámina delgada que muestran las características petrográficas de la lava. a) Luz paralela y b) Nícoles cruzados.

8.- *Secuencia Volcanes Monogénicos (SVM) (8.11-0.175 Ma)*

Como se ha mencionado en apartados anteriores, la zona de estudio está rodeada por estructuras volcánicas de pequeñas y grandes dimensiones. Los volcanes más cercanos a las manifestaciones hidrotermales son: Volcán Zapata, Volcán Marijo y el Cono Chucándiro, los cuales se describen a continuación.

Volcán Zapata:

Las lavas de este volcán en superficie se exponen con una morfología en bloques (figura 49). En campo se determinaron como lavas de andesita basáltica de color negro con textura afanítica y microfenocristales de olivino y piroxeno. Microscópicamente la muestra presenta una textura pilotaxítica con microlitos principalmente de maclas polisintéticas en cristales subautomorfos de plagioclasa y clinopiroxeno, con fenocristales alterados (probablemente feldespatos) con bordes de reacción de color amarillo (figura 50). Los fechamientos de Ar^{40} - Ar^{39} datan a este volcán con una edad que va de 8.11 Ma a 6.75 Ma.



Figura 49. Afloramiento de las lavas en bloques del volcán Zapata

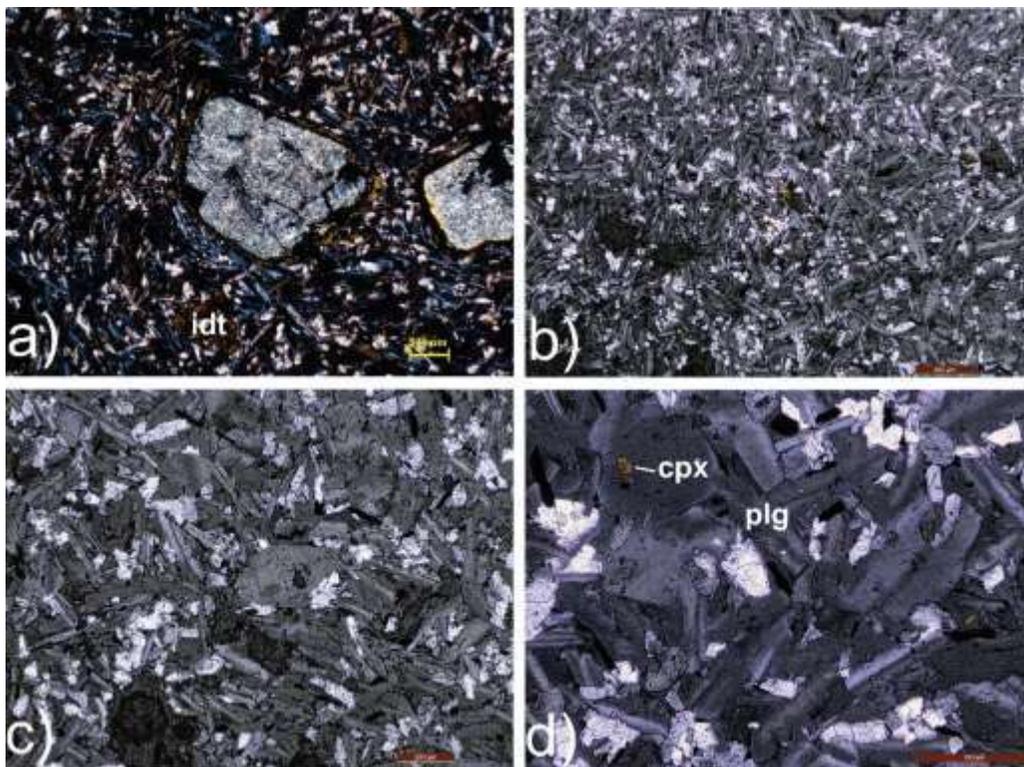


Figura 50. Fotografías de lámina delgada que muestran algunas características petrográficas del flujo de lava del Volcán Zapata.

Volcán Marijo:

Los flujos de lava del Volcán Marijo presentan una edad de 3.05 Ma y se exponen en superficie como flujos de lavas en bloques de color gris claro con textura afanítica poco vesiculada. Microscópicamente presentan una textura en partes traquítica y en otras pilotaxítica. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y óxidos (figura 51).

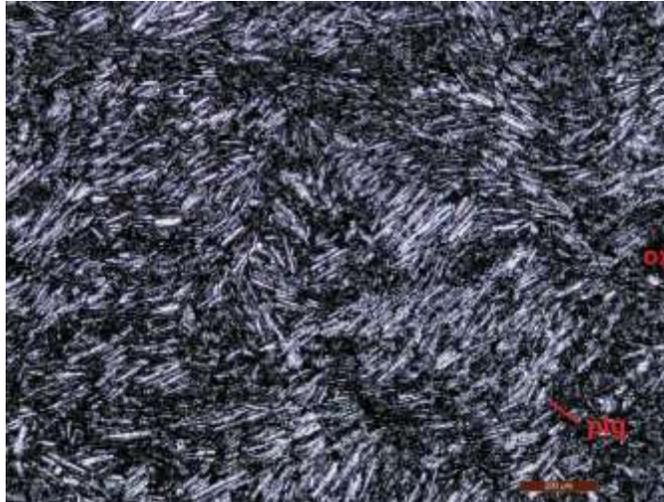


Figura 51. Fotografías de lámina delgada que muestran algunas características petrográficas del flujo de lava del Volcán Marijo.

Cono Chucándiro:

En el municipio de Chucándiro se pueden apreciar conos de escoria con un alto grado de erosión. Sin embargo, el cono Chucándiro aún conserva una morfología de cono de escoria con un colapso lateral (figura 14). Esta estructura volcánica se encuentra cubriendo unas lavas relativamente recientes que a diferencia del cono Chucándiro presenta una estructura masiva de color gris claro con textura afanítica poco vesiculada con alto contenido de plagioclasas. Geoquímicamente esta lava indica que se trata de una lava de composición andesítica con edades de 0.175 Ma. Microscópicamente presenta una textura seriada con microlitos de plagioclasa, microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxenos y fenocristales de olivino (figura 52).

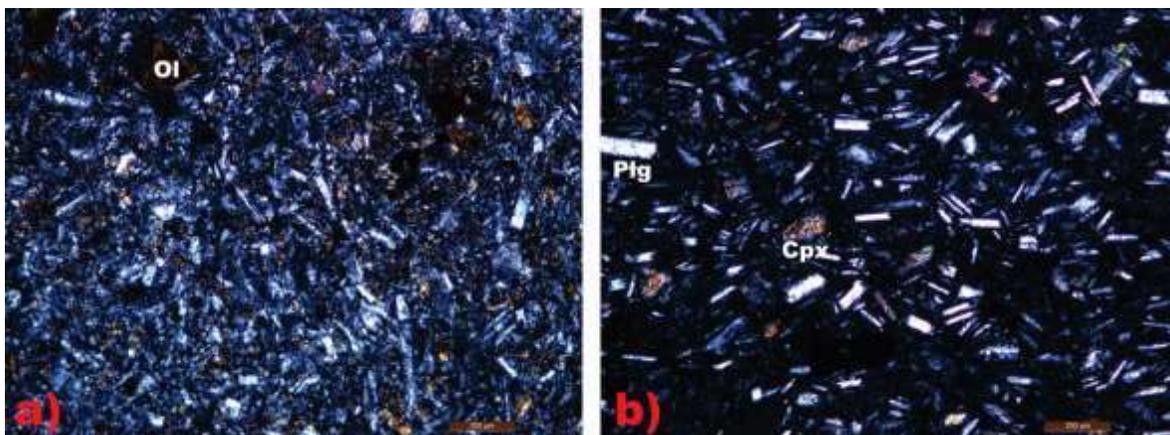


Figura 52. Fotografías de lámina delgada que muestran algunas características petrográficas del flujo de lava de la Lava Chucándiro. Ambas imágenes fueron tomada en nicoles cruzados.

4.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Análisis morfoestructural

Este trabajo pretende definir las principales unidades estructurales y su distribución sobre el área de estudio. La identificación de estas fallas geológicas se determinó mediante trabajo de campo y la cartografía morfométrica, la cual se expresa mediante el relieve presentando valores altitudinales y de pendientes.

En el mapa de pendientes de la figura 53, se observa que los lomeríos basculados de la porción oeste, presentan mesetas con pendientes de 0 a 10° y por otra parte, los lomeríos fuertemente disectados, tienen principalmente pendientes de 11 a 20°. Sobre la porción sur, estas se distribuyen aleatoriamente, siendo el resultado de la acción erosiva de los drenajes dendríticos, mientras que en la zona norte, fueron generadas por el desplazamiento de fallas geológicas regionales que muestran una dirección NE-SO y en menor proporción NO-SE.

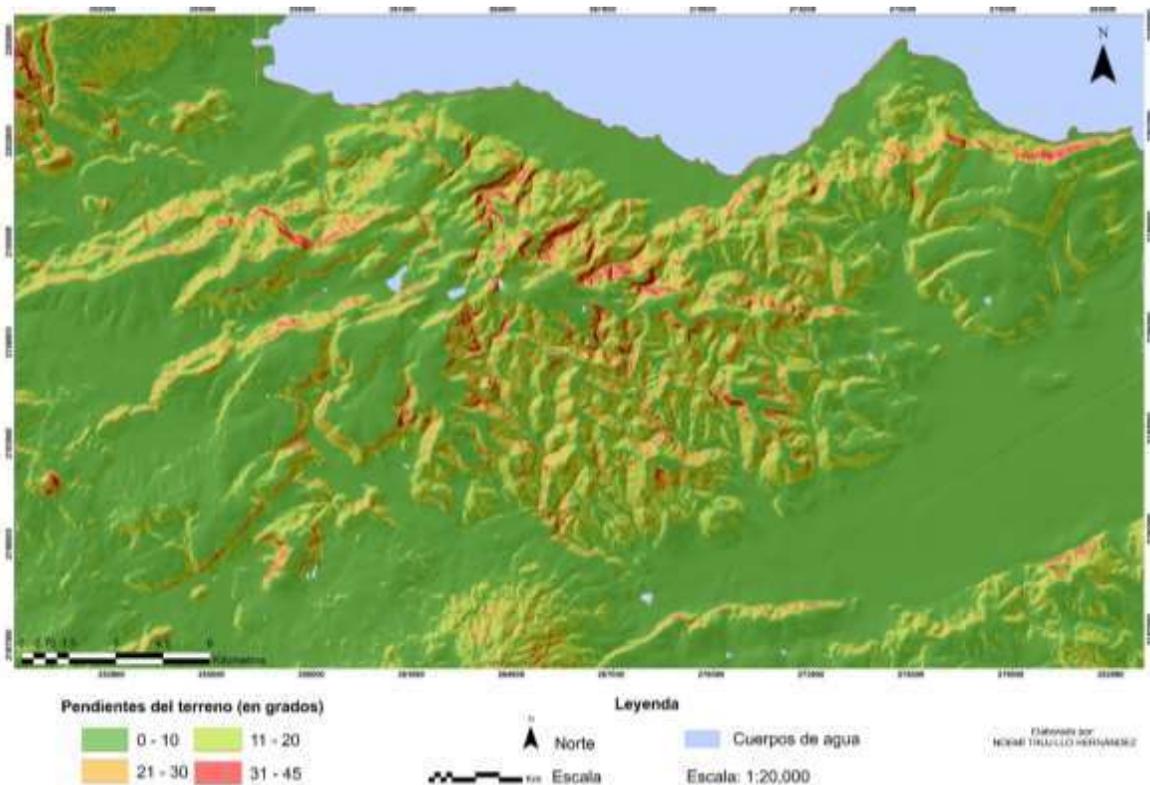


Figura 53. Mapa de pendientes de la zona de estudio. En la imagen se observan dos dominios, uno muy caótico generado por procesos exógenos y otro por procesos endógenos con un claro control de las fallas y mesetas basculadas por ellas.

En general, las fallas no actúan con la misma intensidad, ya que existen áreas en donde los desplazamientos contienen un grado igual o mayor a los 45°. Además, las fallas que originaron dichas inclinaciones presentan grandes desplazamientos y a su vez han generado un graben en la porción oeste denominado en este trabajo como “Gaben Santa Inés” y zonas de colapsos con tendencia NE-SO (ver mapa de la figura 15 y 21).

Macroestructuras

Con el análisis morfoestructural y los datos tomados en campo, se identificaron dos controles estructurales, los cuales se desglosan en la tabla 1. El primero es concordante con la tectónica del *Basin and Range* y se caracteriza por poseer estructuras de grandes dimensiones con orientación NO-SE y NNO-SSE y el segundo está representado por fallas principalmente de tipo normal asociadas al Sistema de Fallas Morelia Acambay (SFMA) de dirección NE-SO y ENE-OSO con planos que en su mayoría buzcan hacia el norte. Ambos sistemas, presentan planos, subverticales en superficie con ángulos de entre 60 y 70° grados en general y presentan una geometría en *échelon* con rotación en sentido contrario de las manecillas del reloj y en conjunto afectan a todas las unidades volcánicas del área de estudio.

<p>Tectónica del <i>Basin and Range</i></p> <p><i>Sistema de Fallas:</i> NO-SE y NNO-SSE</p>	<p>Tectónica <i>Morelia-Acambay</i></p> <p><i>Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA):</i> NE-SO y ENE-OSO</p>
<p>1- Falla la Yerbabuena</p> <p>2- Falla Cuto del Porvenir</p>	<p>3- Falla San Agustín</p> <p>4- Falla Chehuayo</p> <p>5- Falla Santa Inés</p> <p>6- Fallas Chucándiro</p> <p>7- Falla Tarímbaro</p>

Tabla 1. Dominios estructurales y las macrofallas que los representan. La distribución y tipo de falla se muestra en el mapa geológico-estructural de la figura 20.

Tectónica del Basin and Range: “Sistema de fallas NO-SE y NNO-SSE”

Se trata de fallas de tipo normal y a rumbo con componente normal que pueden alcanzar ~17 km de longitud y grandes desplazamientos (figura 54). Estas estructuras se exponen en la zona este del área, afectando principalmente a las unidades del Mioceno Inferior (>18 Ma) (perfil A-A’, de la figura 20 y 59).

1- Falla la Yerbabuena: Es la estructura más representativa del sistema NW-SE sobre el área. Es una falla normal que buza hacia el NE con un desplazamiento de ~173 m. Atraviesa todas las unidades que van desde el sur del poblado Jamaica, hasta el poblado de Congotzio y muestra una longitud de ~17.60 km.

2- Falla Cuto del Porvenir: La falla Cuto del Porvenir presenta una dirección NNO-SSE. Se trata de una falla lateral derecha con componente normal que buza hacia el OSO y que sobre el área de estudio puede alcanzar una longitud de 16.68 km atravesando de sur a norte por el poblado de Uruétaro, Cuto del porvenir y finalmente, San Agustín del Maíz.



Figura 54. Imagen donde se muestra en color rojo la traza de las fallas NNO-SSE y NO-SE.

Tectónica Morelia-Acambay: “Sistema de Fallas Morelia Acambay” (SFMA):

Este sistema presenta fallas normales de dirección preferencial NE-SO y ENE-OSO. La mayoría de ellas afloran sobre la zona norte y en conjunto afectan a las unidades que van del Mioceno tardío al Cuaternario (figura 59).

3- Falla San Agustín: Se trata de una falla normal con una longitud de ~10. 21 km con un plano que buza hacia el norte y que se extiende en una dirección NE-SO que va desde el poblado de San Juan Benito Juárez al poblado de Copándaro. La falla tiene un desplazamiento promedio de 145 m (figura 55).

4- Falla Chehuayo: La Falla Chehuayo es paralela a la Falla San Agustín y se ubica aproximadamente a un kilómetro al sur de esta última (figura 55). Ambas atraviesan toda el área en una dirección NE-SO con planos que buzan hacia el norte. Hacia la zona suroeste,

estas estructuras comienzan a actuar como fallas de relevo y pueden alcanzar una longitud de ~28 km. La falla Chehuayo tiene una gran influencia sobre las unidades litológicas que caracterizan la zona de estudio ya que presenta desplazamientos de hasta 180 m.



Figura 55. Imagen donde se muestra en color rojo las fallas más cercanas al poblado de San Agustín del Maíz.

5- Falla Santa Inés: Sobre la zona oeste del área de estudio, se ubica una falla normal de dirección NE-SO con un plano que buza hacia el sur, alcanzando una longitud de 10.68 km y un desplazamiento promedio de 115 m. Esta falla es denominada como falla Santa Inés, se ubica aproximadamente a un kilómetro al norte de la zona de fallas de relevos “San Agustín-Chehuayo”, es paralela a dichas estructuras y en conjunto conforman el “Graben de Santa Inés” mostrando una geometría bien definida (figura 56 y perfil C-C’ de la figura 59).

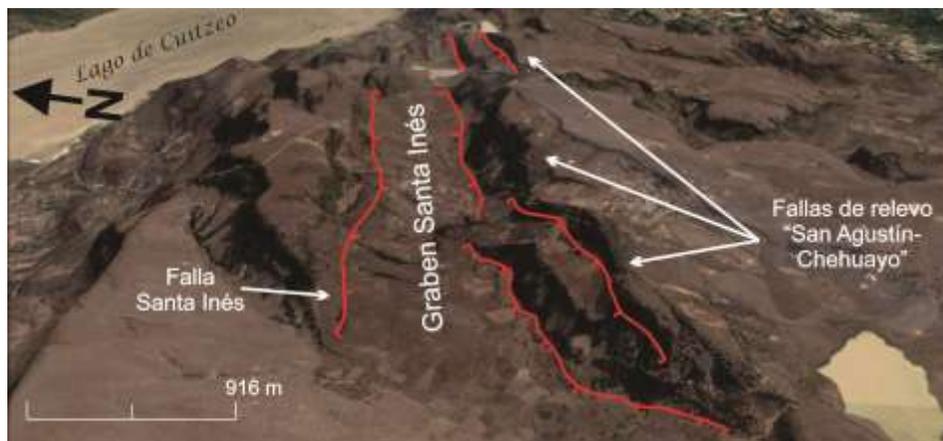


Figura 56. Imagen donde se muestra en color rojo las fallas que conforman el graben de Santa Inés de orientación preferencial NE-SO.

6- Zona de Fallas Chucándiro: Presentan una dirección NE-SO y los planos principales buzcan hacia el norte. Sobre esta área, las fallas pueden presentar longitudes de ~13.23 km y desplazamientos aparentes de hasta 320 m. Cabe mencionar, que sobre algunos afloramientos se pueden apreciar planos de fallas normales de menor magnitud con las mismas direcciones pero que buzcan hacia el sur (figura 57).

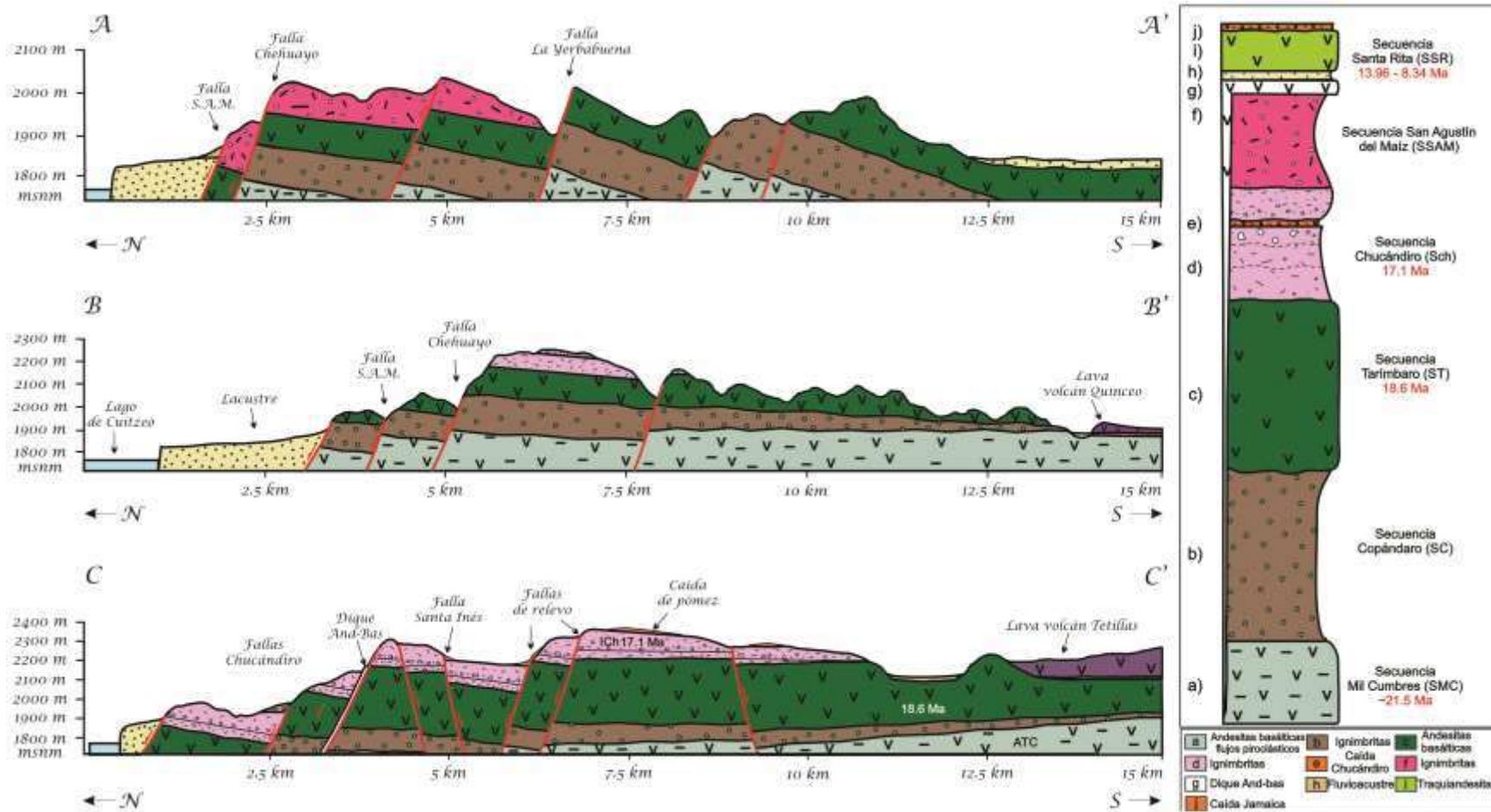


Figura 57. Imagen donde se muestra en color rojo las fallas que conforman la zona de fallas Chucándiro.

7- Falla Tarímbaro: Esta estructura se localiza en la parte sur del área de estudio. Presenta una dirección ENE-OSO con planos que buzcan hacia el norte y afecta principalmente las secuencias Mil Cumbres y Tarímbaro (>19 Ma). Esta estructura puede alcanzar los 24 km de longitud con un desplazamiento promedio de ~190 m (figura 58).



Figura 58. Imagen donde se muestra en color rojo la falla Tarímbaro.



Mesoestructuras

Mediante el trabajo de campo, también se observaron estructuras de menor dimensión, identificando tres principales sistemas: Sistema N-S, Sistema NE-SO y E-O y sistema NO-SE, los cuales se describen a continuación.

Sistema de fallas N-S:

Sobre algunos cortes de carretera, se observan múltiples planos de fallas de escala mega y meso estructural. Las unidades litológicas de estos afloramientos pertenecen a las ignimbritas de la secuencia Copándaro y a las lavas de andesita de la secuencia Tarímbaro, ambas con edades del Mioceno temprano. Las ignimbritas, se encuentran afectadas por fallas normales que desplazan notoriamente las diferentes litofacies (figura 60 a) y que en otros casos, llegan a formar pequeños grabens y semigrabens (figura 60 b), donde la orientación de las fallas que los limitan es preferencialmente NNE-SSO.



a)

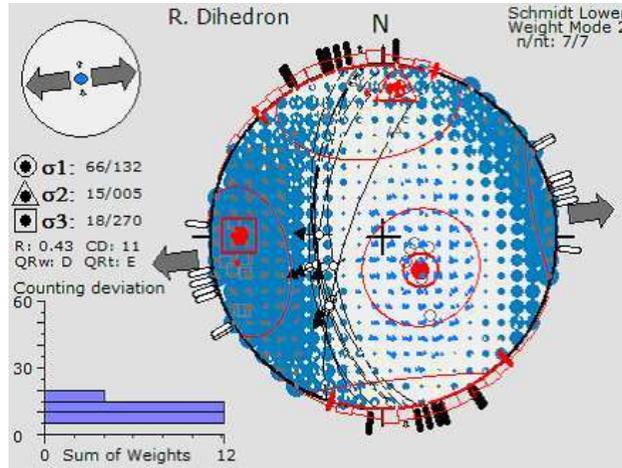
b)

Figura 60. Imágenes de las ignimbritas de la Secuencia Copándaro afectadas por las estructuras NNE-SSO. El inciso a muestra el desplazamiento de semigrabens y en el inciso b, se muestran las pequeñas estructuras de grabens.

La secuencia Santa Rita, que incluye un paleocanal y lavas basálticas de 8.34 Ma, se encuentra afectada por un fallamiento de tipo normal de dirección preferencial NNO-SSE. Estas estructuras muestran características de un fallamiento activo ya que a su vez, cortan el suelo que sobreyace a dichas unidades (figura 61 a y b).



a)



b)

Figura 61. Fotografías y estereograma de los planos de fallas activas de orientación preferencial N-S que afectan unidades litológicas de la secuencia Santa Rita. El inciso a muestra el afloramiento de dichas unidades y b, imagen del estereograma.

Otra falla que muestra direcciones NNO-SSE es la falla Cuto del Porvenir, esta falla lateral derecha es casi paralela a la falla de Tzitzio-Valle de Santiago. Las evidencias de esta estructura afloran sobre flujos de lava de la Secuencia Tarímbaro con un alto grado de fracturamiento (figura 62) e indicadores cinemáticos como estrías subverticales y subhorizontales, principalmente (figura 63 d).



Figura 62. Afloramiento de lavas de andesita de la secuencia Tarímbaro, el cual presenta un alto grado de alteración hidrotermal.

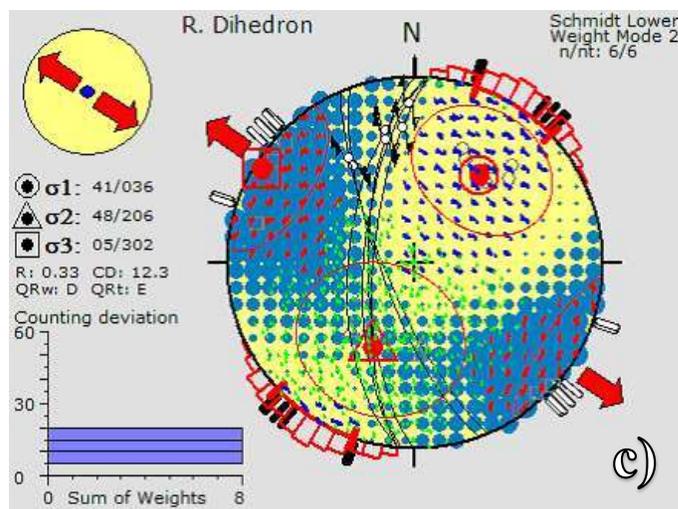
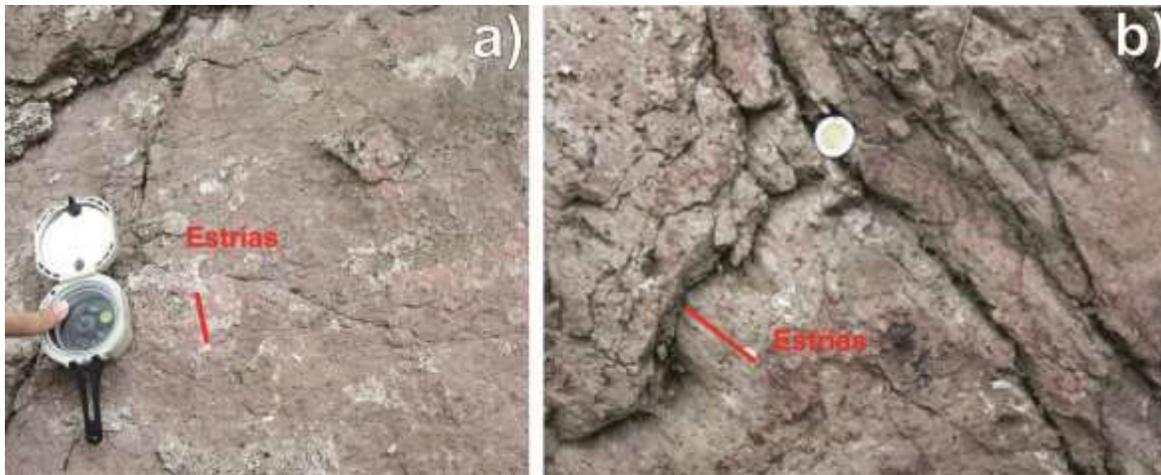


Figura 63. Fotografías del afloramiento y los planos de fallas de orientación preferencial N-S. El inciso a) corresponde muestra los indicadores cinemáticos subverticales y el inciso b) muestra el indicador cinemático subhorizontal y c) es el tensor de esfuerzos.

Sistema de fallas NE-SO, E-O y NO-SE:

Sobre los flujos de lavas que sobreyacen a las ignimbritas de la secuencia Copándaro, se pueden observar grandes planos de fallas con numerosos indicadores cinemáticos: fracturamiento y mesofallamiento secundario en échelon, fracturas de Riedel, sigmoides en posición vertical, fracturas de tensión, estrías subhorizontales y subverticales que forman escalones incongruentes principalmente, así como canales de arrastre de clastos.

Mediante el análisis de los indicadores cinemáticos antes descritos, se pudieron identificar dos etapas de movimiento que tuvieron las fallas de este sistema (figura 64); la primera de ellas la caracterizan movimientos a rumbo de dirección NE-SO y E-O, donde los

valores de Pitch de las estrías medidas en los planos de fallas, presentan valores que van de 0 a 20° de inclinación e indican que la mayoría de estos planos son de tipo lateral izquierdo y en menor proporción de tipo derecho. La segunda etapa de movimiento que se registraron es de fallas que tienden a la vertical donde los pitch de estrías medidas tienen un rango de 55 a 80 ° de inclinación y los conforman principalmente fallas de tipo normal de dirección preferencial NO-SE y en menor medida NE-SO con una componente lateral derecha.

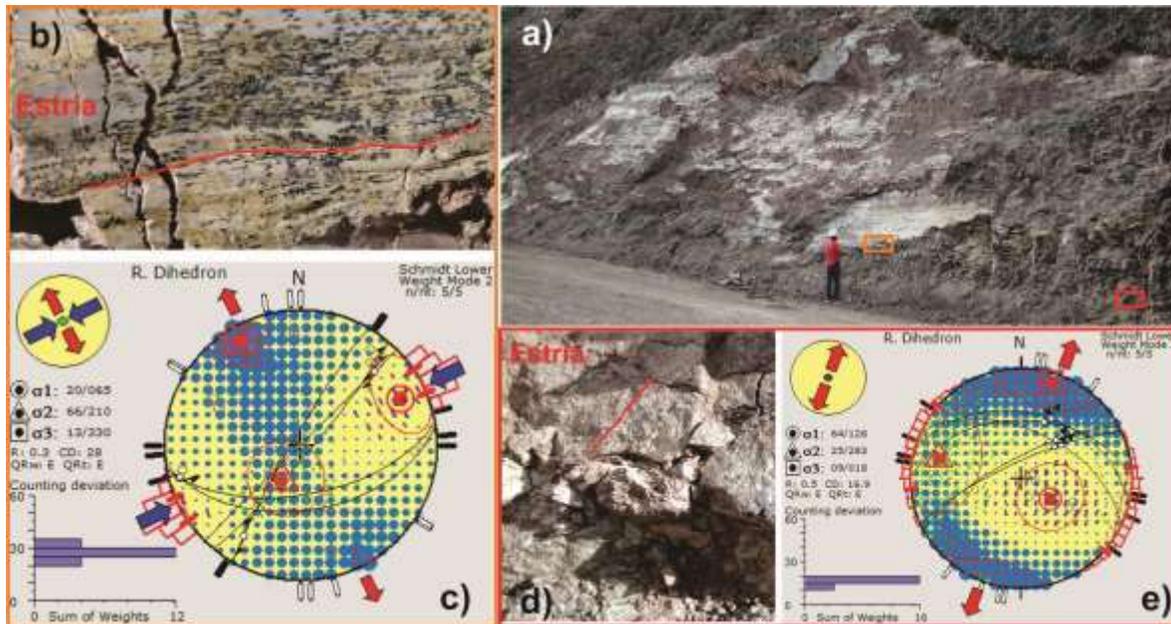


Figura 64. Imagen en la que se muestran los diferentes eventos estructurales e indicadores cinemáticos. a) afloramiento del área de estudio, b) y d) indicadores cinemáticos de las dos fases de deformación, c) tensor de esfuerzos realizado con datos de estrías de falla que muestran la primera etapa de movimiento a rumbo y e) tensor de esfuerzos realizado con datos de estrías de falla que muestran la segunda etapa de movimiento de tipo normal.

Por otra parte, en la Zona de Fallas Chucándiro, se observan fallas menores de dirección preferencial ENE-OSO que cortan a las ignimbritas de la Secuencia Chucándiro con edades (17.1 Ma). Estas estructuras, presentan planos que buzcan hacia el sur, a diferencia de los planos de las macroestructuras, lo cual las hace denominarse como fallas antitéticas y en general, presentan una geometría en échelon izquierdo (figura 65).

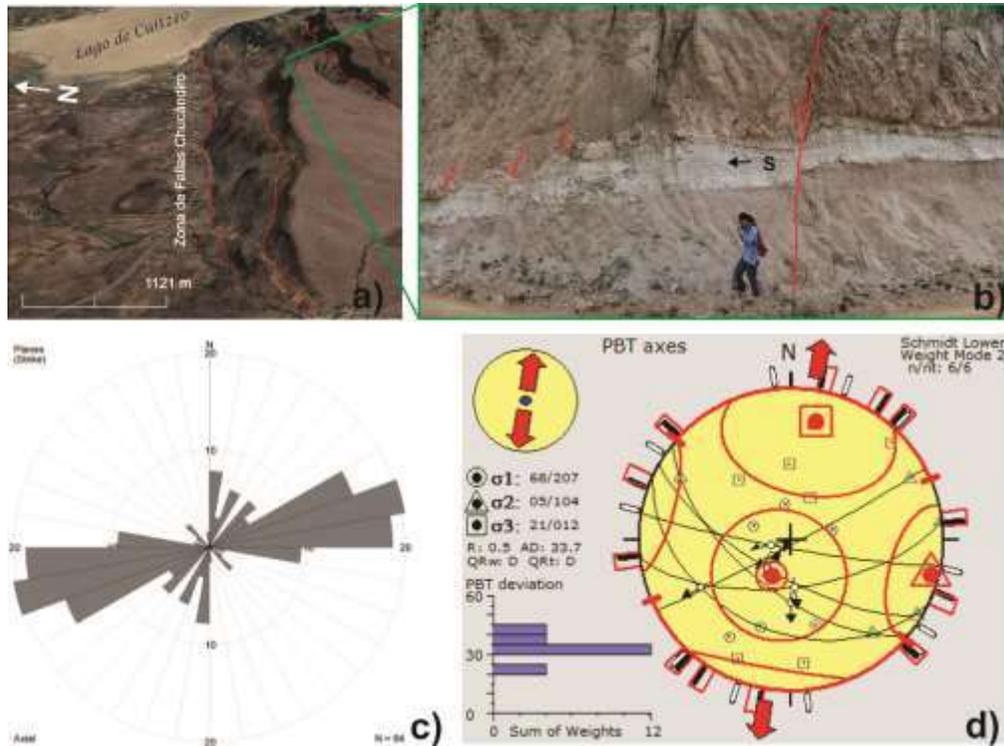


Figura 65. Imagen en la que se muestra el afloramiento y los eventos estructurales: a) ubicación de la Zona de Fallas Chucándiro, b) fotografía del afloramiento ignimbrítico afectado por las fallas antitéticas, c) diagrama de rosas que muestra las direcciones principales de los planos de falla y c) tensor de esfuerzos realizado con datos de estrías de falla que muestran un movimiento de tipo normal.

4.3 GEOQUÍMICA

Se seleccionaron algunas de las unidades litológicas de las secuencias volcánicas de la zona de estudio para el análisis geoquímico. La relación estratigráfica de las muestras de rocas se indica en la columna general de la figura 66.

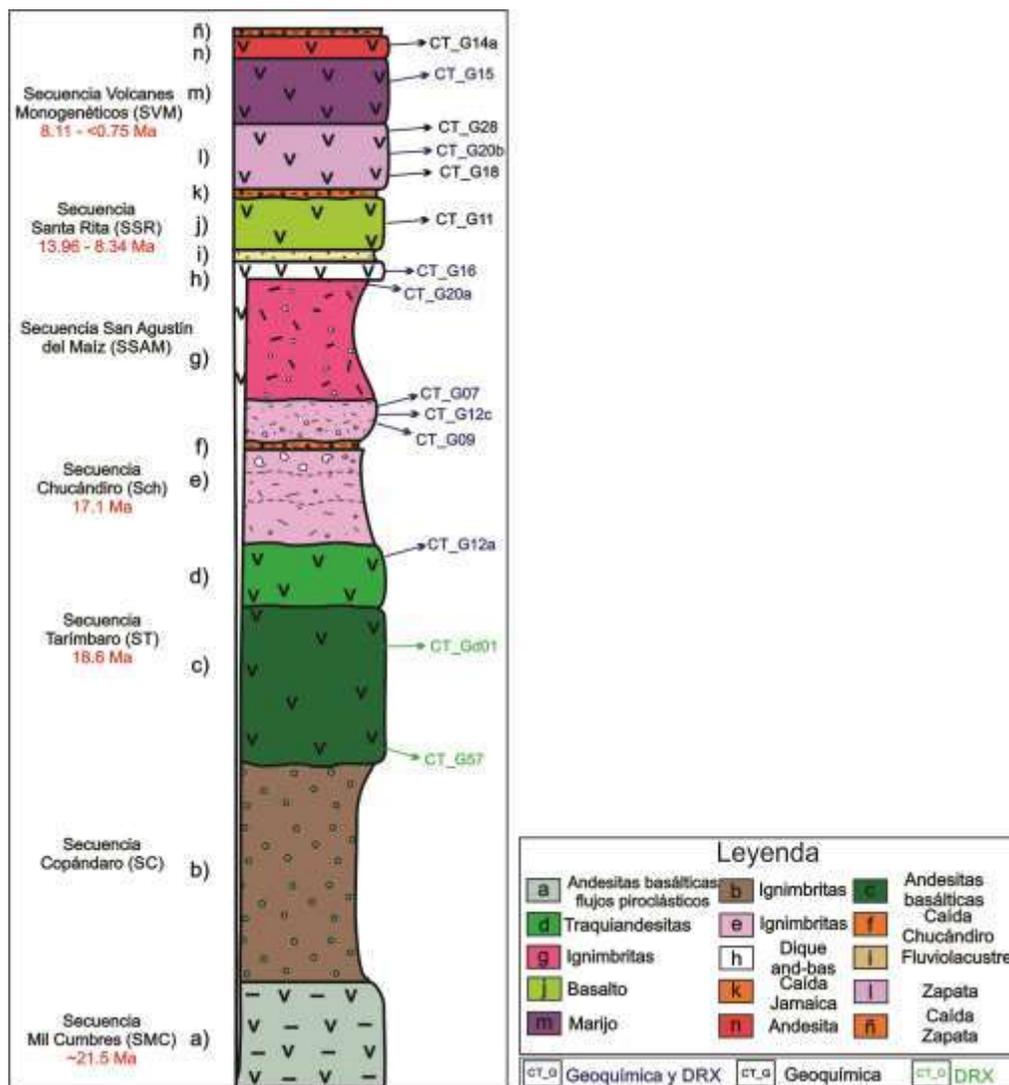


Figura 66. Columna general de las secuencias volcánicas de la porción suroeste del área de estudio y los niveles de extracción de muestras para los análisis geoquímicos.

La mayoría de las secuencias volcánicas se clasificaron mediante el diagrama TAS (Total Alkalies vs. Silica; Le Bas et al., 1986) y fueron recalculadas al 100 % en base anhidra y se representan en los diagramas de acuerdo al tipo de estructura volcánica, de las cuales se obtuvieron dos andesitas, con un rango de Si O₂ de 58 a 60 wt. %; Se obtuvieron cuatro

muestras de andesita basáltica de 53.5 a 57 wt. %; una lava traquiandesítica con rango de 57 wt. %; un basalto con un rango de 51 wt. % y cuatro muestras de composición riolítica de 76 a 82 wt. % (figura 67 y tabla 2).

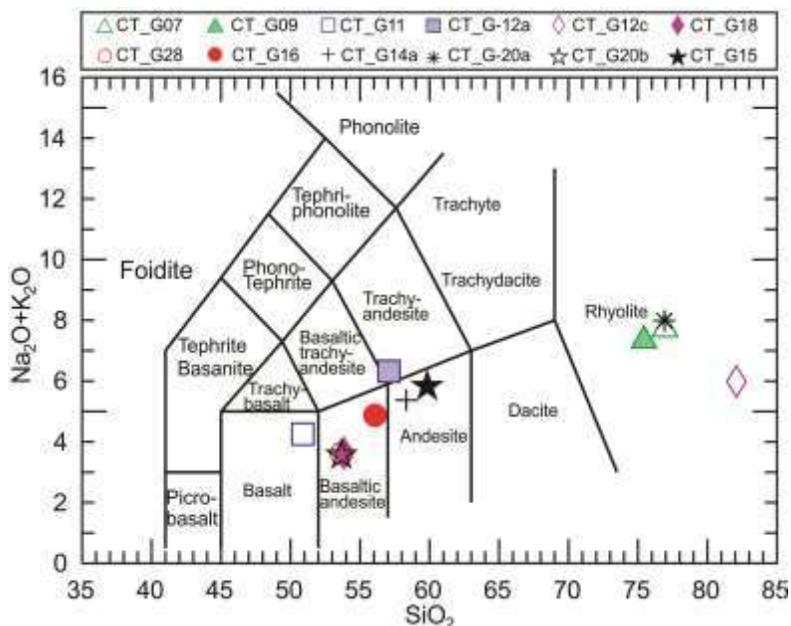


Figura 67. a) Diagrama de TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para distinguir entre los diferentes tipos de rocas.

Periodo	Composición	Secuencia	Nº de muestras	wt. %
Pleistoceno	Andesita	SVM (Lava Chucándiro)	1	58 % wt. %
Plioceno medio	Andesita	SVM (Marijo)	1	60 wt. %
Mioceno tardío	Andesita basáltica	SVM (Zapata)	3	56.5 wt. %
Mioceno medio-tardío	Basalto	SSR	1	51 wt. %
	Andesita basáltica		1	56.5 wt. %
Mioceno inferior	Riolitas	SCh	3	76 a 82 wt. %
	Riolitas	SSAM	1	77 wt. %
	Traquiandesitas	ST	1	57 wt. %

Tabla 2. Relación de muestras geoquímicas en base a su edad y porcentaje wt. ST: Secuencia Tarimbaro, SCh: Secuencia Chucándiro, SSAM: Secuencia San Agustín del Maiz, SSR: Secuencia Santa Rita, SVM: Secuencia de volcanes monogenéticos.

En el diagrama SiO₂ vs K₂O de Peccerillo y Taylor (1976), las rocas se ubican en el campo de series calcoalcalinas, las más básicas presentan contenidos bajos de potasio, mientras que las rocas intermedias y ácidas tienen contenidos de medio a alto potasio (figura 68a). En el diagrama AFM se puede observar que todas las muestras caen dentro de la serie

calcoalcalina. Las rocas del Mioceno temprano se agrupan en dos; uno es de rocas ácidas, las cuales pertenecen a la SCh y SSAM, ambas son ricas en AlK y están empobrecidas en FeO* y MgO; el segundo grupo corresponde a la unidad de traquiandesita perteneciente a la ST y muestra valores composicionales más homogéneos, sin embargo, contiene una ligera afinidad por el álcalis. Las muestras del Mioceno medio y tardío tienden a enriquecerse con forma de pasa el tiempo en MgO y a empobrecerse en FeO*. Las rocas del Plio-Pleistoceno corresponden a lavas de andesita que contienen la misma afinidad por el FeO* pero presentan diferencias en cuanto a su afinidad por el AlK y MgO; la andesita más antigua presenta valores medios de AlK y la más joven presenta un comportamiento más homogéneo (figura 68b).

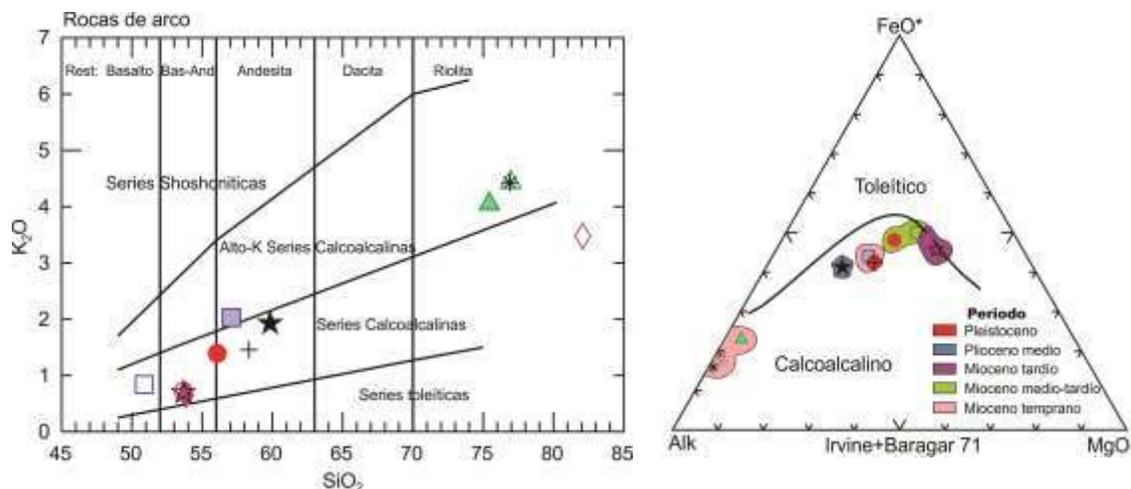


Figura 68. a) Diagrama SiO₂ vs K₂O de Peccerillo y Taylor (1976), las rocas se ubican en el campo de series calcoalcalinas con contenidos medios de potasio y las series calcoalcalinas con contenidos altos de potasio y b) Diagrama AFM (Álcalis-Fierro-Magnesio) (Irvine y Baragar, 1971) para discriminar entre las series toleíticas y calcoalcalinas.

Diagramas multielementos

El diagrama de multielementos normalizado con la composición de las condritas (figura 69), muestra las concentraciones de las REEs y los elementos traza. Para este diagrama se utilizó el diagrama multielementos, normalizados con los valores de Tierras Raras de condrita de Nakamura, propuesto por Sun y McDonough en 1989.

Tierras raras:

Todas las muestras de la porción sur del Lago de Cuitzeo presentan un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras (LREE) con respecto a las Tierras Raras

Pesadas (HREE). Estas muestran en algunos casos patrones similares y en otras significativas diferencias. Las Rocas del Mioceno inferior (ST, SCh y SSAM), presentan una anomalía negativa en Eu, siendo la SCh y SSAM las más notorias. La SSR presenta dos unidades; la primera corresponde al Mioceno medio (dique) y presenta una ligera anomalía negativa en Eu a diferencia de la muestra del Mioceno tardío (basalto) que presenta una anomalía positiva. Dentro de la SVM se presentan anomalías ligeramente positivas en Eu, sin embargo no presentan concentraciones similares, las muestras del Volcán Zapata son más enriquecidas que las de la andesita Chucándiro y la andesita del volcán Marijo. Este último también presenta un notorio empobrecimiento de Ho, Er, Tm, Yb y Lu (figura 69)

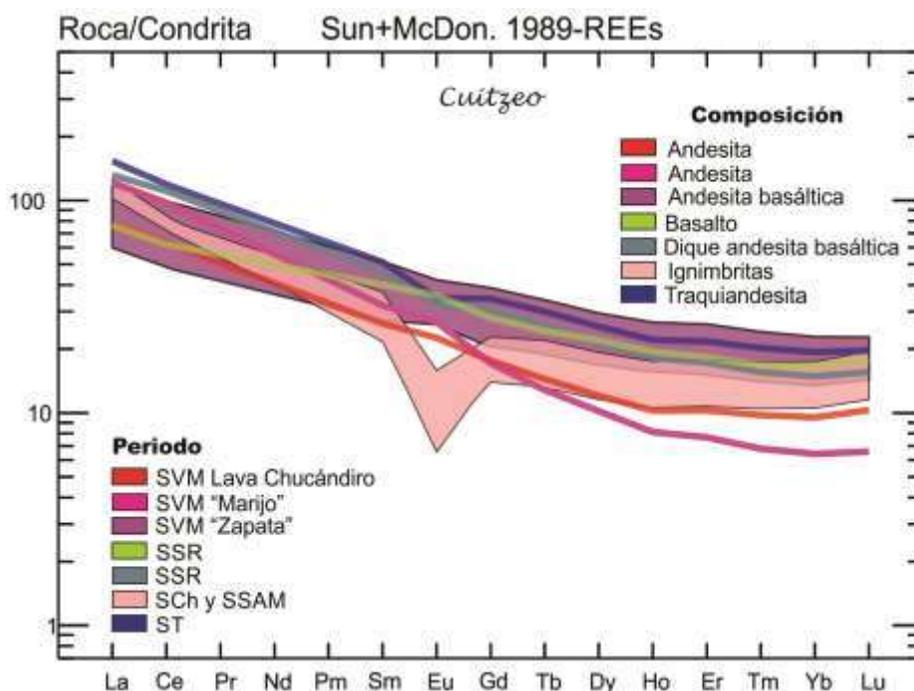


Figura 69. Elementos traza normalizados (araña) de las Tierras raras (REE) con valores normalizados a las condritas (Sun y McDonough, 1989). ST: Secuencia Tarímbaro, SCh: Secuencia Chucándiro, SSR: Secuencia Santa Rita (SSR), SVM: Secuencia Volcanes Monogenéticos.

Elementos Traza:

Las muestras que se enviaron a analizar se agruparon en el diagrama multielementos normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) según su composición y edad de emplazamiento. La mayoría de estas muestras no presentaban índices de alteración (figura 70). Sin embargo, existen algunas muestras que en afloramiento se exponen a un alto grado de alteración como son las muestras CT_G16, CT_G28 y CT_G20a;

la primera corresponde al dique de andesita basáltica de la SSR, la segunda pertenece a la SVM (volcán Zapata) y la última a la SSAM (figura 71).

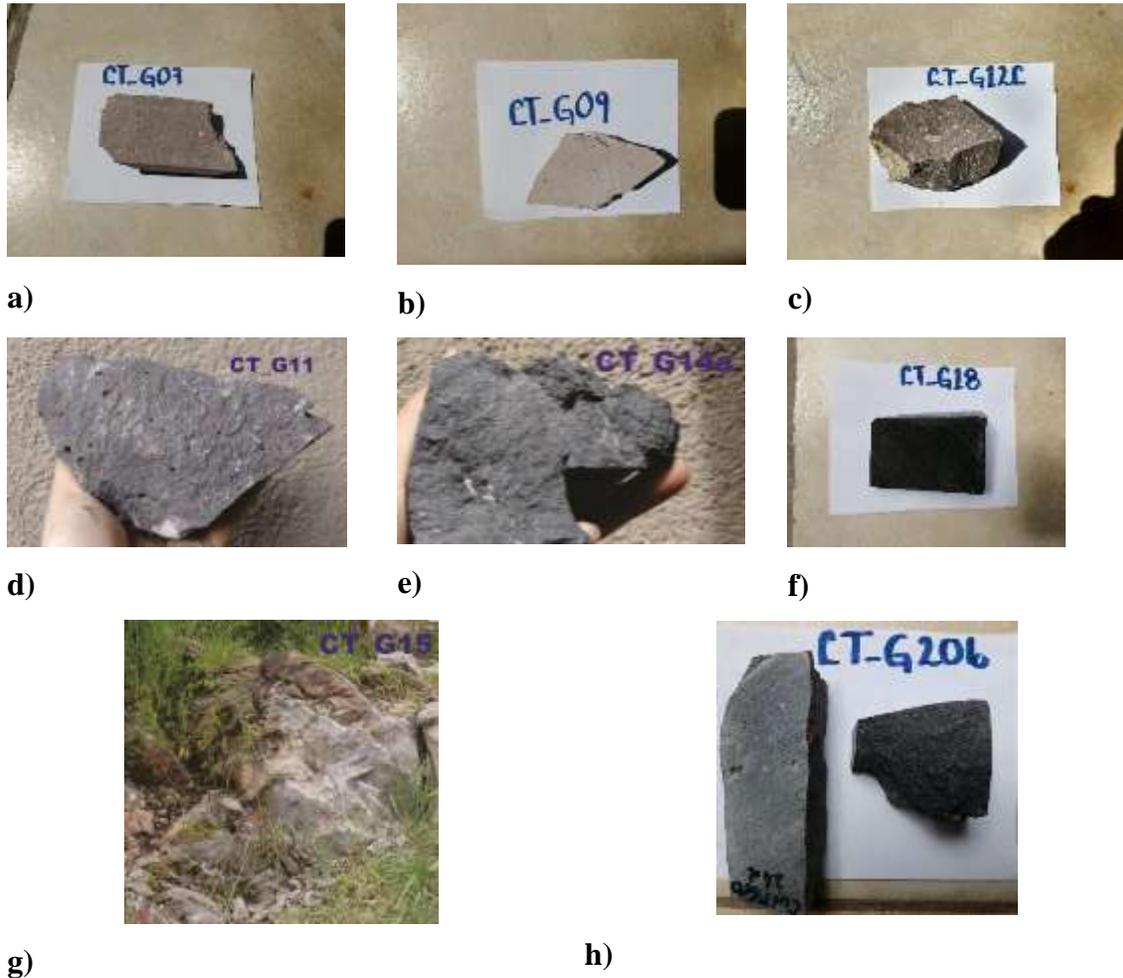


Figura 70. Imágenes de las muestras sanas enviadas para geoquímica, donde: a), b) y c) son ignimbritas, d) basalto, e) y g): andesita y f) y h): andesita basáltica.

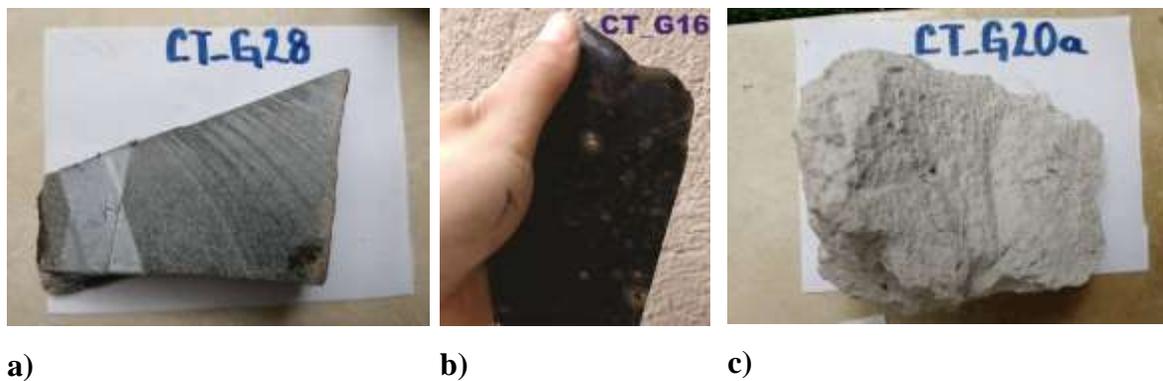


Figura 71. Imágenes de las muestras con alteración enviadas para geoquímica, donde: a) y b) son andesitas basálticas y c) ignimbrita.

Las secuencias del Mioceno temprano no presentan concentraciones similares; las ignimbritas tienen un alto contenido en Tierras Raras Ligeras (LREE), principalmente de Cs, U, La y Pb y anomalías negativas de Nb y Ce. En el rango de las Tierras Raras Pesadas (HREE), estas rocas presentan anomalías positivas en Zr, Dy y Lu y anomalías negativas en Sr y Eu. Por otra parte, la unidad traquiandesítica muestra en menor proporción enriquecimiento en las LREE, mostrando anomalías positivas en Cs, Ba y U y anomalías negativas en Rb y Th. A diferencia de las ignimbritas, estas se encuentran menos empobrecidas en el rango de las HREE, mostrando una anomalía positiva en Zr y ligeras anomalías negativas en Eu y Yb (figura 72a).

Al igual que las muestras antes descritas, las rocas del Mioceno medio-tardío también presentan diferentes concentraciones con respecto a las tierras raras: la andesita basáltica por ejemplo, tiene un alto enriquecimiento de LREE, principalmente en Cs y en menor proporción anomalías positivas en Ba, U y La. Con respecto a las HREE, esta muestra contiene anomalía positiva en Zr y un empobrecimiento en Yb y Lu. A diferencia de la andesita basáltica, la roca basáltica es más homogénea, está poco enriquecida en LREE, mostrando una anomalía negativa en Cs, Th y Nb y anomalías positivas en Ba, U y La. Con respecto a las HREE esta tiende a empobrecerse y muestra únicamente una anomalía positiva en Zr (figura 72b).

A pesar de que las rocas del Mioceno tardío y Plio-Pleistoceno no presentan las mismas concentraciones de Tierras Raras, tienen patrones de anomalías positivas y negativas en los mismos elementos. Sin embargo, es evidente que el comportamiento de la andesita Pliocénica contiene un patrón más marcado. En esta se observa un mayor enriquecimiento de LREE a excepción del Cs que tiende a disminuir, también presenta anomalías positivas en Ba y U y anomalías negativas en Rb, Th y Nb. Por otro lado, a diferencia de las demás muestras, esta roca contiene una mayor anomalía positiva en Sr y un menor empobrecimiento con respecto a las demás HREE (figura 72c).

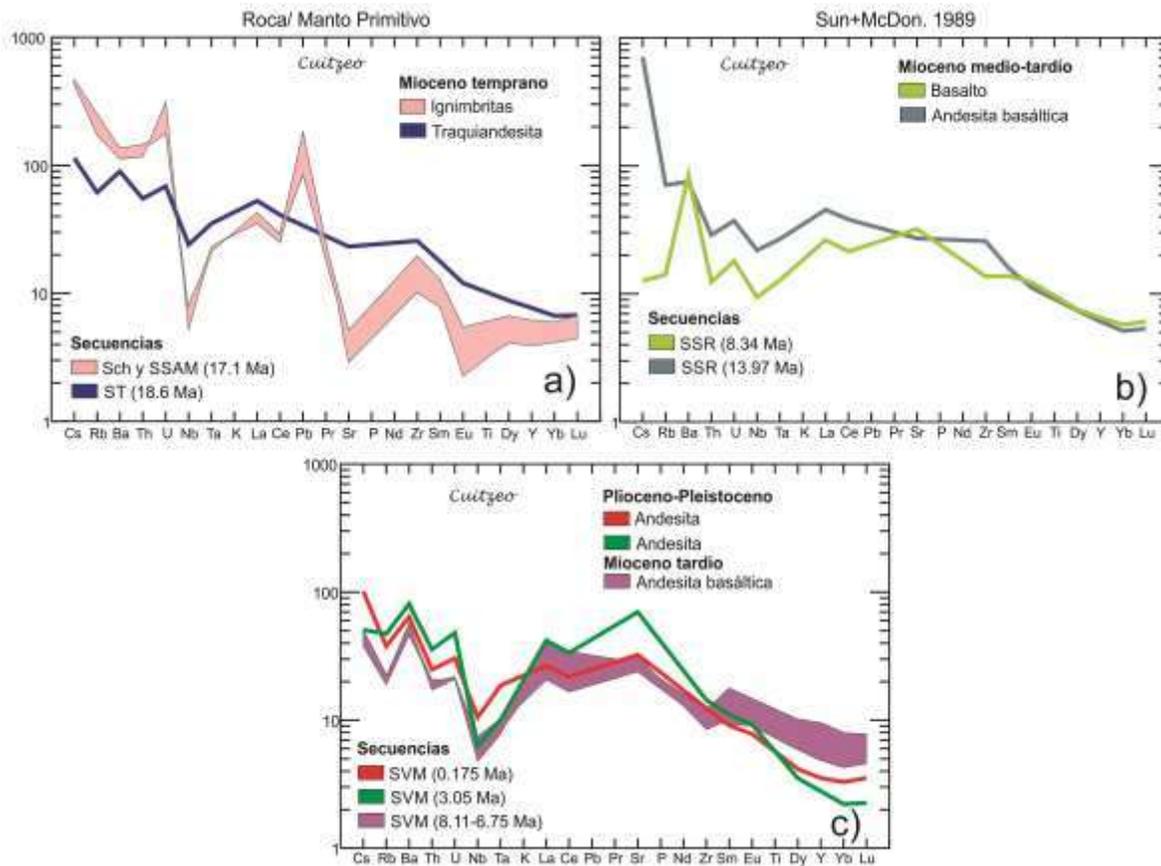


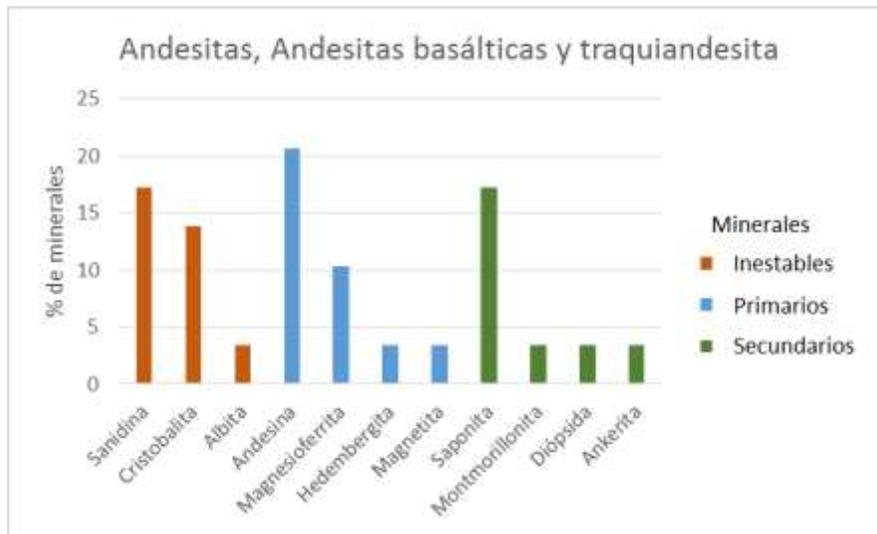
Figura 72. Diagrama multielementos normalizados al manto primitivo para la porción suroeste del área de estudio, donde: a) Rocas del Mioceno temprano, b) Rocas del Mioceno medio-tardío y c) Rocas del Mioceno tardío y Plio-Pleistoceno.

4.4 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Las muestras que se analizaron para la DRX presentan pequeñas concentraciones de alteración por fluidos hidrotermales y muestran minerales tanto primarios como secundarios y probablemente, registros de cristales de antiguas historias magmáticas (antecristales, núcleos de fenocristales, etc.).

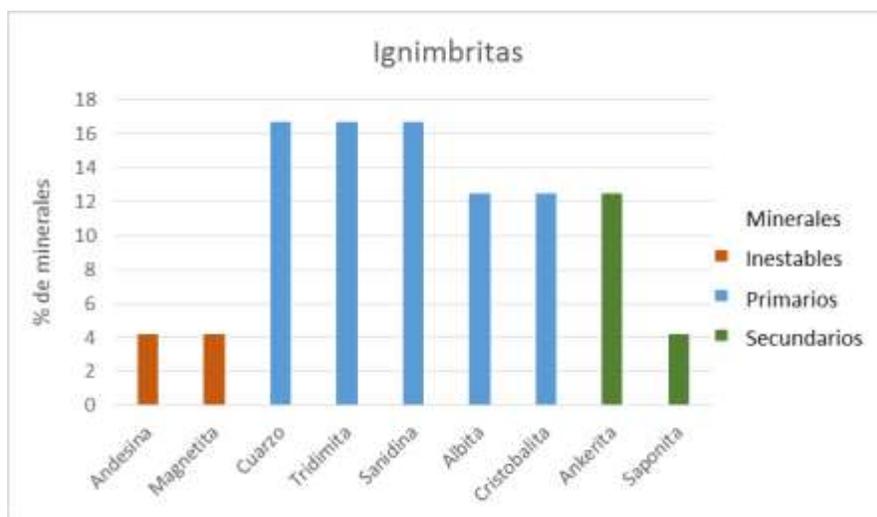
Las muestras de andesita, andesita basáltica y traquiandesita que se seleccionaron para el análisis de DRX se dividen en tres grupos; el primero corresponde a minerales primarios que representan el 36.36% de la roca, siendo la andesina la más abundante; el segundo grupo corresponde a minerales secundarios con un 36.36% del total de la roca en el que se presenta un alto contenido de montmorillonita, y por último, se identificó un 27.27%

de minerales que no están en equilibrio y que muestran una notoria abundancia en feldespatos (sanidina) y en el polimorfo de sílice tridimita (gráfica 1).



Gráfica 1. Grafica que agrupa los minerales primarios, secundarios e inestables de las rocas que conforman las unidades de andesita, traquiandesita y andesita basáltica.

En las muestras de ignimbritas también se presentan las tres agrupaciones de minerales antes descritas. En los minerales primarios, el cuarzo, la sanidina y la tridimita son los minerales más constantes, en el grupo de los minerales secundarios, la ankerita se hace presente en mayor medida, y en el grupo de los minerales en desequilibrio se encuentran los minerales de andesina y magnetita (gráfica 2).



Gráfica 2. Grafica que agrupa los minerales primarios, secundarios e inestables de las rocas ignimbríticas.

5. DISCUSIÓN

Geología:

La evolución volcánica de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo

En la zona de estudio converge un vulcanismo de centros magmáticos de composición andesítica, andesita-basáltica, traquiandesita, riolitas y basaltos. Las secuencias volcánicas que las conforman afloran en superficie con edades que van del Mioceno temprano hasta el Cuaternario (figura 21). En base a las evidencias de xenolitos encontrados en la ignimbrita Chucándiro (ICh), estas secuencias sobreyacen un basamento de carácter granítico. En diversos casos han sido reportados xenolitos de composición granítica, los cuales en apariencia son comunes en regiones caracterizadas por vulcanismo basáltico-andesítico de tipo monogenético, semejantes al Parícutin (Wilcox, 1954; McBirney *et al.*, 1987). Un claro ejemplo de ello es el xenolito de Arócutin, alojado en una lava de composición andesítica, el cual tiene una estimación de valores de temperatura de 965 a 1,149 °C y puede tener una estrecha relación con el batolito que se expone en la ciudad de Uruapan, aproximadamente a 2 km al norte de Arócutin (Corona-Chávez *et al.*, 2006). De acuerdo con la migración de los intrusivos desde la costa de Guerrero a la zona este del estado de Michoacán, este basamento puede presentar una edad relativa de ~48 a 34 Ma (Ferrari *et al.*, 2014), siendo la correlación más cercana para el xenolito de Cuitzeo.

El basamento granítico está cubierto por unidades de origen extrusivo; las dos primeras secuencias corresponden a unidades inferiores a 18.6 Ma (Núñez-Hurtado, 2016), representadas por la Secuencia Mil Cumbres (SMC) y la Secuencia Copándaro (SCo), las cuales están presentando principalmente flujos de lava de andesita basáltica e ignimbritas (no soldadas en su mayoría) que presentan un alto grado de alteración hidrotermal y afloran principalmente al este y sur del área de estudio. Estas son cubiertas por la Secuencia Tarímbaro (ST), que se caracteriza por poseer grades derrames de lavas de andesitas basálticas que cubren en su mayoría a la zona de estudio con edades de 18.6 Ma (Cisneros-Máximo, 2016) y traquiandesitas. Dicha secuencia, es coronada en la zona oeste, por la Secuencia Chucándiro (SCh) con ignimbritas de edad promedio de 17.1 Ma, mientras que en la zona este, las ignimbritas de la SCo y las lavas de la ST son cubiertas por las ignimbritas de la

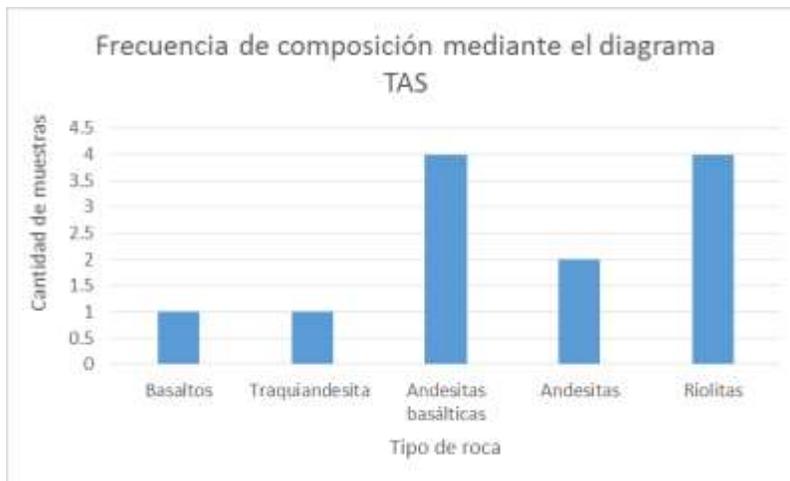
Secuencia San Agustín del Maíz (SSAM). La SCh y SSAM subyacen a la Secuencia Santa Rita (SSR) que se compone de diques de andesita basáltica con edades de 13.97 Ma y lavas basálticas con una edad de 8.34 Ma. Todas las secuencias antes descritas, son rodeadas por grandes estructuras volcánicas de andesita, andesita basáltica y basaltos que conforman la Secuencia de Volcanes Monogenéticos (SVM) y que varían en edades de 8.11 a 0.174 Ma.

Geoquímica

Origen de los Magmas

La geoquímica en general, determinó que las secuencias volcánicas de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, tienen una afinidad calcoalcalina, lo cual es típico de rocas de arco y está relacionada a un ambiente de subducción, ya que están asociadas a la anomalía negativa de Nb (el cual es un elemento insoluble que no participa en el proceso de fusión parcial de la cuña del manto, Hawkesworth *et al.*, 1977; Gill, 1981), a la anomalía positiva de Pb (el cual es incorporado durante la subducción de los sedimentos, Hemming and McLennan, 2001) y a valores altos de los LILE con respecto a los HSFE debido a la presencia de fluidos derivados de la placa subducida durante los procesos de fusión parcial o de contaminación cortical (Wilson, 1989; Pearce, 1982). También se observa que la mayoría de las muestras presentan anomalías positivas de Pb, Rb, Ba, Sr y U que son anomalías comunes en márgenes convergentes debida a la deshidratación de los sedimentos de la placa subducida. Las anomalías negativas de Nb y Ta también se presentan en magmas generados en zonas de subducción, ya que los fluidos de la placa que converge y los líquidos enriquecidos en sílice hacen que los elementos que pertenecen a los HFSE sean menos solubles y por esta razón no se incorporan en el proceso de fusión parcial (McCulloch et al., 1991).

Por otra parte, el diagrama de TAS, muestra que la composición de roca total de los magmas emitidos en el área de estudio (880 Km²), varía desde basaltos a riolitas, siendo la composición de andesita basáltica y rólita la más común (gráfica 3).



Gráfica 3. Diversidad composicional y número de muestras identificadas en la zona de estudio.

Mediante la estratigrafía, geología estructural y análisis petrográfico se pudo determinar que algunas secuencias se formaron a partir de diferentes fuentes magmáticas. Un claro ejemplo de ello es la Secuencia de Volcanes Monogenéticos (SVM), compuesta de manera ascendente por el volcán Zapata, Marijo y Lava Chucándiro (figura 15); estas tres unidades varían en espacio y tiempo, no presentan un control estructural que las relacione y a su vez, sus composiciones varían de andesita a andesita basáltica. Por otra parte, existen secuencias volcánicas que se relacionan espacio-temporalmente y presentan una distribución de dirección NE-SO como lo son las ignimbritas de la SCh y SSAM y probablemente estas dos unidades estén relacionadas, ya que una misma fractura puede erupcionar el mismo sistema magmático en diferentes puntos de emisión.

Difracción de Rayos X (DRX)

Rocas de andesita, andesita-basáltica y traquiandesitas:

Los minerales más destacables de estas muestras pertenecen a la serie de los silicatos, siendo el grupo de los feldespatos el más abundante (andesina, y sanidina), seguido del polimorfo de sílice tridimita. Los minerales de sanidina y tridimita se encuentran en total desequilibrio y no son visibles en el análisis petrográfico, lo que puede sugerir que los cristales no son lo suficientemente grandes y que es necesario la aplicación de otras técnicas analíticas para determinar su origen y/o para descartar una posible contaminación de las muestras. Por otra parte, los minerales secundarios pertenecen a silicatos del grupo de las arcillas (montmorillonita y saponita) y a carbonatos del grupo de la dolomita (ankerita),

ambos están asociados a la alteración hidrotermal en donde las arcillas sugieren que los yacimientos presentaban una elevada actividad de silicio y magnesio y a la vez un pH alcalino, y el segundo se origina principalmente en venas de yacimientos de baja y mediana temperatura (Carten, 1986). La abundante concentración de minerales de alteración hidrotermal y las evidencias geológicas que muestran un alto grado de fracturamiento sobre las unidades litológicas del área de estudio (principalmente en los derrames de lavas de andesita basáltica), sugiere que los componentes químicos se movieron a gran distancia, por lo que el medio de transporte de los fluidos hidrotermales es principalmente la infiltración.

En el caso de la muestra de andesita basáltica del volcán Zapata, el cual se encuentra al sur de las manifestaciones hidrotermales de San Agustín del Maíz, presentan dos tipos de plagioclasas (andesina y albita). La presencia de albita puede estar sujeta a la sustitución de un mineral inestable y/o metaestable en un ambiente hidrotermal. Es decir, puede ser el reemplazo parcial de la andesina que indica que en las rocas hubo filtración con una permeabilidad moderada de un hidrotermalismo rico en calcio (Carten, 1986) y que se puede sustentar por el intenso fallamiento que la estructura presenta. Cabe mencionar, que son pocas las evidencias que justifiquen dicha teoría, por lo que es necesario realizar otras técnicas analíticas que permitan sustentarla.

Rocas piroclásticas:

Las ignimbritas contienen al igual que las andesitas, minerales de la clase de los silicatos, principalmente cuarzo, sanidina y tridimita. También presentan minerales secundarios que pertenecen a la subclase de los filosilicatos (saponita) que y en los carbonatos, la ankerita. La saponita está asociada a una alteración hidrotermal Argílica Intermedia en donde las plagioclasas son reemplazadas principalmente por arcillas (Meyer y Hemley, 1967).

Geología estructural

Las fases de deformación de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo:

Como ya se mencionó anteriormente, el área de estudio forma parte del sector central de la FVTM y se puede considerar como una zona geológicamente compleja debido

a su evolución volcánica la cual está relacionada a un dominio tectónico transtensivo que ha tenido variantes a través del tiempo.

En el 2011, Mennella describe dos principales fases de deformación que afectan a las unidades litológicas del área de estudio y sus alrededores; la primera fase corresponde al régimen estructural NO-SE y NNO-SSE concordantes con la tectónica *Basin and Range*. Este sistema corta unidades que van del Oligoceno al Pleistoceno temprano y está conformada por fallas de tipo normal y normal con componentes a rumbo, principalmente. Cabe mencionar, que el rasgo NNO-SSE más importante de este sistema es el lineamiento Tzitzio-Valle de Santiago, que corta la zona centro del Lago de Cuitzeo (figura 5) y se define como una antigua estructura de pliegue-falla sepultada que responde al régimen de esfuerzos actual como falla lateral derecha., la segunda fase de deformación está representada por el SFMA (Mennella, 2011) que sobre el área de estudio se caracteriza por poseer fallas de dirección preferencial NE-SO y ENE-OSO de tipo normal con ligeras componentes de movimiento a rumbo, generalmente de tipo izquierdo. Este sistema, actualmente se encuentra activo cortando y desplazando desde unidades muy antiguas con edades del Mioceno temprano (18.6 Ma y 17 Ma) (figura 59) hasta unidades muy recientes (suelos, depósitos volcanoclásticos y caídas de pómez) (figura 61a y 73) e incluso borrando al sistema antiguo. Por otra parte, en los análisis morfométrico y perfiles geológicos, se puede observar que algunas de estas fallas con dirección NE-SO llegan a intersectarse en el SO. Tal es el caso de la falla Chehuayo y San Agustín, las cuales actúan como fallas independientes en la zona oeste, sin embargo, en el centro del área estas son condicionadas por la Falla La Yerbabuena de dirección NO-SE (figura 54 y 55), la cual hace que estas comiencen a actuar como fallas de relevo hacia la zona oeste y en conjunto con la zona de Fallas Chucándiro (figura 57) conforman la estructura principal de dicha área la cual es presentada por primera vez en este trabajo como “Graben Santa Inés” (figura 56). Como consecuencia de la actividad reciente del SFMA, el sistema antiguo del área de estudio se ha reactivado. Evidencia de ello, son las estructuras que se distribuyen en menor proporción sobre el área de estudio con dirección NO-SE, NNO-SSE y NE-SO que como ya se mencionó en apartados anteriores están cortando unidades recientes como son: depósitos de caída, depósitos volcanoclásticos y de talud y suelos (figura 61, 73 y 74).



Figura 73. Afloramiento tomado en la parte este del Graben de Santa Inés. A la izquierda de la imagen se observa la unidad de andesita de la ST, la cual es sobreyacida por el depósito de brecha de rezago de la SCh y a la derecha se puede apreciar un contacto por falla entre las unidades antes descritas y depósitos de caída intercalados con flujos hiperconcentrados del Cuaternario. La falla es de tipo normal y corresponde a la zona de falla de relevos “San Agustín-Chehuayo”.



Figura 74. Afloramiento de un depósito reciente el cual es afectado por la reactivación de las unidades antiguas que caracterizan la zona de estudio.

En el caso de la falla lateral derecha Cuto del Porvenir, la cual posee una dirección NNO-SSE, parece tener una estrecha relación con la falla Tzitzio-Valle de Santiago, ya que son concordantes y logran intersectarse más hacia el sur del área de estudio. Estos rasgos estructurales pueden sustentar la propuesta que realizó Mennella (2011), en el que indica que las fallas antiguas (NO-SE y NNO-SSE) fueron reactivadas por el sistema estructural más reciente (SFMA).

Origen de las ignimbritas de Cuitzeo:

El emplazamiento de las ignimbritas de la SCh y SSAM, presenta una estrecha relación con las macroestructuras NE-SO del SFMA. En el mapa geológico (figura 20), se puede observar que las ignimbritas de dichas secuencias siguen una dirección NE-SO. Por otra parte, existen diques piroclásticos adyacentes a las fallas y brechas de rezago que siguen la traza de este sistema (figura 76). En la zona este, se identificaron brechas de rezago en la Falla San Agustín y Chehuayo, mientras que el área oeste presenta brechas de rezago en las diferentes fallas del “Graben Santa Inés” y el emplazamiento de estas últimas tienen una clara tendencia NE-SO. Por otra parte, el área de estudio también presenta brechas de rezago dispersas aleatoriamente y que estratigráficamente corresponden a las ignimbritas antiguas de la SCo.

Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003), indican que fallas regionales pueden actuar como conductos para el emplazamiento de las ignimbritas. Estas evidencias constan de depósitos de brechas de rezago adyacentes a las fallas geológicas y diques ignimbríticos, A este proceso volcánico lo denominó como “Graben-caldera” (Aguirre-Díaz *et al.*, 2007) que al igual que las calderas clásicas y de cumbre se clasifican por sus diferentes estilos de colapso (figura 75).

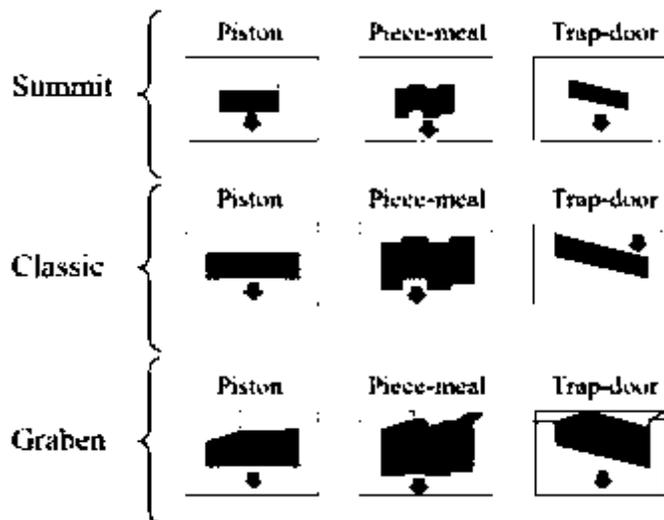


Figura 75. Clasificación de calderas de colapso de acuerdo a los diferentes tipos y diferentes estilos de colapso (Aguirre-Díaz, 2008a).

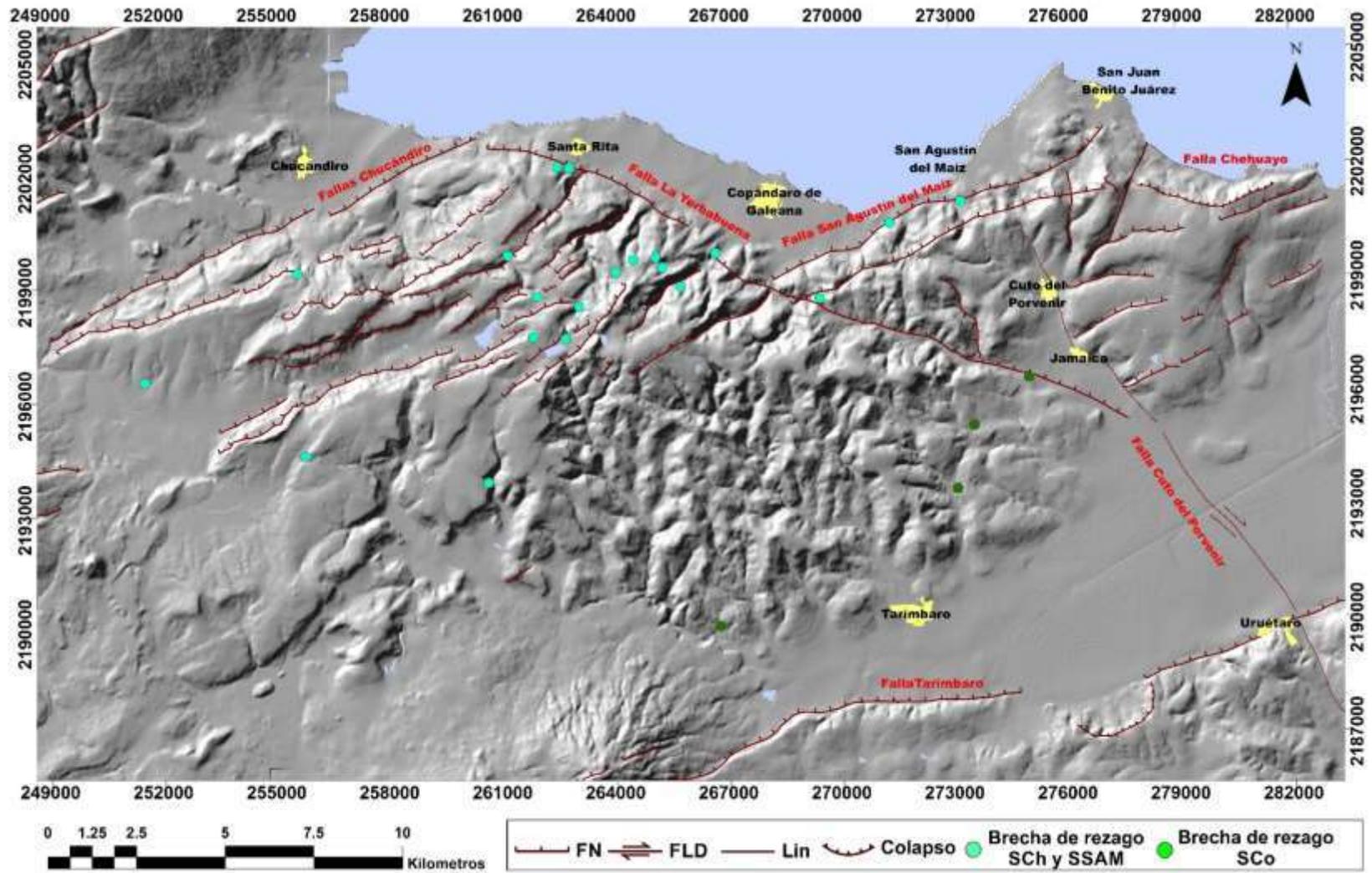


Figura 76. Mapa estructural que muestra la ubicación de los depósitos de brecha de rezago.

Las características geológicas antes mencionadas y la teoría de Aguirre-Díaz (2008), pueden sugerir que el medio de emplazamiento de la SCh y SSAM fueron las fallas regionales NE-SO del SFMA que controlaron y actuaron como conductos para el emplazamiento de las ignimbritas. Sin embargo, a pesar de que ambas secuencias se rigen por las mismas fallas aún se desconoce si estas provienen de uno o varios reservorios. No obstante, se sabe que el escenario estructural de ambos sectores cambió la mecánica de emplazamiento. En un primer episodio, la zona de estudio se caracterizaba por presentar un vulcanismo caldérico que al igual que la SMC estaba regido por el sistema antiguo de la tectónica del *Basin and Range* (NO-SE). Posteriormente, comenzó la transtención de la porción central, la cual formó al SFMA, en donde las fallas cortaron a dichas unidades (incluyendo el basamento granítico) y a cierta profundidad estas estructuras se conectaron con la fuente magmática permitiendo que ascendiera a la superficie mediante una erupción de tipo explosivo que llevó consigo bloques del basamento granítico y una parte del vulcanismo que afloraba en superficie, dejando únicamente algunos vestigios de dichas unidades y que fueron cubiertas por los depósitos piroclásticos del Graben-Caldera Santa Inés de 17.1 Ma que caracteriza a las ignimbritas de la SCh (figura 77).

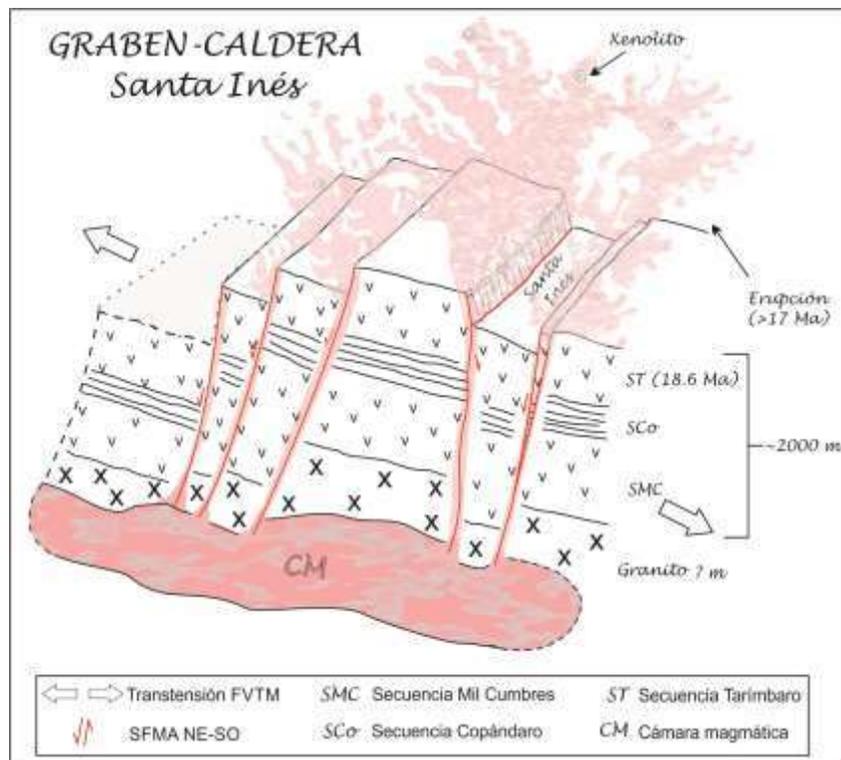


Figura 77. Modelo geológico de emplazamiento de la Secuencia Chucándiro (SCh).

Cabe mencionar, que se desconoce la profundidad y el espesor del basamento de Cuitzeo, sin embargo, mediante estudios previos y la interpretación estratigráfica realizada en este trabajo se estima que las secuencias de Cuitzeo pueden llegar a presentar espesores de ~2000 m. En la zona este, las fallas Chehuayo y SAM actuaron como conductos independientes para el ascenso de los depósitos piroclásticos de las ignimbritas SAM. Estas fallas aún continúan activas desplazando a las SMC, SCo y SSAM y controlando a su vez el yacimiento geotérmico de SAM. En el lago de Cuitzeo estas secuencias se encuentran cubiertas por depósitos lacustres y por los espesores de las secuencias volcánicas estimadas en el trabajo de Gómez-Vasconcelos (2012), la estratigrafía y los desplazamientos de las fallas geológicas se estima que el reservorio puede estar alojado en la ST y SSAM (figura 78).

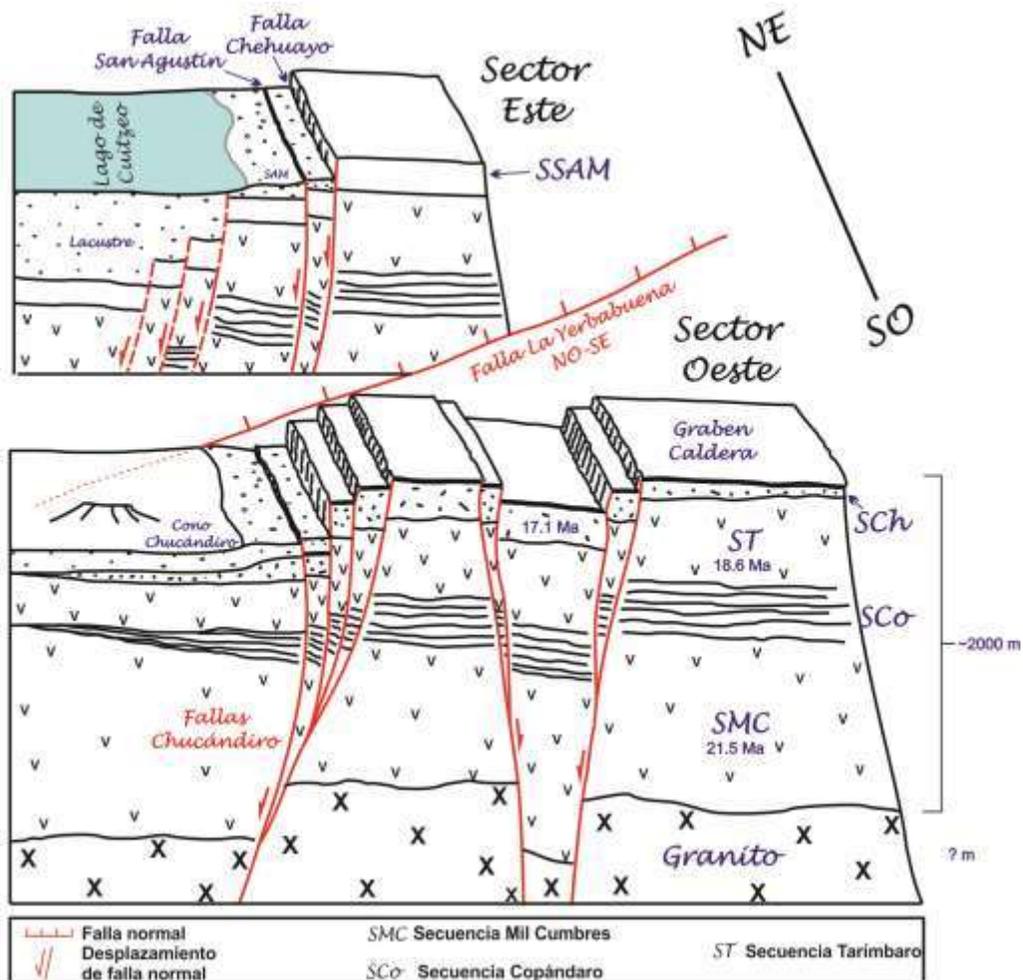


Figura 78. Perfil geológico-estructural del escenario actual en los sectores este y oeste condicionados por la Falla La Yerbabuena.

La geometría que presenta el Graben-Caldera de Santa Inés es de tipo Piece-meal, con un ligero arreglo de Trap-door en la zona sur (Aguirre-Díaz, 2008a). Esto último es debido a que las fallas no actúan con la misma intensidad, siendo la zona de relevo San Agustín-Chehuayo las que presentan un mayor desplazamiento y por su actividad a través del tiempo, le han dado a las mesas ignimbríticas una morfología basculada hacia el sur. Por otra parte, las evidencias geológico-estructurales sugieren que el origen de la transtención que caracteriza la porción central de la FVTM es mucho más antiguas de lo que se creía, ahora posicionando su formación en el periodo del Mioceno temprano con edades mayores a 17.1 Ma y menores a 19 Ma.

Relación espacio-temporal de La Sierra de Mil Cumbres y la porción suroeste del Lago de Cuitzeo:

Las edades más antiguas del área de estudio corresponden a las Secuencias Mil Cumbres y Copándaro que son cubiertos por grandes derrames de lavas de andesita de 18.6 Ma correspondientes a la Secuencia Tarímbaro. Las primeras dos se pueden correlacionar temporalmente con las unidades de la SMC, ya que la relación espacio-temporal, estructural y composicional es muy similar (figura 79).

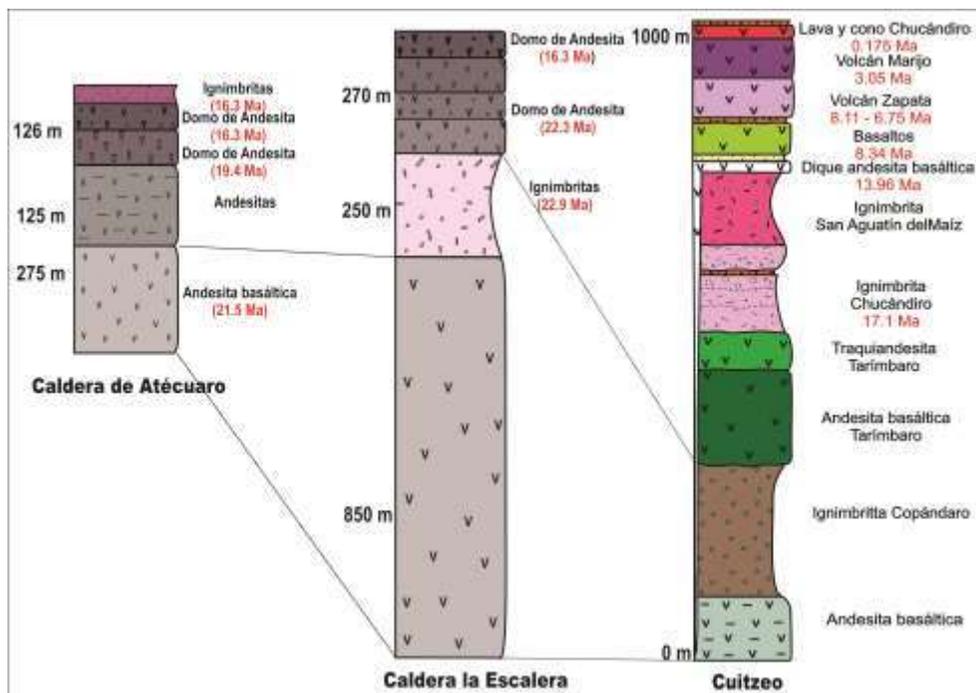


Figura 79. Correlación espacial del complejo volcánico de la SMC con las unidades más antiguas de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo.

Esto puede representar dos teorías, la primera sugiere que estas dos unidades forman parte de los complejos volcánicos de LE y CA y la segunda que sean unidades independientes en el que su origen esté relacionado con la tectónica y el vulcanismo que generó los complejos volcánicos de la SMC, es decir, la extensión NO-SE, contemporánea al último periodo de actividad silícica de la SMO y al desprendimiento de la placa magdalena de la placa farallón. En base a estos análisis, se puede sugerir que al igual que la SMC, las unidades más antiguas de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo también forma parte de la transición entre la SMO a la FVTM. Por otro lado, la ST es coronada por la SCh que corresponden a la última actividad volcánica del Mioceno temprano (17.1 Ma). La edad que presentan las posiciona estratigráficamente sobreyaciendo a la formación de la CLE y subyaciendo a la CA, es decir, son mucho más antiguas que esta última (figura 81).

Según Gómez-Vasconcelos (2012), las lavas de andesita basáltica del basamento de la SMC, presentan las mismas características químicas de las lavas tipo SCORBA de la SMO favoreciendo la hipótesis de que la SMC se parece químicamente a esta provincia y que se formó a partir de la extensión NO-SE, contemporáneamente al último periodo de actividad silícica de la SMO y al desprendimiento de la placa magdalena de la placa farallón. En el caso de Cuitzeo, los diagramas multielementos normalizados al manto primitivo demuestran que las ignimbritas de Chucándiro y SAM presentan un comportamiento similar a las ignimbritas de la caldera de Atécuaro (figura 80).

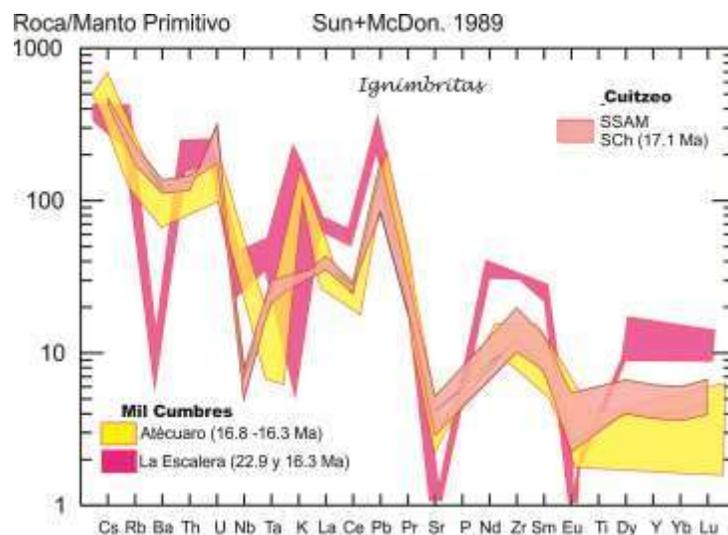


Figura 80. Diagrama multielementos normalizados al manto primitivo para las ignimbritas Chucándiro y SAM en relación a las ignimbrita de la SMC: Caldera La Escalera y Caldera de Atécuaro.

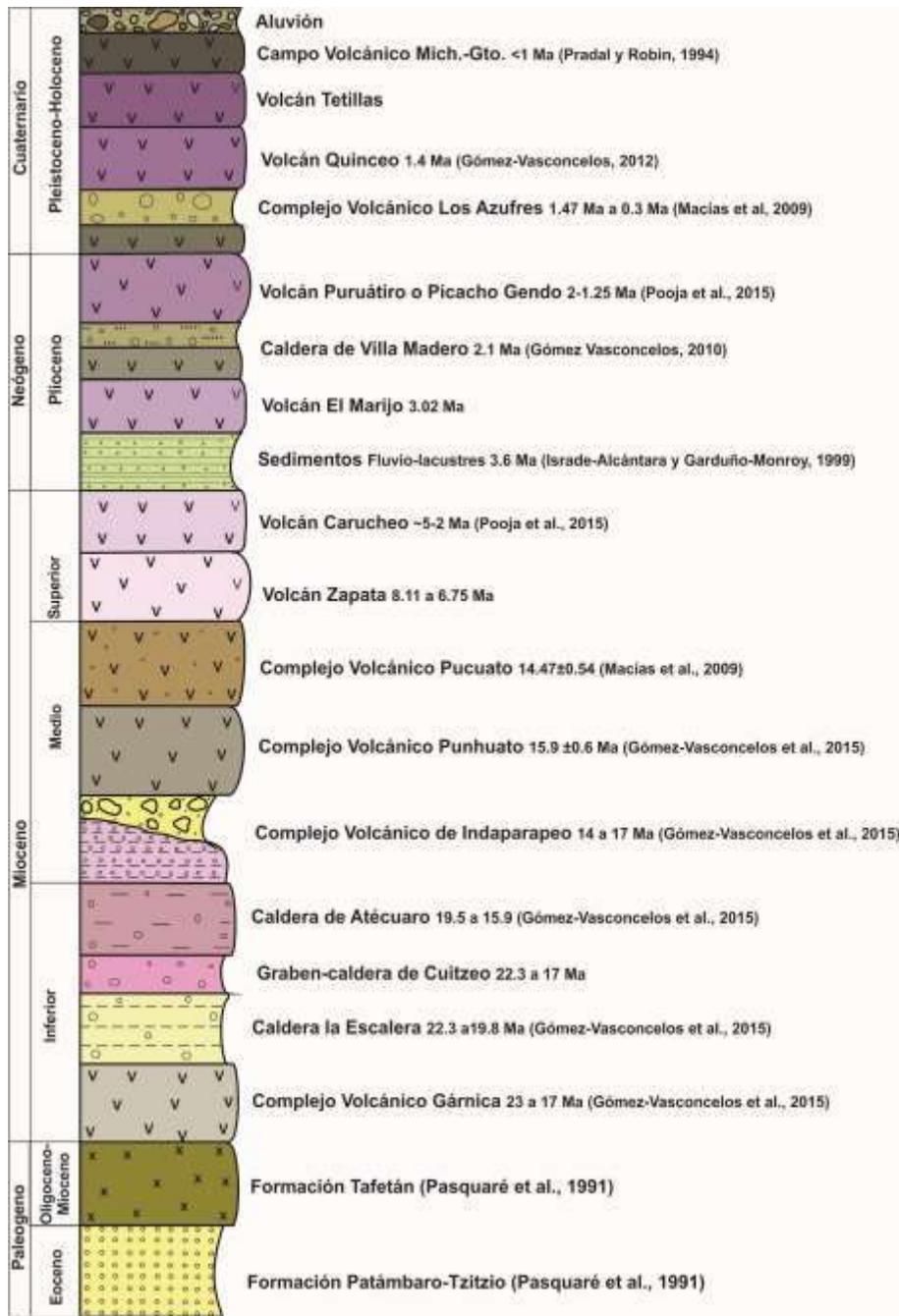


Figura 81. Columna estratigráfica de los dep3sitos geol3gicos de la regi3n de Cuitzeo y sus alrededores (modificado de G3mez-Vasconcelos, 2012).

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Por primera vez se identificó el basamento de Cuitzeo, el cual está conformado por una roca granítica, la cual es sobreyacida por siete secuencias volcánicas con edades que van del Mioceno temprano al Cuaternario.

La zona de estudio se divide en tres importantes episodios volcánicos. Los dos primeros forman parte del Mioceno inferior y están compuestos por cinco de las secuencias volcánicas; al primer episodio lo conforman las Secuencias Mil Cumbres (SMC), Secuencia Copándaro (SCo) y Secuencia Tarímbaro (ST) que por su relación estructural y distribución espacio-temporal pueden corresponder al último periodo de actividad volcánica de la SMO regido por la tectónica del *Basin and Range*. El segundo episodio volcánico está compuesto por la Secuencia Chucándiro (SCh) y la Secuencia San Agustín del Maíz (SSAM). Este episodio comenzó a los 17.1 Ma con una actividad silícica controlada por un nuevo dominio transtensivo que originó en el área de estudio fallas de dirección preferencial NE-SO, correspondientes al SFMA. En este tiempo, los dos regímenes estructurales estaban interactuando, lo que ocasionó que en el sector oeste las fallas NE-SO formaran el “Graben-Caldera Santa Inés” que originó a la SCh y en el sector este, las fallas San Agustín y Chehuayo controlaron el emplazamiento de la SSAM.

El segundo episodio volcánico, conforma a las secuencias volcánicas más representativas de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo porque marcan una clara evidencia de la transición entre la SMO y la FVTM y por otro lado, presentan registros de la actividad tectónica antigua y su interacción con la tectónica reciente, demostrando a su vez, que la transtención que actualmente controla la porción central de la FVTM se originó en el periodo Mioceno tardío. El episodio está compuesto por dos actividades volcánicas que muestran significativas diferencias composicionales y ambas forman parte de la FVTM; la primera actividad corresponde a la Secuencia Santa Rita (SSR) que inició su emplazamiento con diques de andesita basáltica a los 13.97 Ma y muestra un iatus que duró ~5.86 Ma, en ese periodo de tiempo se emplazaron los depósitos fluvio-lacustres que a los 8.34 Ma fueron sobreyacidos por nuevas lavas de composición basáltica. Seguido de este, comienza un importante episodio volcánico continuo que va de 8.11 a 0.175 Ma correspondiente a la

Secuencia de Volcanes Monogenéticos (SVM) y que caracteriza a las diferentes estructuras volcánicas que rodean a las secuencias antes descritas. En su mayoría, estas estructuras son afectadas principalmente por el fallamiento NE-SW demostrando que dicho régimen ha sido continuo desde el Mioceno inferior y que en algún punto del periodo Pliocénico presentó una fuerte actividad tectónica que reactivó al sistema antiguo y actualmente ambos se encuentran cortando y desplazando a las unidades volcánicas recientes, depósitos de talud y suelos.

El número de muestras y la dispersión de los datos realizados en este trabajo, no favorecen la comparación directa entre unidades y eventos magmáticos. Sin embargo, mediante el trabajo de campo y los análisis de las diferentes técnicas analíticas, se pudieron realizar varias interpretaciones, la cual nos hicieron llegar a las siguientes conclusiones:

Mediante los análisis geoquímicos se ha determinado que varias de las secuencias volcánicas provienen de diferentes cámaras magmáticas, todas ellas presentan una afinidad calcoalcalina, lo cual es típico de un ambiente de subducción.

Se estima que las secuencias de Cuitzeo pueden llegar a presentar espesores >2000 m y que el reservorio puede estar alojado en la ST y SSAM y es controlado por la interacción de fallas activas, principalmente de dirección NE-SO: “San Agustín-Chehuayo” y probablemente de la falla NNO-SSE “Cuto del Porvenir”.

La DRX indica que las secuencias volcánicas han estado expuestas a una alteración por hidrotermalismo, con una variedad mineralógica que indica que las temperaturas y la composición química de los fluidos, han variado a través del tiempo. El hidrotermalismo antiguo presentaba rangos de alta entalpía, mientras que el hidrotermalismo actual presenta minerales de alteración que indican temperaturas de mediana a alta entalpía con una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg en rangos de temperaturas de <150°-200°C.

Se recomienda realizar estudios geoquímicos y fechamientos radiométricos en las secuencias SMC, SC y ST. Las dos primeras secuencias para compararlas geoquímicamente y espacio-temporalmente con la provincia fisiográfica SMO, y la última, para conocer los procesos magmáticos que dieron inicio a la transición entre la SMO y la FVTM. Por otra parte, es necesario realizar un nuevo fechamiento en la ignimbrita CT_G20a, ya que estratigráficamente no corresponde a dicho periodo de emplazamiento.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G.J., Cerca-Martínez, L.M., López-Martínez, M., 2000. **The Geologic Evolution of the Southern Sierra de Guanajuato, México: A Documented Example of the Transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt.** *International Geology Review*. Vol. 42 2000. p. 131-151.
- Aguirre-Díaz G. J. y López-Martínez M. 2001. **The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. Geology and geochronology.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 111, pp. 203-218.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003. **Fissure ignimbrites: fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting.** *Geology* 31, 773–776. <http://dx.doi.org/10.1130/G19665.1>
- Aguirre-Díaz G.J. and McDowell F.W. 1999. **Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico.** In: Delgado-Granados, H., Stock, J., Aguirre- Díaz, G.J., eds., "Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico". *Geological Society of America Special Paper* 334, pp. 167-178.
- Aguirre-Díaz G. J. 2008a. **Types of collapse calderas.** *Earth and Environmental Science* 3012021. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, Mexico. doi: 10.1088/1755-1307/3/1/012021.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Lurhr, J. F., and McDowell, F.W., 1997. **Cenozoic volcanism and tectonics in NW México-A transect across the Sierra Madre Occidental Volcanic field and observations on extension-related magmatism in the southern Basin and Range and gulf of California tectoni Provinces,** in Aguirre-Díaz, G. J. Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G., and Ferrari, L., eds., **Magmatism and tectonics of central and nortwestern Mexico-A selection of the 1997 IAVEI General Assembly excursions:** Mexico, D. F., Univ. Nacional Autón. México, Inst. Geol., p. 41-84.

- Aranda-Gómez J. J., Henry C. D., Luhr J, F. 2000. **Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 53. Pp. 59-71.
- Allan, J., 1986, **Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt:** *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., Orozco-Esquivel, M., Vasallo-Morales, L., Xu, S., 2002a. **El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación Post-Eocénica del Centro de México.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 55, 12–29.
- Capra L., J. L. Macías y V. H. Garduño. 1997. **The Zitacuaro complex, Michoacán, México: magmatic and** eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional*. vol. 36, pp. 161-179.
- Cisneros-Máximo, G. 2016. Estudio geológico-geomorfológico de los volcanes Tetillas-Quinceo, Morelia, Michoacán. Propuesta de cartografía jerárquica. Universidad Autónoma de México, Tesis de Maestría, pág. 138.
- CRE, 2011. **Informes anuales de la Comisión Reguladora de Energía.** <https://www.gob.mx/cre/documentos/informes-anuales-de-la-comision-reguladora-de-energia-2011>
- Demant A. 1978. **Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación.** Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista* 2, 172±187.
- Demant, A. 1981. **Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano.** *Revista Instituto de Geología* 5, 217–222.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1990. **Plio-Quaternary tectonics of central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode:** *Geofísica Internacional*, 29, 5-18.

- Ferrari L., Pasquaré G., Venegas-Salgado S., Romero- Ríos F. 1999. **Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block.** *Geological Society of America, special paper 334*, pp. 65-83.
- Ferrari L., López-Martínez M., Rosas-Elguera J. 2002. **Ignimbrite flareup and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate.** *Tectonics*, 21, 10.1029/2001TC001302.
- Ferrari L., Petrone C. M., Francalanci L., Tagami T., Eguchi M., Conticelli S., Manetti P. Venegas-Salgado S. 2003. **Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt.** *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.
- Ferrari L., Valencia-Moreno M., Bryan S. 2005. **Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 57. Núm. 3. Pp.343-378
- 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.
- Garduño-Monroy, V., Spinnler, J., Ceragioli, E., 1993. **Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico.** *Geofísica Internacional* 32,487-499.
- Garduño-Monroy, V.H., Gutiérrez-Negrín, L.C.A., 1992. **Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano.** *Geofísica Internacional*. 31 (4), 417–429.
- Garduño-Monroy, V., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G., 2001. **Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México.** *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18, 37–54.

- Garduño-Monroy V. H., Pérez-López R., Israde-Alcántara I., Rodríguez-Pascua M. A., Szyrkark E., Hernández-Madrigal V. M., García-Zepeda M. L., Corona-Chávez P., Ostroumov M., Medina-Vega V. H., García-Estrada G., Carranza O., López-Granados E. and Mora-Chaparro J. C. 2009. **Paleoseismology of the Southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico.** *Geofísica Internacional*. Vol. 48 (3), pp. 319-335.
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel T. y Ferrari Luca. 2005. **Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana.** Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla, Qro. México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. LVII, número 3. 227- 283 pp.
- Gómez-Vasconcelos, G., 2012. **Geología y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres.** Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis de Maestría, pág. 141.
- Gómez-Vasconcelos, M. G., Garduño-Monroy, V.H., Macías, J.L., Layer, Benowitz, J.P.A., 2015. **The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 301 (2015) 128–147.
- Hawkesworth C. J., O’Nions R. K., Pankhurst R. J., Hamilton P. J. and Evensen N. M. 1977. **A geochemical study of island arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea.** *Earth and Planetary Science Letters* 36, 253–262.
- Hemming, S. R. and McLennan, S. M. (2001). Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 489–503.
- INEGI, 2015. **Simulador de flujos de agua de cuencas hidrográficas (SIATL).** http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/SIATL/
- Irvine, T.N. and Baragar W.R.A. 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.

- Le Bas, M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. and Zanettin B. 1986. **A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram.** *Journal of Petroleum Geology* 27, 745–50.
- Lenhardt, N., Böhnelt H., Wemmer K., Torres-Alvarado I.S., Hornung J., Hinderer M. 2010. **Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico).** *Bull. Volcanology*. 72, 817–832.
- Macías, J. L. 2005. **Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. LVII, número 3. 379- 424 pp.
- Pérez-Esquivias, H., Macías, J. L., Garduño-Monroy, V. H., Arce-Saldaña, J. L., García-Tenorio, F., Castro-Govea R., Layer, P., Saucedo-Girón R., Martínez, C., Jiménez-Haro, A., Valdés, Meriggi, L., y Hernández, R. 2009. **Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán.** *Geotermia*, vol. 23, No.2, 51-63 pp.
- MacDowell, F. W., and Clabaugh, S. E. 1972. **Edades Potasio-Argón de rocas volcánicas en la Sierra Madre Occidental al Noreste de Mazatlán.** *II Convención, Soc. Geol. Mex.*, p. 182-185.
- Mammerickx, J., Klitgord, K., 1982. **North East Pacific Rise: evolution from 25 m.y. B.P. to the present.** *Journal of Geophysical Research*, 87, 6751-6759.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. **Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism.** *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- MacDowell, F. W., and Clabaugh, S. E., 1981. **The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico:** *Rev. Inst. Geol., Univ. Nacional Autón. México*, V. 5, p. 195-206.
- Menella, L. 2011. **Sismotectónica del sector occidental del sistema Morelia-Acambay, México, a partir del análisis de poblaciones de fallas.** Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Tesis de maestría pág. 151.

- Mooser, F., 1972. **The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics.** *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999. **Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the Volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt.** *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513–535.
- 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.** Universidad Autónoma de México, Tesis de Doctorado, pág. 130.
- Nieto-Samaniego A. F., Ferrari L., Alaníz-Álvarez S. A., Labarthe-Hernández G., Rosas-Elguera J. 1999. **Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico.** *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363. Nixon, G.T., Demant A., Armstrong R. L. and Harakal J. E. 1987. **K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt:** *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 109-158.
- Núñez-Hurtado, J. A. 2016. **Caracterización Físico-Mecánico de las principales litofacies de los flujos ignimbríticos de la región de Cuitzeo, Michoacán.** Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis de Maestría, pág. 112.
- Ostrooumov M. 2009. *Mineralogía Analítica Avanzada.* Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo y Sociedad Mexicana de Mineralogía. ISBN 978-607-424-095-5 275 p.
- Ostrooumov, M., Cappelletti, P., de Gennaro, R. 2012. Mineralogical study of zeolite from the new Mexicans deposits (Cuitzeo área, Michoacan, Mexico). *Applied Clay Sciences* 55, 27-35 (IF: 2.303; ISSN 0169-1317).
- Pasquarè, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Ferrari, L., 1988. **Stress pattern in the central sector of the Mexican Volcanic Belt.** *Tectonophysics*, 146, 353-364.

- Pasquarè, G., Ferrari L., Garduño V. H., Tibaldi A., Vezzoli L. 1991. **Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán;** Boulder, Co. *Geological Society of America*, Map and Chart series, MCH072, 1, 22 p.
- Pardo, M. and Suárez, G., 1995, **Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Sismic and tectonic implications:** *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Perccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, **Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Pearce, J.A. 1982. **Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries.** In: Thorpe R.S. (ed), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525–548.
- Silva-Mora L. 1979. **Contribution a la connaissance de l’Axe Volcanique Transmexicain; etude géologique et pétrologique des laves du Michoacán oriental.** Marsella, Univ. Aix-Marseille III. Disertación doctoral (3er ciclo), 230 p. (inedita).
- Sun, S. S. and McDonough W.F. 1989. **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes.** In: Magmatism in Ocean Basins. Saunders A. S., Norry M.J. (eds.) *Geological Society of London*, Special publication 42, 313–45.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Ferrar, E. 1995b. **The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt:** *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Wilson, M. 1989. **Igneous Petrogenesis.** London. *Unwin Hyman*. 466p.

ANEXO 1.

Tabla 3. Temperaturas calculadas por geotermómetros en superficie de las manifestaciones hidrotermales de la zona geotérmica de SAM.

Manifestación	Coordenadas			°C
1	X= 274178	Y= 2202166	Z= 1847 m	43 °C
2	X= 274396	Y= 2202607	Z= 1857 m	48 °C
3	X= 258404	Y= 2201481	Z= 1856 m	59 °C
4	X= 258323	Y= 2201759	Z= 1850 m	39 °C
5	X= 258323	Y= 2201759	Z= 1850 m	39 °C
6	X= 254706	Y= 2200367	Z= 1877 m	41 °C
7	X= 258810	Y= 2201079	Z= 1861 m	41 °C
8	X= 273805	Y= 2202395	Z= 1847 m	63 °C
9	X= 273706	Y= 2202362	Z= 1838 m	51 °C
10	X= 273731	Y= 2202292	Z= 1847 m	58 °C
11	X= 273914	Y= 2202541	Z= 1847 m	53 °C
12	X= 274104	Y= 2202798	Z= 1844 m	74 °C
13	X= 274101	Y= 2202749	Z= 1844 m	68 °C
14	X= 276690	Y= 2202913	Z= 1861 m	50 °C
15	X= 277051	Y= 2202988	Z= 1869 m	49 °C
16	X= 277678	Y= 2203563	Z= 1841 m	50 °C
Promedio:				51.62°C

Tabla 4. Relación de muestras de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo.

Volcanic Unit	Muestra	Description	X	Y	Z	Datación	Geoquímica	DRX	Petrografía
ICh	CT_G07	Ignimbrita	255656	2198087	2239				
	CT_G09	Ignimbrita	259077	2201160	1938				
	CT_G12c	Ignimbrita	264558	2199586	2162				
UMT	CT_G11	Traquiandesita	265038	2199695	2139				
	CT_G16	Dique andesita-basáltica	256098	2198994	2211				
VM	CT_G15	Andesita-basáltica	251842	2201534	1947				
	CT_G14	Basalto	254108	2202173	1886				
	CT_G18	Andesita-basáltica	282723	2201696	1849				
	CT_G20b	Andesita-basáltica	277981	2196186	1952				
	CT_G24d	Andesita-basáltica	282317	2201382	1924				
	CT_G28	Andesita-basáltica	280397	2200434	2158				
ITC	CT_G20a	Ignimbrita	277977	2195961	1903				
AT	CT_G57	Andesita	270943	2187796	1866				
	CT_G65	Andesita	254839	2191441	1967				
	CT_G66a	Brecha de Andesita	264964	2191504	1997				
	CT_G11	Andesita-basáltica	264558	2199586	2162				
	CT_GDoc1	Andesita	265822	2198859	2078				
Xenolito	Xe	Granito	266045	2199362	2042				



Figura 82. Secciones litológicas que muestran la selección de roca y el tipo de análisis realizado.

ANEXO 2.

Tabla 4. Fechas de rocas volcánicas en el área de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, Mich. Elaboración del Dr. Paul Layer, Universidad de Hamilton, Canadá.

Volcanic Unit	Sample #	Lat (N)	Long (W)	Integrated age (Ma)	Plateau age (Ma)	³⁹ Ar release (%)	N	MSWD	Isochron age (Ma)	Init ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	N	MSWD	Description
ICh	CT_G07	255656	2198087	16.30 ± 0.36	16.88 ± 0.34	90.6	7	0.29	16.85 ± 0.30	302.0 ± 60.7	7	0.34	Ignimbrita
	CT_G09	259077	2201160	16.46 ± 0.26	16.72 ± 0.24	97.0	7	0.57	17.02 ± 0.28	246.1 ± 34.5	7	0.35	Ignimbrita
	CT_G12c	264558	2199586	16.84 ± 0.27	16.88 ± 0.22	93.7	8	1.05	16.72 ± 0.24	374.8 ± 69.9	8	0.78	Ignimbrita
UMT	CT_G11	265038	2199695	8.24 ± 0.08	8.26 ± 0.08	98.8	7	0.94	8.17 ± 0.10	298.6 ± 3.1	7	0.89	Traquiandesita
	CT_G16	256098	2198994	12.99 ± 0.17	13.73 ± 0.24	61.1	7	1.29	13.56 ± 0.42	280.5 ± 7.1	10	4.08	Dique andesita-basáltica
VM	CT_G15	251842	2201534	2.96 ± 0.04	3.02 ± 0.03	95.2	5	1.11	3.00 ± 0.04	296.8 ± 6.3	5	1.31	Andesita-basáltica
	CT_G14	254108	2202173	0.160 ± 0.014	0.161 ± 0.014	98.8	7	0.84	0.177 ± 0.058	293.9 ± 6.4	7	1.00	Basalto
	CT_G18	282723	2201696	8.07 ± 0.29	7.81 ± 0.30	82.1	8	0.48	7.80 ± 0.79	295.6 ± 7.8	8	0.56	Andesita-basáltica
	CT_G20b	277981	2196186	6.47 ± 0.09	6.65 ± 0.10	84.6	6	0.63	6.98 ± 0.22	287.0 ± 5.1	6	0.14	Andesita-basáltica
	CT_G28	280397	2200434	6.85 ± 0.12	6.89 ± 0.12	98.7	9	0.98	7.38 ± 0.23	288.5 ± 3.4	9	0.47	Andesita-basáltica
ITC	CT_G20a	277977	2195961	1.40 ± 0.20	0.90 ± 0.17	81.2	4	0.16	-	-	-	-	Ignimbrita
REFERENCIAS													
VM	Mor6			1.43 ± 0.14	1.42 ± 0.12	90	4 of 7	0.07	1.39 ± 0.11	297 ± 7	6 of 7	0.04	Basalto
	ZAC-11127	249347.92	2192261.38	1.435 ± 0.72	1.516 ± 0.59	94	7 of 9	0.3	1.483 ± 0.63	301 ± 8	7 of 9	0.25	Lava

Referencias: Mor 6 (Gómez-Vasconcelos, 2012) y ZAC-11127 (Pooja *et al.*, 2015).

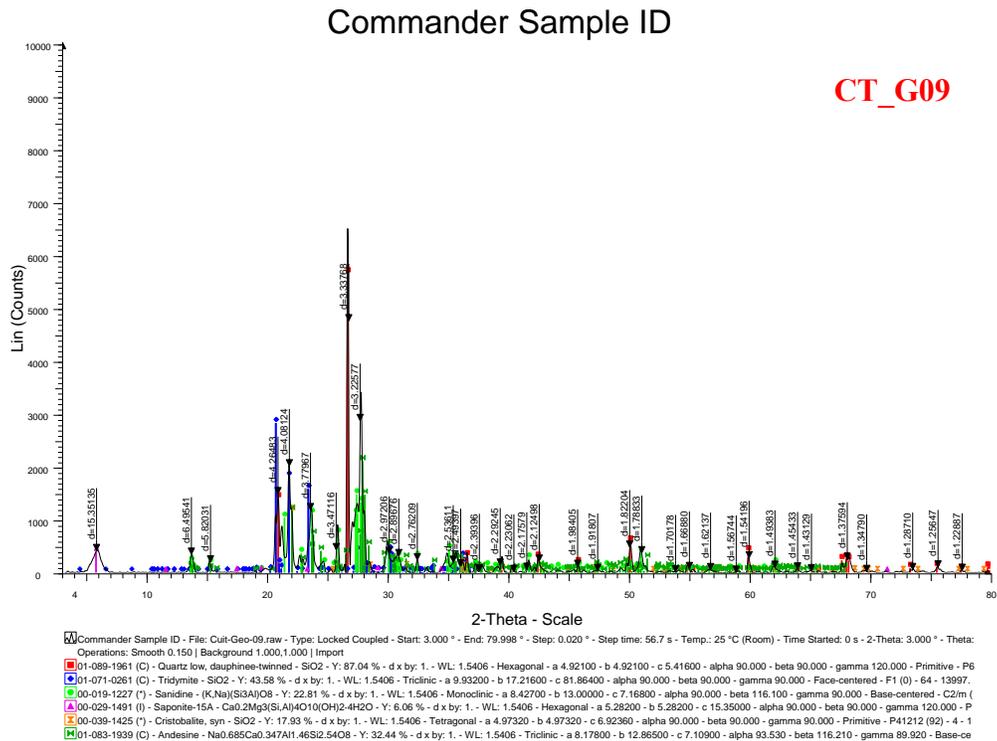
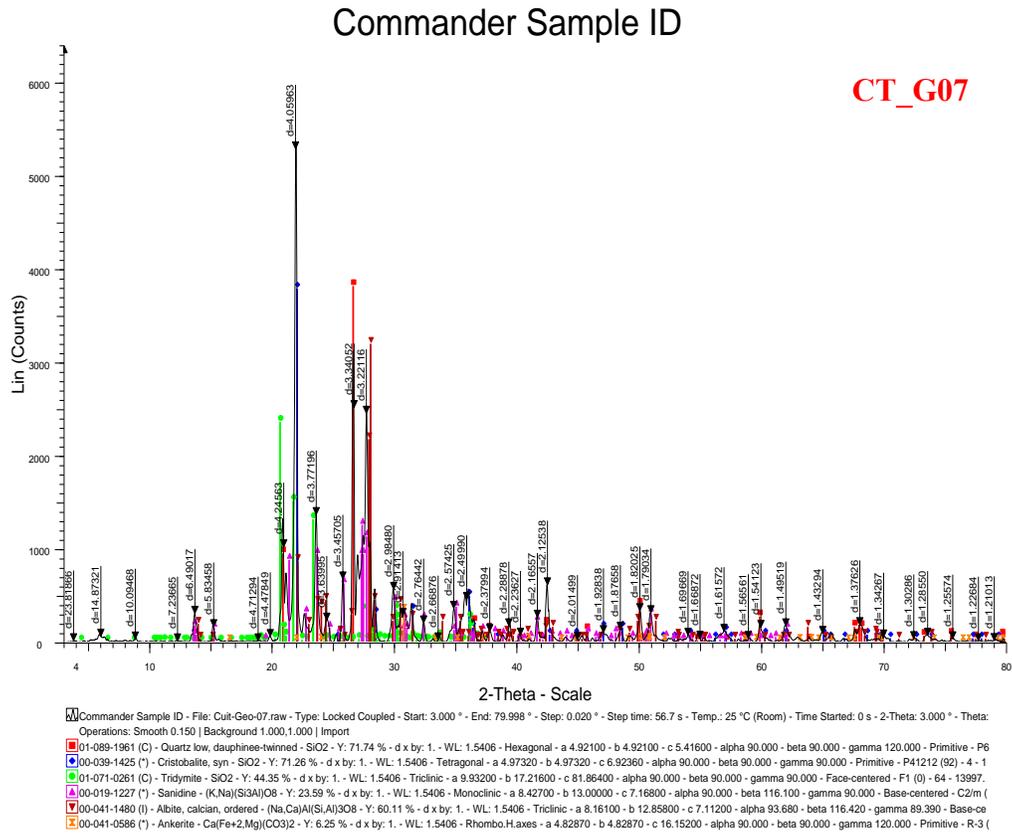
ANEXO 3.

Tabla 5. Análisis geoquímico de rocas enteras para las muestras de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo, medidas previamente por el laboratorio ACTLABS de Canadá.

Sample	CT_G7	CT_G9	CT_G11	CT_G12c	CT_G14	CT_G15	CT_G16	CT_G18	CT_G20a	CT_G20b
Oxides (wt. %)										
SiO ₂	76.13	73.51	51.09	80.06	58.13	59.36	55.21	53.58	75.41	52.95
Al ₂ O ₃	12.40	2.18	17.26	9.41	17.80	17.70	16.27	16.75	12.13	16.28
Fe ₂ O ₃	1.64	2.18	9.99	1.37	6.62	5.83	8.51	8.78	1.49	8.43
MnO	0.024	0.022	0.161	0.018	0.103	0.086	0.140	0.161	0.025	0.155
MgO	0.18	0.38	5.72	0.10	3.63	2.31	4.38	5.89	0.10	6.51
CaO	0.73	1.04	9.75	0.58	6.89	6.95	7.09	9.16	0.86	9.47
Na ₂ O	3.24	3.20	3.43	2.45	3.90	3.90	3.43	2.95	3.49	2.83
K ₂ O	4.38	3.94	0.84	3.39	1.45	1.93	1.37	0.65	4.34	0.69
TiO ₂	0.158	0.327	1.840	0.141	0.903	0.812	1.402	1.338	0.173	1.192
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.29	<0.01	0.23	0.29	0.62	0.20	0.03	0.16
LOI	1.27	2.85	0.29	2.34	0.45	1.29	2.04	1.28	1.06	0.48
Trace (ppm)										
V	15	24	243	15	134	124	149	205	24	208
Cr	<20	<20	160	<20	40	20	90	260	<20	320
Co	24	23	45	48	47	29	30	56	68	49
Ni	3	5	38	<1	23	12	20	47	4	62
Cu	3	6	14	3	19	14	16	15	6	20
Zn	37	40	78	33	63	77	89	67	28	67
Ga	15	16	19	12	19	22	19	19	14	18
Rb	146	130	9	109	24	30	45	14	139	14
Sr	68	109	677	61	684	1476	572	588	87	508
Y	19	28.1	29.7	17.7	16.1	12.7	27.7	43	17	24.2
Zr	138	22.1	153	114	139	161	289	135	136	106
Nb	4.9	5.7	6.7	3.7	7.5	4.5	15.6	4.9	5	4.1
Cs	3.7	3.4	0.1	3.5	0.8	0.4	5.6	0.4	3.4	0.4
Ba	950	800	589	781	448	567	524	338	851	397
La	29.7	29	18.1	24.2	18.3	28.8	31.2	27.4	25.6	14.2
Ce	51.4	49.8	38	44.1	38.7	59.6	67.7	60.9	49.4	29.5
Pr	6.02	7.56	5.55	5.12	4.84	7.44	8.77	8.12	5.35	4.14
Nd	20.6	27.8	25.5	18.0	19.1	27.9	34.4	35.6	18.6	18.0
Sm	3.91	5.68	6.12	3.44	4.03	4.91	7.05	7.91	3.31	4.16
Eu	0.397	0.919	2.07	0.377	1.31	1.55	1.88	2.45	0.440	1.51
Gd	3.01	4.68	5.76	3.09	3.62	3.52	6.25	7.96	2.87	4.19
Tb	0.51	0.82	0.91	0.49	0.54	0.48	0.96	1.27	0.50	0.71
Dy	3.11	4.90	5.58	3.03	3.06	2.59	5.47	7.49	2.94	4.26
Ho	0.64	0.99	1.10	0.62	0.58	0.46	1.03	1.51	0.60	0.88
Er	2	2.96	3.03	1.84	1.70	1.27	2.85	4.33	1.78	2.51
Tm	0.304	0.439	0.427	0.285	0.249	0.173	0.397	0.615	0.266	0.357
Yb	2.03	2.96	2.83	2.03	1.62	1.09	2.53	3.88	1.79	2.29
Lu	0.327	0.496	0.450	0.342	0.262	0.167	0.395	0.578	0.294	0.364
Hf	3.7	5.7	4.3	3.4	3.3	4.1	5.9	3.4	3.6	3.1
Ta	0.86	0.87	0.52	0.94	0.76	0.41	1.09	0.42	1.22	0.38
Tl	0.67	0.32	0.08	0.46	0.08	0.17	0.99	0.09	0.17	0.07
Pb	13	8	<3	11	<3	<3	<3	<3	6	<3
Th	12.4	11.2	1.05	9.93	2.11	0.03	2.45	1.63	11.5	1.46
U	3.76	3.79	0.38	6.55	0.64	1.01	0.78	0.46	3.71	0.44

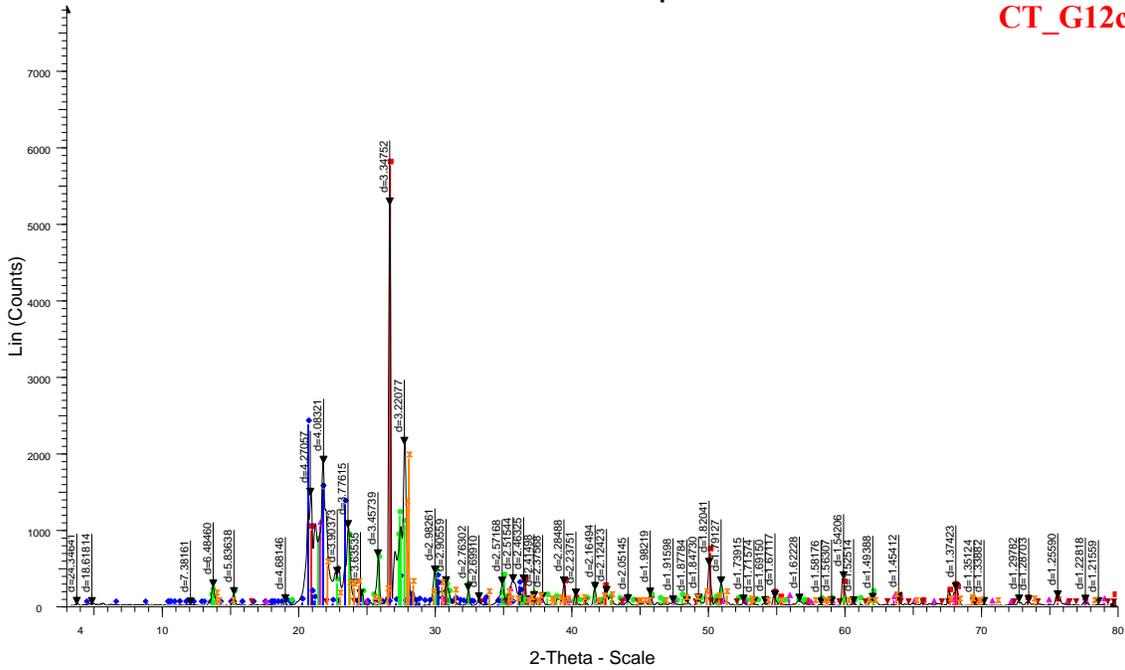
ANEXO 4.

Gráfica 4. Gráficas de DRX de las rocas de la porción sur del Lago de Cuitzeo.



Commander Sample ID

CT_G12c

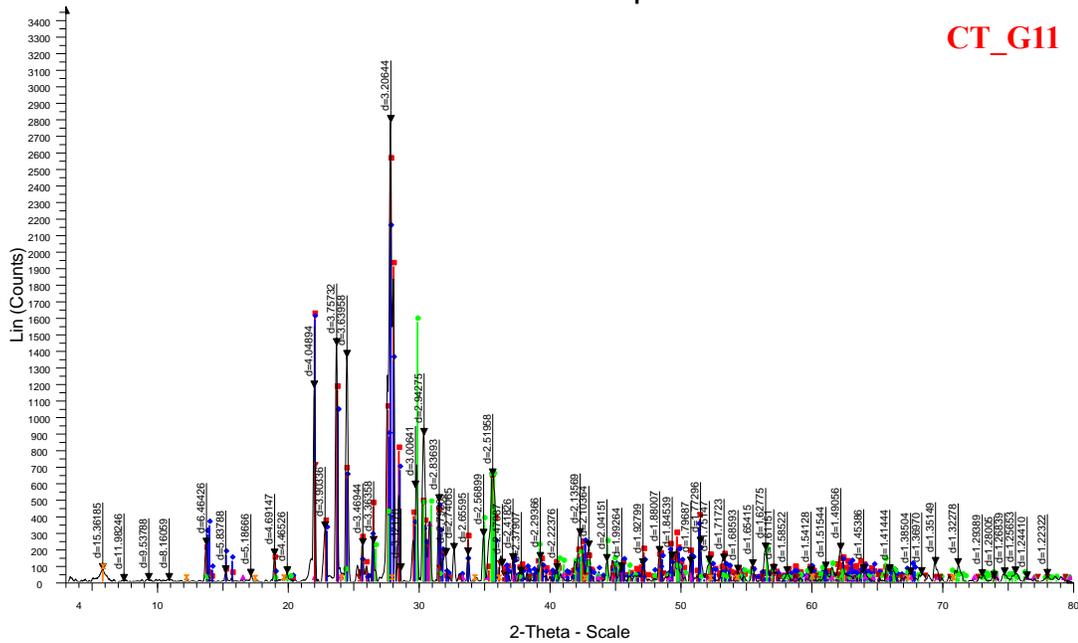


Commander Sample ID - File: Cuit-Geo-12C.raw - Type: Locked Coupled - Start: 3.000 ° - End: 79.998 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 56.7 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 3.000 ° - Theta: 1.500 °
Operations: Smooth 0.150 | Background 1.000,1.000 | Import

- 03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO₂ - Y: 109.81 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3
- 01-071-0261 (C) - Tridymite - SiO₂ - Y: 45.25 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 9.93200 - b 17.21600 - c 81.86400 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - F1 (0) - 64 - 13997
- 00-019-1227 (*) - Sanidine - (K,Na)(Si,Al)O₈ - Y: 22.38 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.42700 - b 13.00000 - c 7.16800 - alpha 90.000 - beta 116.100 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (0)
- 01-085-0621 (C) - Cristobalite high - SiO₂ - Y: 19.79 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 7.16000 - b 7.16000 - c 7.16000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P213 (198) - 8 - 367.06
- 00-041-0586 (*) - Ankerite - Ca(Fe₂Mg)(CO₃)₂ - Y: 5.18 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.82870 - b 4.82870 - c 16.15200 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3 (0)
- 00-041-1480 (I) - Albite, calcian, ordered - (Na,Ca)Al(Si,Al)₃O₈ - Y: 36.74 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.16100 - b 12.85800 - c 7.11200 - alpha 93.680 - beta 116.420 - gamma 89.390 - Base-cent

Commander Sample ID

CT_G11

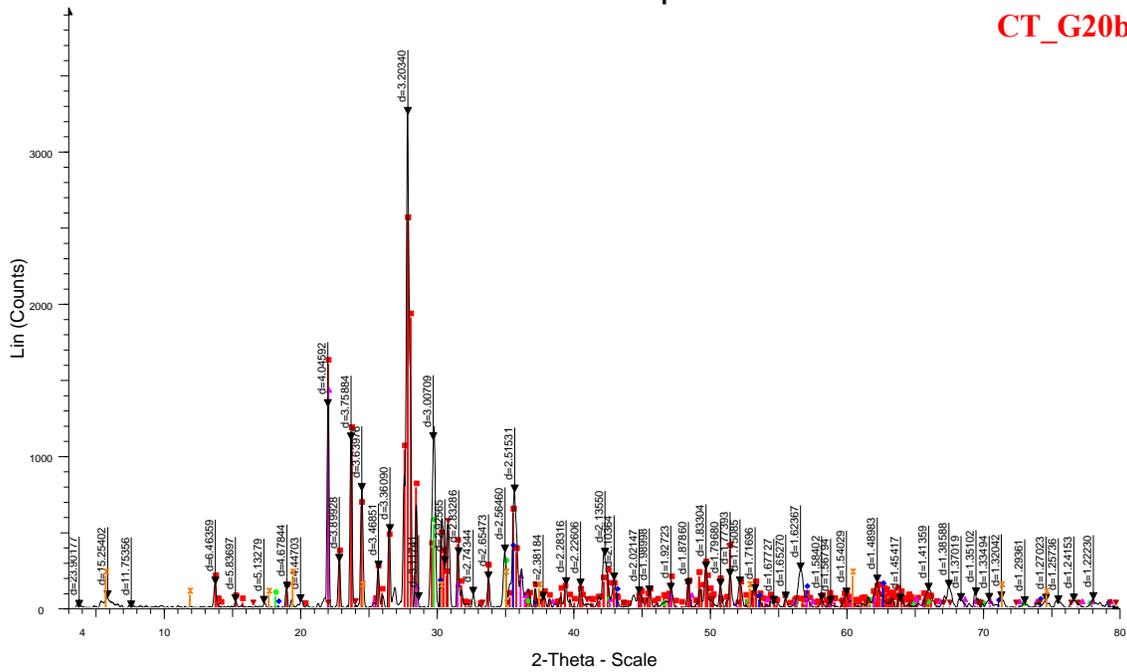


Commander Sample ID - File: Cuit-Geo-11.raw - Type: Locked Coupled - Start: 3.000 ° - End: 79.998 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 56.7 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 3.000 ° - Theta: 1.500 °
Operations: Smooth 0.150 | Background 1.000,1.000 | Import

- 01-079-1149 (C) - Andesine - Na₄99Ca₄91(Al₁488Si₂506O₈) - Y: 91.37 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.17900 - b 12.88000 - c 7.11200 - alpha 93.440 - beta 116.210 - gamma 90.230 - Base-cent
- 01-086-0099 (C) - Sandrine (Na-exchanged) - Na(AlSi₃O₈) - Y: 76.80 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.16700 - b 12.85600 - c 7.12000 - alpha 93.340 - beta 116.400 - gamma 90.220 - Base-cent
- 01-075-1092 (C) - Diopside - CaMgSi₂O₆ - Y: 56.53 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 9.74100 - b 8.91900 - c 5.25700 - alpha 90.000 - beta 105.970 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/c (15) - 0
- 00-041-0586 (*) - Ankerite - Ca(Fe₂Mg)(CO₃)₂ - Y: 11.74 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.82870 - b 4.82870 - c 16.15200 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3 (0)
- 00-039-1425 (*) - Cristobalite, syn - SiO₂ - Y: 24.61 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.97320 - b 4.97320 - c 6.92360 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P4121 (92) - 4 - 1
- 00-005-0068 (D) - Saponite - Ca_{0.5}(Mg,Fe)₃(Si,Al)₄(OH)₂·4H₂O - Y: 2.45 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 -

Commander Sample ID

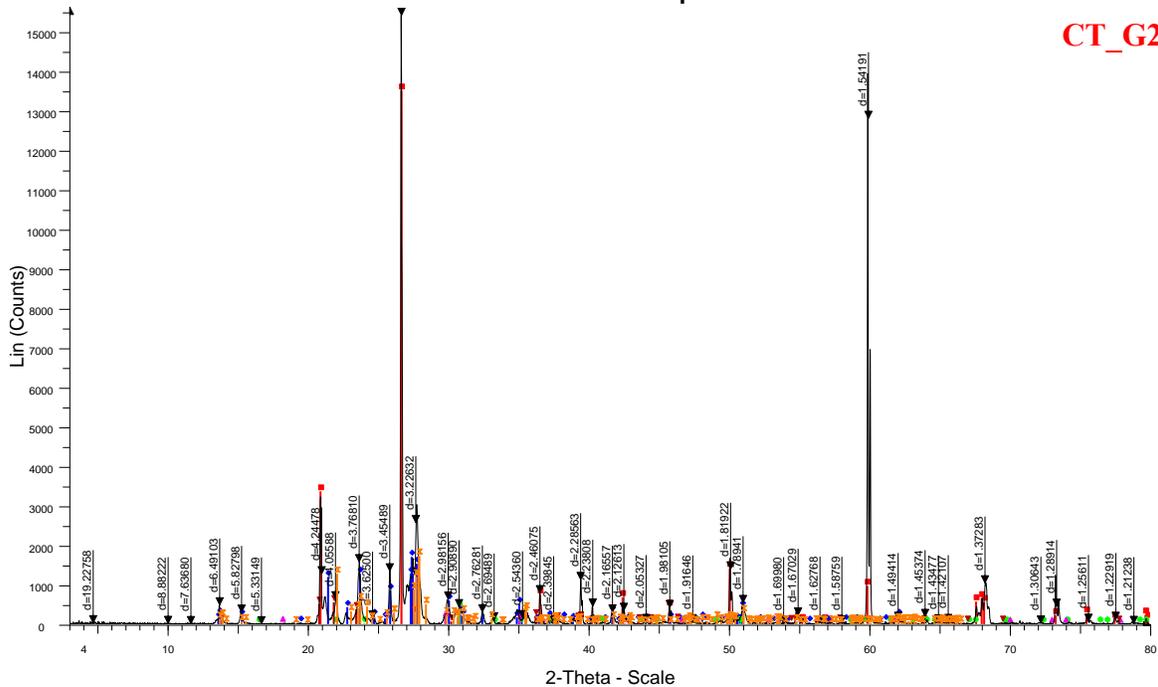
CT_G20b



Commander Sample ID - File: Cuit-Geo-20b.raw - Type: Locked Coupled - Start: 3.000 ° - End: 79.998 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 56.7 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 3.000 ° - Thet
Operations: Smooth 0.150 | Background 1.000,1.000 | Import
01-079-1149 (C) - Andesine - Na₄99Ca₄91(Al₁₁488Si₂506O₈) - Y: 78.01 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.17900 - b 12.88000 - c 7.11200 - alpha 93.440 - beta 116.210 - gamma 90.230 - Base-c
00-017-0464 (I) - Magnesioferite, ordered, syn - MgFe₂+3O₄ - Y: 11.76 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 8.37500 - b 8.37500 - c 8.37500 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered
01-089-0951 (C) - Magnetite - Fe₃O₄ - Y: 16.95 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 8.49100 - b 8.49100 - c 8.49100 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - Fd-3m (227) - 8 - 612
00-039-1425 (*) - Cristobalite, syn - SiO₂ - Y: 43.16 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.97320 - b 4.97320 - c 6.92360 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P41212 (82) - 4 - 1
00-041-0586 (*) - Ankerite - Ca(Fe+2,Mg)(CO₃)₂ - Y: 16.63 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.82870 - b 4.82870 - c 16.15200 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3
00-010-0426 (D) - Saponite - 6MgO.67Al₂O₃.7SiO₂.2H₂O - Y: 6.41 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 -

Commander Sample ID

CT_G20a



Commander Sample ID - File: Cuit-Geo 20a.raw - Type: Locked Coupled - Start: 3.000 ° - End: 79.998 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 56.7 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 0 s - 2-Theta: 3.000 ° - Thet
Operations: Background 1.000,1.000 | Import
01-089-1961 (C) - Quartz low, dauphinee-twinned - SiO₂ - Y: 87.62 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.92100 - b 4.92100 - c 5.41600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P6
00-019-1227 (*) - Sanidine - (K,Na)(Si₃Al)O₈ - Y: 11.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.42700 - b 13.00000 - c 7.16800 - alpha 90.000 - beta 116.100 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (
00-041-0586 (*) - Ankerite - Ca(Fe+2,Mg)(CO₃)₂ - Y: 2.67 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.82870 - b 4.82870 - c 16.15200 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3 (
01-089-0951 (C) - Magnetite - Fe₃O₄ - Y: 1.05 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 8.49100 - b 8.49100 - c 8.49100 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - Fd-3m (227) - 8 - 612.1
00-042-1401 (I) - Tridymite-O - SiO₂ - Y: 3.54 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 17.08590 - b 9.93130 - c 16.30410 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Face-centered - F (0) - 68 - 27
01-083-1658 (C) - Albite high (K-bearing) - (K0.22Na0.78)(AlSi₃O₈) - Y: 11.19 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.98900 - c 7.16000 - alpha 92.100 - beta 116.560 - gamma 90.210 - Bas