



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

**ANÁLISIS FÍSICO-GEOGRÁFICO DE LA CALDERA DE
ACOCULCO, PUEBLA.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
LIZBETH BERENICE PELÁEZ PAVÓN

ASESORA:
MTRA. GRISELDA BERENICE HERNÁNDEZ CRUZ



MÉXICO, D.F., 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicatoria

*A mi madre, padre y hermano
Lo mejor de mi vida.*

Agradecimientos

Gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México por darme las bases para la construcción de un proyecto profesional y personal.

Al proyecto Fomix-Hidalgo 2010-151453 por el apoyo económico y las facilidades otorgadas para la elaboración de este trabajo.

A la Dra. Teresa Pi (Laboratorio de Difracción de Rayos X), a la Dra. Lucy Mora (Laboratorio de Edafología Ambiental), al M. en C. Augusto Rodríguez (Instituto de Geofísica), a la Mtra. Galia Hernández y a la Dra. Laura Beramendi (Laboratorio Universitario de Radiocarbono) por todo su apoyo para la realización de los análisis.

Al Dr. Carles Canet por su confianza e impulso constante para el aprendizaje pero sobre todo, porque cada una de las oportunidades que me ha dado, han llenado mi vida de satisfacciones profesionales y personales.

A mi asesora M. en C. Berenice Hernández por comprometerse verdaderamente para el trabajo conjunto, por ayudarme a crecer evidenciando mis errores y reconociendo mis aciertos, y por aligerar con su carisma mis días como tesista.

A los revisores: Dr. Jean Francois Parrot, M. en C. Pedro Montes y al M. en C. Alberto Pérez por sus valiosas observaciones y recomendaciones. Al M. en C. Sergio Salinas por su apoyo en el trabajo de campo y su disposición para ayudar.

A mi madre Heydi Pavón por ser mi ejemplo de constancia y responsabilidad, por el esfuerzo que realizó durante años por mi educación, por su apoyo incondicional y por ser siempre la mejor crítica y compañera de vida.

A mi padre Antonio Peláez por confiar en mis capacidades y porque el saber que compartimos la ilusión de este proyecto fue una de las razones más fuertes para concluirlo.

A mi hermano José Antonio por enseñarme sin quererlo, que el único camino para ser mejor intelectualmente es esforzarse siempre un poco más y hacer las cosas de la manera apropiada.

A Guillermo Tovar por permanecer en mi vida de formas distintas, desde hace años y para siempre: siendo ejemplo, inspiración y un gran soporte intelectual.

A Mauricio Amaya por ser un hombre y geógrafo excepcional, por estar junto a mí desde los inicios y hasta el final de este proceso, simplemente por ser mi persona favorita.

A Luis Guadarrama por compartir sus ideas y contagiarme su entusiasmo por aprender. A Diego Gallardo por ser ejemplo de dedicación. A Emma Espinosa e Ivonne Landeros por el tiempo compartido, el aprendizaje y las risas.

A mis amigos Miguel Cruz, Gabriel González, Ivonne Arely Hernández y Noé Hernández porque en momentos y formas diferentes me ayudaron a crecer e hicieron más grata mi estancia en la Universidad.

Al Ing. Julio Caballero por mostrarme la belleza de la Geología. A Alejandro Barrios por confiar en mí y motivarme siempre a ser mejor. A Luis Rodríguez porque su locura fue un incentivo para hacer, sin temor, cosas nuevas. A Christopher Peña y Guillermo López por todo lo que me enseñaron durante mi estancia en el Museo de Geología.

Finalmente agradezco de manera especial a Isaac Hernández por compartir su pasión por la Geología, por su ayuda en la etapa final de la elaboración de la Tesis, por su chispa y entusiasmo, y en general, porque su presencia le viene bien a mi vida.

Índice

Introducción.....	1
Objetivo General.....	3
Objetivos específicos	3
Hipótesis	3
1. Marco teórico	5
1.1 Localización	5
1.2 Aspectos sociales.....	6
1.2.1 Población	6
1.2.2 Actividades económicas	7
1.2.3 Minería	7
1.2.4 Vías de comunicación.....	9
2. Aspectos físicos	11
2.1 Clima.....	11
2.2 Geología	14
3. Geomorfología	17
3.1.1 Calderas.....	17
3.1.1.1 Definición	17
3.1.1.2 Elementos estructurales de las calderas	17
3.1.1.3 Clasificación de calderas.....	20
3.1.2 Unidades del relieve.....	24
4. Sistema hidrotermal	27
4.1. Alteración hidrotermal.....	31
4.2. Tipos de alteración.....	31
4.3. Minerales de alteración	34
4.3.3. Identificación de minerales.....	36
5. Métodos de análisis espacial.....	39
5.1. TLALOC.....	39

5.2.	<i>FROG</i>	41
5.2.1.	La geometría fractal	41
5.2.2.	Dimensión fractal.....	42
5.3.	<i>Sombra</i>	46
6.	<i>Resultados</i>	49
	<i>Aspectos físicos</i>	49
	<i>Sistema hidrotermal</i>	66
	<i>Métodos de análisis espacial</i>	75
7.	<i>Discusión</i>	87
8.	<i>Conclusiones</i>	91
9.	Referencias	93

Introducción

La mayor parte del territorio mexicano está caracterizado por una gran actividad tectónica y volcánica que ha tenido lugar desde hace varias decenas de millones de años y ha dejado su huella a lo largo de todo el país en forma de sistemas volcánicos y sistemas hidrotermales, tanto fósiles como activos (Prol-Ledesma, 2002). Esta constante actividad, por una parte representa un riesgo para la población derivado de erupciones volcánicas y sismos, y por otra es una fuente de recursos minerales y geotérmicos.

La importancia de llevar a cabo estudios de carácter físico-geográfico en la caldera de Aocolco, radica en que los resultados podrían evidenciar la importancia minera y geotérmica del sitio. Con el paso del tiempo la energía geotérmica ha ido cobrando importancia; sin embargo, a pesar de que en 2005 se tenían registradas 2332 manifestaciones geotérmicas distribuidas en 27 Estados de la República (Torres, *et al.*, 2005), en operación solamente se encuentran cuatro Geotermoeléctricas: Cerro Prieto en Mexicali, Baja California; Humeros en Humeros, Puebla; Los Azufres en Ciudad Hidalgo, Michoacán; y Tres vírgenes en Mulege, Baja California Sur.

El 28 noviembre de 2008 se publicó en el Diario Oficial de la Federación la Ley para el aprovechamiento de energías renovables y el financiamiento de la transición energética, cuya finalidad era promover en el País la eficiencia y sustentabilidad energética, así como reducir la dependencia de los hidrocarburos como fuente primaria de energía (DOF, 2008), dando cabida a la utilización del calor de los yacimientos geotérmicos para la generación de energía.

En cuanto al tema de minería, en el Estado de Puebla el 99.8% de los ingresos generados por la actividad minera corresponden a la extracción de minerales no metálicos (caolín, calcita, yeso, etc.) provenientes principalmente de los distritos mineros de Tepexi de Rodríguez, Tepeaca y Atlixco (SGM, 2011a). Existe la posibilidad de que la caldera de Aocolco cuente con las características

apropiadas para la explotación de minerales no metálicos (Martínez *et al.*, 2013) y conlleve una mejora en las condiciones sociales y económicas de las poblaciones cercanas.

La presente forma parte de una serie de estudios sobre el posible potencial de los recursos geotérmicos y minerales de una porción de la región oriental del Eje Neovolcánico Transmexicano, asimismo, a pesar de que se han realizado diversos estudios sobre la caldera de Acoculco, Puebla, (López-Hernández, 2009; Godefroy, 2011; Ocampo, 2013), ninguno ha conjuntado indicadores para determinar si la presencia de los minerales responde únicamente a un sistema hidrotermal o intervienen en su localización factores de carácter geomorfológico, geométrico y antrópico.

Con base en la búsqueda de información documental, se abordarán al inicio de esta investigación los aspectos generales de localización, de la población y sus actividades (especialmente la minería), y las vías de comunicación. Se tratarán también los aspectos físicos de mayor relevancia: Clima, geología y geomorfología; así como el sistema hidrotermal de Acoculco y los minerales presentes en la zona. Posteriormente se hará énfasis en el análisis de información espacial mediante el uso de módulos de software.

Para esta investigación se trazará el límite de la caldera mediante la identificación de lineamientos estructurales y fotointerpretación. Se realizará un mapa de unidades del relieve con base en estereoscopia y en los tratamientos del Modelo Digital de Elevación (MDE) realizados con el módulo de software TLALOC (Parrot, 2009). Las muestras de roca obtenidas en el trabajo de campo para la identificación de minerales, serán analizadas por espectrometría infrarroja (SWIR) en el Instituto de Geofísica de la UNAM y los suelos colectados serán datados por ^{14}C en el Laboratorio Universitario de Radiocarbono (LUR). Para identificar patrones geométricos en la distribución de los minerales de alteración se utilizarán los softwares FROG (Parrot, 2014) y el módulo ejecutable Sombra (Parrot, 2005).

Objetivo General

Conjuntar indicadores geológicos, geomorfológicos y antrópicos para evaluar su relación con los minerales de alteración presentes en la caldera de Acoculco, Puebla.

Objetivos específicos

- I. Delimitar la caldera de Acoculco.
- II. Identificar minerales de alteración.
- III. Determinar si existe relación entre lineamientos estructurales y minerales de alteración presentes en la caldera.
- IV. Elaborar un conjunto de mapas que evidencien las relaciones entre los indicadores geológico-estructurales, geomorfológicos, mineralógicos y antrópicos.

Hipótesis

- a) La localización de los minerales en la caldera de Acoculco, Puebla, responde principalmente a la presencia de sistemas hidrotermales.
- b) Existe una relación entre lineamientos estructurales y la morfología del sitio con la distribución de los minerales de alteración.

A horizontal rectangular banner with a background of a topographic map showing contour lines and terrain features. The text "1. Marco teórico" is centered on this banner.

1. Marco teórico

1. Marco teórico

1.1 Localización

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es el arco volcánico que se desarrolla sobre la margen sudoccidental de la Placa de Norteamérica como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco (Ferrari, 2000); no se puede definir a esta provincia como una zona volcánica continua sino como un conjunto de diferentes áreas volcánicas (Demant, 1978). La zona de estudio se localiza en la porción oriental de la FVTM dentro de la subprovincia fisiográfica Lagos y Volcanes del Anáhuac (*Mapa 1*). Abarca parte de los municipios de Chignahuapan y Zacatlán, Puebla; y Cuatepec de Hinojosa, Almoloya y Apan, Hidalgo, con una superficie total de 324 km².



Mapa 1 Localización del área de estudio

1.2 Aspectos sociales

1.2.1 Población

De acuerdo con el censo realizado por INEGI en 2010, la población total de las diez localidades que se encuentran dentro del área de estudio es de 5,072 habitantes, representando únicamente el 0.06% de la población total de los Estados de Puebla e Hidalgo (*Tabla 1*). Para fines de este estudio los aspectos poblacionales son relevantes en función de las actividades que pueden llevarse a cabo en la zona, en específico la minería, debido a que el sector masculino es el que se dedica principalmente a esa actividad.

Tabla 1

Edo.	Nombre	Hombres	%	Mujeres	%	Total
Pue.	El Paredón	1,164	51.8	1,249	48.2	2,413
Hgo.	San Lorenzo Sayula	1,085	52.8	1,215	47.2	2,300
Pue	Acoculco	891	48.6	844	51.4	1,735
Pue	San José Corral Blanco	568	48.3	531	51.7	1,099
Pue	Tres Cabezas	423	54.0	497	46.0	920
Pue	Cuautelolulco	305	52.0	330	48.0	635
Pue	San Francisco Terrerillos	287	47.4	259	52.6	546
Pue	Jonuco de Pedernales	215	48.6	203	51.4	418
Pue	Potrerillos	121	48.3	113	51.7	234
Hgo.	La Cañada	49	52.1	45	47.9	23

Habitantes por localidad y distribución porcentual de hombres y mujeres. INEGI (2008a).

1.2.2 Actividades económicas

La economía de los estados de Puebla e Hidalgo está basada principalmente en la industria manufacturera, el comercio y las actividades relacionadas con servicios financieros e inmobiliarios (*Figura 2.1*). En el municipio de Chignahuapan (en el que se ubica casi la totalidad de la zona de estudio), son los sectores secundario y terciario los que aportan la mayor parte del Producto Interno Bruto (PIB).

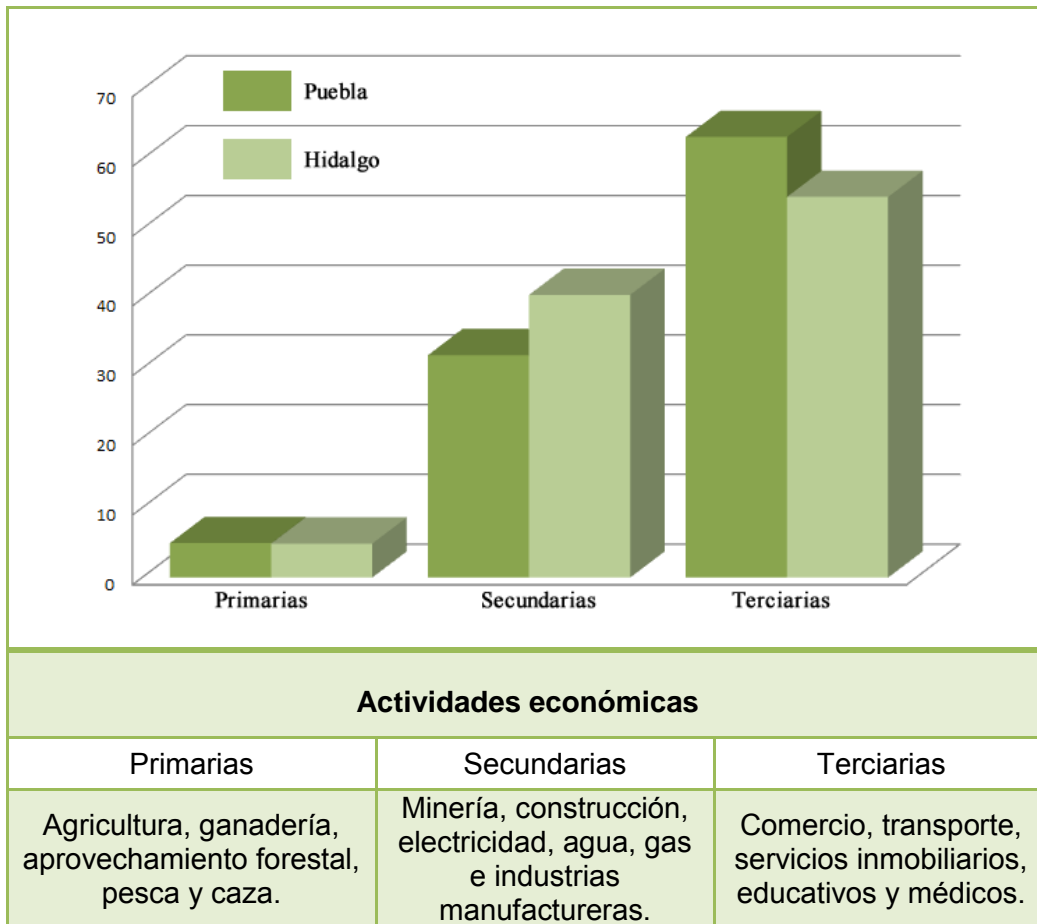


Figura 2.1 Distribución porcentual de actividades por sector económico (INEGI, 2008b).

1.2.3 Minería

La actividad minera en Puebla comienza a partir de la época de la conquista en el país, con las primeras explotaciones de los yacimientos de ónix y oro en la zona. La extracción formal de minerales no metálicos inicia en 1950; para esta fecha ya

se explotaban los yacimientos de perlita del Cerro Pinto (Tepeyahualco-Atexcac), así como arena sílica en Oriental, pómez en Libres y Guadalupe Victoria-Tlachichuca, y cal en Tepeyahualco (SGM, 2011a).

La zona de estudio pertenece a la región minera Sierra Norte, donde son explotados minerales no metálicos como arena sílica, caolín y arcillas. El municipio de Chignahuapan en 2008 generó únicamente el 4.8% de los ingresos totales obtenidos por la extracción de minerales no metálicos en el Estado de Puebla. A nivel estatal existen 78 plantas activas de minerales no metálicos (*Figura 2.2*) en las que el mármol, ónix, travertino y carbonato de calcio representan la mayor parte de la extracción. Es necesario señalar que ninguna de las localidades dentro de la zona de estudio figura como localidad minera, debido a que la producción mineral es muy baja.

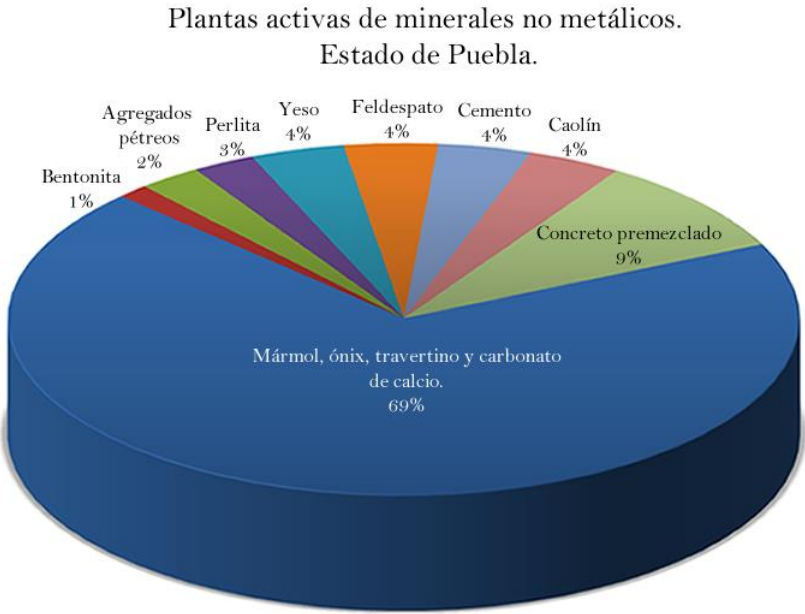
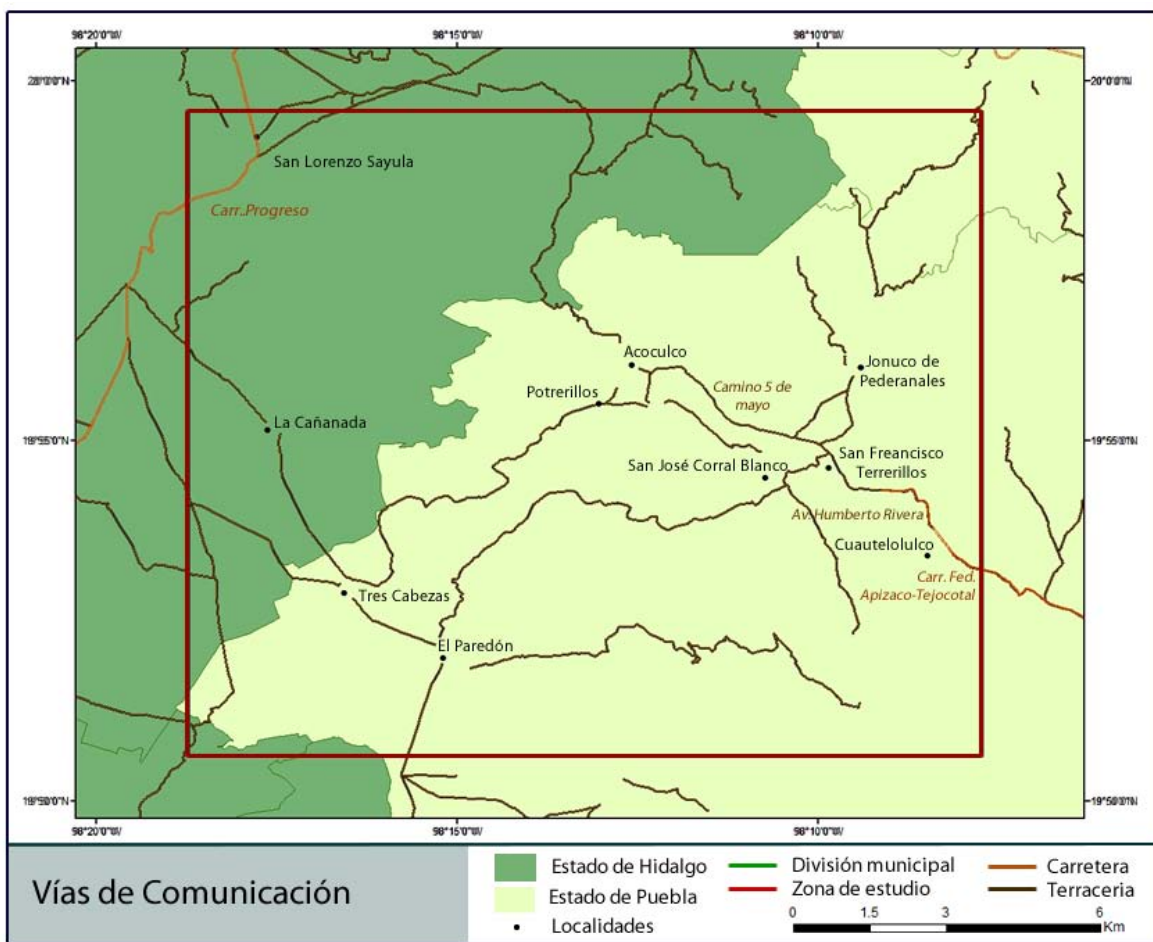


Figura 2.2 Distribución porcentual de minerales no metálicos en plantas activas de Puebla (SGM, 2011a).

1.2.4 Vías de comunicación

Es posible llegar a la zona de estudio por el Estado de Puebla, tomando el camino Humberto Rivera que sale desde el noroeste de la Ciudad de Chignahuapan y cruza las localidades de Michac y Cuautelolulco. El acceso oeste es por la Ciudad de Tulancingo, Hgo., en el que se debe tomar la desviación Progreso de la Carretera Federal 132 hasta conectar con el camino de terracería 5 de Mayo (Mapa 2).



Mapa 2 Vías de comunicación de la zona de estudio. Elaboración propia con base en INEGI (2011a).

A horizontal banner with a topographic map background, showing contour lines and terrain features in shades of green and brown.

2. Aspectos físicos

2. Aspectos físicos

El relieve de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de procesos endógenos y exógenos. Los primeros son generadores de las grandes elevaciones y depresiones, relacionadas principalmente con movimientos verticales; y los segundos intervienen en la modificación del relieve original (Gutiérrez, 2001).

En este apartado se abordarán las características climáticas de la zona de estudio, con una finalidad, en principio, de carácter descriptivo; sin embargo, también se valorará en qué medida los elementos del clima han incidido en la configuración morfológica actual de la caldera de Acoculco y, por lo tanto, cuál ha sido el factor erosivo más significativo en el modelado del relieve. Asimismo, se tratarán los aspectos geológicos de la zona de estudio y la evolución de la caldera.

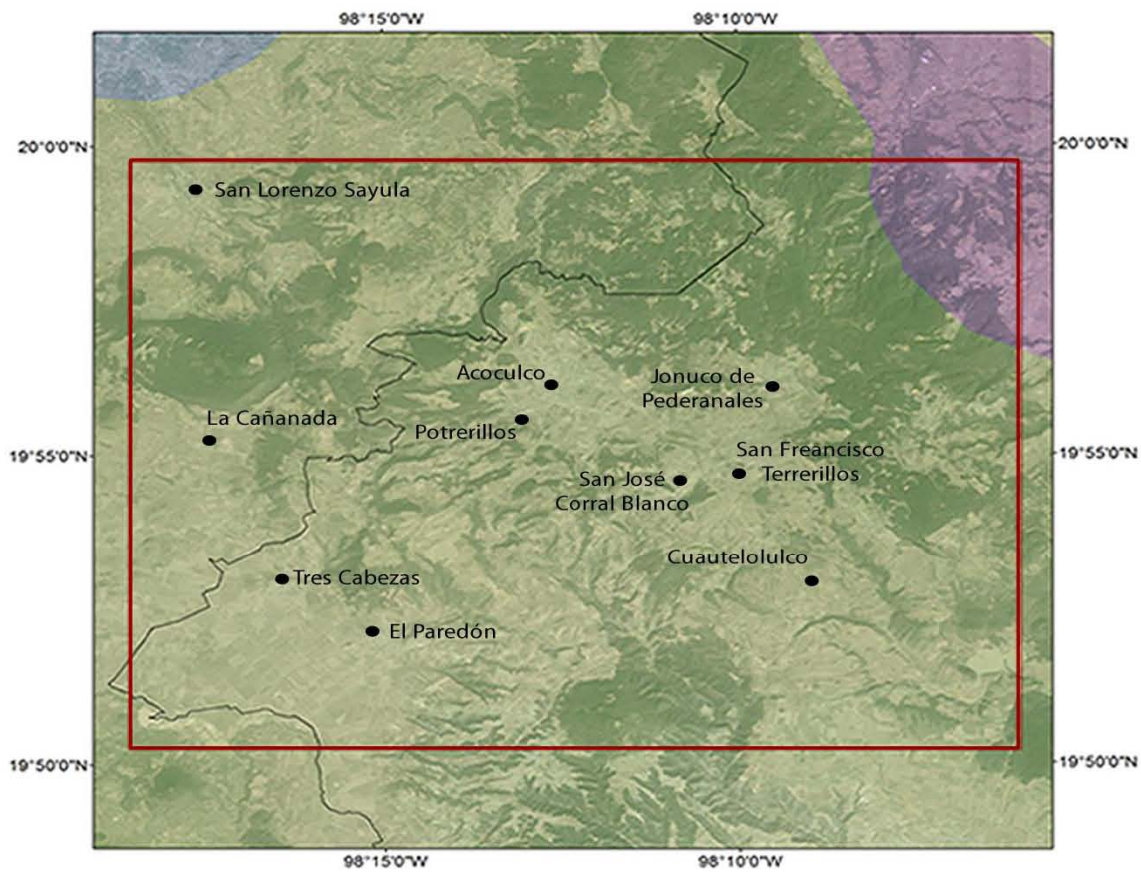
2.1 Clima

Los procesos de vulcanismo que formaron a la FVTM y que comenzaron hace aproximadamente 20 millones de años han condicionado el clima a escala regional. El apilamiento de grandes espesores de lava y piroclastos propició que la altitud de la zona fuera creciente, induciendo la transformación de sistemas de drenaje regionales y del hábitat, cuyo clima pasó a ser predominantemente templado, con variaciones a lo largo del tiempo relacionadas con cambios climáticos globales (Arroyo *et al.*, 2008).

La edad aproximada de la caldera de Acoculco es de 1.7 millones de años (López-Hernández, 2009), por lo que ha estado sujeta a las variaciones climáticas a partir del Pleistoceno. Los efectos del clima en la evolución del paisaje durante la transición del Pleistoceno al Holoceno, se vinculan con la actividad del Monzón de América del Norte y con el cambio de la vegetación relacionado con la disminución de la precipitación de invierno, en respuesta a la ciclicidad orbital (Antinao y McDonald, 2013). Es necesario señalar que la coincidencia entre una zona

climática y una región geomorfológica, resulta muy limitada. Lo normal es que en la misma zona existan morfologías variadas, climatogenéticas o no (Crowly y Nort, 1991).

El área estudiada posee un clima templado subhúmedo, con una ligera variación del índice P/T (precipitación/temperatura) en la porción noreste (*Mapa 3*).

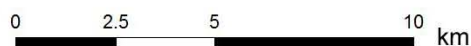


Tipo de clima

- Cw1** Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C. Lluvias de verano con índice P/T entre 43.2 y 55 y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual.
- Cw0** Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C. Lluvias de verano con índice P/T menor de 43.2 y porcentaje de precipitación invernal del 5% al 10.2% del *total anual.
- Cw2** Templado, subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C. Lluvias de verano con índice P/T mayor de 55 y porcentaje de lluvia invernal del 5 al 10.2% del total anual.

* Precipitación total anual equivalente 1000 mm en zonas elevadas y 600 mm en planicies.

Zona de estudio
 Límite estatal
 Localidades



Mapa 3 Climas. Elaboración propia con base en CONABIO (2008).

2.2 Geología

La zona de estudio pertenece al complejo volcánico de Tulancingo-Acocolco. Las rocas más antiguas de la zona son calizas del Jurásico y Cretácico intensamente plegadas, pertenecientes a la provincia de la Sierra Madre Oriental; están cubiertas por una secuencia volcánica calcialcalina de hasta 900 m de espesor con edades del Plioceno a Pleistoceno (Verma, 2001; López-Hernández *et al.*, 2009); esta secuencia es el resultado de la evolución de dos calderas superpuestas, la de Tulancingo y la de Acocolco.

La caldera de Tulancingo es la más antigua; tuvo su última actividad hace entre 2.7 y 3.0 millones de años y tiene 32 km de diámetro. La de Acocolco se encuentra dentro de la primera (*Mapa 4*) y su actividad volcánica duró de 1.7 a 0.24 millones de años (López-Hernández *et al.*, 2009).

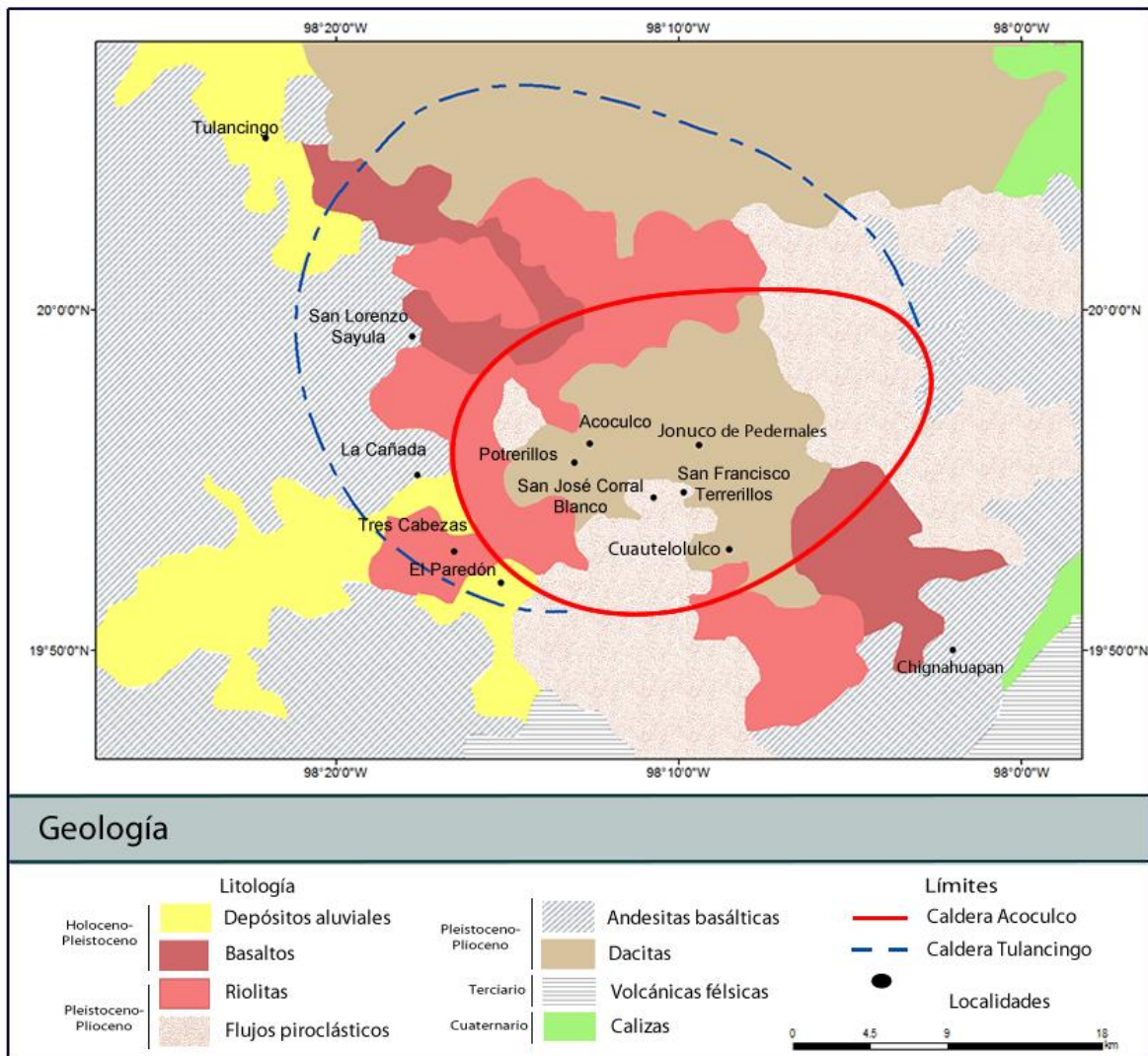
López-Hernández (2009) agrupa la actividad caldérica de Acocolco en cuatro eventos principales:

El primero (1.7-1.6 Ma) asociado con actividad efusiva previa al colapso de la caldera, del que resultan de forma general cuatro unidades geológicas con las siguientes composiciones: andesítica-basáltica en el norte; basáltica en el sur; riolítica en el oeste; y dacítica en el centro y este.

En el segundo evento (1.4-1.3 Ma), la actividad caldérica cambió de efusiva a explosiva. En la cercanía a la localidad de Acocolco se encuentra una secuencia de flujos piroclásticos de hasta 300 m de espesor, superpuesta discordantemente a rocas del Mioceno, lo que permite suponer que este material se relaciona con el colapso de un área de al menos 32 km² hacia el norte y al noreste de Acocolco. Simultáneamente al proceso de formación de la caldera, numerosos volcanes monogenéticos hicieron erupción y se formaron largas mesetas andesíticas-basálticas fuera de la estructura.

En el tercer evento (1.3-0.8 Ma), se produjo una ligera resurgencia que tuvo su centro al oeste del poblado de Acoculco. El proceso más representativo durante este evento es el emplazamiento de domos riolíticos en la zona.

El último evento de la caldera (0.24 Ma) culmina con el emplazamiento de un cono monogenético, en el noroeste sobre la fractura en anillo conocida como La Paila, después de 0.5 millones de años de inactividad.



A horizontal banner with a background of a topographic map showing contour lines and terrain features. The text "3. Geomorfología" is centered on this banner.

3. Geomorfología

3. Geomorfología

3.1.1 Calderas

3.1.1.1 Definición

Las calderas son grandes depresiones de colapso con un diámetro superior a 1 Km y de forma más o menos circular (Williams y McBirney, 1979; Cole *et al.*, 2005). Los tres elementos más importantes para la formación de una caldera son la subsidencia, ocurrencia de una fractura en anillo y la asociación con una erupción explosiva.

3.1.1.2 Elementos estructurales de las calderas

Lipman (1997), propone y define los principales elementos estructurales y morfológicos de las calderas como se muestra a continuación (*Figura 3.1*).

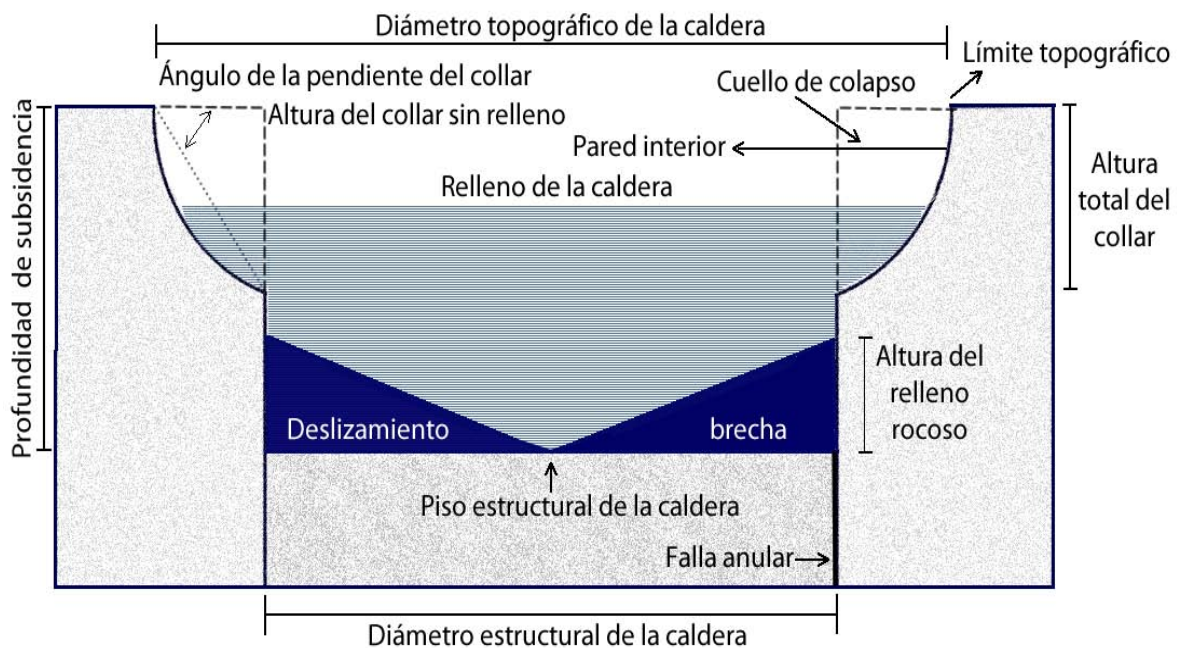


Figura 3.1 Elementos estructurales de una caldera (Lipman, 1997).

a) Límite topográfico

La delimitación topográfica está dada por el escarpe que rodea el área de subsidencia de la caldera, encerrando tanto al escarpe como a la caída de rocas y remoción en masa. Para las calderas jóvenes, el borde topográfico define el área total de subsidencia, a diferencia de las calderas erosionadas, en donde la remoción en masa tiende a aumentar el límite topográfico original.

b) Pared interior

Generalmente la pared interior de la caldera tiene un alto grado de inclinación, su perfil tiende a ser cóncavo y a aplanarse con la pendiente. Las laderas superiores de la topografía interna se desarrollan en respuesta a deslizamientos de ladera y caídas de roca provenientes de pendientes pronunciadas, durante y después del colapso de la caldera.

c) Cuello de colapso

El cuello de colapso está definido por el volumen de rocas que se encuentra entre la pared interior y el límite estructural de la caldera. Por lo general el ángulo de las paredes interiores es entre 25° y 45° como límite. Las pendientes bajas a lo largo del cuello de colapso tienen entre 10° y 15° , son las únicas partes preservadas en muchas calderas erosionadas, donde la pared interior se expresa como una discordancia irregular entre precaldera y rocas de relleno.

d) Fallas de borde

Las fallas en anillo definen el área de subsidencia y están expuestas principalmente en algunas calderas profundamente erosionadas con diámetros mayores a 5 km. El límite de las fallas anulares en calderas menos erosionadas puede ser inferido de la distribución de las aperturas postcolapso (*vents*), del levantamiento simétrico de las rocas volcánicas de relleno y de la evidencia de

aperturas producidas por la erupción formadora de la caldera a lo largo de los márgenes.

e) Relleno de caldera

El material depositado al interior de la caldera revela los procesos que ocurrieron en ella. La mayoría de las calderas del pre-Holoceno están en parte o completamente rellenas por lavas jóvenes, tobas, deslizamientos de brecha, escombros sedimentarios de tierras altas volcánicas adyacentes y por depósitos derivados de centros volcánicos independientes, que resultan tanto de la subsidencia, como de la actividad posterior al colapso.

Los depósitos post-colapso tienden a ocultar las estructuras volcánicas principales, especialmente en calderas no resurgentes, impidiendo la interpretación de los procesos de subsidencia o incluso la presencia de otras calderas.

El relleno intracaldera puede depositarse sobre la base de la pared interior, directamente en las fallas del límite topográfico que no han sido modificadas por procesos gravitacionales. Tales contactos rara vez son susceptibles de ser conservados como características deposicionales, debido a que la continua subsidencia provoca más fallas.

f) Piso de caldera

El piso estructural de la caldera es la superficie anterior a la subsidencia. Pocas calderas están lo suficientemente preservadas para proveer un registro claro de la evolución volcánica, debido a que la intensa erosión expone sus pisos estructurales. En muchas calderas erosionadas es complicado identificar las estructuras de subsidencia por múltiples eventos asociados con sucesivas erupciones de flujo de cenizas o por tectonismo regional posterior.

g) Cámara de magma de la subcaldera

En calderas erosionadas, la cámara magmática puede preservarse como plutones solidificados o batolitos. La acumulación de magma silíceo de baja densidad en grandes cámaras someras, puede generar esfuerzos de tensión y levantamiento en la superficie, dando lugar a fallas en anillo que favorezcan el colapso de la caldera.

3.1.1.3 Clasificación de calderas

Existen diversos criterios para la clasificación de calderas; en esta investigación se retomaron dos diferentes: el tipo de erupción asociado (McDonald, 1972) y la geometría del colapso (Lipman, 1997).

Clasificación basada en el tipo de erupción asociada al colapso:

a) Calderas asociadas a grandes erupciones explosivas de magmas silíceos.

Tipo Krakatoa El colapso resulta de una considerable erupción de magma formando depósitos de caída y flujos piroclásticos (ricos en pómez).

Tipo Katmai El colapso deriva del drenaje de un conducto central del volcán y probablemente de la descarga de algunos depósitos de magma a través de conductos adyacentes.

Tipo Valles El colapso es seguido de la descarga de grandes volúmenes de ceniza y pómez como flujos piroclásticos, provenientes de fisuras no relacionadas precisamente con volcanes preexistentes.

b) Calderas asociadas a erupciones efusivas de magmas basálticos.

Tipo Masaya Formada por un colapso gradual, sobre áreas más extensas que el volcán preexistente. Las erupciones fuera de la caldera no intervienen en su formación.

Tipo Hawaiano Se origina por el colapso de volcanes basálticos en escudo durante etapas tardías de su crecimiento. El bloque superior se hunde a lo

largo de fracturas en anillo escalonadas gradualmente, seguido de un abultamiento del escudo y drenaje del magma en zonas de rift.

Tipo Galapagos Formada también por el colapso durante las últimas etapas de crecimiento de volcanes basálticos en escudo, pero la inmersión resulta principalmente de la inyección de sílice y de la erupción de lavas desde fracturas cerca de la cumbre.

Clasificación basada en la geometría del colapso.

Pistón

La subsidencia del piso de la caldera es relativamente uniforme y se encuentra delimitada por fallas en anillo con pendientes pronunciadas (*Figura 3.2*). En la mayoría de las calderas con este proceso de colapso, el techo de subsidencia sobre la fuente de la cámara magmática, es variablemente discontinuo debido al movimiento diferencial durante erupciones de flujo de ceniza y el magmatismo postcolapso.

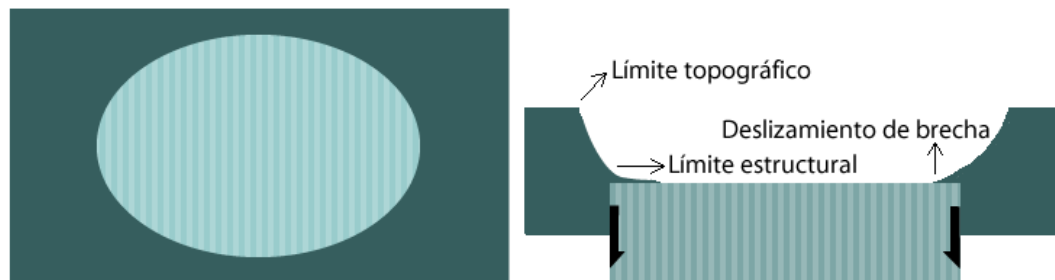


Figura 3.2 Vista en planta y de perfil del colapso tipo Pistón.

Piecemeal

La subsidencia se caracteriza por pequeños desplazamientos del piso estructural de la caldera y por un complejo sistema de fracturas en una escala amplia (*Figura 3.3*); estas características pueden resultar de la interacción con las estructuras prevolcánicas o por fracturas complejas del piso de caldera durante una sola erupción.

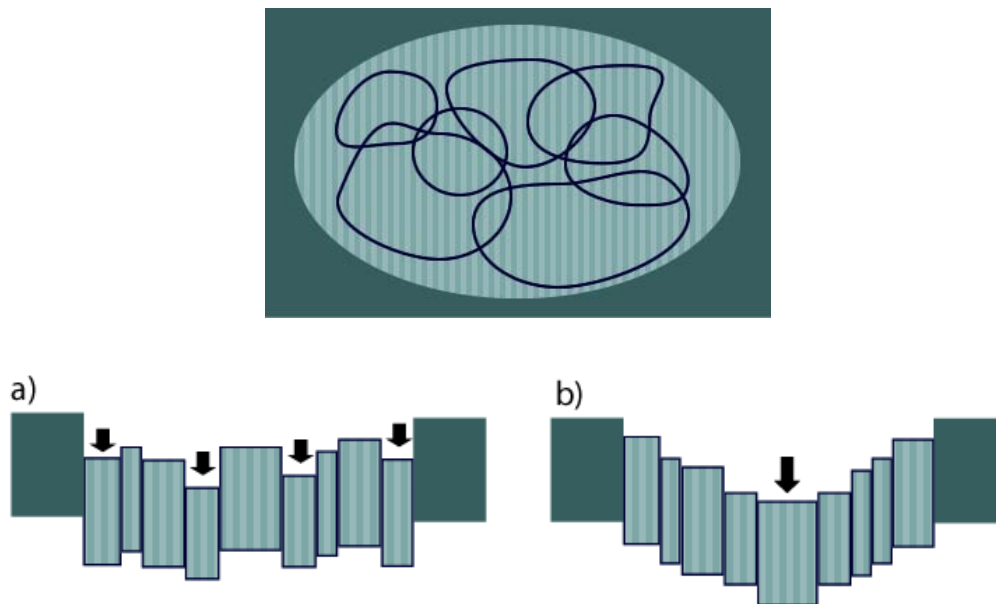


Figura 3.3 Vista en planta y de perfil del colapso tipo piecemeal, a) Colapso caótico, b) Colapso en embudo.

Trap-door

El colapso trap-door está rodeado por un fallamiento parcial en anillo. Constituye un colapso incompleto, intermedio entre el proceso de subsidencia de tipo pistón y el downsag (*Figura 3.4*). Tal subsidencia parcial puede estar relacionada con erupciones más pequeñas, una cámara magmática asimétrica o la influencia de la tectónica regional.



Figura 3.4 Vista en planta y de perfil del colapso tipo trap-door.

Downsag

El colapso está caracterizado por: (a) flexión suave y fracturamiento durante el inicio de la subsidencia, antes del establecimiento de un límite de falla bien definido; (b) la subsidencia incompleta de las fallas en anillo que resulta en una caldera de tipo trap-door; (c) hundimiento del piso estructural de la caldera dentro del límite de fallas anulares; (d) inclinación interior gravitacionalmente inducida, fracturamiento de las paredes inestables y escarpadas de la caldera, en conjunción con hundimientos y deslizamientos (Figura 3.5).

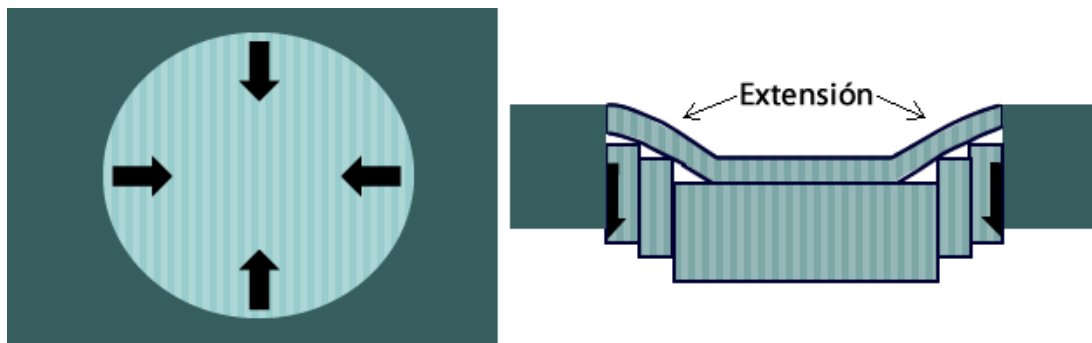


Figura 3.5 Vista en planta y de perfil del colapso tipo downsag.

3.1.2 Unidades del relieve

De acuerdo con Lugo (1989), las formas del relieve son elementos de la superficie terrestre que se definen por su constitución y características geométricas; pueden clasificarse en función de diversos parámetros, entre ellos: su origen, dimensiones y su posición con respecto a un plano horizontal local o regional, como se explica a continuación:

a) Clasificación de formas del relieve por su origen.

Se diferencian dos tipos de relieve: endógeno y exógeno. El relieve endógeno se refiere a las formas del relieve que conservan su aspecto original y son creadas por la actividad interna de la Tierra (movimientos verticales y horizontales, y vulcanismo). El relieve exógeno responde a procesos modeladores como el intemperismo, erosión y acumulación.

b) Clasificación de formas del relieve por sus dimensiones.

Las unidades de primer orden son las de mayores dimensiones y las representan dos formas principales: los continentes y las cuencas oceánicas. Aunque algunas que integran estas últimas son también de primer orden como la plataforma y talud continentales, la planicie abisal y el sistema global de dorsales. Se deben esencialmente a procesos endógenos y guardan relación estrecha con la arquitectura y dinámica de la corteza terrestre.

Las unidades del relieve de segundo orden están subordinadas a los continentes y cuencas oceánicas; su extensión es de decenas a centenas de miles de kilómetros cuadrados. Son básicamente de origen endógeno.

Las de tercer orden tienen dimensiones de cientos y miles de kilómetros cuadrados, con diferencia de altura generalmente de 200 a 2000 m. Se deben a procesos endógenos aunque pueden tener un modelado considerable por erosión y acumulación.

Las unidades de cuarto orden son aquellas cuyas dimensiones son de decenas de kilómetros cuadrados; la diferencia vertical entre su punto más alto y más bajo es de algunas decenas de metros y se deben a procesos exógenos.

Las de quinto orden son de pequeñas dimensiones, hasta de algunas centenas de metros cuadrados. La diferencia vertical entre el punto más elevado y el más bajo es de decímetros a metros. Son el resultado de procesos exógenos.

Las unidades de sexto orden ocupan superficies de decímetros a metros cuadrados con diferencia de altura de uno a dos metros y se deben a procesos exógenos.

Finalmente las de séptimo orden son las de menores dimensiones de la superficie terrestre, de centímetros a decímetros cuadrados, aunque en ocasiones son alargadas alcanzando algunos metros

c) Clasificación de formas del relieve por su posición respecto a un plano horizontal.

Esta clasificación distingue dos grupos: las formas negativas del relieve que son porciones deprimidas de la superficie terrestre, en relación con las elevaciones que las rodean y las formas positivas que son las porciones elevadas de la superficie terrestre, ambas pueden ser de origen, dimensión y configuración diversa.

A decorative horizontal banner with a topographic map background, showing contour lines and terrain features in shades of green and grey.

4. Sistema hidrotermal

4. Sistema hidrotermal

Un sistema hidrotermal puede ser definido como la distribución de la circulación de fluidos calientes, lateral y verticalmente, en varias temperaturas y presiones bajo la superficie de la Tierra (Pirajno, 2010).

Los componentes principales de un sistema hidrotermal son una fuente de calor y un fluido. La fuente de calor está estrechamente relacionada con la composición de las rocas y los mecanismos de pérdida de temperatura. La energía térmica en un sistema hidrotermal puede ser provista por la actividad intrusiva (el enfriamiento de plutones a profundidades no mayores a 10 km); sin embargo, la alteración mineral, las reacciones de desvitrificación y el decaimiento de nucleídos radioactivos también pueden contribuir, aunque en menor grado al flujo de calor en el sistema (Henley y Ellis, 1983).

El fluido hidrotermal puede tener diversos orígenes: magmático, que se libera junto con otros fluidos y volátiles de un magma ascendente por disminución de presión y temperatura (Pantoja y Gómez, 2004); metamórfico, debido a la deshidratación de las masas minerales que contienen hidroxilos (Smirnov, 1982); meteórico, es decir, proveniente de lluvia, ríos, lagos o del subsuelo; o marino.

Para la existencia de un sistema hidrotermal son necesarias una litología con características específicas en cuanto a permeabilidad, oquedades y porosidad (*Figura 4.1*) y la presencia de fallas o fracturas que favorezcan la circulación del fluido y la concentración de las soluciones en un sitio de depósito (*Figura 4.2*).

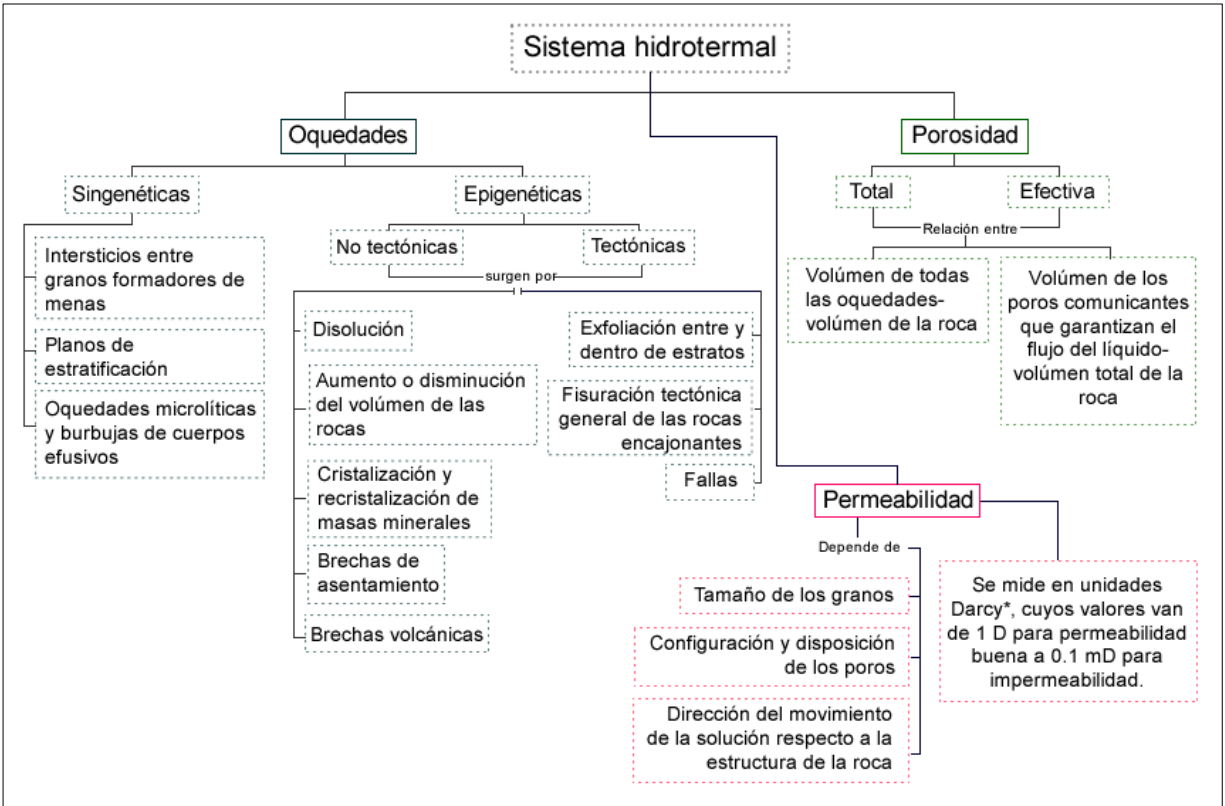


Figura 4.1 Factores que determinan la existencia de un sistema hidrotermal. Elaboración propia con base en Smirnov (1982).

El principal propósito de la exploración de una zona geotérmica es definir su tamaño, forma, estructura y determinar sus características, como son: el tipo de fluido, su temperatura, composición química y su capacidad para producir energía (Prol-Ledesma, 2002). Los criterios más relevantes para la clasificación de las áreas geotérmicas son el gradiente de temperatura y la permeabilidad; con base en ellos Armstead (1989), distingue: 1) Áreas no termales con gradientes de temperatura que varían de 10 a 40°C por km de profundidad; y 2) Áreas termales, que se subdividen en áreas semitermales con gradientes de temperatura de hasta 80°C por km de profundidad y áreas hipertermales o hipertérmicas con gradientes superiores a 80°C por km de profundidad.

Las áreas termales pueden tener un alto gradiente de temperatura, pero si están asociadas a rocas de baja o nula permeabilidad no pueden ser explotadas económicamente por medio de sistemas convencionales.

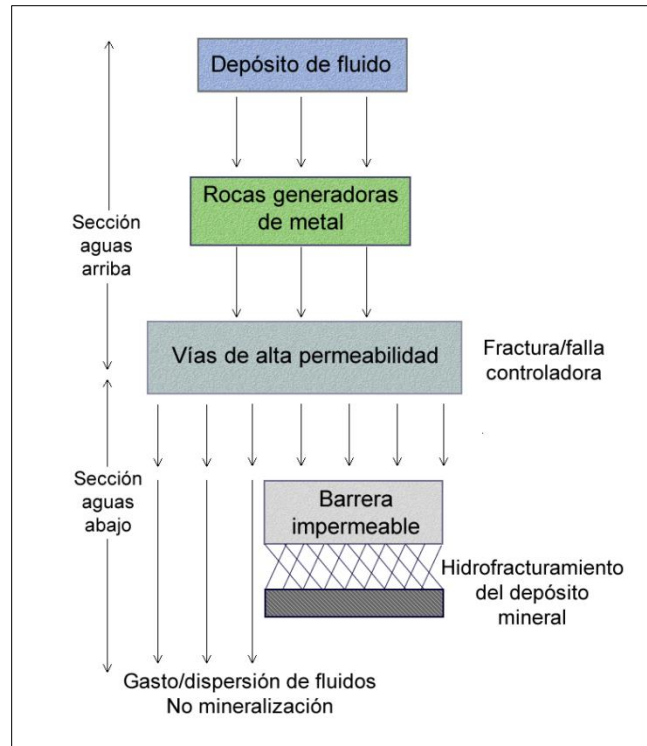


Figura 4.2 Fluido en un sistema hidrotermal controlado por una fractura (Pirajno, 2010).

Se estima que la duración de la actividad de un sistema hidrotermal es de entre 100,000 y 1,000,000 de años (Henley y Ellis, 1983); sin embargo, hay evidencia basada en la caracterización de diversos sistemas hidrotermales que muestra que es posible que el sistema permanezca activo de forma intermitente hasta por tres millones de años, debido a eventos no relacionados directamente con la actividad termal como la sismicidad o la actividad volcánica (Browne, 1978).

La importancia que han adquirido las zonas con potencial geotérmico en los últimos años se debe a que si se tiene el cuidado de extraer una masa de fluidos

equivalente a la que, por medios naturales o artificiales se recarga en el yacimiento, el recurso es renovable (Maya y Gutiérrez, 2007). El valor y los recursos que se destinen al conocimiento y exploración de estas zonas dependen principalmente del agotamiento de los combustibles fósiles y de los problemas ambientales que generan.

En México la producción de electricidad a partir de energía geotérmica comenzó en 1960 con el campo geotérmico de Pathé en el Estado de Hidalgo, y a pesar de que el gradiente de temperatura era muy alto, la falta de permeabilidad originó la clausura de la planta al no obtenerse la cantidad de energía esperada. Actualmente los estados que producen electricidad a partir de energía geotérmica son Baja California, Baja California Sur, Puebla y Michoacán (*Figura 4.3*), que generan 958 MW (Hiriart, 2011), situando a México en el 4to lugar a nivel mundial.



Mapa 5 Campos geotérmicos de México. Elaboración propia con base en Hiriart (2011).

En 1995 la Comisión Federal de Electricidad (CFE) perforó el primer pozo exploratorio en la zona de Acoculco a 1810 m de profundidad, donde se midieron temperaturas superiores a 307° C. Posteriormente se realizó una segunda perforación en 2008 a una profundidad de 1900 m y la máxima temperatura medida fue de 207 ° C (López-Hernández *et al.*, 2009).

4.1. Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal es un proceso epigenético que modifica a rocas o sedimentos preexistentes cuando estos interactúan con un fluido que se encuentra en un intervalo de temperatura de entre 100 y 500 °C (Thompson y Thompson, 1996). Dicha alteración puede ser isoquímica como el metamorfismo y estar dominada por cambios mineralógicos, o puede ser metasomática y resultar la adición o remoción de elementos.

Las mineralizaciones de origen hidrotermal se forman como consecuencia de la precipitación de minerales en las oquedades de las rocas o por la sustitución de estas (Smirnov, 1982). La distribución de las zonas de alteración muestra los caminos por donde viaja el fluido y provee evidencia física y química de las condiciones de alteración.

4.2. Tipos de alteración

Los términos usados para describir y clasificar los tipos de alteración pueden ser expresados a partir de las asociaciones minerales o los cambios químicos. De acuerdo con Pirajno (2010), los efectos producidos en las rocas por la interacción con una solución hidrotermal dependen de la proporción de potasio-hidrógeno (a_{K^+}/a_{H^+}) (Figura 4.3). A medida que en el sistema hay una tendencia hacia temperaturas y presiones más bajas, dicha proporción disminuye; cuando incrementa el H^+ el proceso de alteración por metasomatismo puede pasar de alcalino a argílico en un sistema teórico de evolución continua. Los tipos de alteración dependerán de las variaciones de K^+ e H^+ y son los siguientes:

Potásica, propilítica, fílica, argílica intermedia y argílica avanzada.

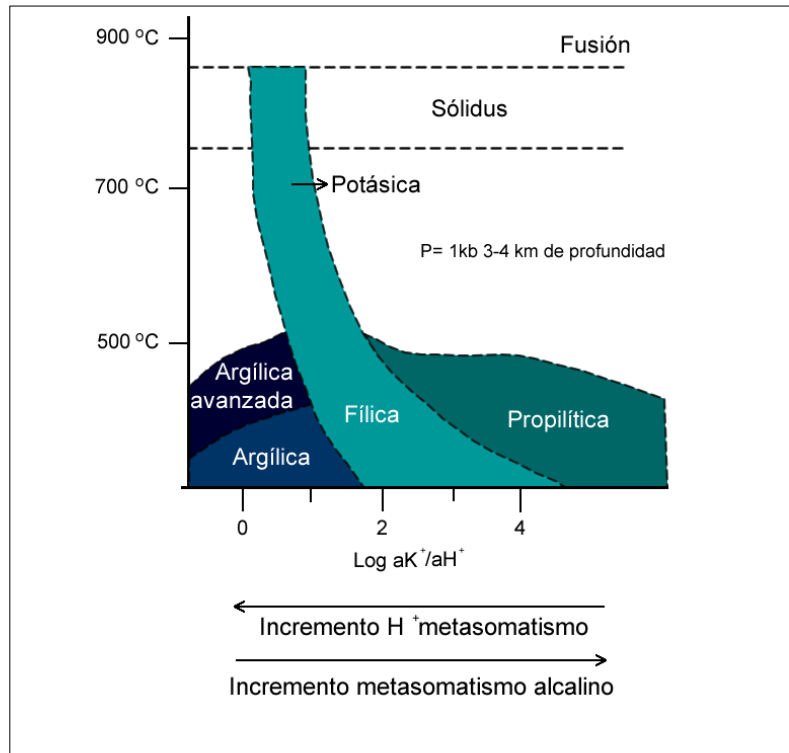


Figura 4.3 Tipos de alteración en función de la temperatura y la proporción aK^+/aH^+ (Pirajno, 2010).

La alteración potásica se forma por el reemplazamiento de plagioclasa y silicatos máficos a temperaturas entre los 450° y 600° C. Los minerales característicos de esta alteración son feldespatos potásicos y biotita en sistemas porfíricos y adularia en sistemas epitermales. También es usualmente acompañada por sulfuros.

La alteración propilítica se caracteriza por la adición de agua, dióxido de carbono y localmente azufre. Los minerales asociados son la epidota, clorita, carbonatos, albita, feldespatos potásicos y piritita. Este tipo de alteración tiende a ser más pervasiva, es decir, tiene mayor capacidad de penetrar hacia las zonas externas del sistema hidrotermal.

La alteración fílica se caracteriza por la asociación de cuarzo-sericita-pirita. Es más común en rocas de composición ácida y media, en las cuales los feldespatos, sobre todo las plagioclasas, se sustituyen fácilmente por sericita. Los minerales asociados son el cuarzo, los carbonatos, las cloritas y en ocasiones la turmalina, el rutilo y el “leucoxeno”.

La alteración argílica se caracteriza por la formación de minerales arcillosos debido al intenso metasomatismo H^+ y a la lixiviación ácida a temperaturas entre los 100° y 300°C. Las arcillas minerales reemplazan principalmente las plagioclasas y los silicatos máficos (hornblenda y biotita).

La alteración argílica intermedia está definida por la presencia de montmorillonita, illita, clorita, arcillas del grupo caolín (caolinita, dickita, halloysita) y en menor medida sericita. Los feldespatos potásicos pueden permanecer inalterados y el potasio, calcio, magnesio y sodio no del todo lixiviados. Este tipo de alteración puede presentarse con caolinita estando más cerca de zonas fílicas mientras que la arcilla montmorillonita se presenta en las zonas externas.

La alteración argílica avanzada se debe al intenso ataque ácido y se encuentra en sistemas porfídicos, en vetas de metales preciosos y, particularmente, en sistemas epitermales de alta sulfuración.

La alteración argílica y los minerales que de ella resultan son los más relevantes para esta investigación, debido a que en la zona de estudio se han identificado amplias zonas con alteración argílica, que están asociadas a las manifestaciones activas de gases fríos, principalmente en Los Azufres y Alcaparrosa (López-Hernández y Castillo, 1997; López-Hernández *et al.*, 2009).

4.3. Minerales de alteración

Como se mencionó anteriormente, la alteración argílica origina diversos minerales pero por sus características, propiedades o cantidad no todos tienen potencial económico. A continuación se presentan los dos minerales que podrían ser aprovechados en la zona de estudio.


a) Caolín

El caolín es un silicato de aluminio hidratado. El término caolín se refiere a arcillas en las que predomina el mineral caolinita $[Al_2Si_2O_5(OH)_4]$. Su dureza es 2 y generalmente es de color blanco, pero puede tener diversos colores debido a las impurezas. Algunas de sus propiedades importantes son: blancura, resistencia a altas temperaturas, no toxicidad y un gran poder absorbente.

En México, para 2011, la producción nacional de caolín fue de 120 mil toneladas, siendo Veracruz, Guanajuato e Hidalgo los principales estados productores (SGM, 2011b). Los yacimientos de caolín en México son muy irregulares en cuanto a calidad, tamaño e impurezas, y por ello los caolines de yacimientos distintos son canalizados a diversas industrias.

Los parámetros más importantes para evaluar la calidad del caolín son el porcentaje de caolinita, la cantidad de óxido de hierro y titanio, brillo, tamaño de la partícula y el porcentaje de cuarzo (abrasivo). Los caolines de mayor calidad son destinados a la elaboración de papel y cerámica; sin embargo, es posible darle otras aplicaciones que no requieren especificaciones tan estrictas como se muestra en la *Tabla 2*.

Tabla 2

	Aplicación	Características
	Pintura	Blancura y brillo superior a 83%
Refractarios	Alto contenido de sílice	Bajo contenido de impurezas
	Cemento	Se requiere que al quemar dé color blanco

Aplicaciones y características de la caolinita. Modificado de SGM, 2011b.

b) Ópalo

El ópalo está compuesto por sílice hidratada $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Su dureza es de 5-6. Presenta fractura concoidea y se caracteriza por su alta fragilidad que lo hace susceptible a la presencia de grietas e imperfecciones (SE, 2013). Su coloración varía de incoloro a negro.

En México los principales estados productores de ópalo son: Jalisco, Guanajuato, Hidalgo y Guerrero; sin embargo, no existen cifras de producción en prácticamente todos los niveles (pequeños empresarios mineros, intermediarios y gambusinos), debido a la forma inadecuada de explotación (SE, 2013).

El ópalo se usa principalmente para la fabricación de joyas cuando la calidad del mineral es alta considerando la coloración y el tamaño, y en menor medida se emplea como abrasivo, aislante o en la industria de la cerámica.

4.3.3. Identificación de minerales

Actualmente existen alrededor de 5 a 7 técnicas analíticas principales que permiten caracterizar la composición química de los minerales, rocas y otras muestras geológicas. Todas las técnicas se diferencian por la señal analítica, método de excitación y aparatos que detectan las señales analíticas correspondientes (Ostrooumov, 2009). Para elegir la técnica apropiada es necesario conocer los alcances de cada una y los objetivos de la investigación. En este trabajo se utilizó la espectrometría infrarroja, específicamente de la región del espectro denominada *SWIR* por sus siglas en inglés (*Short Wavelength Infrared*).

4.3.3.1. Espectrometría infrarroja

La finalidad de la aplicación de espectrometría infrarroja, es la determinación de los grupos funcionales que contiene un determinado mineral, a partir del estudio de los espectros de absorción/transmisión/reflexión en la región espectral entre 2.5 y 25 μm (Ostrooumov, 2009); estos espectros se obtienen al pasar radiación a través de una muestra y determinar que fracción de esta radiación incidente ha sido absorbida.

Los datos obtenidos mediante el espectrómetro son graficados, quedando en el eje de abscisas la longitud de onda y en el eje de ordenadas la reflectividad (*Figura 4.4*). De esta forma es posible obtener una firma espectral que denota un comportamiento tipo (Pérez y Muñoz, 2006) para posteriormente compararla con otras firmas existentes en librerías espectrales. La ventaja de esta técnica es que el proceso de preparación de la muestra es mínimo o casi nulo y los resultados se obtienen en minutos.

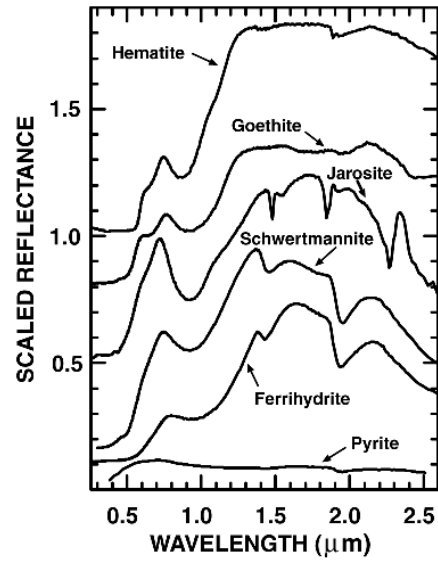


Figura 4.4 Firmas espectrales de minerales para las regiones visible, infrarrojo e infrarrojo cercano del espectro electromagnético (Swayze et al., 2000).

A horizontal banner with a topographic map background, showing contour lines and terrain features in shades of gray.

5. Métodos de análisis espacial

5. Métodos de análisis espacial

Los avances tecnológicos han contribuido a la obtención de información de mayor calidad de la superficie terrestre, que por lo general está dada en valores, que para fines prácticos, pueden ser representados como imágenes. La finalidad del análisis de imágenes es la cuantificación de las propiedades de los objetos presentes en éstas, para lo cual es necesario entender los elementos que las componen, su origen y su naturaleza (Lira, 2010). Los medios necesarios para generar y analizar imágenes dependen directamente del tipo de información que se pretende extraer. Para esta investigación se utilizaron dos módulos de software: TLALOC (*Tridimensional Landscape Analysis Local Operating Computation*) y FROG (*Fractal Researches on Geosciences*), y el módulo ejecutable Sombra.

5.1. TLALOC

El software TLALOC (Parrot, 2006) representa una herramienta nueva y poderosa para el estudio de la morfometría y de la geomorfología a partir del uso de Modelos Digitales de Terreno (MDT) (Parrot, 2013), debido a que con base en información vectorial procesada, permite generarlos y extraer información de ellos utilizando diferentes comandos. Los datos de entrada para realizar procesos en este software deben ser archivos con extensión *.raw*, ya sean MDT de 2 o 4 bytes o cualquier MDT con formato *raster* (Figura 5.1). En este software, un archivo asociado con extensión *.txt* precisa el número de líneas y columnas, el número de bytes, la dinámica y el tamaño de pixel.

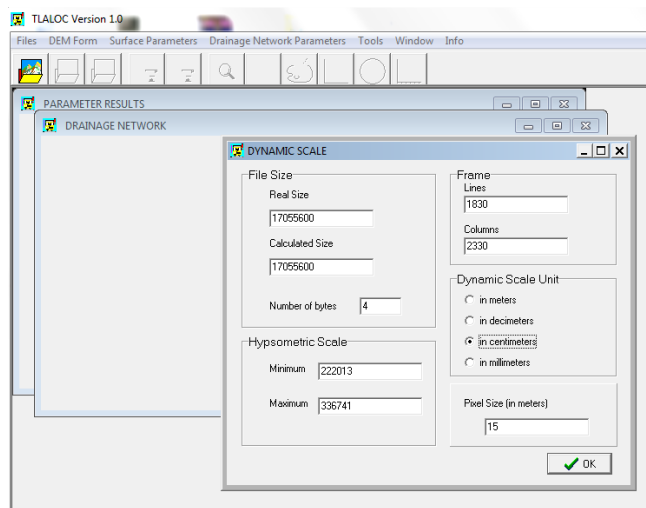


Figura 5.1 Ventana de apertura del MDT. Al abrir el archivo .raw es posible asignar la unidad dinámica de escala (desde metros hasta milímetros).

Del Software TLALOC se utilizarán las herramientas *Extract Drainage Network* y *Slope*, que parten de los siguientes principios:

En el tratamiento *Extract Drainage Network*, la extracción de la red fluvial se basa sobre el supuesto de que un pixel del MDE se encuentra en un thalweg cuando, dentro de una ventana móvil, 55% de los pixeles vecinos son más altos que el pixel estudiado. Se utilizan ventanas de tamaño creciente para hacer el cálculo. El tamaño impar del lado de la ventana móvil T se relaciona con el rango R, de la manera siguiente (Parrot, 2013): $T = (R \times 2) + 1$

El tratamiento *Slope* permite calcular la pendiente de un MDE, con base en el algoritmo de Schweizer de 1987 (Figura 5.2), el cual propone una expresión simplificada de la normal que corresponde a la suma de las cuatro normales (n1, n2, n3, n4) de las cuatro superficies que encierran un nudo P (Ochoa-Tejeda y Parrot, 2007). En esta herramienta se puede elegir una tabla de color para la escala de pendiente, suavizarla y sobreponerla al MDE.

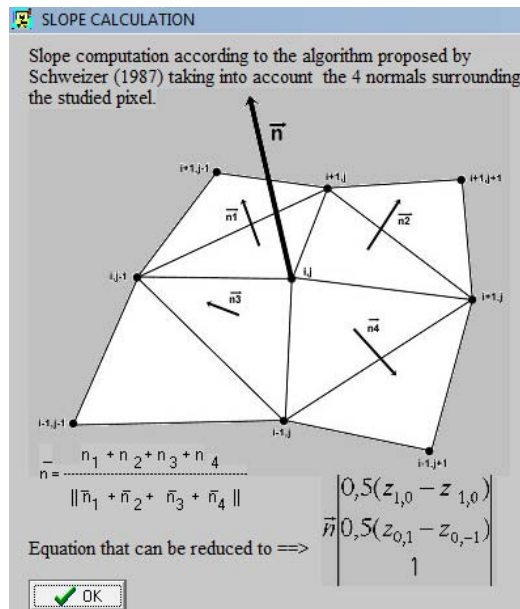


Figura 5.2 Algoritmo propuesto por Schweizer (1987), para el cálculo de la pendiente.

5.2. FROG

El software FROG (_V1 y _V2) (Parrot, 2009, 2014); calcula la dimensión fractal de los objetos utilizando diversos tratamientos, a partir de imágenes con formatos .raw o .bmp (Parrot, 2009). La variedad de los tratamientos propuestos para medir la dimensión fractal, así como los acercamientos complementarios que infieren y validan los diversos resultados, deriva de la problemática y de los tipos de objetos a estudiar (Parrot, 2012). A continuación se presentan de manera general las bases de la geometría fractal:

5.2.1. La geometría fractal

La geometría fractal surge por la incapacidad de la geometría euclidiana de generar y describir la complejidad de algunos procesos de la naturaleza. A partir de 1875 comienza la creación de conjuntos matemáticos cuya dimensión no era un número entero; sin embargo, fue Benoit Mandelbrot quien conceptualizó la idea en 1975 (Mandelbrot, 2009). Fractales proviene del latín *fractus*, que significa irregular y se denomina así al conjunto de formas que se han generado

normalmente por un proceso de repetición. Se caracterizan por poseer el mismo motivo a toda escala, por tener longitud infinita, por no ser diferenciables y por exhibir dimensión fraccional (Talanquer, 2009).

5.2.2. Dimensión fractal

Generalmente la forma en que vemos y clasificamos a los objetos está dada por la geometría tradicional o Euclidiana, en la que un punto aislado o un número finito de puntos constituyen una figura de dimensión 0, una recta así como cualquier otra curva estándar poseen dimensión 1, un plano u otra superficie son figuras de dimensión 2 y un cubo tiene dimensión 3. En los fractales, como figuras ideales, se puede decir que su dimensión no es un número entero sino una fracción.

La dimensión fractal es una propiedad del objeto la cual nos indica que tanto ocupa el espacio que lo contiene, y que puede adquirir valores de los números reales, entre 0 y 3 (González y Guerrero, 2001). Por otra parte la magnitud de la dimensión fractal está en función de los procesos físicos responsables de su formación, de tal modo que no es una noción topológica, sino métrica, ya que incluye dentro de sí un espacio métrico, en el que la distancia entre dos puntos cualesquiera se define de un modo útil (Yussim, 2004).

La finalidad de llevar a cabo tratamientos con el software FROG es identificar, con base en la dimensión fractal, un patrón geométrico asociado a la presencia de minerales dentro de la caldera de Acoculco. Para ello se utilizaron los siguientes comandos: *Local Fractal Dimension*, *Fract Star 4*, *Fract Star 8*, *Local Roughness* y *Binar*, ya que, de acuerdo con Parrot (2012), pueden surgir conclusiones erróneas cuando se usa un sólo tipo de tratamiento, porque la validez de los resultados depende del nivel de congruencia entre la forma estudiada y el tipo de medida.

El tratamiento *Local Fractal Dimension* corresponde a una adaptación del método *Box counting* que consiste en seleccionar un motivo en la imagen, que será

cubierto con cajas de tamaño x , y contar el número de celdas que ocupa (Figura 5.3).

El algoritmo usado para el cálculo de la dimensión fractal mide el número de cajas de tamaño $L \times L$ donde se encuentra la superficie del MDE; por otro lado, se realiza el mismo cálculo con tamaños crecientes de los cubos (Parrot, 2013); para ello se utiliza la siguiente fórmula:

$$D = \lim_{L \rightarrow 0} \frac{\log(N(L))}{\log(L)}$$

En donde:

$N(L)$ es el número necesario de cubos para cubrir el objeto.

D corresponde al inverso de la pendiente de la línea recta ajustada a la gráfica.

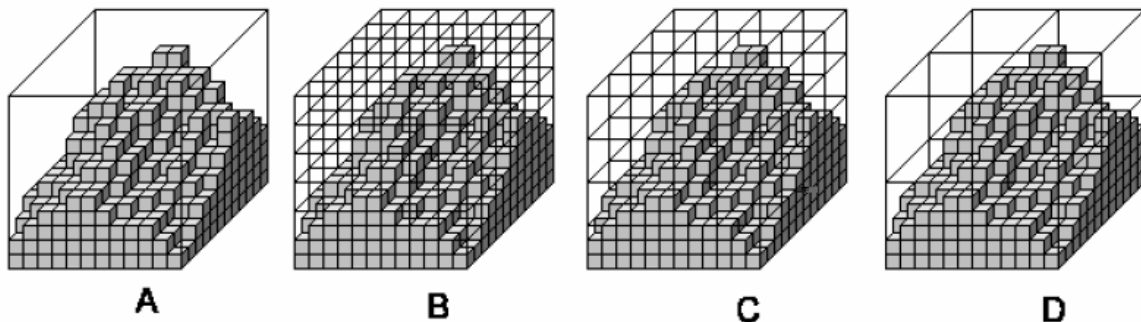


Figura 5.3 Método box counting. Se muestra la división progresiva en cajas para el cálculo del espacio ocupado por un motivo determinada.

En el caso del cálculo de la dimensión fractal local, se utilizan “voxeles” para realizar el cálculo en el espacio tridimensional (Taud y Parrot, 2005).

En el tratamiento *Fract Star* (4 y 8), se consideran los valores z en tonos de gris y a la imagen en tono de gris como un modelo digital de elevación, donde $z = f(x, y)$. Siguiendo una dirección vertical o diagonal a partir del píxel estudiado, es posible calcular una longitud (l) que corresponde a la suma de las hipotenusas (h)

que unen el valor del tono de gris de dos pixeles que se toman en cuenta en función del intervalo que les separa (Parrot, 2009).

Se calcula la hipotenusa como sigue:

$$h = \sqrt{d^2 + \text{abs}(P_0 - P_1)}$$

Donde en P0 y P1 están dos pixeles consecutivos según la distancia d de separación. Es notorio que esta longitud disminuye cuando la distancia entre los pixeles aumenta (Figura 5.4).

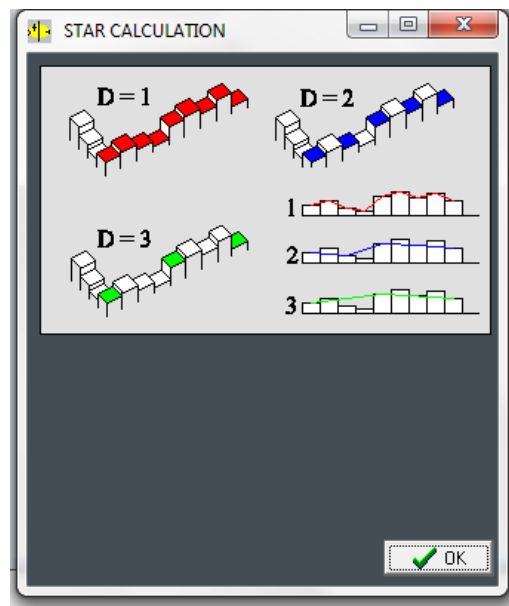


Figura 5.4 Cálculo de las distancias con las herramientas Fract Star 4 y Fract Star 8.

Es posible, de este modo, entonces calcular la pendiente $\log(l)/\log(d)$ para obtener la dimensión fractal. Aunque la imagen tratada corresponde a una imagen tridimensional en tonos de gris, la dimensión obtenida se calcula en el espacio euclidiano 2D (1, 2), porque lo que se mide corresponde a una distancia (Parrot, 2009).

El tratamiento *Local Roughness* consiste en hacer la suma de los tonos de gris dentro de una ventana móvil de 3 x 3 y luego de dividir el resultado entre 9 (Figura

5.5). Tomando en cuenta el valor mínimo y el valor máximo encontrados en la imagen, se realiza una normalización entre 0 y 255. Este tratamiento se puede utilizar para hacer rápidamente un umbral de la imagen en estudio.

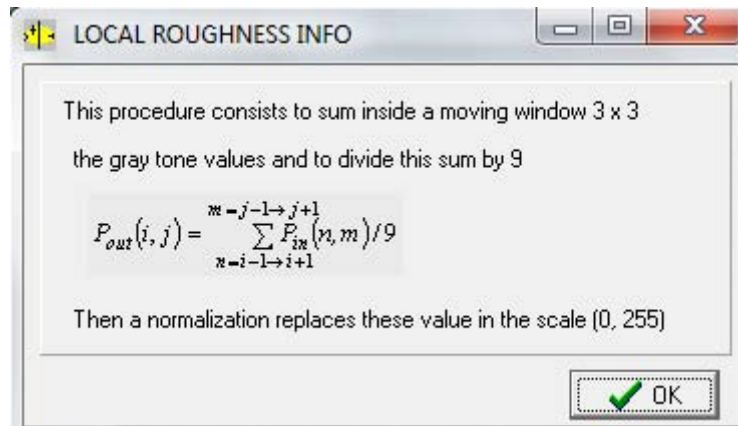


Figura 5.5 Cálculo de la Rugosidad local.

El tratamiento *Binar* consiste en crear una imagen binaria (Parrot, 2009), es decir, reducir la información de una imagen digital (el motivo estudiado) a dos valores: 0 para el negro y 255 para el blanco. Para este proceso es necesario comparar cada pixel de la imagen con un determinado umbral: los valores de la imagen que sean mayores que el umbral toman un valor 255 y el resto de pixeles toman valor 0. El comando *Binar* da la posibilidad de definir los valores máximos y mínimos que se considerarán del MDE en escala de grises (Figura 5.6).

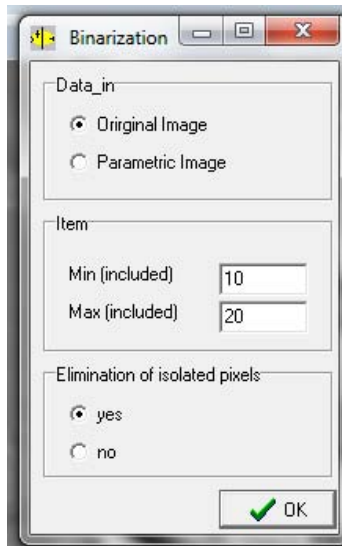


Figura 5.6 Proceso de binarización.

5.3. Sombra

Finalmente el módulo ejecutable Sombra, programado en C, permite cambiar la iluminación de un MDE modificando los valores tanto de la elevación como del azimut. Para llevar a cabo el tratamiento es necesario un MDE con extensión `_m2` o `_m4`, al que debe asignarse una escala dinámica (de metros hasta milímetros) y un tamaño del pixel. Posteriormente se define tanto el azimut como la elevación (*Figura 5.7*), y se genera un archivo con extensión `.raw` en la carpeta de origen del MDE.

```

*****
*                                     *
*                               SOMBRA *
*                                     *
*                                     *
*                                     *
*                                     *
*                               J.-F. PARROT *
*                               <january 2005> *
*                                     *
*****

Name of the Directory : c

Name of associated DTM File <without extension _m2 or _m4> ? dil_e14b13
type of DEM :
0 ==> 16 bits
1 ==> 32 bits
1

THE IMAGE HAS:

      1830 LINES
      ET 2330 COLUMNS

Resulting File :
0 ----> Taking into account the generic name dil_e14b13 ?
1 ----> Creation of a new File ? 1

Name of the File to be created <without extension .rau> ? som
      lecture of the DTM file

Dynamic scale :
Min = 100000
Max = 336741

Are these values :
0 ==> in meters
1 ==> in decimeters
2 ==> in centimeters
3 ==> in millimeters
2

Pixel size <in meters> ? 15

Sun position :
Azimuth ? 20
Elevation ? 20

```

Figura 5.7 Información de entrada para modificar la iluminación en un MDE.



6. Resultados

6. Resultados

Aspectos físicos

El límite de la caldera definido por López-Hernández (2009) se basa en el emplazamiento de conos monogenéticos y domos que sugieren una estructura elíptica de aproximadamente 20 km en el eje mayor x 17 km en el eje menor. Para esta investigación se redefinió el borde de la caldera a partir de los siguientes elementos:

a) Identificación de lineamientos estructurales

Mediante un conjunto de módulos ejecutables se procesó información vectorial de curvas de nivel a escala 1:50,000 (INEGI, 2008c) para elaborar un Modelo Digital de Elevación (MDE), que pudiera ser visualizado en el software TLALOC. Al MDE se sobrepuso la capa de información de fallas y fracturas (INEGI, 2008d) y la información estructural se complementó con el mapa geológico de Chignahuapan 1:10,000 (Mooser *et al.*, 1996).

b) Fotointerpretación

Se utilizaron las Ortofotos 1:70,000 (INEGI, 1999) y la carta topográfica 1:50,000 (INEGI, 2011b) para trazar el drenaje y definir a través de valles y de elevaciones alineadas, el límite del relleno intracaldera y el borde topográfico.

Resultado de la fotointerpretación y de identificar lineamientos estructurales, se muestra un sistema de fracturas radiales en los sectores norte y oeste de la caldera (*Mapa 6*). Con base en un experimento realizado por Komuro y Fujita (1980) se demostró que cuando un cuerpo magmático asciende bajo la superficie, esta se eleva hasta formar un domo y simultáneamente crecen fracturas radiales escalonadas fuera de él (*Figura 6.1*), siendo estructuras típicas de un estadio temprano del desarrollo de la caldera (Komuro, 1986).

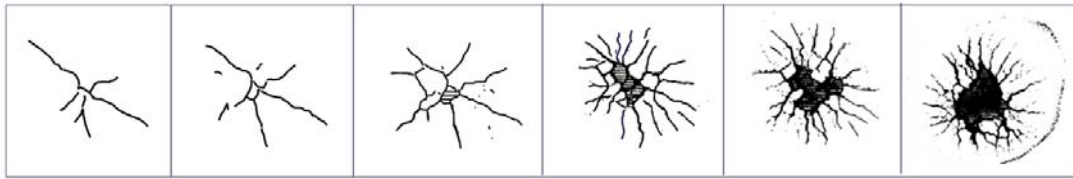
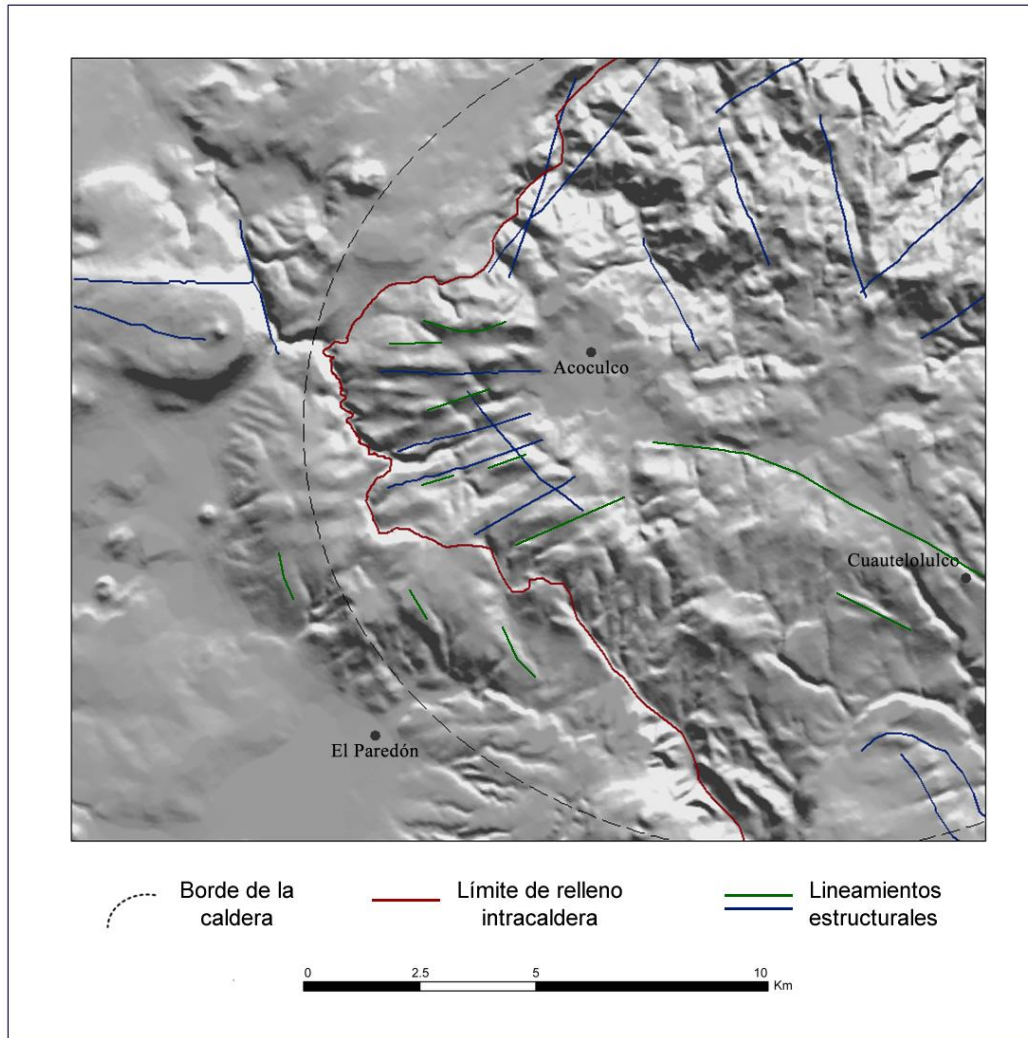
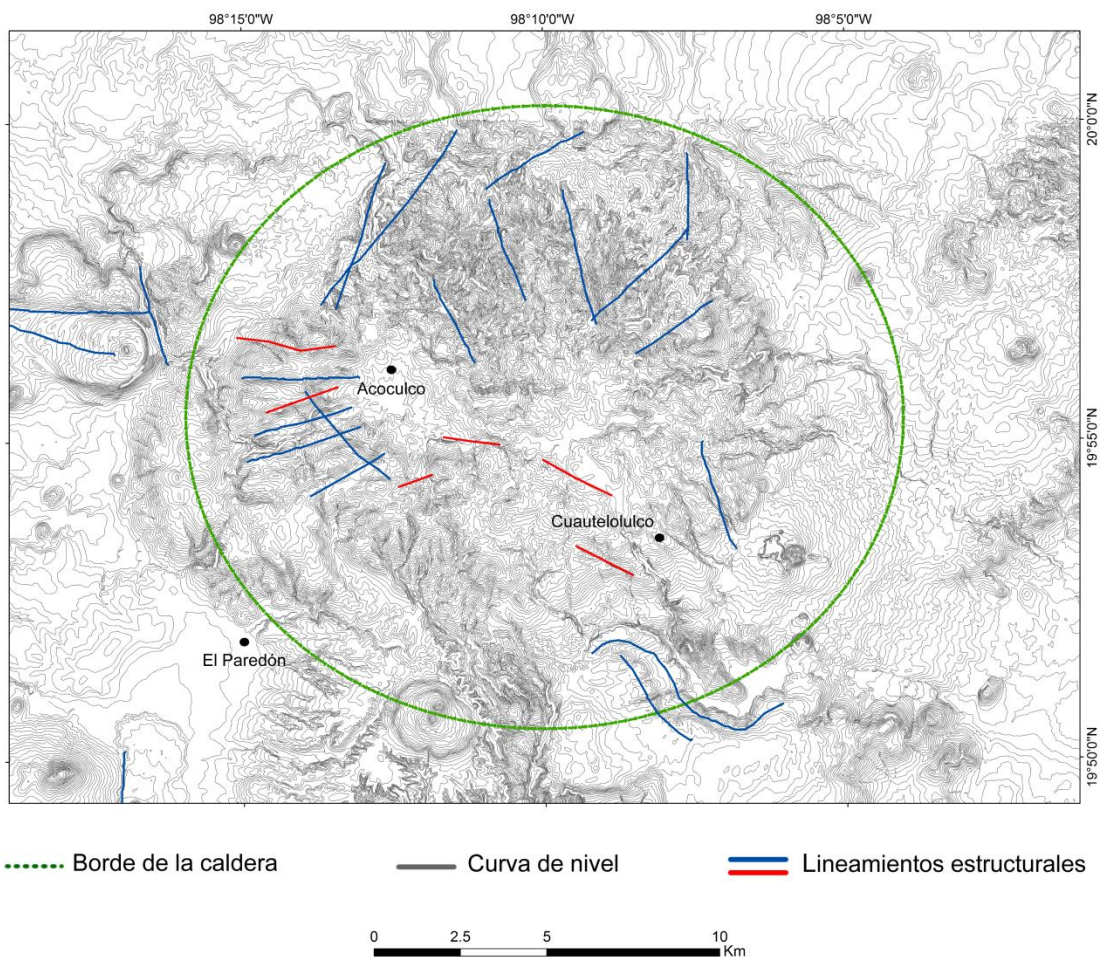


Figura 6.1 Resultados del modelo experimental a escala del ascenso de un cuerpo magmático (Komuro y Fujita, 1980).



Mapa 6 Caldera de Acoculco. Se muestran las fracturas en anillo del sector norte y oeste de la zona de estudio vinculadas a etapas tempranas del desarrollo de la caldera. Los lineamientos trazados de color verde corresponden a los propuestos por Mooser (1996) y los de color rojo pertenecen a la capa de fallas y fracturas de INEGI (2008d).

El límite sur no está claramente definido, es posible que se deba a la reactivación de la caldera de Tulancingo en ese sector (López-Hernández, 2009). Para definir el borde total de la caldera, se trazó una elipse partiendo de la zona este, donde los valles y las elevaciones pueden diferenciarse con mayor facilidad tanto en las fotografías aéreas, como en la topografía y el MDE. El tamaño de la caldera propuesto en este trabajo varía con respecto al trazo anterior en 1 km en el eje mayor y 1 km en el eje menor; el nuevo límite tiene un desplazamiento hacia el este de 2 km.



Mapa 7 Borde ideal de la caldera de Acozulco. La información de lineamientos estructurales se obtuvo de la capa de información vectorial de fallas y fracturas de INEGI (2008d) (líneas azules) y de Mooser (1996) (líneas rojas).

Generalmente se asocia al colapso de una caldera una forma negativa del relieve; sin embargo, la caldera de Acoculco se caracteriza por tener una morfología positiva, debido al depósito de material volcánico posterior al colapso. Para corroborarlo se realizaron perfiles con orientaciones: N-S, E-W, NE-SW y NW-SE (Figura 6.2a,b) sobre los que se identificó el límite del relleno intracaldera, como se muestra a continuación:

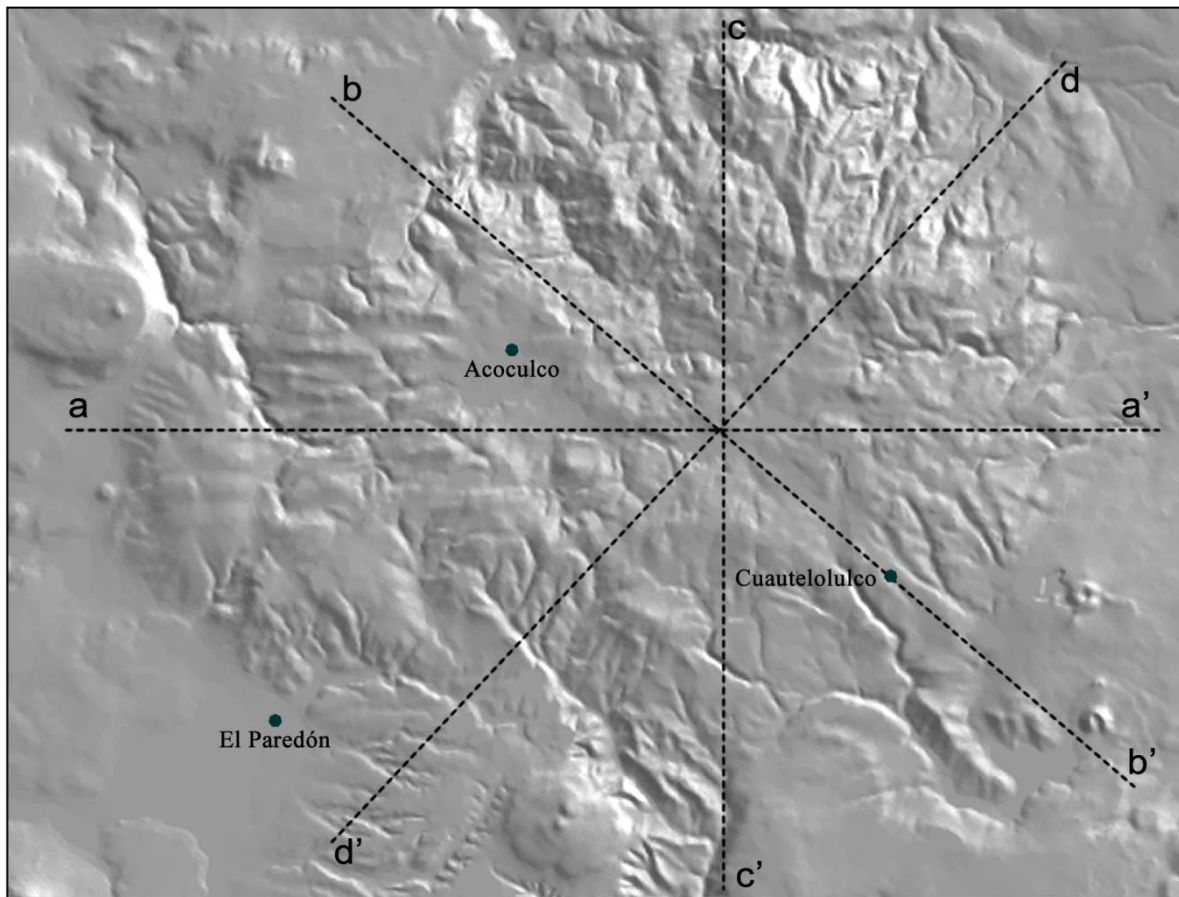


Figura 6.2a Secciones a partir de las que se trazaron los perfiles para identificar los elementos estructurales de la caldera.

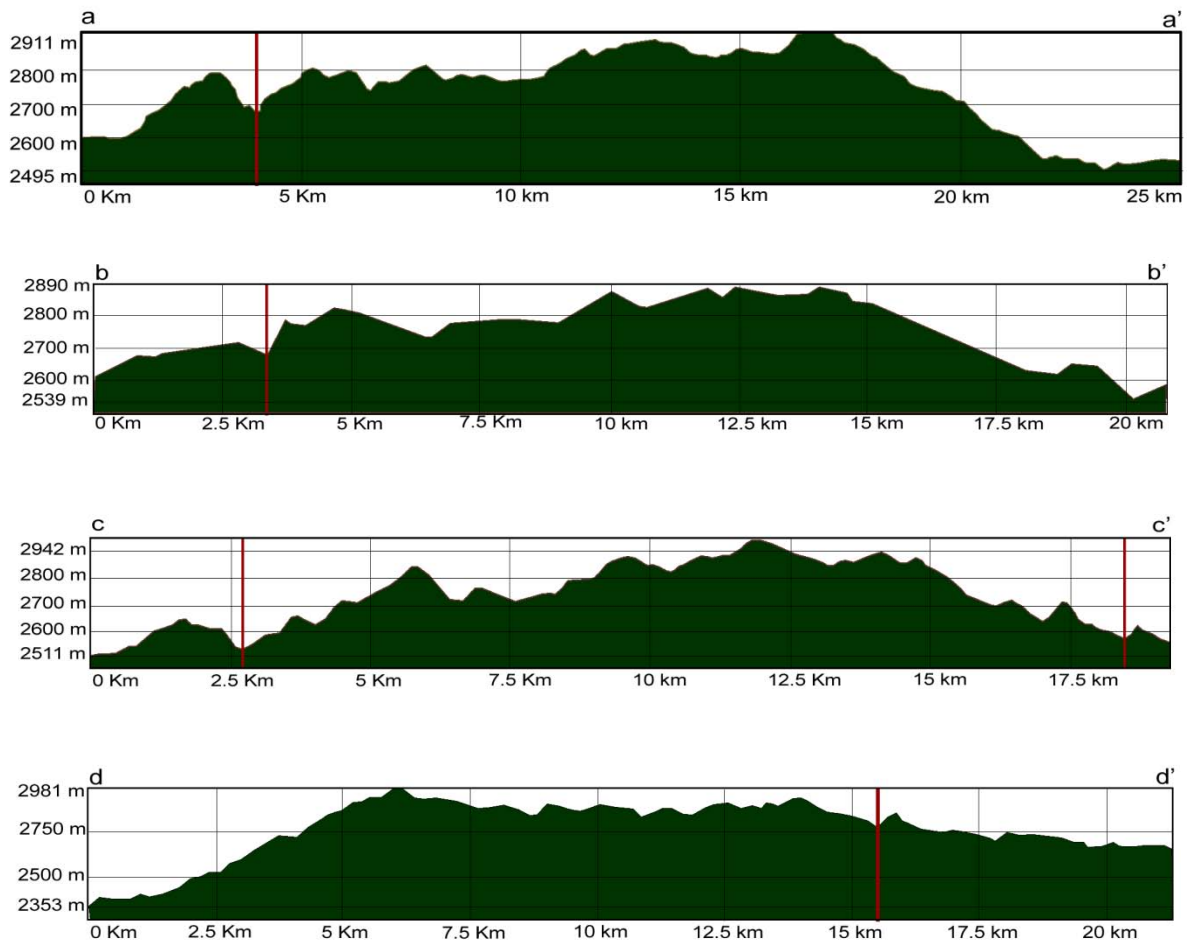


Figura 6.2b Segmentos transversales a la caldera. El límite del relleno intracaldera señalado con líneas rojas, en todos los casos está definido por un valle. Únicamente en el perfil c-c' (correspondiente al trazo N-S de la caldera) se pueden identificar ambos límites.

Los depósitos volcánicos se acumularon principalmente en los valles ubicados dentro del borde, lo cual produjo un colapso tipo *trap-door* (Lipman, 1997), con mayor subsidencia en la zona norte y cuya evidencia es un sistema de fallas normales que afectaron incluso a las rocas más recientes (López-Hernández, 2009).

Debido a que el proceso de formación de la caldera de Aocolco tuvo cuatro etapas distintas (López-Hernández, 2009), la clasificación basada en la geometría del colapso resulta la más satisfactoria para caracterizar la zona de estudio y no la

del tipo de erupción asociado. Asimismo, se tomó el perfil E-W (*Figura 6b, perfil a-a'*) para identificar los elementos estructurales del modelo ideal de calderas propuesto por Lipman, (1997). En el perfil es posible sugerir el trazado de las fallas de borde; el límite del relleno intracaldera y, con base en el borde topográfico (elevación máxima de 3010 msnm), establecer el piso estructural de la caldera (*Figura 6.3*). Los elementos que no se pueden identificar son el cuello de colapso y las paredes interiores, debido a las características morfológicas mencionadas con anterioridad.

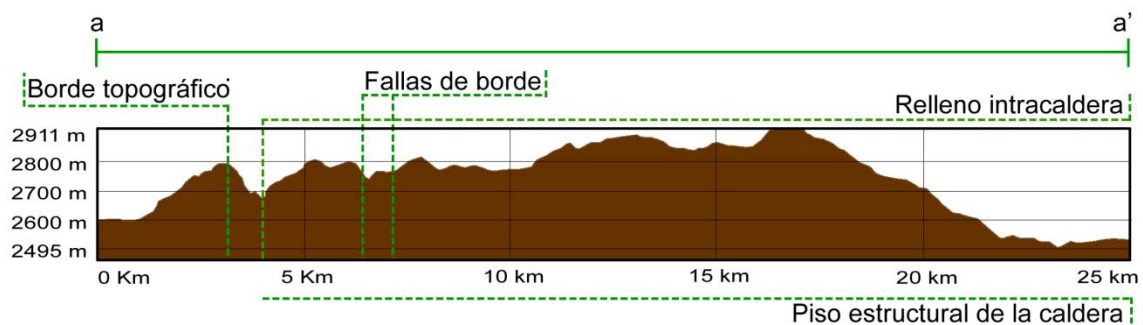


Figura 6.3 Elementos estructurales de la caldera de Acoculco sobre el perfil E-W.

Para definir la geomorfología del área de estudio, se utilizó la clasificación de las formas del relieve por su posición con respecto a un plano horizontal local o regional, distinguiendo dos grupos: las formas del relieve positivas y negativas. Para este trabajo se propone una división de formas muy general como se muestra en la *Figura 6.4*.

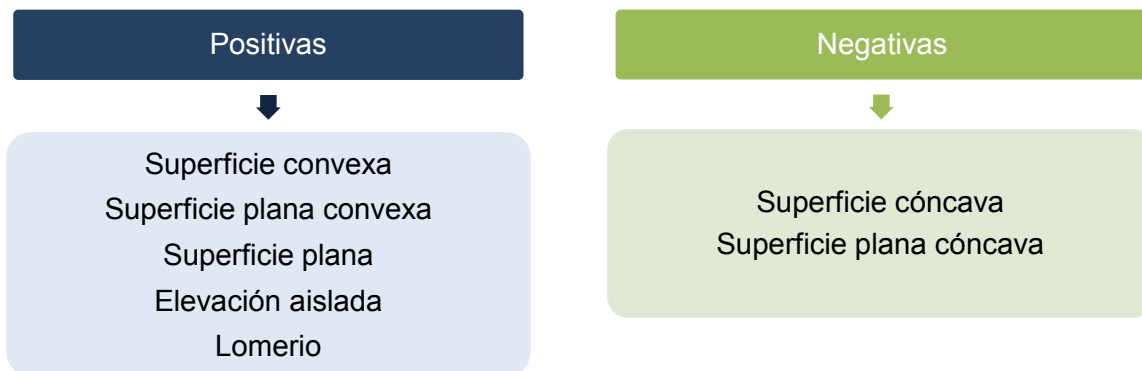


Figura 6.4 Clasificación de las formas por su posición respecto a un plano horizontal.

Para diferenciar las formas del relieve en la zona de estudio, se elaboró un par de imágenes estereoscópicas con el módulo ejecutable Stereo desarrollado por Parrot (2007), para ello se tomó como base la imagen ASTER y se asignó un ángulo de 10° para exagerar los rasgos morfológicos (Figura 6.5); con las imágenes se hizo estereoscopia para la primera diferenciación de unidades del relieve (Figura 6.6).

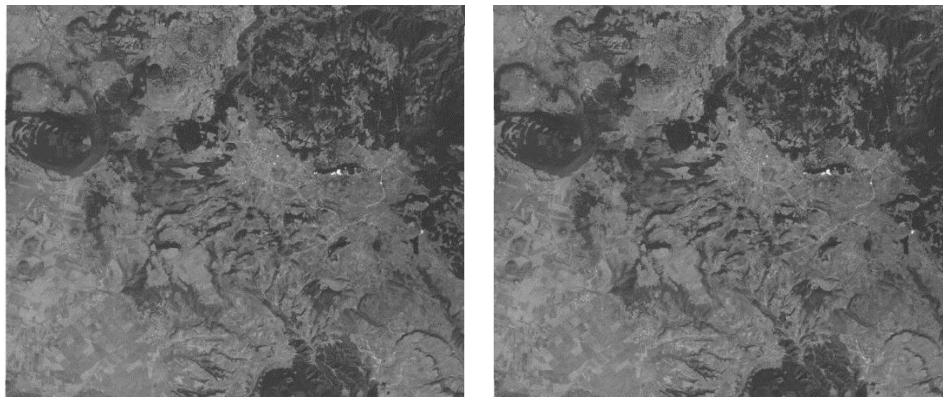


Figura 6.5 Par de imágenes estereoscópicas con base en la imagen ASTER.

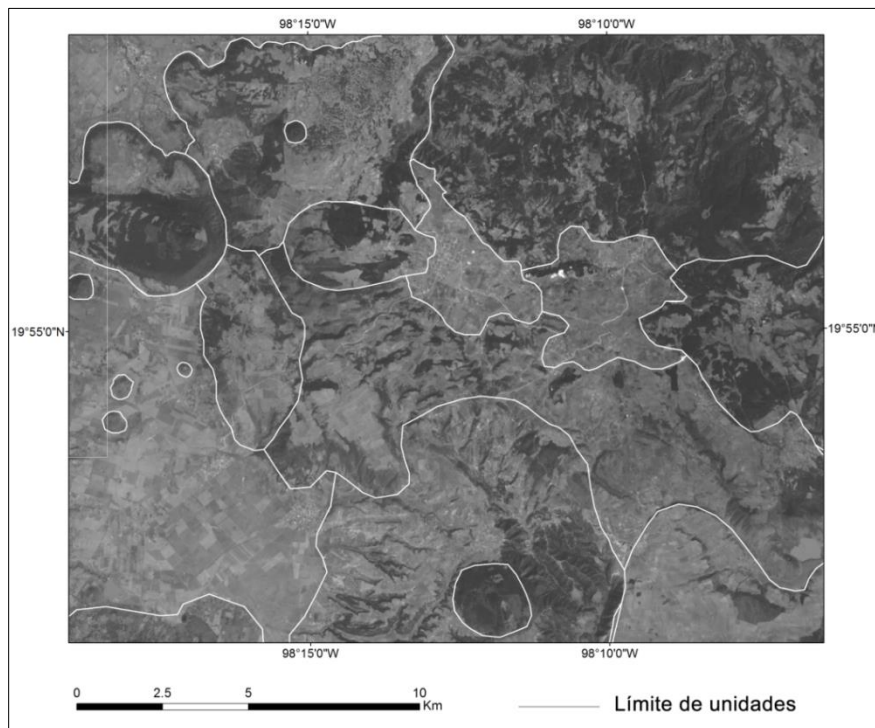


Figura 6.6 Trazo de formas sobre la imagen ASTER.

Los resultados de este primer procedimiento arrojaron 20 grandes unidades con características altitudinales y morfológicas comunes; sin embargo, el trazo de los bordes entre unidades no resulta tan preciso. Para corroborar los límites se realizó un tratamiento de sombreado con el módulo ejecutable Sombra (Parrot, 2005), que permite definir la iluminación del MDE al modificar el azimut y la elevación.

Se realizaron 31 tratamientos al MDE con un valor en elevación de 30° y variación de 10° azimutales. El más útil para definir las formas de relieve fue el de 190° de azimut, debido a que genera visualmente un “negativo” del MDE mostrando con mayor claridad los bordes de las formas (*Figura 6.7*). Es necesario señalar que estos tratamientos también se utilizaron para identificar la asociación entre minerales y lineamientos estructurales, lo cual se explicará más adelante.

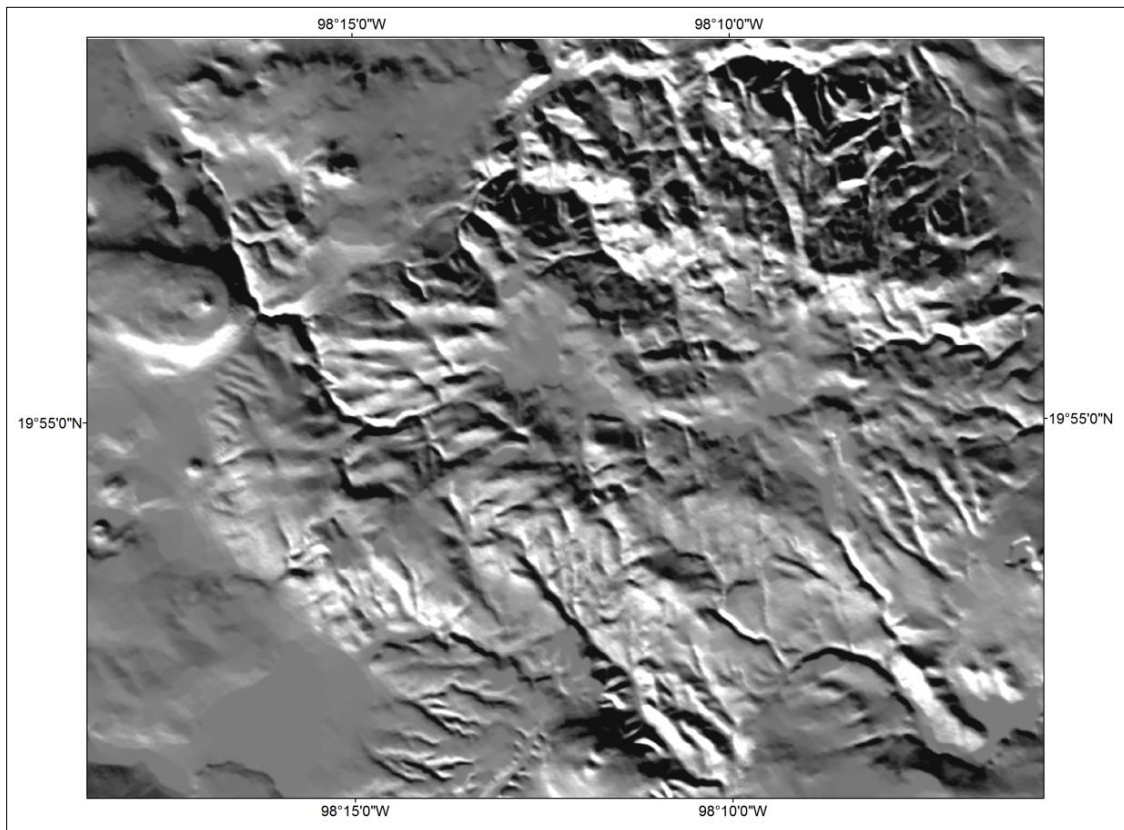


Figura 6.7 Negativo con base en el módulo ejecutable Sombra.

Finalmente se elaboró un mapa de pendientes con la herramienta *Slope* del Software TLALOC (Figura 6.8), para verificar los límites que antes se habían trazado con estereoscopia sobre la imagen ASTER y posteriormente sobre el MDE mediante la obtención de un “negativo”.

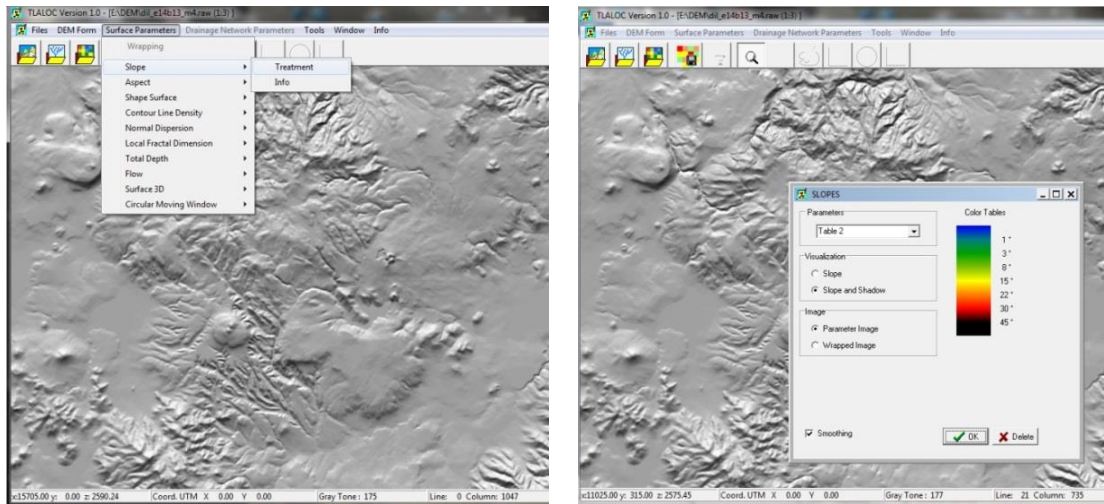
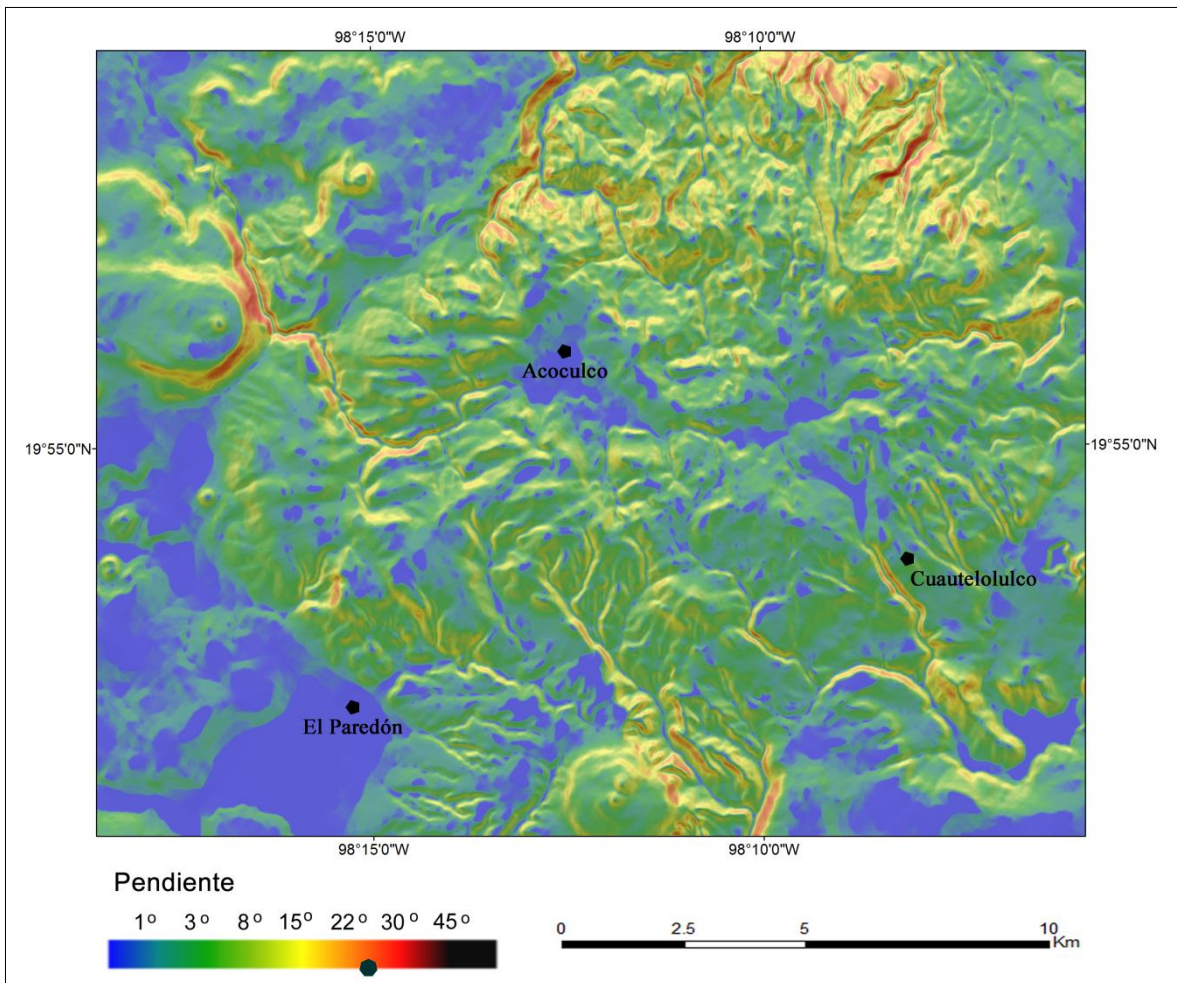


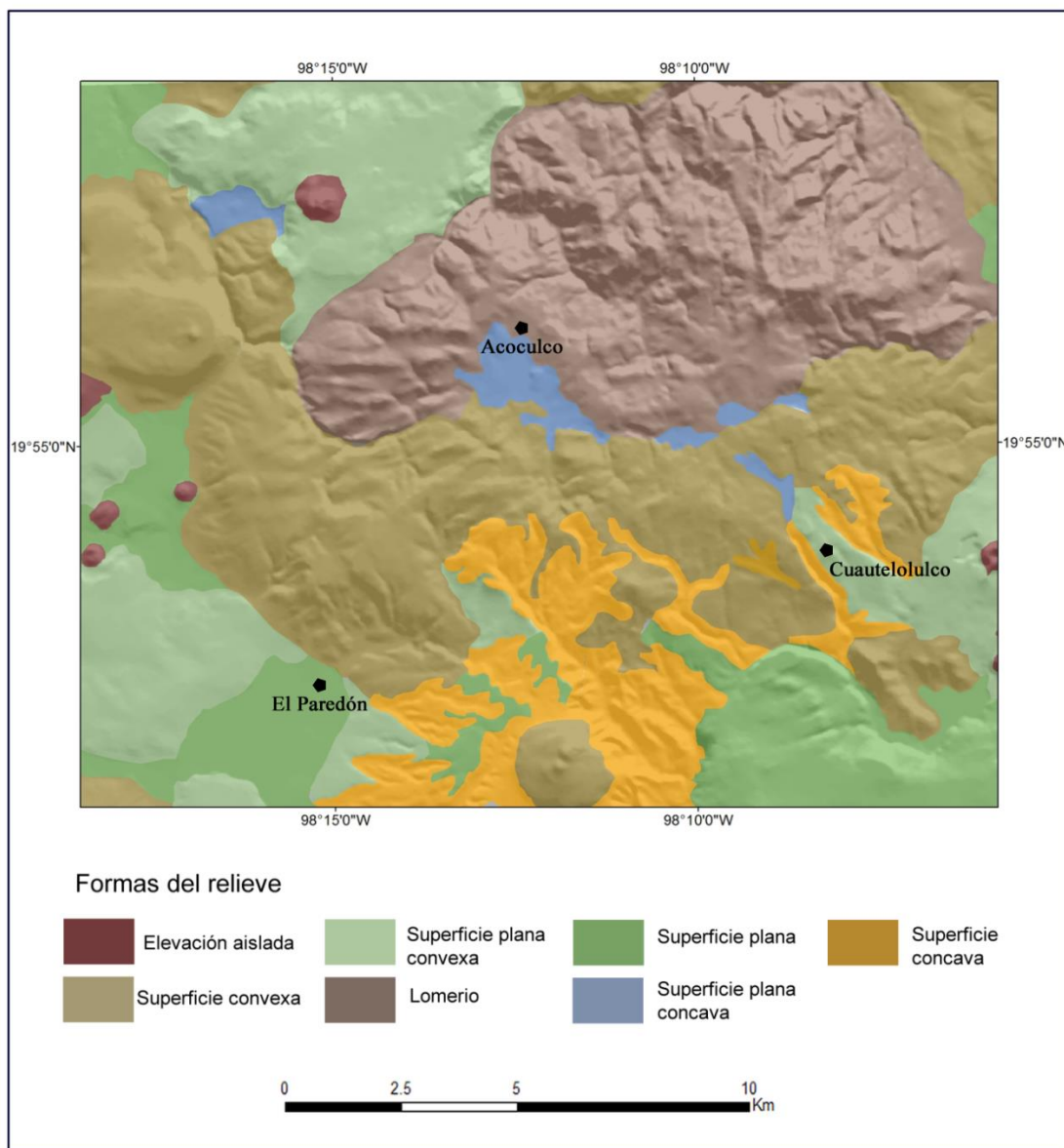
Figura 6.8 Tratamiento del modelo para obtener el mapa de pendientes



Mapa 8 Pendientes

Al relacionar las formas del relieve con el mapa generado con el comando *Slope*, (*Mapa 8*) se encontró que los lomeríos son la unidad con pendientes más heterogéneas (entre 18° y 47°). Las elevaciones aisladas al igual que las superficies convexas tienen pendientes variables entre 8° y 20° . Las superficies planas convexas tienen pendientes ligeras entre 2° y 5° . Las superficies planas y planas cóncavas tienen pendientes suaves no mayores a 2° ; se diferencian entre sí porque las primeras tienen una variación altitudinal menor con respecto a las elevaciones que las rodean. Finalmente las superficies cóncavas tienen pendientes superiores a los 18° . Los resultados obtenidos se verificaron en campo (*Figura 6.9*).

En el mapa final de formas del relieve, resultado de los tratamientos anteriores (*Mapa 9*), se aprecian 37 unidades pertenecientes a 7 grupos distintos. Las superficies convexas ocupan el 29.5% de la superficie total, seguidas por las superficies planas convexas y lomeríos con 23.2 y 22.1%, respectivamente. Las superficies planas 13.6% y las planas cóncavas ocupan 8.6%; finalmente las elevaciones aisladas 1.1% y las superficies cóncavas 1.9%.



Mapa 9 Formas del relieve.



a



b



c



d



e



f

Figura 6.9 Formas del relieve. (a), (b) Superficie plana convexa; (c) Superficie plana; (d) Superficie convexa; (e) Superficie plana cóncava; (f) Lomerío. Fotografías tomadas en campo por Berenice Peláez.

Es necesario señalar que dentro de las formas del relieve cóncavas no se consideraron los valles, debido a que la red de drenaje es densa y si se hubieran trazado las áreas ocupadas por ellos, la representación cartográfica perdería claridad, por lo que se obtuvo de manera independiente la red de drenaje (*Mapa 10*) mediante el tratamiento *Extract Drainage Network* del módulo TLALOC (*Figura 6.10*).

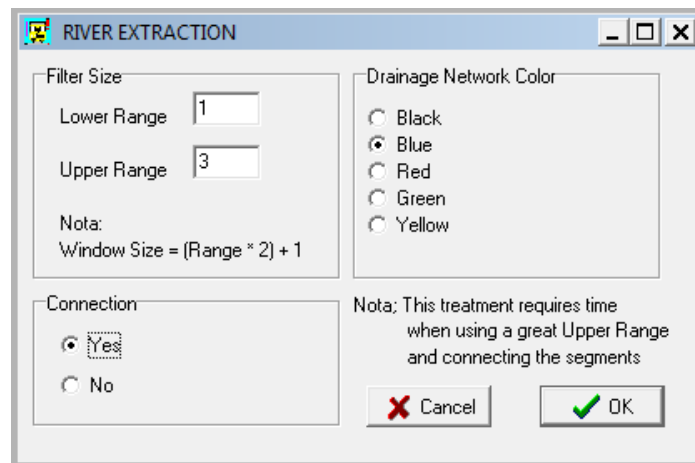
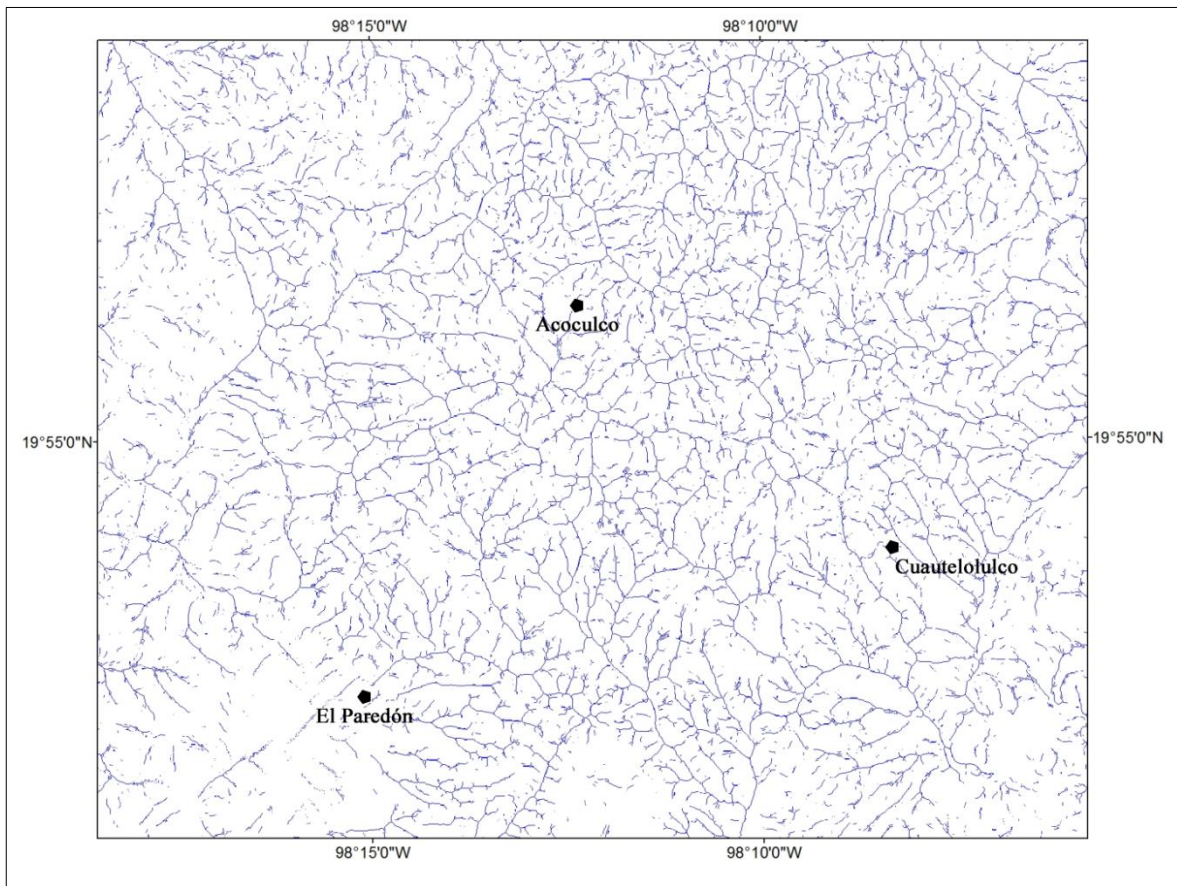


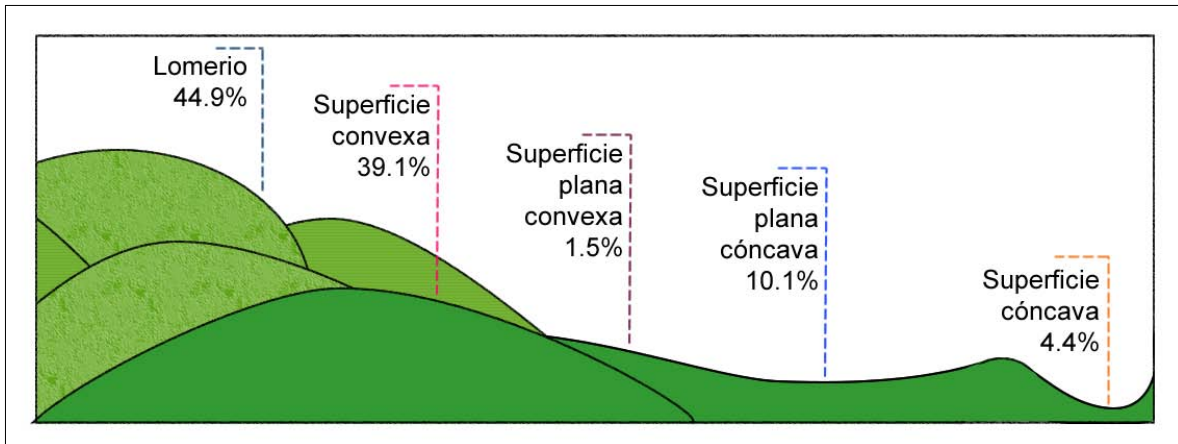
Figura 6.10 Ventana para el tratamiento de extracción de drenaje.



Mapa 10 Red de drenaje obtenida a partir del MDE generado con información vectorial de curvas de nivel de INEGI (2008c) .

Después de haber diferenciado las unidades del relieve, se sobrepuso la capa de información de alteraciones minerales en la zona (*Mapa 11*). De acuerdo con Canet *et al.* (2014), los tipos de alteraciones minerales son: Silícica, argílica, argílica avanzada, ácido-sulfato (jarosita), ácido-sulfato (alunita), Buddingtonita y Silícica-argílica.

Los resultados arrojaron que los 69 puntos de alteración se distribuyen en cinco de los siete tipos de superficies: Lomeríos, superficies convexas, planas convexas, planas cóncavas y cóncavas (*Figura 6.11*).



*Figura 6.11 Distribución porcentual de las alteraciones minerales en las formas del relieve.
Elaboración propia.*

Se encontró que en los lomeríos se localiza el mayor número de alteraciones minerales entre las que destacan: Silícica-argílica (100%), Buddingtonita (50%) y ácido-sulfato (alunita) (80%). En las superficies convexas predomina la alteración argílica (60%), ácido-sulfato (jarosita) (56%) y buddingtonita (50%). En las superficies planas cóncavas se encuentra el 20% de ácido-sulfato (alunita), el 20% de argílica avanzada y el 12% de alteración silícica. En las superficies cóncavas únicamente se localiza argílica, argílica avanzada y silícica con 20%, 10% y 3% respectivamente. En las superficies planas convexas se ubica el 10% de las muestras con alteración argílica avanzada. A continuación se presenta la tabla de relación entre tipo de alteración y forma del relieve:

Tabla 4

a)

Alteración	Ácido-sulfato (jarosita)		Ácido-sulfato (alunita)	
	No. de muestras	% respecto al total	No. de muestras	% respecto al total
LOM	4	44	4	80
SCX	5	56	0	0
SPCV	0	0	1	20
SCV	0	0	0	0
SPCX	0	0	0	0

b)

Alteración	Argílica avanzada		argílica	
	No. de muestras	% respecto al total	No. de muestras	% respecto al total
LOM	2	20	1	20
SCX	4	40	3	60
SPCV	2	20	0	0
SCV	1	10	1	20
SPCX	1	10	0	0

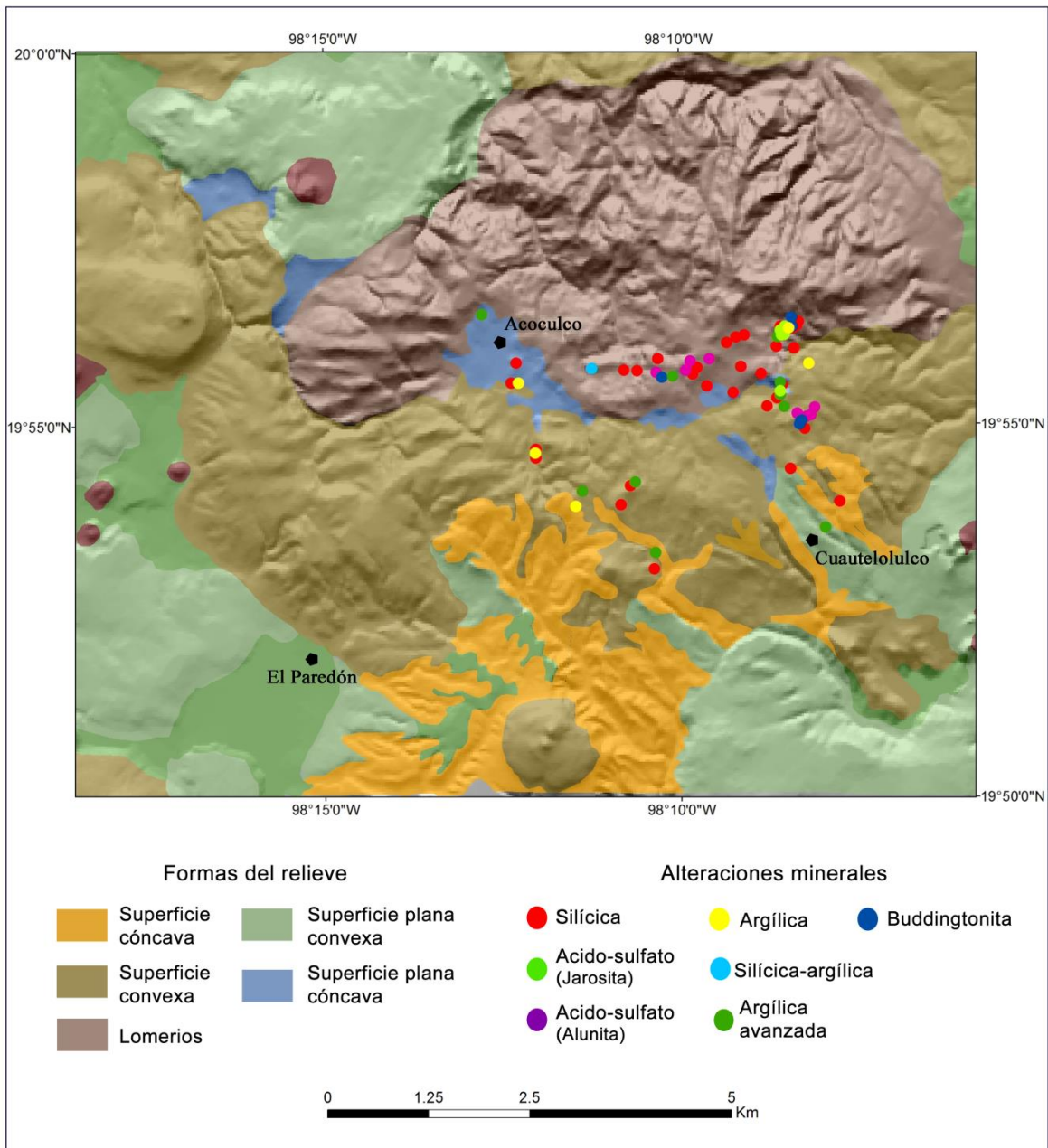
c)

Alteración	Buddingtonita		Silícica	
	No. de muestras	% respecto al total	No. de muestras	% respecto al total
LOM	3	50	16	48
SCX	3	50	12	36
SPCV	0	0	4	12
SCV	0	0	1	3
SPCX	0	0	0	0

d)

Alteración	Silícica-argílica	
	No. de muestras	% respecto al total
LOM	1	100
SCX	0	0
SPCV	0	0
SCV	0	0
SPCX	0	0

Distribución de alteraciones minerales sobre formas del relieve: a) Ácido sulfato (alunita y jarosita, b) Argílica y argílica avanzada, c) Buddingtonita y silícica y d) silícica-argílica.



Mapa 11 Distribución de alteraciones minerales sobre formas del relieve.

Sistema hidrotermal

Las evidencias superficiales del sistema hidrotermal en Acozulco, son manantiales fríos burbujeantes y mofetas (*Figura 6.12*), de los que se desprende un reconocible olor a azufre. Se atribuye a estas emanaciones la muerte de flora y fauna en el sitio.



Figura 6.12 Acumulación de agua con visible burbujeo producto de la emisión de gases en Alcaparrosa.

De acuerdo con López-Hernández (2009), en Acoculco los sistemas regionales de fallas NW-SE y NE-SW (*Mapa 7*) constituyeron las principales zonas permeables a través de las cuales los fluidos se desplazaron, pero posteriormente fueron selladas por los minerales secundarios, precipitados a partir de los fluidos hidrotermales. La baja permeabilidad ha persistido con el tiempo debido a que no se han registrado eventos tectónicos o magmáticos más recientes que pudieran haber reactivado las fallas, aumentando la permeabilidad superficial de la zona.

Asimismo, López-Hernández *et al.* (2009) señalan que, en el contexto regional, la existencia de una red de canales de disolución que se produce en las rocas calcáreas a causa de la circulación del agua subterránea, podría favorecer el desplazamiento de los fluidos calientes desde un yacimiento profundo de baja permeabilidad en el área de Acoculco hasta su descarga en las calizas cavernosas del manantial termal de Chignahuapan, localizado 19 km hacia el SE.

La edad de las emisiones volcánicas más recientes es de 240 mil años, lo que apunta a que la cámara magmática de Acoculco aún podría encontrarse en enfriamiento y funcionar como la fuente de calor de un sistema hidrotermal activo (*Figura 6.13*). Canet *et al.* (2014) sugieren que la circulación del fluido de dicho sistema podría limitarse a la estructura profunda de la caldera, confinada a una capa impermeable de alteración silícica y argílica; en este escenario los fluidos llegarían a la superficie cuando el fracturamiento hidrotermal explosivo lo permitiera.

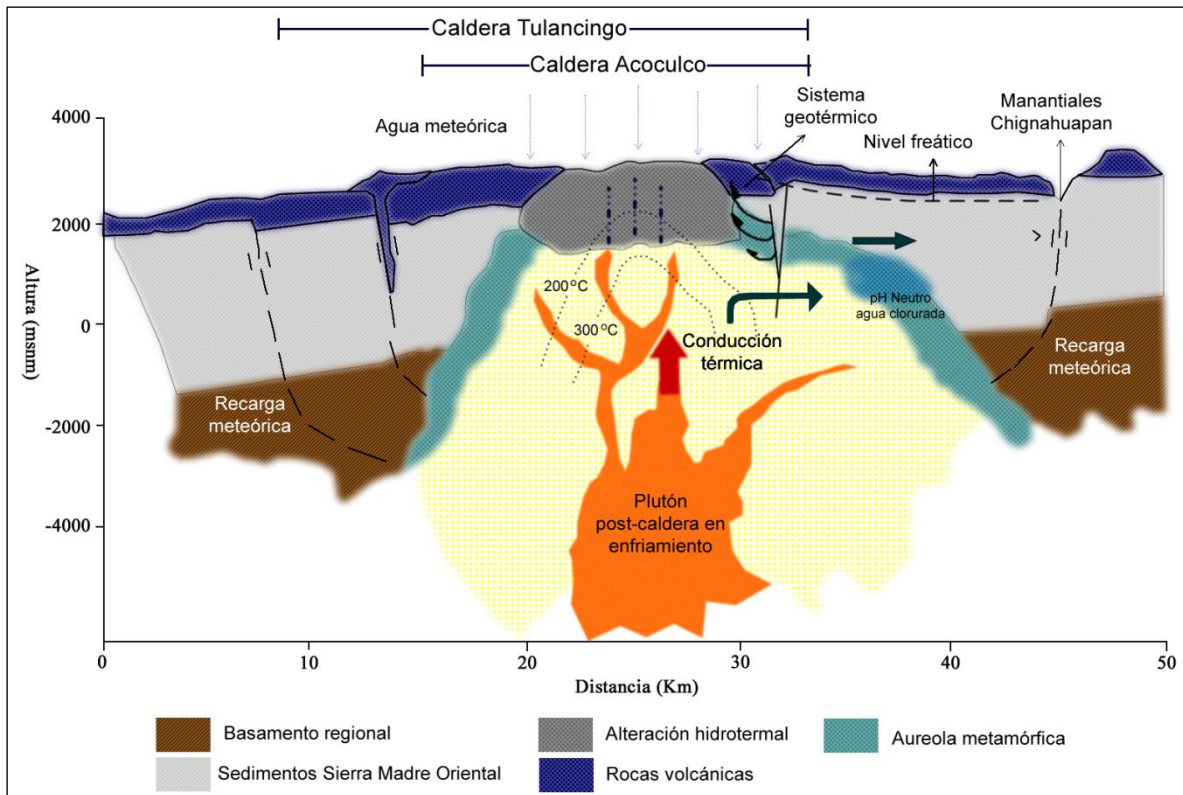


Figura 6.13 Esquema de sistema hidrotermal de Acozulco con orientación NW-SE (López-Hernández, 2009).

Por las razones anteriores es de particular interés una zona dentro de la caldera denominada Alcaparrosa (Figura 6.14), en la que se encuentran además de un gran número de muestras alteradas hidrotermalmente, un conjunto de estructuras que posiblemente se asocian con pequeñas explosiones hidrotermales.

Durante el trabajo de campo se tomaron medidas (eje mayor, eje menor, orientación, pendiente y altura) de 16 montículos en un área de aproximadamente 1.3 km² y posteriormente se calcularon los promedios de todos los parámetros, teniendo los siguientes resultados: Orientación: 53 N; eje mayor: 18 metros; eje menor: 12 metros; pendiente: 23°; y altura: 2 metros.

Asimismo, se recolectaron cinco muestras de material perteneciente a los montículos, 4 de suelos y 1 de carbón (Figura 6.15) con la finalidad de datarlos mediante el método ^{14}C y evaluar que tan recientes son las explosiones en la zona.

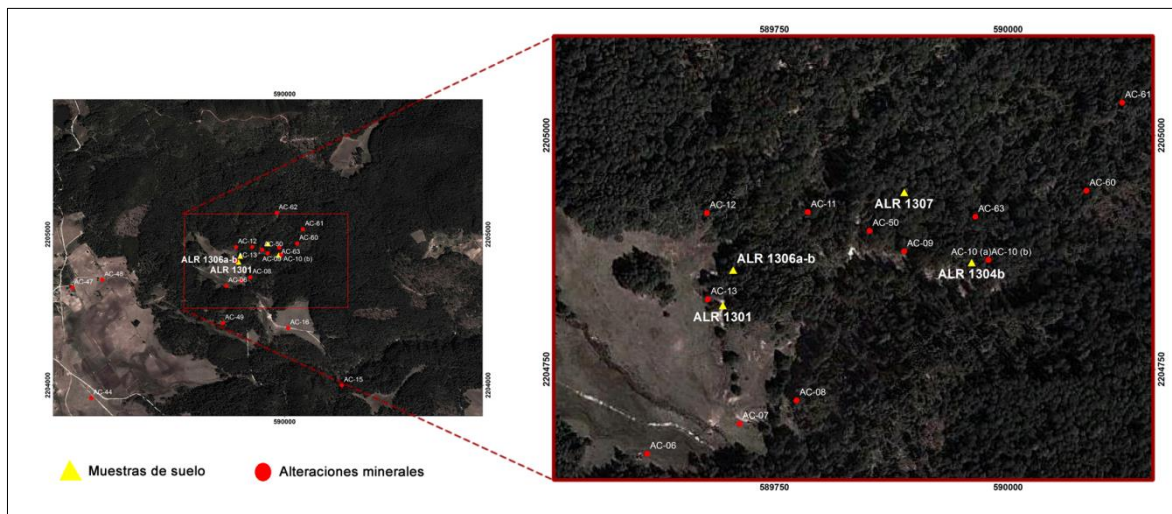


Figura 6.14 Localización del material datado con ^{14}C .

La técnica utilizada para la datación es centelleo líquido. Consiste en medir, con un espectrómetro, la luz que ciertos materiales emiten después de que sus moléculas quedan excitadas tras la colisión con partículas de alta energía. Los fotones se detectan y miden mediante un fotocátodo, dando una señal proporcional al número de átomos de ^{14}C que hay en la muestra.

Como primera etapa del proceso de datación, es necesario llevar a cabo un conteo de materia orgánica (MO) total en la muestra; si los contenidos son superiores al 1%, es factible continuar con el proceso. Los análisis de las 5 muestras se realizaron en el Laboratorio de Edafología del Instituto de Geología, UNAM, obteniendo porcentajes en las muestras de suelo de entre 1.7% y 5.4% de MO. Posteriormente, todas las muestras fueron llevadas al Laboratorio Universitario de Radiocarbono (LUR), UNAM, donde fue necesario realizar un proceso de limpieza en el que se deja reposar cada muestra durante 24 horas con agua bidestilada y HCl (1 molar) para eliminar los carbonatos. Después deben

enjuagarse con agua bidestilada hasta neutralizar el pH. El proceso continúa con el secado de la muestra y la transformación del carbono del suelo en benceno, para ser mezclado con el centellador e iniciar la datación. A continuación se presentan los resultados:



Clave: ALR 1301

Suelo con 5.4% de C total

2832 msnm

Edad convencional

680 ± 65 a. P.

(91.90 ± 0.75 pMC)

Edad calibrada

1241 cal d. C.-1407 cal d. C. (0.9820)

543 cal a. P.-709 cal d. C. (0.9820)



ALR 1304b

Suelo con 4.3% de C total

2847 msnm

Edad convencional

4440 ± 80 a. P.

(57.52 ± 0.60 pMC)

Edad calibrada

3346 cal d. C.-2918 cal d. C. (1)

4867 cal a. P.-5295 cal d. C. (1)



ALR 1306a

Carbón

2850 msnm

Edad convencional

1370 ± 70 a. P.
(84.28 ± 0.77 pMC)

Edad calibrada

540 cal d. C.-778 cal d. C. (0.9344)
1172 cal a. P.-1417 cal d. C. (0.9344)

ALR 1306b

Suelo con 2.2% de C total

2850 msnm

Edad convencional

1380 ± 80 a. P.
(84.20 ± 0.82 pMC)

Edad calibrada

533 cal d. C.-778 cal d. C. (0.9344)
1172 cal a. P.-1417 cal d. C. (0.9344)



ALR 1307

Suelo con 1.07% de C total

2839 msnm

Edad convencional

1230 ± 65 a. P.
(85.78 ± 0.70 pMC)

Edad calibrada

663 cal d. C.-901 cal d. C. (0.9426)
1049 cal a. P.-1287 cal d. C. (0.9426)

Figura 6.15 Suelos datados. pMC: % de Carbono Moderno; a. P.: años antes del presente; Edad medida: cálculo de la edad sin el factor de corrección por fraccionamiento isotópico; Edad convencional: cálculo de edad con el factor de corrección por fraccionamiento isotópico; %C total de los suelos libre de carbonatos.

Las evidencias superficiales de la existencia de un sistema hidrotermal son, además de los manantiales fríos de carácter ácido-sulfato y las emanaciones de gas, las alteraciones minerales. A través de estudios de espectrometría infrarroja llevados a cabo en el Instituto de Geofísica de la UNAM, se identificaron 6 minerales: ópalo, caolinita, alunita, amoniojarosita, buddingtonita e illita-smectita (Figura 6.16), en un total de 69 muestras. Canet *et al.* (2014), señalan que estos minerales se asocian a 4 tipos de alteración: argílica, argílica avanzada, silícica y propilítica.

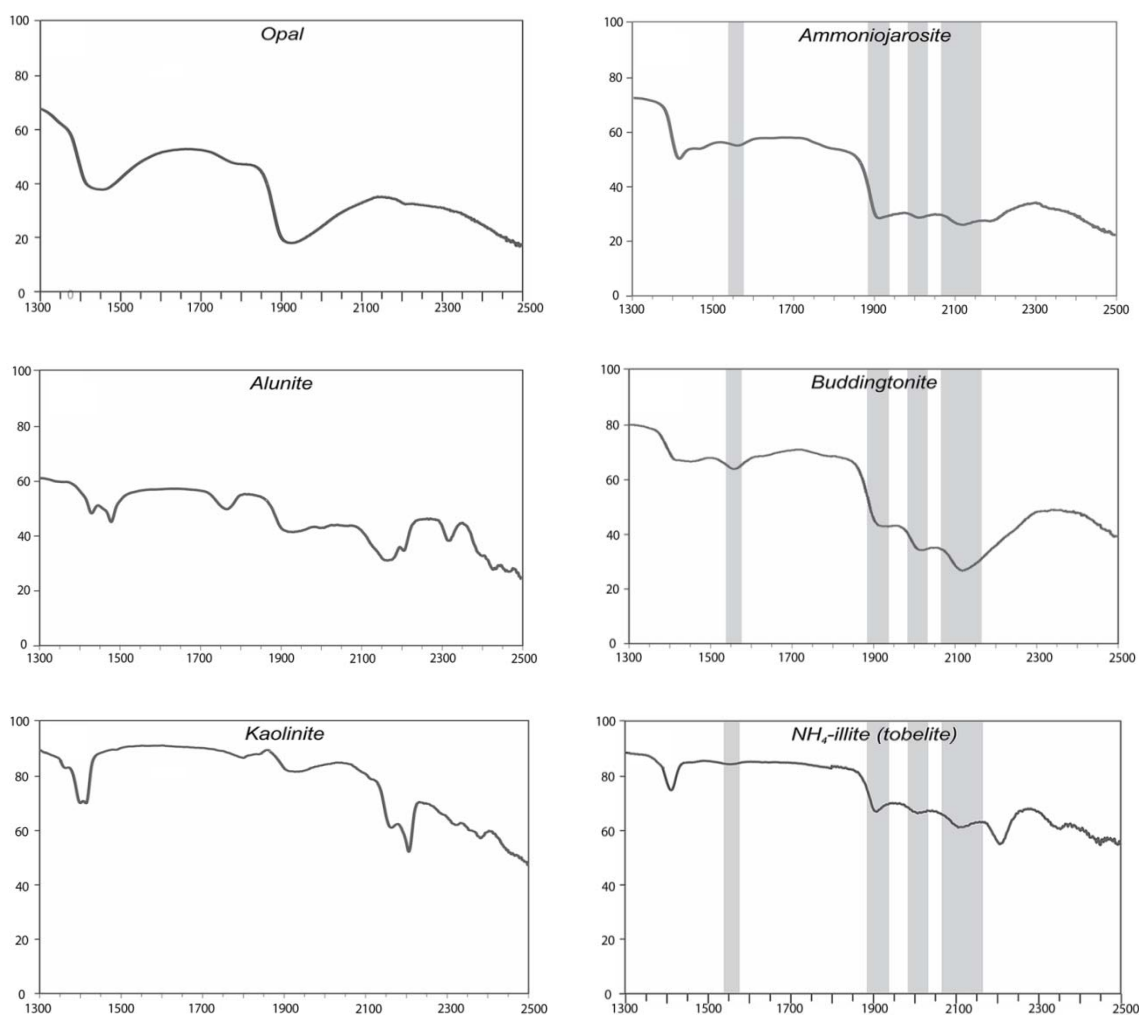


Figura 6.16 Firmas espectrales de los minerales identificados. En el eje horizontal se representa la longitud de onda y en el eje vertical la reflectividad (Canet *et al.*, 2014).

De los minerales resultantes de los procesos de alteración, la caolinita es el de mayor interés económico por sus múltiples aplicaciones en la industria. La caolinita en la zona de estudio se formó como producto de la circulación de fluidos hidrotermales a través de potentes secuencias volcánicas calcio-alcálicas asociadas a diferentes episodios de intensa actividad magmática de edad Mioceno-Pleistoceno (Martínez *et al.*, 2013). En la zona de estudio este mineral es encontrado en áreas donde los sulfatos están estrechamente relacionados con áreas de manifestaciones de gas activas o fósiles (Canet *et al.*, 2014).

La caracterización de los caolines de la zona de estudio, realizada por Martínez *et al.* (2013), partió de las muestras obtenidas de dos afloramientos denominados AC-21b y AC-30a (*Figura 6.17*), debido a que en campo presentan características físicas favorables y resultaron ser los de mayor potencial después de haber realizado análisis mineralógico mediante la difracción de polvo de rayos X y espectroscopia infrarroja.

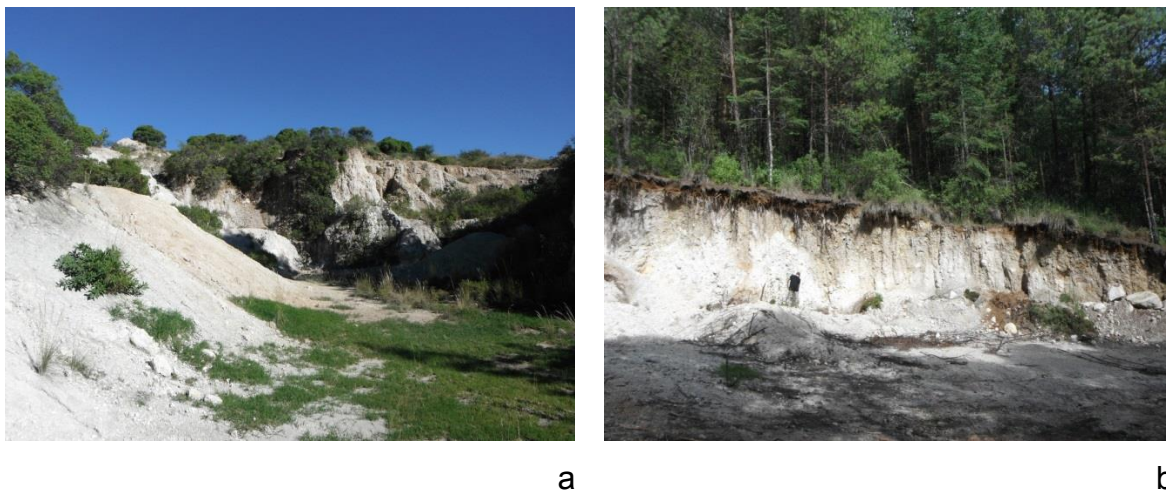


Figura 6.17 Afloramientos de caolín. (a) AC-21b; (b) AC-30a.

Los resultados mineralógicos, de granulometría y composición química muestran que los caolines de Aocolco no cubren con las especificaciones para ser utilizados en la industria de papel ni en la cerámica (*Tabla 5*), porque no cumplen

con el porcentaje necesario de caolinita; no obstante, podrían tener otras aplicaciones por su bajo contenido de impurezas.

Tabla 5

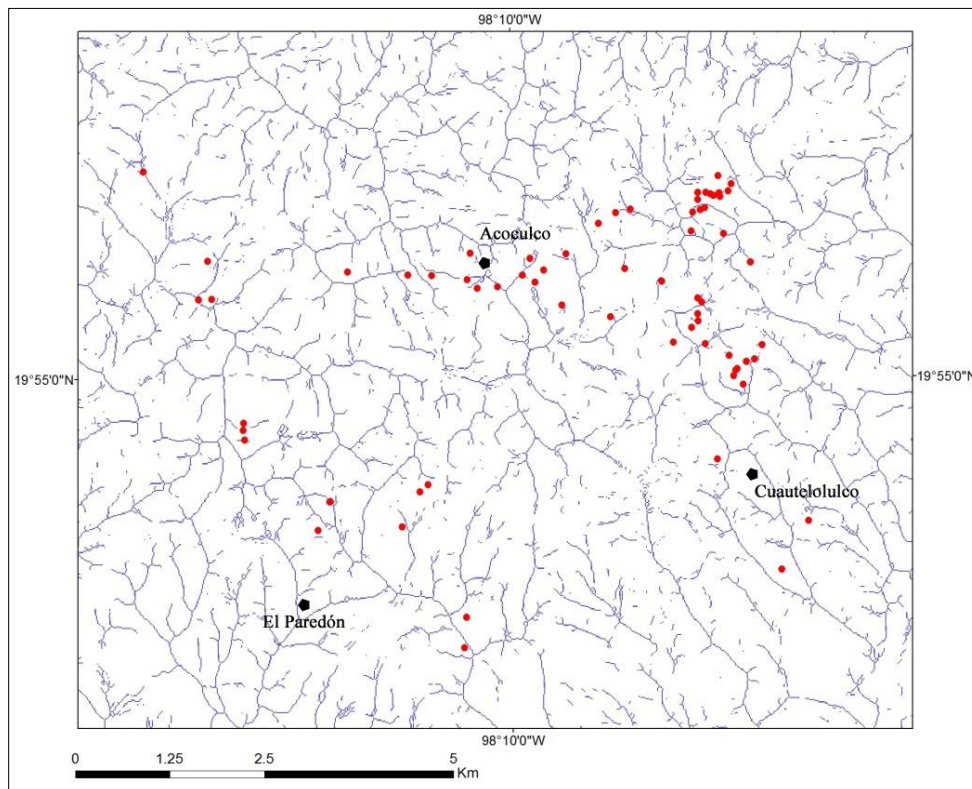
	Papel	Cerámica	Acoculco
Caolinita	>90%	75 a 85%	54-67%
Fe₂O₃ y TiO₂	<1%	<1%	0.09-0.17%,
Cuarzo abrasivo	1-2%		1-2%
Brillo	>80%	83-91%	
Tamaño de partícula	50-70% <2µm		0.1- 200µm

Especificaciones del caolín para la industria papelera y cerámica. En la última columna se muestran los resultados de los análisis mineralógicos, de granulometría y composición química de los caolines de Acoculco (Thompson y Thompson, 1996; Martínez et al., 2013).

Métodos de análisis espacial

En función de los objetivos de este trabajo fueron seleccionadas las herramientas de software con las que se llevarían a cabo los tratamientos basados en el MDE. Todas las imágenes que se generaron fueron exportadas a un Sistema de Información Geográfica (SIG), para ser georreferenciadas y poder agregar capas de información.

Al *Mapa 10* generado con el módulo *Extract Drainage Network* se le sobrepuso la capa de información de alteraciones minerales para descartar que hubieran sido transportadas por el agua y que los lugares donde se encontraron, fueran únicamente sitios de depósito y no de origen. Los resultados muestran que no existe una relación directa entre la distribución de las alteraciones minerales y el patrón de drenaje, es decir, no se sitúan específicamente en algún orden de corriente o responden a la dirección de los ríos (*Mapa 12*).



Mapa 12 Distribución de alteraciones minerales sobre el drenaje.

Se realizaron tres pruebas con el tratamiento *Local Fractal Dimensión*, con variaciones en el Factor H, que determina la altura real del voxel dentro del cubo móvil y de esta manera se puede suavizar o no el relieve (Parrot, 2013). La más satisfactoria por presentar mayor rugosidad, fue en la que se utilizó una ventana móvil de 24 y un factor H de 0.5 (*Mapa 13*), donde la dimensión fractal mínima es de 2.61 y la máxima de 2.97 (*Figura 6.18*); sin embargo, no es visible una distribución geométrica de las alteraciones en general ni por grupo mineral. En las pruebas con factor H de 2.5 y 1.5 se presentó menor rugosidad, esto se expresa en la imagen por una menor cantidad de tonos de gris, por lo que fueron descartados estos tratamientos.

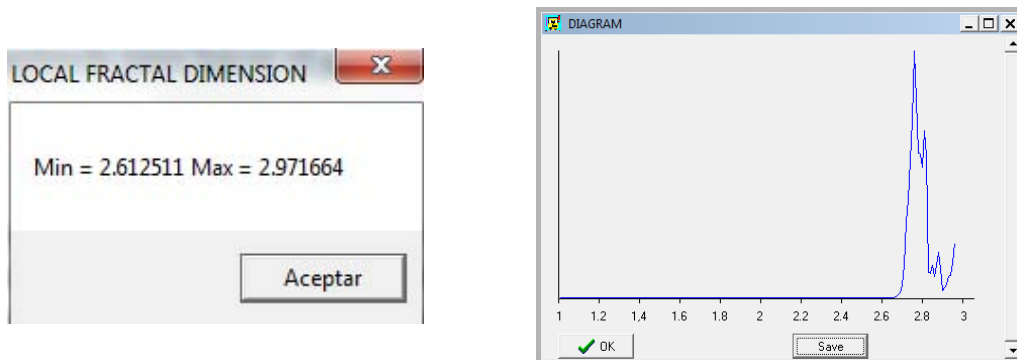
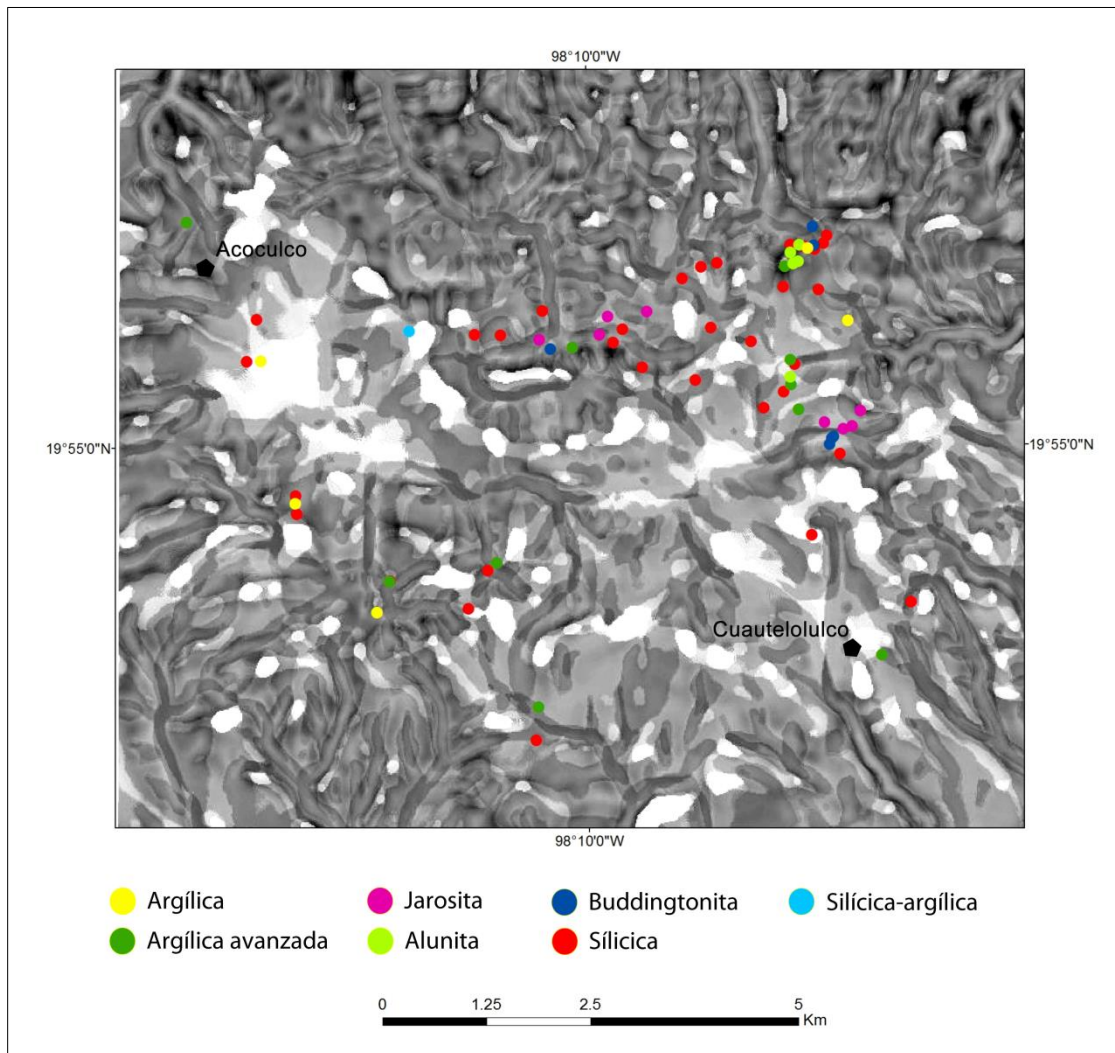


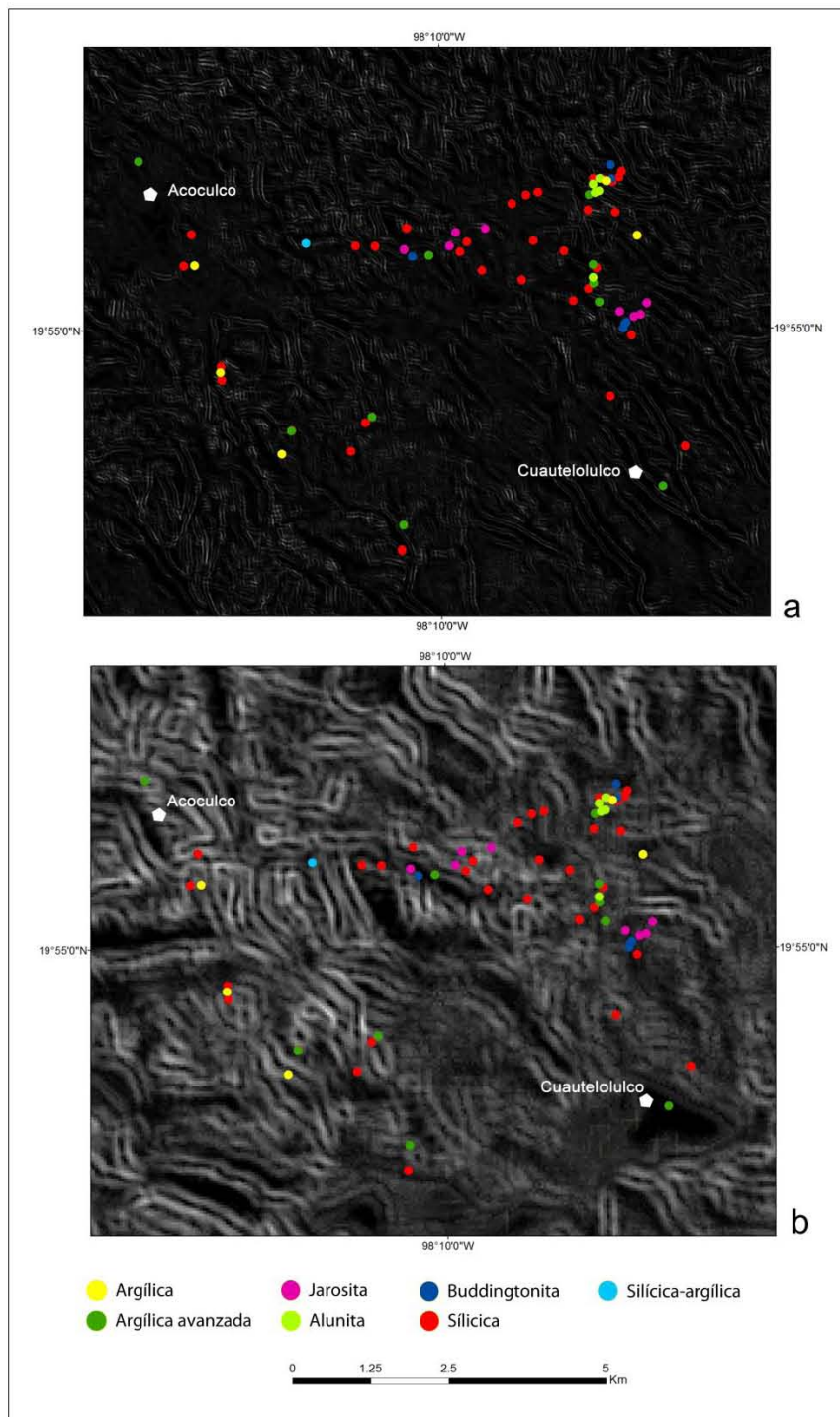
Figura 6.18 Dimensión fractal local mínima y máxima.



Mapa 13 Local Fractal Dimension.

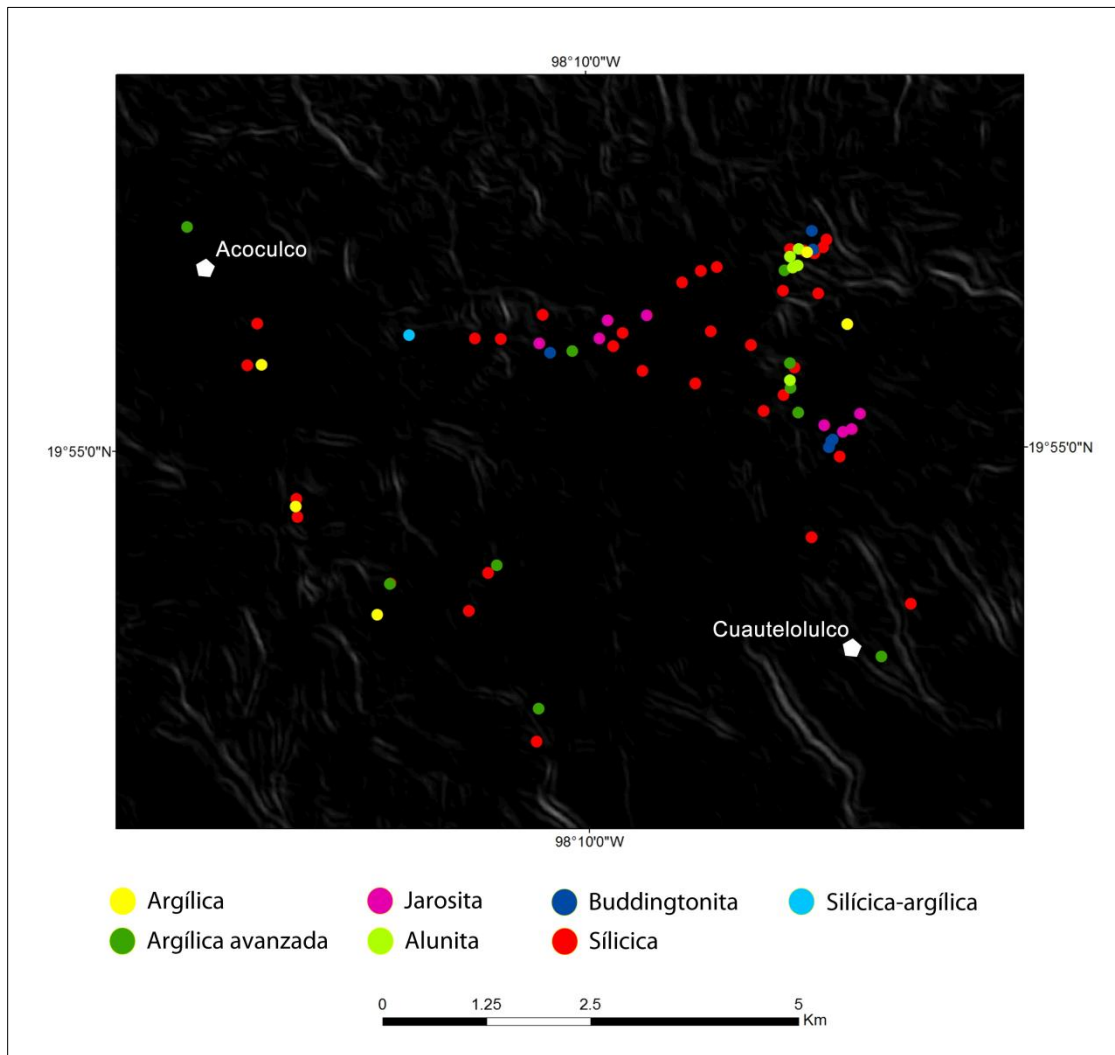
Se llevaron a cabo diferentes pruebas con los tratamientos Fract. Star 4 y 8 (dimensión fractal radial). Los resultados más útiles presentan un patrón más heterogéneo, que permite evaluar con mayor facilidad la relación entre la textura de la imagen y la distribución de las alteraciones minerales (*Mapa 14*). Están basados en el cálculo de la distancia en 8 direcciones (Cruz de San Andrés y Cruz griega) y consideran la longitud promedio entre píxeles. En ambos tratamientos no

se aprecia una clara relación entre la distribución de las alteraciones y la dirección del patrón en la imagen o los tonos de gris.



Mapa 14 Tratamiento Fract Star: (a) 4; (b) 8.

El tratamiento *Local Roughness* muestra una relativa homogeneidad en cuanto a la tonalidad y por lo tanto a la textura (*Mapa 15*). Los puntos de alteraciones minerales en este caso tampoco responden a una característica en particular de la imagen.



Mapa 15 Local Roughness.

La binarización se realizó en dos áreas del MDE; la primera, enfatizando la zona en donde se distribuyen las alteraciones minerales para hacer un análisis de carácter local, y la segunda de un área mayor para destacar las características de forma general (Figura 6.19). Los valores mínimos y máximos seleccionados del MDE en escala de grises fueron los siguientes: Para la zona en donde se localizan las alteraciones minerales 1-12, 40-60, 80-100, 120-140, 160-180 y 200-220 (Figura 6.20); para la zona de mayor superficie 20-40; 60-80, 100-120, 140-160, 180-200 y 220-240 (Figura 6.21). A todos las imágenes se sobrepuso la capa de información de alteraciones.

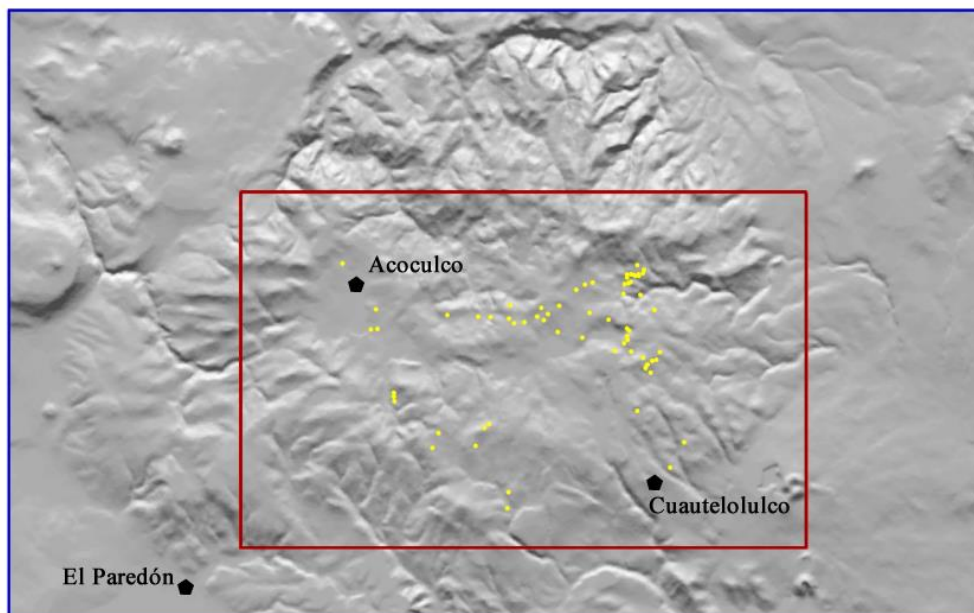


Figura 6.19 Zonas en las que se binarizó el MDE. De color rojo se traza el polígono correspondiente a los resultados de la Figura 6.20; de color azul se muestra el polígono que corresponde a los tratamientos de la Figura 6.21. Las alteraciones minerales están representadas con puntos amarillos.

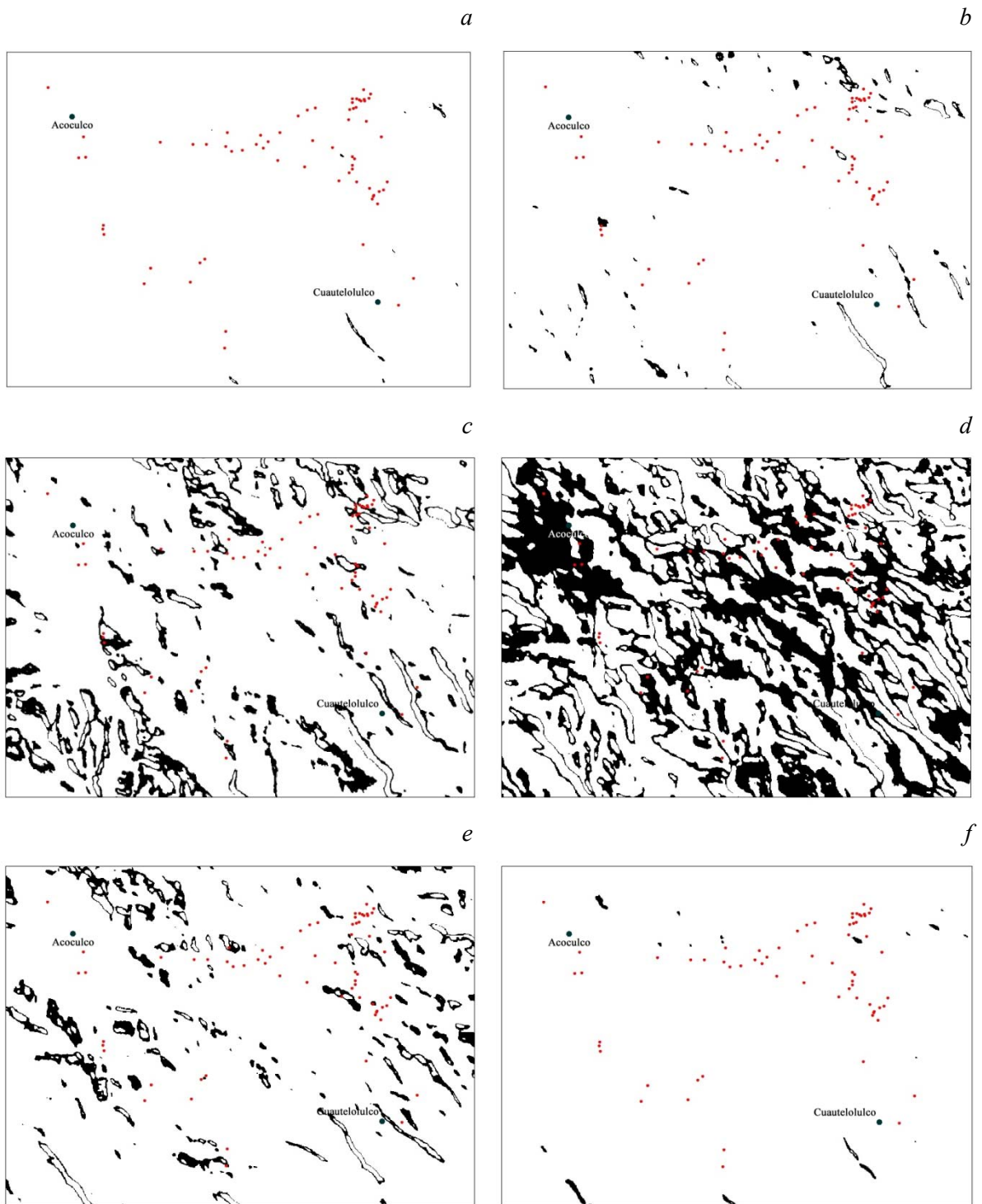


Figura 6.20 Tratamiento Binar. (a) 1-20; (b) 40-60; (c) 80-100; (d) 120-140; (e) 160-180; (f) 200-220. Los valores corresponden a los tonos mínimos y máximos de la escala de grises. Las alteraciones minerales se muestran con puntos rojos.

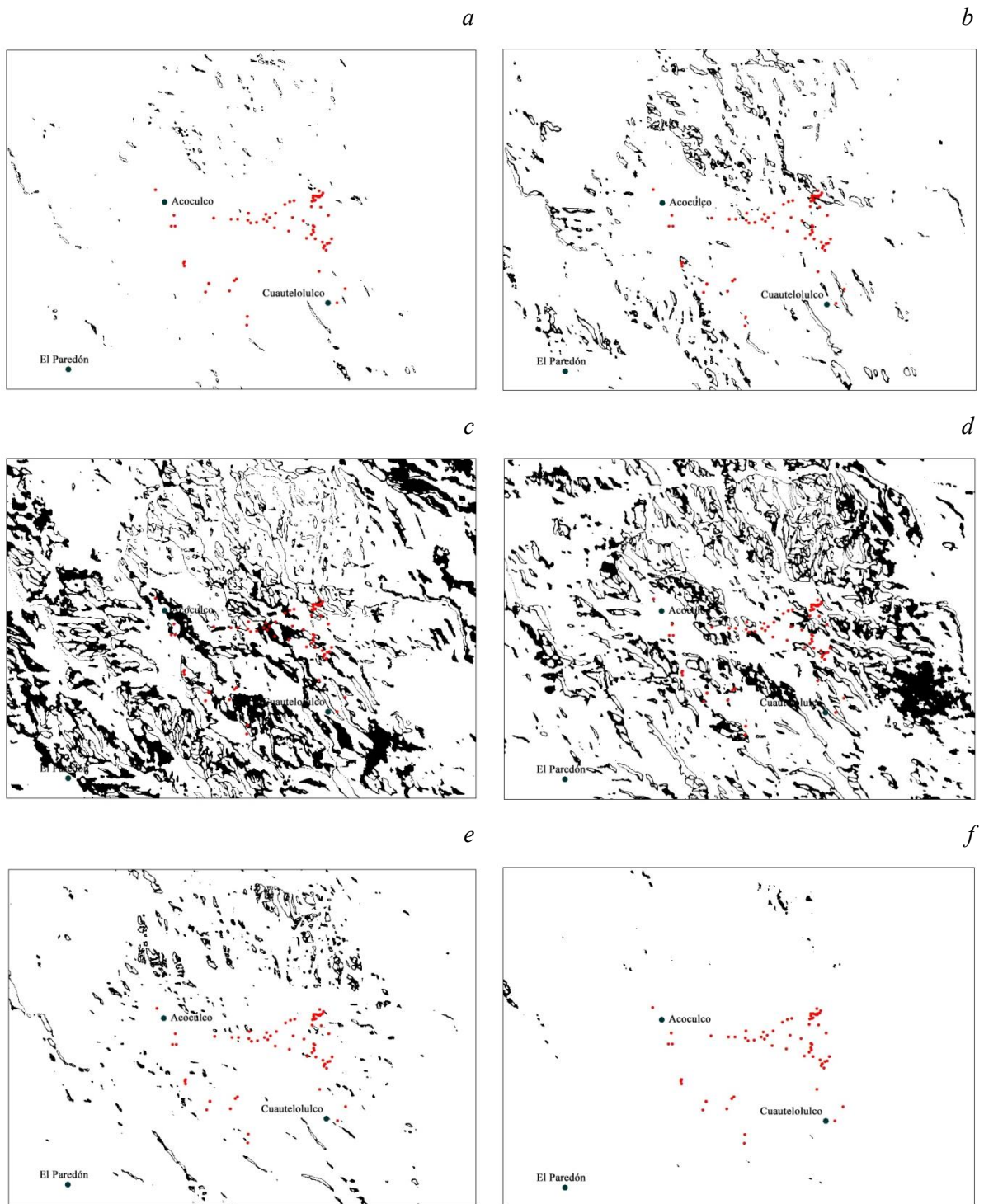
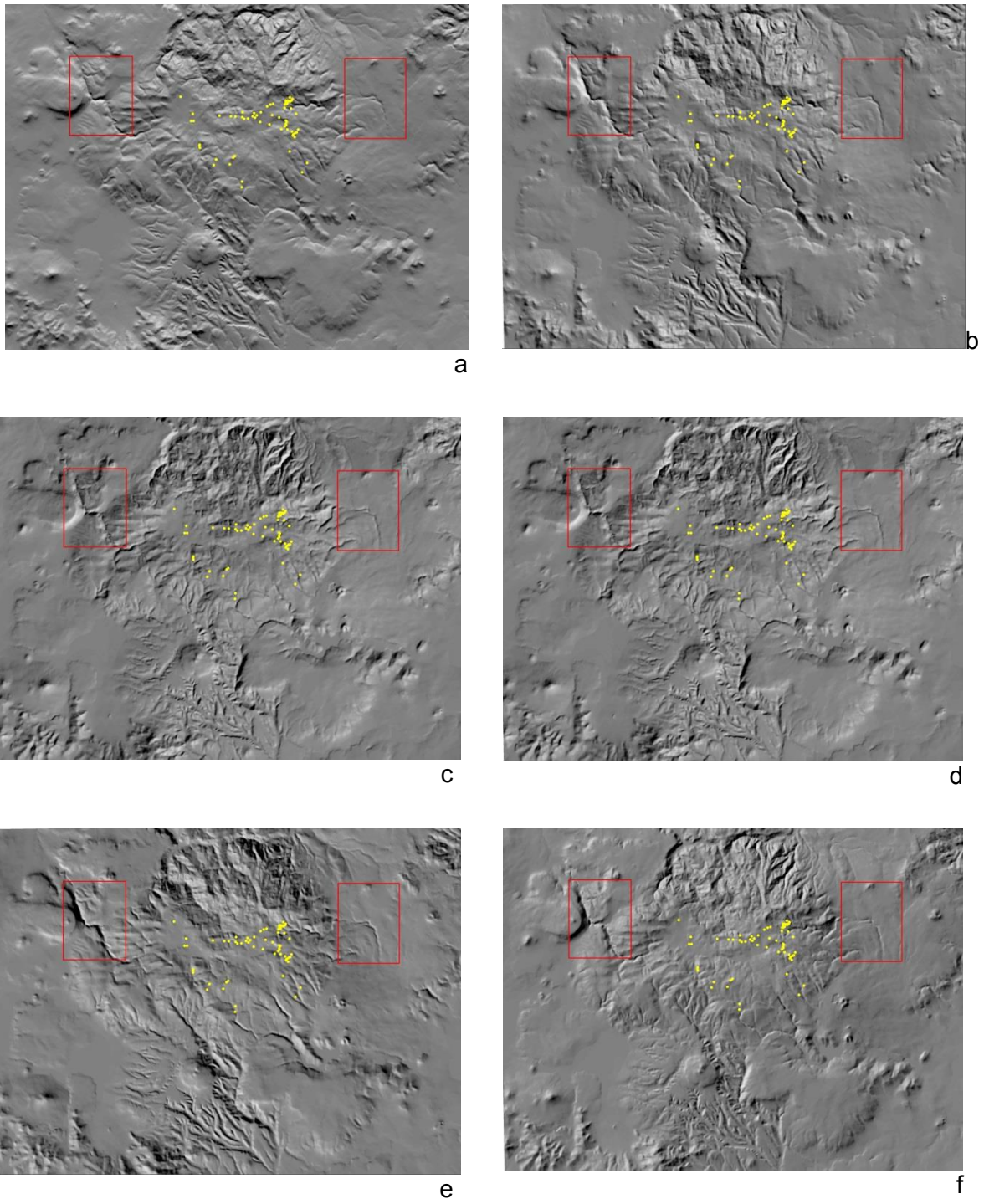


Figura 6.21 Tratamiento Binar. (a) 20-40; (b)60-80; (c) 100-120; (d)140-160; (e)180-200; (f)220-240. Los valores corresponden a los tonos mínimos y máximos de la escala de grises. Las alteraciones minerales se muestran con puntos rojos.

A partir de las imágenes se puede observar que para ambas zonas los tratamientos con tonos de gris seleccionados de entre 80 y 160 son los más apropiados para diferenciar características geométricas dentro de las imágenes. Mientras más altos o más bajos sean los valores utilizados, la imagen parece volverse homogénea; es decir, los rasgos más sobresalientes en este tratamiento son los que se localizan en zonas cuya pendiente y elevación no es pronunciada.

En el caso de la zona en la que se localizan las alteraciones minerales, no se aprecia una relación directa con un intervalo reducido de tonos de gris y por lo tanto con una característica morfológica específica. Respecto a las imágenes de la zona de mayor superficie, tampoco es posible asumir que las alteraciones respondan a un lineamiento regional ya que su distribución no se asocia con ningún patrón geométrico.

Finalmente con el módulo ejecutable Sombra se realizaron 31 tratamientos del MDE, con variaciones de 10° azimutales, con la finalidad de identificar si existía un rasgo estructural asociado a la presencia de minerales. Del total de imágenes fueron seleccionadas 6 con variación entre ellas de 45° a 90° de azimut (*Figura 6.22*), debido a que ésta diferencia en la iluminación permitía descartar con mayor facilidad los lineamientos que eran producidos por sombras.



*Figura 6.22 Tratamiento para modificar la iluminación del MDE.
 (a) 1; (b) 45; (c) 135; (d) 180; (e) 225; (f) 305. Los valores son grados azimutales. Los rectángulos rojos encierran un posible rasgo estructural.*

A diferencia de los resultados obtenidos con los tratamientos de binarización, los cambios de iluminación en el MDE, evidencian un lineamiento estructural que coincide en los sectores E-W de la caldera y al que posiblemente puede asociarse la distribución de las alteraciones minerales; sin embargo, sería necesario corroborarlo es evidencia suficiente para asegurar que esté relacionado con porque a pesar que algunas se encuentran a la misma latitud, la distribución no sigue únicamente este rasgo, porque se localizan de manera heterogénea dentro de la caldera.

A horizontal banner with a topographic map background, showing contour lines and a circular feature on the left side.

7. Discusión

7. Discusión

Actualmente la zona de estudio se encuentra casi en su totalidad en el clima C (w1) Templado subhúmedo (95.8% respecto a la superficie total), por lo que no es posible asumir que la geomorfología de la zona responde a una variación climática drástica, debido a que el clima que ha prevalecido desde el origen del ENT ha sido templado.

Para el trazo del borde de la caldera, se tomaron en cuenta un mayor número de elementos en comparación con los que sustentan el límite propuesto por López-Hernández *et al.* (2009); tales como lineamientos estructurales, fotointerpretación e incluso los tratamientos realizados con los Software TLALOC, FROG y el modulo ejecutable Sombra que de forma indirecta sirvieron para corroborar el trazo. La diferencia más significativa entre ambos límites es un desplazamiento de 2 km hacia el Este.

Tomando en cuenta los resultados de las perforaciones de los pozos EAC-1 y EAC-2, se puede clasificar a Acoculco como un área hipertermal por el alto gradiente de temperatura (307 °C a 2000 m y 207 °C a 1900), pero no puede ser considerado como un campo geotérmico convencional, porque a pesar de que la precipitación de la región permitiría el aporte suficiente de agua meteórica para la recarga, la permeabilidad es muy baja debido a la ausencia de fallas y fracturas superficiales, y al depósito de minerales secundarios que sellaron las zonas permeables.

La actividad volcánica más reciente de la zona de estudio está registrada hace 240,000 años; en cambio, los resultados obtenidos al datar los montículos de la zona de Alcaparrosa mediante ^{14}C , revelan que ha habido explosiones freáticas más recientemente como máximo 1,200 años antes del presente, lo que indicaría que el sistema hidrotermal permanece activo considerando que los montículos son resultado de pequeñas explosiones hidrotermales y que la duración de la actividad

de un sistema hidrotermal es de entre 100,000 y 1,000,000 de años (Henley y Ellis, 1983).

Con base en el análisis de 40 muestras de roca obtenidas de los pozos EAC-1 y EAC-2, Canet *et al.* (2014) identificaron dos zonas de alteración: 1) Zona superficial con amonio-illita, que se extiende de 500 a 600 metros bajo la superficie y consiste en alteración pervasiva amonio-argílica de las ignimbritas y de las lavas dacíticas a riodacíticas; y 2) Zona profunda con paragénesis de epidota-calcita-clorita (alteración propilítica), reconocida a aproximadamente 1000 metros bajo la superficie.

En el área de estudio son visibles amplias zonas de material alterado hidrotermalmente. La literatura establece de forma general cinco tipos de alteración mineral (fílica, propilítica, potásica, argílica y argílica avanzada). Estos tipos son aplicados principalmente a sistemas porfídicos, por lo que Canet *et al.* (2014), proponen un nuevo tipo de clasificación en función de las características observadas y medidas en la zona de estudio: Silícica, argílica, argílica avanzada, ácido-sulfato (jarosita), ácido-sulfato (alunita), Buddingtonita y Silícica-argílica.

De los tratamientos realizados con los diferentes Softwares, los de mayor utilidad para identificar un patrón geométrico asociado a la distribución de los minerales fueron: de FROG, *Local fractal dimensión* (realizado con una ventana móvil de 24 y factor H de 0.5) y *Binar* (con valores de gris en el MDE de entre 80 y 160). Estos tratamientos destacan en la imagen las características geométricas a partir del relieve (lo que se traduce en la imagen como textura y color). *Binar* evidencia que las alteraciones minerales se localizan en zonas cuya pendiente y elevación no es pronunciada, coincidiendo con los resultados obtenidos a partir de los mapas de pendientes y de formas.

A través del tratamiento *Local fractal dimensión* del MDE es posible asociar las formas planas concavas con las tonalidades claras en la imagen; sin embargo, la diversidad de los patrones en el resto de la imagen, no permite relacionar otra

forma del relieve con una característica en el arreglo del color. En la imagen que resultó del tratamiento *Local Roughness* las zonas de textura homogénea (color negro) responden a las superficies planas, planas cóncavas y convexas. La rugosidad es mayor cuando la topografía tiene pendientes más pronunciadas y estas se presentan en áreas reducidas.



8. Conclusiones

8. Conclusiones

La zona de estudio forma parte del complejo Tulancingo-Acocolco que se asocia a la formación de dos calderas superpuestas, y está constituido en su mayoría por productos volcánicos con edades del Plioceno a Pleistoceno que sobreyacen a calizas del Jurásico-Cretácico, estas últimas pertenecientes a la provincia de la Sierra Madre Oriental.

La caldera de Acocolco tiene 21 km en el eje mayor por 18 km en el eje menor. El borde está definido por un conjunto de elevaciones alineadas, así como por un sistema de fracturas radiales; el relleno intracaldera está determinado por los valles. El borde de la caldera en el sector sur no se diferencia con claridad debido, posiblemente, a la reactivación de la caldera de Tulancingo.

La caldera de Acocolco tuvo un colapso tipo *trap-door*, rodeado por una falla parcial en anillo y con mayor subsidencia en la zona Norte. Este fue originado por la acumulación de depósitos volcánicos principalmente en los valles ubicados dentro del borde. Debido a la geometría de colapso y a la actividad volcánica posterior no es posible identificar todos los elementos estructurales de la caldera.

Los tipos de alteraciones minerales encontrados en la zona son: Silícica, argílica, argílica avanzada, ácido-sulfato (jarosita), ácido-sulfato (alunita), Buddingtonita y Silícica-argílica, distribuidos principalmente en lomeríos y superficies convexas. No se encontró una relación directa entre las formas del relieve, clasificadas por su posición con respecto a un plano horizontal y las alteraciones minerales. Esta clasificación permite una generalización de formas pero limita la interpretación espacial a detalle.

Las condiciones morfológicas de algunos afloramientos de sílice y caolín evidencian que la actividad minera llevada a cabo en la zona es a pequeña escala, sin embargo, se descarta que la actividad humana determine la presencia de minerales en el área de estudio.

A pesar de que los dos afloramientos de caolines en Acozulco tienen las características para ser explotados por algunos sectores de la industria, deben llevarse a cabo otros estudios de carácter físico, económico y social para conocer la distribución del mineral, cuál es el beneficio económico con relación a la temporalidad, el tipo de infraestructura necesaria, así como el grado de participación de la población local y los beneficios o perjuicios para las poblaciones cercanas, antes de comenzar su explotación de manera formal.

Las emanaciones de gas, pozas frías ácido-sulfato, alteraciones minerales y morfologías resultantes de explosiones hidrotermales, evidencian la presencia de un sistema hidrotermal activo en la zona cuya actividad más reciente tiene 1200 años antes del presente.

Mediante los tratamientos realizados con los softwares TLALOC, FROG y SOMBRA, no se encontró un patrón geométrico asociado a la distribución de las alteraciones minerales superficiales, ni un lineamiento estructural relacionado de forma directa, por lo que es posible asumir que la distribución de las muestras responde a lugares que han sido erosionados o se encuentran expuestos debido a la actividad humana.



9. Referencias

9. Referencias

Aguirre R., 2009, Conceptos de Geomática y estudios de caso en México, México, Instituto de Geografía, UNAM, 365.

Antinao, J., McDonald, E., 2013, An enhanced role for the Tropical Pacific on the humid Pleistocene-Holocene transition in southwestern North America: Quaternary Science Reviews, XXX, 1-23.

Armstead, C., 1989, Energía geotérmica: México, Noriega editores, 504 p.

Arroyo, J., Carreño, A., Lozano-García, M., Montellano, M., 2008, La diversidad en el pasado, en Sarukhán, J., *et al.*, en Capital Natural de México, México, CONABIO, 227-262.

Browne, P., 1978, Hydrothermal alteration in active geothermal fields: Annual Review Earth and Planetary Sciences, 6, 229–250.

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

Canet, C., Hernandez-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R., Alfonso, P., Gonzalez-Partida, E., Salinas, S., 2014, Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico: Geothermics, 55, 154-165.

Chandrasekharam, D., Bundschuh, J., 2008, Low enthalpy geothermal resources for power generation: UK, Taylor and Francis group, 194.

Cole, J., Milner, D., Spinks, K., 2005, Calderas and caldera structures: a review: *Earth-Science Reviews*, 69, 1-26.

Chuvienco, E., 1996, *Fundamentos de teledetección especial: España*, Ediciones RIALP, 571p.

Crowly, T., Nort, G. 1991, *Paleoclimatology: U.S.A*, Oxford University Press, 360 p.

Demant, A., 1978, Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista mexicana de ciencias geológicas Instituto de Geología*, 2, 2, 172-187.

Diario Oficial de la Federación (DOF), Noviembre 28, 2008, Ley para el aprovechamiento de energías renovables y el financiamiento de la transición energética: México, Secretaría de Servicios Parlamentarios, 16p.

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldy, A., 1990, Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.

Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 84-92.

Godefroy, M., 2011, Silicatos de amonio como guías de prospección geotérmica: caso del campo de Acoculco, Estado de Puebla: México, Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de licenciatura, 61 p.

González, V., Guerrero, C., 2001, *Fractales: Fundamentos y aplicaciones. Parte I: Concepción geométrica en la ciencia e ingeniería: Ingenierías*, IV, 10, 53-59.

Gutiérrez, M., 2001, *Geomorfología climática: Barcelona, España, Omega*, 642 p.

Henley, R., Ellis, A., 1983, Gethermal systems ancient and modern: *A Geochemical Review: Earth science reviews*, 19, 1-50.

Hiriart, G., 2011, Evaluación de la energía geotérmica en México, Informe preparado para la Comisión Reguladora de Energía, con el apoyo del Banco Interamericano de Desarrollo, México, 49 p.

Huizar, R., Jiménez, E., Juárez, C., 2005, La laguna de Tecocomulco: Geología de un desastre: México, UNAM, 232.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía, (INEGI), 1999, Fotografías aéreas del área comprendida en la carta Chignahuapan E14-B13, 1:50,000, líneas 189-191: México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

----- 2008a, Anuario estadístico Puebla, Tomo I, México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 673.

----- 2008b, Anuario estadístico Puebla, Tomo II, México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 1371.

----- 2008c, Información vectorial de curvas de nivel correspondiente a la carta topográfica E14-B13, 1:50,000: México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

----- 2008d, Información vectorial geológica correspondiente a la carta topográfica E14-B13, 1:50,000: México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

----- 2010, Censo de Población y Vivienda: México, disponible en:
http://www.inegi.org.mx/est/lista_cubos/consulta.aspx?p=pob&c=1.

----- 2011a, Información vectorial de caminos y vialidades, 1:1,000,000: México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

----- 2011b, Carta topográfica Chignahuapan E14-B13, 1:50,000: México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía

Klinkenberg, B., 1994, A review of methods used to determine the fractal dimension of linear features: *Mathematical Geology*, 29, 1, 23–46.

Komuro, H., Fujita, Y., 1980, Experimental study on the formation of the collapse basin in the Green Tuff orogenesis: *Journal of Geological Society of Japan*, 86, 327-340.

Komuro, H., 1886, Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 139-149.

Lipman, W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry: *Bull Volcanology*, 59, 198–218.

Lira, J., 2002, *Introducción al tratamiento digital de imágenes*: México, Fondo de Cultura Económica, 447 p.

Lira, J., 2010, *Tratamiento digital de imágenes multiespectrales*: México, Instituto de Geofísica, 605 p.

López-Hernández, A., Castillo, D., 1997, Exploratory drilling at Acoculco, Puebla, Mexico: A hydrothermal system with only nonthermal manifestations: *Geothermal Resources Council Transactions*, 21, 429-433.

López-Hernández, A., 2009, *Evolución volcánica del complejo Tulancingo-Acoculco y su sistema hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México*: México, Centro de Geociencias, UNAM, Tesis doctoral, 170.

López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., Quijano-León, J., 2009, Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acoculco Caldera complex central México: *Exploratory studies: Geothermics*, 38, 3, 279-293.

Lugo, J., 1989, *Diccionario geomorfológico*: México, Instituto de Geografía, UNAM, 479 p.

Mandelbrot, B., 2009, La geometría fractal de la naturaleza: Barcelona, Tusquets Editores, 662 p.

Martínez, S., García-Valles, M., Pi, T., Alfonso, T., Canet, C., Jiménez, A., 2013, Minerales industriales de México (cartel) en LIII Congreso de la sociedad española de cerámica y vidrio: España.

Maya R. y Gutiérrez, L., 2007, Recursos geotérmicos para generar electricidad en México: Revista Digital Universitaria, 8,12, 1-13.

McDonald, G., 1972, Volcanoes: U.S.A., Prentice Hall, 510 p.

Mooser, F., Moniel, A., Zuñiga, A., 1996, Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos: México, Comisión Federal de Electricidad.

Musik, G., 2004, El sector minero en México; diagnóstico, prospectiva y estrategia. Centro de Estudios de Competitividad: México, Instituto Tecnológico Autónomo de México, 7 p.

Ocampo, K., 2013, Técnicas de percepción remota aplicada a la localización de minerales característicos de los sistemas hidrotermales. Caso de estudio: Aocolco, Puebla: México, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, Tesis de licenciatura, 90.

Ochoa-Tejeda, V., Parrot, J., 2007, Extracción automática de trazas de deslizamientos utilizando un modelo digital de terreno e imágenes de satélite de alta resolución IKONOS: Ejemplo en la Sierra Norte de Puebla, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24, 3, 354-367.

Ostrooumov, M., 2009, Mineralogía Analítica Avanzada: México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 274 p.

Pantoja, J., Gómez, J., 2004, Los sistemas hidrotermales y el origen de la vida: Revista Ciencias, 75, 14-22.

Parrot, J., 2005, Módulo ejecutable SOMBRA, Instituto de Geografía, UNAM.

Parrot, J., 2007, Módulo ejecutable Stereo, Instituto de Geografía, UNAM.

Parrot, J., 2009, Manual de empleo del Software FROG: México, UNAM, 50 p.

Parrot, J., 2012, Aplicación del software FROG_V2 en el análisis fractal del espacio geográfico, en Quintero, J., (ed.), Temas selectos de Geomática: métodos y aplicaciones: México, UNAM, 151-182.

Parrot, J., 2013, Manual de utilización del Software TLALOC: México, UNAM, 51 p.

Parrot, J., 2014, Módulo FROG, Versión 2, Instituto de Geografía, UNAM.

Pérez, C., Muñoz, A., 2006, Teledetección: Nociones y Aplicaciones: España, Universidad de Salamanca, 382 p.

Pirajno, F., 2010, Hydrothermal Processes and Mineral Systems: Australia, Springer, 1250.

Prol-Ledesma, R., 2002, El calor de la Tierra: México, D.F., FCE, 98 p.

Secretaría de Economía (SE), 2012, Perfil de mercado del sílice: México, Coordinación General de Minería, 54 p.

Secretaría de Economía (SE), 2013, Estudio de la cadena productiva del ópalo: México Coordinación General de Minería, 29 p.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2011a, Panorama minero del Estado de Puebla: México, Secretaría de Economía, 42 p.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2011b, Perfil de mercado del caolín. Secretaría de economía: México, 48 p.

Smirnov, V., 1982, Geología de yacimientos minerales: URSS, Editorial Mir Moscú. 654 p.

Smith, R., Bailey, R., 1968, Resurgent cauldrons: Mem. Geological Society of America, 16, 613-622.

Swayze, G., Smith, K., Clark, R., Sutley, S., Pearson, R., Vance, J., Hageman, P., Briggs, P., Meier, A., Singleton, M., Roth, S., 2000, Using imaging spectroscopy to map acidic mine waste: Environmental Science and Technology, 34, 47-54.

Talanquer, V., 2009, Fractus, Fracta, Fractal. Fractales de laberintos y espejos: México, FCE, 99 p.

Taud, H., Parrot, J.-F., 2005, Measurement of DEM roughness using the local fractal dimension: Géomorphologie, 4, 327-338.

Thompson, A., Thompson, J., 2011, Atlas of alteration: Canada, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 125 p.

Torres, J., Martínez, I., Iglesias, E., (2005) Database of Mexican medium- to low-temperature geothermal resources, in Proceedings World Geothermal Congress: Antalya, Turkey, Instituto de Investigaciones Eléctricas, 24-29 April 2005, 1-4.

Verma, S., 2001, Geochemical Evidence for a Lithospheric Source for Magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt: International Geology Review, 43, 31-51.

Walker, G., 1984, Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth: Journal of Geophysical Research, 89, 8407-8416.

Williams, H., McBirney, A., 1979, Volcanology: U.S.A, Cooper and Company, 397 p.

Yussim, S., 2004, Análisis geométrico y fractal de las fracturas rellenas en San Joaquín, Querétaro: México, UNAM, Tesis de Maestría, 98 p.

Sitios en internet:

Secretaria de Comunicaciones y Transportes (SCT), disponible en:

<http://www.sct.gob.mx/carreteras/>

Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2008, Datos vectoriales de Clima: México, escala 1:1,000,000, disponible en:

http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/clima1mgw.xml?_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no