



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**

**GEOMORFOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO
VALLE DE SANTIAGO, GUANAJUATO**

TESIS

**PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**

PRESENTA

ÓSCAR GERARDO MENA MONTES

**DIRECTOR DE TESIS
DR. LORENZO VÁZQUEZ SELEM**



Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Cada vez que caminamos con la naturaleza
recibimos más de lo que buscamos.

John Muir

Dedicatoria

A mi madre Josefina Montes Andrade, por su amor incondicional y ser mi más grande maestra en la vida; lo que soy se lo debo a ella. ¡Con todo mi amor mamá!

Para María, quien ha estado conmigo desde el comienzo hasta el final de este trabajo; pero sobre todo por cambiar mi vida y llenarla de felicidad. No te imaginas lo indispensable que eres para mí.

A mis hermanos Luis y Pedro; mi abuelita “mamá” María; mis tíos Martha, Rogelio, Alma y Enrique, así como el resto de mi familia por su cariño y ayuda constante.

Agradecimientos

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem por su invaluable asesoría durante la realización de este trabajo, su gran apoyo en mi ámbito laboral y su amabilidad constante. No tengo las suficientes palabras para expresarle mi agradecimiento por su paciencia y atención, sin su ayuda este trabajo no hubiera sido posible.

A los maestros José Manuel Rodríguez Espinoza, Sergio Salinas Sánchez, Frank Gustavo García Rodríguez y Pedro Montes Cruz, quienes amablemente destinaron parte de su tiempo en la revisión y corrección de este trabajo.

Al Dr. José Juan Zamorano Orozco, por permitirme realizar mi servicio social con su equipo de trabajo y despertar en mí la pasión por la Geomorfología y el trabajo de campo.

Al Dr. Álvaro Sánchez Crispín (Q.E.P.D.), por sus clases, conocimientos, experiencias, viajes y vivencias que desinteresadamente compartió conmigo así como con todos los estudiantes que tuvimos la fortuna de ser sus alumnos. Un abrazo eterno Doctor Álvaro.

Al Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México, sus autoridades y a todo su personal, por permitirme hacer uso de sus instalaciones, equipo, libros y mapas; en particular de la Biblioteca Ing. Geógrafo Antonio García Cubas, el mejor lugar para aprender Geografía en México.

Al Colegio de Geografía de la Facultad de Filosofía y Letras, en especial al Dr. Enrique Propín Frejomil, Mtro. Jaime Morales, Mtra. Estela Rangel Calvillo, Dra. Berenice Hernández Cruz, Dra. Leticia Gómez Mendoza, Dra. Olivia Salmerón García, Lic. Sergio Chimal Monroy y Mtro. Eduardo Domínguez Herrera; de quienes tuve el gusto de ser alumno. Gracias por sus enseñanzas y dedicación, pero sobre todo por su paciencia.

A las Dras. Eulalia y Ana Rivera Carbó, por su amistad y compañía profesional.

Al Mtro. Elía Ochoa Macías, por sus enseñanzas y amistad en otra etapa de mi vida.

Por último pero con especial afecto, a mis amigos y compañeros de la universidad con quienes compartí momentos inolvidables durante las clases, prácticas y viajes que realizamos.

Índice

Introducción	7
Antecedentes	8
Objetivo general.....	10
Objetivos particulares.....	10
Hipótesis	10
Estructura de la tesis.....	10
Capítulo 1. Marco conceptual y geográfico	11
1.1. Marco conceptual	11
1.1.1. Mapa geomorfológico.....	11
1.1.2. Volcanes	13
1.1.3. Estructuras freatomagmáticas: maares, anillos y conos de toba	16
1.1.4. Campos volcánicos monogenéticos	18
1.2. Marco geográfico.....	19
1.2.1. Localización del Campo Volcánico Valle de Santiago	19
1.2.2. Hidrología.....	21
1.2.3. Climatología	23
1.3 Consideraciones finales	25
Capítulo 2. Geología y Tectónica.....	27
2.1. El Cinturón Volcánico Mexicano	27
2.2. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato.....	30
2.3. El Campo Volcánico Valle de Santiago	41
2.4. Consideraciones finales	54
Capítulo 3. Geomorfología del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato.....	56
3.1. Morfogénesis del Campo Volcánico Valle de Santiago.....	62
3.1.1. Relieve endógeno	62
3.1.2. Relieve endógeno-modelado.....	101
3.1.3. Relieve exógeno	107
3.2. Consideraciones finales	130
Conclusiones	132
Bibliografía.....	135

Introducción

Las agrupaciones numerosas de volcanes menores como conos cineríticos, cráteres de explosión y volcanes en escudo que se localizan en torno a estructuras tectónicas locales reciben el nombre de campos volcánicos (Mazzarini *et al.*, 2010, p. 56). Los maares son el segundo tipo de volcán más común en el mundo después de los conos de escoria (Simon-Ross *et al.* (2017, p. 1); su nombre proviene del distrito de Eiffel en el occidente de Alemania, donde los edificios volcánicos que poseen lagos semicirculares dentro de sus cráteres reciben esta denominación (Selby, 1985, p. 144).

Además de los maares, los anillos y conos de toba, surgen debido a explosiones súbitas que se producen a partir de la interacción entre magmas ascendentes hacia la superficie terrestre y cuerpos de agua superficiales o subsuperficiales conocidas como erupciones hidroclásticas (Ollier, 1969, p. 14). En este trabajo los maares, anillos y conos de toba serán nombrados genéricamente como estructuras hidrovulcánicas (Scarath, 1994, p. 201) o cráteres de explosión.

El objeto de estudio principal de este trabajo es el Campo Volcánico Valle de Santiago, en adelante referido como CVVS, una de las zonas volcánicas más particulares en México por estar compuesto por diversas formas volcánicas y más de veinte estructuras hidrovulcánicas sobre una aparente zona de debilidad cortical existente entre la porción norte de Michoacán y sur de Guanajuato, denominada Falla Tzitzio-Valle de Santiago (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 72). Para ello se interpretaron 18 fotografías aéreas del año 1999 a escala 1:75,000 de la zona F14-10 (INEGI, 1999) con base en las cartas F14C73 y F14C83 escala 1:50,000 y 9 ortofotos digitales a escala 1:20,000 del área de estudio (INEGI, 2013a).

Por medio del análisis bibliográfico, la fotointerpretación estereoscópica y un trabajo de campo complementario realizado en el área bajo estudio del 9 al 12 de septiembre de 2022, se realizó el Mapa Geomorfológico del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, diseñado para su visualización a escala 1:35,000. El relieve compuesto por 468 polígonos y 1,694 formas lineales, se clasificó de acuerdo a su génesis, morfología y dinámica en 32 diferentes tipos de formas del relieve que componen de acuerdo con su origen endógeno, endógeno-modelado y exógeno. La edición cartográfica fue elaborada por medio del programa ArcMap 10.4.1, con el sistema de coordenadas proyectadas WGS 84 UTM Zona 14 Norte y la proyección cartográfica transversal de Mercator.

Antecedentes

Las investigaciones sobre el CVVS iniciaron a principios del siglo XX con Ordóñez (1900; 1906), quien realizó el primer mapa de los cráteres de explosión de Valle de Santiago (Fig. 1); para la segunda mitad del siglo XX las estructuras hidrovulcánicas del CVVS fueron tratadas de manera indirecta en los trabajos de Silva-Mora (1979), Hasenaka y Carmichael (1985), y Connor (1987), sobre el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, en adelante referido como CVMG.

Mem. Soc. Alzate, México.

Tom. XIV, Planche V.

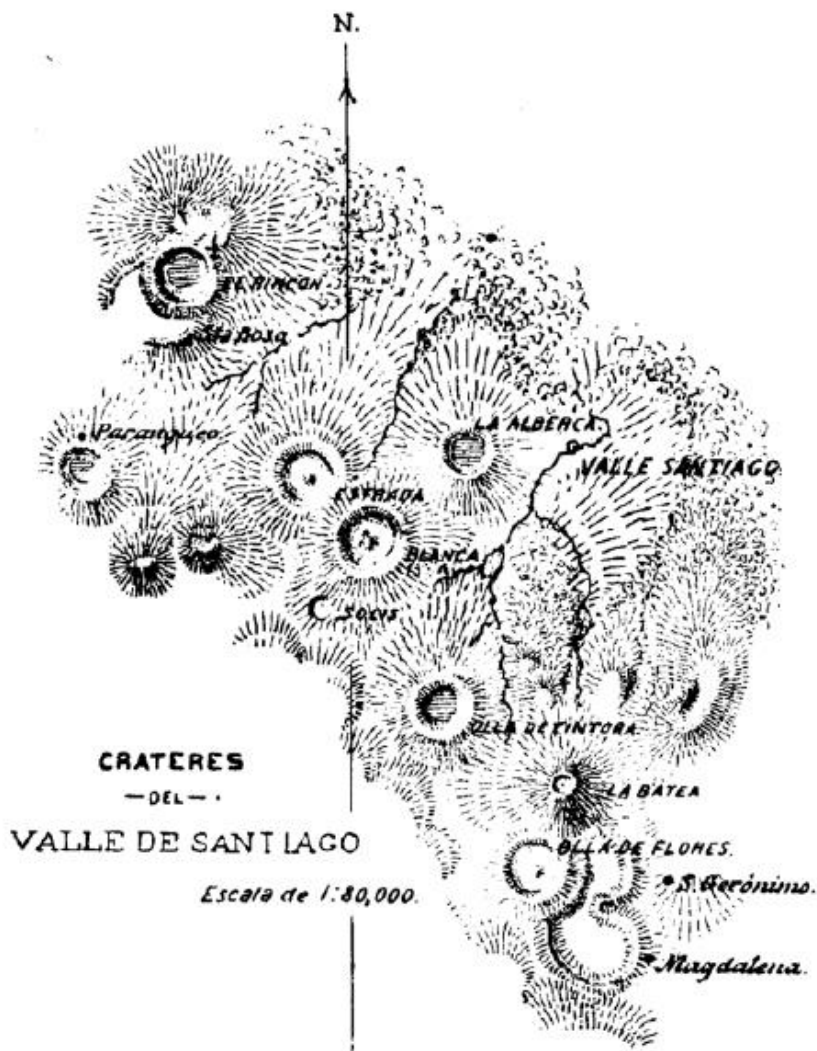


Figura 1. Mapa elaborado por Ordóñez (1900), sobre los volcanes de Valle de Santiago; los lagos perenes en las estructuras volcánicas están representados con líneas horizontales. Tomado de Aranda-Gómez *et al.* (2013, p. 178).

Dataciones de algunos cráteres de explosión, conos cineríticos y volcanes en escudo del CVVS fueron realizadas por Murphy (1982), y Ban *et al.* (1992); mientras que Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999) elaboraron un estudio sobre el paleomagnetismo en Valle de Santiago y propusieron un modelo de fracturamiento tectónico para el norte de Michoacán.

Ya en el siglo XXI, el CVVS fue abordado en diversas investigaciones, Puente-Solís (2004), propuso estilos eruptivos de efusivos hasta estrombolianos en la etapa previa a la formación del cráter de explosión H. de Cíntora. González-Becerra (2005), identificó en la pared oriental del cráter de H. Solís los depósitos de las estructuras hidrovolcánicas cercanas H. Blanca y H. de Cíntora; Oviedo-Padrón (2005), estudió los rasgos tectono-estructurales de la región de Valle de Santiago; Peñaloza-Turrubiates (2005), aportó una cronología de la formación de los volcanes del CVVS a partir de sus edades relativas y petrología de sus materiales; Rincón Herrera (2005), explicó la conformación de H. la Alberca a partir de la construcción previa de un cono cinerítico.

Uribe-Cifuentes (2006), estudió de manera informal la estratigrafía de H. Rincón de Parangueo, H. la Alberca, H. de Estrada, H. de Cíntora y H. de Álvarez, además estimó una edad Precámbrica para la corteza continental infrayacente al CVVS; Cano-Cruz (2007), explicó la formación de H. de Estrada a partir de las fluctuaciones en la relación agua/magma y mezcla de magmas riolíticos.

Kienel *y colaboradores* (2009), identificaron sedimentos lacustres de H. la Alberca y H. Rincón de Parangueo los depósitos de las erupciones volcánicas históricas del volcán Santa María en Guatemala, Volcán de Fuego de Colima y de 16 conos cineríticos del CVMG durante el Holoceno entre las que destacan la del Jorullo (1759 - 1774) y Paricutín (1943 - 1952); mientras que Aranda-Gómez *y colaboradores* (2013), trataron el problema de la desecación de los lagos en el interior de las estructuras hidrovolcánicas H. Rincón de Parangueo, H. San Nicolás Parangueo, H. de Cíntora y H. la Alberca, así como el hundimiento activo en la región de Celaya y Salamanca debido a la extracción de grandes volúmenes de agua subterránea en el acuífero Irapuato-Valle de Santiago-Huamantla.

Objetivo general

Elaborar y analizar el mapa geomorfológico del Campo Volcánico Valle de Santiago, en el que se clasifique y represente el relieve bajo criterios morfogenéticos.

Objetivos particulares

- Elaborar el marco geográfico general que describa las condiciones del medio natural que prevalecen dentro del CVVS.
- Establecer la influencia de las características tectónicas y geológicas regionales en el desarrollo de las estructuras hidrovolcánicas y volcánicas del CVVS.
- Analizar las formas del relieve resultantes de los diferentes procesos morfogenéticos del CVVS.

Hipótesis

Las estructuras hidrovolcánicas resultan de la interacción entre magmas ascendentes hacia la superficie terrestre y cuerpos de agua superficiales o subsuperficiales que por su evaporación súbita en condiciones de alta presión, generan explosiones freáticas y freatomagmáticas las cuales dan origen a formas del relieve específicas que pueden ser identificadas mediante el análisis geomorfológico. El mapa geomorfológico del CVVS sintetiza el análisis morfogenético de las formas del relieve existentes dentro de la zona de estudio.

Estructura de la tesis

El presente trabajo está dividido en tres capítulos. El capítulo 1 contiene el marco conceptual sobre el cual se guía la investigación, así como la descripción de las características del medio físico que prevalecen dentro del CVVS. En el capítulo 2 se presenta el análisis de las condiciones tectónicas y geológicas en el contexto regional y local del área de estudio, además de la descripción estratigráfica de los eventos eruptivos que dieron origen a las estructuras hidrovolcánicas de la región. El capítulo 3 corresponde al análisis y clasificación morfogenética del relieve del CVVS; el mapa geomorfológico resultante de este trabajo se encuentra al final de la tesis.

Capítulo 1. Marco conceptual y geográfico

1.1. Marco conceptual

1.1.1. Mapa geomorfológico

Uno de los métodos utilizados en la clasificación y representación de las formas del relieve es el mapa geomorfológico, un recurso bidimensional que sintetiza de manera gráfica la génesis, configuración, desarrollo y distribución de los accidentes topográficos de un territorio a partir de un análisis interpretativo (Salinas, 2005, p. 4).

De acuerdo con Peña Monné (1997, p. 14 y 23), un mapa geomorfológico debe representar de manera gráfica y sobre una base topográfica, las formas del relieve individualmente o por medio de unidades territoriales, así como los procesos que determinaron su desarrollo; debido a la complejidad que supone la realización de un mapa geomorfológico, debe considerarse un trabajo previo en el que se establezca el tipo de mapa por realizar, su escala (Fig. 2), las fuentes de información documental y cartográfica, el sistema de cartografía geomorfológica en el cual se basa su elaboración y determinar su simbología.

Magnitud (orden)	Superficie	Diferencia de alturas (metros)	Ejemplos	Escala
I	Millones de km ²	Hasta 20,000 6,500 - 2,500 promedio	Continentes, cuencas oceánicas	1:50,000,000
II	Decenas y miles de km ²	Máximo 11,000 4,000 - 500 promedio	Altiplanos, países montañosos, continentales y oceánicos, depresiones cratónicas y oceánicas	1:10,000,000 1:1,000,000
III	Cientos y miles de km ²	2,000 - 200	Montañas, grandes cuencas, algunas trincheras	1:1,000,000 1:100,000
IV	Cientos y miles de km ²	2,000 - 200	Colinas, terrazas, poljes, barrancos	1:50,000 1:10,000
V	m ² y cientos de m ²	En m y decenas de m	Bancos de cauce, barrancos, dolinas	1:25,000 1:5,000
VI	dm ² y m	0.1 a 1 - 2m	Montículos, cárcavas	1:5,000 >
VII	cm ² y dm ² a m ²	cm y dm	Cúmulos, estrías	-----

Figura 2. Clasificación de las formas del relieve terrestre y su correspondencia con la escala de representación cartográfica. Tomado de Lugo-Hubp (1991, p. 18)

Al tomar en cuenta los objetivos que cumple, un mapa geomorfológico puede ser de tipo analítico, si procede de un trabajo monodisciplinario con especial interés en aspectos morfogenéticos, morfocronológicos y/o morfoestructurales del relieve; sintético, si su enfoque radica en la relación entre las formas del relieve y estudios medioambientales; o pragmático, si su elaboración considera datos especialmente restringidos para el área de estudio (Van Zuidam, 1985, p. 35). De acuerdo con Tapia y López (2002, p. 54), la realización de un mapa geomorfológico debe considerar el sistema de construcción del relieve y su jerarquía (Fig. 3), el desarrollo cronológico de formas y procesos relacionados con el relieve, así como los aspectos geométricos del mismo.

Sistemas constructores del relieve	Jerarquía	Nivel	Principales características	Escala	Categoría de escala
Estructural Fluvial Eólico Volcánico Lacustre Marino Kárstico Denudatorio Glacial Periglacial Antropogénico y/o Biológico	Provincia geomorfológica	1	Gran generalización. Los criterios de clasificación son el origen, climas y litología. Es poco el rango de formas y sus propiedades reconocibles, se relacionan más con unidades litológicas.	$\leq 1:250,000$	Pequeña
	Principales unidades o sistemas geomorfológicos	2	Generalización moderada. El relieve, la litología y su génesis son los principales criterios de clasificación. Reconoce un recurrente patrón de origen del relieve relacionado con los componentes del terreno.	$\geq 1:250,000$	Media
	Unidades geomorfológicas	3	Los criterios de clasificación son el relieve, la litología y su origen. Reconocimiento de terrenos homogéneos y heterogéneos entre sí. Los detalles se generalizan.	$\geq 1:50,000$	
	Detalles geomorfológicos	4	El relieve es el más importante criterio de clasificación. Reconocimiento de terrenos uniformes en forma, litología, suelo, vegetación y procesos.	$\geq 1:10,000$	Grande

Figura 3. Sistemas constructores, jerarquías del relieve y categorías de escalas, utilizados en la elaboración de un mapa geomorfológico. Modificado de Dramis *et al.* (2011, p. 44).

No existe una metodología única aceptada globalmente para la elaboración de un mapa geomorfológico (Lugo-Hupb, 2011, p. 257), sin embargo, Demek y Embleton (1978, p. 286 y 287) reconocen las siguientes etapas en su proceso de realización:

1. Al definir los objetivos del mapa y delimitar el área de estudio, se recopilan materiales cartográficos disponibles e información documental; se planifican actividades y se establece el presupuesto de trabajo.
2. Por medio de un trabajo de gabinete se analizan los materiales cartográficos y la literatura relacionada con el área bajo estudio; la interpretación de imágenes aéreas o satelitales y la realización de mapas temáticos se incluye en esta etapa.
3. De acuerdo con los objetivos de la investigación, se deben planificar y realizar trabajos de campo en la zona de estudio a través de los cuales se recopila, corrobora o corrige información significativa para la conclusión del mapa geomorfológico final.
4. Si el trabajo lo requiere, el análisis de muestras de localidades clave y obtenidas mediante el trabajo de campo debe realizarse en un laboratorio especializado.
5. La información adquirida en las fases anteriores, será representada de manera sintética en la elaboración y conclusión del mapa geomorfológico final.

De esta manera, el mapa geomorfológico del CVVS se elaboró con el sistema de información geográfica Arc Map 10.4 siguiendo la metodología de Demek y Embleton (1978, p. 286 y 287), con una escala grande correspondiente a la magnitud IV que plantea Lugo-Hupb (1991, p. 18) para un sistema de construcción del relieve volcánico considerado por Dramis *et al.* (2011, p. 44) y tomando en cuenta elementos de Simonov (1985), y del sistema de cartografía geomorfológica del ITC (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences), referidos en Peña Monné (1997, p. 94 y 134 - 137), con adecuaciones propias al relieve de la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano.

1.1.2. Volcanes

Se puede definir un volcán como el centro de emisión superficial de materiales gaseosos, líquidos y sólidos que se originan debido a los procesos térmicos internos en un planeta o satélite (Goudie, 2004, p. 1,092). Desde el punto de vista de la geomorfología, la actividad de los volcanes es uno de los procesos más importantes en cuanto a las formas del relieve, ya que produce los mayores cambios en el menor tiempo posible (Lugo-Hupb, 1991, p. 23). De acuerdo con Sigurdsson (2000, p. 89 - 91), el origen de los volcanes en el planeta está relacionado con tres tipos de márgenes (Fig. 4) entre las placas litosféricas:

- **Márgenes divergentes.** Representan la frontera entre dos placas litosféricas que se alejan mutuamente, este proceso origina una zona de rift o fosa tectónica con la creación de nueva litósfera por procesos magmáticos a lo largo del centro de expansión entre las dos placas tectónicas.

- **Márgenes convergentes.** En éstos, las placas se mueven una hacia la otra originando el hundimiento de una de ellas, proceso que se conoce como subducción; al hundirse la placa subyacente origina trincheras y cadenas volcánicas en la placa suprayacente situadas de forma paralela a las fosas oceánicas.

- **Márgenes transformantes.** Corresponden a las zonas de contacto tangencial entre placas litosféricas, que al desplazarse de manera horizontal, no producen interacciones extensionales o compresivas entre sí; en las dorsales oceánicas, estos límites presentan fallas transformantes perpendiculares a la dirección de la extensión principal.

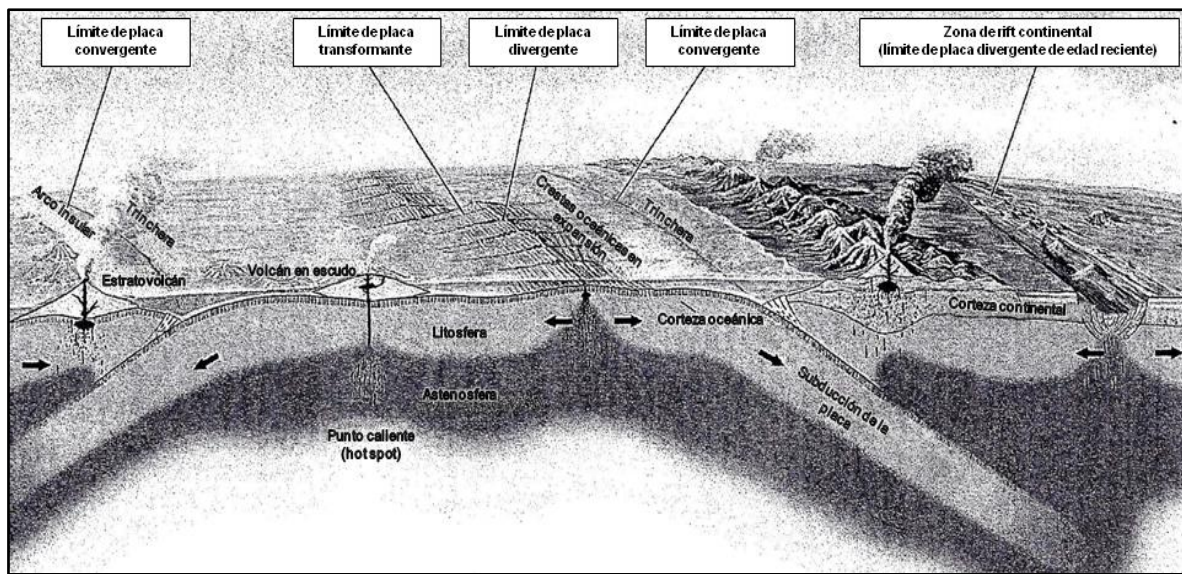


Figura 4. Corte esquemático de los límites entre placas litosféricas y su relación con los diferentes tipos de vulcanismo. Modificado de Sigurdsson (2000, p. 91).

A nivel mundial alrededor de 300 - 500 volcanes activos tienen su origen en los márgenes convergentes de placas litosféricas donde se presenta el proceso de subducción, un ejemplo de ello se presenta en los bordes del océano Pacífico y sus respectivos márgenes continentales pertenecientes al denominado Cinturón Circumpacífico (Fig. 5), dentro del cual se ubican alrededor del 62% de todos los volcanes activos de la Tierra (Selby, 1985, p. 134).

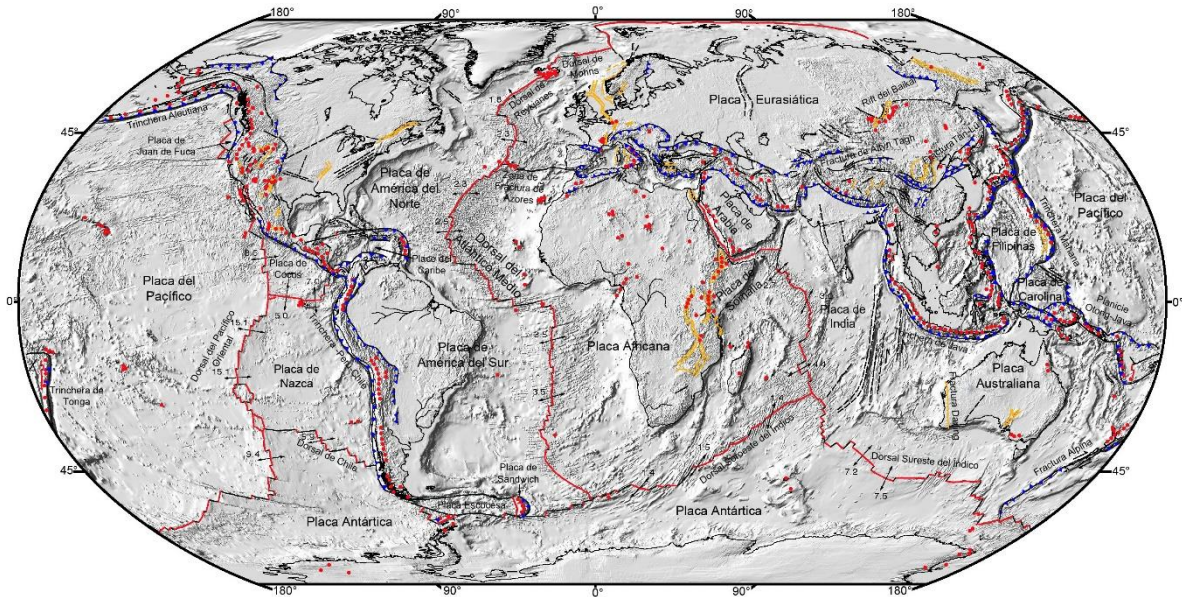


Figura 5. Actividad tectónica y volcánica en el último millón de años. Líneas rojas: Dorsales y fallas transformantes, los números indican desplazamiento en centímetros al año; Líneas negras: Falla activa mayor; Líneas amarillas: Zonas de rift; Línea negra con triángulos azules: Zonas de subducción; Puntos anaranjados: Centros volcánicos activos en los continentes durante el último millón de años. Modificado de Lowman y Yates (2002).

Otro origen de los volcanes es a través plumas mantélicas que ascienden desde el límite núcleo-manto hacia la superficie terrestre y que, a partir de una región central conocida como "punto caliente", generan regiones de vulcanismo basáltico de cientos de kilómetros de diámetro como en los archipiélagos de Hawaii y Canarias o las llanuras de lava de Columbia en Estados Unidos de América, Ontong Java en el Pacífico Occidental y la meseta del Deccan en India; este tipo de actividad volcánica se denomina intraplaca ya que se presenta en el interior de placas tectónicas sin asociación de sus márgenes (Tarbuck y Lutgens, 2007, p. 167 y 168).

En México la actividad volcánica más reciente se concentra dentro del Cinturón Volcánico Mexicano, en adelante referido como CVM (Fig. 6), provincia magmática continental que se extiende por la parte media del territorio nacional desde las costas del océano Pacífico al occidente hasta las del Atlántico al oriente; su intenso vulcanismo Plio-Cuaternario asociado al proceso de subducción de las placas tectónicas de Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana dio origen a grandes estratovolcanes, formación de cuencas lacustres y campos volcánicos conformados por numerosos centros eruptivos.

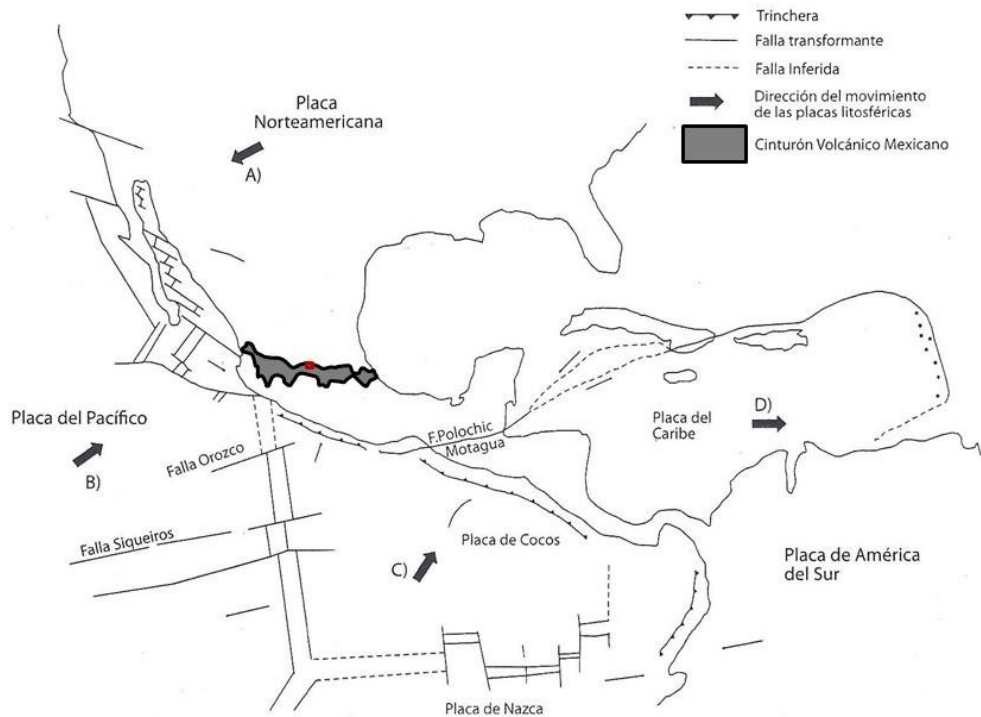


Figura 6. Placas tectónicas en México: A) Norteamericana, B) del Pacífico, C) de Cocos y D) del Caribe. Rectángulo rojo: CVVS. Modificado de Alcántara y Delgado (2010, p. 95).

1.1.3. Estructuras freatomagmáticas: maares, anillos y conos de toba

Durante las erupciones volcánicas se producen interacciones entre el magma ascendente del manto superior y cuerpos de agua superficiales, subsuperficiales o situados a niveles freáticos; la elevada temperatura del magma, de 800 - 1,200 °C dependiendo de su composición, genera explosiones violentas producto de la evaporación súbita del agua líquida y el incremento de su volumen en aproximadamente 1,600 veces, por lo que el agua es considerada como el componente volátil más importante en las explosiones volcánicas (Locckwod y Hazlett, 2010, p. 173). Este tipo de erupciones denominadas hidroclásticas, se divide en freáticas cuando los productos expulsados no contienen rocas ígneas y freatomagmáticas cuando las explosiones incluyen la emisión de lavas y/o material fragmentario (Ollier, 1969, p. 14).

Las erupciones freatomagmáticas generan, a partir de la conversión de calor magmático en energía mecánica, cráteres excavados en la topografía preexistente denominados maares; si las explosiones se desarrollan a poca profundidad forman anillos de toba y conos de toba donde las erupciones ocurren debido a la interacción con cuerpos de agua superficiales de grandes dimensiones como lagos o mares (Kereszturi y Németh, 2012, p. 13 y 14).

Los maeres (Fig. 7A), segundo tipo de volcán más común en el mundo después de los conos cineríticos (Simon-Ross *et al.*, 2017, p. 1), son estructuras hidrovolcánicas semicirculares poco profundas con lagos en el interior de sus cráteres, menos de 1 km de diámetro, depósitos de tefra en sus bordes (Selby, 1985, p. 144), pendientes álgidas al interior de sus cráteres y menos de 15° en sus laderas exteriores (Scarth, 1994: 201).

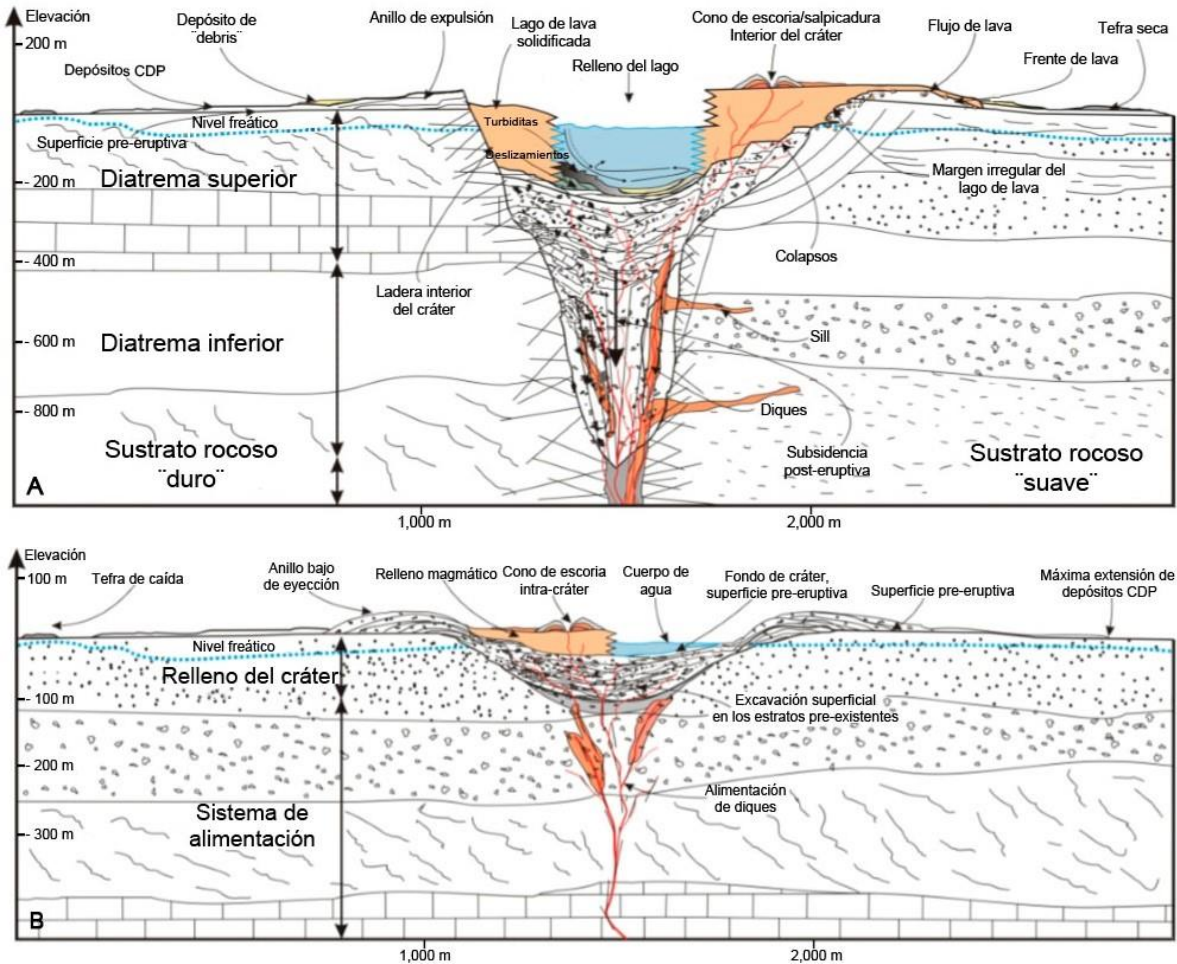


Figura 7. (A) Sección esquemática de un maar. (B) Sección esquemática de un anillo de toba. Ambos muestran los procesos volcánicos, sedimentarios y características geomorfológicas. CDP: Corriente de densidad piroclástica. Modificado de Kereszturi y Németh (2012, p. 12).

De acuerdo con Simon-Ross *et al.* (2017, p. 3) los anillos de toba (Fig. 7B) generalmente no poseen un lago en el interior del cráter debido a que se componen de material fragmentario y por tanto permeable, así mismo no se encuentran excavados en la superficie preexistente y su composición cuenta con una proporción de fragmentos líticos entre 1 - 5% comparativamente inferior a la que se presenta en los maeres. En el CVVS se presentan lagos en el interior de maeres y anillos de toba, denominados genéricamente como hoyas.

Las interacciones entre magmas ascendentes y lagos o mares poco profundos que representan un suministro de agua prácticamente ilimitado, generan procesos explosivos que pueden prolongarse por varios meses y en consecuencia dar paso a la formación de los conos de toba (Fig. 8); éstos alcanzan alturas relativas mayores que los maeres y anillos de toba, se componen por capas de piroclástos que, dadas las condiciones de humedad y altas temperaturas de su emplazamiento, forman depósitos lodosos con pendientes de 20° - 30° que presentan intensos procesos erosivos (Scarath, 1994, p. 204).

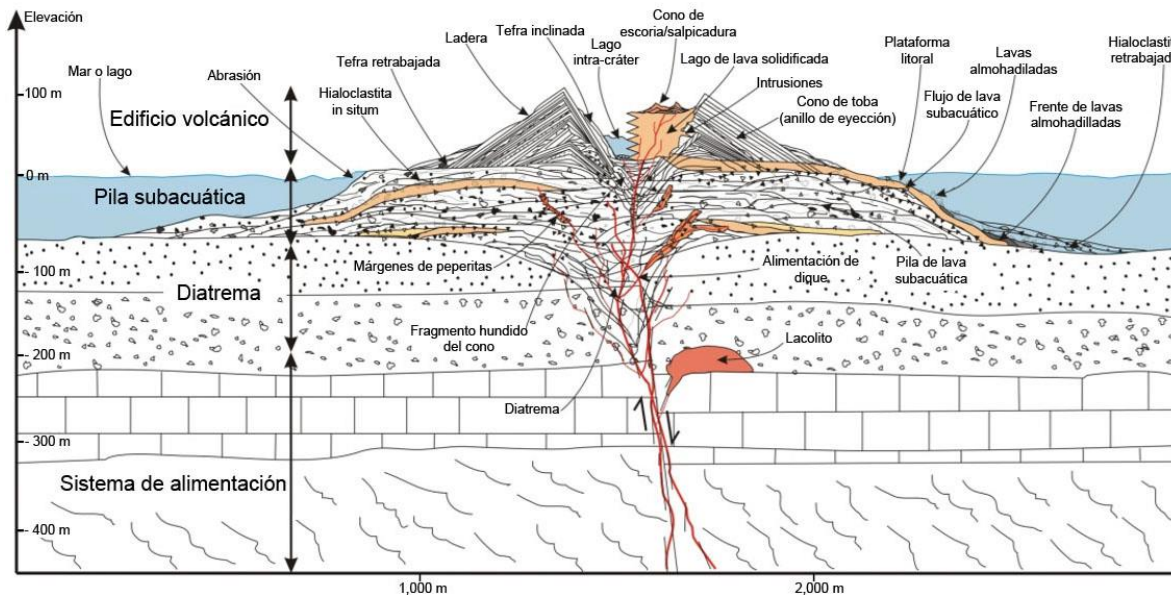


Figura 8. Sección esquemática de un cono de toba que muestra los procesos volcánicos, sedimentarios y características geomorfológicas. Modificado de Kereszturi y Németh (2012, p. 14).

Las características geomorfológicas de los maeres y anillos que se encuentran dentro del CVVS serán tratadas con mayor profundidad en el capítulo 3 del presente trabajo.

1.1.4. Campos volcánicos monogenéticos

Los edificios volcánicos de dimensiones menores como conos cineríticos, maeres, anillos y conos de toba en mayor medida de composición basáltica generados a partir de erupciones monogenéticas, al encontrarse agrupados a estructuras tectónicas o volcánicas de mayores dimensiones, conforman agrupaciones conocidas como campos volcánicos (Mazzarini *et al.*, 2010, p. 56). Los periodos prolongados de actividad volcánica monogenética pueden derivar en la existencia de campos volcánicos extensos con hasta miles de volcanes individuales cuyos volúmenes en conjunto se aproximan a los de grandes estratovolcanes (Sigurdsson, 2000, p. 331).

De acuerdo con Cañon-Tapia (2015, p. 33 - 35), el número de campos volcánicos en el mundo podría oscilar entre 240 - 333, esto representa el 20% de los sistemas volcánicos conocidos que se desarrollaron durante el Holoceno; su actividad constituye cerca del 50% del vulcanismo intraplaca, 40% de la actividad en sistemas de rifts y 10% de la actividad volcánica que se desarrolla en entornos de subducción, como en el que se localiza el CVVS.

En México, los campos volcánicos que destacan por el número de aparatos que contienen son el CVMG - 1,040 (Hasenaka y Carmichael, 1985, p. 557 - 559), el Pinacate - 453, Camargo - 340, San Borja - 280, Jaraguay - 216, Chichinautzin - 181, Santa Ignacio - 144, Santa Clara - 81 y Xalapa - 59 (Le Corvec *et al.*, 2013, p. 97); pero es el CVMG que contiene en su porción noreste al CVVS, una de las dos agrupaciones de numerosos edificios hidrovulcánicos de edad Neógeno-Cuaternaria dentro del sector central del CVM junto con la Cuenca Serdán-Oriental (Carrasco-Núñez y H. Ort, 2012, p. 21). El presente trabajo al analizar, clasificar y cartografiar desde el punto de vista de la geomorfología a las formas del relieve dentro del CVVS, contribuye al conocimiento del CVMG, la mayor acumulación de formas volcánicas de edad Plio-Cuaternaria en México; ya que como plantea Guilbaud *et al.* (2012, p. 1,188), el estudio de las relaciones entre la distribución de los volcanes, su desarrollo, estilo eruptivo, composición y el patrón de fracturamiento cortical regional, permiten conocer más sobre las condiciones necesarias para el desarrollo de los campos volcánicos.

1.2. Marco geográfico

Con la finalidad de comprender los procesos que influyeron en la conformación y modelado del relieve del CVVS, se consideran a continuación sus condiciones de localización, hidrología, climatología, y edafología, así como la influencia de las actividades humanas que se realizan en la región.

1.2.1. Localización del Campo Volcánico Valle de Santiago

El agrupamiento de estructuras hidrovulcánicas, conos de morfología trunca y distendida de composición basáltica-andesítica que siguen una dirección preferencial NNO-SSE de acuerdo con el fracturamiento regional de sur de Guanajuato (Fig. 9), se denomina Campo Volcánico Valle de Santiago (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008, p. 550). Su superficie de 835.025 km² comprende parte de los municipios de Jaral del Progreso, Salamanca, Salvatierra, Uriangato, Valle de Santiago y Yuriria.

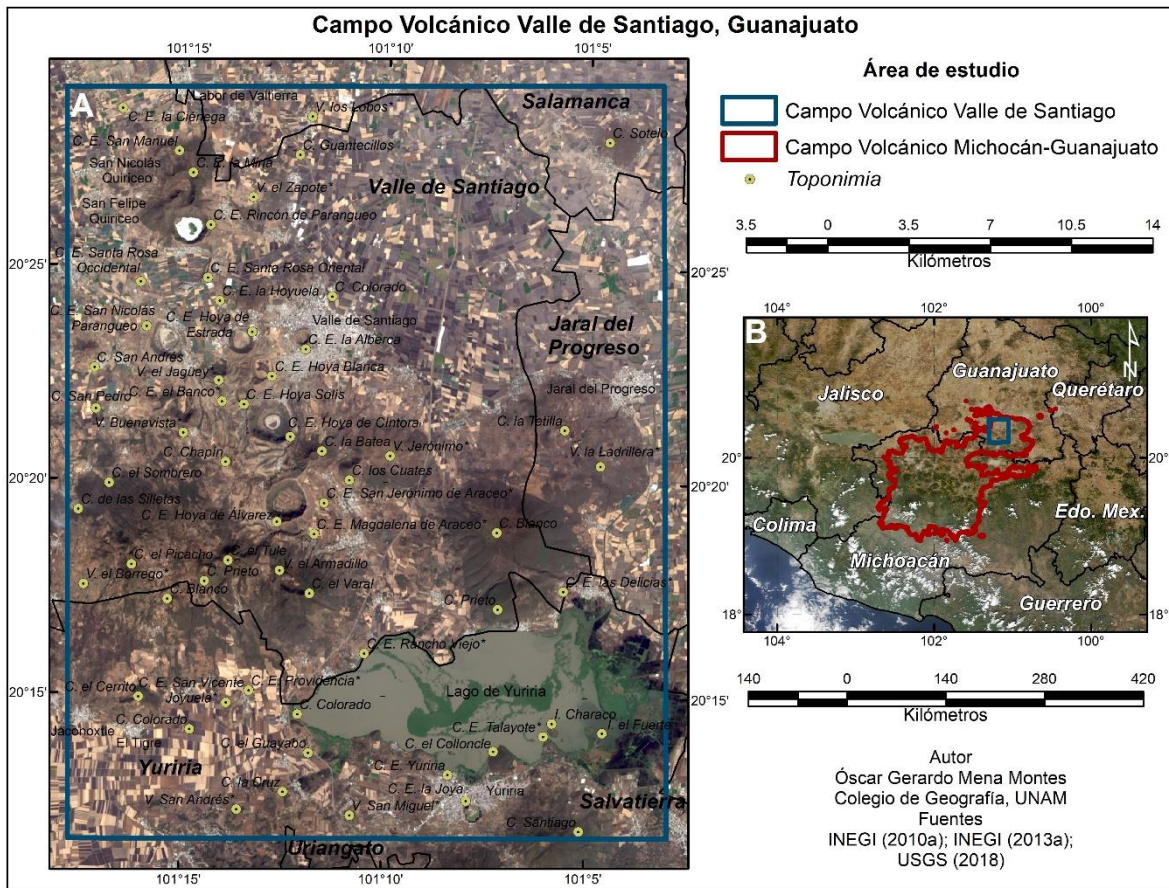


Figura 9. (A) Imagen satelital Landsat 9 de 2021 del CVVS. Las abreviaturas C. C. E. I. y V. significan cerro, cráter de explosión, isla y volcán. (B) Imagen satelital Modis de 2011 en la que se aprecia el CVVS dentro del CVMG. Herramienta Image Analysis, ArcMap 10.4.1. Elaboración a partir de INEGI (2010a); INEGI (2013a); y USGS (2018). *Nombres propuestos, de acuerdo con la localidad más cercana, para las estructuras volcánicas sin denominación en la cartografía existente.

El CVVS se encuentra en la porción nororiental del CVMG, el cual contiene entre los sectores occidental y central del CVM, más de mil centros volcánicos pero la zona bajo estudio contiene la única acumulación numerosa de cráteres de explosión del CVMG (Hasenaka y Charmichael, 1985, p. 580). De acuerdo con las Provincias Fisiográficas de México (Cervantes *et al.*, 1990), el área de estudio es parte de las subprovincias Bajío Guanajuatense y Sierras y Bajíos Michoacanos

Dentro del CVVS las localidades urbanas con mayor población total corresponden a las cabeceras municipales de Valle de Santiago, Yuriria y Jaral del Progreso que cuentan con 72,663; 25,845 y 21,756 habitantes respectivamente; estas cifras representan el 48.42%, 37.60% y 56.10% de la población absoluta de los municipios mencionados (INEGI, 2020).

Una de las actividades económicas más relevantes en la región es la agricultura de riego, ésta se practica principalmente en la provincia fisiográfica del Bajío Guanajuatense considerada como "la zona bajo el régimen de riego de mayor producción a nivel nacional" (INEGI, 1998, p. 3); en 2010 la superficie total cultivada en los municipios que integran la zona de estudio fue de 1,263 km², de los cuales 866.04 km² eran de riego y cuya producción aunada a la registrada para la agricultura de temporal representó un valor de la producción agrícola total de 2,547,246,000 pesos mexicanos, el 16.31% del total estatal en ese año (INEGI, 2013b).

1.2.2. Hidrología

El CVVS se localiza dentro de la región hidrográfica no. 12 Lerma-Santiago (RH12), en el área de las cuencas río Lerma-Salamanca (RH12B), lagos de Pátzcuaro-Cuitzeo y lago de Yuriria (RH12G). El 48.48% (405.10 km²) de la zona bajo estudio se encuentra en la subcuenca hidrográfica río Solís-Salamanca (RH12Ba), el 12.77% (106.76 km²) pertenece a la subcuenca hidrográfica río Salamanca-río Ángulo (RH12Bb), mientras que el 38.74% (323.72 km²) está dentro de la subcuenca lago de Yuriria (RH12Gc) (INEGI, 2010b).

La red hidrográfica dentro del CVVS (Fig. 10) está compuesta por 1,690 segmentos de diferentes órdenes que suman 1,125.26 km de longitud; la corriente superficial más importante del estado de Guanajuato y que cruza el noreste del CVVS es el río Lerma, su cauce sigue una dirección noroeste hasta la presa Solís funcionando dentro del área de estudio como frontera natural entre los municipios de Valle de Santiago y Salamanca (INEGI, 1998, p. 11).

De acuerdo con las fotografías aéreas de 1999 (INEGI, 1999), en el área bajo estudio existen 5 lagos con dimensiones en algunos casos fluctuantes de 50.14 - 0.01 km², cuatro de ellos se encuentran al interior de los cráteres de las estructuras hidrovulcánicas H. Rincón de Parangueo, H. la Alberca, H. de Cíntora y la Joya.

El cuerpo de agua con la mayor superficie dentro del área de estudio es el lago de Yuriria ubicado al sureste del CVVS y ocupando el 6% de su área total, se encuentra rodeado hacia el occidente, norte y oriente por 3 cuerpos de agua estacionales que varían en cuanto a su superficie de acuerdo al nivel general del lago dependiente de las precipitaciones estacionales en la región.

Hidrografía del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato



Figura 10. Hidrografía del CVVS. A.: Arroyo. Elaboración basada en De Pedraza y González (1996, p. 249 y 250), a partir de INEGI (2010b); e INEGI (2013a). Trazado en formato digital de la red hidrográfica del CVVS en ArcMap 10.4.1.

Entre Irapuato y Valle de Santiago se localiza uno de los dieciséis acuíferos del estado de Guanajuato en la cuenca Lerma-Chapala (Ollivier y Vargas, 2005, p. 206), el acuífero Irapuato-Valle de Santiago-Huamantla, dividido en dos horizontes acuíferos: el primero a 15 - 20 m de profundidad y el segundo a 60 m de profundidad ambos determinados en los pozos profundos construidos por PEMEX y CFE que abastecen la ciudad de Salamanca, por su parte el nivel del agua en la zona correspondiente a Valle de Santiago se localiza a una profundidad entre 30 - 40 m (CEAG, 2000, p. 17). Cerca de la ciudad de Salamanca al norte del río Lerma, se localizan tres acuíferos a una profundidad promedio de 150 m en los que el agua con una temperatura de 29 - 38 °C se encuentra contenida en las fracturas de los flujos de lava riolíticos (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 177).

Al noreste del CVVS se encuentra el distrito de riego no. 11 Alto Río Lerma, una de las regiones agrícolas más productivas y explotadas en México cuya superficie total es de 1,127.72 km² (CONAGUA, 2012), para la cual en 1997 correspondiente al acuífero Irapuato-Valle de Santiago-Huamantla existían "1,969 pozos activos de los que se extraían 530.41 Mm³/año (millones de metros cúbicos de agua al año), 82.13% de esta extracción total se destinó exclusivamente al uso agrícola" de la región (CEAG, 2000, p. 33). El volumen de extracción de agua subterránea en 1997 en la región entre Salamanca y Valle de Santiago de acuerdo con INEGI (1998, p. 31), fue de "617 Mm³/año con una recarga de 500 Mm³/año, lo que produjo un déficit de 117 Mm³/año y por tanto un abatimiento de los niveles freáticos a razón de 1 m al año en esta zona".

1.2.3. Climatología

Con la finalidad de vincular el clima con los procesos modeladores del relieve del CVVS, se analizaron tres climogramas (Fig. 11) elaborados a partir de las normales climatológicas registradas por las estaciones meteorológicas Valle de Santiago (20° 23' 06" lat. norte, 101° 11' 03" long. oeste), Sta. María Yuriria (20° 13' 0.0" lat. norte, 101° 08' 0.0" long. oeste) y Sta. Rita (20° 17' 56.97" lat. norte, 101° 03' 56.02" long. oeste) del SMN (2010). Los promedios de las normales climatológicas indican que en el centro y sur del CVVS las temperaturas normal media, máxima y mínima son de 18.9, 27 y 10.9 °C; el período más cálido del año se presenta de abril a julio mientras que el más frío entre diciembre y febrero. Por su parte, la precipitación media es de 658.3 mm al año con una estación lluviosa de mayo a noviembre y un máximo de precipitación de 140 - 170 mm de lluvia entre julio y agosto; la época de estiaje se presenta de noviembre a abril en la que las precipitaciones no superan los 20 mm.

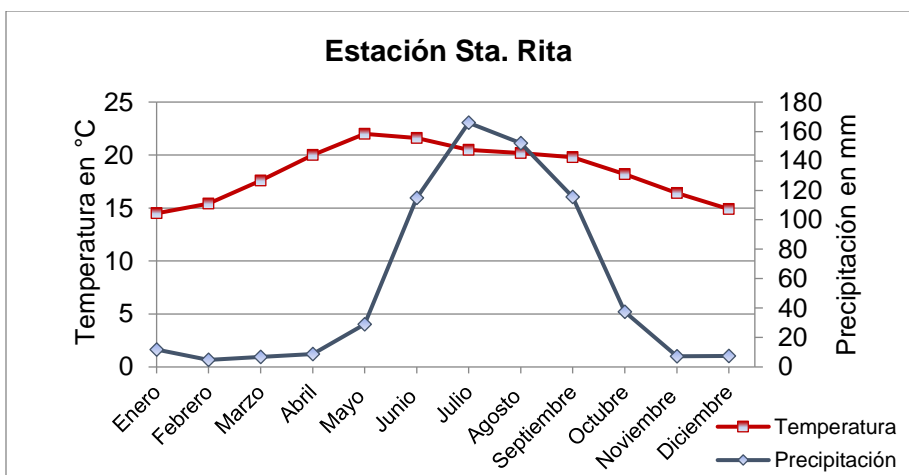
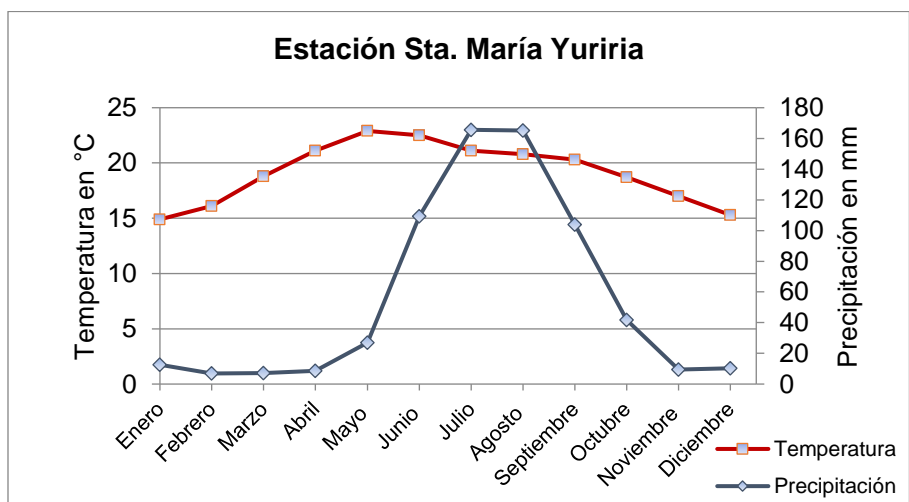
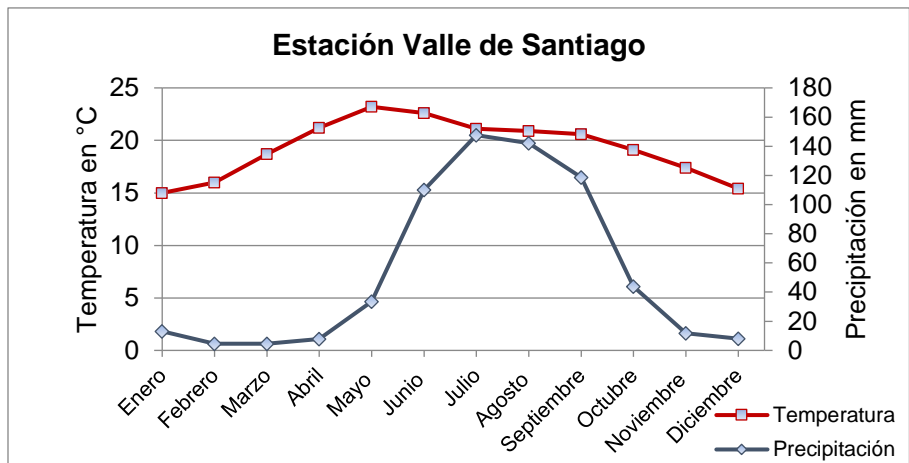


Figura 11. Climogramas de las normales climatológicas registradas por las estaciones meteorológicas Valle de Santiago, Sta. María Yuriria y Sta. Rita durante 1971 - 2000. Elaboración a partir de SMN (2010).

Según la información de las estaciones meteorológicas mencionadas y lo establecido en García de Miranda (2004), el clima existente en la región entorno a las estaciones Valle de Santiago y Santa María Yuriria es templado húmedo semicálido donde la temperatura media anual es superior a 18 °C y la temperatura del mes más frío es inferior a 18 °C, con un porcentaje de precipitación invernal respecto a la precipitación total anual menor a 5 y una oscilación anual de las temperaturas medias mensuales extrema de 7 - 14 °C, el mes más cálido se presenta antes del solsticio de verano. El clima correspondiente a la estación Santa Rita solo varía del mencionado anteriormente en cuanto a la temperatura media anual de 5 - 12 °C por lo que se considera templado húmedo semifrío.

El régimen de precipitaciones dentro del área de estudio, favorece entre los meses de junio a septiembre en los se superan los 100 mm de lluvia, el proceso de modelado de las formas del relieve del CVVS. Por otro lado, la época de estiaje en la que las precipitaciones no rebasan 20 mm de lluvia durante 6 meses al año, afecta la recarga natural de los lagos en el interior de las estructuras hidrovolcánicas H. la Alberca, H. Rincón de Parangueo, H. San Nicolás Parangueo, H. de Cíntora y la Joya, que se han desecado de manera progresiva desde la década de 1970 (Escolero y Alcocer, 2005, p. 101 y 108).

1.3 Consideraciones finales

El vulcanismo como manifestación de la energía interna del planeta, da origen a los campos volcánicos, importantes zonas de la superficie terrestre influenciadas por la actividad tectónica regional y compuestas por numerosas estructuras menores de origen ígneo extrusivo a través de las cuales se genera gran parte de las erupciones volcánicas en el mundo.

El Campo Volcánico Valle de Santiago, ubicado en la porción sur del estado de Guanajuato entre los municipios de Jaral del Progreso, Salamanca, Salvatierra, Uriangato, Valle de Santiago y Yuriria, está compuesto por numerosos cráteres de explosión y conos volcánicos de morfología trunca y distendida que siguen una alineación NNO-SSE relacionada con la tectónica regional. Su actividad volcánica y localización en el noreste del CVMG, tiene su origen en el margen de tipo convergente existente en la costa pacífica de México caracterizado por la subducción de las placas tectónicas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana.

El CVVS ha sido objeto de investigaciones relacionadas con la tectónica regional, vulcanismo, geología y estratigrafía de sus centros volcánicos. En el presente trabajo se aborda, desde la perspectiva de la geomorfología, el estudio morfogenético y la representación cartográfica de las formas del relieve de este campo volcánico, por ello se presenta como objetivo principal el mapa geomorfológico del CVVS elaborado a escala grande con el sistema de información geográfica Arc Map 10.4.1.

Con la finalidad de conocer la influencia que las condiciones ambientales de la zona bajo estudio tuvieron en la conformación y modelado de las formas del relieve del CVVS, se reconocieron 1,397 corrientes fluviales y 5 lagos con dimensiones fluctuantes, cuatro de ellos en el interior de los cráteres de explosión H. Rincón de Parangueo, H. la Alberca, H. de Cíntora y la Joya, mientras que el de mayores dimensiones con 50.14 km² es el lago de Yuriria. Por su parte, la profundidad del nivel del agua de la zona de Valle de Santiago perteneciente al acuífero Irapuato-Valle de Santiago-Huanimaro, se ve comprometida por el intenso abatimiento en su nivel freático, debido principalmente a la extracción de grandes volúmenes de agua para su utilización en la agricultura de riego, una de las actividades económicas más relevantes en la región del Bajío.

En cuanto a las condiciones climáticas, en el CVVS existe un clima templado con rangos de temperaturas medias a lo largo del año entre 15 - 25 °C, aunado a un régimen de precipitaciones que entre los meses de junio a septiembre alcanza su máximo nivel y favorece el modelado de las formas del relieve por escorrentía, mientras que durante la época de estiaje de noviembre a abril afecta la recarga natural de los lagos al interior de las estructuras hidrovulcánicas del CVVS así como del lago de Yuriria.

Capítulo 2. Geología y Tectónica

El estado de las formas del relieve en un territorio obedece a sus características estructurales, de arreglo y composición de los materiales que las conforman, la revisión detallada de estas características se vuelve indispensable al analizar la génesis, desarrollo y distribución de las formas del relieve. Al ser correlacionadas éstas con los factores medioambientales a los que han estado expuestos, puede llegar a ser entendido el estado actual del relieve de dicho territorio. La condición geológica debe ser considerada en la elaboración de mapas geomorfológicos, ya que al conocer la composición y arreglo estructural de los materiales que conforman el relieve, pueden ser propuestas edades relativas de los procesos formadores y modeladores que han afectado a las formas del relieve hasta su condición actual.

En México, 2/3 partes de la superficie territorial están compuestas por rocas ígneas o materiales de origen volcánico, su distribución fue clasificada en primera instancia por Demant y Robin, (1975, p. 66 y 67), quienes reconocieron cuatro principales provincias magmáticas continentales: Provincia Californiana, Sierra Madre Occidental, Provincia Oriental y el Eje Neovolcánico Transmexicano, referido en el presente trabajo como Cinturón Volcánico Mexicano (Pasquaré *et al.*, 1987b, p. 160). Posteriormente se propuso una quinta provincia magmática continental denominada Provincia Extensional del Norte de México (Aranda-Gómez *et al.*, 2005, p. 189).

2.1. El Cinturón Volcánico Mexicano

Abarca la parte media del territorio nacional (Fig. 12) entre los 18° 30' y 21° 30' de latitud norte, con una longitud aproximada de 1,000 km, un ancho de 90 - 230 km y una superficie de 160,000 km² limitada al occidente por el borde sur del rift del Golfo de California y hacia el oriente por el Golfo de México (Ferrari *et al.*, 2012, p. 123). Es uno de los rasgos geológico-tectónicos más importantes del territorio nacional debido a la variabilidad en los estilos eruptivos de su vulcanismo, diferente composición química en su magmatismo, mayor extensión latitudinal en la porción central y su distribución oblicua respecto a la Trinchera Mesoamericana (Ferrari, 2000, p. 85). La actividad volcánica más reciente dentro del CVM se ha desarrollado en los últimos 2 Ma (Demant, 1978, p. 173), caracterizada por una composición principal intermedia-máfica de los materiales volcánicos (Ferrari, 2000, p. 87) que originaron extensos campos monogenéticos, lavas fisurales, domos, volcanes en escudo y estratovolcanes con elevaciones superiores a 4,000 msnm (Macías, 2005, p. 382).

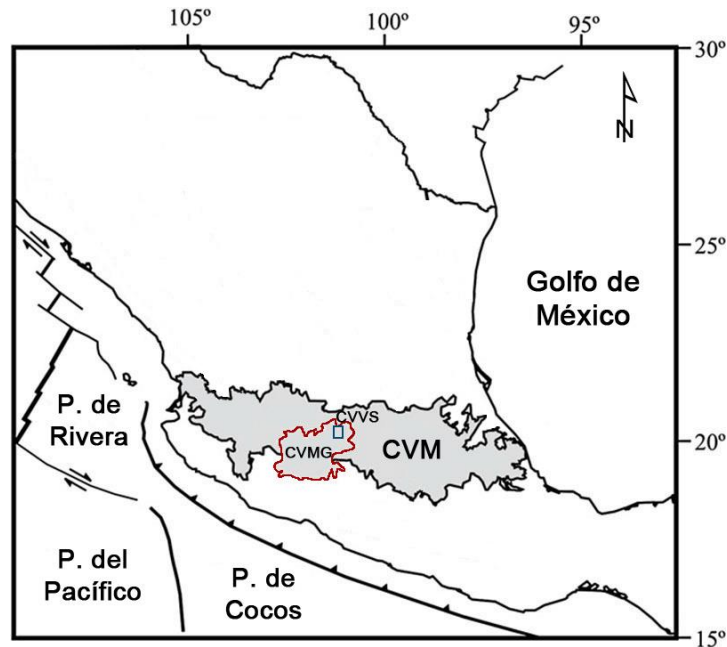


Figura 12. Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (gris), Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (rojo) y el Campo Volcánico Valle de Santiago (azul). La línea con triángulos negros representa la Trinchera Mesoamericana, zona de subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana. Modificado de Mazzarini *et al.* (2010, p. 56).

El basamento del CVM se encuentra dividido en distintos bloques corticales (Fig. 13), hacia el oriente de los 101° de longitud O corresponde al microcontinente Oaxaquia de edad Precámbrica y al terreno Mixteco de edad Paleozoica, hacia el occidente de la misma longitud se encuentra un conjunto de arcos marinos marginales del Jurásico-Cretácico correspondientes al terreno compuesto Guerrero, mientras que en el extremo occidental el terreno compuesto del Bloque Jalisco está dominado por un batolito de edad Cretácico Superior-Paleoceno cubierto por ignimbritas subaéreas y flujos de lava del Cretácico Superior-Eoceno (Ferrari *et al.*, 2012, p. 125 y 126). Los límites entre estas unidades corticales están determinados por el régimen tectónico extensional de componente izquierda que actúa a lo largo del CVM (Mazzarini *et al.*, 2010, p. 56) en la zona Chapala, Cuitzeo, Morelia, Toluca y Puebla (Ferrari *et al.*, 1994b, p. 100).

De acuerdo con las condiciones estructurales del CVM, éste fue dividido por Demant *et al.* (1976, p. 11), en cinco regiones: Fosa Tectónica Tepic-Chapala, Fosa Tectónica de Colima, Zona de Michoacán, Cuencas de Toluca-México-Puebla, y el Sector Oriental; esta regionalización fue sintetizada posteriormente en los sectores occidental, central y oriental en los trabajos de Pasquaré *et al.* (1987b, p. 165) y Ferrari (2000, p. 85) entre otros.

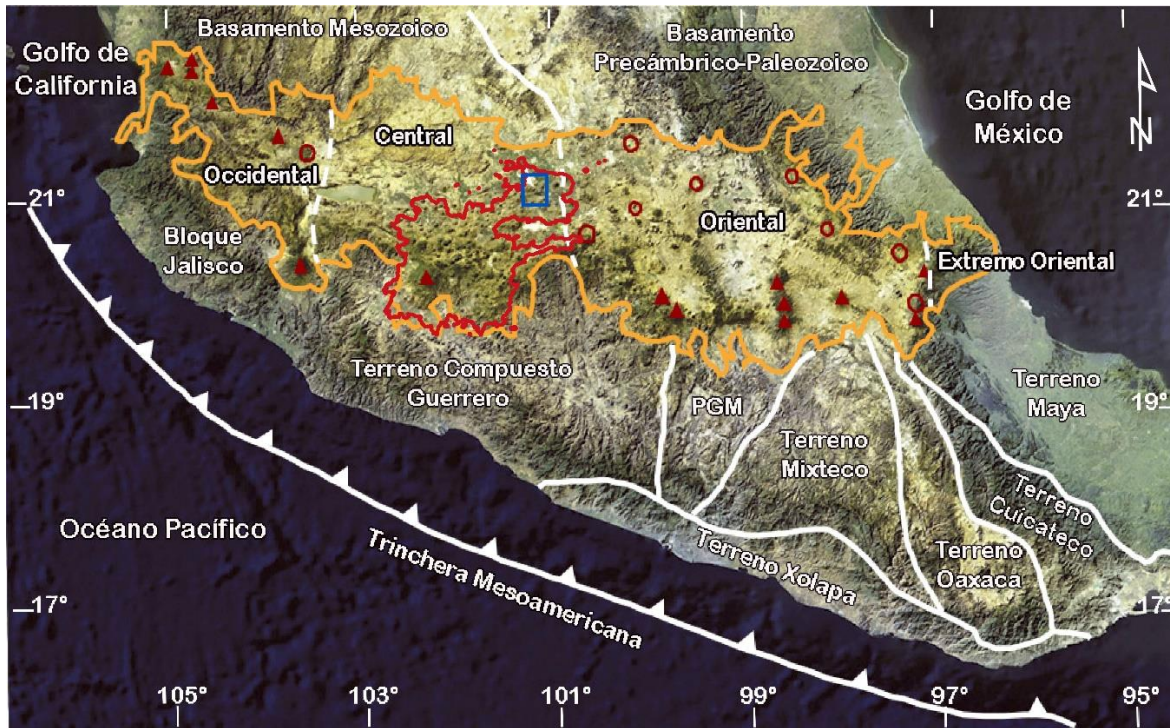


Figura 13. Sectores (línea discontinua) en que se divide el CVM (anaranjado) y bloques corticales (línea continua). CVMG: rojo, CVVS: azul, triángulos rojos: estratovolcanes, círculos rojos: calderas, PGM: Plataforma Guerrero Morelos. Modificado de Ferrari *et al.* (2012, p. 124).

Los tres sectores en los que se divide al CVM poseen características particulares, el sector occidental contiene tres sistemas de rift continentales conocidos como Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala, que en su intersección a 50 km al sur-suroeste de Guadalajara (Ferrari *et al.*, 1994a, p. 139) marcan el límite entre los bloques Jalisco y Michoacán-Oaxaca (Johnson y Harrison, 1990, p. 196), este último denominado Terreno Compuesto Guerrero (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 5).

El sector central del CMV está constituido principalmente por el vulcanismo monogenético que se desarrolló durante el Cuaternario entre la parte norte de Michoacán y sur de Guanajuato (García-Palomo *et al.*, 2008, p. 161), que dio origen al CVMG y al CVVS en su porción noreste; mientras que el sector oriental se caracteriza por la alineación de grandes estratovolcanes en dirección N-S (Sierras de las Cruces y Nevada) y NE-SO (Cofre de Perote-Las Cumbres-Pico de Orizaba-Sierra Negra), parteaguas entre las cuencas Pliocénicas de Toluca, México y Puebla (Demant *et al.*, 1976, p. 12).

La hipótesis más aceptada sobre el origen del vulcanismo reciente del CVM corresponde a la subducción de las placas tectónicas de Rivera y Cocos (Fig. 14) desde hace 10 y 11 - 17

Ma respectivamente, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana en dirección hacia la placa de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2012, p. 128). La Placa de Rivera se hunde bajo el Bloque Jalisco a una velocidad de 2.4 cm/año, mientras que la Placa de Cocos converge hacia la Placa de Norteamérica a razón de 4.8 cm/año en la zona del graben el Gordo y a 10.16 cm/año al sur de la Zona de Fractura de Orozco (Blatter y Hammersley, 2010, p. 69); dichas velocidades de convergencia aunadas al hundimiento diferencial de estas placas litosféricas pueden estar relacionadas con la migración del frente volcánico hacia la Trinchera Mesoamericana desde hace 15 Ma en el oriente del CVM, 5 Ma en el occidente y desde hace 1 Ma en la parte central (Ferrari *et al.*, 1994b, p. 92).

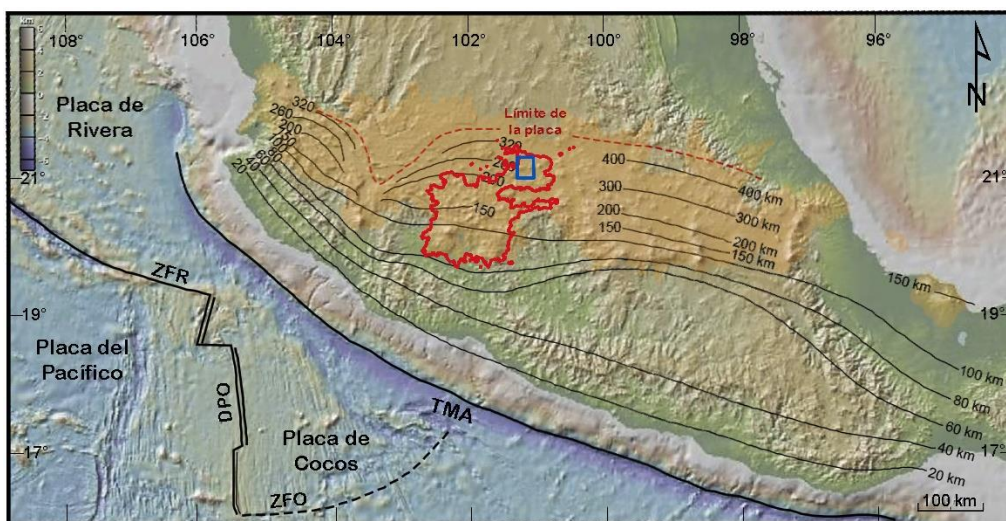


Figura 14. Placas tectónicas y su profundidad (isolíneas negras) por debajo de la zona central de México. Se representa el CVM (anaranjado), CVMG (rojo) y el CVVS (azul). DPO: Dorsal del Pacífico Oriental, TMA: Trinchera Mesoamericana, ZFO: Zona de Fractura de Orozco, ZFR: Zona de Fractura de Rivera. Modificado de Ferrari *et al.* (2012, p. 128).

2.2. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

Dentro del sector central del CVM, entre el lago de Cuitzeo y las altiplanicies Tarasca y del Bajío, se localiza el CVMG (Fig. 15), una de las mayores acumulaciones de formas volcánicas Plio-Cuaternarias en México (Lugo-Hubp, 1990, p. 97). Posee una longitud de 120 - 150 km en su eje N-S correspondiente a la máxima extensión latitudinal del CVM (Demant, 1978, p. 178; Ferrari, 2000, p. 85) y una superficie aproximada de 34,500 km² (Connor, 1987, p. 198), delimitada estructuralmente por el Rift de Chapala al occidente, el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende al oriente (Ferrari *et al.*, 1994b, p. 93), la depresión del Bajío al norte y la cuenca del Río Balsas al sur (Demant *et al.*, 1976, p. 12).

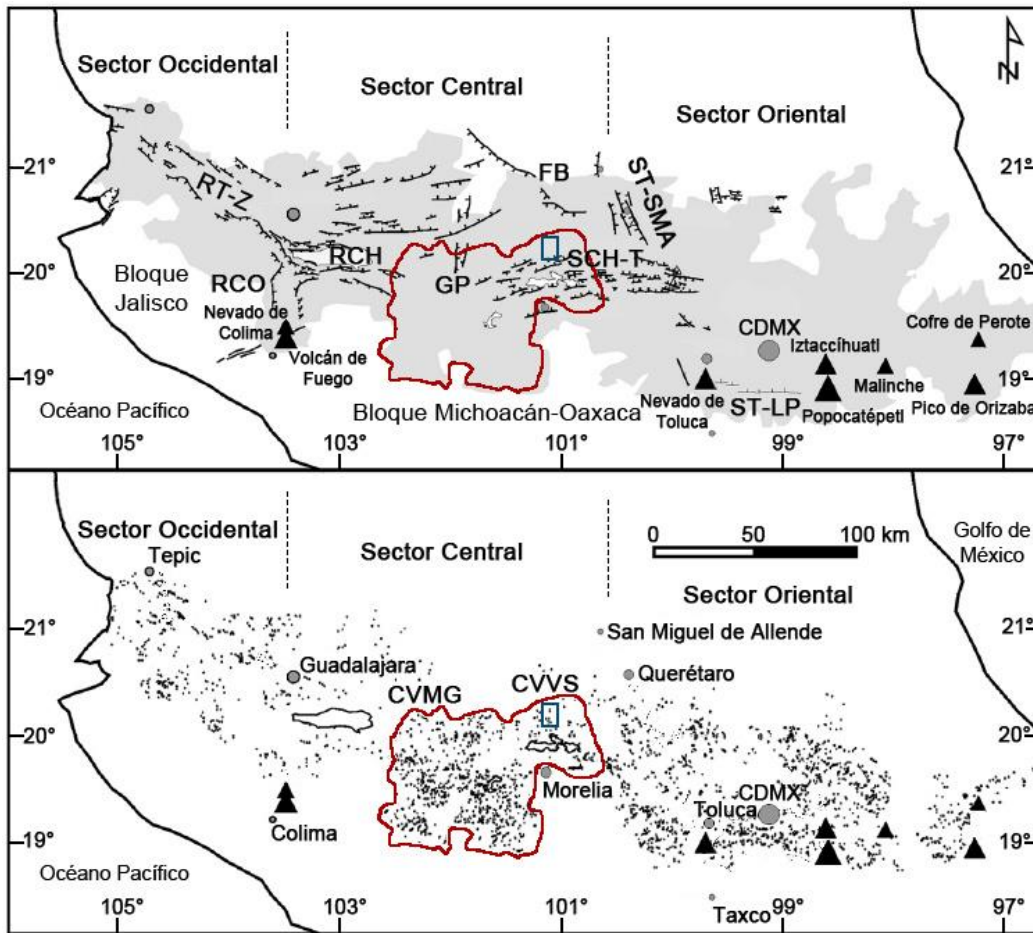
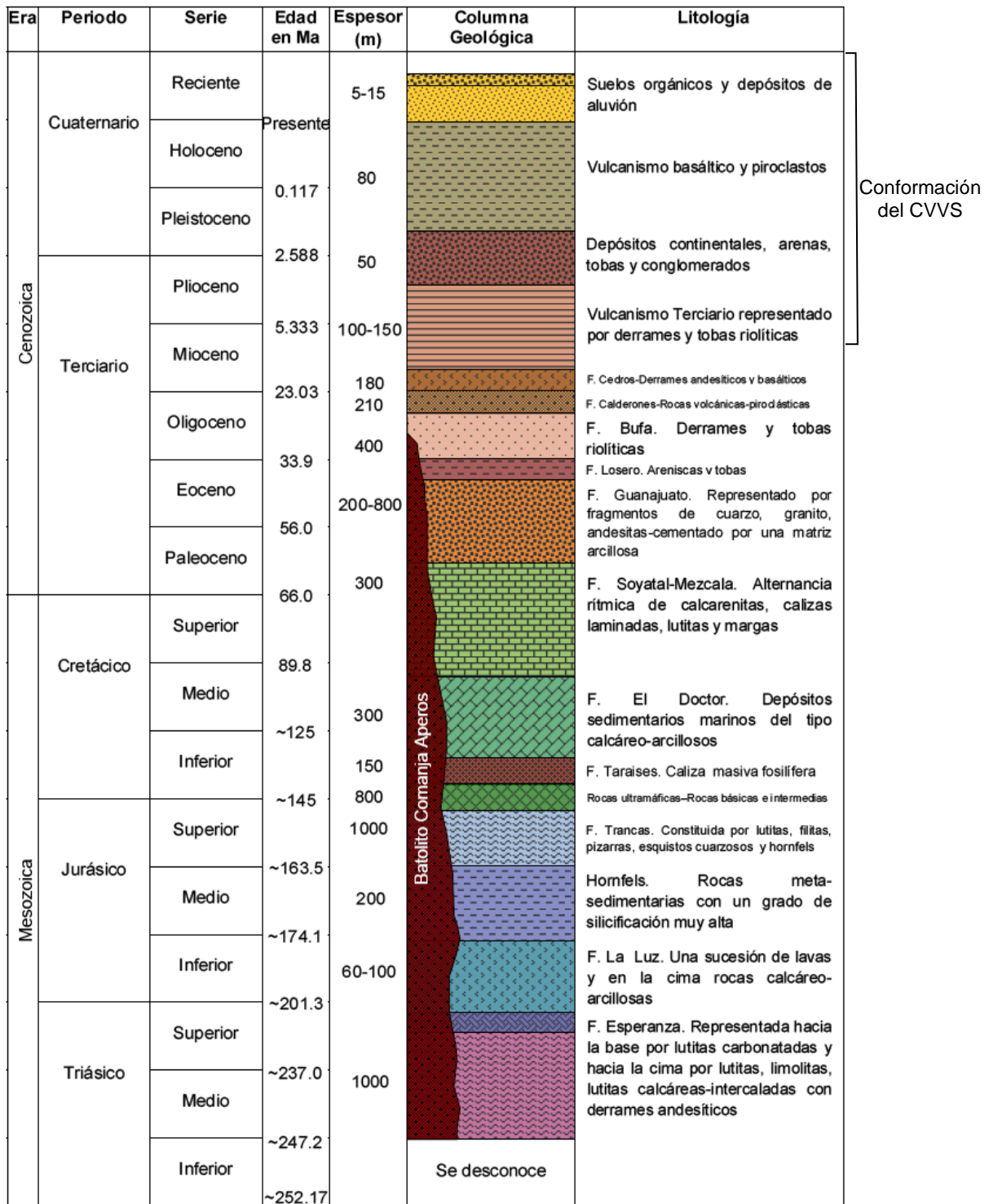


Figura 15. Ubicación del CVMG (rojo) y el CVVS (azul) en el sector central del CVM (gris), volcanes monogenéticos (puntos negros), estratovolcanes (triángulos) y sistemas de fallas. FB: Falla el Bajío, GP: Graben de Penjamillo, RCH: Rift de Chapala, RCO: Rift de Colima, RT-Z: Rift Tepic-Zacoalco, SCH-T: Sistema de Fallas Chapala-Tula, ST-LP: Sistema de Fallas Tenango-la Pera, ST-SMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. Modificado de Mazzarini *et al.* (2010, p. 57).

La corteza continental bajo la cual se encuentra el CVMG tiene un espesor aproximado de 35 - 40 km y su basamento está conformado por los productos magmáticos Mesozoicos del Terreno Compuesto Guerrero y del Cretácico inferior correspondientes al Arco Volcánico Teloloapan en su porción oriental (Ferrari *et al.*, 2012, p. 125). De acuerdo con Cárdenas (1992, p. 18 - 21), las rocas más antiguas que se han podido reconocer en el estado de Guanajuato (Fig. 16) pertenecen a la formación la Esperanza del Triásico-Jurásico (252.1 - 145 Ma), le siguen la secuencia vulcanosedimentaria del Cretácico Inferior (145 - 100.5 Ma), y la deposición de sedimentos en el medio continental durante el Neógeno así como los productos volcánicos Cuaternarios constituyen el origen de las rocas Cenozoicas (66 Ma - presente) del noreste del CVMG, donde se encuentra el CVVS.



Conformación del CVVS

Figura 16. Tabla geológica de Guanajuato. F: Formación. Modificada de Cárdenas (1992, p. 19).

Uno de los trabajos más importantes sobre el CVMG es el elaborado por Hasenaka y Carmichael (1985, p. 579 - 600), quienes identificaron por medio de mapas topográficos, geológicos, fotografías aéreas y observaciones de campo 901 conos cineríticos y de lava,

13 volcanes en escudo, 43 domos de lava, 22 maeres y 61 flujos de lava procedentes de volcanes cubiertos, entre otros centros volcánicos (Fig. 17); con la utilización de parámetros morfológicos y dataciones absolutas por el método ^{14}C determinaron para el total de 1,040 centro volcánicos del CVMG, cuya densidad de ser homogénea sería de 2.5 estructuras volcánicas/100 km², un rango de edades de 3 - 0.04 Ma aproximadamente, donde solo 78 de estos centros volcánicos entraron en erupción en los últimos 40,000 años.

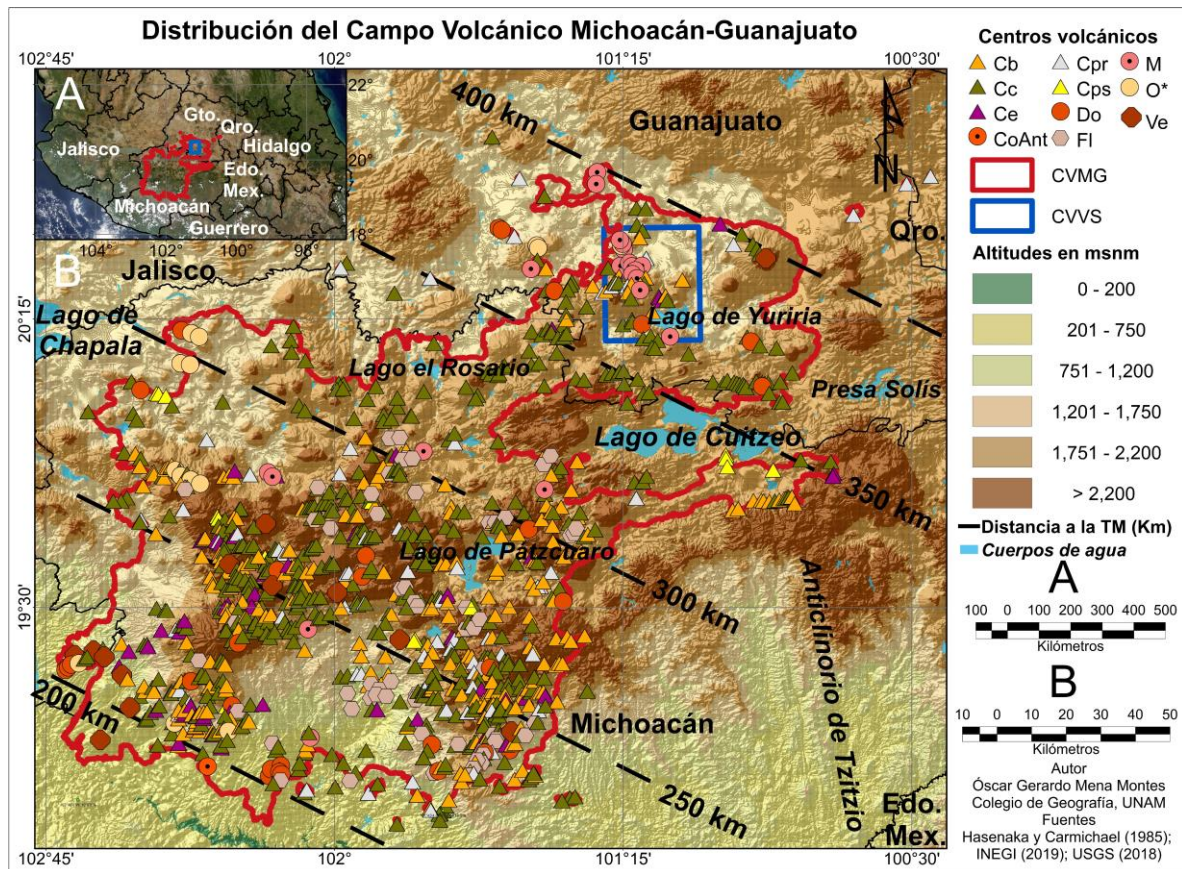


Figura 17. Distribución del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y centros volcánicos que lo conforman en relación a la Trincher Mesoamericana (TM). CVVS: Campo Volcánico Valle de Santiago, Cb: Conos de brechas, Cc: Conos cineríticos, Ce: Conos erosionados, CoAnT: Conos o anillos de toba, Cpr: Conos planos redondeados, Cps: Conos parcialmente sepultados, Do: Domos, FI: Flujos de lava no asociados con conos, M: Maeres, O*: No especificado en la referencia, Ve: Volcanes en escudo con un cono en la cima. Elaboración en ArcMap 10.4.1, basado en Hasenaka y Carmichael (1985, p. 579), a partir de INEGI (2019); y USGS (2018).

En la porción sur-central del CVMG a una distancia de 200 - 300 km de la Trincher Mesoamericana se concentra el 75% de los volcanes del CVMG asentados sobre dos líneas de fracturas paralelas orientadas N35°E coincidentes con la dirección en la subducción de

la Placa de Cocos y que pueden estar relacionadas con su segmentación (Connor, 1987, p. 193); al sur de estas líneas de fractura se localizan el Jorullo y Parícutín cuyo origen en 1759 y 1943 evidencia el proceso activo desde el Mioceno Superior de la migración del vulcanismo en el sector central del CVM hacia la Trinchera Mesoamericana (Ferrari *et al.*, 1994b, p. 101; Ferrari, 2000, p. 86). En el trabajo de Mazzarini *et al.* (2010, p. 59 - 61) se plantea la existencia en el CVMG de cuatro centroides de agrupamiento de edificios volcánicos, en torno a uno de ellos con coordenadas $20^{\circ} 21' 16.62''$ latitud norte y $101^{\circ} 15' 35.98''$ longitud oeste dentro del CVVS (Fig. 18), se localizan 91 conos cineríticos a una distancia media de 19.6 km; las erupciones de éstos pudieron originarse cercanas al punto de máxima apertura de una fractura, esto aunado a la ausencia de otros agrupamientos de estructuras hidrovulcánicas en el CVMG evidencia la existencia de controles tectónicos muy importantes en el noreste del CVMG (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999, p. 221).

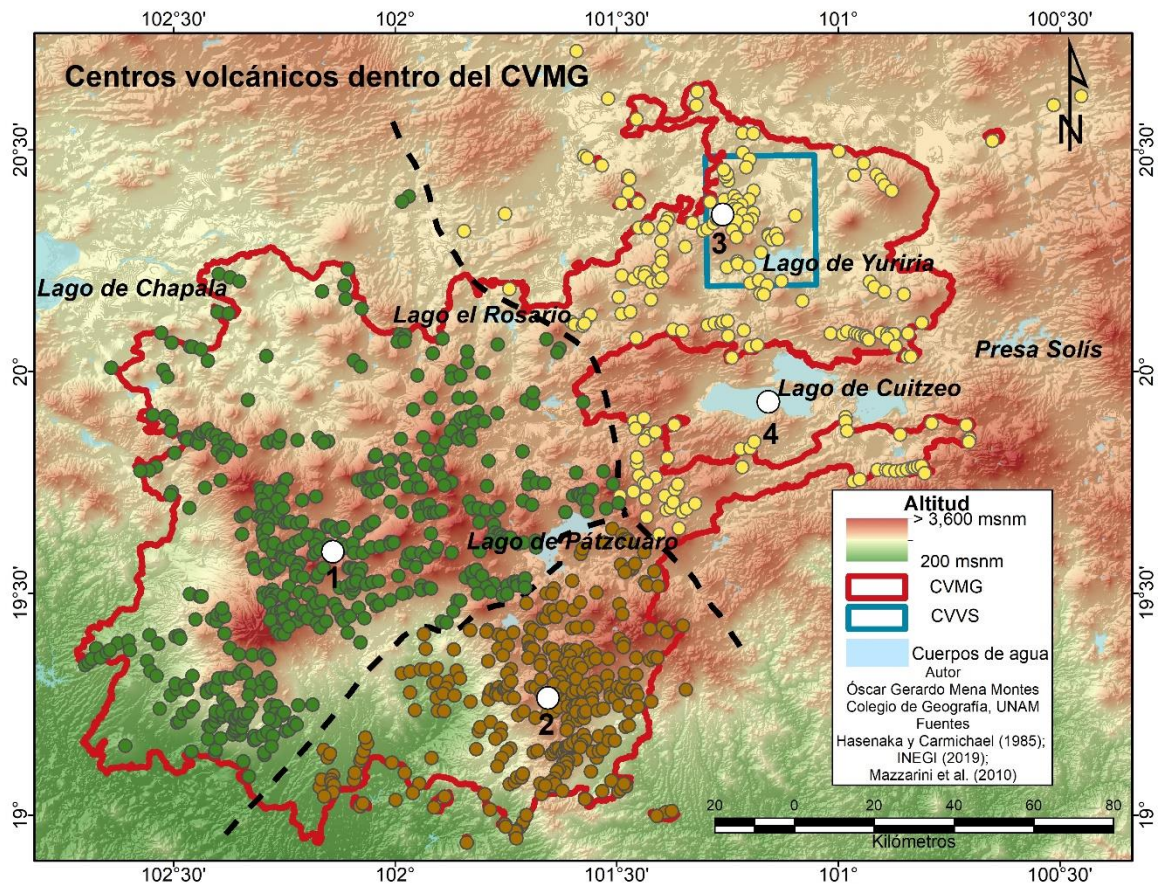


Figura 18. Centros volcánicos del CVMG y centroides de agrupamiento (puntos blancos numerados), limitados por la línea punteada. Agrupados al subconjunto 1: color verde, agrupados al subconjunto 2: color café, agrupados al subconjunto 3 y 4: color amarillo. Elaboración en ArcMap 10.4.1, basado en Hasenaka y Carmichael (1985); Mazzarini *et al.* (2010, p. 61) y a partir de INEGI (2019).

Cuatro extensos sistemas de fallas (Fig. 19) con profundidades de hasta miles de metros (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005, p. 67) se encuentran en la región noreste del CVMG, éstas son la Falla el Bajío, el Sistema de Fallas Chapala-Tula, el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Falla Tzitzio-Valle de Santiago, con orientaciones N50°O, N70°E, N20°O y N25°O (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 172).

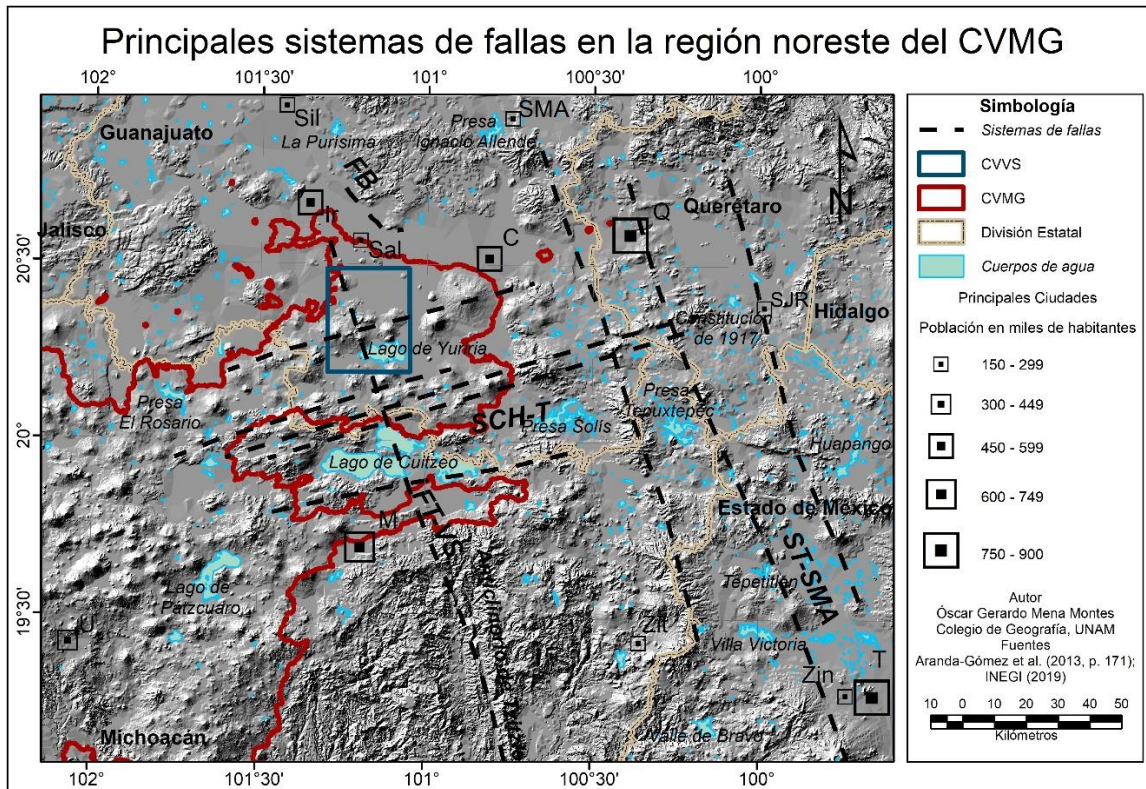


Figura 19. Principales sistemas de fallas en la región noreste del CVMG. FB: Falla el Bajío, FT-VS: Falla Tzitzio-Valle de Santiago, SCH-T: Sistema de Fallas Chapala-Tula, ST-SMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende. C: Celaya, Ir: Irapuato, M: Morelia, Q: Querétaro, Sal: Salamanca, Sil: Silao, SJR: San Juan del Río, SMA: San Miguel de Allende, T: Toluca, U: Uruapan, Zin: Zinacantepec, Zit: Zitácuaro. Elaboración en ArcMap 10.4.1, basado en Aranda-Gómez *et al.* (2013, p. 171); a partir de INEGI (2019).

La Falla el Bajío se localiza en el bajo topográfico del sur del Guanajuato entre las ciudades de San Francisco del Rincón y Querétaro, representa el límite entre el vulcanismo silíceo Oligocénico de la Mesa Central al norte y el vulcanismo máfico Plio-Cuaternario del CVM al sur dentro de su porción más septentrional, su desarrollo a partir de tres eventos principales en el Eoceno-Oligoceno dio origen a su orientación ~N45°O, un rechazo vertical de ~2 km inferido por su desplazamiento en León y Silao, Gto. y una longitud de 70 km; durante el

Oligoceno (32 - 24 Ma) fue uno de los tres sistemas de fallamiento a través de los cuales se presentó la deformación extensional en la Mesa Central dentro de la zona de San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005, p. 72 y 74). A 5 km al norte de la ciudad de Salamanca, las fallas normales NO y NE pertenecientes a la Falla el Bajío (Fig. 20) delimitan la porción sureste de la caldera la Ordeña, estructura volcánica formada en el Mioceno Superior (12 Ma) cuyas emisiones de composición andesítica-basáltica del Mioceno-Plioceno y denominadas Andesita la Ordeña, corresponden a un evento volcánico transicional entre la actividad de la Sierra Madre Oriental durante el Mioceno y el vulcanismo Plioceno-Cuaternario del CVM. Es importante mencionar que el periodo de formación de la caldera la Ordeña concuerda con la última fase de desplazamiento de la Falla el Bajío, inferida a partir de los cortes realizados en los flujos de lava basálticos de la Mesa San José (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012, p. 421 - 423).

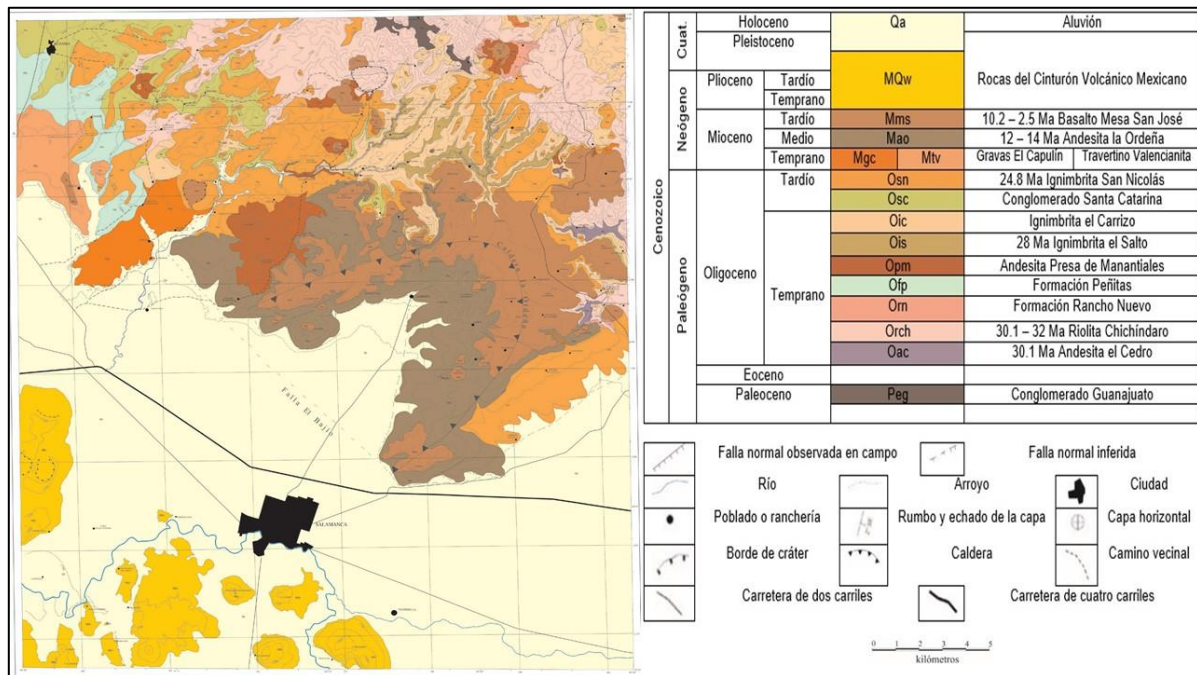


Figura 20. Mapa geológico de la región de Salamanca donde se aprecia la Falla el Bajío y la caldera la Ordeña. Modificado de Nieto-Samaniego *et al.* (2012, p. 413).

La porción noreste del CVMG, en la que se encuentra el CVVS, está limitada hacia el sur por el Sistema de Fallas Chapala-Tula, que mide 420 km de largo desde la intersección del Punto Triple en el sector occidental del CVM hasta el norte de la Cuenca de México cerca de Tula, Hidalgo (Johnson y Harrison, 1990, p. 197); conocido como Sistema de Fallas Morelia-Acambay en su parte media, divide los productos volcánicos Plio-Cuaternarios y la

sedimentación lacustre del CVM al norte, de las rocas volcánicas Miocénicas de la Sierra de Mil Cumbres al sur y se compone de fallas normales NE-SO del Mioceno Inferior (15 Ma) con movimientos de desgarre lateral izquierdo que formaron las cuencas fluviolacustres en el centro y occidente del CVM; su reactivación durante el Mioceno Superior-Plioceno Inferior (9 - 7 Ma) se produjo por las fallas normales E-O que se encuentran en la frontera sur de las cuencas Miocénicas de Charo, Maravatío y Venta de Bravo (Garduño-Monroy *et al.*, 2009, p. 319 y 322), que dieron origen a la Depresión Central del CVM existente entre el lago de Chapala y la ciudad de Valle de Santiago (Pasquaré *et al.*, 1987b, p. 166), que en el noreste del CVMG alberca el CVVS.

Durante el Cuaternario, la reactivación del Sistema de Fallas Chapala-Tula dio origen a los bloques inclinados OSO-ENE entre los lagos de Chapala y Cuitzeo, así como a la elevación de las altiplanicies Tarasca y del Bajío (Pasquaré *et al.*, 1987b, p. 173); este proceso de reactivación tectónica junto con la consecuente deformación de la parte superior de la corteza pudo haber controlado la distribución de la actividad volcánica en la región (Jonhson y Harrison, 1990, p. 208) y determinar la migración del vulcanismo en el sector central del CVM hacia la Trinchera Mesoamericana desde el Pleistoceno (Ferrari *et al.*, 1994b, p. 92).

Hacia el oriente del CVMG se encuentra el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, rasgo estructural que cruza el CVM con una orientación NNO-SSE (Demant, 1978, p. 174), desde su reactivación en el Plioceno representa la frontera más importante entre los sectores central y oriental del CVM (Ferrari *et al.*, 1994b, p. 100). Tiene una extensión aproximada de 450 km desde San Luis Potosí hasta Guerrero, un ancho de 30 km en la región de Querétaro así como una disposición latitudinal; este sistema consiste en un conjunto de fallas NNO-SSE de 15 - 50 km de largo que poseen una componente normal que data del Oligoceno y Mioceno-Cuaternario, su situación en el límite oeste de las plataformas marinas Valles-San Luis Potosí y Guerrero-Morelos representa una zona de transición entre una plataforma continental y una de mayor batimetría cuyas diferencias en pendiente y espesor cortical para el Cretácico controlaron la localización de este sistema durante el Cenozoico (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005, p. 69 - 71).

Entre el sureste de Michoacán y el sur de Guanajuato se localiza la falla cortical profunda Tzitzio-Valle de Santiago o Hendidura de Tzitzio, que aproximadamente a los 101° de longitud oeste cruza el lago de Cuitzeo y genera en el noreste del CVMG el alineamiento NO-SE de estructuras hidrovulcánicas del CVVS (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 72). Su origen se debe a la subducción de la Zona de Fractura de Orozco que delimita las porciones

noroeste y sureste de la placa de Cocos con edades de ~17 Ma y 12.3 Ma respectivamente (Fig. 21), las cuales debido a sus diferencias en densidad y temperatura con respecto a la placa de Norteamérica bajo la cual se hunden, generan un contraste de flotabilidad y un ángulo de subducción de ~30° en su lado noroeste y de 5° - 10° en su porción sureste (Blatter y Hammersley, 2010, p. 67 - 72).

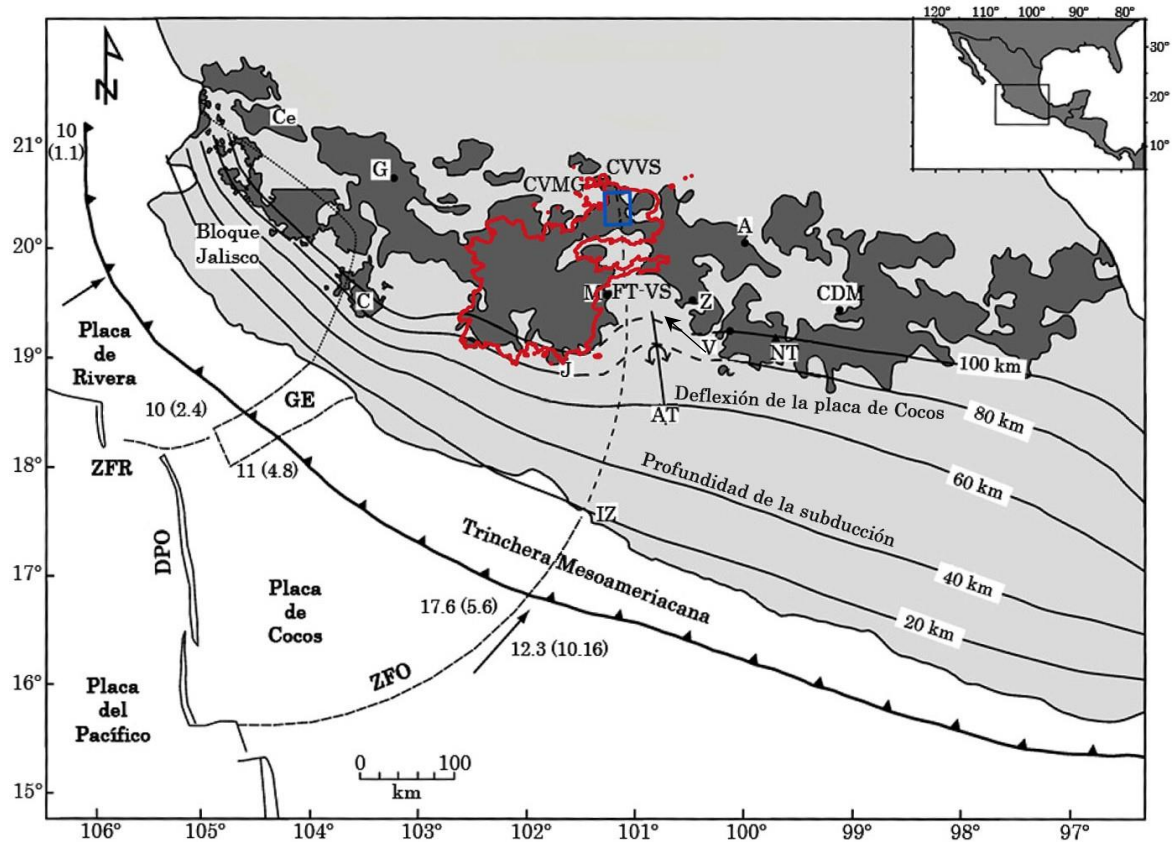


Figura 21. Subducción de la Zona de Fractura de Orozco (ZFO) bajo la placa de Norteamérica. Los números sobre la Trinchera Mesoamericana representan la edad en millones de años de las placas en subducción, la cifra entre paréntesis es la convergencia en cm/año. CVM (gris oscuro), CVMG (rojo), CVVS (azul), AT: Anticlinorio de Tzitzio, DPO: Dorsal del Pacífico Oriental, FT-VS: Falla Tzitzio-Valle de Santiago, GE: Graben el Gordo, ZFR: Zona de Fractura de Rivera, A: Caldera Amealco, C: Complejo Volcánico de Colima, Ce: Ceboruco, J: Jorullo, NT: Nevado de Toluca, CDM: Ciudad de México, G: Guadalajara, IZ: Ixtapa Zihuatanejo, M: Morelia, V: Valle de Bravo y Z: Zitácuaro. Modificado de Blatter y Hammersley (2010, p. 68).

La subducción de la Zona de Fractura de Orozco desde el Mioceno Medio originó que la actividad volcánica en CVMG, durante el Cuaternario se desplazara detrás del arco del CVM (Fig. 22), donde la litosfera en subducción alcanza las condiciones de temperatura y

presión necesarias para su volatilización a una distancia de 350 km de la Trinchera Mesoamericana (Blatter y Hammersley, 2010, p. 67 - 72), es decir en la zona del CVMG donde se encuentra el CVVS (Hasenaka y Carmichael, 1985, p. 579).

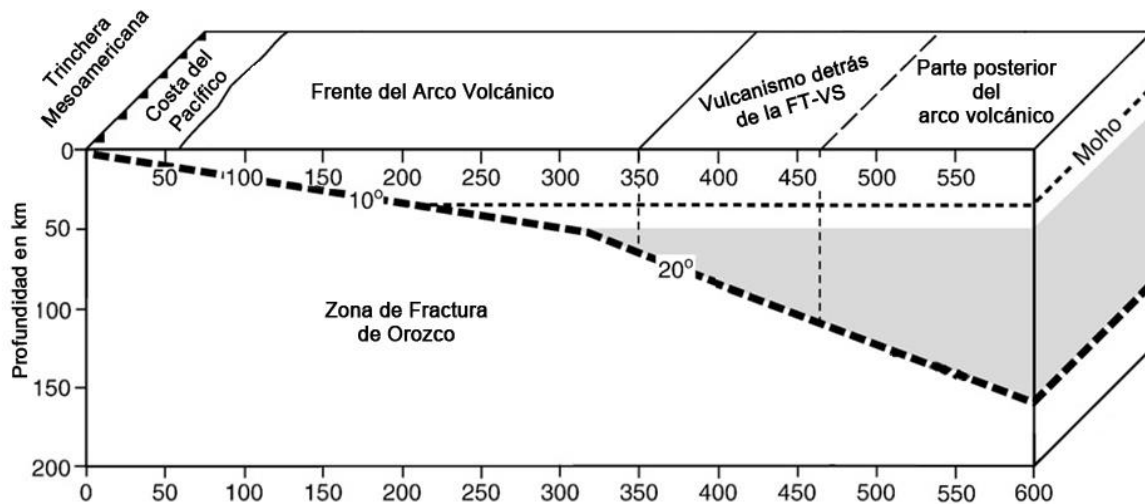


Figura 22. Vulcanismo Cuaternario del CVM en la zona posterior de la Falla Tzitzio- Valle de Santiago (FT-VS) con respecto a la Trinchera Mesoamericana y relacionado con la subducción de la Zona de Fractura de Orozco (10° - 20°). Modificado de Blatter y Hammersley (2010, p. 82).

Una de las evidencias geológicas de la subducción de la Zona de Fractura de Orozco es el Anticlinorio de Tzitzio (Fig. 17 y 19) en el oriente del estado de Michoacán, consiste en una secuencia plegada con horizontes volcánicos cubiertos de manera heterogénea por hasta 1,000 m de una secuencia ignimbrítica y andesítica del Mioceno Medio (Pasquaré *et al.*, 1987a, p. 87 y 88) cuyo origen se relaciona con una fase compresiva de la orogenia Larámide ocurrida durante el Paleoceno-Eoceno (66 - 33.9 Ma) (Blatter y Hammersley, 2010, p. 70). Debido a su orientación NNE-SSO, el Anticlinorio de Tzitzio también ha sido relacionado con las deformaciones de la provincia Basin and Range de Norteamérica que comenzó aproximadamente hace 75 - 30 Ma (Garduño-Monroy *et al.*, 2009, p. 320).

Durante el Plioceno-Holoceno (5.3 Ma - presente) el lago de Cuitzeo se extendió hacia el noroeste más allá de sus límites actuales debido a un periodo de actividad en la Falla Tzitzio-Valle de Santiago (Fig. 23) y al aumento de las precipitaciones en el centro de México durante el Plioceno Inferior (5.2 - 3.6 Ma) (Israde-Alcántara *et al.*, 2010, p. 80 - 91); el retroceso posterior de dicho lago influyó en la colmatación por sedimentos lacustres de la Depresión Central del CVM (Pasquaré *et al.*, 1987a, p. 186 y 187).

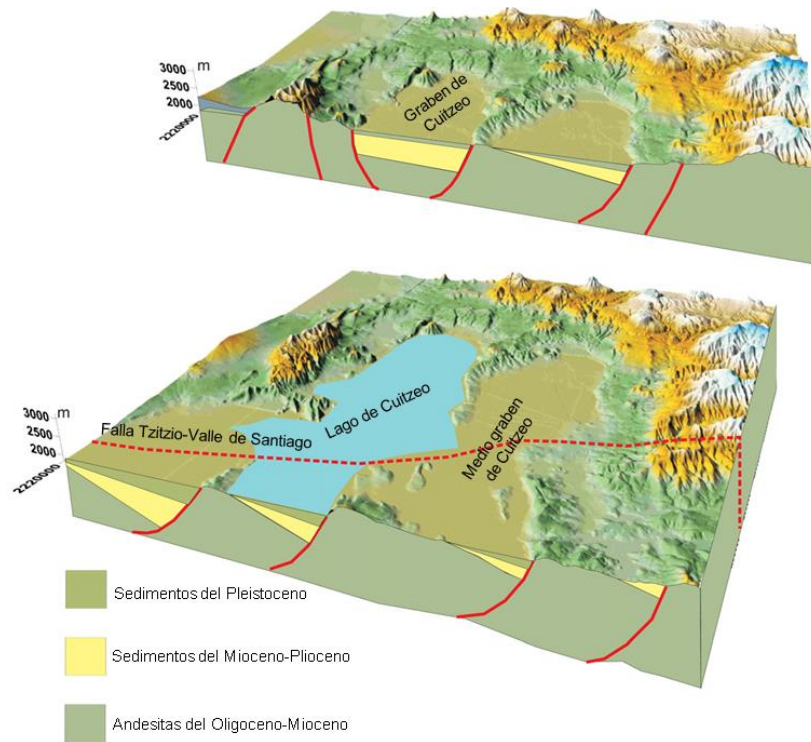


Figura 23. Formación del Medio Graben de Cuitzeo y extensión del lago debido a la Falla Tzitzio-Valle de Santiago durante el Plioceno-Holoceno. Modificado de Israde-Alcántara *et al.* (2010, p. 81).

Evidencias del proceso de extensión durante el Cuaternario de otros posibles paleolagos cercanos a la zona de estudio, se encuentran al noroeste de Salamanca en los depósitos lacustres de la formación Peñitas y la Arenisca Valencianita (Nieto Samaniego *et al.*, 2012, p. 423) así como en la porción sur del CVVS donde el aluvión que se localiza a 15 km al sureste de Valle de Santiago probablemente corresponda a la porción inferior de un extenso paleolago (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 172).

Los sistemas de fallas referidos aunados a la subducción oblicua de la placa de Cocos bajo la Trinchera Mesoamericana, generaron una fragmentación en los bloques corticales (Fig. 24) del centro y sur de México y cuya rotación se observa en el sector central del CVM en las fosas de Chapala y Acambay (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999, p. 226); ésta fragmentación cortical en la intersección de la falla NO-SE Tzitzio-Valle de Santiago con el Sistema de Fallas E-O Chapala-Tula, pudo facilitar ascensos magmáticos en la región, los cuales interactuaron con cuerpos freáticos o con un posible paleolago en la región actual del Bajío (Aranda-Gómez *et al.*, 2002, p. 393), esto explicaría la formación, distribución y alta concentración de centros volcánicos e hidrovulcánicos del CVVS.

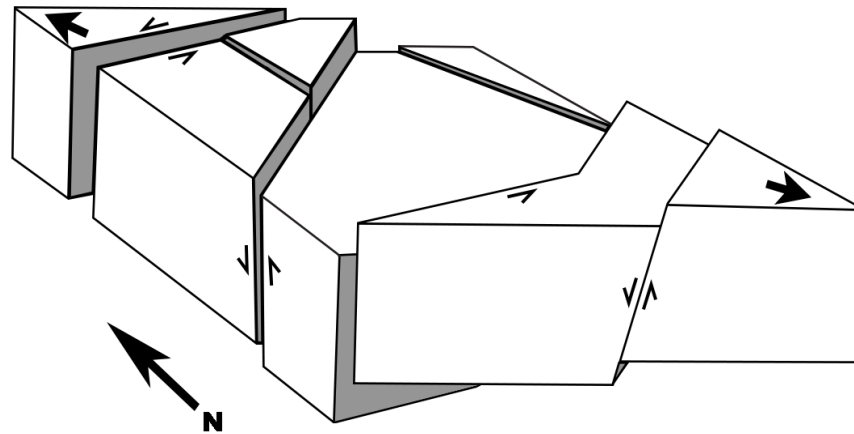


Figura 24. Movimiento de bloques inferido para el norte de Michoacán. Modificado de Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999, p. 227).

2.3. El Campo Volcánico Valle de Santiago

En la zona noreste del CVMG dentro de la región del Bajío en el estado de Guanajuato, entre las ciudades de Yuriria y Salamanca se localiza el CVVS, compuesto por numerosos edificios volcánicos con morfologías cónicas y distendidas entre los que destacan más de veinte estructuras de origen hidrovolcánico que lo convierten en la única agrupación numerosa de cráteres de explosión de edad Plio-Cuaternaria dentro del sector central del CVM (Carrasco-Núñez y H. Ort, 2012, p. 21). Bajo el CVVS, la corteza continental correspondiente al Terreno Compuesto Guerrero (Mazzarini *et al.*, 2010, p. 56), posee un espesor de 30 - 40 km (Fig. 25) y una edad de conformación del Eón Precámbrico, determinada así por el hallazgo de xenolitos en el cráter de explosión H. Rincón de Parangueo datados en 1,500 Ma de antigüedad (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 74 y 98).

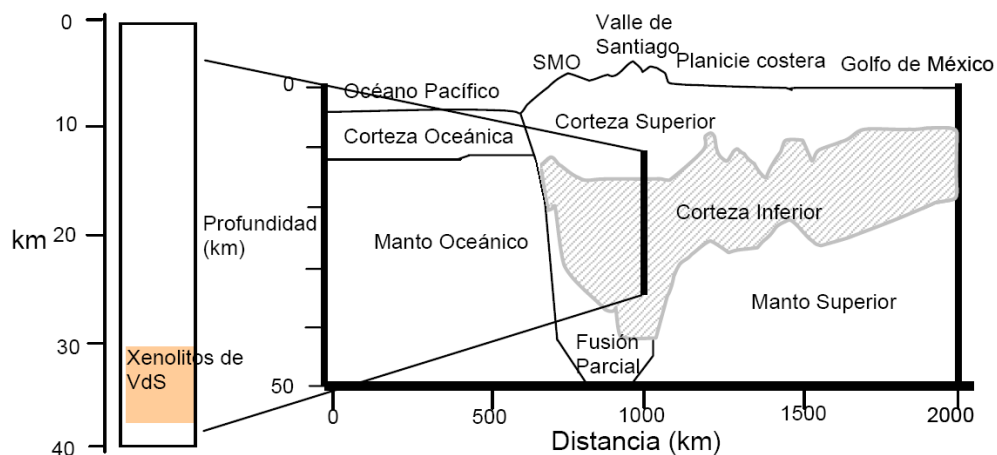


Figura 25. Representación de la corteza continental de edad Precámbrica que subyace al CVVS. VdS: Valle de Santiago, SMO: Sierra Madre Occidental. Tomado de Uribe-Cifuentes (2006, p. 186).

De acuerdo con Hasenaka y Carmichael (1985, p. 579), dentro del CVVS se encuentran 46 edificios volcánicos de los cuales 14 fueron determinados como conos cineríticos o de lava, 12 maares, 4 conos redondeados o aplanados, 2 domos, 11 conos de brecha y 3 conos erosionados o disectados; para Aranda-Gómez *et al.* (2013, p. 172) el CVVS concentra 17 maares, 50 conos cineríticos y 15 volcanes en escudo. La actividad volcánica que dio origen a estas estructuras, compuesta por "erupciones efusivas de andesitas calcialcalinas hasta estrombolianas y actividad freatomagmática con emisión de magmas alcalinos" (Aranda-Gómez *et al.*, 2002, p. 392 y 393), ocurrió en dos periodos (Fig. 26); el primero entre el Mioceno-Plioceno a partir de vulcanismo basáltico y andesítico que originó los cerros el Picacho, los Cuates, San Andrés, Chapín y la Batea, mientras que en el segundo período la actividad freatomagmática dio lugar a las estructuras cuaternarias como H. Rincón de Parangueo, H. la Alberca, H. Blanca, H. de Cíntora, H. de Álvarez, etc. con menos de 1.17 Ma de antigüedad (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008, p. 551).

Nombre	Edad en millones de años	Periodo en la actividad volcánica	Referencia
H. la Alberca*	0.073	Vulcanismo formador de estructuras hidrovulcánicas y conos cineríticos	Murphy (1982); Uribe-Cifuentes (2006); y Aranda-Gómez <i>et al.</i> (2013, p. 181).
la Hoyuela	NE		NE
Santa Rosa*	0.137 ± 0.09		Aranda-Gómez <i>et al.</i> (2013, p.173).
H. de Estrada*	0.18 ± 0.03		Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008, p. 552).
Hoyita	NE		NE
H. de Cintora*	0.38		Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999, p. 220).
H. Blanca*	NE		
H. Solís*			
H. de Álvarez*			
Laguna*			
Yuriria*			
el Puerto*			
el Grangenal*			
H. Parangueo*			
C. la Mina			
la Mina*			
San Miguel Quiriceo*			
Gerónimo*			
Magdalena*			
San Nicolás*	1.175 ± 0.166		NE
C. Camatarán	1.17 ± 0.14		
San Nicolás*	1.2		
C. Culiacán	2.10 ± 0.24		
C. Grande	2.27 ± 0.27		
Santa Teresa	2.28 ± 0.07		
C. Boardman	NE	Inserción de Basaltos Oceánicos Alcalinos	Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999, p. 220).
Cerros la Batea, Haston, Guantes, Chapín, Blanco, el Tule, los Cuates	6.88	Vulcanismo basáltico-andesítico formador de volcanes en escudo	

Figura 26. Edad de edificios volcánicos del CVVS; NE: No especificado. *Volcanes considerados como maares por los autores. Modificado de Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999, p. 220).

Con la finalidad de ilustrar la constitución geológica superficial del CVVS, se muestran el mapa de Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999, p. 219) (Fig. 27) y el elaborado por el autor de este trabajo (Fig. 28); no obstante, existen otros mapas geológicos de estructuras hidrovulcánicas del área bajo estudio en tesis profesionales y artículos científicos (Fig. 30).

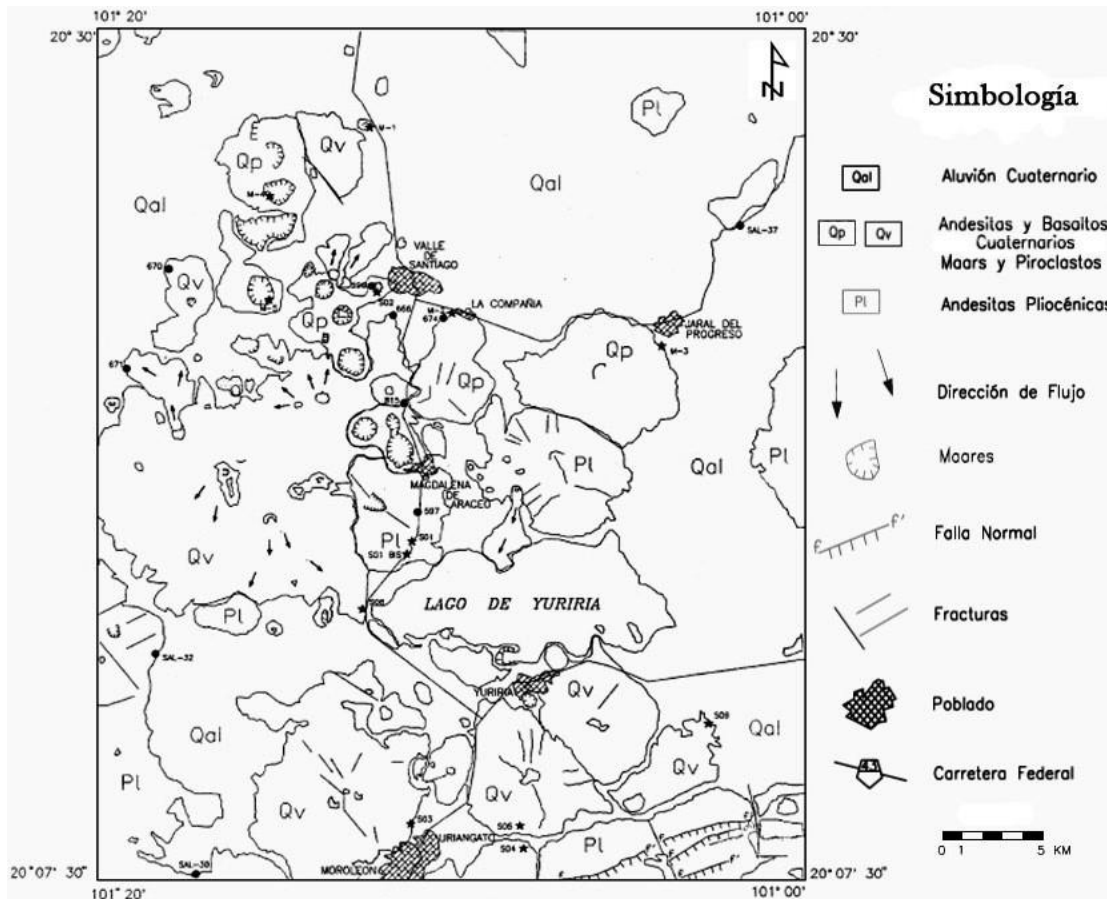


Figura 27. Geología del CVVS. Modificado de Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1999, p. 219).

Los volcanes en escudo C. el Varal, C. Blanco, C. Sotelo y C. el Cerrito están compuestos por andesitas pliocénicas identificadas como la unidad más antigua que aflora en la superficie del CVVS; mientras tanto los edificios volcánicos C. el Picacho, C. Prieto, C. la Mina, C. el Tule, C. los Cuates, C. la Batea y C. la Tetilla están conformados por andesitas y basaltos del Pleistoceno (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 9). Los cráteres de explosión poseen una composición basáltica dominante, excepto por el volcán H. de Estrada de rocas riolíticas (Cano-Cruz, 2007, p. 83; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008, p. 550). La reducida diversidad en la composición de sus productos emitidos ha sido explicada por la ascensión rápida del magma hacia la superficie sin asimilación de rocas en la región cortical (Mazzarini *et al.*, 2010, p. 56).

Geología del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato

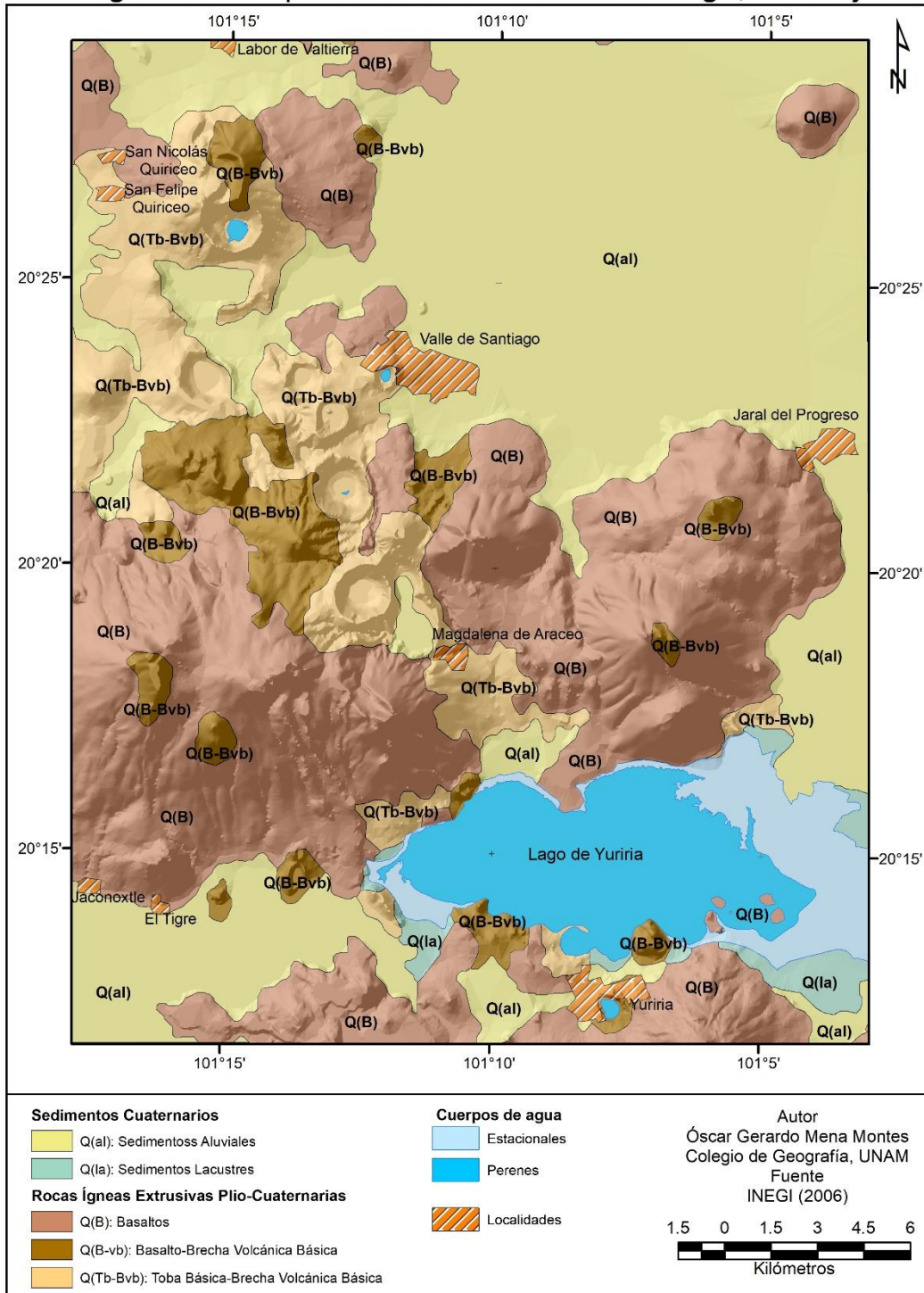


Figura 28. Geología del CVVS. Elaboración en ArcMap 10.4.1, a partir de INEGI (2006).

Los sedimentos aluviales cuaternarios de la planicie sobre la cual se desarrolló el CVVS, se encuentran interrumpidos por basaltos Plio-Cuaternarios que conforman los volcanes en

escudo el Borrego, C. Picacho, C. Prieto, C. el Tule, el Armadillo, C. el Varal, Jerónimo, C. Blanco, C. Prieto y el C. la Tetilla, orientados ENE-OSO en concordancia con la dirección del Sistema de Fallas Chapala-Tula (Jonhson y Harrison, 1990, p. 198). Los sedimentos lacustres cuaternarios se encuentran al sur y noreste del lago de Yuriria donde se presenta el aumento y disminución en la superficie del embalse entre la estación lluviosa y la de estiaje. Los basaltos-brechas volcánicas básicas forman estructuras menores como el Zapote, Buenavista, C. Chapín, San Vicente Joyuela, C. el Colloncle y la parte central de los cerros Picacho, Blanco y la Tetilla. Las tobas básicas-brechas volcánicas conforman los cráteres de explosión San Manuel, C. la Mina, H. Rincón de Parangueo, Hoyuela, H. de Estrada, H. Blanca, H. de Cíntora, H. de Álvarez, San Jerónimo y Magdalena de Araceo, así como la Joya, que se encuentran alineadas N25°O (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 172), concordantes con la dirección de la Falla Tzitzio-Valle de Santiago; este sistema es interceptado por los edificios volcánicos C. San Andrés, H. San Nicolás Parangueo y H. la Alberca con direcciones E-O (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008, p. 551).

Como parte de la geología del CVVS, se presenta una descripción de las características estratigráficas de H. Rincón de Parangueo, H. de Estrada y H. la Alberca (Fig. 29). Estas formas del relieve de origen hidrovulcánico fueron seleccionadas debido a que corresponden respectivamente a una de las estructuras volcánicas de mayores dimensiones, el único cráter de explosión de composición riolítica, y la estructura hidrovulcánica con la menor edad de conformación dentro del CVVS.

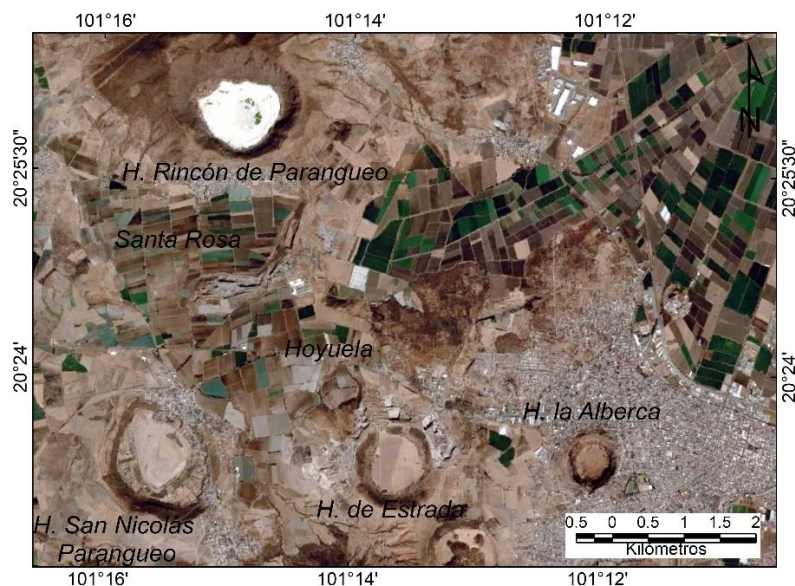


Figura 29. Estructuras hidrovulcánicas H. Rincón de Parangueo, H. de Estrada y H. la Alberca. Elaboración en ArcMap 10.4.1, a partir de ESRI (2022).

- **Cráter de explosión H. Rincón de Parangueo**

En el extremo noroeste del CVVS se localiza el Complejo Volcánico Rincón de Parangueo (Fig. 30) que de acuerdo con Aranda-Gómez *et al.* (2013, p. 180) está compuesto por 4 estructuras hidrovolcánicas: los anillos de toba San Manuel, C. la Mina, H. Rincón de Parangueo, Santa Rosa, el domo de lava la Mina y un cono cinerítico erosionado que se encuentra de forma suprayacente en la ladera noreste del volcán en escudo el Zapote compuesto por lavas traquiandesíticas; aunado a estas estructuras volcánicas del complejo, en el presente trabajo se identificaron un cono adventicio, un cono cinerítico sepultado parcialmente por proluviación y dos flujos de lava, todas estas formas del relieve rodeadas por la planicie lacustre existente en el noreste del área bajo estudio.

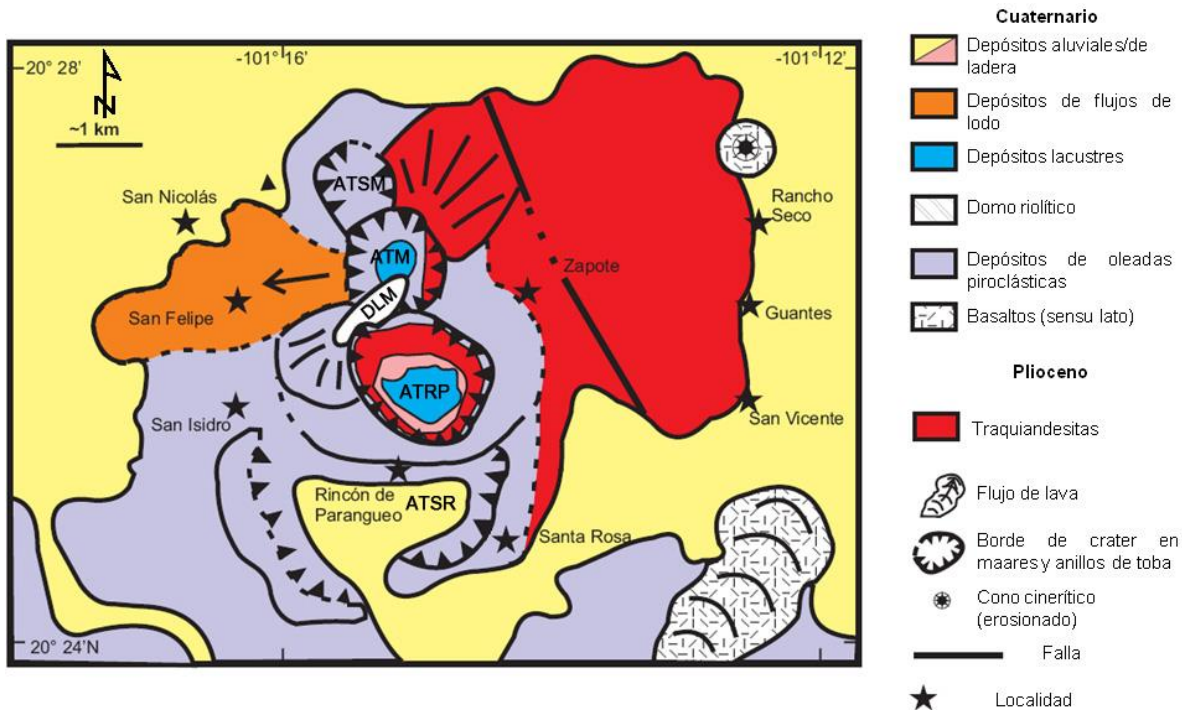


Figura 30. Mapa geológico del Complejo Volcánico Rincón de Parangueo donde se identifican cuatro anillos de toba excavados en un volcán en escudo de composición traquiandesítica. ATSM: anillo de toba San Manuel, ATM: anillo de toba la Mina, DLM: domo de lava la Mina, ATRP: anillo de toba H. Rincón de Parangueo, ATSR: anillo de toba Santa Rosa. Modificado de Aranda-Gómez *et al.* (2013, p. 181).

En el trabajo de Uribe-Cifuentes (2006, p. 18 - 20) para el cráter de explosión H. Rincón de Parangueo fueron identificadas 9 unidades principales dentro de la columna piroclástica de 6 m de espesor realizada en el borde externo suroeste del cráter (Fig. 31). A continuación se describen las características de dichas unidades estratigráficas.

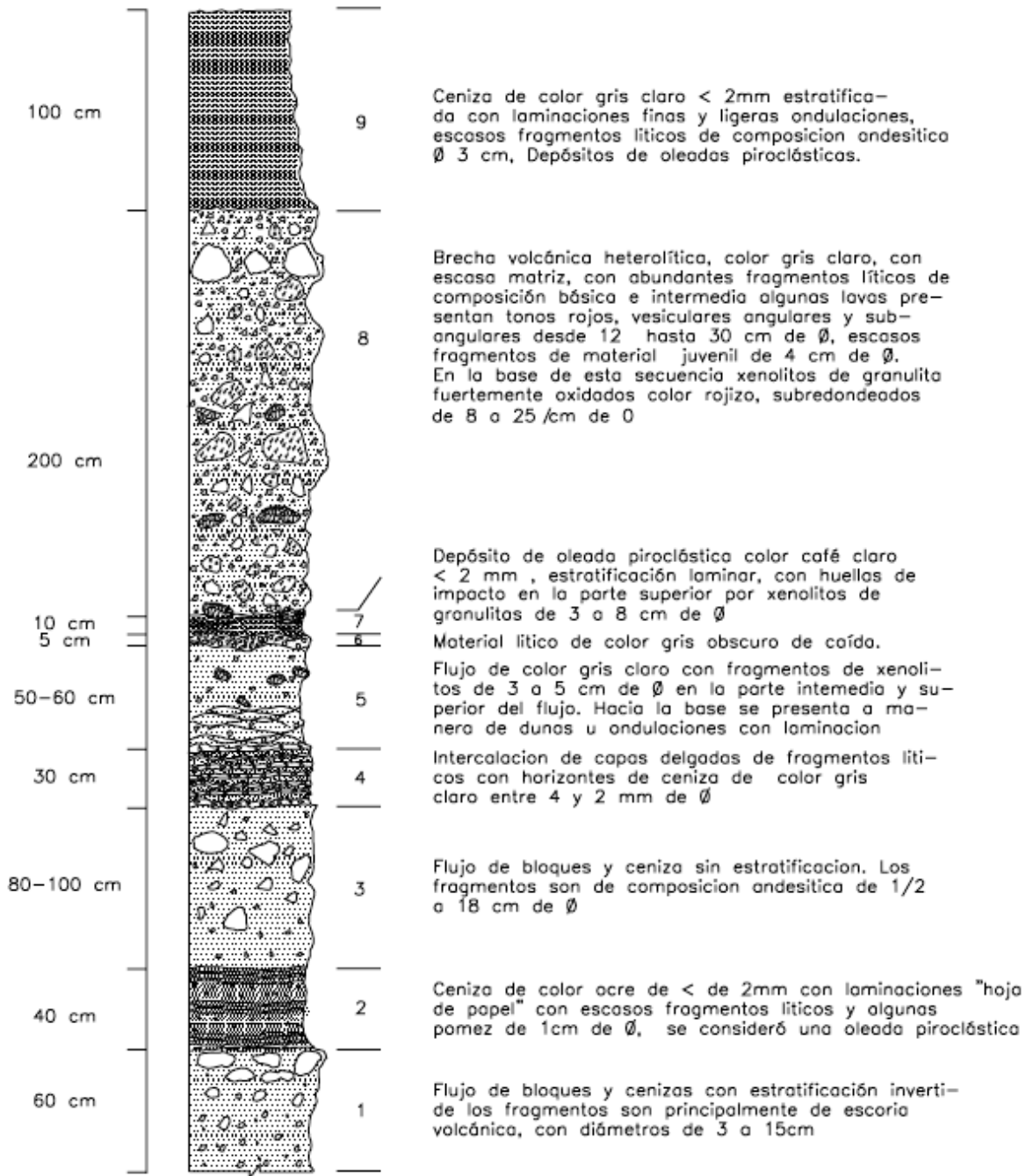


Figura 31. Columna estratigráfica de la ladera suroeste del cráter de explosión H. Rincón de Parangueo. Tomada de Uribe-Cifuentes (2006, p. 17).

A partir de esta sucesión estratigráfica se puede interpretar la conformación del cráter de explosión H. Rincón de Parangueo, con un diámetro superior a 1,500 m en dirección O-E y una profundidad variable entre 220 - 160 m en dirección N-S y O-E respectivamente, a partir de tres etapas: una previa a la formación de la estructura hidrovulcánica en la que se originaron los depósitos masivos del fondo del cráter (unidades 1-3); una etapa posterior

formadora del cráter principal en la que el basamento fue destruido debido a las erupciones freatomagmáticas violentas que conformaron el cráter y donde el ascenso rápido del magma dio origen a brechas heterolíticas con fragmentos de xenolitos (unidades 4-9); por último una etapa de vulcanismo intermedio posterior a la formación de esta estructura hidrovulcánica que originó un cono cinerítico ubicado al norte del cráter (unidad 9) (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 11, 22 y 23).

La edad de conformación de H. Rincón de Parangueo fue estimada en 0.137 ± 0.09 Ma de acuerdo con la datación realizada para el material juvenil del anillo de toba Santa Rosa por el método Ar/Ar (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 180); a partir de entonces y debido a la reactivación desde el Mioceno Superior-Plioceno Inferior (9 - 7 Ma) de las fallas normales E-O Chapala-Tula, evidenciada en tres sismos de magnitud 3.5° - 3.8° en la escala de Richter ocurridos en la zona de Morelia en 2007 cuyos focos se presentaron a una profundidad menor a 6 km (Garduño Monroy *et al.*, 2009, p. 319, 322 y 331), se han presentado modificaciones en el relieve del interior del cráter, como la desecación del lago y la formación de un escarpe topográfico de 10 - 12 m de alto (Fig. 32) producto de una falla anular vinculada a los grandes volúmenes de extracción de agua subterránea en la región responsables del proceso de hundimiento activo en ciudades como Querétaro, Celaya, Salamanca, Abasolo, Silao e Irapuato cuyas máximas tasas de subsidencia alcanzan 10 - 14 cm/año (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 175).



Figura 32. Interior del cráter de explosión H. Rincón de Parangueo, en la que se observa el escarpe topográfico de 10 - 12 m de alto (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 175), 21 de octubre de 2013.

- Cráter de explosión H. de Estrada

Localizado al sureste del Complejo Volcánico Rincón de Parangueo entre las estructuras hidrovulcánicas H. San Nicolás Parangueo, la Hoyuela, H. la Alberca y H. Blanca, el edificio volcánico de H. de Estrada (Fig. 33) consta de un cráter de forma semicircular de 1.2 km de diámetro mayor y 60 m de profundidad, fechado en 0.18 ± 0.3 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

sobre cristales de sanidino existentes en un clasto de lava riolítica de la parte superior del flanco oeste; estas características así como las de los depósitos encontrados en cinco secciones geológicas de sus flancos NO, N y NE, se presentan de acuerdo con el trabajo de Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008, p. 550 y 552).

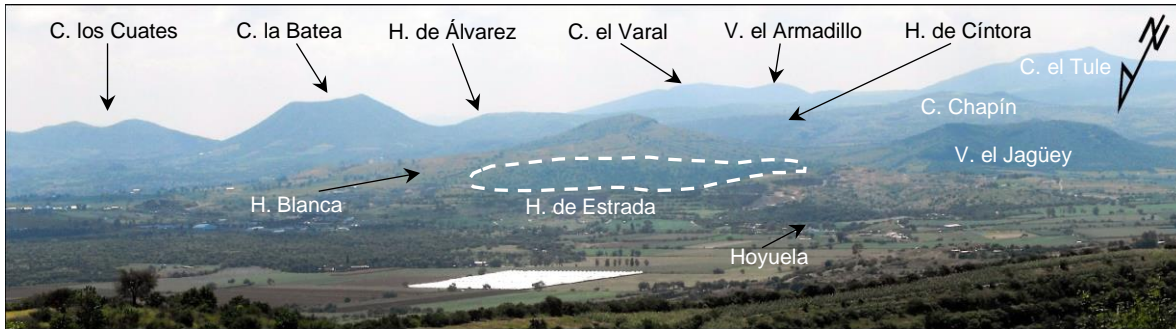


Figura 33. Cráter de explosión H. de Estrada, la línea discontinua representa el borde de su cráter. Vista desde H. Rincón de Parangueo, 11 de septiembre de 2022.

El proceso de conformación del volcán H. de Estrada se presentó a través de las siguientes tres etapas identificadas por Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008, p. 560 - 562):

Etapla formadora del cráter. Las condiciones de humedad en las que se inició la actividad freatomagmática de H. de Estrada fueron determinadas por una eficiente interacción agua-magma que condujo a la fragmentación del basamento andesítico, en este proceso la inyección de magmas riolíticos dio origen a los depósitos de materiales brechoides y de caída de los miembros A y B de la figura 34. El límite entre las unidades inferior y superior, producidas durante la etapa formadora del cráter de explosión, lo constituye el conducto ondulante que se encuentra entre los miembros C y D; este representa un hiatus en la actividad volcánica de H. de Estrada donde los canales de erosión fueron rellenados por las oleadas piroclásticas de la unidad superior.

Posterior al hiatus en la actividad volcánica, disminuyó la intensidad de las explosiones pero aumento su periodicidad debido a la disminución en la relación agua/magma que produjo la formación de columnas eruptivas bajo condiciones de menor humedad y en consecuencia las capas de caída de los miembros D y E de la figura 34; no obstante, la poca fragmentación que se presentó en este periodo podría estar ligada a una inyección de magma basáltico, dado que la mayor granulometría de los depósitos de la unidad superior coincide con la inyección de bajos volúmenes de magmas máficos.

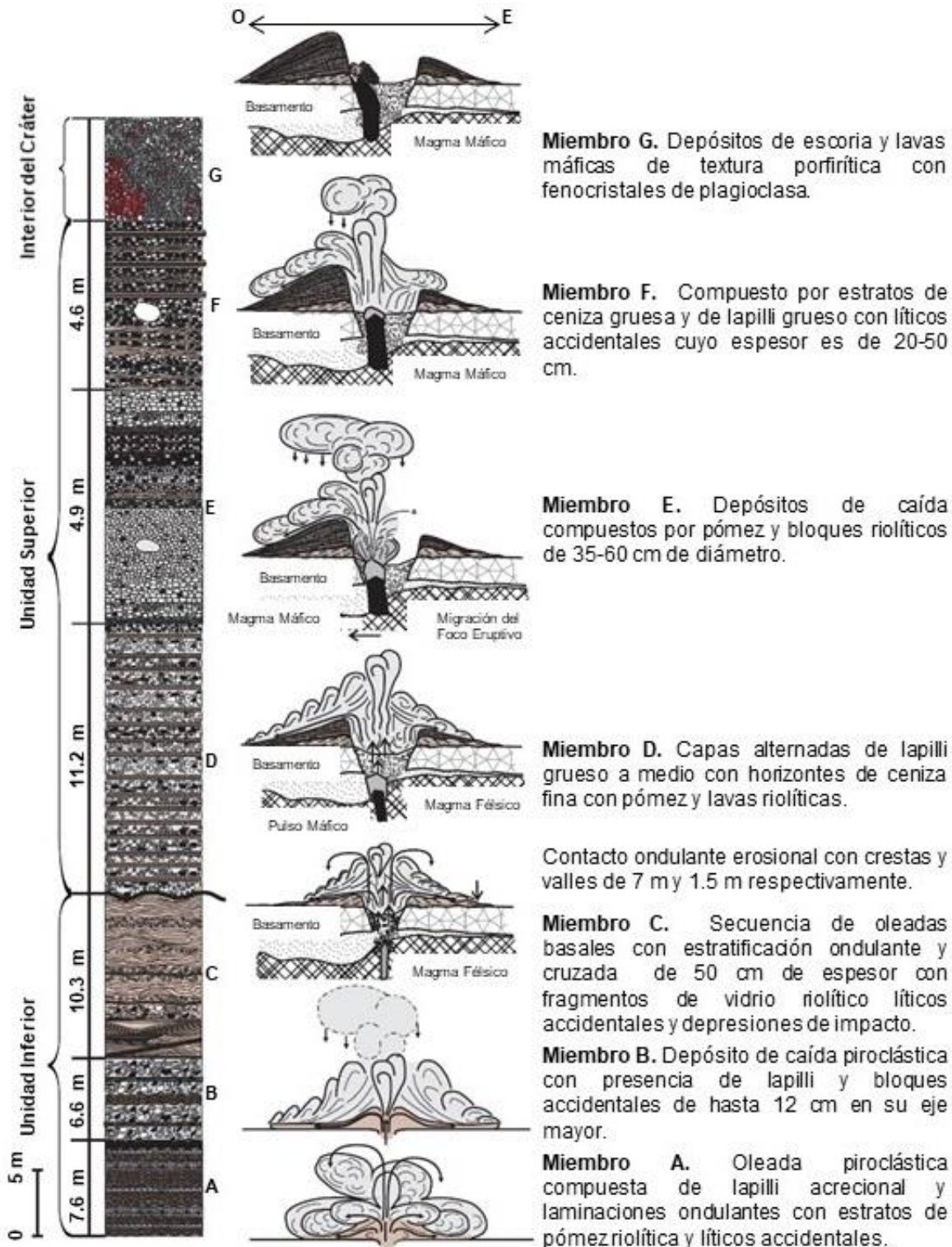


Figura 34. Columna estratigráfica del volcán H. de Estrada elaborada a partir de cinco secciones geológicas al NO, N y NE del interior del cráter en la que se resumen las características de los depósitos en las unidades inferior y superior del volcán. Modificada a partir de Cano-Cruz y Carrasco-Núñez (2008, p. 561).

Etapas efusiva final. Después de la formación de la estructura hidrovolcánica, se presentó actividad volcánica de tipo Hawaiana en el flanco ONO del interior del cráter (Fig. 35) la cual originó a partir de una posible fuente lava, depósitos de escoria y lavas máficas de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa; la existencia de estos productos eruptivos hacia el occidente pudo deberse a una posible migración del foco eruptivo o a la ocurrencia de explosiones dirigidas en esa misma dirección.

Estas etapas en la actividad volcánica de H. de Estrada concuerdan con la información de Uribe-Cifuentes (2006, p. 25 - 29), en la cual se reconocen en la columna geológica realizada en el flanco oriental del volcán, un periodo de actividad freatomagmática formador del cráter de explosión y un periodo de actividad volcánica posterior.

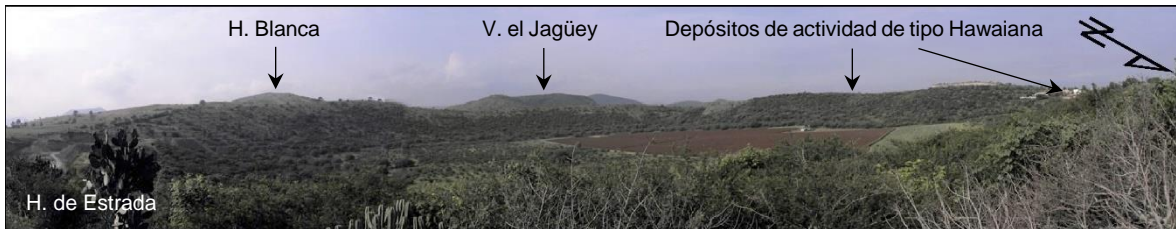


Figura 35. Interior del cráter de explosión H. de Estrada. Vista desde su borde de cráter, 10 de septiembre de 2022.

- Cráter de explosión H. la Alberca

Aproximadamente a 2 km al noreste de H. Blanca y 5 km al norte del C. la Batea, se ubica la estructura hidrovolcánica H. la Alberca (Fig. 36). Cuenta con una altura relativa de 60 m, un diámetro de cráter de 500 m en dirección O-E, una profundidad de 110 m y una edad de 0.073 ± 0.024 (Murphy, 1982; Uribe-Cifuentes, 2006, p. 33 y 34).



Figura 36. Interior del cráter de explosión H. la Alberca. Vista desde su borde de cráter, 9 de septiembre de 2022.

Las características estratigráficas de H. la Alberca se describen de la base a la cima en las figuras 37 y 38 de acuerdo con Uribe-Cifuentes (2006, p. 39 y 44).

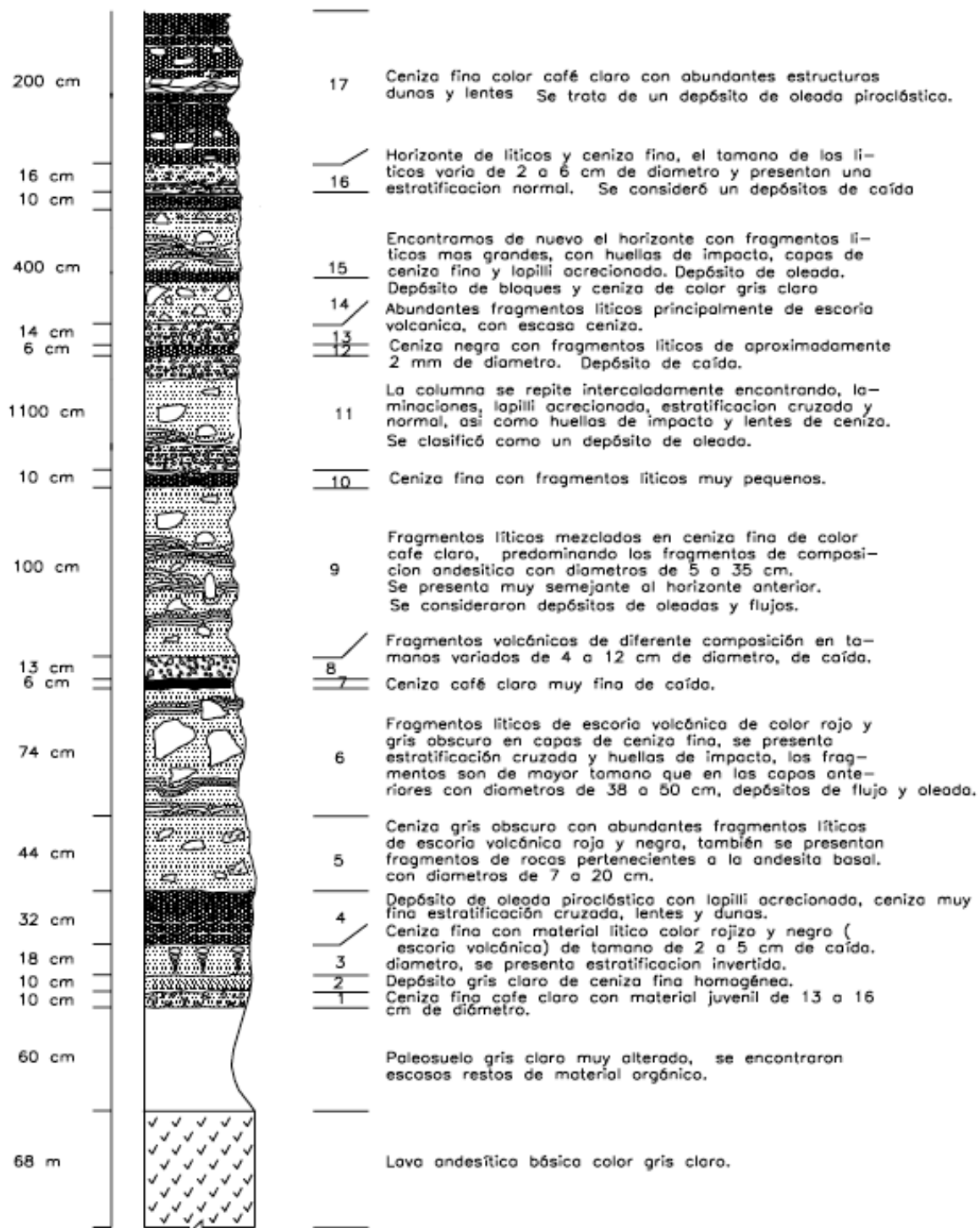


Figura 37. Porción inferior de la columna geológica compuesta de H. la Alberca, elaborada a partir de dos afloramientos en el SO y SE del cráter. Tomada de Uribe-Cifuentes (2006, p. 39).

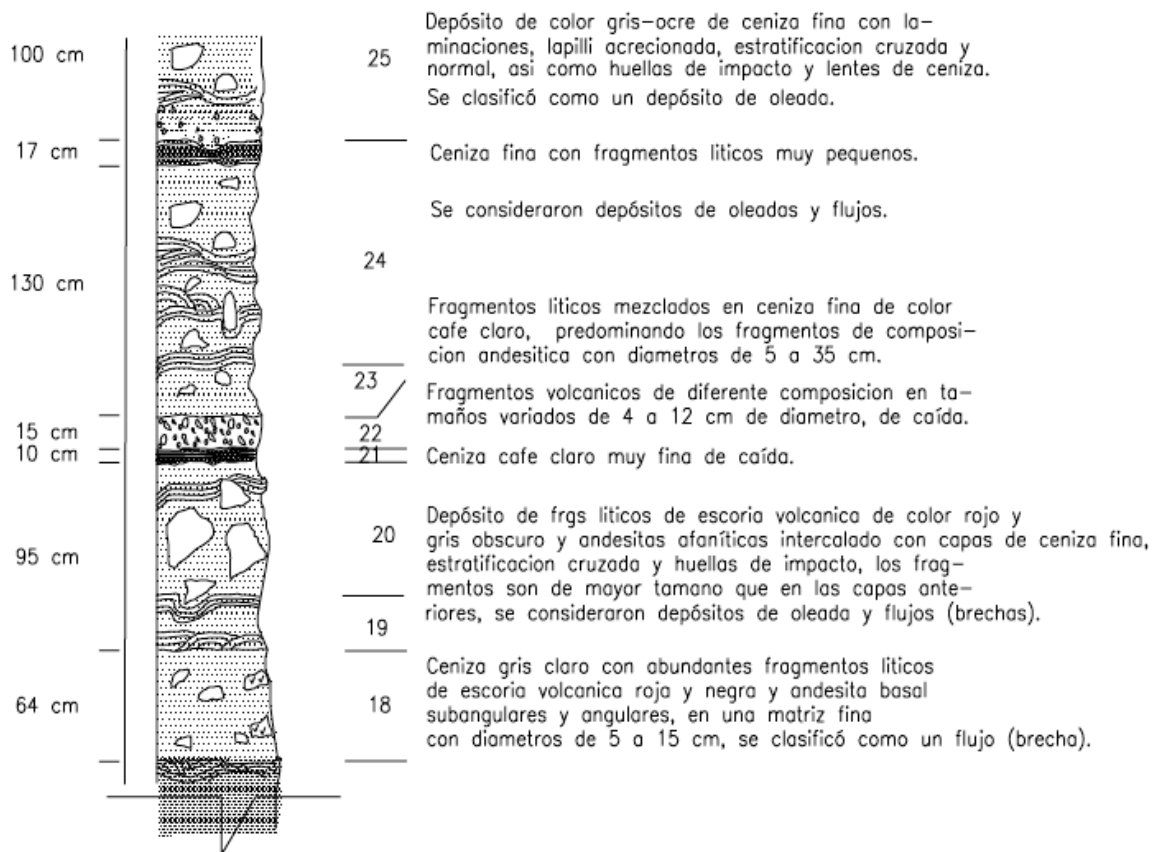


Figura 38. Porción superior de la columna geológica compuesta de H. la Alberca, elaborada a partir de dos afloramientos en el SO y SE del cráter. Tomada de Uribe-Cifuentes (2006, p. 44).

Conforme a las características de las 25 unidades de la columna geológica de H. la Alberca con un espesor total de 25.54 m (desde el paleosuelo de 60 cm de espesor antecedente a la unidad 1), el proceso de conformación de esta estructura hidrovulcánica se interpreta a partir de actividad volcánica de tipo estromboliana responsable de los flujos de lava andesíticos fechados en 0.25 ± 0.02 Ma bajo el método Ar/Ar y de los depósitos de escoria volcánica asociada a la formación de un cono cinerítico (Fig. 39) en el flanco NE del cráter (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 46); esta secuencia se encuentra separada de la sucesión formadora del cráter de explosión por un paleosuelo observable en la porción sur del interior del cráter que se formó debido a un hiatus en la actividad volcánica de H. la Alberca, después del cual se produjo la fragmentación del basamento debido a erupciones freáticas de gran energía que produjeron depósitos de caída de grano fino alternados con capas brechoides heterolitológicas, gravas gruesas y presencia de bloques inmersos en una matriz arenoso-limosa (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 178).

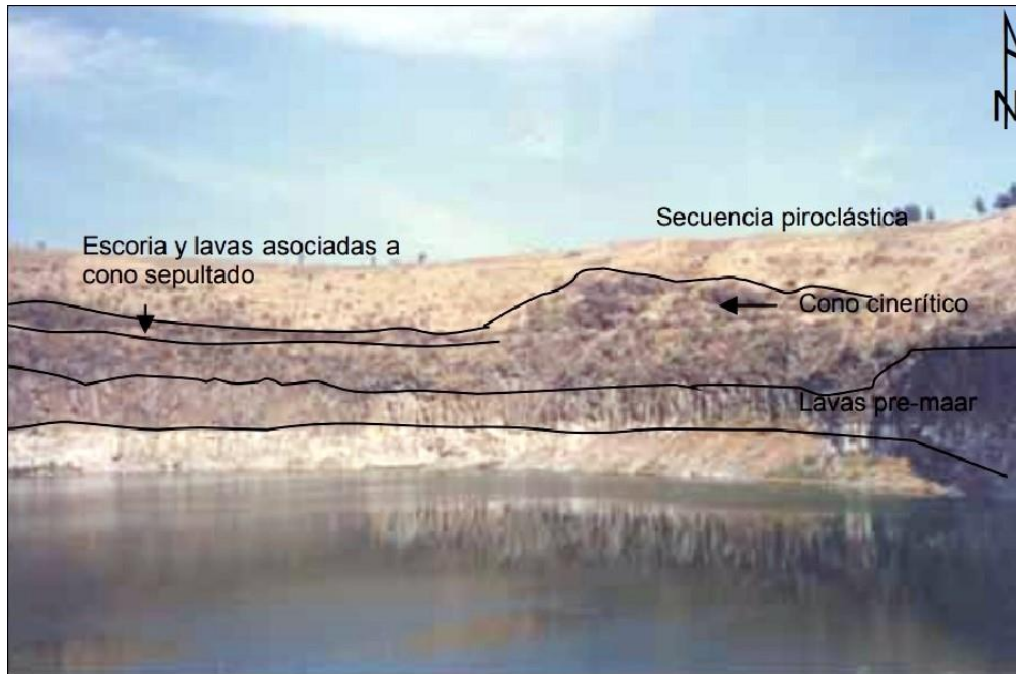


Figura 39. Interior del cráter de H. la Alberca, se observan los depósitos de un cono cinerítico producto de actividad estromboliana previa a la actividad freatomagmática formadora del cráter de explosión. En la época en que fue tomada la fotografía, antes de 2006, aún existía un lago en su interior. Tomada de Uribe-Cifuentes (2006, p. 36).

Debido a una mayor eficiencia en la relación agua/magma, se presentó la formación posterior del cráter de explosión debido a erupciones freatomagmáticas cuya evidencia se encuentra en la diversidad granulométrica en varios estratos (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 46), como horizontes de lapilli acrecional y depósitos de caída con presencia de componentes juveniles y accidentales; variaciones en la relación agua/magma desarrolladas durante las erupciones pudieron deberse a la inyección de magmas en tasas variables o por agotamientos temporales en el acuífero de la región (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 179).

2.4. Consideraciones finales

La actividad volcánica más reciente dentro de la porción media del territorio nacional desarrollada en los últimos 2 Ma producto de la subducción de las placas tectónicas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica, dio origen a extensos campos volcánicos monogenéticos. Uno de ellos ubicado en el sector central del CVM, es el CVMG, el cual contiene entre la porción norte de Michoacán y sur de Guanajuato más de 1,000 centros volcánicos de edad Plio-Cuaternaria, convirtiéndose así en la mayor acumulación de edificios volcánicos dentro de la porción central de México.

La actividad volcánica del CVMG pudo ser favorecida por la naturaleza, edad y composición de su basamento cortical, el cual posee fuertes controles estructurales que influyeron en la localización de gran parte de sus edificios volcánicos. En el extremo noreste del CVMG se localiza el CVVS, una de las agrupaciones más numerosas de estructuras volcánicas e hidrovulcánicas Plio-Cuaternarias dentro del sector central del CVM.

La distribución de los centros volcánicos que conforman el CVVS se asocia con la interacción de grandes sistemas de fallamiento, los cuales son la Falla el Bajío, el Sistema de Fallas Chapala-Tula, el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Falla Tzitzio-Valle de Santiago. Estos generaron el fracturamiento regional de la corteza inferior al noreste del CVMG, la extensión del lago de Cuitzeo hacia el NO así como de otros paleolagos en el Bajío que influyeron en la conformación de los acuíferos de la región, mismos que al interactuar con los magmas ascendentes durante el Cuaternario originaron las estructuras volcánicas e hidrovulcánicas del CVVS.

Los volcanes en escudo de edad Pliocénica el Borrego, C. Picacho, C. Prieto, C. el Tule, el Armadillo, C. el Varal, Jerónimo, C. Blanco, C. Prieto y el C. la Tetilla, así como el C. San Andrés, H. San Nicolás Parangueo y H. la Alberca están orientados ENE-OSO en concordancia con la dirección del Sistema de Fallas Chapala-Tula. Por su parte los cráteres de explosión cuaternarios San Manuel, C. la Mina, H. Rincón de Parangueo, Hoyuela, H. de Estrada, H. Blanca, H. de Cíntora, H. de Álvarez, San Jerónimo de Araceo, Magdalena de Araceo y la Joya, se encuentran alineados N25°O coincidentes con la dirección de la Falla Tzitzio-Valle de Santiago, generada a más de 300 km de distancia por la subducción fragmentaria de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana.

Algunas de las estructuras hidrovulcánicas más representativas del CVVS por sus dimensiones, composición y edad, presentan sucesiones estratigráficas que denotan fluctuaciones importantes en su actividad volcánica, la cual tuvo episodios de vulcanismo estromboliano, freático, freatomagmático y hawaiano durante el Pleistoceno. Estos tipos de vulcanismo dieron lugar no solo a la conformación de cráteres de explosión por caída de materiales piroclásticos, sino también a la generación de conos cineríticos y vulcanismo efusivo en algunos casos posterior y en otros anterior a la formación de los cráteres de explosión, evidencia de las importantes variaciones en la relación agua/magma de la región.

Capítulo 3. Geomorfología del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato

La geomorfología es la ciencia que estudia las formas del relieve y los procesos que les dieron origen (Hugget, 2011, p. 3). En los estudios geomorfológicos se considera la descripción morfológica, genética, estructural, dinámica e histórica de los accidentes topográficos así como su adecuada representación e interpretación cartográfica (Lugo-Hubp, 2011, p. 64 y 189).

En este capítulo se muestra la clasificación morfogenética del relieve del Campo Volcánico Valle de Santiago a través de su mapa geomorfológico, en el cual el relieve se clasificó por su origen en diez categorías y tres grupos: endógeno, endógeno-modelado y exógeno. Para su elaboración se realizó un trabajo de investigación previo, la fotointerpretación de 18 fotografías aéreas a escala 1:75,000 tomadas en 1999 de la zona F14-10 (INEGI, 1999), y un trabajo de campo complementario llevado a cabo en la zona de estudio entre el 9 y 12 de septiembre de 2022; esto permitió identificar bajo criterios morfogenéticos 464 superficies que integran el relieve del CVVS y 1,694 formas lineales (falla, corrientes fluviales y escarpes erosivos), todos ellos digitalizados con el programa ArcMap 10.4.1 y georreferenciados sobre un mosaico de 9 ortofotos digitales a escala 1:20,000 obtenidas de INEGI (2013a). La representación cartográfica mencionada, se presentan al final de la tesis fuera del texto.

En la realización de este trabajo se tomó en cuenta la clasificación morfogenética del relieve de acuerdo con Simonov (1985), y elementos del sistema de cartografía geomorfológica del ITC (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences), referidos en Peña Monné (1997, p. 94 y 134 - 137), para mapas geomorfológicos a escalas grandes con adecuaciones propias al relieve de la porción central del CVM.

Con la finalidad de apoyar la clasificación morfogenética del relieve de la zona bajo estudio, a continuación se presentan sus mapas altimétrico y de pendientes; posteriormente se enlistan y analizan cada uno de los tipos de formas de relieve presentes en el mapa geomorfológico del CVVS a partir de su definición conceptual y análisis morfogenético complementado con parámetros morfométricos.

El mapa altimétrico del CVVS (Fig. 40) fue elaborado a partir la interpolación de los datos vectoriales de las cartas F14C73 y F14C83 de INEGI (2013a), con una equidistancia entre curvas de nivel de 10 m por el método de *Triangulated Irregular Network* y su modelado

ráster con la herramienta *Hillshade* de ArcMap 10.4.1. Este muestra que su relieve posee una diferencia altitudinal de 550 m entre las porciones más bajas situadas al norte y sur con 1,690 msnm y las más altas con hasta 2,440 msnm en la cima de conos de morfología distentida al noroeste del lago de Yuriria. Para su análisis, la altitud del CVVS fue clasificada en 5 rangos con una diferencia de 150 metros entre cada uno y ordenados respectivamente de acuerdo con la proporción que abarcan dentro del área bajo estudio.

- Rango 1: 1,690 - 1,840 msnm. Las zonas planas del noreste y sur del CVVS presentan este rango altitudinal, el cual tiene por porción superior a las partes bajas de los conos truncados y distentidos O-E. Los cráteres de explosión orientados O-E así como todos los del sur del área de estudio poseen este rango altitudinal.
- Rango 2: >1,840 - 1,990 msnm. Con estas altitudes se encuentran las porciones más elevadas del complejo volcánico Rincón de Parangueo y de todos los conos volcánicos adyacentes al C. Chapín, C. Blanco, C. la Tetilla, así como los cráteres de explosión H. Blanca, H. de Cíntora, H. de Álvarez, San Jerónimo y Magdalena de Araceo.
- Rango 3: >1,990 - 2,140 msnm. Corresponde a las porciones de mayor altitud de los conos Buenavista, C. de las Silletas, C. la Batea, la Tetilla, así como los de morfología distentida C. Chapín, C. los Cuates, Jerónimo, C. Prieto, C. Santiago; estas altitudes también se encuentran en las partes medias del V. el Borrego, C. Picacho, C. Blanco, C. Prieto, C. el Tule, el Armadillo y C. el Varal.
- Rango 4: >2,140 - 2,290 msnm. Solo los conos distentidos llamados C. Blanco, el Armadillo y C. Santiago tienen dentro de estas altitudes a sus porciones más elevadas.
- Rango 5: >2,290 - 2,440 msnm. Al noroeste del lago de Yuriria, en este rango altitudinal se encuentran la cima de los cerros el Picacho, Prieto y el Tule; este último de edad Pliocénica (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999, p. 220), con mayor tiempo de desarrollo para alcanzar la mayor altitud del CVVS.

Altimetría del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato

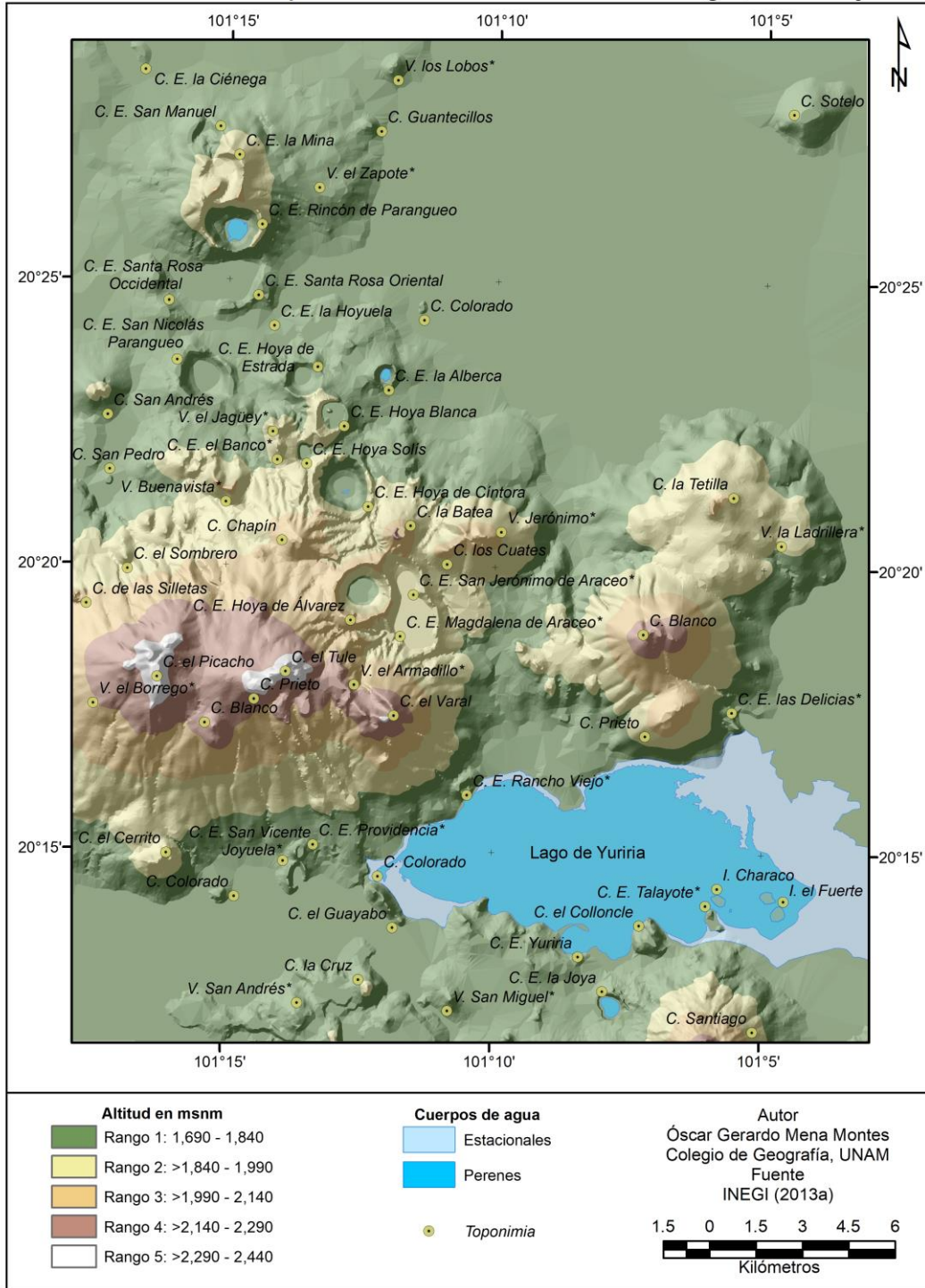


Figura 40. Mapa altimétrico del CVVS. Elaboración en ArcMap 10.4.1 a partir de INEGI (2013a).

A partir del modelo ráster del área bajo estudio creado para el mapa altimétrico, se elaboró con la herramienta Slope de ArcMap 10.4.1., el mapa de pendientes del CVVS (Fig. 41) expresando en grados sexagesimales la inclinación del terreno clasificada en 3 tipos de rangos.

- Rango bajo: 0° - 2° . Esta inclinación se encuentra en las planicies del norte y sur del CVVS, el interior de los cráteres de los conos distentidos el Zapote, C. Sotelo, el Armadillo y la Ladrillera, así como de todas las estructuras hidrovolcánicas orientadas N25°O, excepto el San Manuel. $>2^{\circ}$ - 5° de pendiente presentan en sus porciones más bajas las laderas de edificios volcánicos al norte y sur del CVVS contiguos a planicies lacustres y en cuatro zonas particulares: entre los C. Picacho, Blanco y Prieto; al sureste del C. Chapín; al noroeste del lago de Yuriria entre los cerros el Varal, los Cuates, Blanco y Prieto; así como la parte sur del C. la Tetilla.
- Rango medio: $>5^{\circ}$ - 15° . Edificios volcánicos de grandes dimensiones dentro del CVVS como C. Santiago, C. Prieto, C. Blanco, el Borrego, C. el Varal y Jerónimo presentan esta inclinación en casi toda la superficie de sus laderas, mientras que en menor medida y de manera aislada en las laderas de los cerros la Tetilla y Sotelo; los cráteres de explosión y conos volcánicos truncos también presentan este rango pero no hasta sus porciones más elevadas. Las pendientes de $>15^{\circ}$ - 25° se presentan en la porción elevada de las laderas externas de conos volcánicos y estructuras hidrovolcánicas de gran tamaño así como al interior de los cráteres en éstas últimas.
- Rango alto: $>25^{\circ}$ - 35° . Los conos volcánicos distendidos de mayor altitud C. Prieto y C. el Tule, así como el C. la Batea, poseen este rango de pendientes cerca de sus cimas en sus laderas externas. Las áreas restantes con esta inclinación se presentan en las laderas internas de los cráteres de los conos Buenavista, C. los Cuates, C. el Varal, así como en las estructuras hidrovolcánicas C. la Mina, H. Rincón de Parangueo, H. la Alberca, H. Solís, H. de Cíntora, H. de Álvarez y la Joya en los que se encuentra dicho rango de pendientes junto con el de $>35^{\circ}$ - 64° de inclinación.

Pendientes del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato

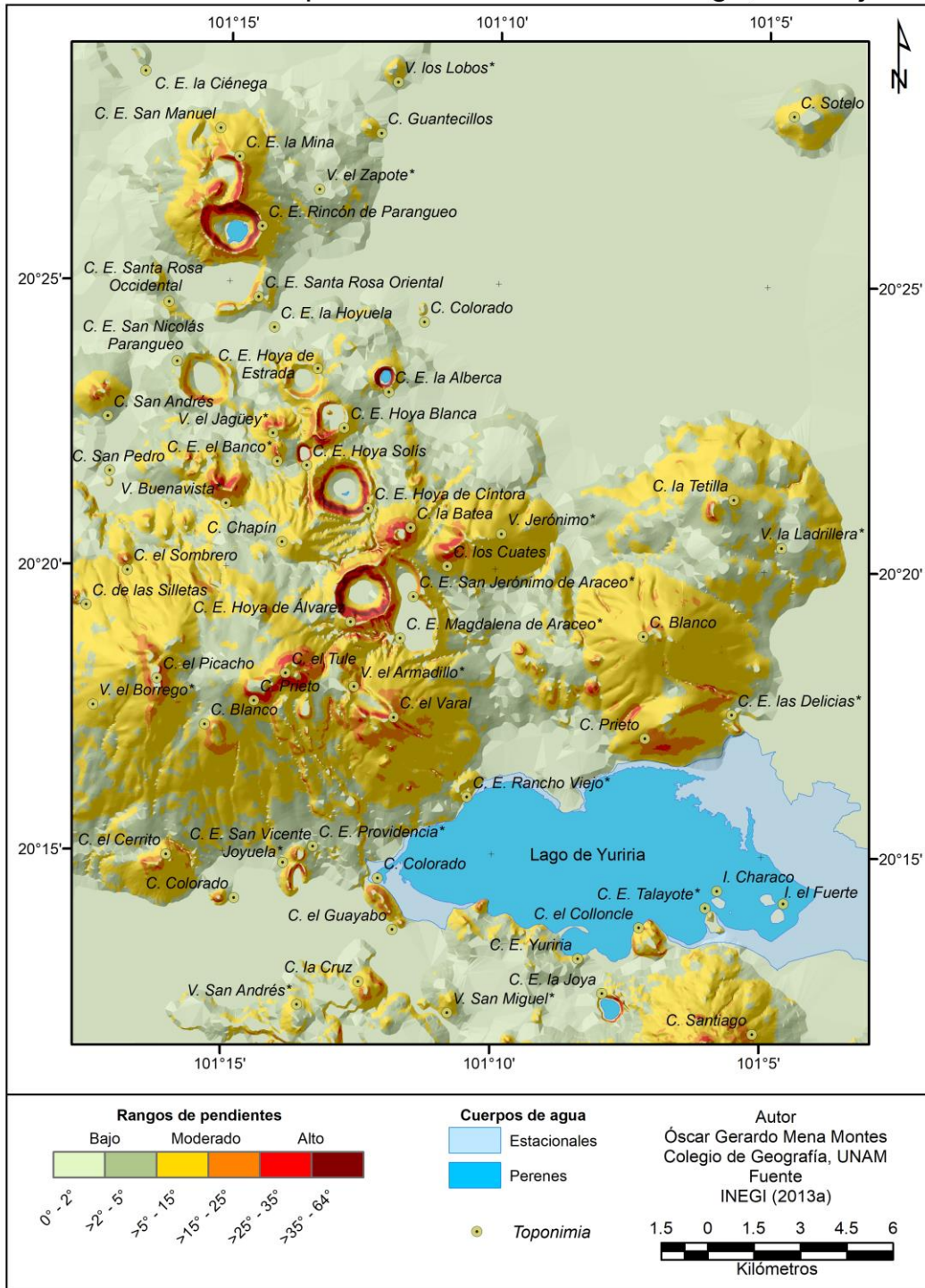


Figura 41. Mapa de pendientes del CVVS. Elaboración en ArcMap 10.4.1, a partir de INEGI (2013a).

Las formas del relieve del CVVS representadas a través de su mapa geomorfológico son las siguientes:

Grupo 1. Relieve endógeno

Categoría 1. Relieve volcánico explosivo

- 1.1 Conos cineríticos
- 1.2 Conos adventicios
- 1.3 Conos relictos
- 1.4 Cráteres semicirculares
- 1.5 Cráteres en forma de herradura
- 1.6 Fondos planos de cráteres
- 1.7 Conos cineríticos de cima convexa
- 1.8 Bocas eruptivas

Categoría 2. Relieve volcánico freatomagmático

- 2.1 Maares Koko
- 2.2 Maares Pulver
- 2.3 Maares Zuni
- 2.4 Anillos de toba

Categoría 3. Relieve volcánico efusivo

- 3.1 Flujos de lava
- 3.2 Domos de lava
- 3.3 Volcanes en escudo

Categoría 4. Relieve volcánico explosivo-efusivo

- 4.1 Conos cineríticos sepultados por piroclastos
- 4.2 Flujos de lava cubiertos por piroclastos
- 4.3 Conos cineríticos sepultados por lavas

Categoría 5. Relieve tectónico

- 5.1 Falla inferida
- 5.2 Bloque de techo

Grupo 2. Relieve endógeno-modelado

Categoría 6. Relieve volcánico erosivo

- 6.1 Laderas volcánicas modeladas por erosión

6.2 Conos cineríticos erosionados

6.3 Cono cinerítico sepultado por proluvi6n

Grupo 3. Relieve ex6geno

Categoría 7. Formas lineales erosivas

7.1 Corrientes fluviales

7.2 Escarpes erosivos

Categoría 8. Formas deposicionales

8.1 Abanicos proluviales

8.2 Planicies lacustres

8.3 Piedemontes volcánicos

8.4 Dep6sitos lacustres

Categoría 9. Cuerpos de agua

9.1 Estacionales

9.2 Perenes

Categoría 10. Relieve antr6pico

10.1 Canteras de extracci6n

3.1. Morfog6nesis del Campo Volcánico Valle de Santiago

Las formas del relieve de la superficie terrestre son el resultado de la permanente interacci6n entre las fuerzas internas y superficiales del planeta que originan y modelan a las grandes unidades morfoestructurales de la lit6sfera en un proceso conocido como morfog6nesis (Muñoz, 2000, p. 21 y 26). Este incluye una gran variedad de fen6menos por lo que, al considerar su g6nesis, el relieve terrestre puede ser clasificado como end6geno, end6geno-modelado y ex6geno.

3.1.1. Relieve end6geno

Dentro de este grupo de relieve se consideran a aquellos accidentes topográficos que derivan directamente de la tect6nica, magmatismo, vulcanismo o sismicidad, considerados 6stos como procesos end6genos de la morfog6nesis (Lugo-Hubp, 1991, p. 19 y 25); a dichos fen6menos naturales se les contempla como constructivos del relieve ya que, aunque no es algo exclusivo de su condici6n, generan un incremento en la elevaci6n de la

topografía terrestre (Summerfield, 1999, p. 8). Se describen a continuación las formas del relieve endógeno identificadas en el área de estudio (Fig. 42) que fueron ordenadas en cinco categorías por su origen volcánico explosivo, freatomagmático, efusivo, explosivo-efusivo y tectónico.

Grupo 1. Formas del relieve endógeno (368)							
1. Volcánico Explosivo (213)		2. Volcánico Freatomagmático (24)		3. Volcánico Efusivo (103)		4. Volcánico Explosivo-efusivo (26)	
Conos cineríticos	20	Maares (total)	12	Flujos de lava	87	Conos cineríticos sepultados por piroclastos	3
Conos adventicios	19	Maares Koko	4	Domos de lava	4	Flujos de lava cubiertos por piroclastos	5
Conos relictos	5	Maares Pulver	6	Volcanes en escudo	12	Conos cineríticos sepultados por lavas	18
Cráteres semicirculares	65	Maares Zuni	2				
Cráteres en forma de herradura	43						
Fondos planos de cráteres	26						
Conos cineríticos de cima convexa	13	Anillos de toba	12				
Bocas eruptivas	22						
5. Tectónico (2)							
Falla inferida			1	Bloque de techo			1

Figura 42. Clasificación y número de formas del relieve endógeno dentro del CVVS. Los números entre paréntesis indican las cifras totales en el grupo general y dentro de cada categoría.

Categoría 1. Relieve volcánico explosivo

Se caracteriza por su génesis ígnea extrusiva que derivó de los distintos eventos volcánicos dentro del CVVS, esta categoría cuenta con el mayor número de accidentes topográficos dentro de la zona de estudio, con un total de 213 formas del relieve asociadas con la emisión superficial de materiales sólidos y fluidos de vulcanismo monogenético y poligenético.

1.1 Conos cineríticos

Volcanes monogenéticos predominantemente basálticos de forma cónica truncada con un diámetro de 3 - 5 veces su altura, la cual no supera unos pocos cientos de metros, se componen principalmente de ceniza que suele reposar en ángulos de 30° - 35° de inclinación, son producto de erupciones estrombolianas (Lockwood y Hazlett, 2010, p. 290). Dentro del área bajo estudio es uno de los tipos de edificios volcánicos más numerosos, ya que fueron identificados 20 conos cineríticos (Fig. 43) con una superficie promedio de 0.47 km² y alturas de 22 - 212 m cuyo promedio es de 81.8 m. La mayor concentración de ellos se ubica en la porción centro occidental del CVVS en torno a volcanes en escudo como el

C. el Picacho, C. Blanco y C. el Varal; el extremo norte de esta distribución lo representa el cono cinerítico cercano a la población de Buenavista de Parangueo (Fig. 44).

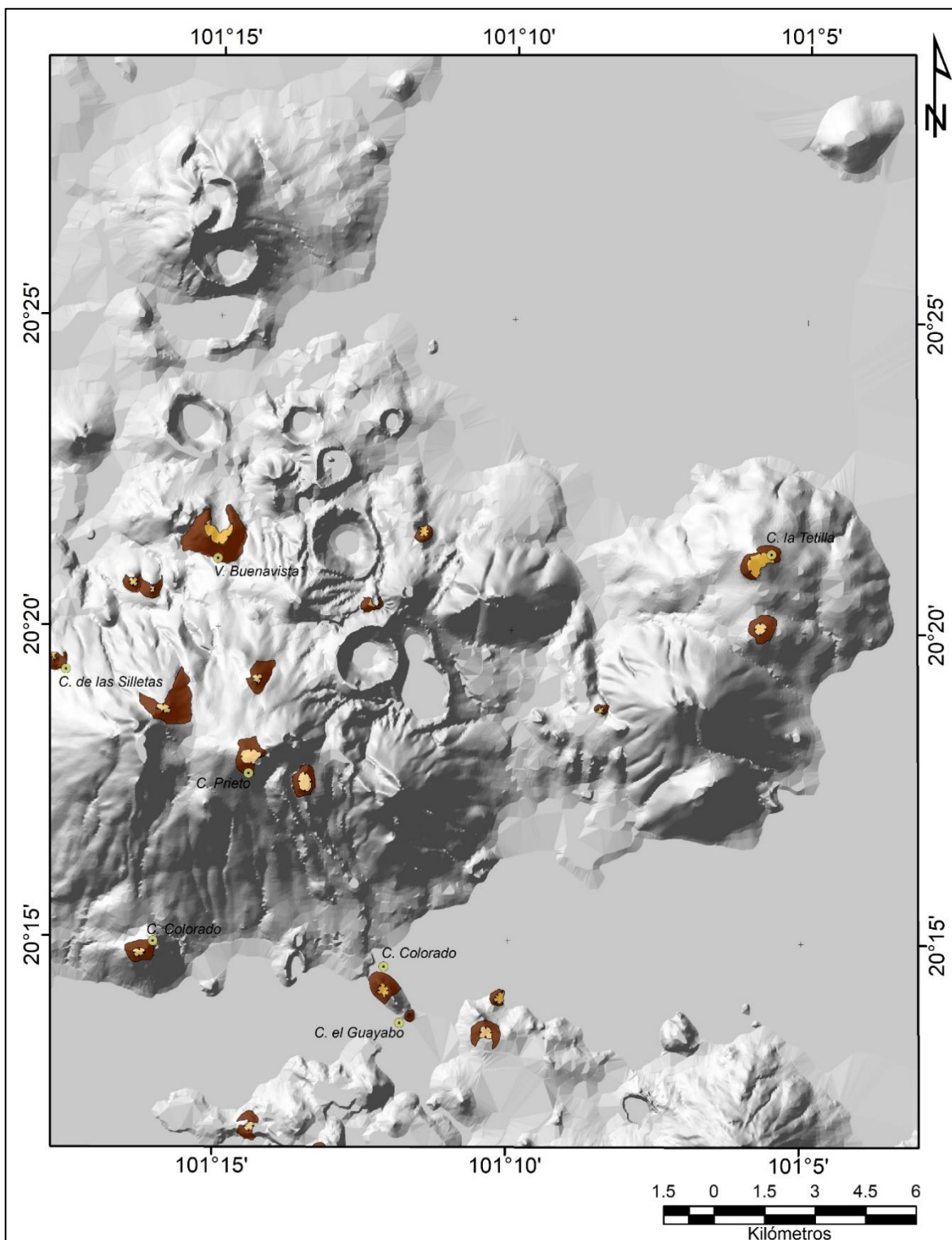


Figura 43. Conos cineríticos del CVVS.



Figura 44. Cono cinerítico con la mayor altura y superficie del CVVS, con 212 m de altura y 1.9 km²; al norte de la localidad de Buenavista de Parangueo, municipio de Valle de Santiago. Vista desde el anillo de toba H. de Cíntora, 10 de septiembre de 2022.

1.2 Conos adventicios

Pertencen a esta categoría los edificios volcánicos de forma cónica truncada por un cráter semicircular o en forma de herradura con pendientes de 5° - 25° que se encuentran sobre otras estructuras volcánica de mayores dimensiones. Tres conos adventicios se encuentran a 4.5 km al occidente del cráter del volcán en escudo C. Prieto (Fig. 45), surgieron por actividad estromboliana a partir de un cono relicto antecedente a su formación.



Figura 45. Conos adventicios a un cono relicto, se encuentran 4.5 km al occidente del volcán en escudo C. Prieto. Vista desde el anillo de toba Magdalena de Araceo, 12 de septiembre de 2022.

De los 19 conos adventicios identificados en el CVVS (Fig. 46), 9 se encuentran sobre conos cineríticos (2 relictos, 2 sepultados por piroclastos, 2 sepultados por lavas, 1 adventicio, 1 de cima convexa y 1 sepultado por proluvi6n), 6 sobre estructuras hidrovulcánicas (3 sobre

anillos de toba, 2 sobre maeres Zunni, y 1 sobre maar Pulver), y 4 sobre volcanes en escudo.

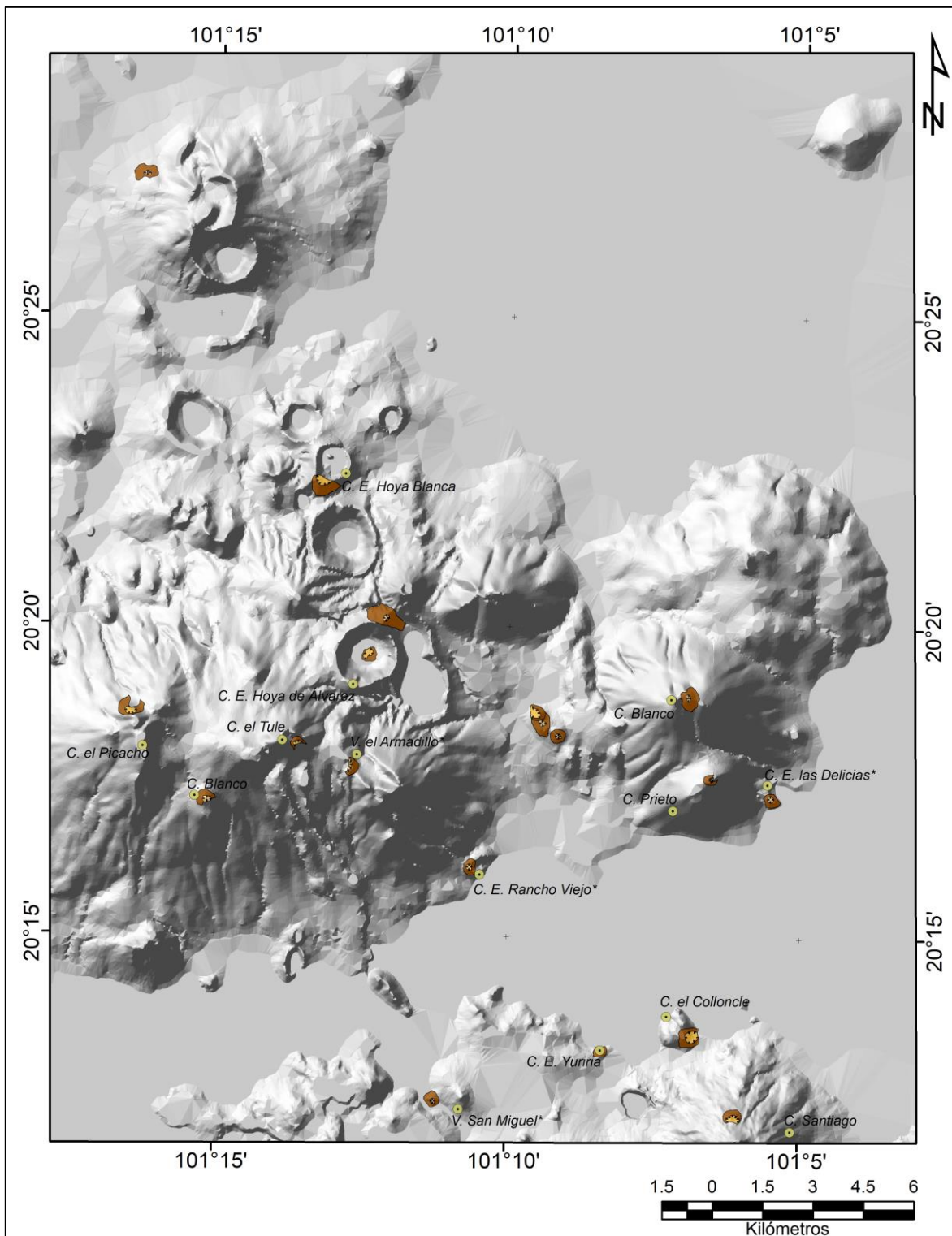
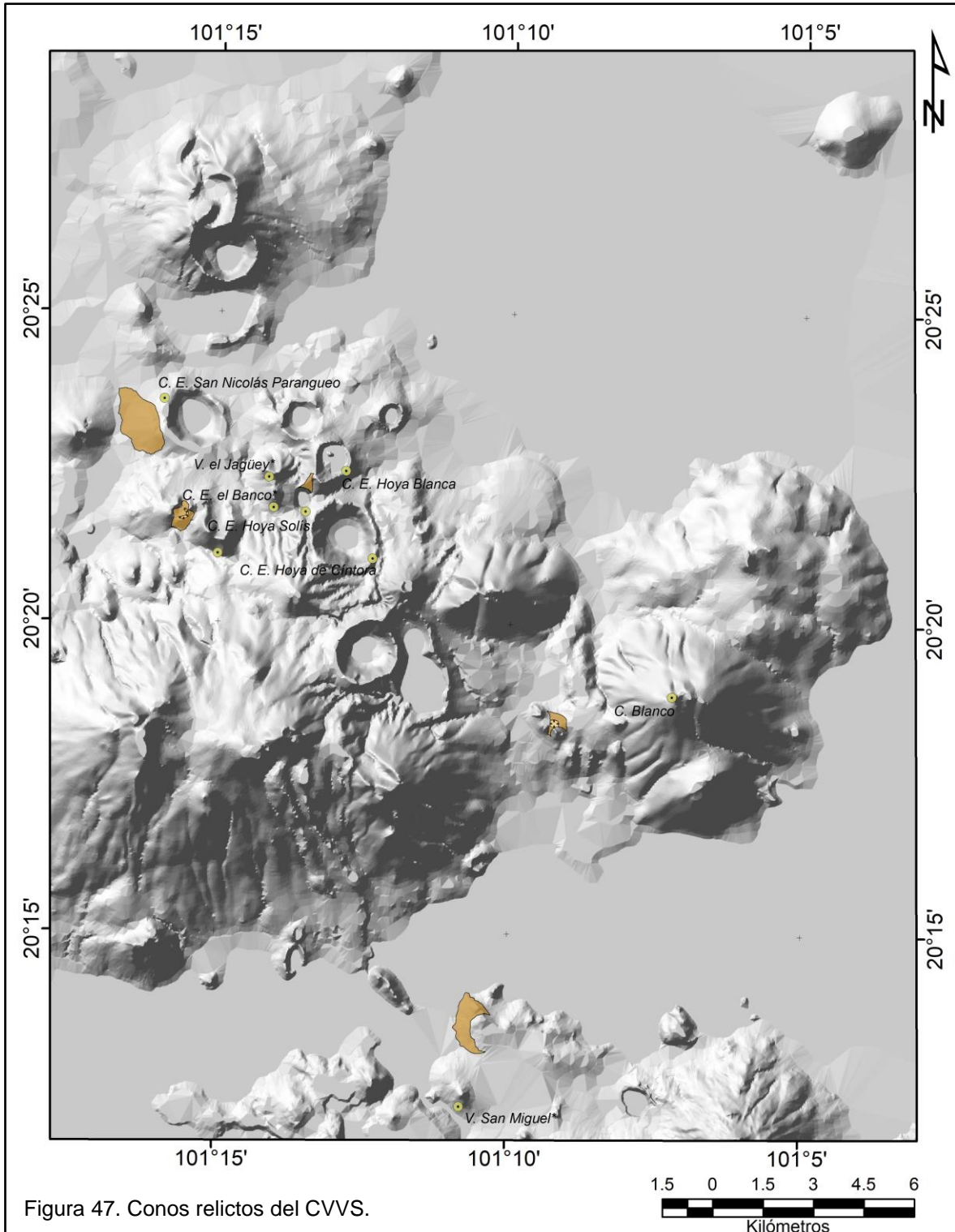


Figura 46. Conos adventicios del CVVS.

1.3 Conos relictos

Estructuras volcánicas precedentes de forma semicirculares (Fig. 47) cuya morfología ha sido modificada por más de una estructura volcánica de formación posterior.



En la zona de estudio se reconocieron 5 conos relictos de 1.7, 0.8, 0.3, 0.2 y 0.09 km². Se encuentran en la ladera occidental del anillo de toba H. San Nicolás Parangueo, al norte del volcán San Miguel, al oeste del cono cinerítico Buenavista, entre 3 conos adventicios a 2.5 km al sureste de Magdalena de Araceo y el último entre 6 aparatos volcánicos: cono cinerítico erosionado el Jagüey, maar Koko el Banco, maar Pulver H. Solís, los anillos de toba H. de Cíntora, H. Blanca y el cono adventicio que se encuentra al sur de esta (Fig. 48).



Figura 48. Cono relicto en el suroeste del anillo de toba H. Blanca, la línea discontinua representa parte de su morfología. Vista desde H. Solís, 10 de septiembre de 2022.

1.4 Cráteres semicirculares

Debido a que los cráteres forman la cima de la mayoría de volcanes (Selby, 1985, p. 143), esta forma del relieve es la segunda más numerosa dentro del área bajo estudio con un total de 65. El cráter semicircular de 3.1 km² de superficie y 2.1 km de diámetro del anillo de toba H. de Cíntora (Fig. 49) es el de mayores dimensiones dentro del CVVS, le siguen los de los anillos de toba H. de Álvarez y H. Rincón de Parangueo ambos con 2.55 km² de superficie, 1.76 y 1.94 km de diámetro respectivamente (Fig. 50).



Figura 49. Interior del cráter semicircular del anillo de toba H. de Cíntora, el de mayor superficie y diámetro del CVVS; la línea discontinua representa parte del borde de su cráter. Cce: Cono cinerítico erosionado, CVRP: Complejo Volcánico Rincón de Parangueo. Vista desde el anillo de toba H. de Cíntora, 10 de septiembre de 2022.

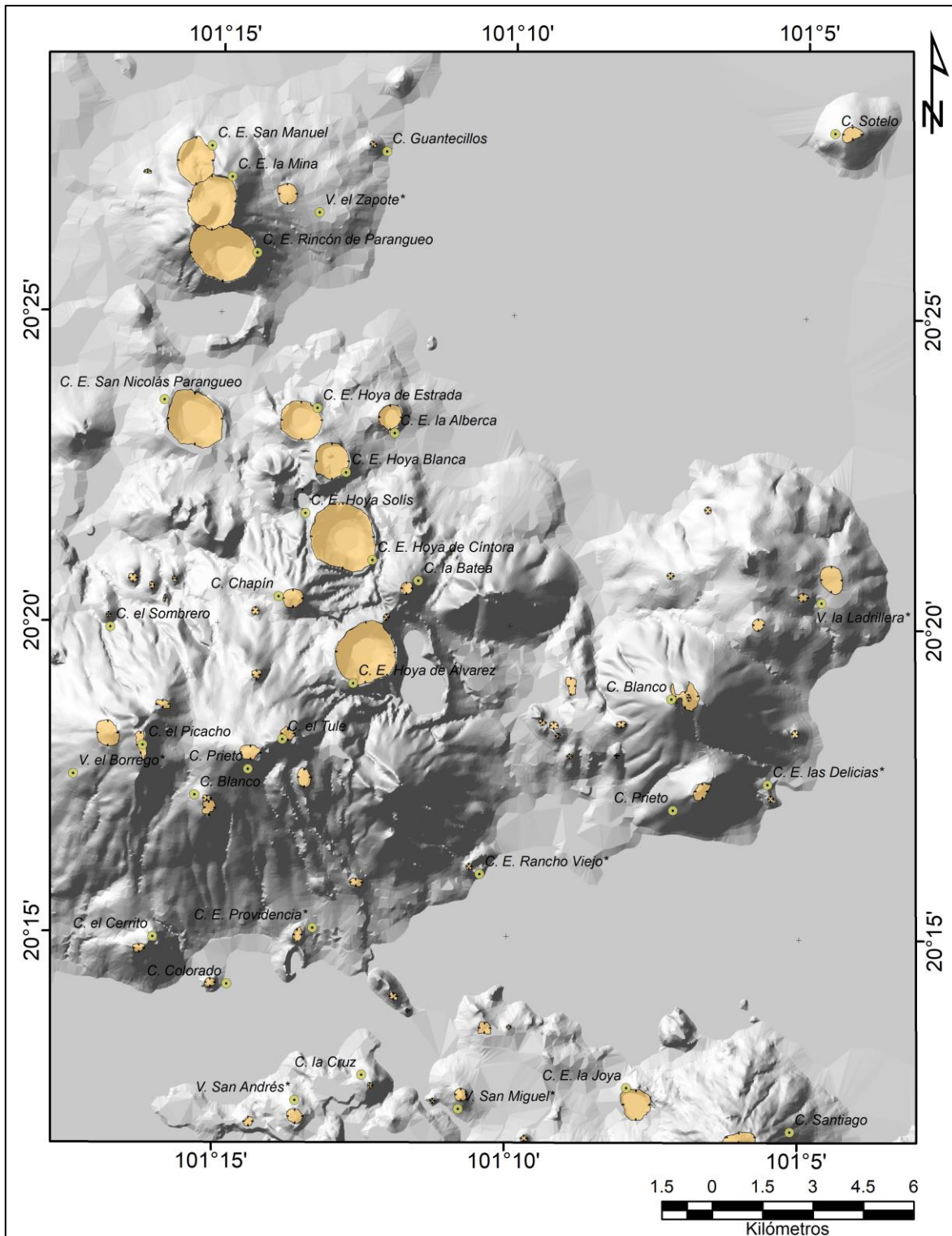


Figura 50. Cráteres semicirculares del CVVS.

1.5 Cráteres en forma de herradura

En el proceso de formación de diferentes estructuras volcánicas o durante los eventos eruptivos posteriores, fenómenos como el colapso de uno de los flancos del volcán por variaciones en la actividad magmática o el transporte de piroclastos poco consolidados que precipitan sobre flujos de lava en movimiento, generan la apertura en una de las laderas del edificio volcánico así como en su cráter (Lockwood y Hazlett, 2010, p. 292 y 295). A este tipo cráteres volcánicos que no presentan en su contorno una forma semicircular cerrada en planta se les denomina en forma de herradura. Dentro del CVVS se identificaron 43 de estos cráteres (Fig. 51 y 52), el 20.9% se encuentra en conos adventicios, el 18.6% en conos cineríticos y el 16.3% en conos cineríticos sepultados por lavas.

Edificios volcánicos en que se presentan	Cráteres en forma de herradura	
	Número	Porcentaje
1.2 Conos adventicios	9	20.9
1.1 Conos cineríticos	8	18.6
4.3 Conos cineríticos sepultados por lavas	7	16.3
2.4 Anillos de toba	4	9.3
2.2 Maares Pulver	3	7.0
3.3 Volcanes en escudo	3	7.0
2.3 Maares Zuni	2	4.7
4.1 Conos cineríticos sepultados por piroclastos	2	4.7
6.2 Conos cineríticos erosionados	2	4.7
1.3 Cono relicto	1	2.3
2.1 Maar Koko	1	2.3
6.3 Cono cinerítico sepultado por proluvi3n	1	2.3
Totales	43	100%

Figura 51. Edificios volcánicos en los que se encuentran cráteres en forma de herradura del CVVS.

En cuanto a la superficie de los cráteres en forma de herradura, la cual se delimitó por el borde del cráter y las partes más bajas de la ladera interna del mismo, los cráteres de este tipo con las mayores superficies corresponden al volcán en escudo C. el Varal (Fig. 53) con 0.95 km², los anillos de toba Santa Rosa Occidental y Oriental con 0.81 y 0.6 km² respectivamente; le siguen en dimensiones los cráteres en forma de herradura del cono cinerítico sepultado por lavas C. los Cuates con 0.53 km² y el anillo de toba Magdalena de Araceo con 0.44 km²; éstos edificios volcánicos de origen efusivo y freatomagmático principalmente se localizan sobre la falla N25°O Tzitzio-Valle de Santiago (Aranda-G3mez *et al.*, 2013, p. 172).

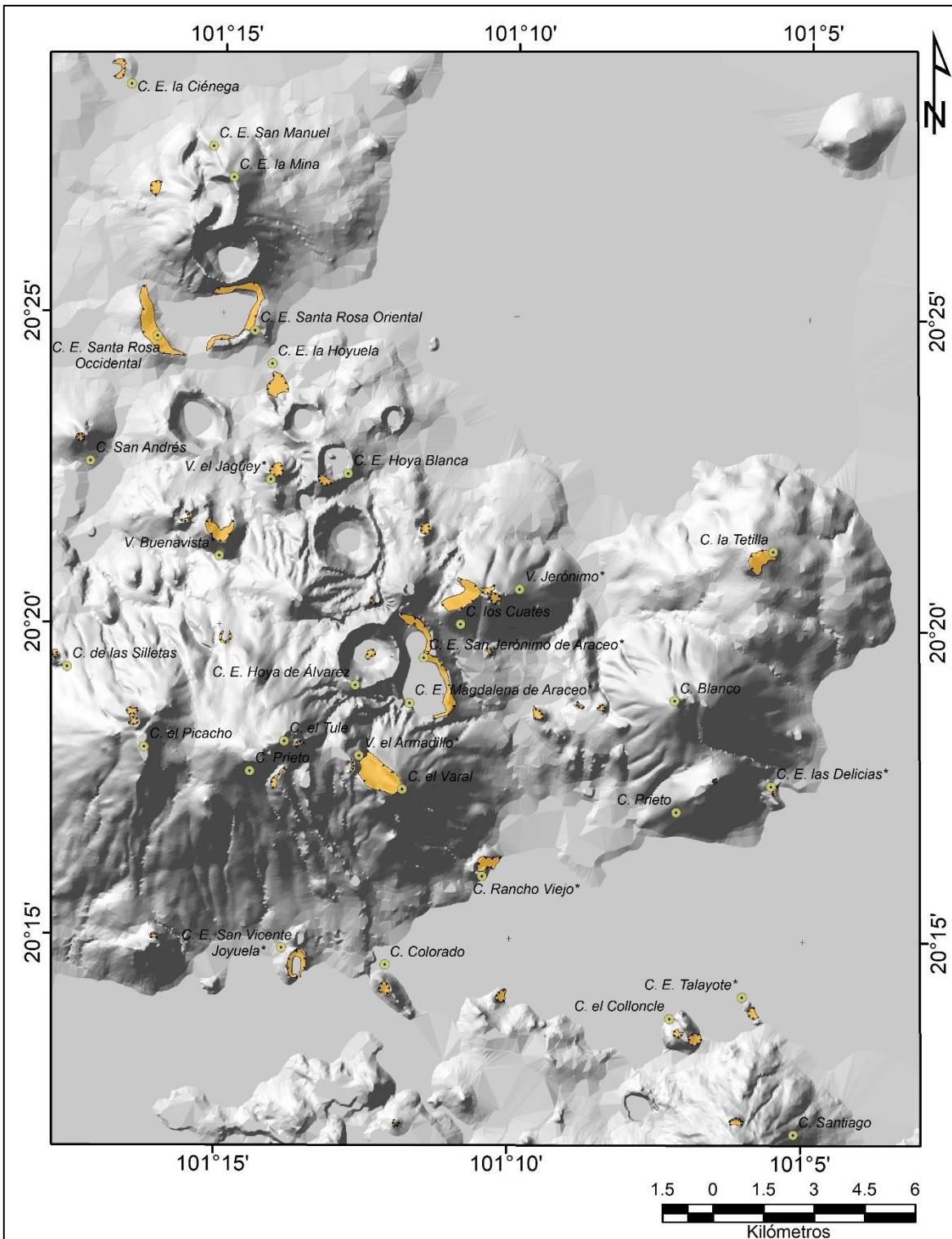


Figura 52. Cráteres en forma de herradura del CVVS.

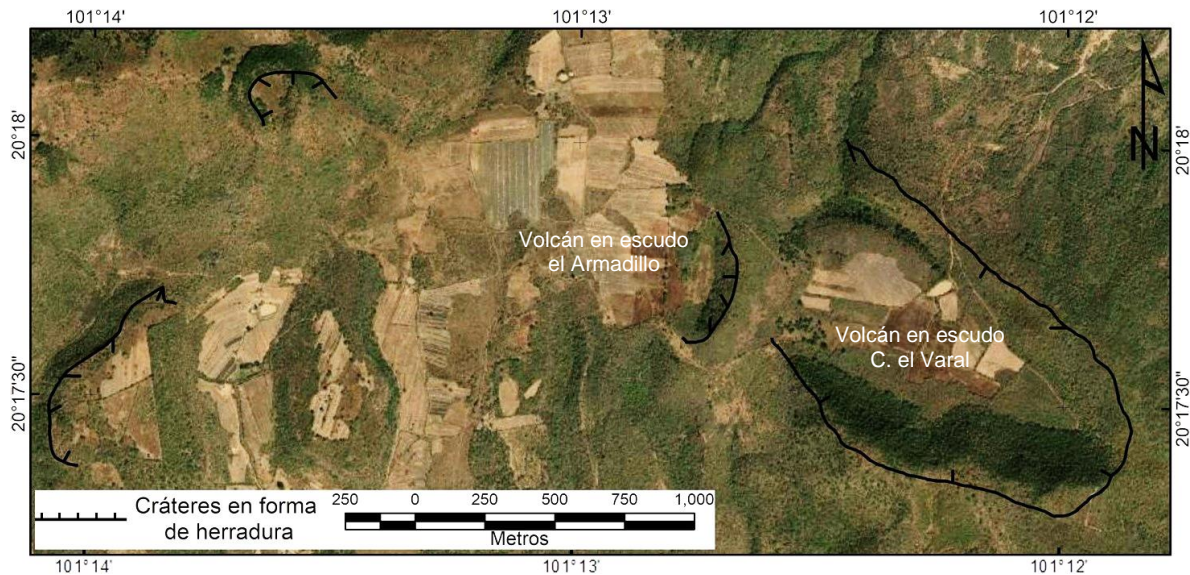


Figura 53. Cráteres en forma de herradura cercanos C. el Varal, el cual posee el cráter de este tipo con mayor superficie del CVVS con 0.95 km². Elaboración a partir de ESRI (2022).

1.6 Fondos planos de cráteres

Se identificaron 26 cráteres que presentan un fondo sensiblemente plano (Fig. 54) observable en la parte más baja del mismo y cuya pendiente está entre 0° - 5° de inclinación en más del 75% del área que cubren. El 53.8% de los fondos planos de cráteres (Fig. 55) se presenta en estructuras hidrovulcánicas (anillos de toba 34.6% y maares 19.2%), el 38.3% en conos cineríticos (19.2%, sepultados por lavas 7.7%, adventicios 3.8%, relictos 3.8%, y erosionados 3.8%) y 7.7% en volcanes en escudo.



Figura 54. Fondo plano de cráter del anillo de toba Magdalena de Araceo, el de mayor superficie dentro del CVVS con 1.86 km²; la línea discontinua representa parte de su morfología. CVLT: Complejo Volcánico la Tetilla, Ve: Volcanes en escudo. Vista desde el anillo de toba H. de Álvarez, 12 de septiembre de 2022.

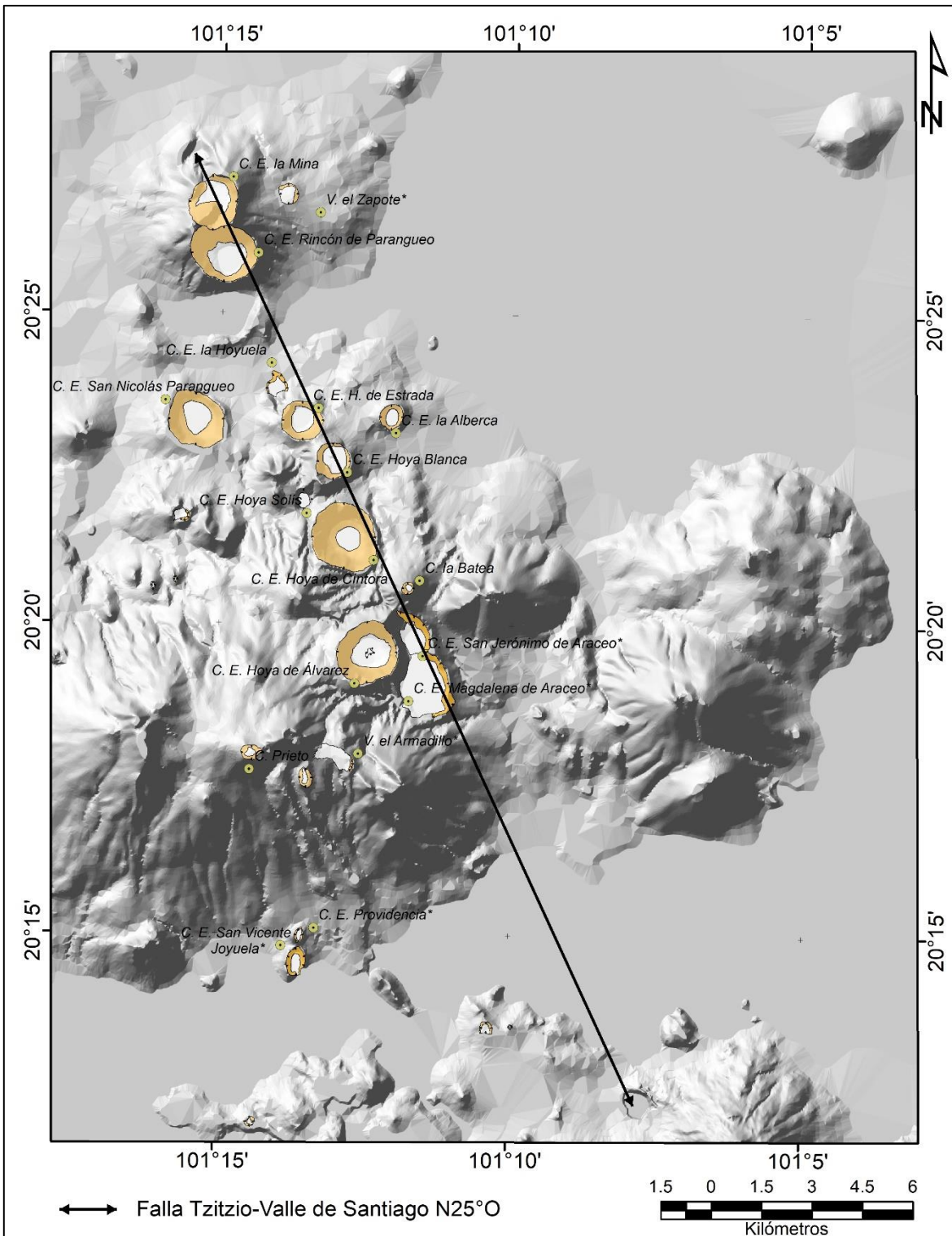


Figura 55. Fondos planos de cráteres del CVVS.

La morfología plana del fondo de estos cráteres se asocia a los depósitos de caída y relleno por materiales piroclásticos que se producen durante los tipos de actividad volcánica freatomagmática y estromboliana, la primera de éstas tuvo dentro del CVVS una clara influencia de la Falla Tzitzio-Valle de Santiago orientada N25°O; ya que los edificios volcánicos que presentan en mayor número un fondo plano en su cráter con 9 de estas formas del relieve son los anillos de toba que concuerdan con esta dirección.

1.7 Conos cineríticos de cima convexa

En estas estructuras volcánicas similares a los conos cineríticos, se identificó un posible cráter semicircular en cuyo interior no se observó una forma cóncava sino convexa (Fig. 56) que se corroboró por medio del mapa de pendientes del CVVS.



Figura 56. Cono cinerítico de cima convexa C. Chapín de edad Pliocénica, se encuentra a menos de 2.5 km de los anillos de toba H. de Cíntora y H. de Álvarez que se desarrollaron durante el Pleistoceno (Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1999, p. 220). Su cráter pudo rellenarse con los materiales piroclásticos de estas estructuras hidrovulcánicas cercanas de formación más reciente. Vista desde el anillo de toba H. de Cíntora, 10 de septiembre de 2022.

La interpretación de la convexidad somital en los conos cineríticos es el relleno del cráter con materiales piroclásticos provenientes de otros focos de emisión cercanos (Franco, 2005, p. 110), o debido a la erosión del edificio volcánico y la pérdida de su morfología. De los 13 conos cineríticos de cima convexa del CVVS (Fig. 57), 8 están a una distancia (respecto a los centros de los cráteres) de 0.5 - 2 km a una estructura volcánica de igual o mayor superficie; lo cual apoyaría la hipótesis del relleno del cráter con materiales piroclásticos posteriores, mientras que los 5 restantes se encuentran a 2.2 - 2.7 km de distancia.

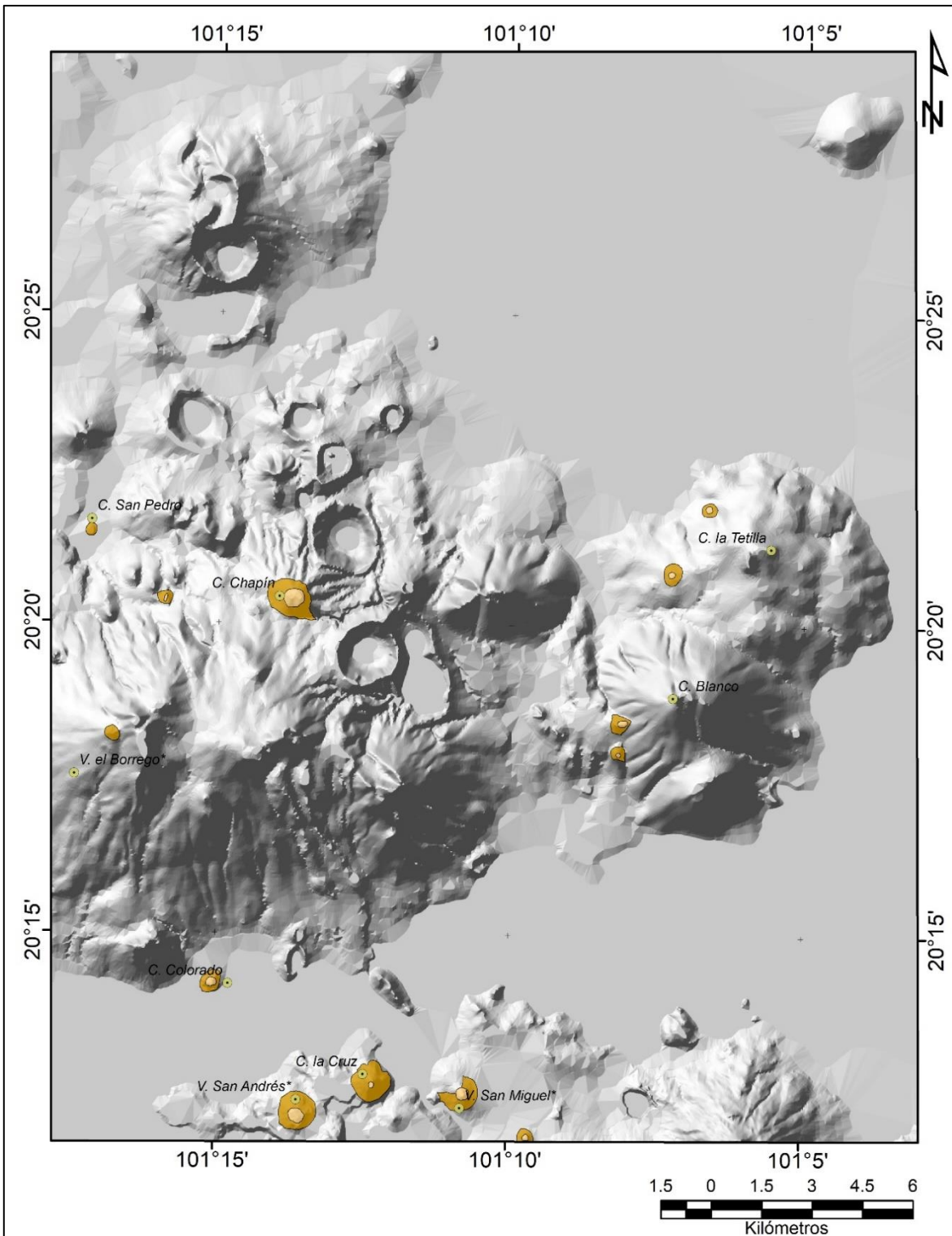
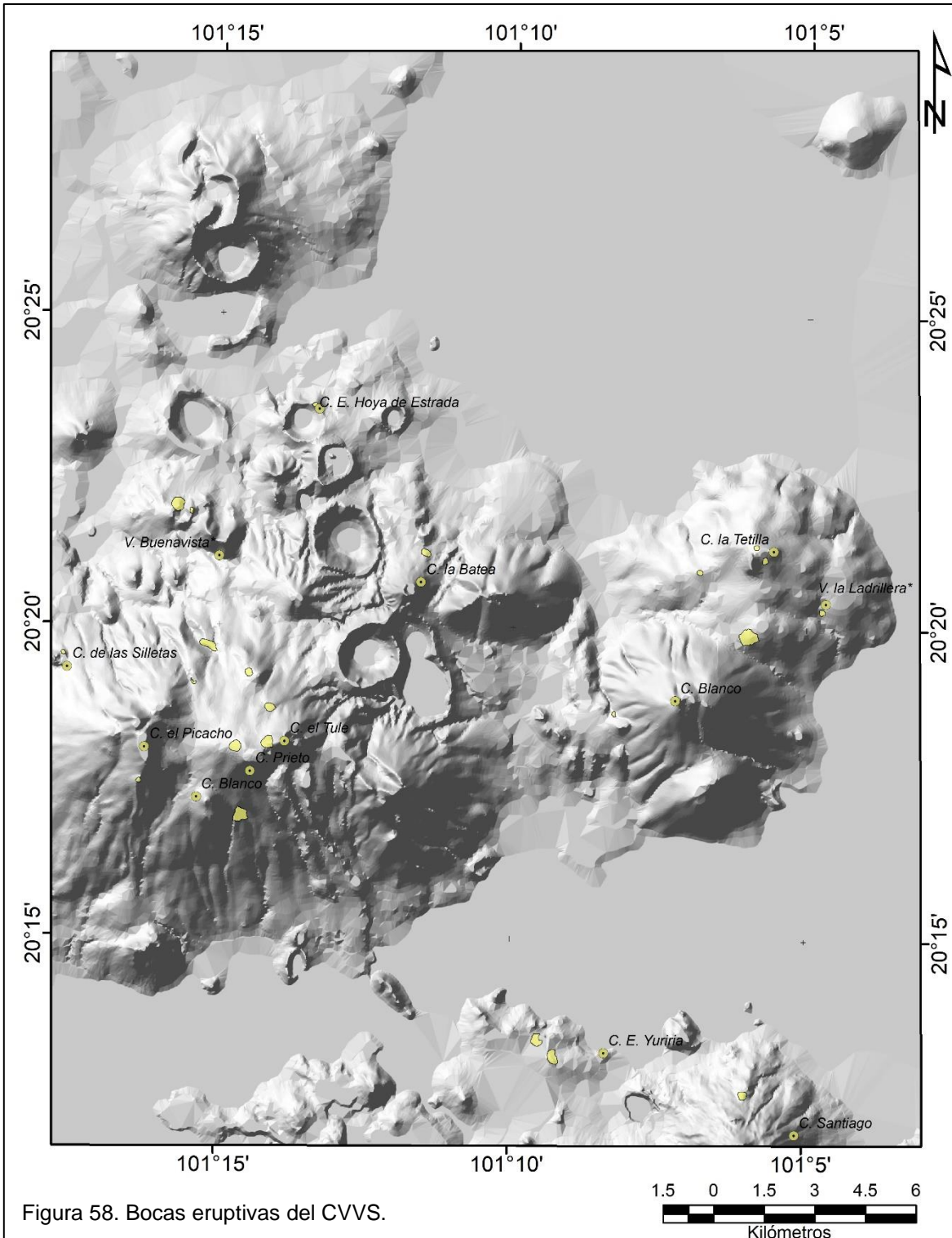


Figura 57. Conos cineríticos de cima convexa del CVVS.

1.8 Bocas eruptivas

Dentro del CVVS se identificaron 22 elevaciones irregulares (Fig. 58) que presentan al menos un flujo de lava adyacente a su superficie de entre 12,710.7 a 201,088.7 m².



Estas formas interpretadas como bocas eruptivas se encuentran distribuidas en tres zonas principales: la parte centro-occidental (Fig. 59) contiene 13, en la zona oriental se localizan 6 y por último en la zona sur se presentan 3. Del total de bocas eruptivas, 17 colindan con estructuras volcánicas de mayores dimensiones y los volcanes que mayor número poseen en sus laderas son los conos cineríticos, los conos cineríticos sepultados por lavas y los volcanes en escudo con 7, 4 y 2 respectivamente.

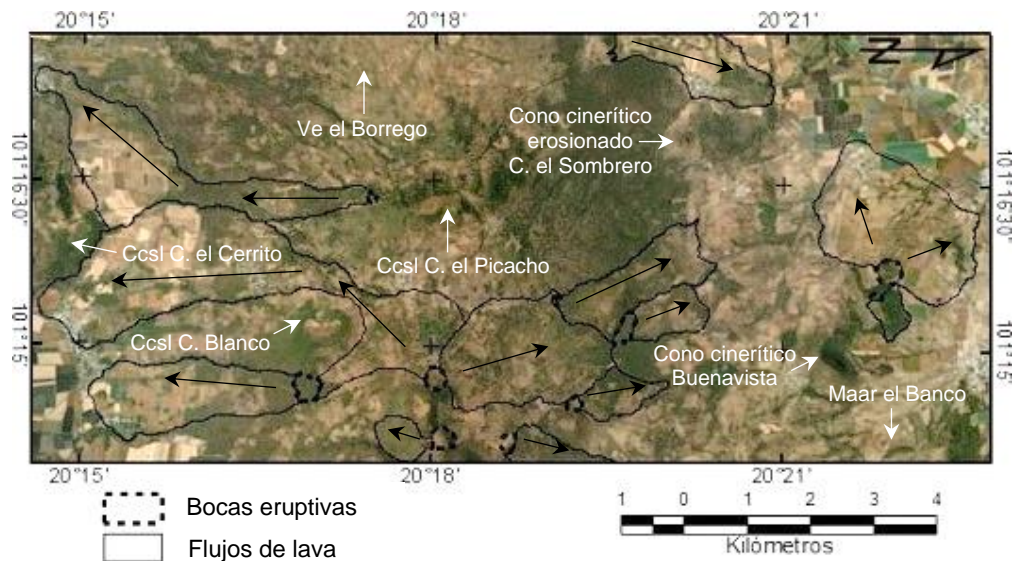


Figura 59. Bocas eruptivas que emitieron flujos de lava al occidente del CVVS. CcsI: Conos cineríticos sepultados por lavas, Ve: Volcán en escudo. Elaboración a partir de ESRI (2022).

Categoría 2. Relieve volcánico freatomagmático

Esta categoría agrupa en 4 diferentes formas de relieve a las 24 estructuras de origen freatomagmático identificadas en el CVVS, que se asientan sobre dos lineamientos principales concordantes con los sistemas de fallas Tzitzio-Valle de Santiago y Chapala-Tula, orientados N25°O y N70°E (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 172).

Debido a que las erupciones freatomagmáticas pueden producir cráteres volcánicos de dimensiones variables denominados maares, anillos de toba o conos de toba, para su clasificación en el presente trabajo se consideraron las características topográficas que estas estructuras presentan, ya que los parámetros morfométricos permiten establecer tamaños, formas típicas y tendencias entre las formas de relieve de origen hidrovulcánico y su entorno (Graettinger, 2018, p. 2). Para el diámetro basal de las estructuras hidrovulcánicas, se consideró la línea de máxima longitud que pasa por el centro del cráter y une dos extremos de las laderas opuestas plenamente identificadas del edificio volcánico.

Una línea similar pero delimitada por el borde del cráter semicircular o en forma de herradura se tomó en cuenta como el diámetro del mismo. La altura del edificio volcánico se determinó restando la altitud mínima a la altitud máxima del volcán. Estas mediciones se realizaron sobre un modelo digital de elevación elaborado a partir de INEGI (2013a), en el programa ArcMap 10.4.1 por medio de la herramienta measure.

Maares

Los maares (Fig. 60) producto del vulcanismo monogenético, están compuestos por un cráter excavado bajo de la superficie preexistente con un borde de tefra circundante, una diatrema subyacente y la composición máfica a ultramáfica de las oleadas piroclásticas y de caída que conforman sus estratos (Simon-Ross *et al.*, 2017, p. 1 y 2). Presentan pendientes menores a 25° de inclinación en sus laderas, y cráteres de 0.2 - 3 km de diámetro en cuya profundidad de 10 - 500 m es común la presencia de un lago (Sigurdsson, 2000, p. 689), resultan del ascenso de magmas basálticos que al alcanzar la capa freática local profundizan el sustrato pre-eruptivo del cráter (Carrasco-Núñez y H. Ort, 2012, p. 21).

Maares	Tipo	Diámetro basal (DiB)	Diámetro de cráter (DiC)	Relación DiC/DiB	Altitud máxima	Altitud mínima	Altura (A)	Relación A/DiB
		kilómetros			msnm		metros	kilómetros
el Banco	<u>Koko</u> (4)	0.68	0.49	0.72	1,940	1,867	73	0.11
H. la Alberca		1.20	0.75	0.63	1,820	1,753	67	0.06
Providencia		0.58	0.49	0.84	1,848	1,783	65	0.11
San Vicente Joyuela		1.10	0.86	0.78	1,800	1,740	60	0.05
H. Solís	<u>Pulver</u> (6)	0.64	0.43	0.67	1,860	1,817	43	0.07
la Ciénega		1.01	0.57	0.56	1,720	1,710	10	0.01
la Hoyuela		0.72	0.35	0.49	1,743	1,728	15	0.02
la Joya		1.26	0.97	0.77	1,790	1,745	45	0.04
Talayote		0.82	0.35	0.43	1,744	1,730	14	0.02
Yuriría		1.25	0.91	0.73	1,744	1,730	14	0.01
las Delicias	<u>Zuni</u> (2)	0.35	0.26	0.74	1,763	1,735	28	0.08
Rancho Viejo		0.90	0.38	0.42	1,790	1,730	60	0.07
Promedios		0.88	0.57	0.65	1,810	1,760	40	0.05

Figura 60. Parámetros morfométricos de los maares del CVVS. Las celdas verdes corresponden con la firma morfométrica de los maares de Wood (1979, p. 2,817); las palabras subrayadas representan los tipos de maares de acuerdo con Ollier (1967, p. 67 - 69) y las celdas grises son los nombres propuestos, según la localidad más cercana, para las estructuras volcánicas sin denominación en la literatura existente o en las cartas topográficas de INEGI (2013a).

En el CVVS se identificaron 12 maares que presentan un diámetro basal inferior a 1.38 km, 4 de ellos poseen una relación diámetro del cráter/diámetro basal inferior a 0.6, 4 registran una relación altura del edificio/diámetro basal inferior a 0.02; parámetros promedio de

maares terrestres (Wood, 1979, p. 2,817) que de acuerdo con Kereszturi y Németh (2012, p. 19) pueden aplicarse idealmente a volcanes monogenéticos freatomagmáticos formados por numerosas erupciones de volumen reducido.

Los 12 maares del CVVS (Fig. 62) fueron a su vez clasificados por sus características morfológicas de acuerdo a lo establecido por Ollier (1967, p. 67 - 69) quien identificó 4 tipos de maares, de los cuales 3 se encuentran en la zona de estudio.

2.1 Maares Koko

Poseen laderas internas y externas escarpadas como el volcán hawaiano del cual toman su nombre. A este tipo de maares corresponden el Banco (Fig. 61 A), H. la Alberca (Fig. 61 B), Providencia y San Vicente Joyuela, en los cuales más del 50% de la superficie de sus laderas internas y externas poseen pendientes de $15^\circ - 35^\circ$. Debido a la no correspondencia entre el volumen de fragmentos eyectados y el volumen del cráter, los maares parecen ser principalmente originados cuando las paredes del conducto magmático colapsan y queda expuesta en superficie una diatrema (Scarth, 1994, p. 201).



Figura 61. (A) Maar Koko el Banco, nombre propuesto debido a la extracción de materiales que ha alterado su morfología original. (B) Interior cráter del maar Koko H. la Alberca. Desde su borde hasta el fondo plano de éste, se presentan pendientes de $25^\circ - 64.1^\circ$ de inclinación. Vista desde H. Solís y H. la Alberca el 9 y 10 de septiembre de 2022.

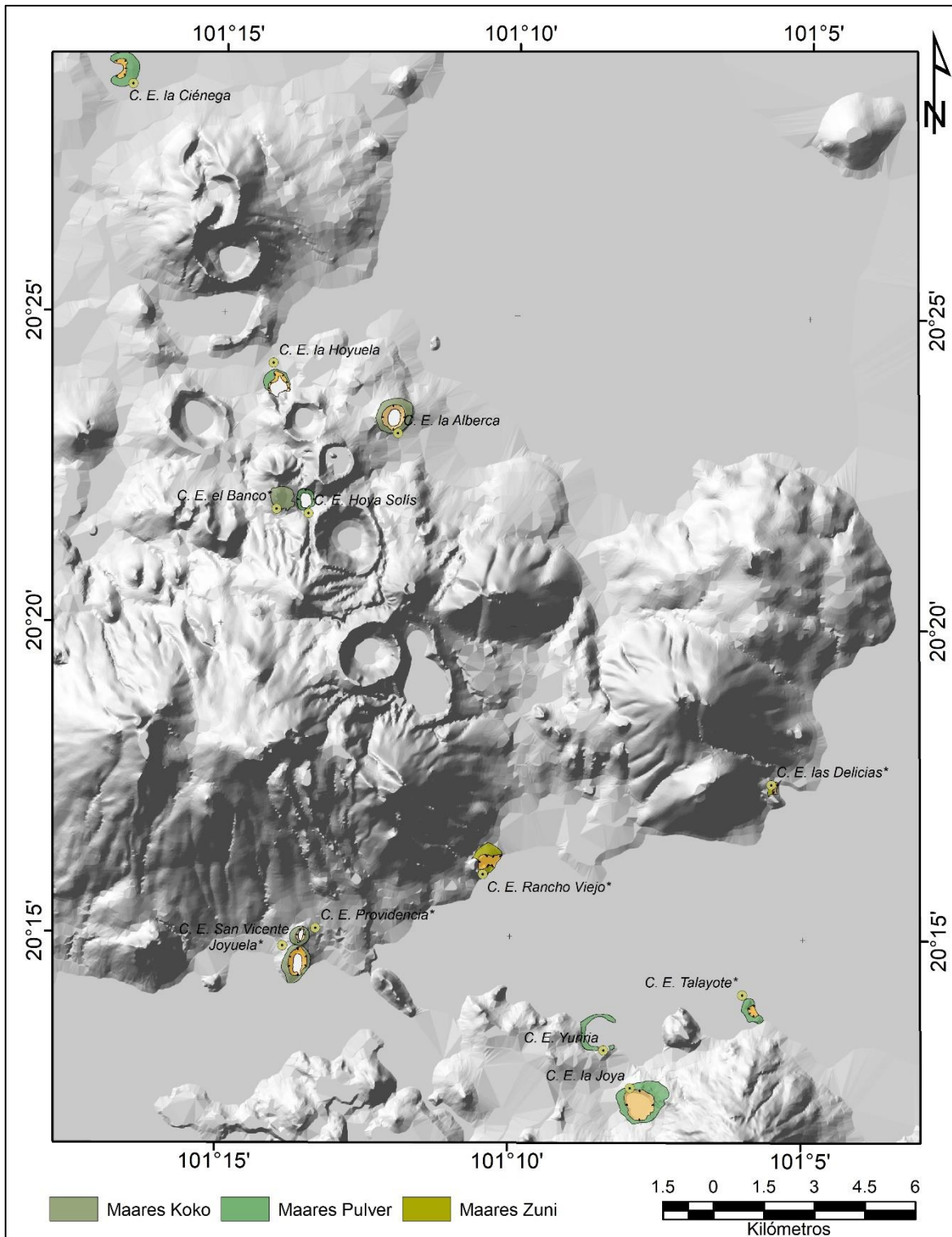


Figura 62. Maares Koko, Pulver y Zuni del CVVS.

Tomando en cuenta la diferencia entre la altitud máxima y mínima de sus edificios volcánicos, los maares Koko el Banco, H. la Alberca, Providencia y San Vicente Joyuela que cuentan una altura de 73, 67, 65 y 60 m respectivamente, corresponden con los maares de mayor altura dentro del CVVS. Probablemente el maar Koko el Banco habría tenido una altura aún mayor y un fondo de cráter plano como el resto de los maares de su tipo antes de que se presentara la extracción de materiales en su sector oriental.

2.2 Maares Pulver

Su denominación proviene del cráter Pulvermaar del campo volcánico Eiffel, occidente de Alemania. Poseen una forma semicircular simple con fondo plano o en forma de embudo y es el tipo más común entre los maares. Dentro del CVVS los cráteres de explosión H. Solís (Fig. 62 y 63), la Ciénega, la Hoyuela, la Joya, Talayote y Yuriria fueron clasificados como maares Pulver, ya que la inclinación del fondo de su cráter es igual o menor a 2° , su forma es semicircular y tienen una altura reducida que no sobrepasa los 45 m y promedia 20.14 m entre la parte superior e inferior de sus laderas externas.

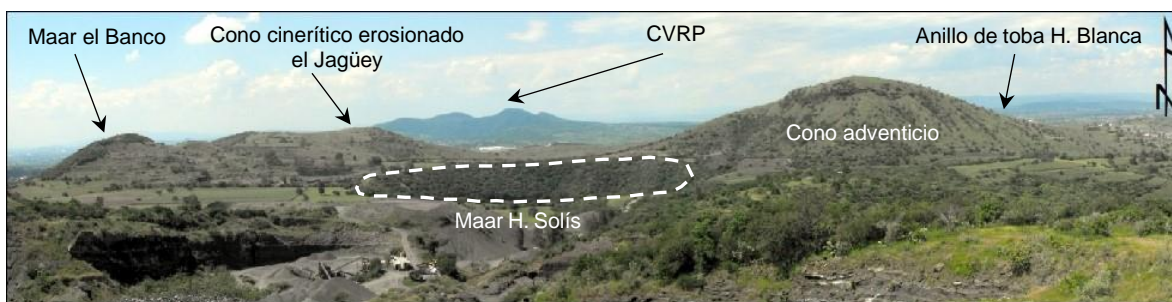


Figura 63. Maar Pulver H. Solís excavado en la topografía preexistente, la línea discontinua representa el borde de su cráter. CVRP: Complejo Volcánico Rincón de Parangueo. Vista desde el anillo de toba H. de Cíntora, 9 de septiembre de 2022.

2.3 Maares Zuni

Contienen uno o varios conos de escoria dentro del mismo centro eruptivo de dimensiones pequeñas comparadas con el maar, como Zuni Lake, EUA, a partir del cual toman su nombre, o lo suficientemente grandes como para sepultar al maar. Los cráteres de explosión Rancho Viejo y las Delicias (Fig. 62 y 64) son maares tipo Zuni, ya que presentan un cono cinerítico adventicio resultante de actividad volcánica de tipo estromboliana que se presentó durante su proceso de conformación y que al estar dirigida hacia una dirección dominante, también originó la forma de herradura de sus cráteres.

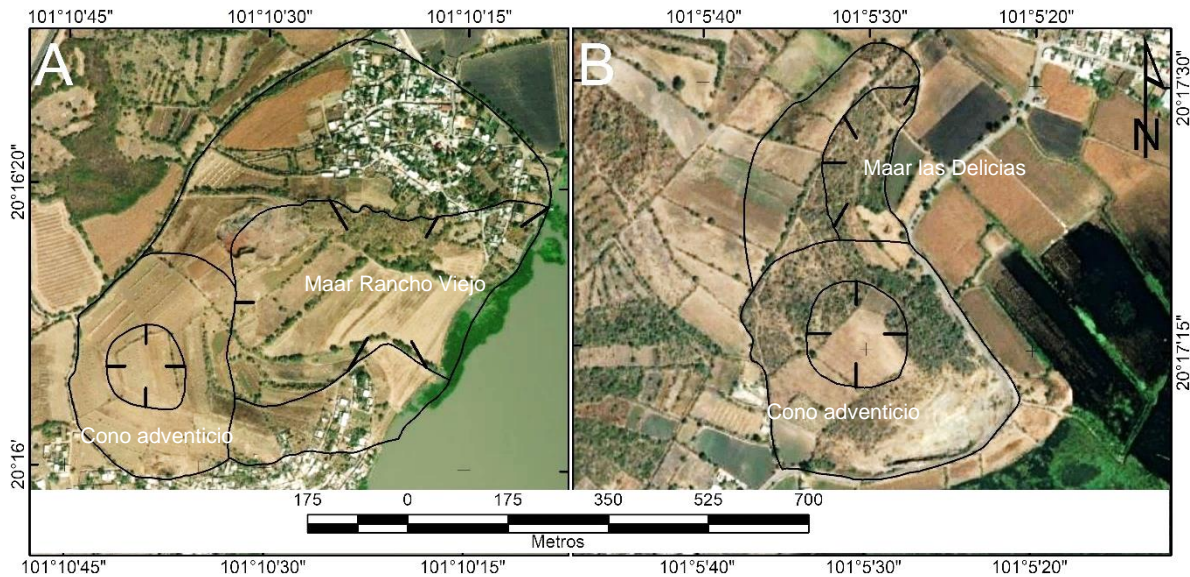


Figura 64. Maares Zuni (A) Rancho Viejo y (B) las Delicias. Elaboración a partir de ESRI (2022).

2.4 Anillos de toba

Las estructuras hidrovulcánicas que poseen un cráter de entre 0.1 y 2.5 km de diámetro (Kereszturi y Németh, 2012, p. 13) y laderas exteriores que no superan los 25° de inclinación (Sigurdsson, 2000, p. 689) son conocidas como anillos de toba. Se originan por erupciones freatomagmáticas en las cuales, el ascenso de magma infrayacente a cuerpos de agua superficiales o de poca profundidad como lagos o mares supone una menor presión para los gases en expansión y se producen explosiones expansivas menores en comparación con los maares, pero de mayor duración debido a la disposición de grandes volúmenes de agua (Scarth, 1994, p. 201). Si bien las dimensiones de los anillos de toba y maares son similares, en los primeros el material juvenil tiende a ser más abundante que en los maares y la composición de los magmas que les dan origen puede variar entre basáltica a riolítica (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 173). En el CVVS fueron identificados 12 anillos de toba (Fig. 65 y 66), 11 de éstos sobrepasan el diámetro basal de 1.38 km; en su totalidad tienen una relación altura del edificio/diámetro basal con un valor promedio de 0.07, es decir mayor que el valor de 0.05 de los maares y todos ellos excepto 1 presenta una relación diámetro del cráter/diámetro basal inferior a 0.6, es decir son edificios con un cráter relativamente amplio con respecto a su diámetro basal, como corresponde a maares y anillos de toba. Los parámetros anteriores ($DiC/DiB \geq 0.6$ y $A/DiB \leq 0.02$) corresponden a la firma morfométrica de maares de Wood (1979, p. 2,817), que Kereszturi y Németh (2012, p. 19) consideran también aplicable para los anillos de toba.

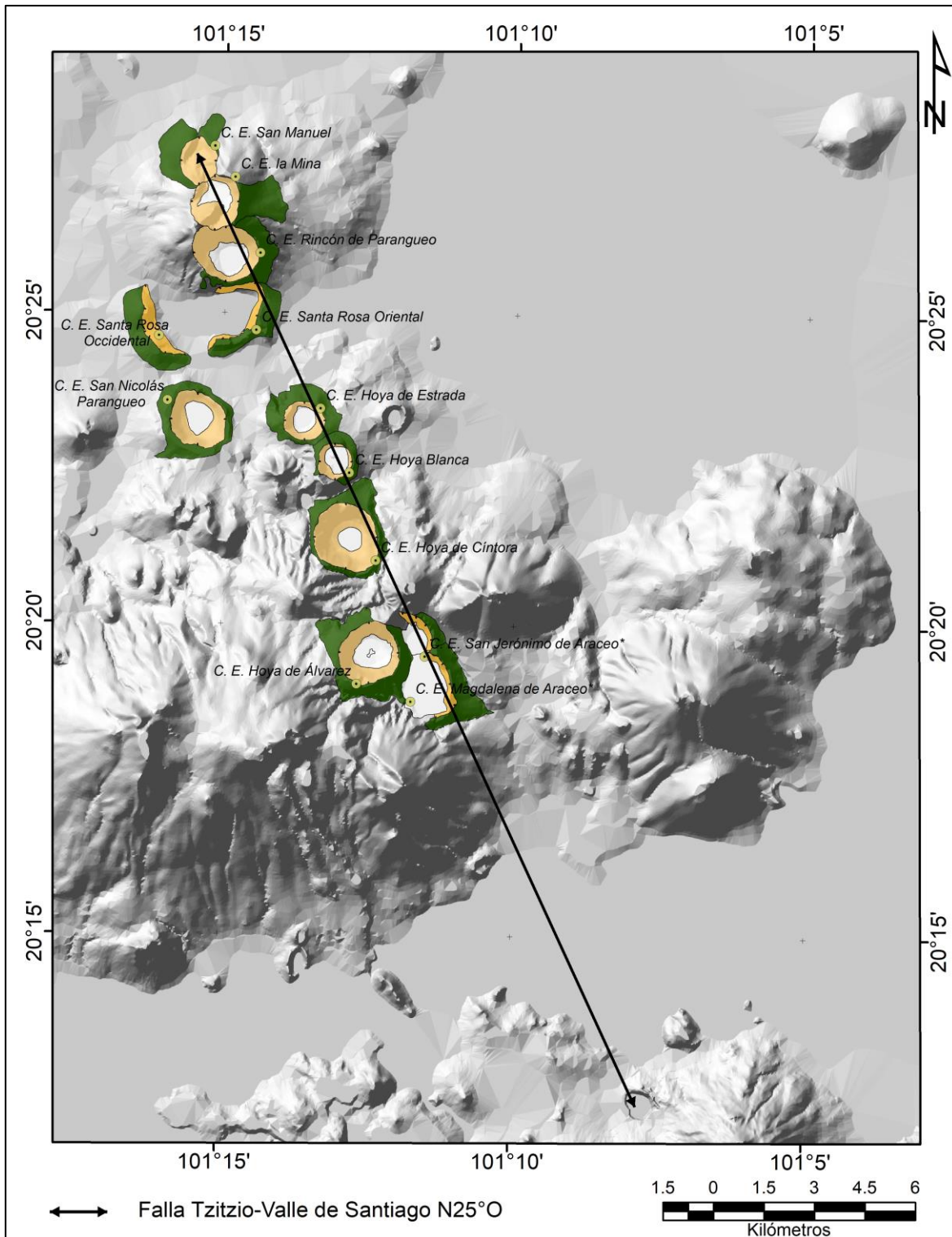


Figura 65. Anillos de toba del CVVS.

Anillos de toba	Díámetro basal (DiB)	Díámetro cráter (DiC)	Relación DiC/DiB	Altitud máxima	Altitud mínima	Altura (A)	Relación A/DiB
	kilómetros			msnm		metros	kilómetros
H. Blanca	1.45	1.08	0.74	1,930	1,808	122	0.08
H. de Álvarez	2.55	1.76	0.69	2,090	1,900	190	0.07
H. de Cíntora	2.60	2.10	0.81	2,000	1,790	210	0.08
H. de Estrada	1.82	1.24	0.68	1,865	1,737	128	0.07
C. la Mina	2.72	1.46	0.54	2,050	1,813	237	0.09
Magdalena de Araceo	1.91	1.45	0.76	1,950	1,820	130	0.07
H. Rincón de Parangueo	2.40	1.94	0.81	2,016	1,771	245	0.10
San Jerónimo de Araceo	1.10	0.77	0.70	1,995	1,908	87	0.08
San Manuel	1.67	1.06	0.63	1,910	1,730	180	0.11
H. San Nicolás Parangueo	2.28	1.93	0.85	1,810	1,738	72	0.03
Santa Rosa Occidental	2.64	2.11	0.80	1,770	1,729	41	0.02
Santa Rosa Oriental	1.99	1.57	0.79	1,795	1,728	67	0.03
Promedios	2.18	1.61	0.74	-	-	147	0.07

Figura 66. Parámetros morfométricos de los anillos de toba del CVVS. Las celdas verdes corresponden con la firma morfométrica de maeres de Wood (1979, p. 2,817) así como maeres y anillos de toba de Kereszturi y Németh (2012, p. 19); la celdas grises son los nombres propuestos, según la localidad más cercana, para las estructuras volcánicas sin denominación en la literatura existente o en las cartas topográficas de INEGI (2013a).

El C. la Mina y San Jerónimo de Araceo (Fig. 67) no cuentan con una forma semicircular cerrada, debido a que su morfología fue modificada por la actividad freatomagmática de los anillos de toba cercanos H. de Álvarez y Magdalena de Araceo.



Figura 67. Anillo de toba San Jerónimo de Araceo, la línea discontinua representa el borde de su cráter. Vista desde H. de Álvarez, 12 de septiembre de 2022.

Los anillos de toba (Fig. 68) y los maeres estudiados difieren en el promedio de sus alturas, en los primeros es de 142 m mientras que los maeres promedian 41 m de altura. Así mismo, solo los anillos de toba concuerdan con la dirección N25°O de la Falla Tzitzio-Valle de Santiago (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 172).



Figura 68. (A) Anillo de toba H. Blanca, el de menor superficie, diámetro basal y diámetro de cráter de los anillos de toba semicirculares del CVVS, con 1.6 km², 1.45 km y 1.08 km respectivamente. (B) Cráter semicircular del anillo de toba H. de Álvarez, el de mayor superficie de los anillos de toba del CVVS con 5.3 km². Ccsl: Conos cineríticos sepultados por lavas. Vistas desde H. la Alberca y H. de Álvarez, 9 y 12 de septiembre de 2022.

De acuerdo con los parámetros morfométricos presentes en la figura 66, se propone que el cráter de explosión Santa Rosa, considerado como una sola estructura volcánica por Aranda-Gómez *et al.* (2013, p. 181), se trata en realidad de dos anillos de toba (Fig. 69) que debido a su actividad eruptiva y cercanía, modificaron mutuamente su morfología provocando la apertura de sus cráteres y la forma en herradura que presentan a una distancia de por 3.4 km entre sí. La cercanía entre anillos de toba y la modificación en su morfología primigenia semicircular cerrada, también es observable en los anillos de toba contiguos San Jerónimo de Araceo y Magdalena de Araceo.

Si el anillo de toba Santa Rosa fuera una sola estructura hidrovulcánica, su diámetro basal de 4.4 km y su diámetro de cráter de 3.4 km serían comparables en dimensiones a los maeres Espenberg de la Península de Seward, Alaska, donde las interacciones entre el permafrost con alta capacidad calorífica que modula el suministro de agua en esta región aunado a los magmas basálticos ascendentes, produjeron erupciones extremadamente explosivas que dieron paso a la formación de los maeres conocidos más grandes en el mundo, los cuales poseen entre 4 - 8 km de diámetro (Begét *et al.*, 1996, p. 62).



Figura 69. Anillos de toba Santa Rosa Occidental y Oriental, considerados en otros trabajos como una sola estructura hidrovulcánica. Elaboración a partir de ESRI (2022).

Categoría 3. Relieve volcánico efusivo

Las diferentes erupciones volcánicas que existen así como los cambios que durante éstas se presentan conocidos como fases y que dependen de factores tales como la composición del magma, contenido de volátiles y condiciones del conducto de emisión, han sido clasificadas por diversos criterios cualitativos (Fisher y Schmincke, 1984, p. 59) y nombradas de acuerdo al volcán o zona geográfica más representativa de dicha actividad. A las emisiones superficiales no explosivas de magmas que incluye los flujos de lava y la formación de domos, se les denomina vulcanismo efusivo (Sigurdsson, 2000, p. 280). Este tipo de actividad volcánica dio origen en el área bajo estudio a un total de 103 formas del relieve que fueron clasificadas en 3 tipos diferentes que a continuación se describen.

3.1 Flujos de lava

Se encontraron 87 flujos de lava (Fig. 70) que cubren superficies de 0.008 - 7.9 km² (Fig. 71) y que abarcan un área conjunta de 156.1 km², equivalentes a 18.6% del CVVS. La composición de las rocas volcánicas que lo componen varía entre las andesitas Pliocénicas que conforman los volcanes en escudo como el C. el Varal y el C. Blanco, y las andesitas y basaltos Cuaternarios emitidos por conos cineríticos y cráteres de explosión (Uribe-Cifuentes, 2006, p. 9 y 24); la excepción es el anillo de toba H. de Estrada, el cual es la

única de las estructuras hidrovolcánicas de composición riolítica en el área de estudio (Cano-Cruz, 2007, p. 83; Cano-Cruz y Carrasco-Núñez, 2008, p. 550).

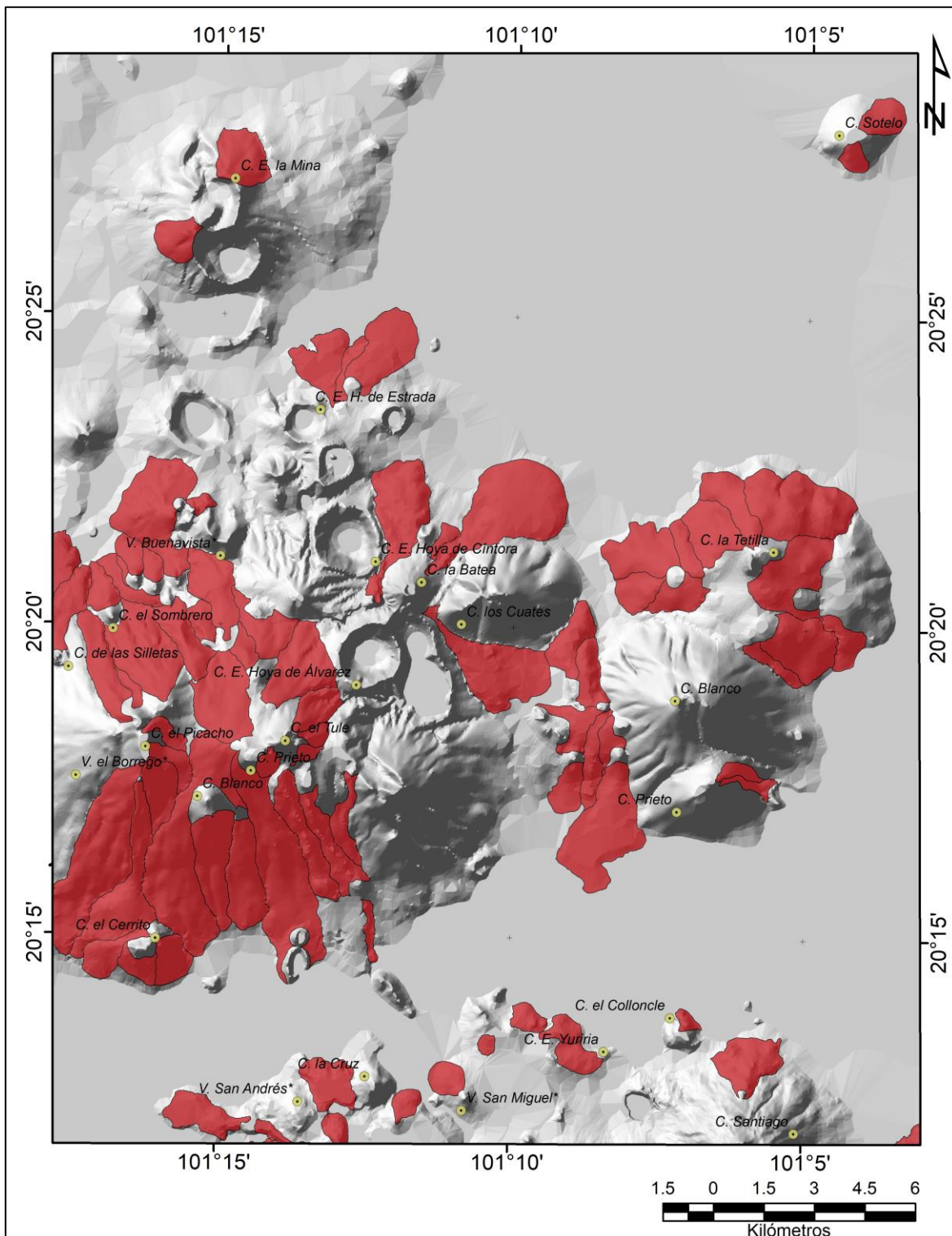


Figura 70. Flujos de lava del CVVS.

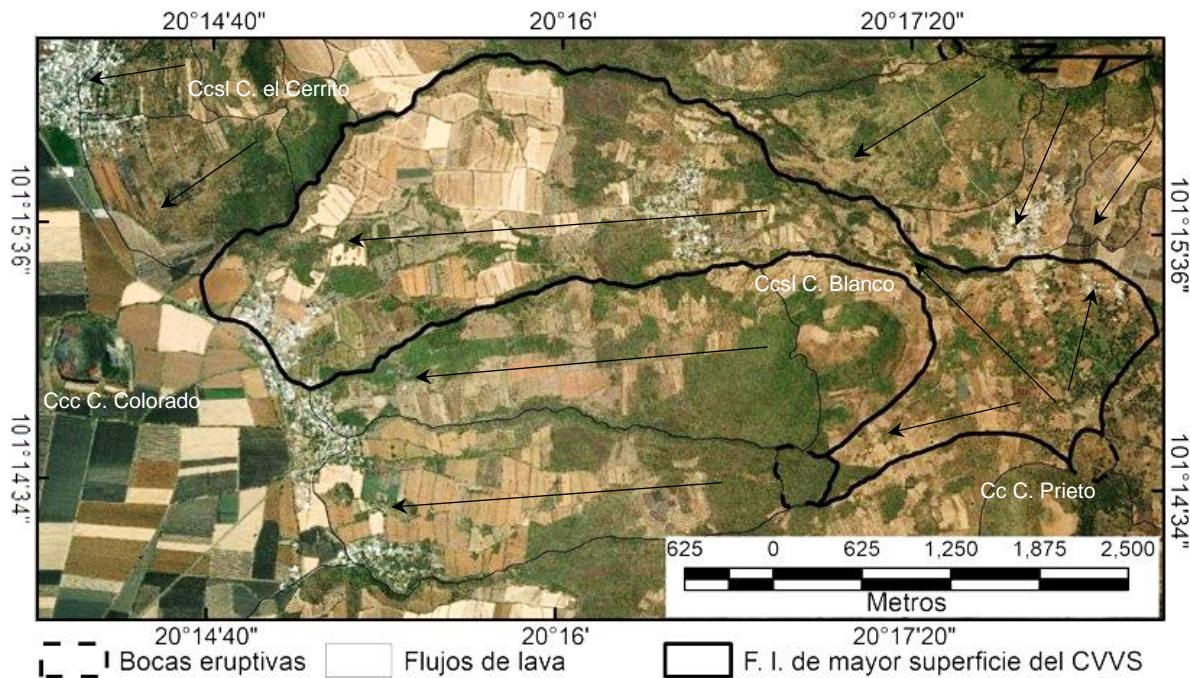


Figura 71. Flujo de lava de 7.9 km², emitido desde una boca eruptiva al oeste del cono cinerítico C. Prieto. Cc: Cono cinerítico, Ccc: Cono cinerítico de cima convexa, Ccsl: Conos cineríticos sepultados por lavas, F.I.: Flujo de lava. Elaboración a partir de ESRI (2022).

Los flujos de lava del CVVS principalmente de composición intermedia a máfica y de morfología lobular alargada alcanzan longitudes de hasta 6.9 km. Se interpretó como el emisor de un flujo de lava a aquella geoforma adyacente o rodeada por la mayor altitud de éste. De los 87 flujos de lava identificados en el CVVS, el 27.6% fueron emitidos por bocas eruptivas, el 20.7% por conos cineríticos sepultados por lavas, y el 17.2% por conos cineríticos; de estos 3 tipos de emisores proceden los flujos de lava que suman las mayores superficies en la zona de estudio con 47.5, 29.4 y 35.1 km² (Fig. 72).

Origen de los flujos de lava	Número	Porcentaje (%)	Superficie (km ²)
1.8 Bocas eruptivas	24	27.6	47.5
4.3 Conos cineríticos sepultados por lavas	18	20.7	29.4
1.1 Conos cineríticos	15	17.2	35.1
No identificado, fuera del área de estudio	7	8.0	2.3
1.7 Conos cineríticos de cima convexa	6	6.9	13.0
1.2 Conos adventicios	4	4.6	1.6
6.2 Conos cineríticos erosionados	4	4.6	15.5
3.3 Volcanes en escudo	3	3.4	2.9
2.4 Anillos de toba	2	2.3	3.5
4.1 Conos cineríticos sepultados por piroclastos	2	2.3	2.6
10.1 Canteras de extracción	2	2.3	2.7
Totales	87	100%	156.1 km²

Figura 72. Origen y superficie de los flujos de lava que se encuentran en el CVVS.

3.2 Domos de lava

En el CVVS fueron identificados 4 domos de lava. Consisten en apilamientos sucesivos de lavas altamente viscosas que ascienden con dificultad hacia la superficie en el interior o alrededor de un cráter volcánico. Su elevada viscosidad se debe a su composición principalmente riolítica, dacítica o traquiandesítica. Su formación que puede durar varios años y abombar la porción suprayacente al domo. Llegan a generar flujos y oleadas piroclásticas por su extrusión superficial, consolidación o colapso (Lockwood y Hazlett, 2010, p. 236, 300 y 301). Son comunes en volcanes poligenéticos.

Al interior del cráter del anillo de tobal C. la Mina se localiza el domo de lava la Mina (Fig. 73) que con 153 m de altura y 0.471 km² de superficie es el de mayores dimensiones del CVVS. Su composición riolítica contrasta con la del resto de estructuras volcánicas de composición básica (INEGI, 2006) del Complejo Volcánico Rincón de Parangueo, pero es más cercana a la del volcán en escudo el Zapote de lavas traquiandesíticas, sobre el cual se desarrollaron las estructuras hidrovulcánicas del complejo (Aranda-Gómez *et al.*, 2013, p. 180).



Figura 73. Domo de lava la Mina, el de mayores dimensiones del CVVS. Vista desde el anillo de toba H. Rincón de Parangueo, 11 de septiembre de 2022.

Otros domos de lava que se identificaron en el CVVS (Fig. 74) se encuentran en el interior del cráter del volcán en escudo C. Santiago y dos más en el anillo de toba H. Blanca, que poseen alturas de 128, 20, y menos de 10 m; y superficies de 0.188, 0.037 y 0.032 km² respectivamente.

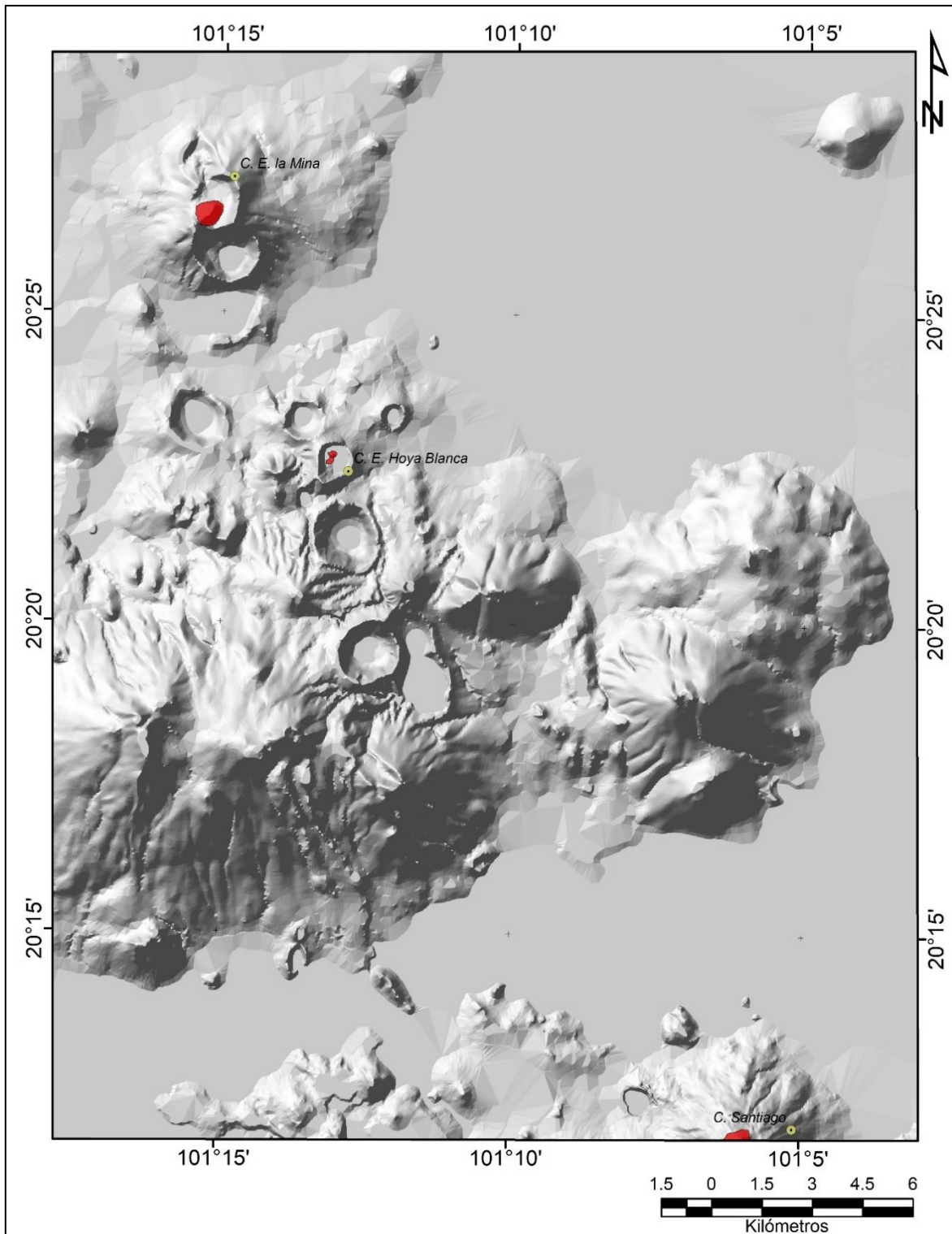


Figura 74. Domos de lava del CVVS.

3.3 Volcanes en escudo

Volcanes con una inclinación que no supera los 10° de pendiente conformados por numerosos apilamientos de flujos de lava de volumen reducido y baja viscosidad que se desplazaron en sus laderas rápidamente a grandes distancias desde su fuente de emisión (Sigurdsson, 2000, p. 284 y 285). Son producto de actividad volcánica de tipo Hawaiana que comúnmente comienza a partir de fisuras con varios puntos de emisión alineados a través de los cuales fluyen lavas basálticas altamente fluidas (Fisher y Schmincke, 1984, p. 69). En el CVVS se identificaron como volcanes en escudo a 12 conos volcánicos de morfología distendida (Fig. 75 y 76) que presentan hasta 15° de inclinación en el 75% o más de la superficie de sus laderas y que se encuentran truncados por al menos un cráter semicircular o en forma de herradura.

Volcanes en escudo	Superficie (km²)	Diámetro basal (kilómetros)	Altura (metros)
C. Blanco	22.7	5.6	493
C. el Varal	19.7	4.1	554
el Zapote	13.2	5	98
C. Santiago	10.7	5.7	410
el Borrego	9.1	1.8	448
Jerónimo	8.8	3.3	327
C. Chapín	7.1	3.6	241
la Ladrillera	5.8	1.9	140
C. Prieto	5.2	2.6	355
el Armadillo	4.0	3.4	297
C. Sotelo	2.7	2.1	84
Volcán en escudo la Tetilla	2.0	1.9	73
Promedios	9.3 km²	3.4 km	293.3 m

Figura 75. Dimensiones de los volcanes en escudo del CVVS. Las celdas verdes representan los volcanes en escudo cuyo cráter no se encuentra en el centro aproximado de su superficie. Las celdas grises corresponden a los nombres propuestos, según la localidad más cercana, para los volcanes sin denominación en la literatura existente o en las cartas topográficas de INEGI (2013a).

La superficie de los volcanes en escudo del área de estudio oscila entre 2 - 22.7 km², con un promedio de 9.3 km². Su diámetro mayor de 1.8 - 5.7 km, con una media de 3.4 km, comprende la línea recta que pasa por el centro de su cráter y une dos extremos opuestos plenamente identificados de la superficie del volcán, mientras que sus alturas son de 73 - 554 m (Fig. 77) con un promedio de 293.3 metros.

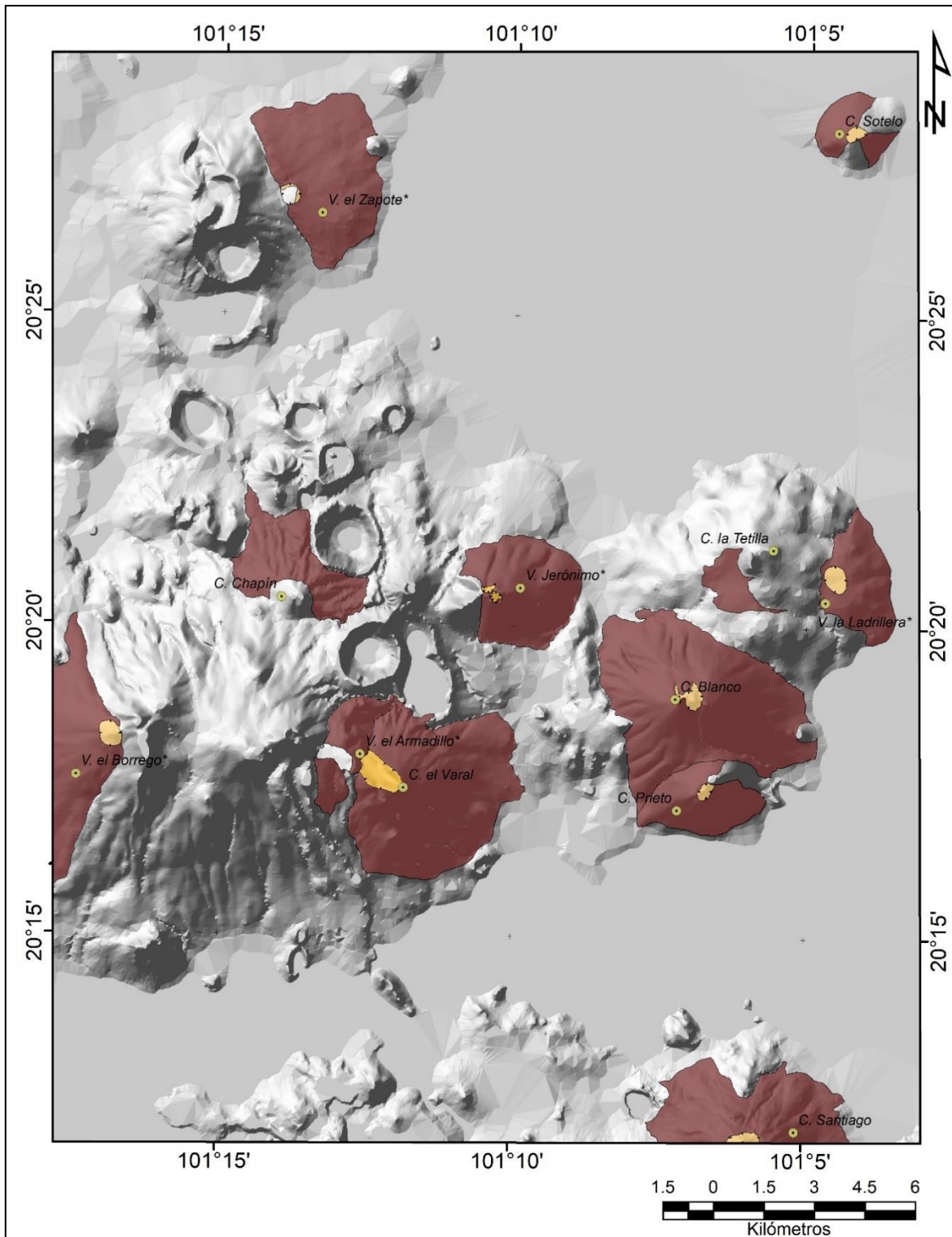


Figura 76. Volcanes en escudo del CVVS.

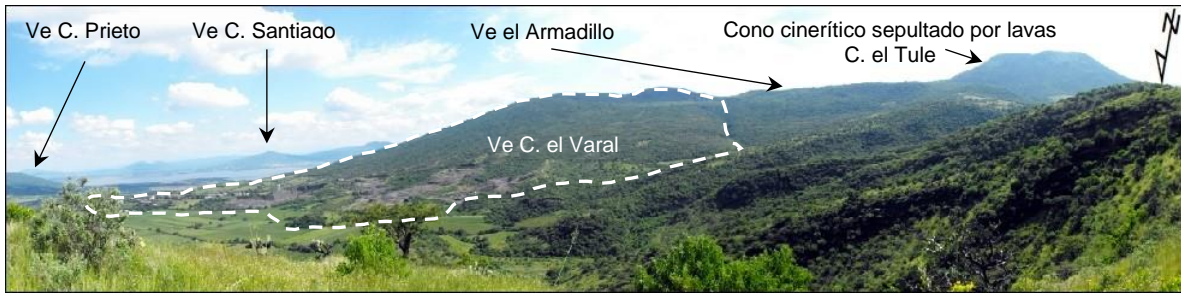


Figura 77. Volcán en escudo C. el Varal, el segundo de mayor superficie y el de mayor altura del CVVS con 19.7 km² y 554 metros; la línea discontinua representa parte de su morfología. Ve: Volcanes en escudo. Vista desde el anillo de toba H. de Álvarez, 12 de septiembre de 2022.

De acuerdo con Uribe-Cifuentes (2006, p. 9), los volcanes en escudo del CVVS están conformados por flujos de lava andesíticos de edad pliocénica (5.3 - 2.5 Ma) caracterizadas por la ausencia de material piroclástico intercalado, éstas corresponden a las rocas más antiguas que afloran en la superficie de este campo volcánico.

Los volcanes en escudo del área bajo estudio, con excepción del C. Sotelo, carecen de una morfología basal semicircular, esto debido a la cercanía con otros volcanes en escudo, complejos o edificios volcánicos antecedentes que impidieron la emisión radial de los flujos de lava que conforman a este tipo de estructuras volcánicas de origen efusivo. Lo anterior aunado a la concentración de 9 volcanes en escudo en la parte media del CVVS alineados N70°E coincidentes con la dirección del Sistema de Fallas Chapala-Tula, apoya la existencia de fuertes controles estructurales responsables del vulcanismo en la zona de estudio.

Categoría 4. Relieve volcánico explosivo-efusivo

Con 26 formas del relieve pertenecientes a 3 diferentes tipos, esta categoría incluye a las estructuras volcánicas y sus emisiones de origen explosivo así como efusivo que fueron parcialmente cubiertas en su superficie preexistente, por materiales volcánoclastos o flujos de lava emitidos en erupciones explosivas y efusivas principalmente de volcanes cercanos.

4.1 Conos cineríticos sepultados por piroclastos

A este grupo pertenecen los conos cineríticos que se encuentran al noroeste del C. Picacho, entre los cerros Colorado y Guayabo, así como el C. el Colloncle (Fig. 78). Esas estructuras presentan una forma semicircular interrumpida por uno o varios edificios volcánicos desde su base hasta las cercanías de sus cráteres en al menos uno de sus flancos.

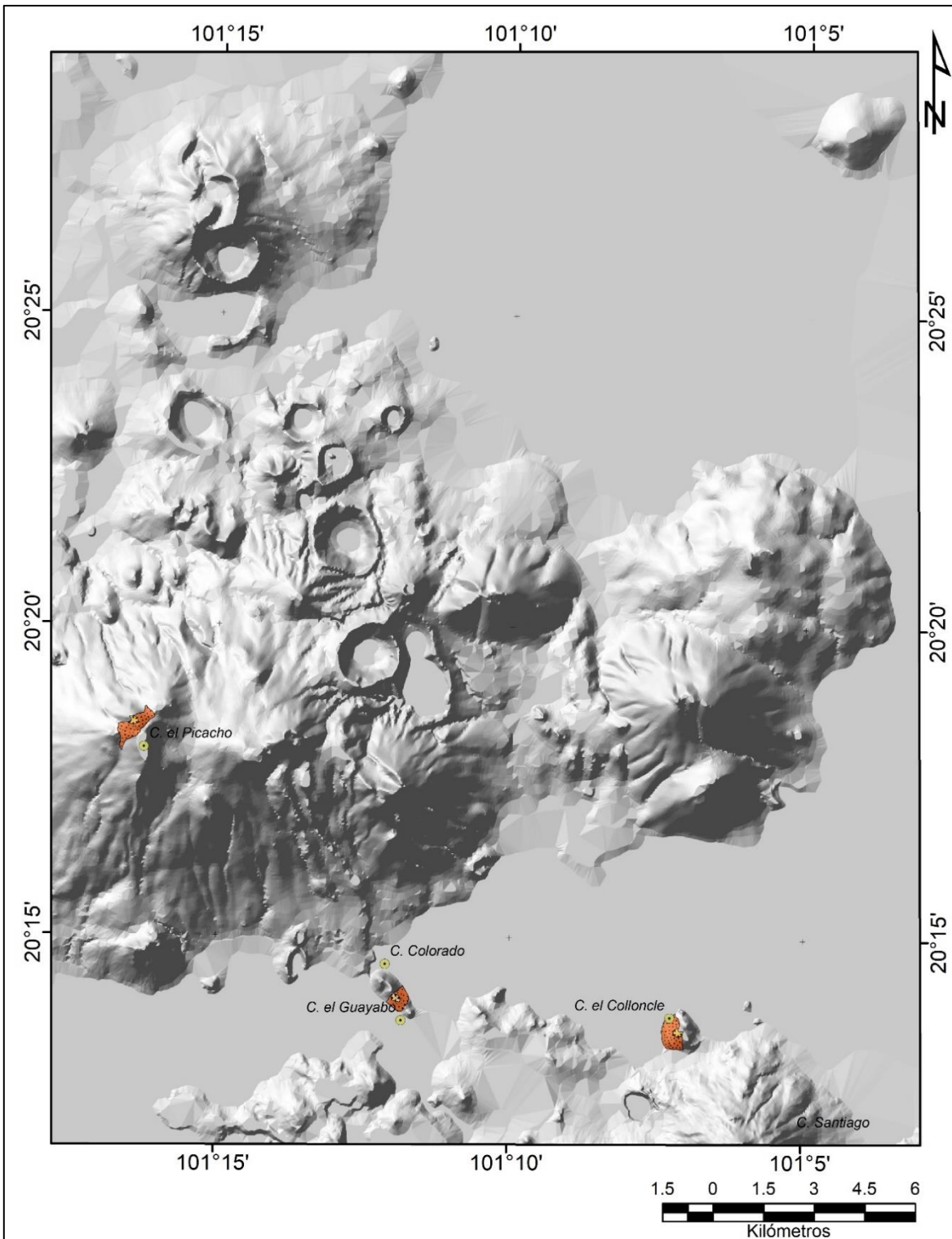


Figura 78. Conos cineríticos sepultados por piroclastos del CVVS.

Al menos el 50% de la superficie primigenia (Fig. 79) de estos conos está sepultada por piroclastos, que incluyen ceniza volcánica, lapilli y bombas o bloques con un tamaño

granulométrico de <2mm, 2 - 64mm y >64 mm respectivamente (Fisher y Schmincke, 1984, p. 90). Los tres conos cineríticos sepultados por piroclastos están a 0.8, 0.4 y 0.5 km de distancia de otro edificio volcánico cuya actividad estromboliana generó los materiales volcánicos que, aunados a los emitidos por ellos mismos modificaron su morfología.

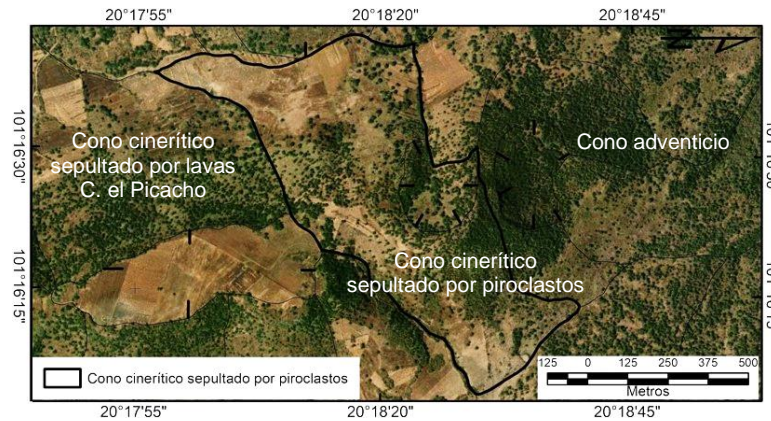


Figura 79. Cono cinerítico sepultado por piroclastos a menos de 1 km de distancia de 4 estructuras volcánicas de actividad Hawaiana y/o Estromboliana. Elaboración a partir de ESRI (2022).

4.2 Flujos de lava cubiertos por piroclastos

Dentro de esta categoría fueron considerados cinco flujos de lava sin un centro de emisión evidente, con una ubicación subyacente a otros flujos de lava, sin morfología lobular alargada y que se encuentran cerca de edificios volcánicos que presentaron actividad estromboliana. Tal es el caso de 2 flujos de lava al norte y oriente del maar H. la Alberca, el flujo de lava entre los conos cineríticos C. la Batea y C. los Cuates (Fig. 80 y 81), al sur del cono cinerítico C. la Cruz y al este del maar Providencia.



Figura 80. Flujo de lava cubierto por piroclastos (línea discontinua) al pie del cono cinerítico sepultado por lavas C. los Cuates. En el centro de la fotografía se observa una cantera que explota el flujo de lava. Se encuentra a menos de 2 km del anillo de toba San Jerónimo de Araceo. Vista desde la carretera hacia Yuriria, 12 de septiembre de 2022.

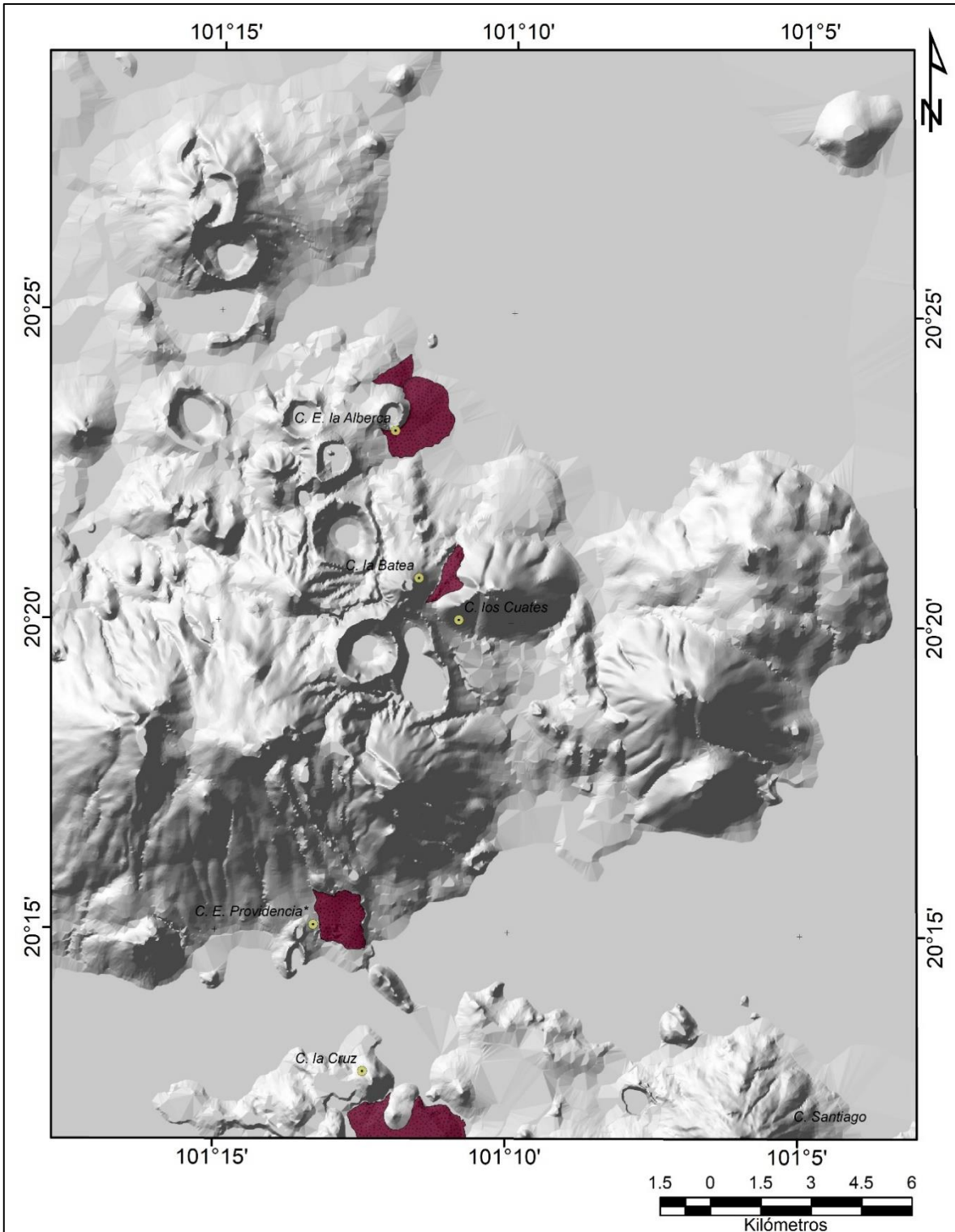
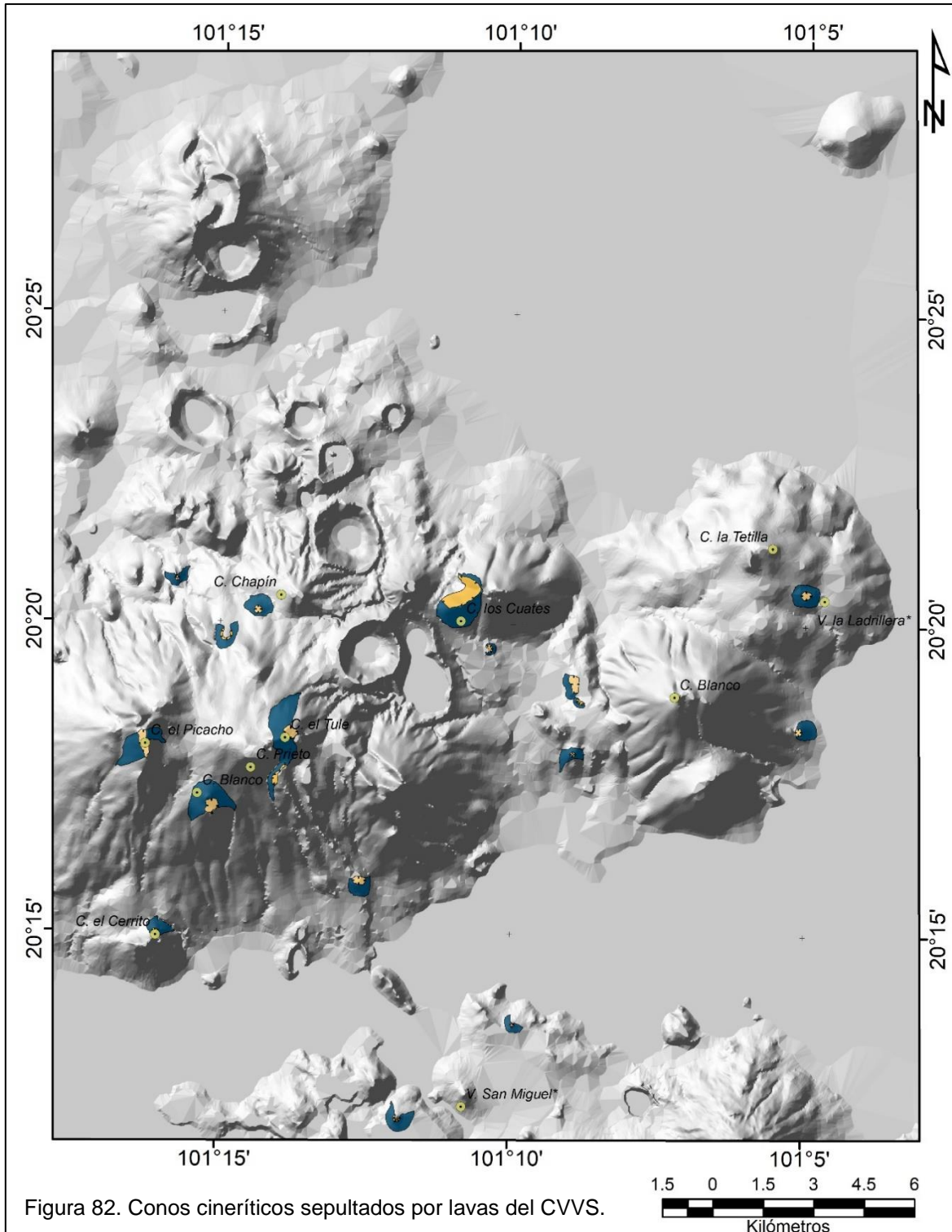


Figura 81. Flujos de lava cubiertos por piroclastos del CVVS.

4.3 Conos cineríticos sepultados por lavas

En el área de estudio se identificaron 18 conos cineríticos en los que al menos el 50% de sus laderas externas está cubierta por flujos de lava (Fig. 82).



En 9 de estos conos, los flujos de lava que los sepultan fueron emitidos exclusivamente por las propias estructuras volcánicas, un ejemplo es el C. el Picacho (Fig.83) que emitió 4 flujos de lava que sepultaron parcialmente sus laderas sur, noreste y oriente. En 3 conos cineríticos su superficie está cubierta por al menos uno de sus propios flujos de lava y por 1 procedente de un edificio volcánico diferente, mientras que en los 6 conos cineríticos restantes su cobertura se dio por un flujo de lava emitido por otra estructura volcánica cercana.

Un total de 26 flujos de lava sepultan parcialmente los conos cineríticos mencionados, 18 de estos flujos fueron originados por los propios conos cineríticos sepultados por lavas, 3 por conos cineríticos, 2 por volcanes en escudo. Un cono adventicio, una boca eruptiva y un cono cinerítico erosionado emitieron cada uno de ellos 1 flujo de lava que sepulta a este tipo de estructuras volcánicas.

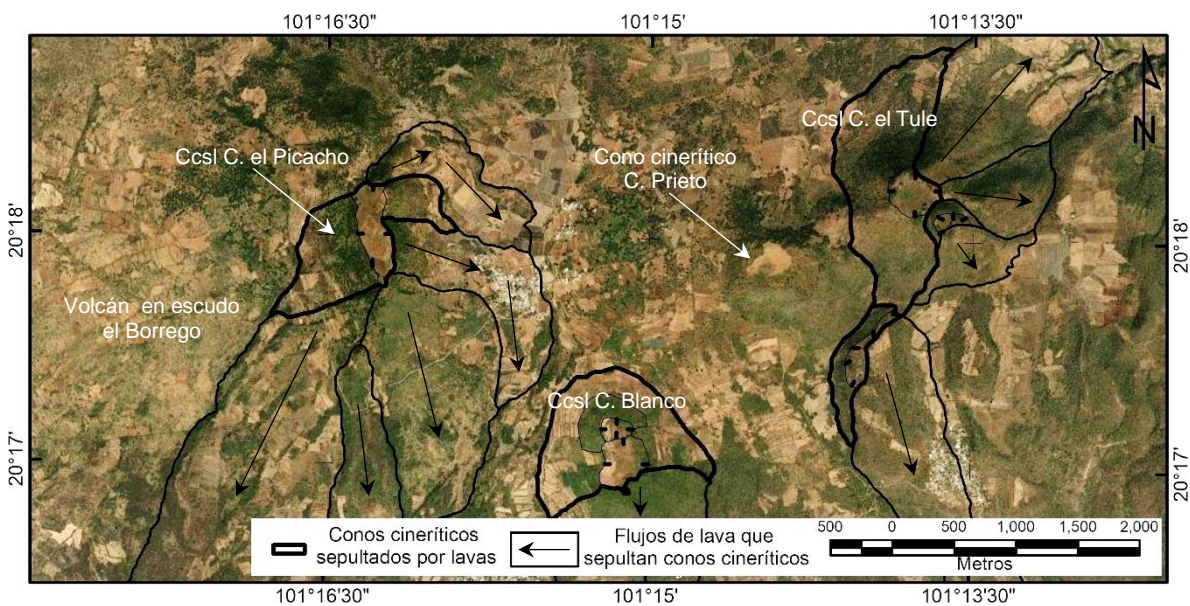


Figura 83. Conos cineríticos sepultados por lavas (Ccsi) C. Blanco, C. el Picacho y C. el Tule, ubicados en el occidente del CVVS. El C. el Picacho, con 4 flujos de lava emitidos, es el cono cinerítico con mayor número de flujos de lava que sepultan parcialmente su misma superficie dentro del área bajo estudio. Elaboración a partir de ESRI (2022).

Categoría 5. Relieve tectónico

Esta categoría contiene 2 accidentes topográficos de origen enteramente tectónico que corresponden a una falla inferida y al consecuente bloque de techo que se ubican en la región noroeste del CVVS.

5.1 Falla inferida

En la porción noroeste de la zona de estudio, entre las laderas orientales de los anillos de toba San Manuel, C. la Mina, H. Rincón de Parangueo y la ladera occidental del volcán en escudo el Zapote, se infiere la existencia de una falla tectónica de tipo normal (Fig. 84 y 85) con una orientación N20°O paralela a la de la distribución principal de los anillos de toba del CVVS. Esta falla identificada en el mapa de Uribe-Cifuentes (2006, p. 10), y denominada el Zapote por Aranda-Gómez *et al.* (2013, p. 181), tiene una longitud aproximada de 5.04 km y su trazo marca el límite entre las estructuras hidrovolcánicas del Complejo Volcánico Rincón de Parangueo del vulcanismo efusivo que dio origen al volcán en escudo el Zapote.

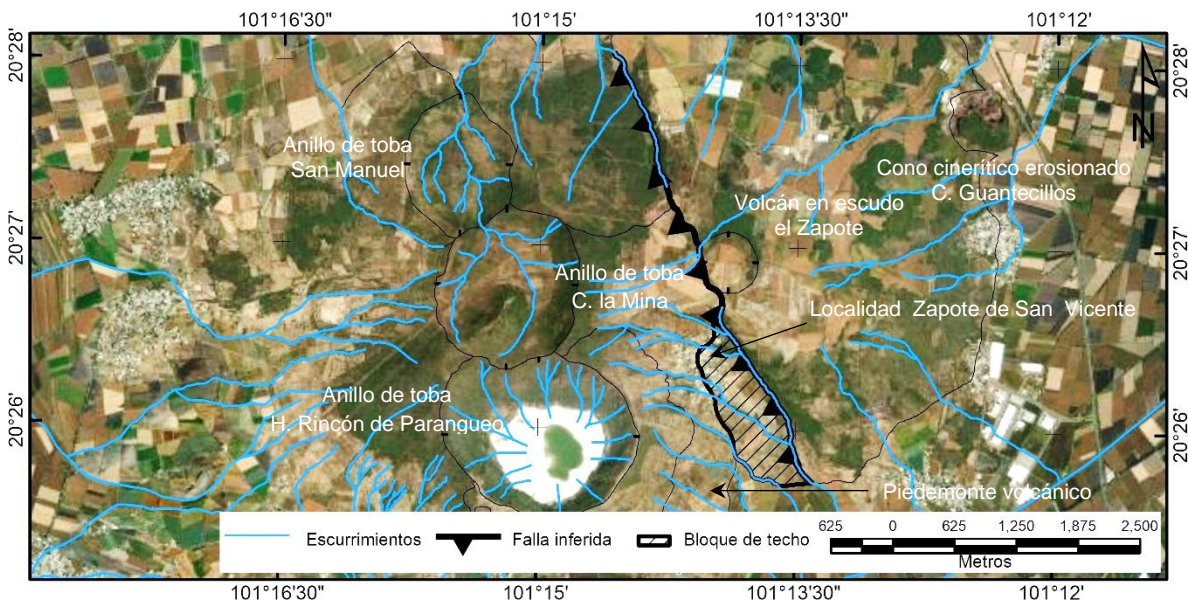


Figura 84. Trazo inferido de la Falla el Zapote, a 500 m al este de la localidad Zapote de San Vicente, municipio de Valle de Santiago. Elaboración a partir de ESRI (2022).

5.2 Bloque de techo

A partir de la inferencia de la falla normal el Zapote y el trazado de la red hidrográfica del CVVS, se observó que los escurrimientos superficiales de la ladera oriental del anillo de toba H. Rincón de Parangueo fluyen de manera paralela hacia el oriente y confluyen en la falla normal el Zapote, particularmente entre el piedemonte volcánico contiguo al cráter de explosión y el volcán en escudo el Zapote. Esta superficie se interpretó como un bloque de techo por su altitud e inclinación descendentes en dirección NO-SE, características que contrastan con las del oriente de H. Rincón de Parangueo y las del suroeste del volcán en escudo el Zapote (Fig. 84 y 85).

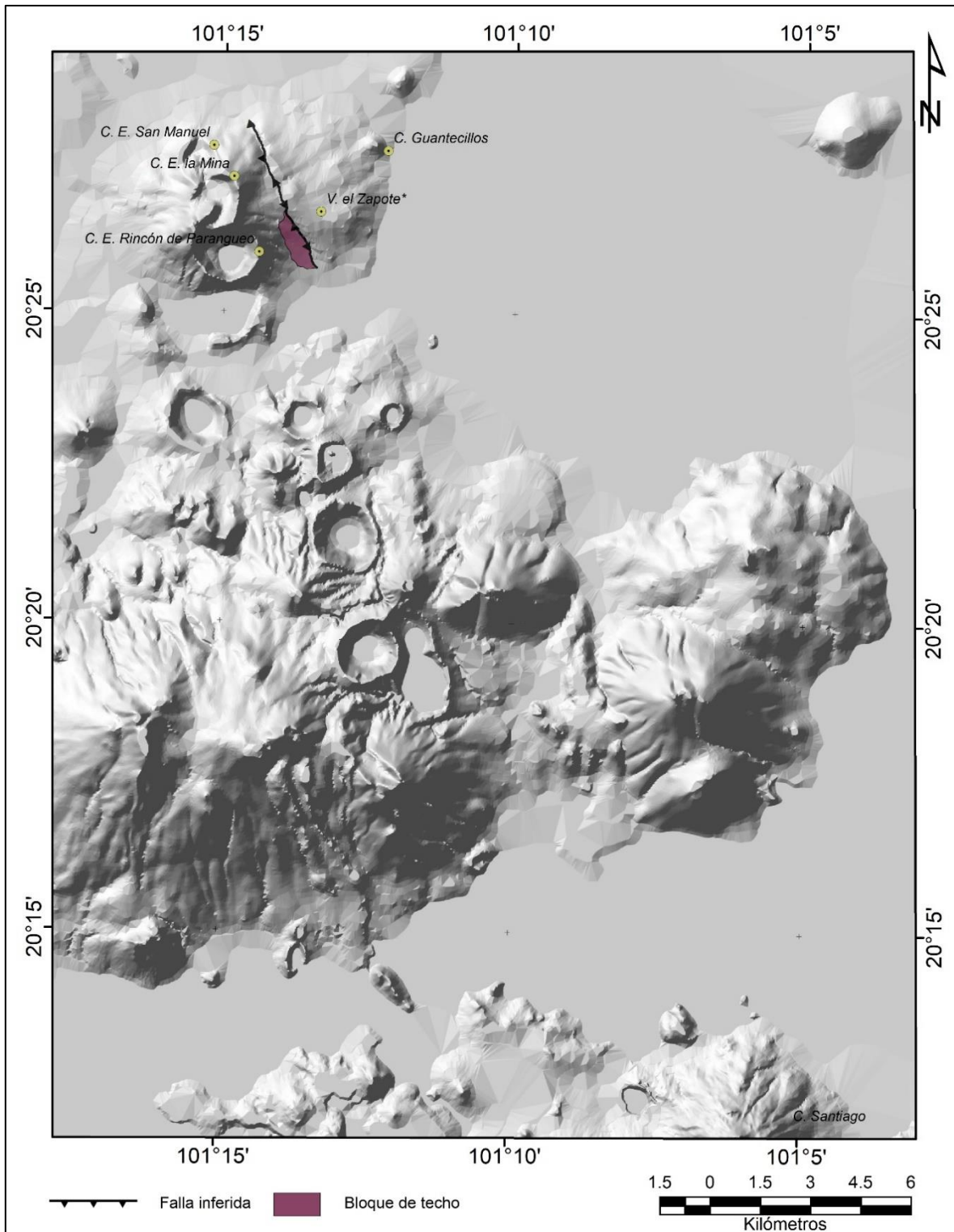


Figura 85. Falla inferida y bloque de techo del CVVS.

3.1.2. Relieve endógeno-modelado

Como parte del relieve endógeno-modelado están las geoformas de origen endógeno que no conservan su morfología primaria debido a la acción de los procesos exógenos. Y es que las rocas de la superficie terrestre que tienen su origen en la dinámica interna del planeta (Muñoz, 2000, p. 13 y 14), de acuerdo con su antigüedad, constitución geológica y grado de exposición a los agentes ambientales, sufren alteraciones físicas y químicas que se evidencian en última instancia en cambios significativos en la morfología del relieve.

Categoría 6. Relieve volcánico erosivo

Contiene un total de 19 geoformas clasificadas en 3 diferentes formas del relieve de origen endógeno que, aunque sin perder completamente su morfología primaria, han sido modeladas por la erosión y consecuente deposición de materiales. En su clasificación se tomaron en cuenta aspectos morfológicos identificados durante el proceso de fotointerpretación y parámetros morfométricos derivados de los mapas de pendientes (Fig. 41) y densidad de disección horizontal (Fig. 96) del CVVS, así como de los esquemas de curvatura de laderas en planta (Fig. 87).

6.1 Laderas volcánicas modeladas por erosión

Con un área conjunta de 3.9 km², a esta forma del relieve pertenecen tres superficies irregulares (Fig. 86) con inclinaciones menores a 25° en más del 75% de sus áreas y que poseen numerosos escurrimientos superficiales de hasta 3er orden (De Pedraza y González, 1996, p. 249 y 250), en las laderas suroeste del anillo de toba H. Rincón de Parangueo (Fig. 87 A), occidental de los anillos de toba H. Blanca, H. de Estrada y sur del anillo de toba H. de Álvarez (Fig. 87 B), que presentan densidades de disección de 5.37 km/km², 10.88 km/km² y 11.89 km/km² respectivamente. Estos valores pertenecientes al nivel identificado como alto dentro del CVVS se deben a la litología de los cráteres de explosión ya que los materiales piroclásticos poco consolidados como cenizas, arenas y lapilli se erosionan con mayor intensidad en comparación con rocas masivas volcánicas como andesitas y basaltos (Lugo-Hubp y Martínez Luna, 1981, p. 8). Es por ello que no se consideraron dentro de esta forma del relieve a las laderas de los volcanes en escudo pliocénicos el Borrego, el Armadillo, C. Chapín, C. el Varal y C. Blanco que presentan valores medios de densidad de disección pero atribuibles a la mayor exposición temporal que han tenido hacia la erosión.

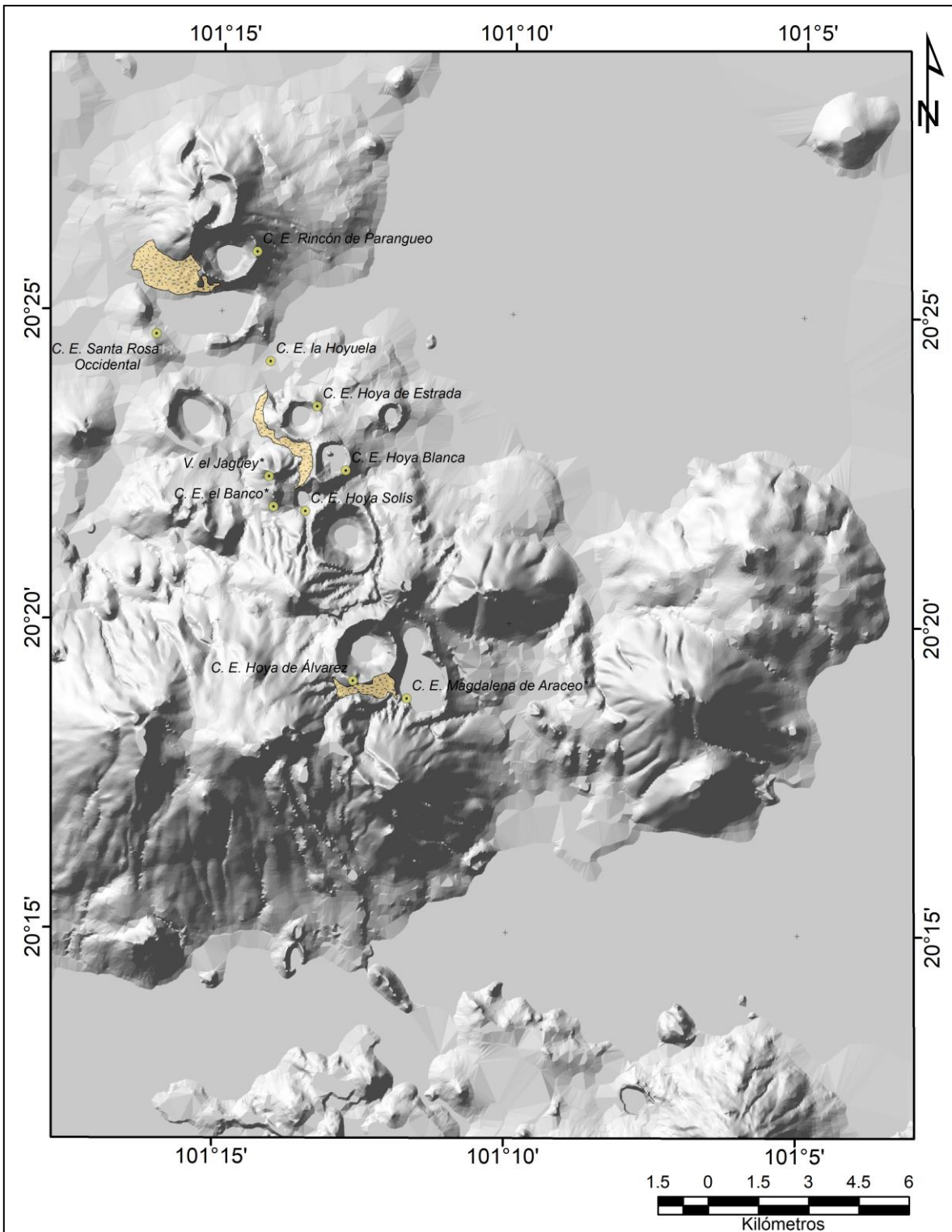


Figura 86. Laderas volcánicas modeladas por erosión del CVVS.

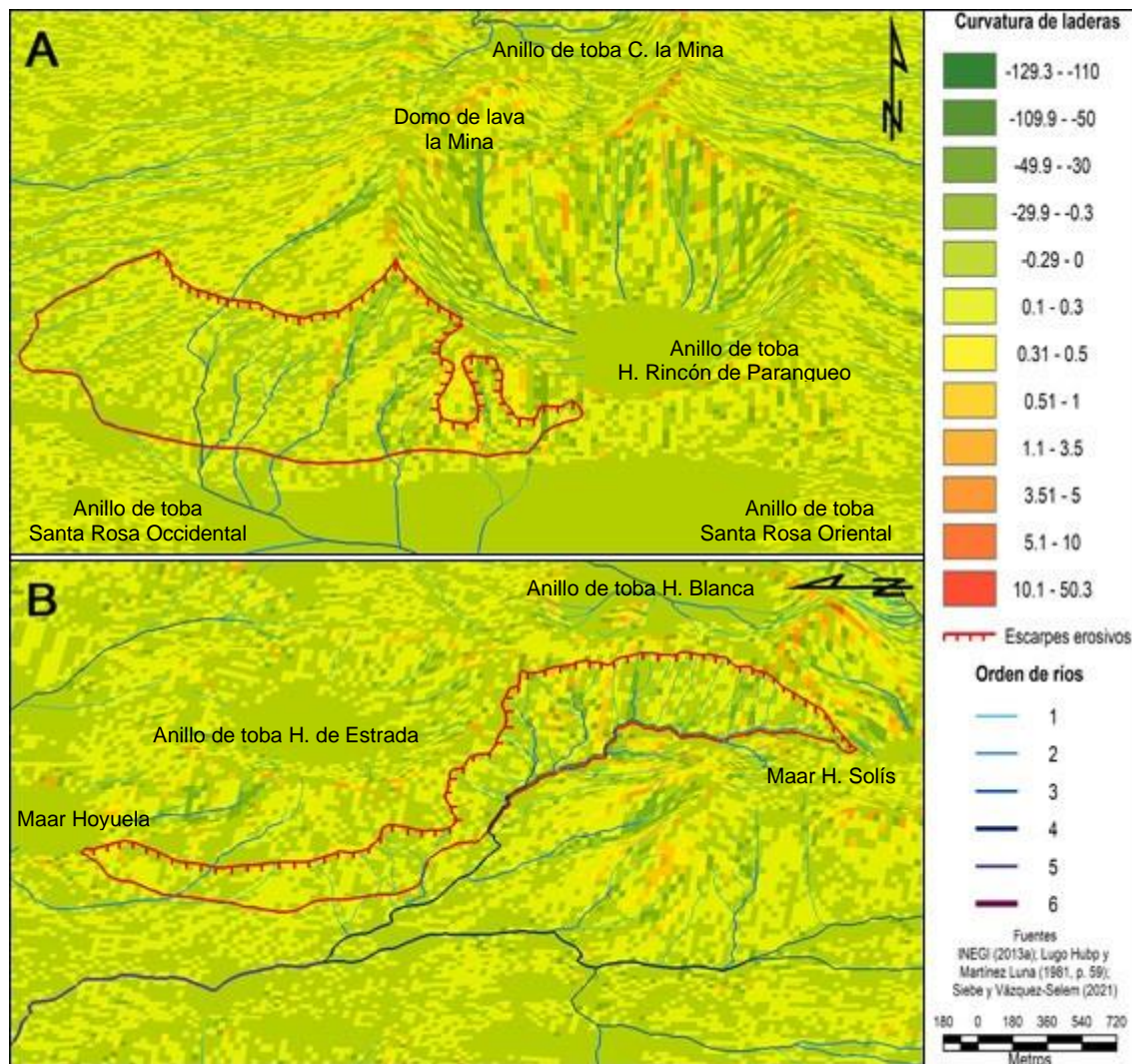


Figura 87. Modelo tridimensional de curvatura en planta. Se observan en línea roja laderas volcánicas modeladas por erosión. (A) Ladera suroeste del anillo de toba H. Rincón de Parangueo. (B) Flancos occidentales de los anillos de toba H. Blanca, H. de Estrada y colindancia con el norte del maar H. Solís. Elaboración en ArcScene 10.4.1 con la herramientas Slope y Contour, basado en Lugo-Hubp y Martínez Luna (1981, p. 59); Siebe y Vázquez-Selem (2021); a partir de INEGI (2013a).

6.2 Conos cineríticos erosionados

Dentro del CVVS se identificaron 15 de estos conos cineríticos (Fig. 88), 10 de los cuales han perdido su morfología original de conos truncados y los 5 restantes presentan evidentes rasgos erosivos en sus laderas externas. Los conos cineríticos C. la Batea (Fig. 89), el Jagüey y C. San Andrés (Fig. 90 A) presentan numerosos escurrimientos superficiales de hasta 4to orden dentro de su superficie o delimitándola en un arreglo de cauces de tipo radial controlado por sus morfologías cónicas. Son los únicos conos cineríticos en los que

se presentan densidades de disección horizontal de 2.51 - 8.3 en más del 75% de su superficie clasificadas como medias a altas.

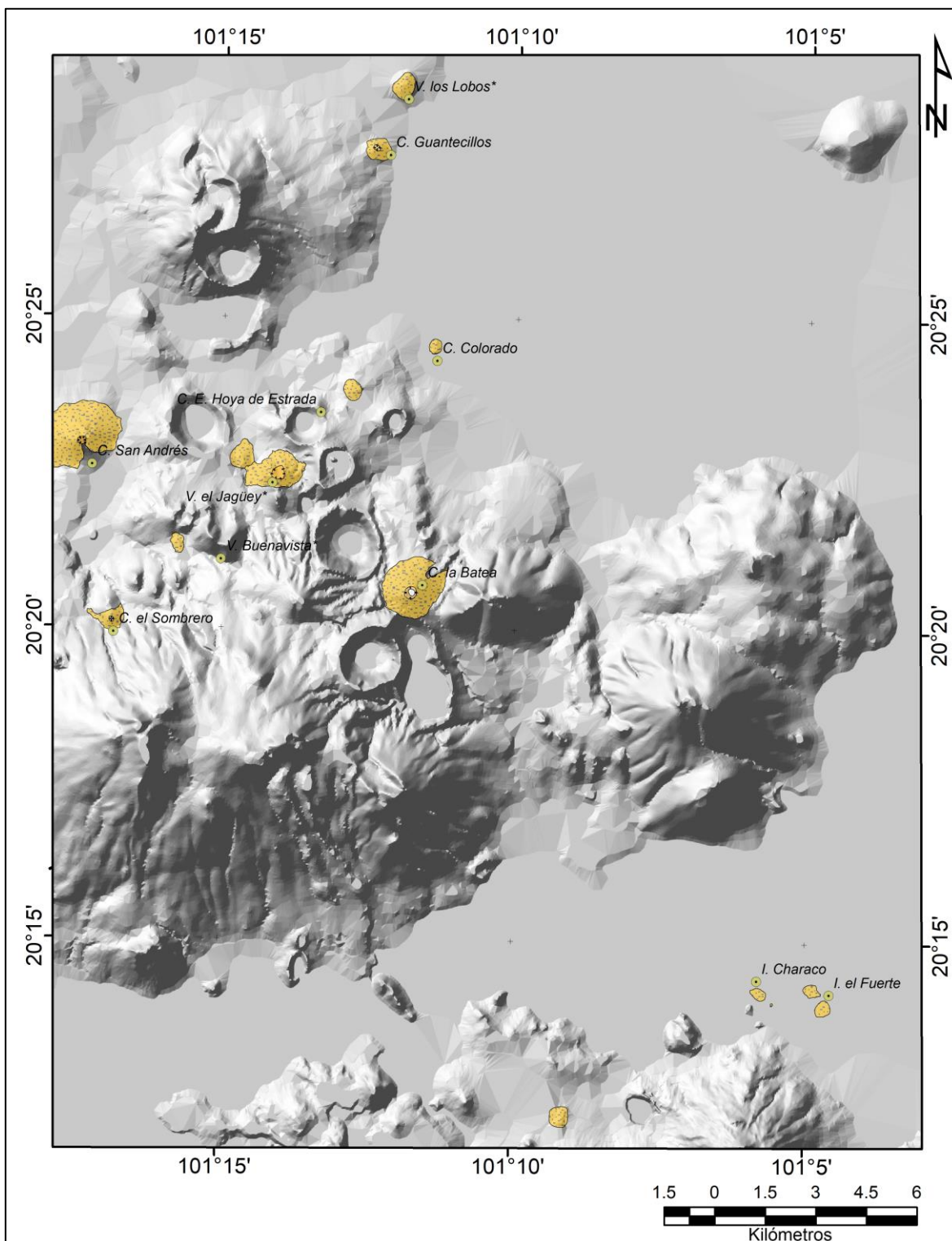


Figura 88. Conos cineríticos erosionados del CVVS.

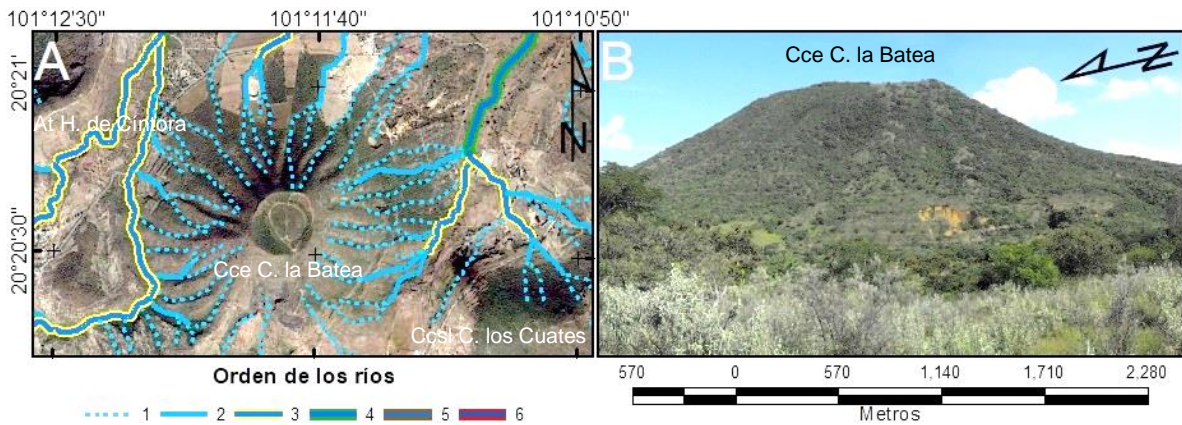


Figura 89. (A) El cono cinerítico C. la Batea cuenta con la mayor densidad de disección horizontal del CVVS al poseer rangos de 4.51 - 8.3 km/km². At: Anillo de toba, Cce: Cono cinerítico erosionado, Ccsl: Cono cinerítico sepultado por lavas. Elaboración a partir de ESRI (2022). (B) Vista desde H. de Cántora, 10 de septiembre de 2022.

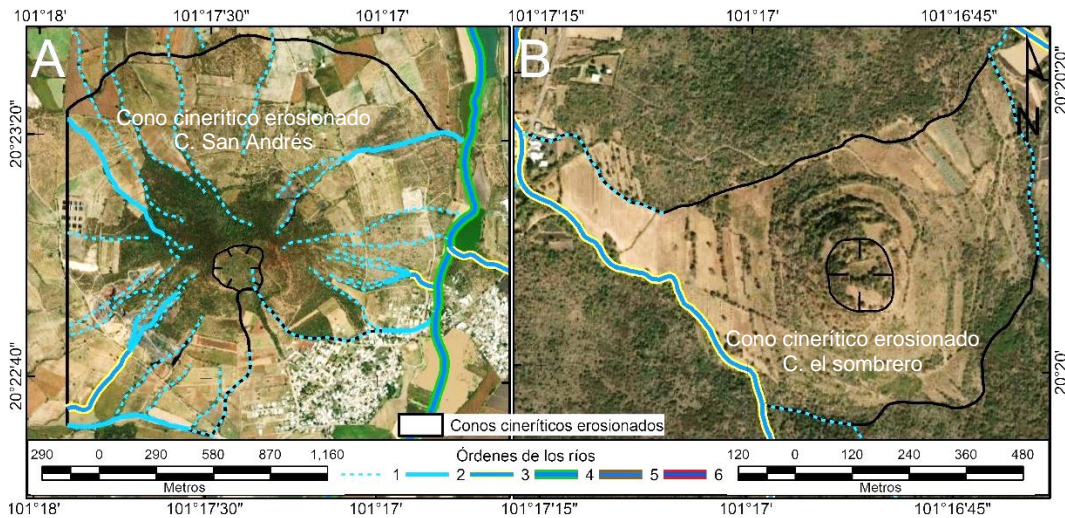


Figura 90. Conos cineríticos erosionados (A) C. San Andrés y (B) C. el Sombrero, ubicados en el occidente del CVVS. Elaboración a partir de ESRI (2022).

En 5 conos cineríticos erosionados se observan rasgos de erosión antrópica, evidenciados por la presencia de canteras de extracción adyacentes en 2 de ellos y por la influencia de actividades humanas como la agricultura, la construcción de viviendas y caminos en otros 3 casos. Por su parte, en los 7 conos cineríticos erosionados restantes no se observan rasgos de denudación aparente en sus superficies, pero al tener una forma semicircular, pendientes de hasta 15° y morfología de conos truncados, se interpretaron como erosionados (Fig. 90 B). En la porción sureste del lago de Yuriria, los grupos de islas Characo y el Fuerte fueron clasificados como conos cineríticos erosionados por su constitución geológica (INEGI, 2006).

6.3 Cono cinerítico sepultado por proluvi3n

Solo el cono ciner3tico de 0.4 km² y 50 m de altura que se encuentra a 1.8 km al noreste del cr3ter del anillo de toba C. la Mina, se interpret3 como sepultado por proluvi3n (Fig. 91).

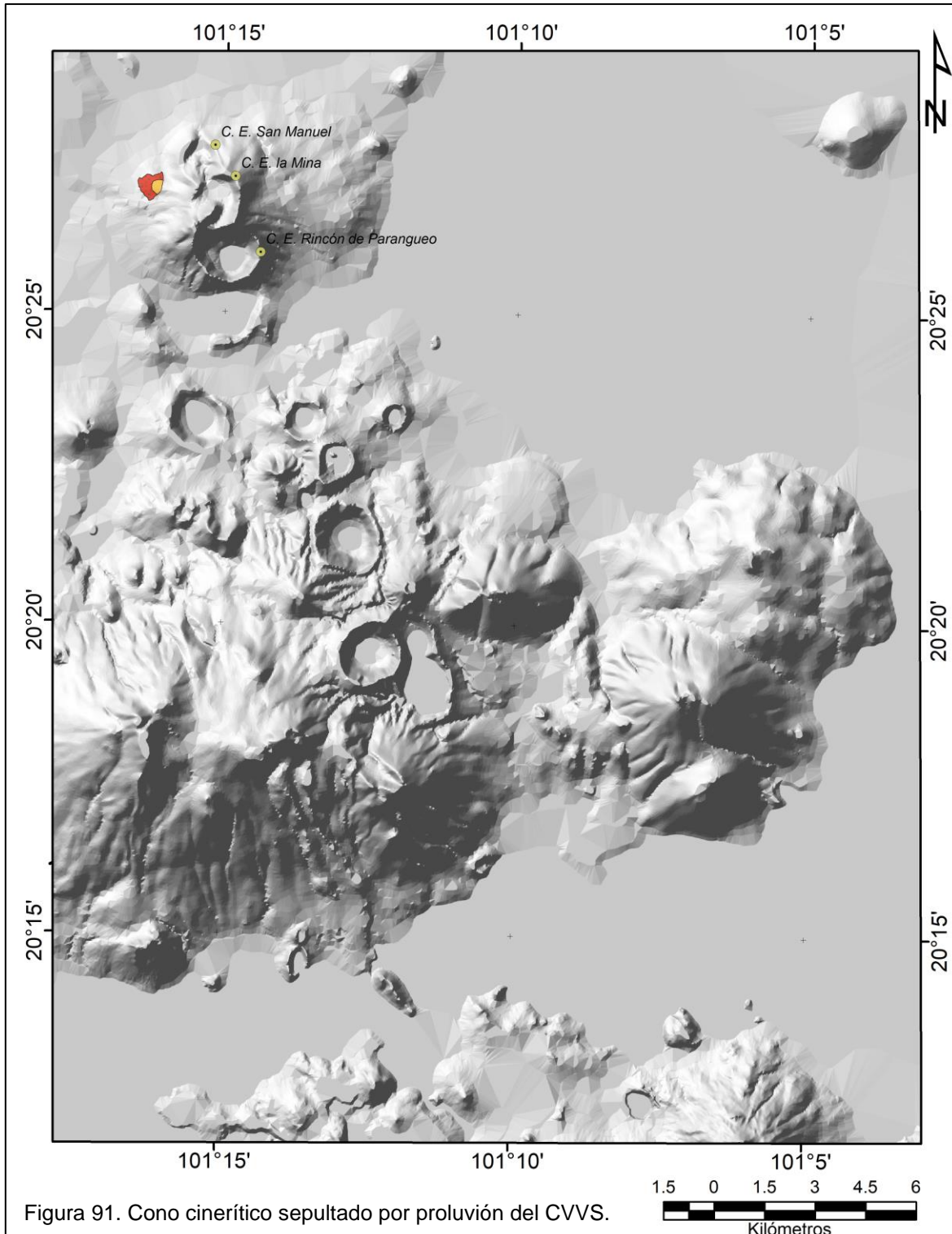


Figura 91. Cono ciner3tico sepultado por proluvi3n del CVVS.

Aproximadamente el 50% de la superficie de este cono cinerítico (Fig. 92) está cubierta hacia su ladera oriental por parte del abanico proluvial de 8.2 km² que tiene por porción superior el borde occidental de cráter del anillo de toba C. la Mina. Esta forma deposicional del relieve fue mencionada por Aranda Gómez *et al.* (2013, p. 181) como un flujo de lodo.

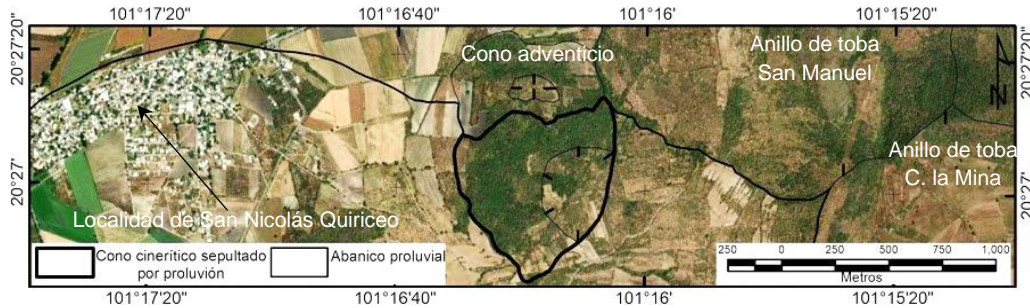


Figura 92. Cono cinerítico sepultado por parte del abanico proluvial en el occidente del anillo de toba C. la Mina. Elaboración a partir de ESRI (2022).

3.1.3. Relieve exógeno

Las fuerzas exteriores de la corteza terrestre, el transporte y sedimentación de los materiales rocosos modelan la configuración superficial de la litosfera (Muñoz, 2000, p. 24 y 25). Aquellas formas del relieve cuya morfología es determinada por la dinámica superficial del planeta y sus elementos climáticos que aunados a la atracción gravitacional conducen a una disminución en su altitud, se les agrupa dentro del relieve exógeno. Este también incluye a las formas deposicionales que provocan el aumento en la elevación de la topografía terrestre (Summerfield, 1991, p. 8). En este trabajo, las formas del relieve exógeno fueron clasificadas en las siguientes categorías.

Grupo 3. Formas del relieve exógeno (1,771)					
7. Formas lineales erosivas (1,693)		8. Formas deposicionales (41)		9. Cuerpos de agua (8)	
7.1 Corrientes fluviales	1,690	8.1 Abanicos proluviales	6	9.1 Estacionales	3
		8.2 Planicies lacustres	11		
7.2 Escarpes erosivos	3	8.3 Piedemontes volcánicos	19	9.2 Perenes	5
		8.4 Depósitos lacustres	5		
10. Relieve antrópico (29)					
10.1 Canteras de extracción				29	

Figura 93. Clasificación y número de formas del relieve exógeno. Los números entre paréntesis indican las cifras totales en el grupo general y dentro de cada categoría.

Categoría 7. Formas lineales erosivas

La erosión, comprendida por los procesos que generan una movilización con respecto al sustrato original de los materiales previamente intemperizados, puede ser clasificada como lineal cuando la remoción se realiza hacia una dirección a lo largo de una superficie bien delimitada; y planar si el transporte no sigue un patrón definido con un alcance reducido en longitud (Lugo-Hubp, 2011, p. 147). Dentro del CVVS las corrientes fluviales y los escarpes erosivos, ambos trazados digitalmente después del proceso de fotointerpretación, son ejemplos de erosión lineal y planar respectivamente.

7.1 Corrientes fluviales

Reciben esta denominación los flujos superficiales que evacúan de linealmente el agua captada en las vertientes del relieve y que forman sistemas de redes superficiales conocidos como cuencas hidrográficas. Las corrientes fluviales de acuerdo con la energía que presentan las condiciones del medio natural y la influencia antrópica, tienen la capacidad de transformar el relieve (De Pedraza y González, 1996, p. 199 y 246). La red hidrográfica del CVVS, compuesta por un total de 1,690 afluentes de diferentes órdenes que suman 1,125.26 km de longitud conjunta, se trazó de forma digital (Fig. 94 y 96) por medio del programa ArcMap 10.4.1 con base en un mosaico de 9 ortofotos digitales escala 1:20,000 de la zona bajo estudio y 18 fotografías aéreas (INEGI, 1999 y 2013a).

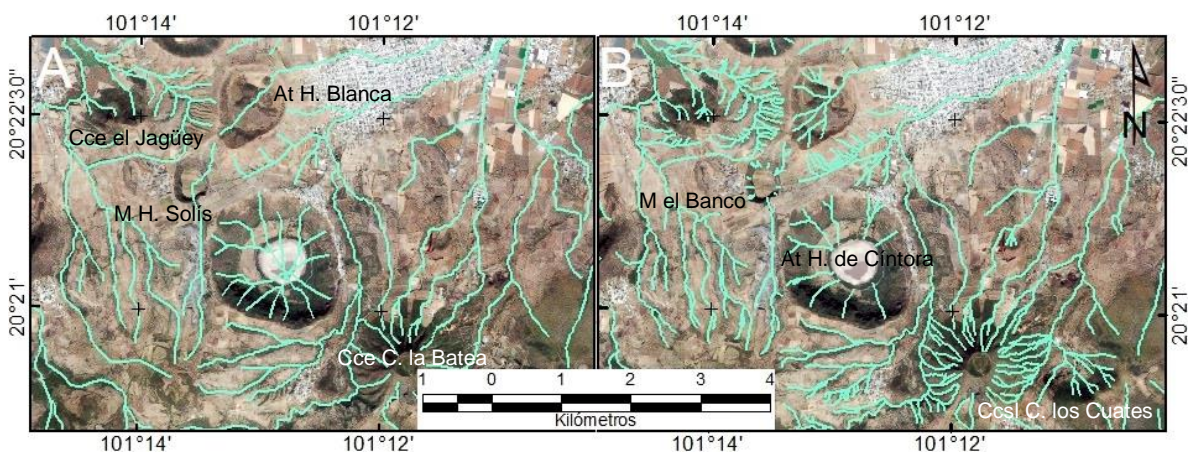


Figura 94. Red hidrográfica en color azul en las cercanías de H. de Cíntora y C. la Batea. La imagen (A) contiene 239 segmentos de diferente orden con una longitud combinada 130.9 km de acuerdo con INEGI (2013a); mientras que en la imagen (B) fueron trazados en formato digital 475 segmentos de diferente orden con una longitud combinada de 176.1 km. At: Anillos de toba, Cce: Conos cineríticos erosionados, Ccsl: Cono cinerítico sepultado por lavas, M: mares. Elaboración en ArcMap 10.4.1, basado en De Pedraza y González (1996, p. 249 y 250) y a partir de ESRI (2022).

Las corrientes fluviales del CVVS fueron clasificadas en 6 órdenes por el método mencionado en De Pedraza y González (1996, p. 249 y 250).

Orden	Número de corrientes fluviales	Porcentaje	Longitud (kilómetros)
1	940	55.62	609.39
2	442	26.15	289.56
3	206	12.19	119.09
4	73	4.32	39.78
5	16	0.95	29.19
6	13	0.77	38.25
Total	1,690	100%	1,125.26 km

Figura 95. Corrientes fluviales trazadas dentro del CVVS.

Por medio de la herramienta *Line Density* del programa ArcMap 10.4.1. considerando la interpolación de las corrientes fluviales sobre una malla digital de 1 km², se realizó el mapa de la densidad de la disección horizontal del CVVS (Fig. 96) por el método de Lugo-Hubp (1991, p. 33 y 35). Este contempla la longitud de los escurrimientos por unidad de superficie.

Se establecieron 3 intervalos de densidad de disección horizontal:

- Baja (<0.5 - 1.5 km/km²). Se presentan hacia el noroeste, noreste y sur del CVVS, en donde las corrientes fluviales son inexistentes o no superan el orden 3 debido a que fluyen por regiones planas o de poca pendiente de la zona de estudio.
- Media (1.51 - 4.5 km/km²). Los volcanes en escudo de edad Pliocénica del CVVS presentan valores inferiores a 3.51 km/km², mientras que hasta 4.5 km/km² se presentan en las laderas volcánicas modeladas por la erosión de los anillos de toba H. Rincón de Parangueo y H. de Álvarez hacia sus sectores suroeste y sur.
- Alta (4.51 - 8.3 km/km²). Solo el cono cinerítico erosionado C. la Batea y la ladera volcánica modelada por erosión al occidente de los anillos de toba H. Blanca y H. de Estrada, presentan un gran número de corrientes fluviales de hasta 4to orden cuyos altos valores de densidad de disección horizontal son atribuibles en el primer caso a la denudación a la que ha estado expuesto el C. la Batea debido a su edad Pliocénica, y como resultado de los materiales poco consolidados y susceptibles a la erosión que conforman a las estructuras de origen freatomagmático mencionadas.

Densidad de disección horizontal en el CVVS, Guanajuato

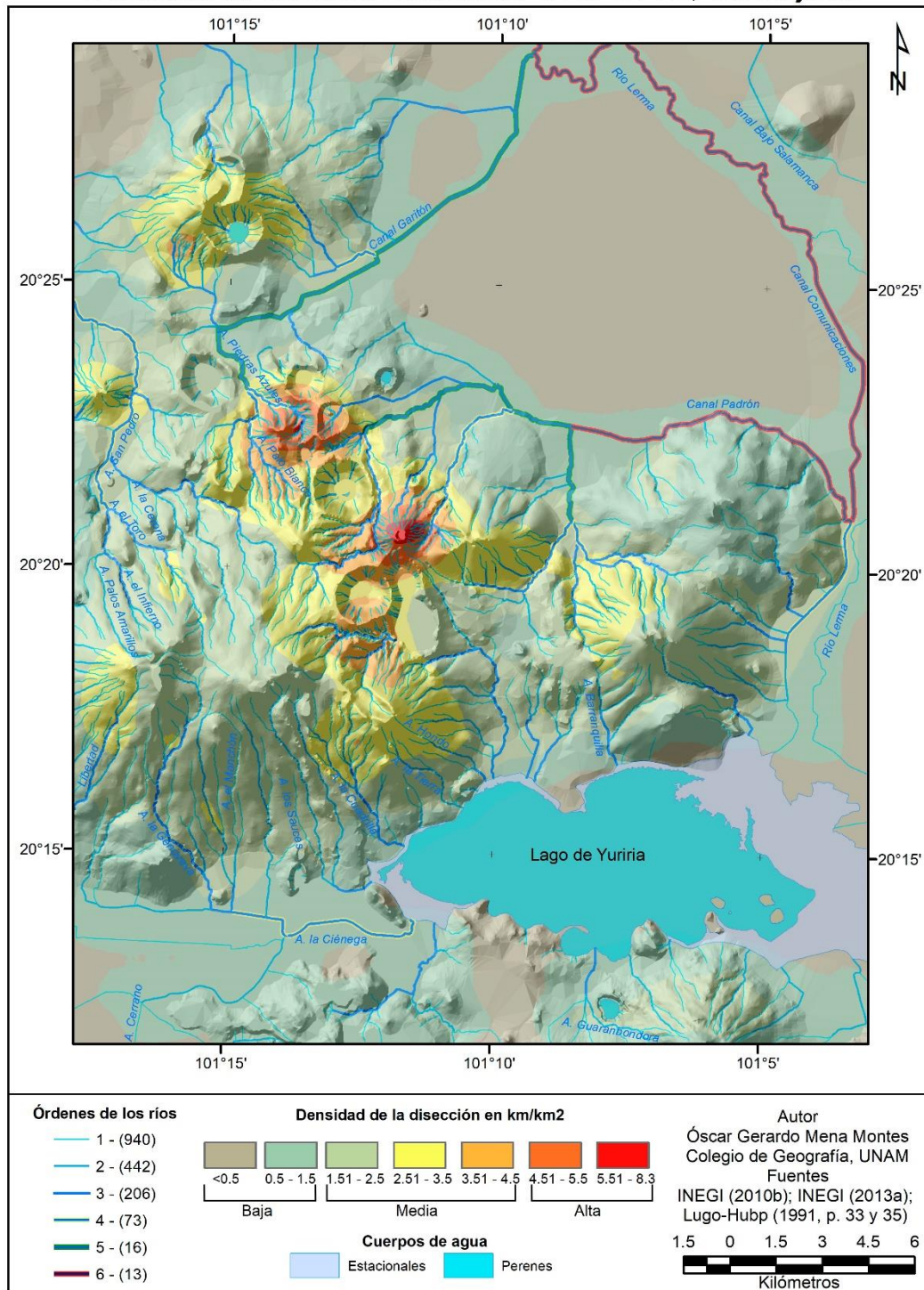


Figura 96. Densidad de disección horizontal en el CVVS. A.: Arroyo. Herramienta Line Density, programa ArcMap 10.4.1. Elaboración basada en Lugo-Hubp (1991, p. 33 y 35); a partir de INEGI (2010b); e INEGI (2013a).

Al tomar en cuenta el arreglo en planta que presentan las corrientes fluviales, se identificaron en el CVVS cinco principales patrones de drenaje de acuerdo con Huggett (2011, p. 214 - 216).

- Dendrítico. Con una característica forma de ramificaciones arbóreas (Fig. 97 A), este drenaje se desarrolla principalmente en pendientes de $>5^{\circ}$ - 15° entre los volcanes en escudo V. el Borrego, C. el Picacho, C. el Tule y C. el Varal de mayor antigüedad y que por tanto han contado con suficiente tiempo para desarrollar este tipo de drenaje; así mismo se encuentra entre los conos cineríticos C. San Pedro, C. el Sombrero, C. de las Silletas y las vertientes occidentales de las estructuras hidrovulcánicas H. Blanca y H. de Estrada. Los ríos San Pedro, Palo Blanco, Piedras Azules ejemplifican este tipo de drenaje.
- Paralelo. Al norte y oriente del Complejo Volcánico Rincón de Parangueo sobre pendientes de 0° - 15° se presentan corrientes fluviales de hasta 4 km de longitud espaciadas regularmente entre ellas y con afluentes menores que se unen en ángulos agudos (Fig. 97 B), característica primordial de este patrón de drenaje. Este tipo de escorrentía puede estar relacionada estructuralmente con la Falla el Zapote que delimita al volcán en escudo del mismo nombre de los anillos de toba H. Rincón de Parangueo, C. la Mina y San Manuel.
- Radial. Las laderas externas e inclinadas entre $>5^{\circ}$ - 15° de los volcanes en escudo de edad pliocénica y de conos cineríticos erosionados del CVVS tienen este tipo de drenaje que fluye en todas direcciones desde las porciones de mayor altitud hasta la parte baja de estos edificios volcánicos en llanuras aluviales de 0° - 2° de pendiente. Como ejemplo, se pueden observar las corrientes fluviales de los volcanes en escudo C. el Varal, V. Jerónimo, C. Blanco y C. Santiago, así como en los conos cineríticos erosionados C. San Andrés y C. la Batea (Fig. 98 A).
- Centrífugo. Sobre los flujos de lava y laderas de volcanes en escudo de morfología cónica truncada que conforman al Complejo Volcánico la Tetilla en el este del área bajo estudio (Fig. 98 B), se desarrolla dicho patrón de drenaje que presenta afluentes cortos y espaciados de manera paralela que se conectan en ángulos rectos con las corrientes fluviales de hasta 6to orden del canal Padrón, mismo que si bien es de origen antrópico, no es fortuito que su trazado se realizara al pie de la

ladera norte del Complejo Volcánico la Tetilla que divide a la zona plana del noreste del área bajo estudio.

- Centrípeto. A este patrón de drenaje se asocian las corrientes fluviales de corta longitud espaciadas entre sí de manera uniforme y paralela que fluyen hacia un punto central de menor altura sobre las laderas internas en los cráteres semicirculares de los maeres H. la Alberca, H. Solís, San Vicente Joyuela y la Joya; así como de los anillos de toba H. Rincón de Parangueo, H. San Nicolás Parangueo, H. de Cintora, H. de Estrada, H. de Álvarez, San Jerónimo y Magdalena de Araceo (Fig. 98 C).

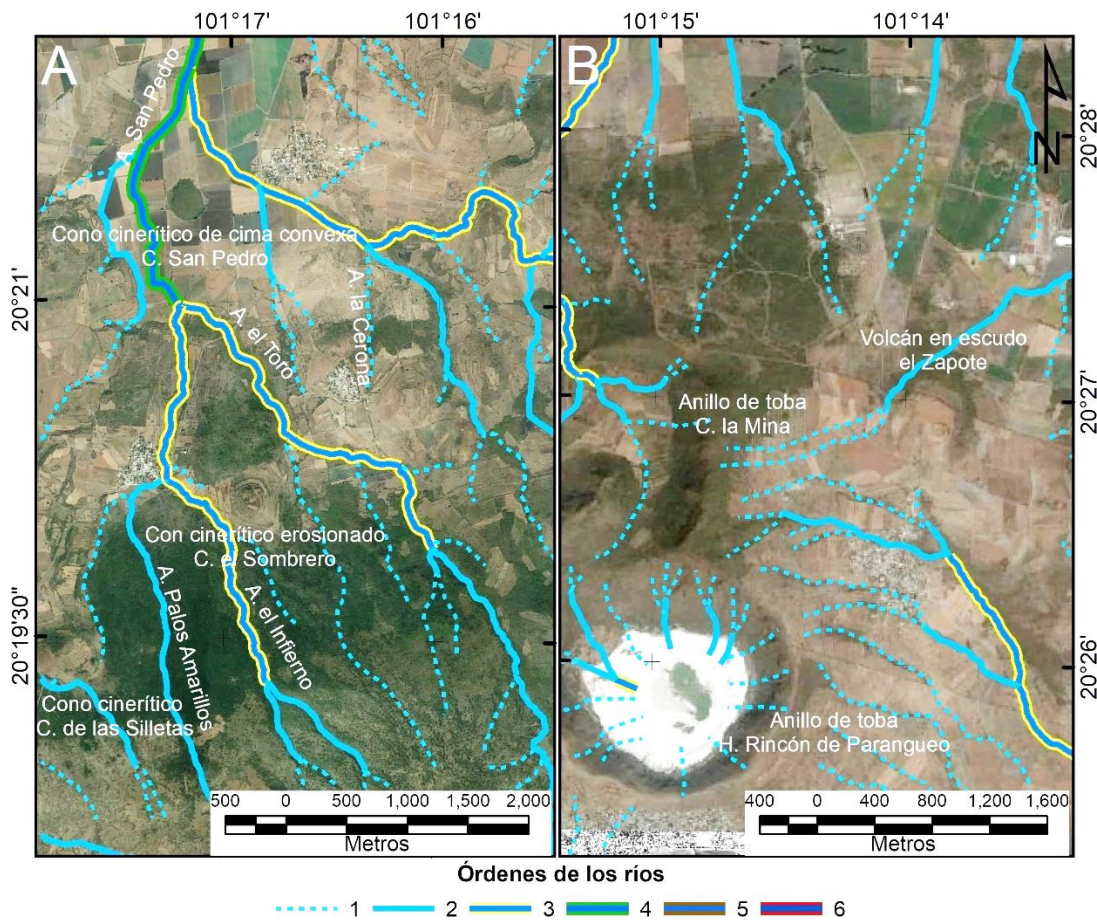


Figura 97. (A) Drenaje dendrítico de los arroyos Palos Amarillos, el Infierno, el Toro y la Cerona que se unen al río San Pedro de 4to orden. (B) Drenaje paralelo al norte y oriente del Complejo Volcánico Rincón de Parangueo. A.: Arroyo. Elaboración basada en De Pedraza y González (1996, p. 249 y 250) y a partir de ESRI (2022).

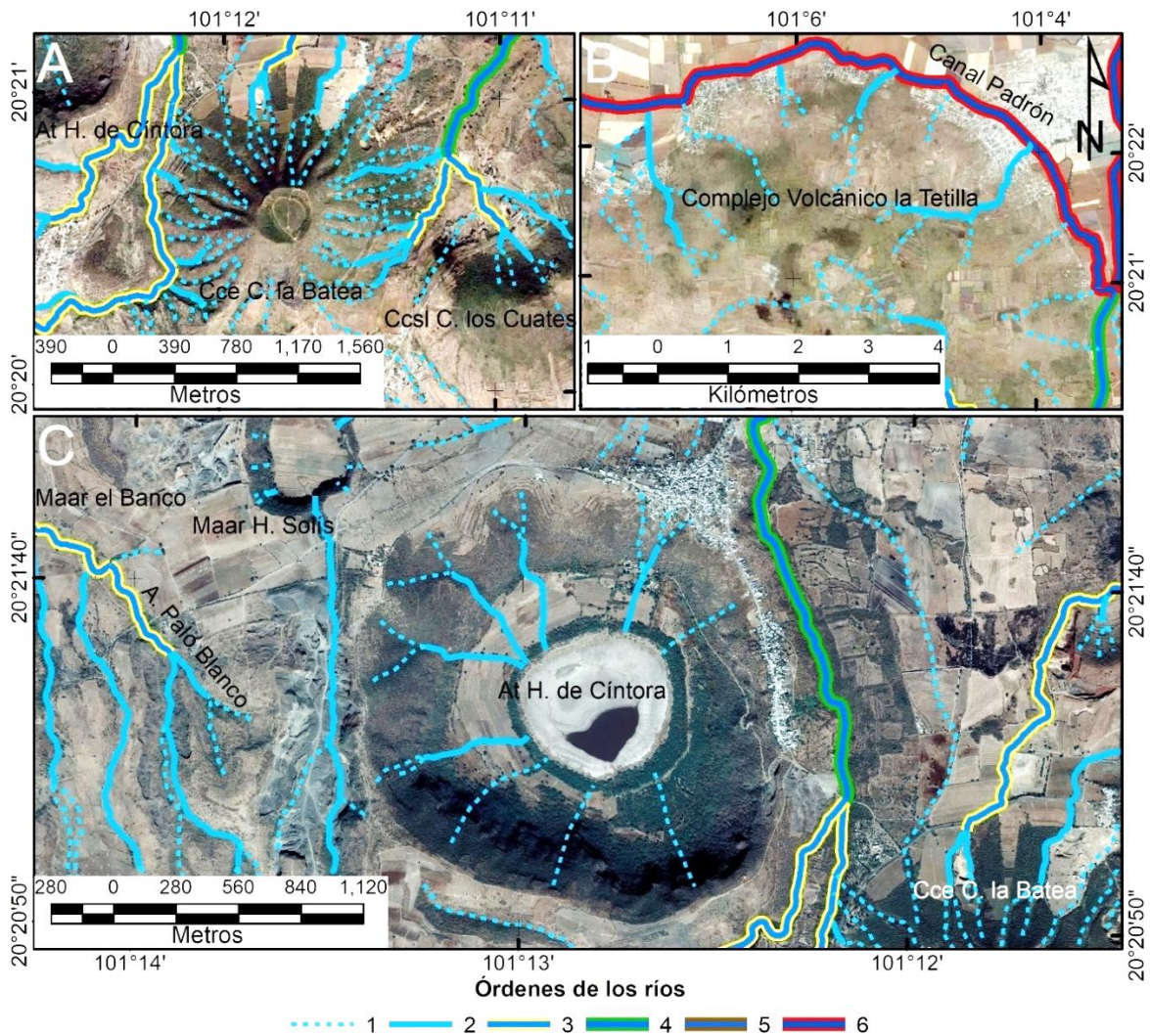


Figura 98. (A) Drenaje radial del C. la Batea. (B) Drenaje centrífugo de los afluentes en el norte y oriente del Complejo Volcánico la Tetilla hacia el Canal Padrón. (C) Drenaje centrípeto al interior del cráter del anillo de toba H. de Cíntora. A.: Arroyo, At: Anillo de toba, Cce: Cono cinerítico erosionado, Ccsl: Cono cinerítico sepultado por lavas. Elaboración basada en De Pedraza y González (1996, p. 249 y 250) y a partir de ESRI (2022).

7.2 Escarpes erosivos

Son 3 las formas erosivas lineales de este tipo identificadas en el CVVS (Fig. 99) que al sumar una longitud conjunta de 11.4 km representan la cabecera de las laderas volcánicas modeladas por erosión y delimitan los escurrimientos superficiales de 1er orden paralelos en el sur del anillo de toba H. de Álvarez de 2.92 km, el oeste del anillo de toba H. Rincón de Paranguero de 4.1 km y el flanco occidental de los anillos de toba H. de Estrada, H. Blanca y norte del maar H. Solís (Fig. 100); correspondiente al escarpe erosivo de mayor longitud de la zona de estudio con 4.39 km.

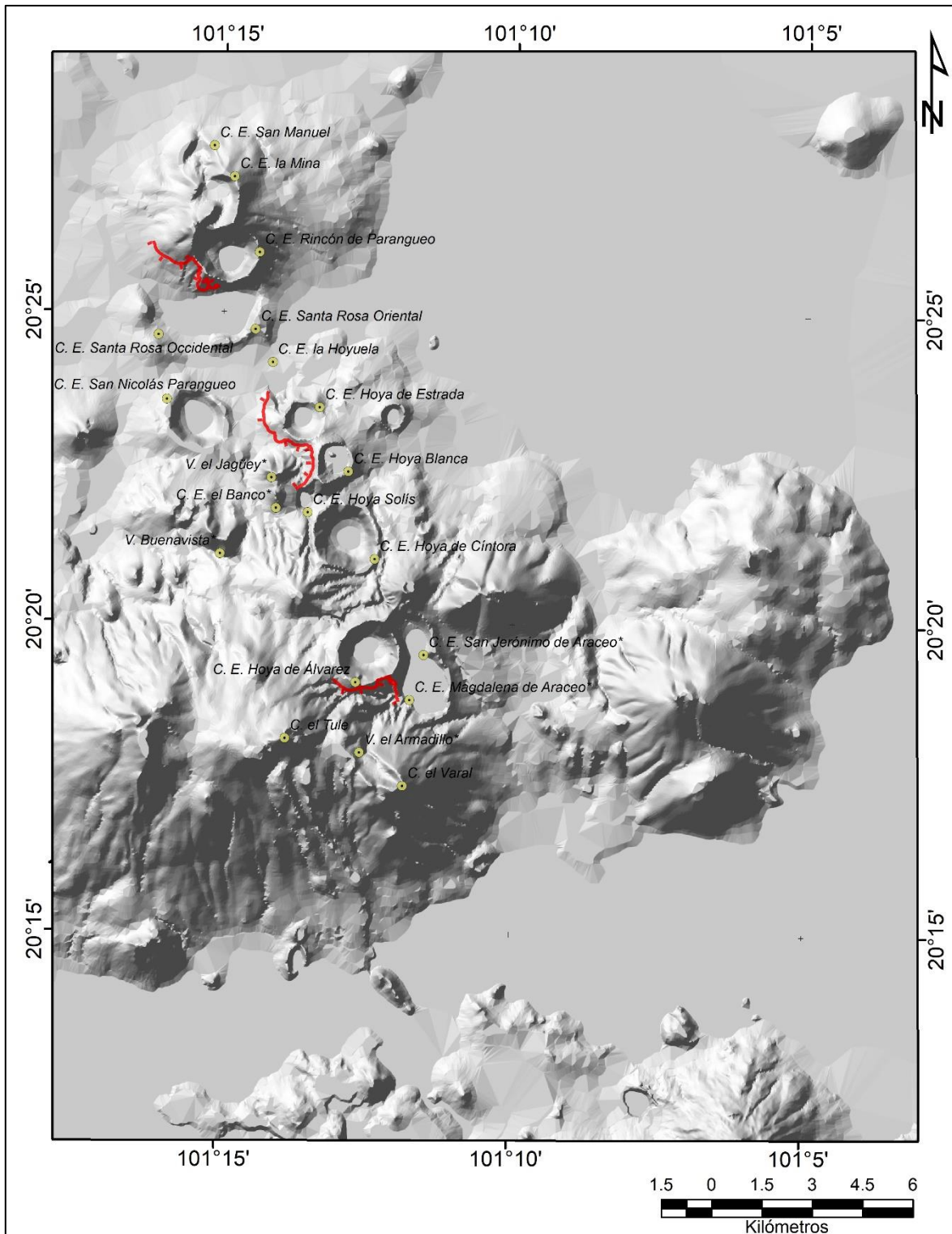


Figura 99. Escarpes erosivos del CVVS.

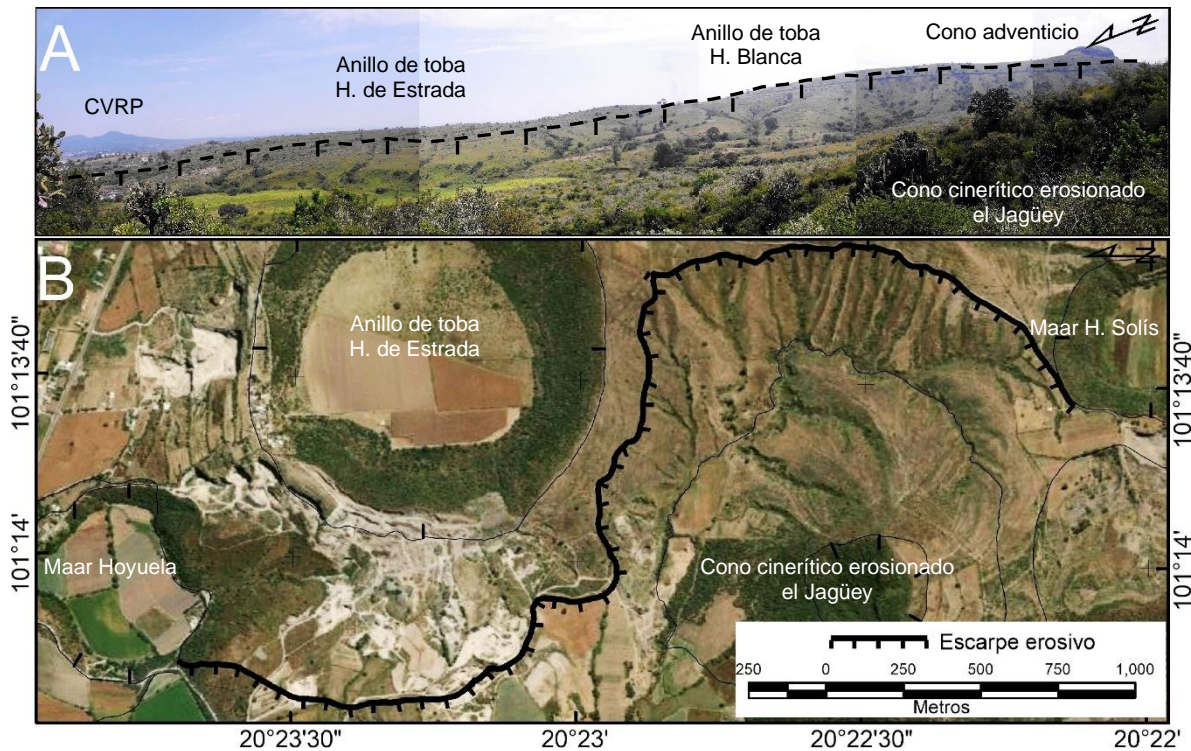


Figura 100. (A) Escarpe erosivo entre los anillos de toba H. de Estrada y H. Blanca; CVRP: Complejo Volcánico Rincón de Parangueo. Vista desde el cono cinerítico el Jagüey, 10 de septiembre de 2022. (B) Escarpe erosivo de 4.39 km, la mayor longitud del CVVS. Se encuentra entre el flanco occidental de los anillos de toba H. de Estrada, H. Blanca y norte del maar H. Solís. Elaboración a partir de ESRI (2022).

Categoría 8. Formas deposicionales

Esta categoría agrupa en 4 diferentes formas del relieve a 41 geoformas interpretadas como depósitos de materiales rocosos o lacustres transportados por efecto de la gravedad, la escorrentía difusa y las corrientes fluviales, desde las porciones de mayor altitud de las estructuras volcánicas hacia las zonas más bajas del área de estudio.

8.1 Abanicos proluviales

Son 6 las superficies de forma lobular convexa compuestas por fragmentos rocosos y materiales mal clasificados, poco consolidados, cuyo desplazamiento hacia las porciones de menor altitud (Lugo-Hubp, 1991, p. 337) se produjo por acción gravitacional y la acción erosiva de la escorrentía difusa (Fig. 101). Presentan inclinaciones decrecientes de 25° - 0° desde su ápice en la parte superior de un edificio volcánico, o entre dos de ellos, hasta su

porción distal que se localiza para todos los casos en una planicie lacustre y con una diferencia altitudinal promedio de 87.83 metros.

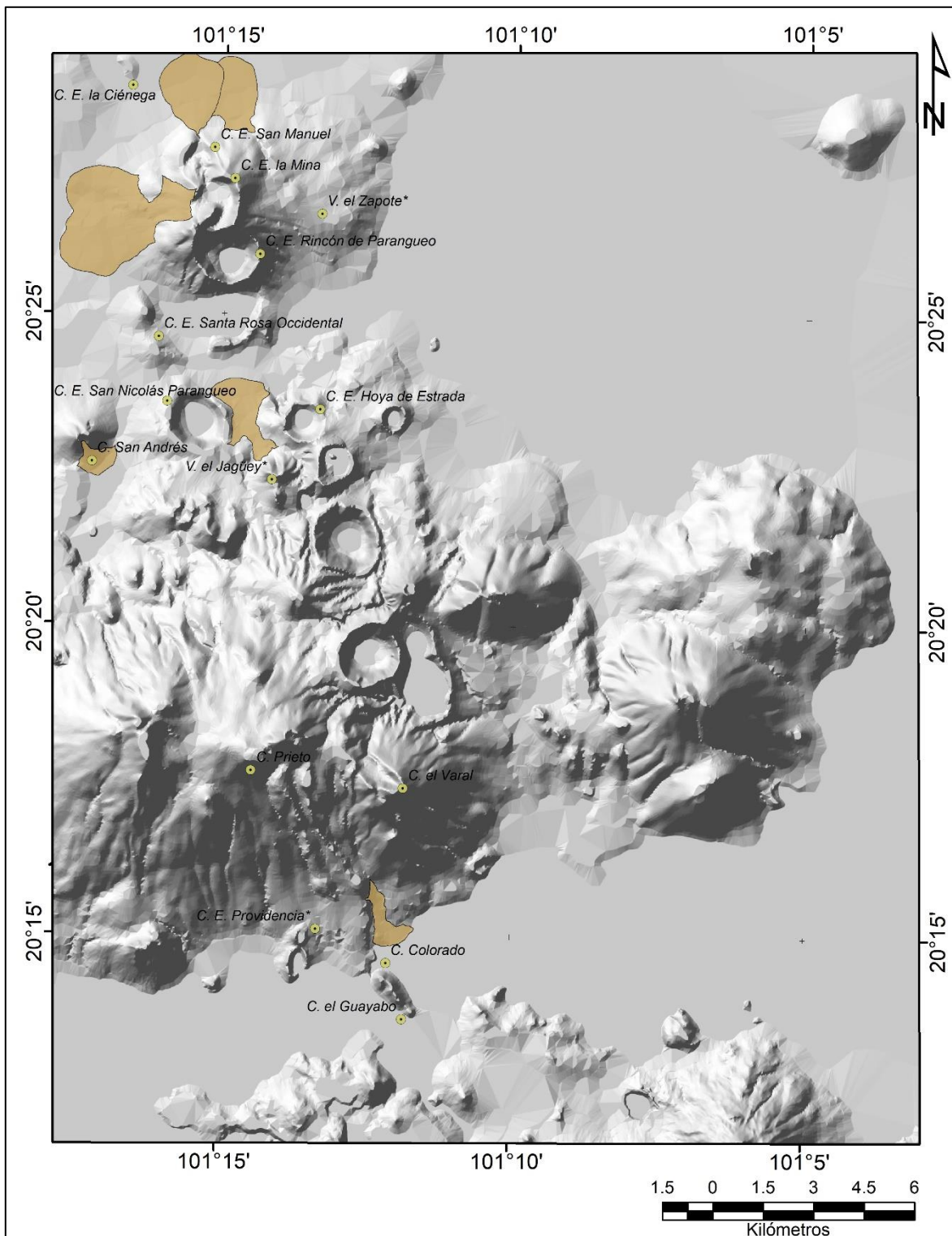


Figura 101. Abanicos proluviales del CVVS.

Parte de la ladera occidental del anillo de toba C. la Mina está compuesta por la coalescencia de dos abanicos proluviales (Fig. 102) cuya superficie conjunta es de 8.2 km², sus longitudes desde el borde del cráter hasta sus porciones distales semicirculares hacia el noroeste y suroeste son de 3.6 km y 4.1 km de longitud, respectivamente. Esta forma del relieve con una diferencia altitudinal de 206 metros cubre parcialmente la superficie oriental del único cono de escorias sepultado por proluviación identificado en el CVVS.

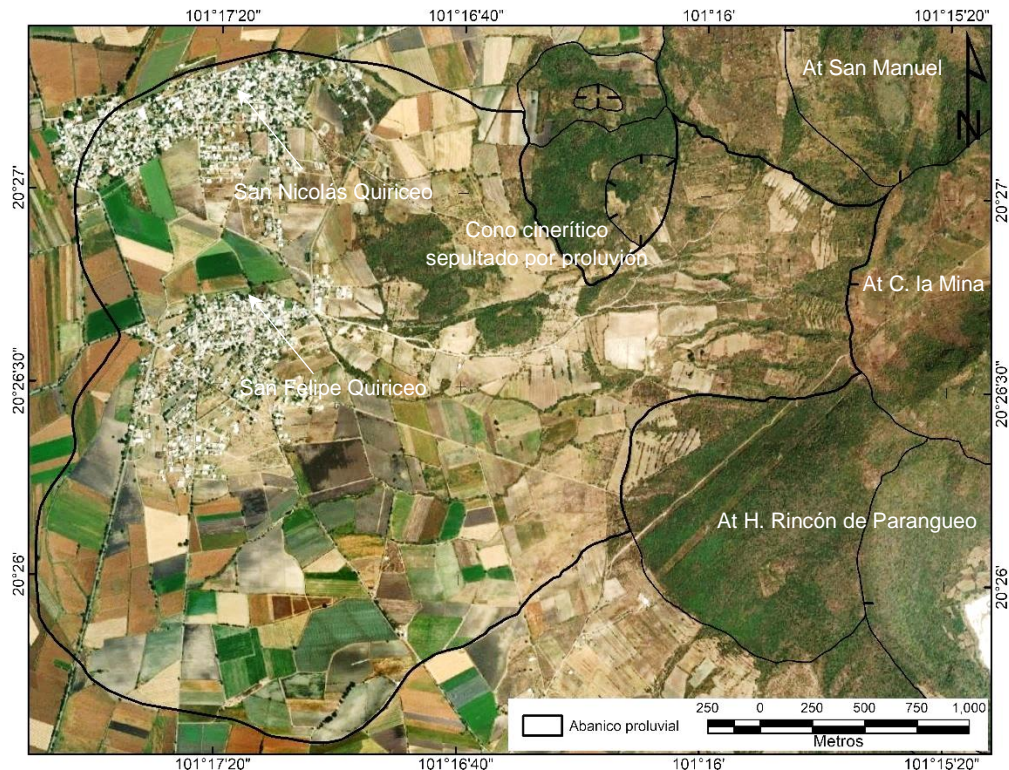


Figura 102. Abanico proluvial cuyo ápice se encuentra entre los cráteres semicirculares de los anillos de toba C. la Mina y San Manuel (Aranda Gómez *et al.*, 2013, p. 181). At: Anillos de toba. Elaboración a partir de ESRI (2022).

8.2 Planicies lacustres

En el área de estudio se encontraron 11 las planicies lacustres (Fig. 103) que suman una superficie total de 324.85 km² equivalente al 38.9% del CVVS, su inclinación es de 0° - 5° en más del 90% de sus áreas de las cuales solo 3 contienen en su interior estructuras volcánicas aisladas. Su conformación se dio a partir de los depósitos aluviales y lacustres que se acumularon en la Depresión Central del CVM desde el noroeste de Salamanca hasta la cuenca del lago de Cuitzeo que evidencian la extensión Plio-Cuaternaria de antiguos paleolagos del sector central del CVM.

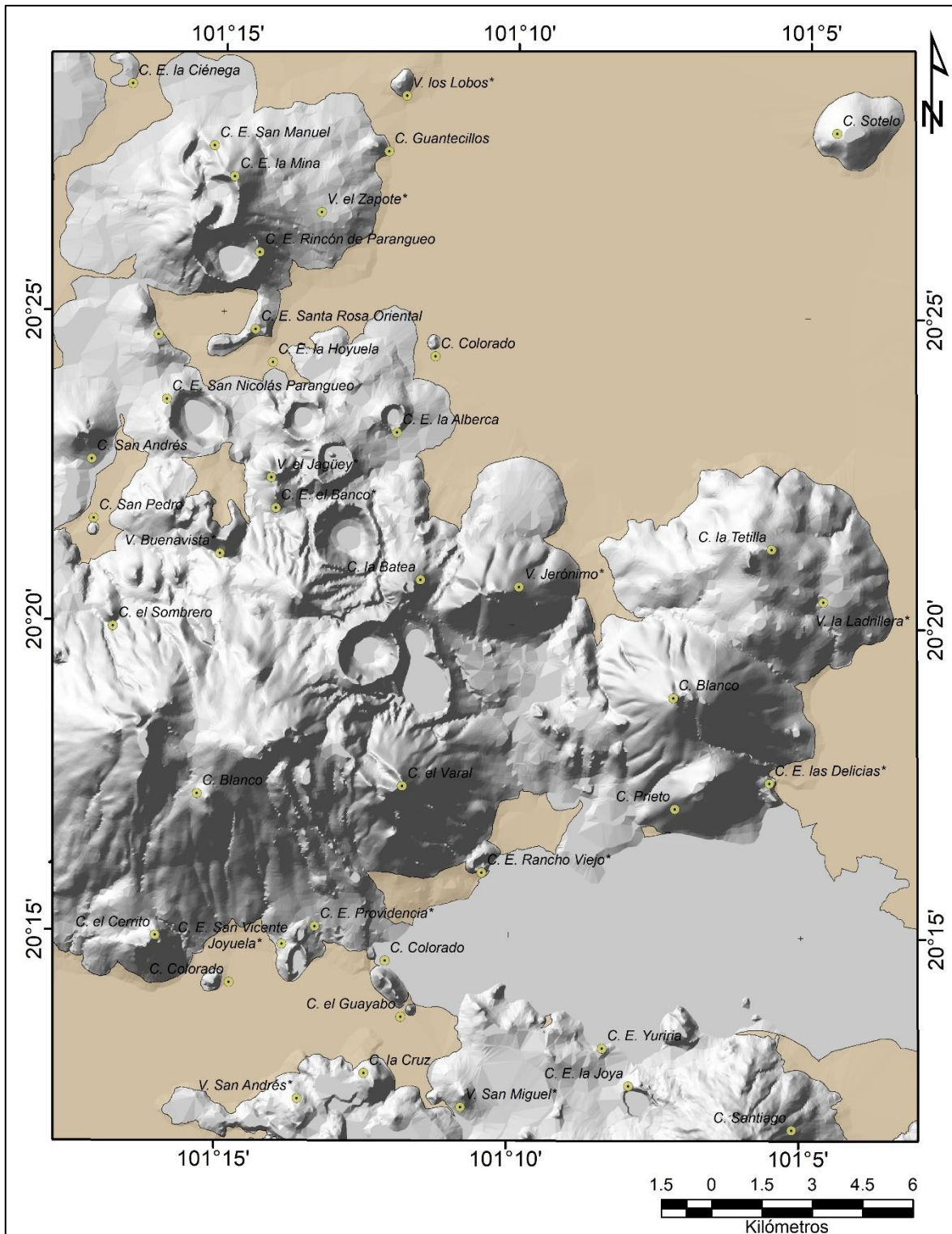


Figura 103. Planicies lacustres del CVVS.

Las 3 planicies lacustres con las mayores superficies se encuentran respectivamente en el noreste, suroeste y sureste del CVVS. La primera de ellas (Fig. 104), con 248.22 km², abarca desde el norte, este y sur del Complejo Volcánico Rincón de Parangueo hasta el oriente del Complejo Volcánico la Tetilla y el volcán en escudo C. Blanco; su distribución contiene los 2 flujos de lava y el edificio del volcán en escudo C. Sotelo así como la cantera y cono cinerítico erosionado ubicado 2,1 km al noreste del maar H. la Alberca.

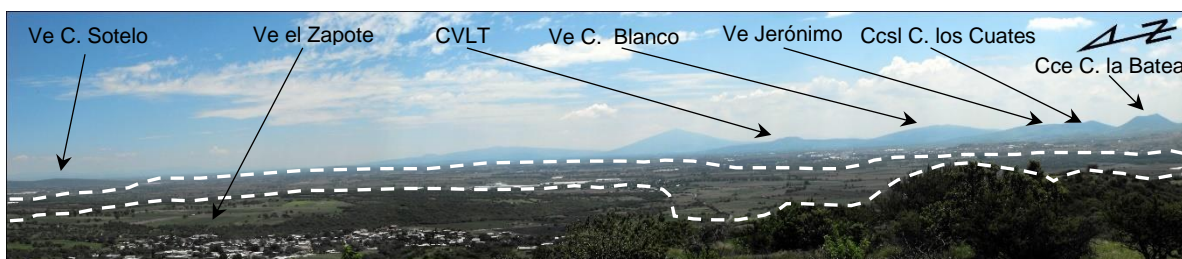


Figura 104. Parte de la planicie lacustre (línea discontinua) de mayor superficie del CVVS con 248.22 km². Cce: Cono cinerítico erosionado, CcsI: Cono cinerítico sepultado por lavas, CVLT: Complejo Volcánico la Tetilla, Ve: Volcanes en escudo. Vista desde el anillo de toba H. Rincón de Parangueo, 11 de septiembre de 2022.

Por su extensión superficial de 47.15 km², la planicie lacustre del suroeste del CVVS se encuentra en la segunda posición y contiene al cono cinerítico de cima convexa al sureste del C. el Cerrito y al cono cinerítico cercano al C. Colorado; mientras que la tercera planicie lacustre, con un área de 8.26 km², se ubica hacia el oriente del volcán en escudo C. Santiago. A través de estas planicies lacustres, bajo la influencia del agua freática o de cuerpos de agua superficial, se formaron las estructuras volcánicas del CVVS, muchas de ellas de carácter hidrovulcánico.

8.3 Piedemontes volcánicos

A esta forma de relieve pertenecen 19 superficies irregulares (Fig. 105) que en conjunto cubren 26.85 km² del CVVS. Circundan parcialmente la porción más baja de al menos una estructura de origen volcánico y están conformados por materiales rocosos, mal clasificados, transportados por la acción gravitacional; así como por materiales transportados por escorrentía en las laderas de edificios volcánicos. Los piedemontes volcánicos se diferenciaron de los abanicos proluviales de la zona de estudio al no presentar una forma lobular, pero sí rangos inferiores de pendientes entre 15° - 0° en la totalidad de los casos.

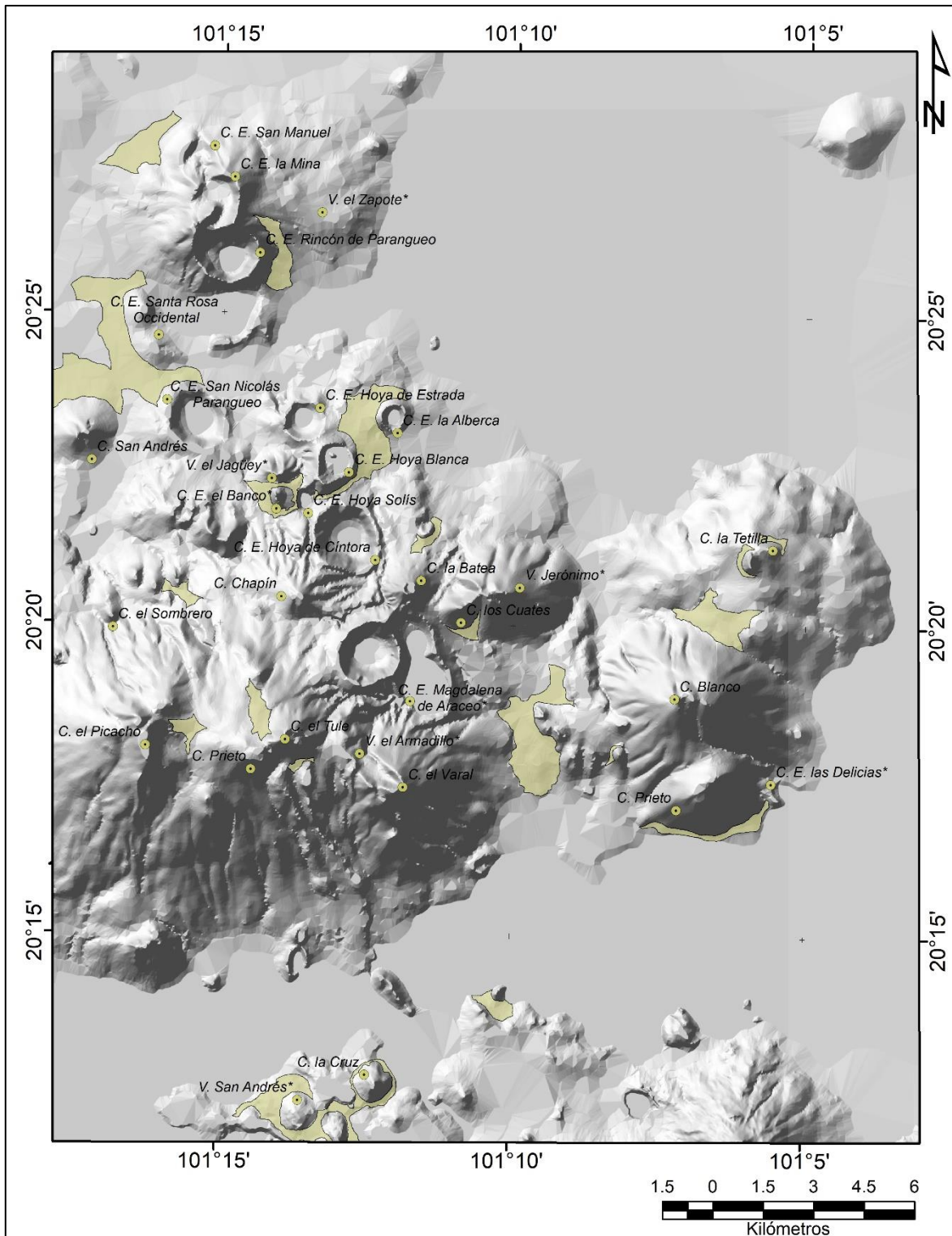


Figura 105. Piedmontes volcánicos del CVVS.

Un ejemplo de esta forma del relieve (Fig. 106) y que ocupa la mayor área en su tipo, con 6.83 km², es el piedemonte volcánico que se ubica entre los anillos de toba Santa Rosa

Occidental, H. San Nicolás Paranguero y el cono cinerítico erosionado C. San Andrés al noroeste del área bajo estudio.

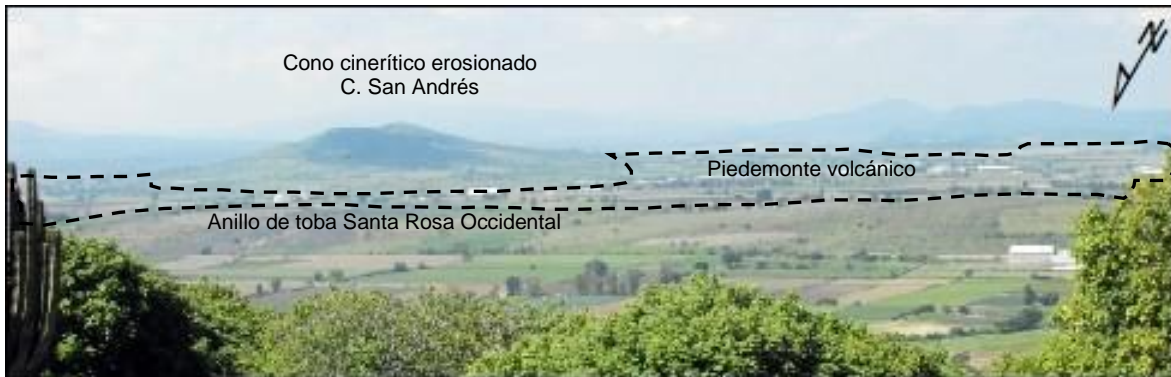


Figura 106. Piedemonte volcánico de mayor superficie en el CVVS, la línea discontinua representa parte de su distribución. Vista desde el anillo de toba H. Rincón de Paranguero, 11 de septiembre de 2022.

8.4 Depósitos lacustres

Bajo esta denominación se identificaron 5 superficies (Fig. 107 y 108) que debido a su inclinación inferior a 5° podrían considerarse parte de las planicies lacustres. Sin embargo, en la fotointerpretación estereoscópica éstos contienen pequeñas variaciones de rugosidad que no se apreciaron en las planicies conformadas por materiales de los paleolagos en la región, por lo que se asocian a niveles lacustres más altos en el pasado, probablemente durante el Pleistoceno.

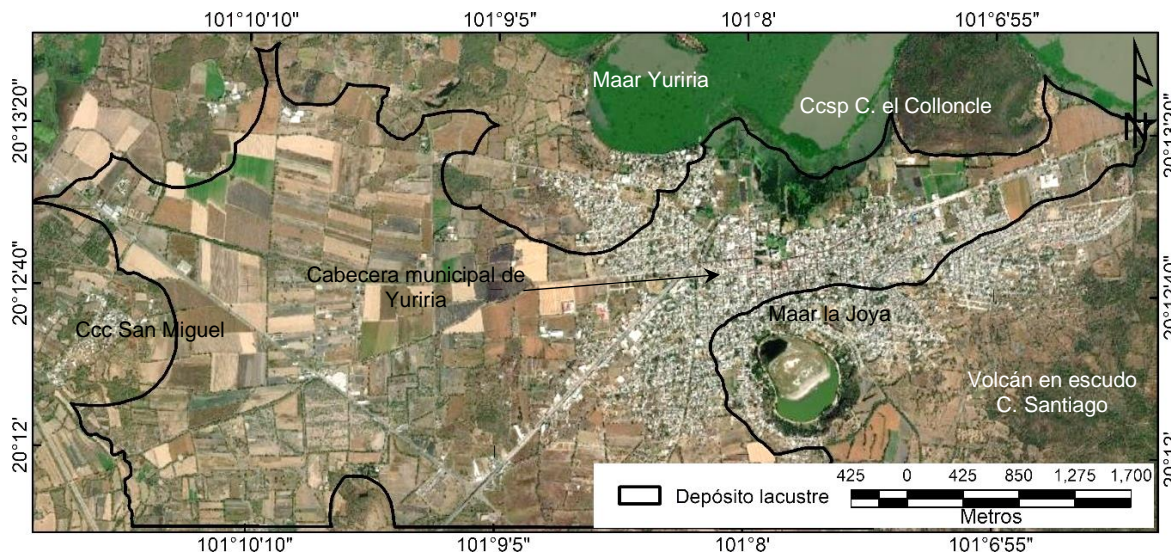


Figura 107. Depósito lacustre hacia el sur del lago de Yuriria. Ccc: Cono cinerítico de cima convexa, Cccsp: Cono cinerítico sepultado por piroclastos. Elaboración a partir de ESRI (2022).

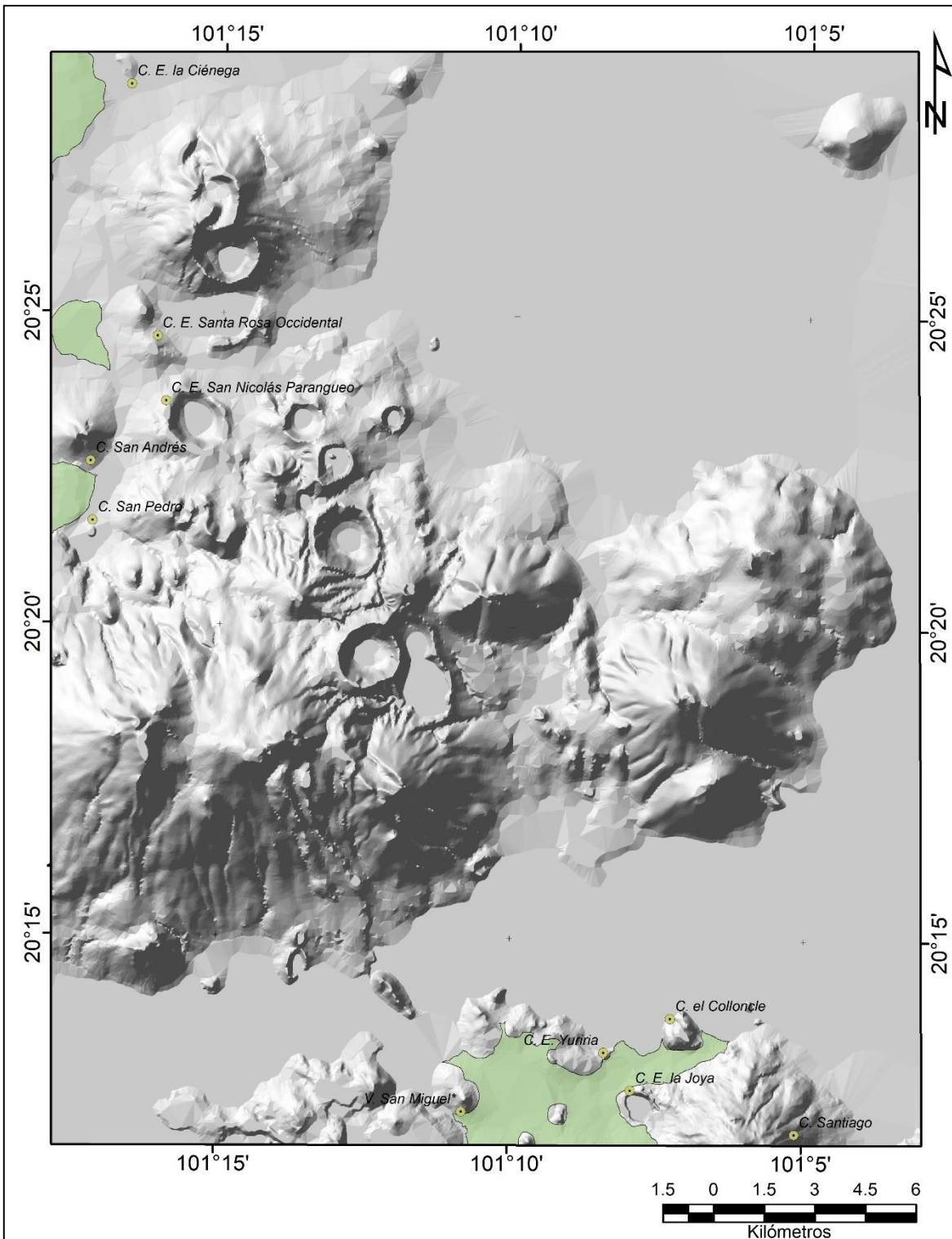


Figura 108. Depósitos lacustres del CVVS.

Cuatro de estas formas del relieve se encuentran desde el extremo noroeste de la zona de estudio hasta las cercanías del C. San Andrés. La que ocupa una mayor extensión dentro del CVVS se encuentra en el extremo sur entre el volcán en escudo C. Santiago, el C. el Colloncle, el maar Yuriria y el cono cinerítico de cima convexa cercano a la localidad de San Miguelito; cuenta con 15.4 km² y se interpretó como los vestigios inundables de una planicie lacustre colindante con el lago de Yuriria.

Categoría 9. Cuerpos de agua

El CVVS al desarrollarse sobre una planicie lacustre con sistemas de fallamiento de actividad reciente y de acuerdo con sus condiciones hídricas superficiales y subsuperficiales, cuenta con 8 cuerpos de agua que fueron clasificados en estacionales y perenes según sus dimensiones fluctuantes debido principalmente a las precipitaciones de la región y la influencia antrópica. Sus superficies fueron delimitadas con la fotointerpretación de las imágenes aéreas de INEGI (1999).

9.1 Estacionales

Los 3 cuerpos de agua de este tipo forman parte del lago de Yuriria hacia el occidente, norte y oriente (Fig. 109 y 110) con superficies de 2.64, 0.69 y 22.77 km² respectivamente.

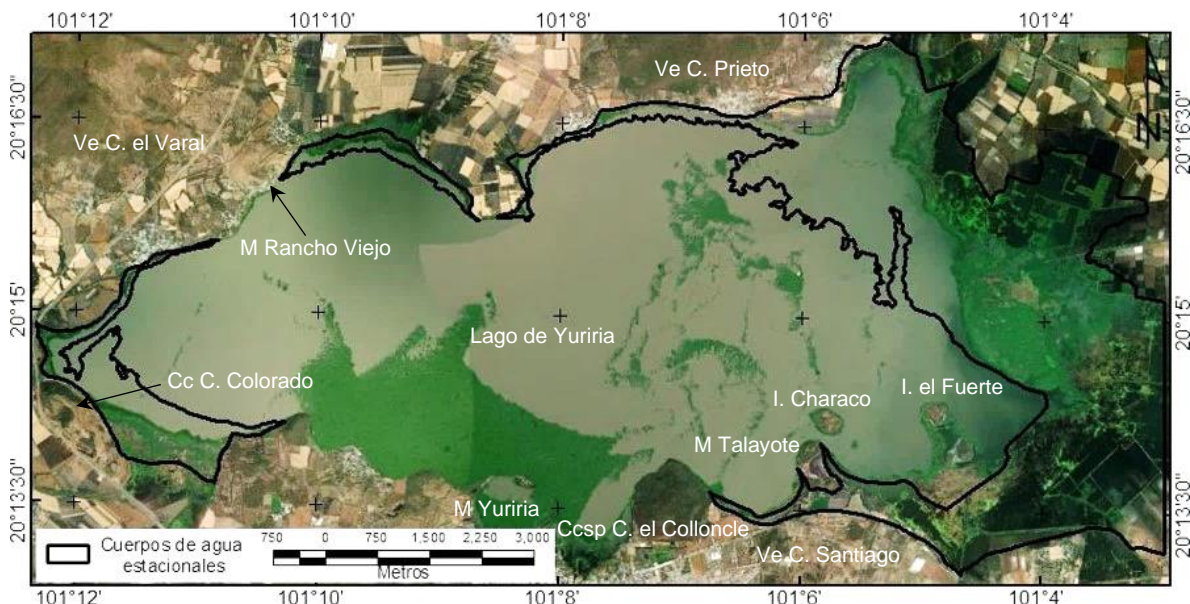


Figura 109. Cuerpos de agua estacionales en el oeste, norte y este del lago de Yuriria, sus superficies de 2.64, 0.69 y 22.77 km². Cc: Cono cinerítico, Ccsp: Cono cinerítico sepultado por piroclastos, M: Maares, Ve: Volcanes en escudo. Elaboración a partir de ESRI (2022).

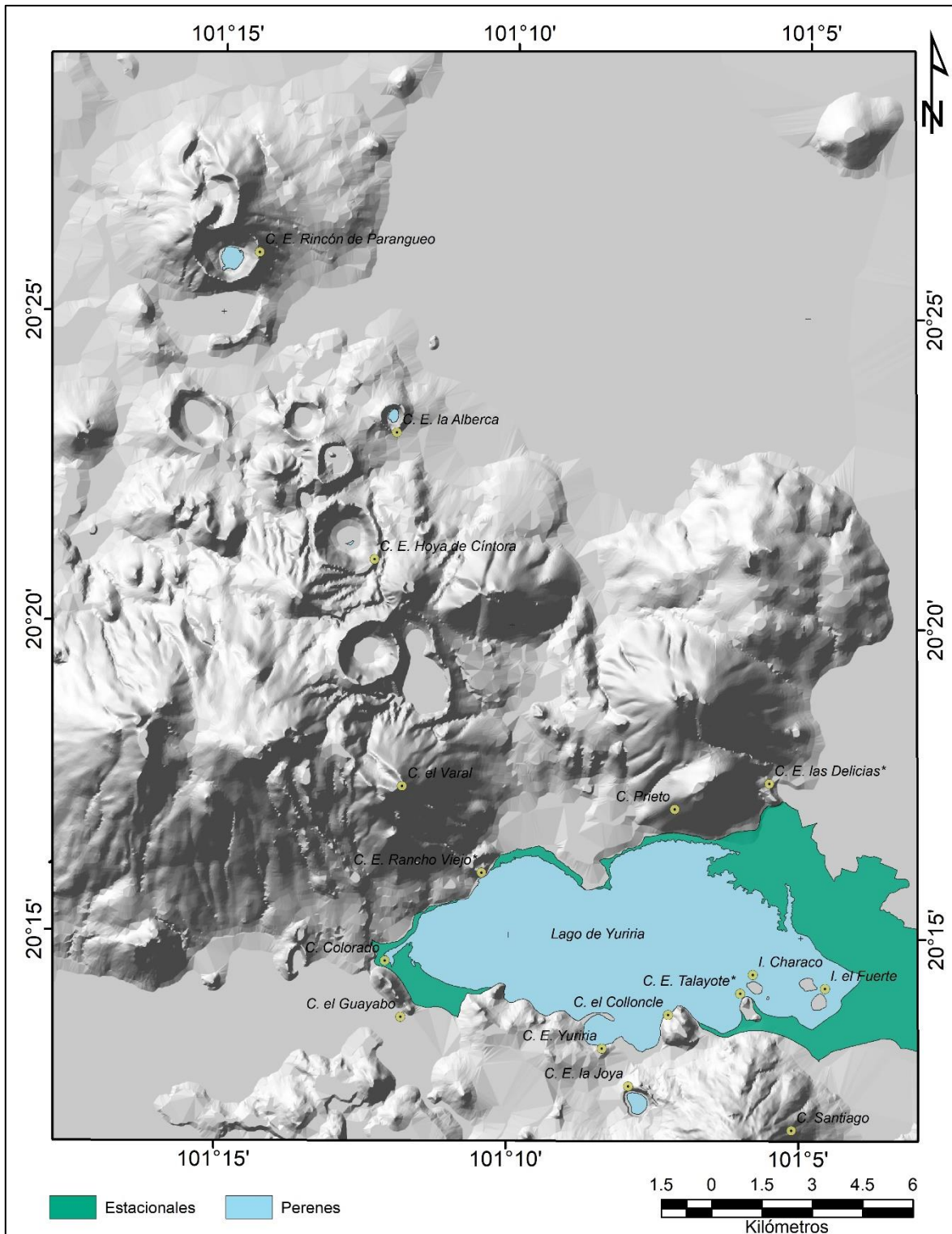


Figura 110. Cuerpos de agua del CVVS.

Los cuerpos de agua estacionales se interpretaron como zonas inundables debido a la reducción y posterior ampliación del volumen del embalse principal, el lago de Yuriria. Sus superficies fluctúan entre la época de estiaje y la estación lluviosa, esto inferido debido a que presentan los rangos más bajos de altitudes, pendientes de 0° en toda su superficie y la humedad del terreno que se observó en el proceso de fotointerpretación.

9.2 Perenes

Son 5 los cuerpos de agua perenes en el CVVS (Fig. 110), el de mayores dimensiones es lago de Yuriria (Fig. 111) con una superficie de 49.7 km². Su formación se debe a que las corrientes fluviales de hasta 4to orden que se desarrollaron entre los flujos de lava y las laderas de los volcanes en escudo orientados SO-NE, desembocan en la planicie lacustre al sur del CVVS. Su aprovechamiento como embalse fue dirigido por el fraile agustino Diego de Chávez en 1548 con el objetivo de abastecer los cultivos de la región (González, 2000, p. 45 y 313).



Figura 111. Lago de Yuriria con 49.7 km². Cc: Conos cineríticos, Cce: Cono cinerítico erosionado, Ccsl: Conos cineríticos sepultados por lavas, Ve: Volcanes en escudo. Vista desde el C. el Colloncle, 12 de septiembre de 2022.

Los 4 cuerpos de agua perenes restantes se encuentran al interior de las estructuras hidrovulcánicas H. Rincón de Parangueo (Fig. 112), la Joya, H. la Alberca y H. de Cíntora con superficies de 0.34, 0.28, 0.09 y 0.01 km² respectivamente; de acuerdo con la fotointerpretación de las imágenes aéreas de INEGI (1999).



Figura 112. Cuerpo de agua perene del anillo de toba H. Rincón de Parangueo. Vista desde su borde de cráter, 12 de septiembre de 2022.

La extracción de agua subterránea para el uso agrícola en el distrito de riego no. 11 Alto Río Lerma y el abatimiento de los niveles freáticos de la región (INEGI, 1998, p. 31), afectó los volúmenes de los cuerpos de agua perenes en los maares y anillos de toba del CVVS; como H. la Alberca, H. Rincón de Parangueo, H. San Nicolás Parangueo y H. de Cíntora (Fig. 113), que en 1970 contaban con lagos en el interior de sus cráteres pero en 1984 los lagos de los dos últimos ya habían desaparecido (Escolero y Alcocer, 2005, p. 101 y 108).

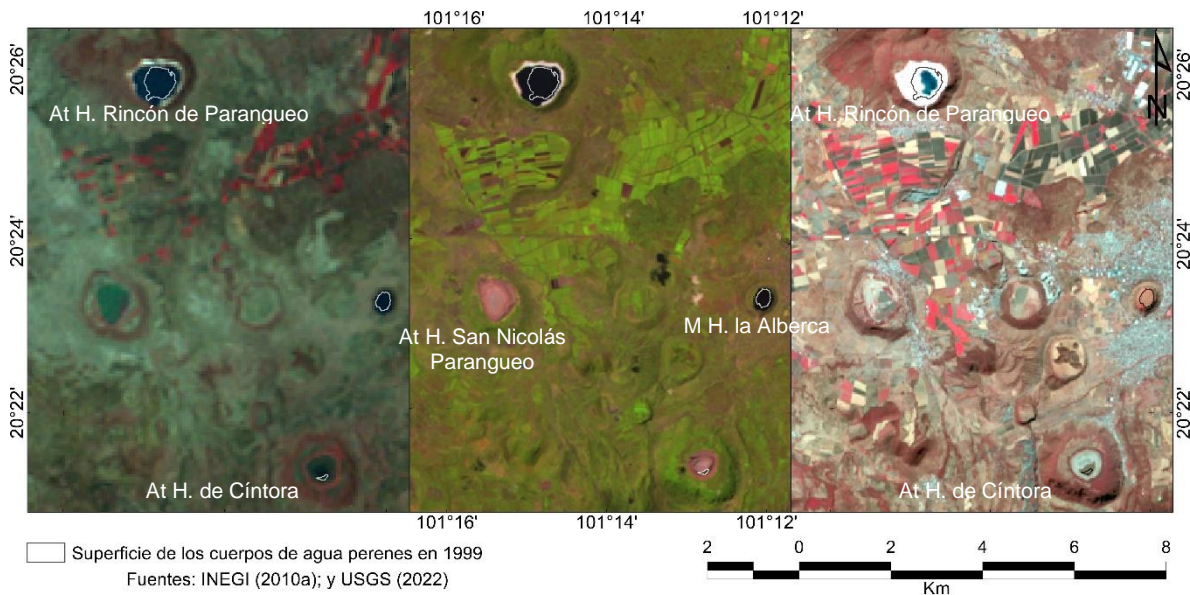


Figura 113. Imágenes de satélite (A) Landsat 1 de 1973, se aprecian los cuerpos de agua perenes de los anillos de toba H. San Nicolás Parangueo, H. de Cíntora, H. Rincón de Parangueo y el maar H. la Alberca. (B) Landsat 5 de 1985, los lagos de H. San Nicolás Parangueo y H. de Cíntora desaparecieron un año antes. (C) Landsat 9 de 2021, la superficie de cuerpo de agua de H. Rincón de Parangueo es menor a la establecida en el trabajo de fotointerpretación, pero para H. de Cíntora la superficie de su lago fue mayor a la de 1999 así como la porción oriental del de H. San Nicolás Parangueo que aumentó posteriormente ya que no aparece en las fotografías aéreas de INEGI (1999). At: Anillos de toba, M: Maar. Elaboración a partir de INEGI (2010a) y USGS (2022).

De acuerdo con Kienel *et al.* (2009, p. 590), el lago del anillo de toba H. Rincón de Parangueo tuvo una profundidad de 50 m en 1979, de 20 - 15 m en 1995 y en 2006 sólo de 1 m; mientras que el lago del maar H. la Alberca tuvo una profundidad de 50 m en 1970, de 8 m en 1997, en 2001 su profundidad fue inferior a 1 m y para 2006 el lago ya había desaparecido.

Categoría 10. Relieve antrópico

Las geoformas originadas por las actividades humanas, principalmente del orden económico, son consideradas formas del relieve antrópico (Lugo-Hupb, 2011, p. 347), por lo que esta categoría contiene solo a las canteras de extracción de materiales minerales como forma de relieve antrópico en el CVVS.

10.1 Canteras de extracción

Corresponden a este grupo 29 minas a cielo abierto (Fig. 114 y 115) que se encuentran en laderas de 19 aparatos volcánicos diferentes y 3 flujos de lava, en conjunto abarcan 3.55 km² y su superficie promedio es de 0.12 km². Presentan intensos procesos erosivos de origen antrópico determinados por su superficie reducida, presencia de bancos acumulativos, carencia de cobertura vegetal, desarrollo de edificaciones y caminos de terracería.

Edificios volcánicos en que se presentan	Canteras y bancos acumulativos	
	Número	Porcentaje
2.4 Anillos de toba	7	24.1
6.2 Conos cineríticos erosionados	6	20.7
3.3 Volcanes en escudo	4	13.8
2.2 Maares Pulver	3	10.3
1.7 Conos cineríticos de cima convexa	2	6.9
3.1 Flujos de lava	2	6.9
1.1 Cono cinerítico	1	3.4
1.2 Cono adventicio	1	3.4
2.1 Maar Koko	1	3.4
4.1 Cono cinerítico sepultado por piroclastos	1	3.4
4.2 Flujo de lava cubierto por piroclastos	1	3.4
Totales	29	100%

Figura 114. Edificios volcánicos del CVVS en los que se encuentran canteras de extracción.

Los anillos de toba y los conos cineríticos erosionados son las formas del relieve que presentan mayor número de canteras de extracción del CVVS, con 7 y 6 de estas geoformas de origen antrópico. Por su parte, 4 canteras de extracción se encuentran en las laderas de volcanes en escudo (Fig. 116) y 3 en las de los maares Pulver.

Solo 4 estructuras volcánicas presentan más de una cantera de extracción en sus laderas, el anillo de toba Santa Rosa Oriental posee 4 (Fig. 117), el cono cinerítico erosionado C. la Batea tiene 3, el maar Pulver la Joya alberga 2 al igual que el anillo de toba H. de Estrada (Fig. 118) que en su ladera norte contiene a la cantera de extracción con la mayor superficie de la zona bajo estudio.

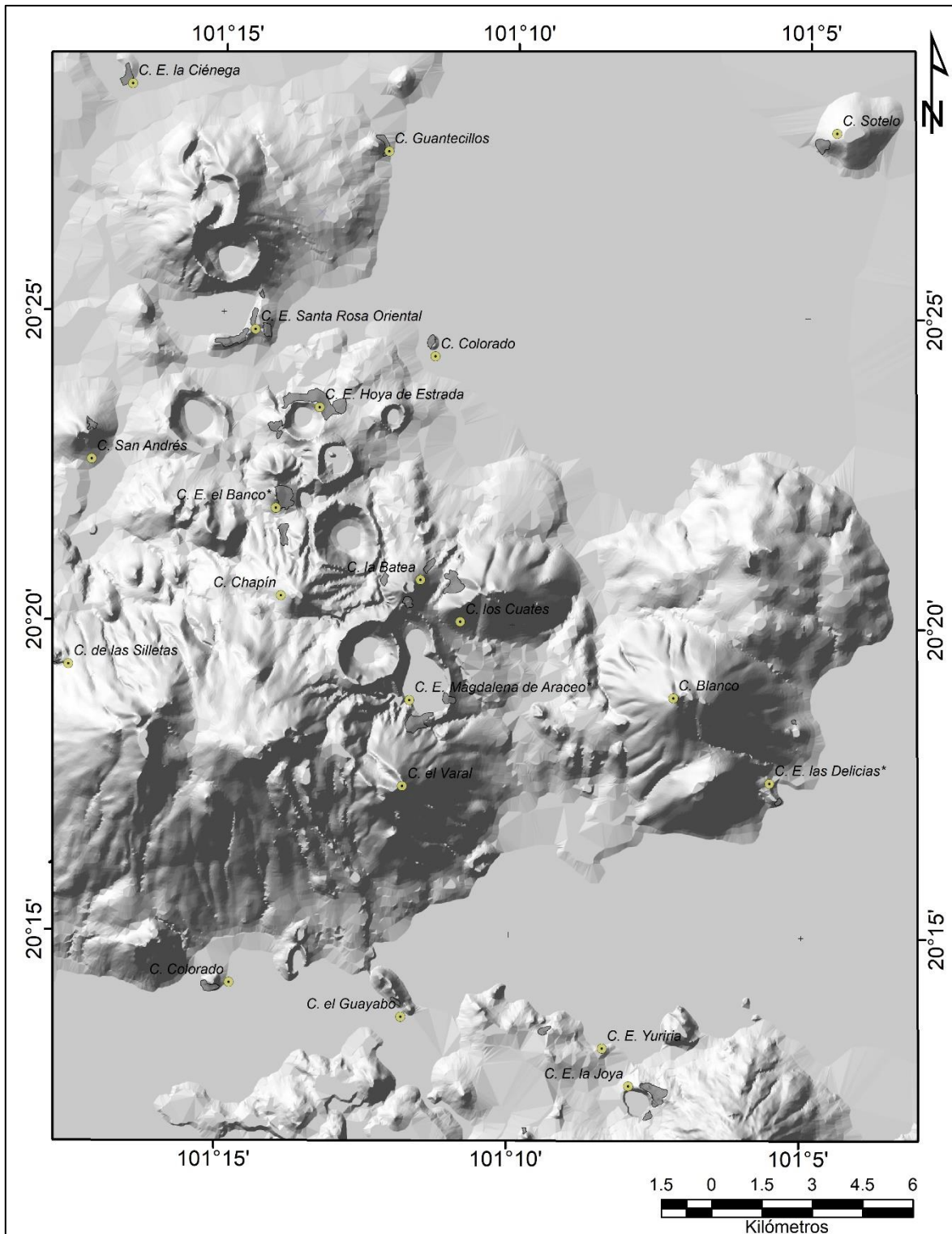


Figura 115. Canteras de extracción del CVVS.



Figura 116. Cantera de extracción en la ladera norte del volcán en escudo C. el Varal, la línea discontinua representa su distribución. Ve: Volcanes en escudo. Vista desde H. de Álvarez, 12 de septiembre de 2022.

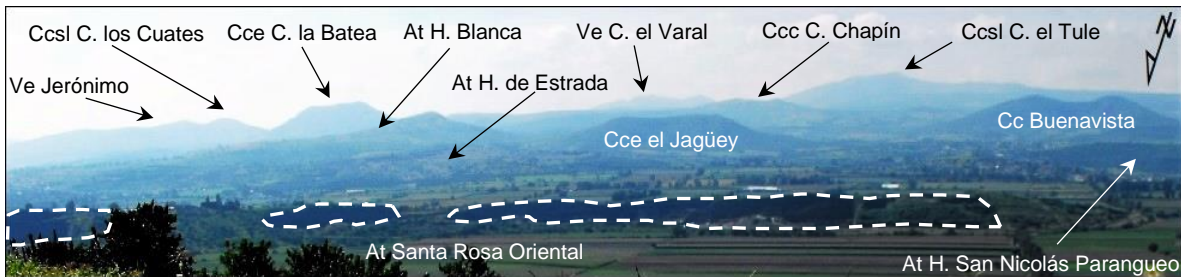


Figura 117. Canteras de extracción (línea discontinua) en el anillo de toba Santa Rosa Oriental. At: Anillos de toba, Cc: Cono cinerítico, Ccc: Cono cinerítico de cima convexa, Cce: Conos cineríticos erosionados, Cosl: Conos cineríticos sepultados por lavas, Ve: Volcanes en escudo. Vista desde H. Rincón de Parangueo, 11 de septiembre de 2022.



Figura 118. Parte de la cantera de extracción "Nicolás" (Pérez, 2004, p. 30), la de mayor superficie del CVVS con 0.5 km²; se ubica en la ladera norte del anillo de toba H. de Estrada. La línea discontinua representa su distribución. CVRP: Complejo Volcánico Rincón de Parangueo. Vista desde H. de Estrada, 10 de septiembre de 2022.

Dentro del CVVS existen tres áreas naturales protegidas de control estatal que abarcan las estructuras hidrovulcánicas H. Rincón de Parangueo, H. San Nicolás Parangueo, H. la Alberca, H. de Cíntora, H. Blanca, H. de Álvarez y H. Solís así como la Joya, éstas áreas

son el monumento natural Región Volcánica Siete Luminarias de 89.285 km² decretada el 21/nov/1997, el Parque Estatal Lago-Cráter la Joya de 14.79 km² decretada el 23/feb/2001 (INEGI, 2011, p. 38); mientras que la zona de restauración ecológica Laguna de Yuriria y su Zona de Influencia de 150.2 km² decretada el 13/nov/2001, está compuesta por el cuerpo de agua principal del mismo nombre, que al ser hábitat de especies de aves acuáticas de la región, es considerado como sitio RAMSAR por la Convención Relativa a los Humedales de Importancia Internacional (IEEG, 2005, p. 84).

3.2. Consideraciones finales

Con un total de 468 superficies y 1,694 formas lineales digitalizados por medio del programa ArcMap 10.4.1, se presenta el Mapa Geomorfológico del Campo Volcánico Valle de Santiago. La clasificación morfogenética de las formas del relieve que conforman el CVVS se realizó por medio de un trabajo de investigación previo, aunado a la fotointerpretación de 18 imágenes aéreas tomadas en 1999 de la zona F14-10 a escala 1:75,000 (INEGI, 1999); estas observaciones fueron complementadas con un trabajo de campo realizado del 9 al 12 de septiembre de 2022 y permitieron clasificar en 3 grupos y 10 categorías a los 32 tipos diferentes de formas del relieve que componen este campo volcánico en función de su origen endógeno, endógeno-modelado y exógeno.

Son 372 las formas del relieve endógeno en el CVVS, su origen debido enteramente a la dinámica interna del planeta se refleja en los fenómenos volcánicos de tipo explosivo, freatomagmático, efusivo y explosivo-efusivo que dieron lugar a la formación de 78 conos menores (cineríticos, adventicios, relictos, de cima convexa, sepultados por piroclastos y sepultados por lavas), 108 cráteres (semicirculares y en forma de herradura), 24 estructuras hidrovulcánicas (maares y anillos de toba), 12 volcanes en escudo, 52 estructuras volcánicas menores (fondos planos de cráteres, bocas eruptivas y domos de lava) y 96 flujos de lava (efusivos y cubiertos por piroclastos). Aunado a esto se identificó una falla normal y el consecuente bloque de techo derivados de la actividad tectónica inferida en el noroeste de la zona bajo estudio.

El relieve de génesis endógena que aunque sin perder completamente su morfología primaria, ha sido modelado por la erosión y consecuente deposición de materiales, fue considerado dentro del grupo de 19 formas de relieve de origen endógeno-modelado. Las 3 laderas volcánicas modeladas por erosión, 15 conos cineríticos erosionados y 1 cono cinerítico sepultado por proluviación fueron identificados por parámetros cualitativos y

cuantitativos sustentados en el proceso de fotointerpretación y en la elaboración de los mapas de pendientes y densidad de disección del CVVS, así como en los modelos tridimensionales de curvatura de laderas en planta.

Las 1,771 geoformas resultantes de la erosión y sedimentación en el CVVS se clasificaron en 4 categorías de formas del relieve de origen exógeno. Dentro de este grupo, las formas lineales erosivas son las más numerosas con 1,690 corrientes fluviales y 3 escarpes erosivos; las primeras con una longitud compuesta de 1,125.26 km fueron trazadas y ordenadas digitalmente, identificando los patrones de drenaje dendrítico, paralelo, radial, centrífugo y centrípeto.

Como parte del relieve exógeno del CVVS, las formas deposicionales compuestas por materiales transportados por la acción de la gravedad, la escorrentía sobre las laderas y/o las corrientes fluviales, están representadas por 6 abanicos proluviales, 11 planicies lacustres que abarcan el 38.9% del área bajo estudio, 19 piedemontes volcánicos y 5 depósitos lacustres. Por su parte los cuerpos de agua observables en las fotografía aéreas de INEGI (1999), se clasificaron en 3 estacionales relacionados con la reducción del lago de Yuriria en época de estiaje y 5 perenes de los cuales 4 se encuentran al interior de los cráteres pertenecientes a las estructuras hidrovolcánicas H. Rincón de Parangueo, H. la Alberca, H. de Cíntora y la Joya.

El grupo de formas de relieve producto del modelado antrópico está compuesto por 29 canteras de extracción de materiales minerales presentes en 3 flujos de lava y 19 aparatos volcánicos diferentes, 4 de dichas formas del relieve antrópico se encuentran en volcanes en escudo, 11 en conos cineríticos (6 erosionados, 2 de cima convexa, 1 normal, 1 adventicio y 1 sepultado por piroclastos), por su parte los cráteres de explosión la Ciénega, Santa Rosa Oriental, H. de Estrada, Magdalena de Araceo y la Joya albergan en conjunto a las 11 canteras de extracción restantes del CVVS.

El 30% de los 835.025 km² de superficie del CVVS está bajo protección estatal, ya que existen desde 2001 tres áreas naturales protegidas que abarcan el lago de Yuriria y las estructuras hidrovolcánicas H. Rincón de Parangueo, H. San Nicolás Parangueo, H. la Alberca, H. de Cíntora, H. Blanca, H. de Álvarez, H. Solís y la Joya. En esta última se encuentran 2 canteras de extracción, pese a la mencionada protección estatal.

Conclusiones

El agrupamiento de estructuras volcánicas principalmente de composición basáltico-andesítica que siguen una dirección preferencial NNO-SSE existente en la porción sur del estado de Guanajuato entre los municipios de Jaral del Progreso, Salamanca, Salvatierra, Uriangato, Valle de Santiago y Yuriria, es conocido como Campo Volcánico Valle de Santiago. Desde principios del siglo XX, ha sido objeto de diversas investigaciones en temas de origen, estratigrafía y datación de sus formas hidrovulcánicas, tectónica regional, análisis de sus recursos hídricos y minerales. Sin embargo, el presente trabajo es el único que aborda el estudio del CVVS desde el punto de vista de la Geomorfología y presenta una cartografía morfogenética a detalle de la totalidad de este campo volcánico.

Si bien en México existen campos volcánicos que destacan por el número de volcanes que contienen, el caso del CVVS es significativo ya que es una de las escasas agrupaciones numerosas de edificios volcánicos e hidrovulcánicos de edad Plioceno-Cuaternaria del sector central del CVM, región caracterizada por el vulcanismo principalmente monogenético Plio-Cuaternario del CVMG que dio origen a más de 1,000 centros volcánicos entre el norte de Michoacán y sur de Guanajuato. Hacia su porción noreste, el CVVS está limitado por la Falla el Bajío al norte, el Sistema de Fallas Chapala-Tula al Sur, el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende al oriente, y cruzando la porción central del CVVS la Falla Tzitzio-Valle de Santiago.

La fragmentación de la corteza superior de edad precámbrica en la intersección de la Falla Tzitzio-Valle de Santiago (N25°O) con el Sistema de Fallas Chapala-Tula (N70°E), pudo facilitar diversos ascensos magmáticos dentro del CVVS desde el Neógeno Superior hasta el Cuaternario. Parte de este magmatismo interactuó con cuerpos de agua freáticos remanentes de los paleolagos que existieron en la región del Bajío, dando lugar a la actividad volcánica responsable de la formación, distribución y alta concentración de los centros hidrovulcánicos del CVVS.

Existieron dos ciclos principales de actividad volcánica en el CVVS, el primero de tipo efusivo originó durante el Plioceno (5.3 - 2.5 Ma) los volcanes en escudo de composición andesítico-basáltica orientados N70°E y sobre éstos se desarrolló durante el Pleistoceno (2.5. - 0.0117 Ma) el segundo ciclo de tipo freatomagmático-explosivo, responsable de la formación de conos cineríticos y de las estructuras hidrovulcánicas que siguen una dirección (N25°O). Así lo demuestran las columnas estratigráficas de los cráteres de

explosión del CVVS, en las cuales se identifican una etapa de actividad estromboliana previa o posterior a la formación de los cráteres de explosión, una de tipo freatomagmática formadora de los cráteres principales con destrucción de sus basamentos, y una etapa de vulcanismo intermedio que dio paso a la construcción de conos cineríticos y emisión de flujos de lava.

Como objetivo principal de este trabajo, se realizó el Mapa Geomorfológico del Campo Volcánico Valle de Santiago a partir de un trabajo de investigación previo, la fotointerpretación de 18 imágenes aéreas tomadas en 1999 de la zona F14-10 a escala 1:75,000 (INEGI, 1999), la elaboración de los mapas altimétrico y de pendientes a partir de INEGI (2013a); así como un trabajo de campo realizado entre el 9 y 12 de septiembre de 2022. Los resultados permitieron identificar y digitalizar por medio del programa ArcMap 10.4.1 un total de 468 superficies y 1,694 formas lineales que pertenecen a 32 diferentes geoformas, ordenadas en 10 categorías y 3 grupos en función de su origen endógeno, endógeno-modelado o exógeno.

El relieve endógeno del CVVS con un total de 372 geoformas producto del vulcanismo explosivo, freatomagmático, efusivo y explosivo-efusivo así como la actividad tectónica, está compuesto por 78 conos cineríticos, 108 cráteres, 24 estructuras hidrovulcánicas, 12 volcanes en escudo, 52 estructuras volcánicas menores, 96 flujos de lava, 1 falla normal y 1 bloque de techo.

Por su parte la identificación del relieve endógeno-modelado se complementó con la realización de los mapas de pendientes y densidad de disección horizontal del CVVS, así como los modelos tridimensionales de curvatura de laderas, con los que se identificaron 3 laderas volcánicas modeladas por erosión, 15 conos cineríticos erosionados y 1 cono cinerítico sepultado por proluviación.

Dentro de las 1,771 formas del relieve exógeno del CVVS, se encuentran pertenecientes a la categoría de formas lineales erosivas 3 escarpes erosivos y 1,690 corrientes fluviales que fueron trazadas y ordenadas digitalmente, con lo cual se identificaron en el área de estudio los patrones de drenaje dendrítico, paralelo, radial, centrífugo y centrípeto. También en este grupo se encuentran 41 formas deposicionales, 8 cuerpos de agua y 29 canteras de extracción de materiales minerales.

En total 130 volcanes se encontraron dentro de los 835.025 km² de la zona bajo estudio, dando como resultado una densidad de 0.1 aparatos volcánicos por kilómetro cuadrado, 72.31% de éstos son conos menores (cineríticos, adventicios, relictos, de cima convexa, sepultados por piroclastos, sepultados por lavas, erosionados o sepultados por proluvi6n), 18.46% estructuras hidrovulcánicas (maares o anillos de toba) y 9.23% son volcanes en escudo. Sus superficies respectivas de 42.11, 45.07, y 104.38 km² representan apenas 5.04%, 5.4%, y 12.5% de la superficie total del CVVS.

Este trabajo espera contribuir al conocimiento de una de las regiones más particulares en México debido a la diversidad de geoformas de origen volcánico que posee. El análisis y representación cartográfica a detalle del relieve del Campo Volcánico Valle de Santiago CVVS, intenta ejemplificar la importancia que la geomorfología tiene como disciplina científica integral capaz de sintetizar por medio de parámetros cualitativos y cuantitativos, las características de las formas del relieve de la superficie terrestre y así ayudar en el entendimiento de los procesos que las conformaron y modelaron hasta su situación actual.

Bibliografía

- Alaniz Álvarez, S. y Nieto Samaniego, A. (2005), "El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volúmen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, tomo 57, no. 1, pp. 65 - 82.
- Alcántara, I. y Delgado, J. (coord.; 2010), *Geografía Física de México*, Geografía para el siglo XX, Serie Textos Universitarios, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 174.
- Aranda Gómez, J., Housh, T., Luhr, J. y Carrasco Núñez, G. (2002), "Geología de la región de Valle de Santiago (Guanajuato) Informe Preliminar", *Boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana*, vol. 22, pp. 392 y 393.
- Aranda Gómez, J., Luhr, J., Housh, T., Valdez Moreno, G. y Chávez Cabello, G. (2005), "El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. conmemorativo del centenario, temas selectos de geología mexicana, tomo 57, no. 3, pp. 187-225.
- Aranda Gómez, J., Levresse, G., Pacheco Martínez, J., Ramos Leal, J., Carrasco Núñez, G., Chacón Baca, E. y Noyola Medrano, C. (2013), "Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 65, no. 1, pp. 169-188.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado Granados, H. y Takaoka, N. (1992), " K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field", *Geofísica Internacional*, 1992, vol. 31, no 4, pp. 467-473.
- Begét, J., Hopkins, D. y Charron, S. (1996), *The largest known maars on Earth, Seward Peninsula, northwest Alaska*, Arctic, pp. 62 - 69.
- Blatter, D. y Hammersley, L. (2010), "Impact of the Orozco Fracture Zone on the Central Mexican Volcanic Belt", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, no. 197, pp. 67 - 84.

- Cano Cruz, M. (2007), *Evolución del volcán Hoya de Estrada*, Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 133.
- Cano Cruz, M. y Carrasco Núñez, G. (2008), "Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, no. 3, pp. 549 - 564.
- Cañon Tapia, E. (2015), "Reappraisal of the significance of volcanic fields", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 310, pp. 26 - 38.
- Cárdenas Vargas, J. (coord., 1992), *Monografía geológico-minera del Estado de Guanajuato*, Consejo de Recursos Minerales, Subsecretaría de Minas e Industria Básica, pp. 136.
- Carrasco Núñez, G. y H. Ort, M. (2012), "Maares riolíticos y basálticos, una perspectiva desde el vulcanismo de México", *4th Conferencia Internacional sobre Maares*, Auckland, Nueva Zelanda, pp. 21 - 22.
- CEAG (2000), *Seguimiento del estudio hidrogeológico y modelo matemático del acuífero del valle de Irapuato-Valle de Santiago-Huanimaro, Gto.* Elaborado por Lesser y Asociados, S.A. de C.V. para la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato, pp. 37.
- Cervantes Zamora, Y., Cornejo Olguín, S., Lucero Márquez, R., Espinoza Rodríguez, J., Miranda Viquez, E. y Pineda Velázquez, A. (1990), "Provincias Fisiográficas de México", CONABIO, en *Clasificación de Regiones Naturales de México II*, Atlas Nacional de México Vol.II, Instituto de Geografía, UNAM, México, [<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>: 05 de marzo de 2013].
- CONAGUA (2012), *Distritos de riego*, Atlas Digital del Agua, México 2012, [<http://www.conagua.gob.mx/atlas/usosdelagua.32.html#>: 11 de julio de 2013].
- Connor, C. (1987), "Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 33, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, pp. 191 - 200.
- De Pedraza Gilsanz, J. y González Carrasco, R. (1996), *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*, Editorial Rueda, Alarcón, Madrid España, pp. 414.

- Demant, A. (1978), "Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación", *Revista del Instituto de Geología*, vol. 2, no. 2, UNAM, México, pp. 172 - 187.
- Demant, A. y Robin, C. (1975), "Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el cretácico", *Revista del Instituto de Geología*, no. 75, UNAM, pp. 66 - 79.
- Demant, A., Maouvois, R. y Silva, L. (1976), *El eje neovolcánico transmexicano*, III Congreso Latinoamericano de Geología, excursión no. 4, Acapulco Guerrero.
- Demek, J. y Embleton, C. (1978), *Guide to medium scale geomorphological mapping*, IGU, Commission on Geomorphological Survey and Mapping, Stuttgart, pp. 384.
- Dramis, F., Guida, D. y Cestari, A. (2011), "Nature and Aims of Geomorphological Mapping", en J. Smith, M., et al. (coords.), *Geomorphological mapping, methods and applications*, Developments in earth surface processes, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 39 - 64.
- Escolero Fuentes, O. y Alcocer Durand, J. (2005), "Deseccación de los lagos cráter del Valle de Santiago, Guanajuato", en Morán, D., Escolero, O. y Alcocer, J. (coords.), *El agua en México vista desde la academia*, Academia Mexicana de Ciencias, México, D.F. pp. 99 - 115.
- ESRI (2022), *Digital Globe*, GeoEye, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community.
- Ferrari, L. (2000), "Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 53, no. 1, pp. 84 - 92.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo D. y Romero F. (1994a), "Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block", *Geofísica Internacional*, vol. 33, no. 1, pp. 139 - 151.
- Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G. y Tibaldi, A. (1994b), "Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present", *Geofísica Internacional*, vol. 33, no. 1, pp. 91 - 105.

- Ferrari, L., Orozco Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M. (2012), "The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone", *Tectonophysics*, vol. 522 - 523, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, pp. 122 - 149.
- Fisher, R. y Schmincke, H. (1984), *Pyroclastic Rocks*, Springer-Verlag, Berlín, pp. 472.
- Franco Ramos, O. (2005), Geomorfología del volcán Popocatepetl, Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 156.
- García de Miranda, E. (2004), *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana*, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 90.
- García Palomo, A., Zamorano, J., López Miguel, C., Galván García, A., Carlos Valerio, V., Ortega, R. y Macías, J. (2008), "El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, no. 1, pp. 158 - 178.
- Garduño Monroy, V., Pérez López, R., Israde Alcántara, I., Rodríguez Pascua, M., Szykaruk, E., Hernández Madrigal, V. y Mora Chaparro, J. (2009), "Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico", *Geofísica Internacional*, vol. 48, no. 3, pp. 319 - 335.
- González Becerra, P. (2005), *Evolución geológica del maar Hoya de Solís, Valle de Santiago, Guanajuato, México*, Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis profesional, pp. 197.
- González, P. (2000), *Geografía local del Estado de Guanajuato: lecciones escritas para dar a conocer esta fracción de la República Mexicana a los profesores de instrucción primaria y a la juventud de la misma*, pp. 691.
- Goudie, A. (coord.; 2004), *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London, pp. 1,200.
- Graettinger, A. H. (2018), Trends in maar crater size and shape using the global Maar Volcano Location and Shape (MaarVLS) database, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 357, pp. 1 - 13.

- Guilbaud, M., Siebe, C., Layer, P. y Salinas S. (2012), "Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions", *Bulletin of Vulcanology*, no. 74, pp. 1,187 - 1,211.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E. (1985), "A compilation of localitation, size and geomorphological parameters of volcanoes of Michoacán-Guanajuato field, Central Mexico", *Geofísica Internacional*, vol. 24, no. 4, pp. 557 - 608.
- Huggett, R. J. (2011), *Fundamentals of geomorphology*, 3era edición, Routledge, Nueva York, pp. 516.
- IEEG (2005), "Resumen del programa de Manejo del Área Natural Protegida en la categoría de Área de Restauración Ecológica Laguna de Yuriria y su Zona de Influencia, Instituto de Ecología del Estado de Guanajuato, en Terrazas Aguilar L. (Dtro.) *Periódico oficial del Gobierno del Estado de Guanajuato*, Guanajuato, Gto., pp. 84 - 99.
- INEGI (1998), *Estudio Hidrológico del estado de Guanajuato*, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Gobierno del Estado de Guanajuato, México, pp. 160.
- INEGI (1999), *Fotografías aéreas de la zona 99*, 111 - 116, 123 - 128, 140 - 145, escala 1:75,000, carta F14-10, SINFA, 1405/97-II, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI (2006), *Cartas geológica y edafológica F14-10 Querétaro*, escala 1:250,000.
- INEGI (2010a), *Aspectos Técnicos de las Imágenes Landsat*, Dirección General de Geografía y Medio Ambiente, pp. 22.
- INEGI (2010b), *Red Hidrográfica Nacional*, Escala 1:50,000, Edición 2.0, Dirección General de Geografía y Medio Ambiente, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI (2011), *Anuario estadístico de Guanajuato*, Gobierno del Estado de Guanajuato, México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI (2013a), *Conjunto de datos vectoriales de las cartas F14C73 y F14C83*, escala 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

- INEGI (2013b), *México en Cifras*, Información Nacional por Entidad Federativa y Municipios, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, [http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/default.aspx : 05 de marzo de 2013]
- INEGI (2019), *Conjunto de datos vectoriales de información topográfica escala 1:250,000 de Estado de México, Guanajuato, Hidalgo, Jalisco, Michoacán y Querétaro*, Serie VI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI (2020), *Censo de población y Vivienda 2020*, Instituto Nacional de Estadística y Geografía, [https://www.inegi.org.mx/temas/estructura/#Mapas : 4 de agosto de 2022].
- Israde Alcántara, I., Miller, W., Garduño Monroy, V., Barrón, J. y Rodríguez Pascua, M. (2010), "Paleoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossil from Late Cenozoic tectonic basins in west-central México: A review", *Quaternary International*, no. 79, pp. 79 - 94.
- Johnson, C. A. y Harrison C. G. A. (1990), "Neotectonics in central Mexico", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Elsevier Science Publishers, B.V., Amsterdam, no. 64, pp. 187 - 210.
- Kereszturi, G. y Németh, K. (2012), "Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Clasification, Growth, Geomorphology And Degradation", en Németh, Karoly (coord.), *Updates in Volcanology, new advances in understanding volcanic systems*, In Tech, Rijeka, Croacia, pp. 3 - 89.
- Kienel, U., Bowen, S., Byrne, R., Park, J., Böhnelt, H., Dulski, P y Negendank, J. (2009), First lacustrine varve chronologies from Mexico: impact of droughts, ENSO and human activity since AD 1840 as recorded in maar sediments from Valle de Santiago, *Journal of Paleolimnology*, vol. 42, Issue 4, pp. 587 - 609.
- Le Corvec, N., Spörli, K., Rowland, J. y Lindsay, J. (2013), "Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields", *Earth Science Reviews*, No. 124, pp. 96 - 114.
- Lockwood, J. y Hazlett R. (2010), *Volcanoes: Global perspectives*, John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, UK, pp. 551.

- Lowman, P. y Yates, J. (2002), *Digital tectonic activity map*, Goddard Space Flight Center, NASA, [<https://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=88415> : 3 de diciembre de 2018].
- Lugo Hubp, J. (1990), "El Relieve de la República Mexicana", *Revista del Instituto de Geología*, vol. 9, no. 1, UNAM, México, pp. 82 - 111.
- Lugo Hubp, J. (1991), *Elementos de geomorfología aplicada: Métodos cartográficos*, México, Instituto de Geografía, UNAM, pp. 128.
- Lugo Hubp, J. (2011), *Diccionario Geomorfológico*, Colección Geografía para el siglo XXI, Serie Textos Universitarios, no. 7, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 479.
- Lugo Hubp, J. y Martínez Luna, V. (1981), "La disección del relieve en el Sur de la Cuenca de México y porciones adyacentes", *Investigaciones Geográficas*, pp. 55 - 64.
- Macías, J. (2005), "Geología e historia eruptiva de los grandes volcanes activos de México", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 52, no. 3, México, pp. 379 - 424.
- Mazzarini, F., Ferrari, L. e Isola, I. (2010), "Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt", *Tectonophysics*, Elsevier Science, Publishers B.V., Amsterdam, no. 486, pp. 55 - 64
- Muñoz Jiménez, J. (2000), *Geomorfología General*, Editorial Síntesis, Madrid España, pp. 351.
- Murphy, G., (1982), *The chronology, pyroclastic stratigraphy, and petrology of the Valle de Santiago Maar Field, Central Mexico*, Berkeley, EE. UU., Universidad de California, Tesis de maestría, pp. 55.
- Nieto Samaniego, A., Ojeda García, A., Alaniz Álvarez, S. y Xu, S. (2012), "Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, México", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 64. no. 3, pp. 411 - 425.
- Ollier, C. D. (1967), Maars their characteristics, varieties and definition. *Bulletin Volcanologique*, vol. 31, no. 1, pp. 45 - 73.
- Ollier, C. D. (1969), *Volcanoes*, The MIT Press, pp. 219.

- Ollivier I. y Vargas S. (2005), "El agua subterránea y el riego en el estado de Guanajuato" en Vargas S. y Mollard E. (coords.), *Los retos del agua en la cuenca Lerma-Chapala*. Aportes para su estudio y discusión, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Jiutepec, Morelos, pp. 205 - 225.
- Ordóñez, E. (1900), "Les volcanoes du Valle de Santiago", *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, no. 14, pp. 229 - 326.
- Ordóñez, E. (1906), "Los cráteres de explosión de Valle de Santiago", *10° Congreso Geológico Internacional*, guía de excursión de campo, 14, pp. 1 - 8.
- Oviedo Padrón, E. (2005), *Análisis geológico-estructural del complejo de maeres de Valle de Santiago, Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, México*, Linares, N.L., Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis profesional, pp. 119.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Perazzoli, V., Tiberi, M. y Turchetti, F. (1987a), "Morphological and structural analysis of the central sector of the Mexican Volcanic Belt", *Revista Geofísica Internacional*, vol. 26, no. 2, México, pp. 177 - 193.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L. y Zanchi, A. (1987b), "Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt", *Revista de la Unión Geofísica Mexicana*, vol. 26, no. 2, Instituto de Geofísica, UNAM, México, pp. 159 - 175.
- Peña Monné, J. (coord.;1997), *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*, Geoforma ediciones, Zaragoza, España, pp. 227.
- Peñaloza Turrubiates, N. (2005), *Las paragénesis minerales en tefras asociadas a actividad freatomagmática como criterio de correlación estratigráfica: complejo de maeres de Valle de Santiago, Guanajuato, México*, UANL, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis profesional.
- Pérez Vargas, M. (2004), Inventario físico de los recursos minerales del municipio Valle de Santiago, Gto. *Consejo de Recursos Minerales, Dirección de Minas de Guanajuato*, pp. 54.
- Puente Solís, I. (2004), *Estratigrafía e historia eruptiva del cráter de explosión Hoya Cíntora*, Gto., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis profesional, pp. 107.

- Rincón Herrera, N. (2005), *Estratigrafía del cráter de explosión Hoya la Alberca*, Instituto Tecnológico de Ciudad Madero, Ingeniería en Geociencias, Tesis profesional, pp. 75.
- Salinas Sánchez, S. (2005), *Mapeo morfogenético y análisis cuantitativo del depósito de avalancha de detritos del Volcán Jocotitlán, Estado de México*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 153.
- Scarth, A. (1994), *Volcanoes: An introduction*, The louise lindsey merrick environment series, no. 19, Texas A&M University Press, pp. 273.
- Selby, M. (1985), *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*, Oxford University Press, New York, pp. 480.
- Siebe, C. y Vázquez Selem, L. (2021), "Suelos y geomorfología: un enfoque paisajístico", *Comunicación personal*.
- Sigurdsson, H. (ed., 2000), *Encyclopedia of volcanoes*, Academic press, San Diego, California, pp. 1,417.
- Silva Mora, L. (1979), *Contribution a la connaissance de l'axe volcanique transmexicain: Etude geologique et petrologie des laves du Michoagan oriental*, Tesis doctoral, Ingenieur, Marseille.
- Simonov, Y. (1985), Análisis morfométrico, Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov, URSS, pp. 30 (en ruso).
- Simon Ross, P., Carrasco Núñez, G. y Hayman, P. (2017), "Felsic maar-diatreme volcanoes: a review", *Bulletin of Volcanology*, vol. 79, Article 20, pp. 33.
- SMN (2010), Normales climatológicas por estación, Servicio Meteorológico Nacional, CONAGUA,
[http://smn.cna.gob.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=42&Itemid=75 : 11 de junio de 2013].
- Summerfield, M. A., (1991), *Global Geomorphology*, Harlow, England and New York: Longman and Wiley, pp. 537.

- Tapia, G. y López, J. (2002), "Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 19, no. 1, pp. 50 - 65.
- Tarbuck, E. y Lutgens, F. (2005), *Ciencias de la Tierra, una introducción a la Geología Física*, Pearson Educación, Madrid, pp.736.
- Uribe Cifuentes, R. (2006), *Xenolitos y volcanismo en la región de Valle de Santiago, Guanajuato. Estudios paleomagnéticos y de magnetismo en rocas*, Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 197.
- Uribe Cifuentes, R. y Urrutia Fucugauchi, J. (1999), "Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Mexico", *Geofísica Internacional*, vol. 38, no. 4, pp. 217 - 230.
- USGS (2018), Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Imágenes satelitales Modis del 24 de noviembre de 2011, Landsat 7 del 27 de octubre de 1991, [<https://eros.usgs.gov/satellite-imagery> : 31 de marzo de 2018].
- USGS (2022), Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Imágenes satelitales Landsat 1 del 10 de mayo de 1973, Landsat 5 del 26 de septiembre de 1985, Landsat 9 del 10 de diciembre de 2021, [<https://eros.usgs.gov/satellite-imagery> : 16 de junio de 2022].
- Van Zuidam, R. (1985), *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*, International Institute Aerospace Survey and Earth Sciences, The Hague, Netherlands, pp. 442.
- Wood, C. A. (1979), *Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets, Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, vol. 10, pp. 2,815 - 2,840.

Mapa Geomorfológico del Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato



Simbología

Grupo 1. Relieve endógeno

Categoría 1. Relieve volcánico explosivo

- 1.1 Conos cineríticos
- 1.2 Conos adventicios
- 1.3 Conos relictos
- 1.4 Cráteres semicirculares
- 1.5 Cráteres en forma de herradura
- 1.6 Fondos planos de cráteres
- 1.7 Conos cineríticos de cima convexa
- 1.8 Bocas eruptivas

Categoría 2. Relieve volcánico treatomagmático

- 2.1 Maares Koko
- 2.2 Maares Pulver
- 2.3 Maares Zuni
- 2.4 Anillos de toba

Categoría 3. Relieve volcánico efusivo

- 3.1 Flujos de lava
- 3.2 Domos de lava
- 3.3 Volcanes en escudo

Categoría 4. Relieve volcánico explosivo-efusivo

- 4.1 Conos cineríticos sepultados por piroclastos
- 4.2 Flujos de lava cubiertos por piroclastos
- 4.3 Conos cinerítico sepultados por lavas

Categoría 5. Relieve tectónico

- 5.1 Falla inferida
- 5.2 Bloque de techo

Grupo 2. Relieve endógeno-modelado

Categoría 6. Relieve volcánico erosivo

- 6.1 Laderas volcánicas modeladas por erosión
- 6.2 Conos cineríticos erosionados
- 6.3 Cono cinerítico sepultado por proluviación

Grupo 3. Relieve exógeno

Categoría 7. Formas lineales erosivas

- 7.1 Corrientes fluviales
- De orden 1
- De orden 2
- De orden 3
- De orden 4
- De orden 5
- De orden 6
- 7.2 Escarpes erosivos

Categoría 8. Formas deposicionales

- 8.1 Abanicos proluviales
- 8.2 Planicies lacustres
- 8.3 Piedemontes volcánicos
- 8.4 Depósitos lacustres

Categoría 9. Cuerpos de agua

- 9.1 Estacionales
- 9.2 Perenes

Categoría 10. Relieve antrópico

- 10.1 Canteras de extracción

500 0 500 1,000 1,500 2,000
Metros

Campo Volcánico Valle de Santiago, Guanajuato

Localidades

1. Labor de Valterra	5. Jaral del Progreso
2. San Nicolás Quirico	6. San Jerónimo de Araco
3. San Felipe Quirico	7. Magdalena de Araco
4. Valle de Santiago	8. Yurria

Toponimia

9. La Ciénega	40. El Borrego*
10. Los Lobos*	41. C. el Picacho
11. C. Sotelo	42. C. el Tule
12. San Manuel	43. H. de Álvarez
13. C. la Mina	44. San Jerónimo de Araco*
14. El Zapote*	45. Magdalena de Araco*
15. C. Guantecillos	46. C. Blanco
16. H. Rincón de Paranguo	47. C. Blanco
17. Santa Rosa Occidental*	48. C. Prieto
18. Santa Rosa Oriental*	49. El Armadillo*
19. C. San Andrés	50. C. el Varal
20. H. San Nicolás Paranguo	51. Rancho Viejo*
21. Hoyuela	52. C. Prieto
22. H. de Estrada	53. Las Delicias*
23. H. la Alberca	54. C. el Cento
24. C. Colorado	55. C. Colorado
25. C. San Pedro	56. San Vicente Joyuela*
26. H. Blanca	57. Providencia*
27. El Jagüel*	58. C. Colorado
28. H. Soles	59. C. el Guayabo
29. C. la Balsa	60. San Andrés
30. Buenavista*	61. C. la Cruz
31. H. de Cintora	62. San Miguel*
32. C. la Balsa	63. Yurria
33. C. los Cuates	64. La Joya
34. Jerónimo*	65. C. el Coltonce
35. C. la Talla*	66. H. de la Cruz
36. La Ladillera*	67. Characo
37. C. de las Siletas	68. L. el Puente
38. C. el Sombrero	69. C. Santiago
39. C. Chapin	* Nombres propuestos

Abreviaturas: C. - Cerro, H. - Hoya e l. - Isla

0 5 10 15 20
Kilómetros

Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Filosofía y Letras
Colegio de Geografía
Tesis de Licenciatura
Autor: Oscar Gerardo Mena Montes
Asesor: Dr. Lorenzo Vázquez Selem