



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

Cartografía Geomorfológica del volcán de Colima, México.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

JOSÉ ERNESTO FIGUEROA GARCÍA

Asesor: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO



Ciudad Universitaria, México

2016



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

La presente investigación está dedicada a:

A mis padres, José Luis Figueroa Castro y Yolanda García Barrios, quien con su amor, apoyo, constantes enseñanzas y comprensión han hecho de mí una mejor persona. Este logro no hubiera sido posible sin su apoyo incondicional, los amo mucho y gracias por todo.

A mis hermanos, Alejandra, Ana Camila y Luis, quienes son una parte muy importante en mi vida. Los amo y siempre voy a estar para ustedes.

A mi tía Mary, quien es un ejemplo a seguir para mí. Muchas gracias por tus consejos, cariño y apoyo.

A toda mi familia, que de alguna u otra forma siempre han estado presentes y han compartido muchos momentos de alegría conmigo.

A todos mis amigos, que estuvieron a lo largo de este proceso y con quienes compartí muchos momentos divertidos.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme hacer uso de sus instalaciones y de esta manera, alcanzar mi objetivo de ser un profesional. Siempre estaré agradecido con esta gran institución.

Al Instituto de Geografía, por el apoyo económico brindado mediante las becas de *Iniciación a la Investigación y María Teresa Gutiérrez de MacGregor*. De igual forma, agradezco las facilidades en el uso de las instalaciones y sobre todo, por hacerme sentir como en casa.

Al Dr. José Juan Zamorano Orozco, quien es el director de este trabajo. Gracias por tu confianza, paciencia, amistad y apoyo durante todo este tiempo que he sido parte de tu equipo de trabajo. Pero en especial, te agradezco mucho todas las enseñanzas que me brindaste en el ámbito académico y personal.

A los integrantes del sínodo: Dr. José Ramón Hernández Santana, Dr. Jesús Abraham Navarro Moreno, Dra. Mary Frances Teresa Rodríguez Van Gort y Lic. Frank Gustavo García Rodríguez. Les agradezco el tiempo dedicado y sus valiosas observaciones que permitieron mejorar esta investigación.

A la Dra. Lucia Capra, por facilitarme las fotografías aéreas de la zona de estudio, estas fueron de gran importancia en la elaboración de la cartografía geomorfológica.

Al Dr. David Palacios con quien, en el marco del proyecto *Efectos Medio Ambientales de la Deglaciación: Estudios de Caso en Ámbitos Geográficos Contrastados (CRYOCRISIS)* (UCM), tuve la oportunidad de realizar varios trabajos de campo en diferentes volcanes de México y de esta manera, pude ampliar mis conocimientos en el ámbito de la geomorfología volcánica.

A los profesores del Colegio de Geografía, quienes contribuyeron en mi formación profesional.

A mis amigos, Sergio Salinas y Carlo Mendoza, por su apoyo y múltiples enseñanzas en el ámbito de la geomorfología de gabinete y campo.

A mis amigos con quienes conviví y me divertí durante toda la carrera: Kevin, Efraím, Álvaro, Balam, Jojosé, Lalo, Jessica y Gina. Muchas gracias por su increíble amistad y por haber estado presentes durante este proceso, son una parte importante en mi vida.

A todos mis amigos y compañeros que conocí en el Instituto de Geografía: Carlos (Chino), Isaac, Osvaldo Franco, Daniel (Niño), Juan Carlos, Adolfo, Jhony, Guillermo (Gery), Agustín (Panda), Osvaldito, Jorge (Baby Face), Daniel (John Diguí) y Eduardo (El Príncipe). Gracias por su apoyo y por esos buenos momentos de diversión.

Por último, quiero agradecer a todos aquellos que quizás no mencione, pero que de alguna u otra forma se cruzaron en mi camino y me compartieron un poco de su tiempo, ya sea, en una plática, en una enseñanza, con una sonrisa, o bien, con una cerveza. Muchas gracias a todos.

Índice

Introducción.....	1
Capítulo I. Actividad eruptiva y evolución del volcán de Colima.....	4
1.1 Eventos volcánicos antecedentes a 1975.....	5
1.1.1 Erupción de 1818.....	5
1.1.2 Erupción de 1869.....	8
1.1.3 Erupción de 1913.....	10
1.2 Actividad volcánica de 1975 a1979.....	13
1.3 Actividad volcánica en la década de los ochenta.....	16
1.4 Actividad volcánica en la década de los noventa.....	18
1.5 Actividad volcánica en la década de los años 2000.....	23
1.6 Actividad volcánica 2010-2015.....	36
Consideraciones finales.....	43
Capítulo II. Geología.....	44
2.1 Marco tectónico y geológico regional: Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)...	44
2.2 El Complejo Volcánico de Colima (CVC).....	49
2.3 Marco geológico local.....	50
Consideraciones finales.....	56
Capítulo III. Morfometría.....	57
3.1 Altimetría.....	58
3.2 Inclinación del terreno.....	63
3.3 Densidad de la disección.....	66
3.4 Profundidad de la disección.....	70
3.5 Discusión.....	75

Capítulo IV. Geomorfología.....	79
4.1 Mapa geomorfológico del volcán de Colima.....	80
RELIEVE ENDÓGENO.....	82
RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.....	107
RELIEVE EXÓGENO.....	113
SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS.....	117
Consideraciones finales.....	119
Conclusiones.....	121
Bibliografía.....	124

Introducción

El volcán de Colima forma parte del sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano, a 120 km al sur de la Cd. de Guadalajara y a 32 km de la Cd. de Colima; sus coordenadas son: 19°30'45" N y 103°37'02" W. Es un cono compuesto, que se formó a partir de la sobreposición de flujos de lava (andesíticos), piroclásticos y material de caída (cenizas). Comienza su desarrollo en el Pleistoceno tardío y es considerado uno de los volcanes más activos de Norteamérica (Cortés *et al.*, 2005). En los últimos 425 años, ha presentado una actividad intensa, durante este periodo se han generado 45 grandes erupciones, de las cuales 29 de ellas han sido las responsables de potentes flujos piroclásticos, que han modificado de forma considerable al edificio y las zonas adyacentes (Bretón, 2010).

La zona de estudio es parte de un complejo montañoso que se orienta de N-S y que está constituido por los volcanes Cántaro, Nevado de Colima, Paleofuego y el Colima; sin embargo, en esta investigación solo se consideró la última estructura (200 km²). La superficie que se estudia tiene una génesis volcánica explosiva y en menor grado efusiva, este hecho le imprime un carácter heterogéneo y complejo en cuanto a morfologías. Por tal motivo, se hace necesario el estudio geomorfológico, con el fin de analizar y registrar formas en un mapa detallado, que resultan de dinámicas endógenas explosivas y que repercuten en la transformación del relieve en periodos de tiempo muy cortos. Algunos de estos eventos tienen repercusiones contrarias a las poblaciones que se ubican en las laderas de esta estructura volcánica.

En este sentido, la presente investigación tiene como objetivo principal comprender los procesos endógenos y exógenos que dan origen a cada una de las formas de relieve que se emplazan sobre este territorio. Para ello, se elaboró una cartografía geomorfológica detallada (1:25 000) del volcán de Colima y zonas adyacentes. Este documento es un aporte al conocimiento de la zona, que puede ser considerado como un inventario de formas de relieve y su dinámica.

En la elaboración del presente trabajo se llevó a cabo la recopilación y análisis de reportes volcánicos y bibliografía especializada; la primera sirvió para establecer la evolución y caracterizar la dinámica volcánica, de esta manera se pudieron reconocer los cambios morfológicos ocurridos en cada evento. En lo que respecta a la segunda, proporcionó el conocimiento de aspectos geológicos, vulcanológicos y tectónicos; esta etapa representa el primer acercamiento a los procesos endógenos y exógenos que han ocurrido sobre este territorio.

Con la finalidad de establecer la relación entre los procesos modeladores y la competencia del material a ser erosionado por la acción fluvial, principal agente modelador de la zona de estudio, se elaboraron una serie de mapas morfométricos (altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección) bajo los criterios descritos por Lugo (1991) y Simonov (en Zamorano, 1990). De esta manera, fue posible entender y explicar la evolución del relieve. En este sentido, la morfometría permitió identificar el vínculo que existe entre los diferentes sustratos y la morfología del relieve.

Para el análisis geomorfológico fueron considerados los métodos descritos por Lugo (1991), para ello se llevó a cabo la interpretación de fotografías aéreas en diferentes escalas (1: 75,000; 1:20,000; 1:27,000, 1: 28,000 y 1:32,000); la información se plasmó en una base topográfica 1: 25 000. En la clasificación del relieve fueron considerados los parámetros genéticos endógenos-exógenos expuestos por Simonov (1985). La cartografía obtenida y la leyenda explicativa detallan características propias de las diferentes unidades morfológicas identificadas, además de ser un inventario de formas y procesos.

Este trabajo consta de 4 capítulos:

I. ACTIVIDAD ERUPTIVA Y EVOLUCIÓN DEL VOLCÁN DE COLIMA. Se analiza la dinámica volcánica del Colima desde 1818 hasta julio de 2015 y los diferentes cambios morfológicos que tuvo la estructura en cada evento.

II. GEOLOGÍA. Se analizan los trabajos publicados sobre temas relacionados con tectónica, geología y vulcanología, tanto a nivel regional como local. Esta información es de suma importancia en la elaboración de la cartografía geomorfológica.

III. MORFOMETRÍA. Se caracteriza de forma cuantitativa los distintos elementos que componen el relieve. De esta manera, se evidenciaron terrenos con mayor y menor competencia a la erosión.

IV. GEOMORFOLOGÍA. En este apartado se analiza la génesis, evolución y dinámica del relieve de la zona de estudio, en función del mapa geomorfológico.

En esta investigación se presentan conclusiones, bibliografía y el mapa geomorfológico del Volcán de Colima a escala 1:25 000.

Capítulo I. Actividad eruptiva y evolución del volcán de Colima

En los últimos 400 años, el volcán de Colima ha presentado una constante actividad efusiva (flujos de lava y formación de domos) y explosiva (destrucción de domos, flujos piroclásticos y material de caída), dichos eventos han sido documentados en relatos, notas periodísticas e informes científicos, por este motivo se considera como la estructura con el mayor número de registros históricos.

El objetivo de este capítulo es analizar la evolución y dinámica volcánica, de esta manera también será posible reconocer los cambios morfológicos ocurridos en cada evento, para ello ha sido necesario una revisión de los registros históricos que fueron elaborados en los diferentes periodos eruptivos. En este sentido, el estudio se inicia a partir de la erupción de 1818, por las siguientes razones:

1. Antes de la fecha mencionada los registros son esporádicos, la información es somera y poco confiable.
2. Los cambios morfológicos del edificio son escasos y poco fidedignos, debido a que su registro se hizo a partir de dibujos o esquemas, que en la mayoría de los casos no fueron elaborados por el testigo ocular.
3. En este apartado se pretende elaborar un seguimiento cartográfico-morfológico de los principales cambios que han ocurrido en el volcán de Colima, utilizando el abundante material gráfico, que consiste en fotografías convencionales y aéreas; así como, imágenes de satélite y de Google Earth.

1.1 Eventos volcánicos antecedentes a 1975

1.1.1 Erupción de 1818

Antes de 1818, se reconoce a la emisión de flujos de lava como la principal actividad que desarrolló el volcán (1807 y 1808). De igual forma, se tiene conocimiento que ocurrió una intensa actividad fumarólica acompañada de explosiones esporádicas, la más importante ocurrió en 1809 (Arreola, 1915). A partir de 1810, inicia la Independencia de México y los reportes sobre la dinámica volcánica son muy escasos, a excepción del evento del 15 de febrero de 1818.

La erupción de 1818 tuvo un carácter excepcional para la época y de este evento se conserva la crónica de Dollfus y Montserrat (1869): *a las ocho de la noche, comenzó a oírse desde Zapotlán El Grande un ruido sordo como el que forman algunas piezas de artillería haciendo fuego, las personas que salieron a indagar de dónde procedía tal ruido pudieron ver que sobre la cumbre del volcán una nube muy densa, la que extendiéndose a continuación cubrió la luna y quedó el lugar y algunas leguas de circunferencia en una noche completamente oscura. Dos horas después se vio en la cumbre del mismo volcán, unas llamas que alcanzaban una distancia considerable, acompañadas de fuertes ruidos. Además, se levantó de la atmosfera un polvo de color amarillo que al depositarse en el suelo alcanzó una distancia de 20 cm.*

Con base en lo anterior, se deduce que la explosión originó la formación de una columna eruptiva de varios kilómetros de altura, acompañada de constantes explosiones y la consecuente emisión de piroclastos (ceniza amarilla). La dirección preferencial en que se distribuyeron fue hacia el N y NE; alcanzando las poblaciones de Zapotlán (30 km), Guadalajara (140 km), Guanajuato (310 km), Zacatecas (385 km) y San Luis Potosí (425 km) (Bretón, 2010).

La información de Dollfus y Montserrat (1869) se complementa con datos que tuvieron su origen en otros asentamientos cercanos al volcán, como el poblado de San Marcos (14 km); que menciona la existencia de una *presencia de fuego sobre la barranca del Muerto que calcinó árboles y ganado* (Luhr y Carmichael, 1990a). Sin duda, se trata de uno o varios flujos piroclásticos que se formaron como consecuencia de una intensa actividad explosiva y que recorrieron una distancia entre 12 y 15 km, desde la cima, por el flanco sur.

Los cambios morfológicos asociados a esta erupción se reportaron, por primera vez, por Dollfus y Montserrat (1869), sin embargo, sus observaciones son poco confiables debido a que fueron hechas a distancia. De esta manera, estimaron un diámetro (> 500 m), dedujeron una morfología (embudo) y calcularon una profundidad de cráter (~ 50 y 230 m).

La actividad de 1818 fue considerada como Subpliniana, se estimó un Índice de explosividad volcánica (IEV) de 4 (Fig.1), estos datos fueron calculados a partir de la información de las crónicas y del reconocimiento de los depósitos piroclásticos en el campo por Luhr y Carmichael (1990b). Después de este evento, solo se presentó una intensa emisión de fumarolas que estuvieron acompañadas por pequeñas explosiones (Arreola, 1915).

IEV	CLASIFIC. ERUPCIÓN	DESCRIPC.	ALTURA COLUMNA ERUPTIVA	VOLUMEN MATERIAL ARROJADO	PERIODOS	EJEMPLO
0	Hawaiana	No-explosiva	<100 m	$<1 \times 10^4$	Diaria	Kilauea
1	Estromboliana	Ligera	100-1000 m	1×10^4	Diaria	Estromboli
2	Volcaniana/estromboliana	Explosiva	1 – 5 km	1×10^6	Semanal	Galeras, 1992
3	Volcaniana (sub-pliniana)	Violenta	3 – 15 km	1×10^7	Anual	Nevado del Ruiz 1985
4	Volcaniana (subpliniana)/ Pliniana	Severa	10 – 25 km	1×10^8	Cada 10 años	Galunggung, 1982
5	Pliniana	Cataclísmica	> 25 km	1×10^9	Cada 100 años	St. Helena 1980
6	Pliniana/ Ultra-pliniana	Paroxisísmica	> 25 km	1×10^{10}	Cada 100 años	Krakatoa 1883
7	Ultra-pliniana	Colosal	> 25 km	1×10^{11}	Cada 1.000 Años	Tambora 1815 Maipo 500.000 adC
8	Ultra-pliniana	Colosal	> 25 km	1×10^{12}	Cada 10.000 Años	Toba, 69.000 adC.

Fig.1. Índice de explosividad volcánica (IEV) (Newhall y Shelf, 1982).

Dieciséis años después de la erupción de 1818, se realizó un reconocimiento a la cima por los investigadores alemanes E. Harkort, J.M. Rugendas y los mexicanos D. Parga y M. Estrada, en 1834. En su informe hacen referencia a un cráter con circunferencia de 377 m, un diámetro de 129 m, una profundidad de 46 m y reportan la emanación de vapores calientes y sulfurosos en su interior. Esta información quedó representada por Rugendas en un dibujo que realizó en la cima y que muestra los detalles de la morfología que observaron (Fig.2); en este año, la altitud que se calculó para el edificio fue de 3570 msnm (Harkort *et al.*, 1861).



Fig.2. El cráter del volcán de Colima en 1834, realizado por J.M. Rugendas. Se observa un borde rocoso e irregular en donde se define un atrio constituido de paredes escarpadas que termina en un fondo plano. Las fumarolas se disponen en las laderas y en la porción más deprimida (Universidad de Colima, 1997).

La erupción de 1818 es considerada como el evento explosivo más importante del siglo XIX y se interpreta como un marcador, representa el fin de *uno* de los ciclos eruptivos del volcán (Luhr y Carmichael, 1990b). La magnitud, los cambios morfológicos en la cima, el volumen y la distancia que alcanzaron los piroclastos emitidos, ponen en evidencia la capacidad destructiva del volcán de Colima.

1.1.2 Erupción de 1869

Dollfus y Montserrat, en 1866, realizan la segunda expedición a la cima del volcán de Colima, este hecho sucede treinta y dos años después del recorrido que hicieron científicos de Alemania y México. Para esta fecha la altitud del edificio fue calculada en 3,886 msnm, esta cifra varía de la anterior por 316 m (3570 msnm en 1834), hecho que puede interpretarse como un error en el cálculo pasado. Con respecto a la morfología se menciona que el cráter tenía una forma casi circular, a manera de embudo con una profundidad máxima de 250 m y una menor de 125 m. Su diámetro mayor (NE-SO) era de 500 m de largo. En las laderas interiores estaban formadas por rocas escoraceas de color negro, que en ocasiones tenían tonalidades rojas y amarillas producto de una ligera capa de azufre.

Tres años después de haber realizado la segunda expedición a la cima, inicia una de las etapas eruptivas más significativas del volcán de Colima (12 de Junio de 1869). Con este evento se modifica en su totalidad la ladera NE del edificio, con la aparición de una fisura que provocó una intensa actividad explosiva y la emisión de lavas. Después de 65 días de continua actividad, se forma un cono adventicio al que se le dio el nombre de El Volcancito, esta estructura se emplazó a 1 km de la cima (Luhr y Carmichael, 1990a).

Los detalles sobre el nacimiento de El volcancito, se conocen gracias al relato de Arreola (1915), quien comenta que todo comenzó con una fuerte explosión que fue percibida por los habitantes del poblado de San Marcos (SE) y Tonila (SSE) ambos a 14 km aproximados de la estructura principal. También reportó la expulsión de rocas incandescentes (balísticos), que cayeron en las barrancas cercanas. Por último menciona que, *horas después* la actividad fue en incremento y culminó con una nueva explosión que dio origen a una *nube* de ceniza de varios kilómetros de altura, que manteó los poblados cercanos (Fig.3).

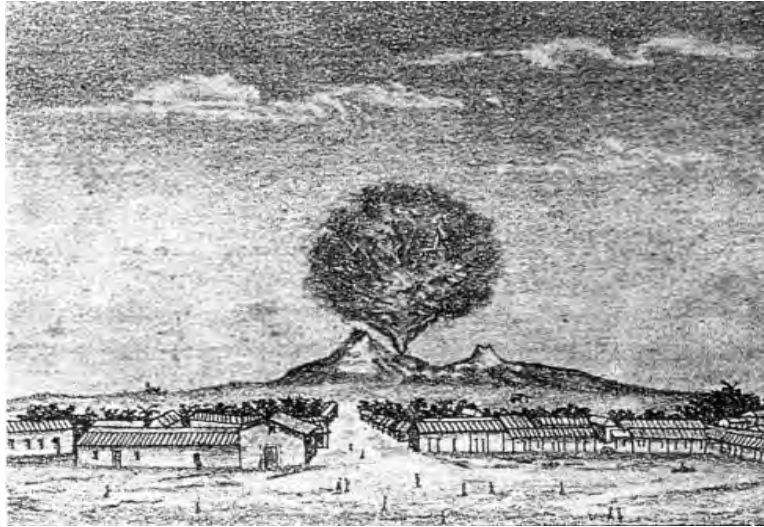


Fig.3. Dibujo de la erupción del 12 de junio de 1869, realizado por Francisco Rivas (Bárcena, 1887), desde el poblado de San Marcos (a 14 km en línea recta del Complejo volcánico). Se observa una nube de ceniza que es expulsada desde El volcancito, este fenómeno denota el inicio de una actividad Pliniana.

Dos meses después de la formación de El Volcancito, el Ingeniero Miguel Orozco, el fotógrafo Manuel Gómez y Jesús Martínez, realizaron un ascenso al edificio principal para observar, delimitar y evaluar la situación; como resultado redactaron lo siguiente: *La superficie del montículo es rojiza y erizada de picos de figuras caprichosas; de su vértice y de algunos puntos de las vertientes del volcán sale una columna de humo constante, blanca en el medio, azulada a los lados y negruzca a la parte superior donde luego toma la forma de nube.*

De la descripción anterior, se puede interpretar el estado activo en el que se encontraba El Volcancito, con fumarolas de alta temperatura (*blanca en el medio, azulada a los lados*) y las primeras emisiones de lava (*La superficie del montículo es rojiza y erizada de picos de figuras caprichosas*).

Luhr y Carmichael (1990b) estimaron el volumen de lava emitido en 0.17 km^3 , en los primeros meses de actividad. La dirección de desplazamiento de las coladas fue hacia el NE, debido a esto la velocidad de los flujos disminuyó a 3-4 metros al día en el área que se conoce como *El Playón* (superficie subhorizontal de antiguo fondo caldérico). La actividad de El volcancito continuó durante 10 años y a lo

largo de ese periodo su actividad fue explosiva (generando continuas columnas de ceniza) y efusiva (expulsando continuos y potentes flujos lávicos) (Arreola, 1915).

El cambio morfológico más importante asociado a la actividad volcánica de 1869, fue la aparición de un volcán adventicio con morfología de cono truncado. Esta estructura junto con los materiales emitidos, interrumpió la continuidad morfológica de la ladera NE, de ser una superficie homogénea (en morfología e inclinación) pasó a ser un flanco con aspecto rugoso y escalonado.

1.1.3 Erupción de 1913

A principios del siglo XX, la actividad del volcán de Colima se caracterizó por tener varios periodos de calma intercalados con eventos explosivos, que dieron paso a la formación de nubes de ceniza y flujos piroclásticos (1900-1912). De igual forma, se tiene conocimiento de la existencia de un domo al interior del cráter en 1902; el cual, tres años después (1905), había logrado ocupar toda la porción cumbre de la estructura, lo que definió una morfología de cono truncado.

El 19 de enero de 1913 la actividad inicia con explosiones freáticas y flujos piroclásticos, que alcanzan distancias de hasta 4 km. Estos eventos fueron el preámbulo de un paroxismo de gran magnitud, que destruye de manera violenta el domo emplazado en la cima del volcán el día 20. Waitz (1932), describe el evento de la siguiente manera: *La mañana del 20 de enero de 1913, una explosión formidable rompió el tapón de lava antiguo que llenaba la chimenea y el cráter del volcán, lanzando al aire ese tapón y parte del borde del cráter. Una vez destapado el embudo, se formaron en él densas nubes de arena fina y picos del nuevo borde para correr enseguida con fuerza irresistible, radialmente por los flancos del volcán hacia su pie, encajonándose en las barrancas de las faldas y llegando por el fondo de ellas hasta una distancia de 8 km del cráter en algunos lugares.*

Este evento volcánico estuvo acompañado por la formación de columnas eruptivas, hecho que fue observado y reportado por los habitantes de las

poblaciones localizadas a menos de 11 km del foco eruptivo. Estas localidades se vieron afectadas por la caída de material piroclástico que alcanzaron entre 4 y 28 cm de espesor. En la caída de estos mantos tuvo que ver la dirección del viento, de esta manera la zona más afectada fue el sector NE. Las explosiones no solo generaron material de caída, también hay reportes de flujos piroclásticos canalizándose por las barrancas que circundan el volcán. De acuerdo con Saucedo (1997), alcanzaron entre siete y nueve metros de espesor, el volumen se estimó de 0.023 km^3 (Bretón, 2010).

La columna piroclástica más importante registrada en el evento eruptivo de 1913, alcanzó 21 km de altura (Saucedo, 1997) y la pluma fue desviada por los vientos hacia el N-NE, cubriendo un área de $141,151 \text{ km}^2$. Las arenas volcánicas alcanzaron hasta 1 m de espesor, en los poblados más cercanos al edificio, mas no se especifica de manera puntual el nombre de ellos.

En el caso de Zapotlán El Grande, localizado a 25 km de distancia del volcán, el manto piroclástico alcanzó un máximo de 15 cm, este hecho provocó la pérdida de numerosas cosechas y, en las zonas pobladas, la acumulación de detritos en los techos de las construcciones, provocó su colapso y el abandono temporal de estas zonas (Fig.4). La zona de impacto del evento de 1913, alcanzó la ciudad de Saltillo, Coahuila, a 725 km de distancia del volcán (Waitz, 1932).



Fig.4. Imágenes que muestran la acumulación del manto piroclástico en las principales calles de Zapotlán el Grande, Jalisco (Castolo, 2012).

La característica recurrente de las erupciones del volcán de Colima es la existencia de numerosos flujos piroclásticos; como en todas ocasiones, estos se desplazan por las barrancas que se disponen en los flancos del edificio. De acuerdo con Bretón (2010), los flujos incandescentes viajaron una distancia de 15 km y alcanzaron los 10 m de potencia.

Con base en las evidencias descritas, se deduce que la erupción de 1913 inició con un estilo eruptivo tipo Pliniano, que evolucionó a una fase Vulcaniana (el mismo día), en donde los flujos piroclásticos fueron los fenómenos más frecuentes y afectaron las laderas S, SW y SE. En los días siguientes, las explosiones fueron cada vez menos intensas y desaparecieron por completo al finalizar el mes de enero (Bretón, 2010).

El cambio morfológico más evidente fue la pérdida de altura del edificio principal, un total de 100 m. El borde del cráter adoptó una expresión irregular-*dentada*, con un diámetro de 450 m y una profundidad mínima observada de 350 m (Waitz, 1932) (Fig.5 A y B).

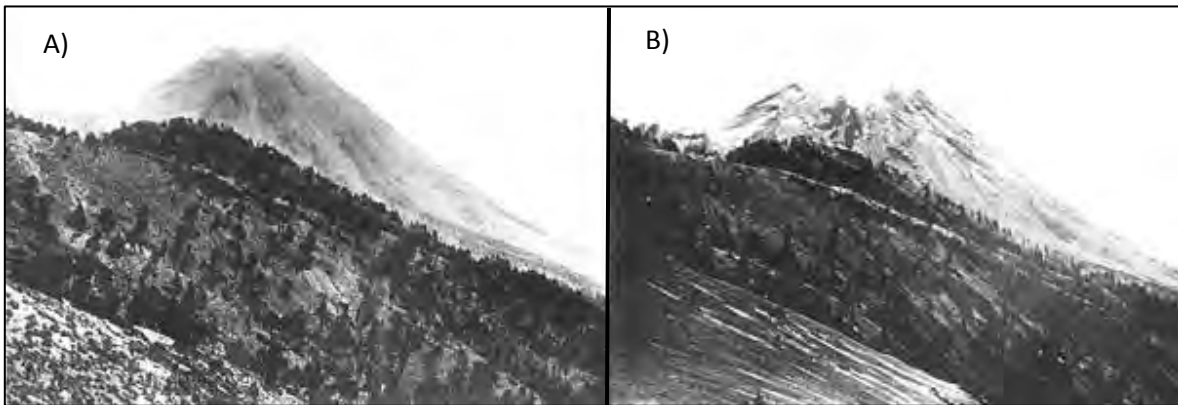


Fig.5. A) Morfología de cono truncado del edificio principal antes de la erupción de 1913. B) Al finalizar la actividad volcánica, el cráter volcán es más ancho, presenta una morfología dentada y de acuerdo con Waitz (1932) tiene 100 m menos de altura.

La erupción de 1913, fue el evento más importante del siglo XX y una de las más violentas en la historia eruptiva del volcán de Colima. La intensidad de este evento, se pudo observar en los cambios morfológicos drásticos que experimentó

el edificio principal. Los productos emitidos (flujos piroclásticos y material de caída) tuvieron una distribución amplia, lo que trajo graves consecuencias, como la muerte de ganado y pérdida de cosechas.

De acuerdo con Luhr y Carmichael (1990) la ocurrencia de erupciones Plinianas y Subplinianas se presentan en lapsos aproximados de 100 años (1818 y 1913) y cada evento se vincula con el inicio o fin de un ciclo eruptivo. Hay que mencionar, que este tipo de actividad tiene la capacidad de destruir y reconstruir el edificio, a lo largo de un solo día.

1.2 Actividad volcánica de 1975 a 1979

Después de la erupción Pliniana de 1913, el volcán no presenta actividad significativa durante varias décadas, lo que permitió realizar expediciones a la cima, por parte de Jorge L. Cummings en 1932, Juan S. Vizcaíno en 1937 y 1957, Ortiz-Santos en 1944, entre otros científicos de la época. Todos estos recorridos tuvieron la finalidad de evaluar la morfología y buscar *indicios* que les permitieran establecer el inicio de un nuevo periodo eruptivo.

En 1952, inició la formación de un domo, hecho que generó la deformación del fondo del cráter (de subhorizontal a convexa), a consecuencia la profundidad de la depresión se modificó. El crecimiento de esta estructura fue continuo y le llevó 23 años llegar a cubrir (1975) casi por completo el cráter (Bretón, 2010). Esta forma de relieve es de las más longevas, ya que su existencia se prolonga hasta la década de los noventa, que es cuando se destruye.

En los cinco años que se analizan (1975-1979), el estilo eruptivo característico (en los primeros cuatro) fue el efusivo y estuvo vinculado con el crecimiento del domo de 1952 y a la formación de uno nuevo emplazado al E del cráter (1977). La emisión de flujos de lava, entre 1975 y 1976, fue a través de la primera estructura recorriendo las laderas NE, E, SE y S (Fig.5). Sin embargo, en 1979, esta

dinámica cambió a explosiva y destruye el domo más reciente, que se ubicaba en la porción este de la cima (Fig.6.).



Fig.5. Flujos de lava emitidos de 1975 a 1976 desde el antiguo domo (1952), las coladas descenden por la vertiente este y alcanzaron longitudes entre 2 y 3.5 km (Modificado de Smithsonian Institution, 1981).

Fecha	Tipo de actividad	Materiales emitidos	Cambios morfológicos	Observaciones generales
1975	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava (dos, por el flanco E) • Flujos de bloques y ceniza. 	El foco de emisión es el domo antiguo (No.1: 1952). En el primer quinquenio de los setenta esta estructura presenta una morfología de cúpula que se dispone sobre el borde norte y no ocupa la totalidad del cráter principal. Las coladas de lava asociadas alcanzan los 2.5 km de longitud en 60 días.	Los frentes de lava al colapsarse generan flujos de bloques y ceniza. Este proceso se ve favorecido por la disposición de la colada sobre una pendiente pronunciada y una tasa de emisión constante.
1976	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava (dos, por el flanco NE y SE) • Flujos de bloques y ceniza. 	El domo de 1952 (No.1) rebasa la porción norte del cráter y crece de manera asimétrica hacia el NE. Vinculado con este proceso, se genera una colada de lava que avanza en la misma dirección 614 m, hasta que El volcancito la divide en dos flujos: N, 1.1 km y SE, 3 km. Se reporta una segunda colada que recorre 3.5 km por el flanco SE y no se vincula con la actividad anterior.	El volumen de lavas emitidas para este año es de 108 m ³ . La génesis de flujos de bloques y ceniza continúa presente.
1977-1978	Efusiva	Domo	Crece un nuevo domo en el sector E del cráter (No.2), su diámetro es de 100 m y sobrepasaba el borde por 15 m.	El domo E presentaba una constante actividad fumarólica.
1979	Explosiva	No hay reportes de emisión de piroclastos; no obstante, las características paroxísmicas suponen la presencia de columnas y material de caída.	En el fondo del cráter y vinculados con este nuevo estilo eruptivo, se identifican numerosos cráteres de impacto con diámetros que varían de 1 a 5 m. A este evento se atribuye la desaparición del domo de 1977; resultado de ello fue una superficie subhorizontal dispuesta a 2 m por debajo del borde de cráter.	No obstante existió una actividad explosiva importante, no hay más información que complemente lo ocurrido este año.

Fig.6. Se muestra el resumen de la actividad efusiva-explosiva de 1975 a 1979. De la misma forma, se establece la secuencia de formación de domos a partir de 1952; la estructura formada en ese año, se considera la número 1, en este trabajo. En la tabla también se consideran los materiales emitidos y los cambios morfológicos vinculados con la existencia de domos (Smithsonian Institution, 1975, 1976 y 1981).

La actividad volcánica ocurrida entre 1975-1979, se caracteriza por ser un periodo mixto; es decir, comenzó con eventos efusivos y terminó de manera explosiva. Las modificaciones morfológicas más importantes ocurren en el borde e interior del cráter. De la misma forma, en las laderas NE, E, SE y E en donde al emplazarse potentes flujos de lava, imprimen un perfil escalonado a las vertientes mencionadas, aspecto que en la actualidad se puede identificar.

1.3 Actividad volcánica en la década de los ochenta.

Durante esta década, la actividad se caracterizó por la intercalación de periodos efusivos (1981-1982), explosivos (1987-1988), mixtos (1981) y aparentes estados de calma, en donde la única característica fue la emisión de fumarolas (1983-1986 y 1989). Los productos emitidos durante este periodo fueron flujos de lava, la extrusión de un nuevo domo (al E del cráter: no. 3) y material piroclástico.

El evento más importante durante esta década fue la formación y el posterior colapso del domo 3, proceso que generó una avalancha tipo Merapi cuyos depósitos se distribuyeron al S y SE. Hay que mencionar que el colapso afectó al domo en su base sur y sureste y no fue de carácter explosivo. Esta dinámica cambió la morfología de la cima (Fig.7 A y B) y asocian una explosión freática previa, como el factor desencadenante (Fig. 8) (Smithsonian Institution, 1987).

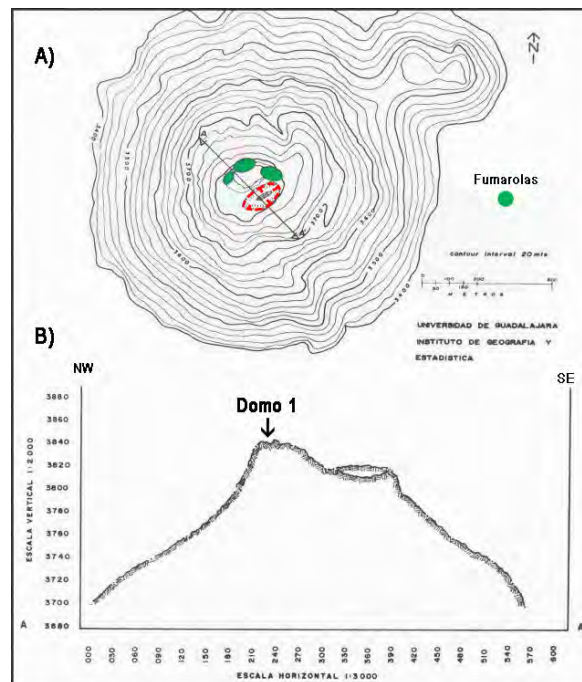


Fig.7. A) Topografía de la porción cumbral, en donde se muestran los puntos de emisión de fumarolas (verde). En color rojo se muestra la localización aproximada que tuvo el domo 3. B) En el borde NW, se observa el domo 1 (1952), el cual ha desarrollado una morfología de cúpula asimétrica de cima plana. También destaca (SE) la superficie subhorizontal que dejó el colapso del domo 3 (1981) (Cortesía de J.F. Díaz en Smithsonian Institution, 1989).

Fecha	Tipo de actividad	Materiales emitidos	Cambios morfológicos	Observaciones generales
Febrero 1981	Efusiva	Domo	Se registra la presencia de un tercer domo al E de la cima, con 150 m de diámetro, sobrepasa el borde de cráter por 50 m y presenta una depresión central de 50 m. Se conforma de lava en bloques.	El domo de 1952 (No.1) continuó con las mismas características descritas en los años setenta. No muestra ningún cambio.
Diciembre 1981	Mixta	Flujo de lava (Flanco S)	El domo 3 es destruido de manera parcial por un par de explosiones. Estos eventos favorecieron la emisión de un flujo de lava, que se desplaza por el flanco sur.	Los reportes no indican la presencia de material de caída.
Enero 1982	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava (uno por el flanco S y otro por el W). • Flujos de bloques y ceniza 	En la base E y W del domo 3 se forman dos vents; cada uno de ellos emite una colada de lava. La que es expulsada por el oriente desciende por el flanco sur; mientras la emitida por el occidente, no sale del cráter y ocupa el fondo del mismo.	Se generan flujos de bloques y ceniza en el frente de la colada sur.
Marzo 1982	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujo de lava formado en enero continúa el avance por el flanco S. • Flujos de bloques y ceniza 	El flujo de lava que ocupó el flanco sur continuó su desarrollo hasta alcanzar 1 km de longitud.	La composición química de las lavas cambió de andesítica a basáltica. Continuaron generándose flujos de bloques y ceniza en los frentes de lava.
1983-1986	Fumarolica	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de bloques y ceniza asociados al cráter 	En la ladera NE entre la cima y El volcancito (3700 msnm), aparece un sistema de fracturas de 50 a 100 m de largo, 5 m de ancho y 15 m de profundidad visible. Por estas estructuras se llevó a cabo una intensa actividad fumarolica. La cima continua ocupada por los domos 1 (1952) y 3 (1981), la morfología de estas estructuras se caracteriza por alternar superficies subhorizontales y agudas.	<p>Las fumarolas emitidas presentaron temperaturas entre los 600 y los 800 °C.</p> <p>Los flujos de bloques y ceniza se generaron en el cráter y se acompañaron con constantes episodios de tembor.</p>
Julio 1987	Explosiva	Avalancha tipo Merapi	El domo 3 colapsó de manera parcial (sector S y SE) y generó una avalancha tipo Merapi, los depósitos alcanzan la base de la estructura principal y definen un talud.	El origen del colapso se atribuye a una explosión freática.
Diciembre 1988	Explosiva	Columnas piroclásticas	El domo 3 (1981) presentó constantes explosiones de mediana intensidad, de esta manera esta estructura comenzó a destruirse poco a poco.	Asociadas a las explosiones se generaron nubes de ceniza y no se especificó la altura de las columnas.
1989	Fumarolica	Fumarolas	El cráter presenta 400 m de diámetro y una morfología irregular (en bloques). El fondo es heterogéneo, en la porción SE existe una depresión con un diámetro de 100 a 150 m y una profundidad entre 15 a 20 m, datos aproximados. Esta forma negativa se originó a partir de la explosión del domo 3. Por primera vez se conoce el diámetro del domo 1 (200 m) y se sabe que la cima sobrepasa el cráter por 40-60 m. Este dato hace suponer que dicha estructura presenta una geometría convexa y asimétrica.	Las fumarolas continuaron de manera constante hasta el inicio de la década de los noventa.

Fig.8. Resumen de la actividad volcánica ocurrida en la década de los ochenta (Smithsonian Institution, 1982, 1983, 1986, 1987, 1988 y 1989).

Durante la década de los ochenta, las modificaciones morfológicas en el volcán fueron considerables, tanto en los periodos efusivos (flujos de lava), como en los explosivos (destrucción de domos y borde cráterico). Estos hechos, vuelven a demostrar el carácter dinámico de la estructura y las grandes cantidades de material piroclástico, que aporta a la superficie en cada evento.

1.4 Actividad volcánica en la década de los noventa.

La década de los noventa dio inicio con un periodo efusivo (1991-1992) que propició la formación del domo 4 (1991) y el descenso de dos flujos de lava, que ocuparon parte de la ladera sur; para 1994, la dinámica volcánica fue explosiva y como hecho relevante se tiene la destrucción de la estructura 4.

En 1998, se presentó un periodo efusivo, en donde se forma un nuevo domo (5) y dos coladas de lava que fluyen por el flanco SSW. En febrero de 1999, inició una nueva fase explosiva que cambia la morfología de la cima y aporta grandes cantidades de material piroclástico en las zonas cercanas a la estructura, este evento marcó la destrucción de la cúpula (5) que se formó el año anterior.

Con respecto al domo 4 (1991) y 5 (1998), hay que mencionar que tuvieron un emplazamiento muy similar; la rápida ocupación de la cima, fue su característica principal. Al poco tiempo, los domos en crecimiento desbordaron los límites del cráter, lo que favoreció colapsos parciales (avalanchas tipo Merapi) y el descenso de flujos cortos de lava (S-SSW), producto del proceso antes mencionado (Fig.9 A y B).

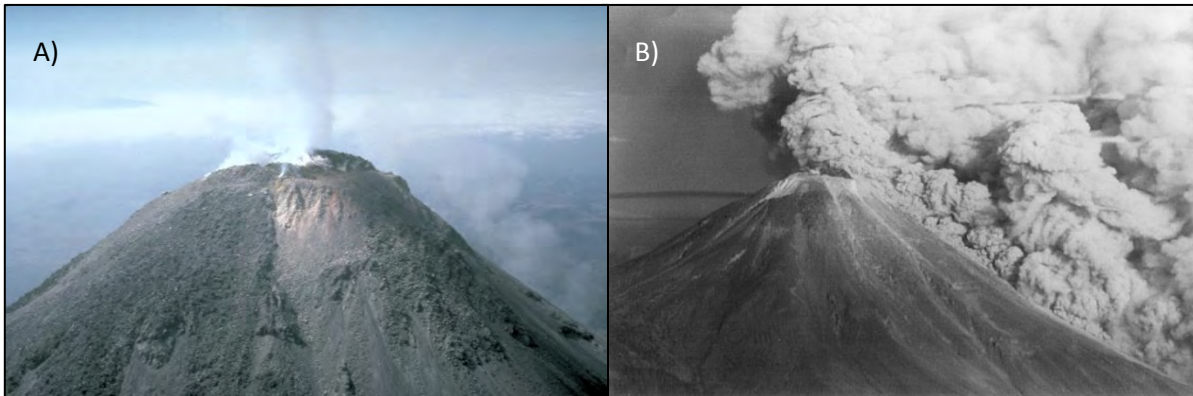


Fig.9. A) En el sector E del cráter el domo 4 comienza su desarrollo (febrero, 1991). B) Flujo piroclástico por el flanco SW, vinculado con una avalancha tipo Merapi. Este evento generó el colapso parcial del domo 4 en abril de 1991 (Smithsonian Institution, 1991).

La destrucción de los domos 4 y 5 se llevó a cabo por fuertes explosiones, cada una de ellas dejó como resultado un cráter de 140 m de diámetro y 50 m de profundidad (Fig.10).



Fig.10. Explosión registrada el 8 de Febrero de 1999, horas antes de un evento paroxísmico mayor que destruyó el domo 5. (Smithsonian Institution, 1999).

A partir de junio de 1992, se incluyen en los reportes volcánicos del Instituto Smithsoniano, la formación de lahares (volcánicos o sinvolcánicos), así como volumen, longitud, anchura, tipo de material y las barrancas afectadas (Fig.11).

Fecha	Tipo de actividad	Materiales emitidos	Cambios morfológicos	Observaciones generales
Febrero-Marzo 1991	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Flujo de lava (1) • Flujos de bloques y ceniza • Fumarolas 	<p>Inició el crecimiento del domo 4 (al E del cráter), alcanzó los 100 m de diámetro y 30-40 m de altura a finales de marzo.</p> <p>El domo 1 se mantuvo, sin embargo, ya no presentó ningún aumento en su volumen. No obstante generó un flujo de lava andesítico al W, con morfología AA. De igual forma, se reportó el crecimiento de espinas en la cima de la estructura 1, las cuales colapsan de manera inmediata.</p>	<p>La emisión de fumarolas se concentró en algunas fracturas del domo 1.</p> <p>Flujos de bloques y ceniza provenientes de la cima fueron resultado de una constante actividad sísmica.</p>
Abril 1991	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> • Avalancha tipo Merapi • Flujo de lava (1) • Flujos de bloques y ceniza • Material de caída 	<p>Colapsó de manera parcial del domo 4, generó una avalancha tipo Merapi y la destrucción del borde SW del cráter, evento que estuvo acompañado por una serie de explosiones.</p> <p>La actividad culminó con la formación de un flujo de lava que se emplazó por el flanco SW, el cual tiene 100 m de ancho y 1150 m de largo.</p>	<p>Producto de las explosiones y del colapso del domo se reportó la caída de ceniza a 13 km al SE de la cima.</p>
Junio 1991	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujo de lava (1) • Flujos de bloques y ceniza • Avalancha tipo Merapi 	<p>El crecimiento en volumen de la estructura 4 continuó y provocó la asimilación del domo 1; a partir de este momento ya no hay referencia de su existencia.</p> <p>Se presentó otro colapso parcial del domo 4 que generó una avalancha tipo Merapi hacia el SSW. Como consecuencia de este evento, la estructura perdió altura.</p> <p>El flujo de lava formado al SW continuó su avance y alcanzó los 3 km de largo y 20 m de espesor.</p>	<p>Nubes de ceniza fueron emitidas al momento del colapso del domo 4.</p> <p>Flujos de bloques y ceniza fueron originados en los frentes lávicos del sector SW y se canalizaron en las barrancas de El Cordobán y Montegrande.</p>
Julio 1991	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava (2) • Flujos de bloques y ceniza 	<p>El flujo de lava SW continuó su avance y apareció uno nuevo que inició su recorrido en el sector W de la cima.</p>	<p>Los flujos de bloques y ceniza se mantuvieron con la misma génesis, desde la parte frontal de la colada SW.</p> <p>Las observaciones del lóbulo W no fueron claras.</p>
Octubre 1991	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujo de lava (1) • Flujos de bloques y ceniza • Fumarolas 	<p>El flujo de lava SW ocupó gran parte de la ladera y frenó su avance a los 2600 msnm. Presentó entre 100 a 125 m de anchura, su espesor fue de 25 m y como morfología característica fue la existencia de una depresión central de 10 m de profundidad.</p>	<p>Los flujos de bloques y ceniza provinieron de la cima, se desplazaron en dirección SE y mantearon las coladas de lava emitidas en 1975.</p> <p>Fue notoria la emisión de fumarolas en la superficie en las lavas (SW).</p>

Marzo 1992	Efusiva	Domo	El aumento en volumen del domo 4 generó inestabilidad en su estructura, este fenómeno se vio favorecido por la existencia de una cubierta de lava escoracea. En la cumbre se desarrolló una depresión a manera de cráter de 50 m de diámetro y 10- 20 m de profundidad. Se observó la formación de espinas con 5 m de altura al norte del domo 4.	El domo 4 presentó manifestaciones fumarólicas en sus sectores N y NW.
Junio 1992	Calma volcánica	Lahar	El día 25 se reportó en la barranca El Cordobán la presencia de un lahar, su génesis no tiene relación con la actividad volcánica, este fenómeno se desarrolló por lluvias extraordinarias. Los depósitos laharicos se asocian a los detritos que generó el colapso parcial que sufrió el domo 4 en abril de 1991. El volumen desplazado se estima en $1 \times 10^6 \text{ m}^3$.	Es importante mencionar que ocurrieron varios lahares con un impacto menor en distintas fechas y en la misma barranca. La distancia máxima fue de 9.9 km y la suma del material involucrado fue de $0.5 \times 10^6 \text{ m}^3$.
Julio 1994	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Balísticos • Material de caída • Flujos de bloques y ceniza • Fumarolas 	Se produjo una explosión freática que destruyó el domo 4 (1991), lo que provocó la expulsión de piroclastos hacia el SW del volcán (3000 m^3). Este fenómeno definió un cráter de 140 m de diámetro y 50 m profundidad.	Previó al evento explosivo, se reportó un aumento en la actividad sísmica, a la cual se asoció la formación de flujos de bloques y ceniza provenientes de la cima.
1995-1997	Calma volcánica	<ul style="list-style-type: none"> • Fumarolas • Lahares • Flujos de bloques y cenizas 	Durante estos dos años hay una reducción en la actividad volcánica, donde solo se observaron la emisión de fumarolas. Asociado a la gran cantidad de material emitido durante las explosiones y la existencia de abundantes lluvias se favoreció la formación de lahares.	Los frentes de lava que se localizaban en la cima al desprenderse (por gravedad) generaron esporádicos flujos de bloques y ceniza.
Noviembre 1998	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Flujo de lava (1) • Flujos piroclásticos • Flujos de bloques y ceniza 	El día 20 se reportó el crecimiento de un nuevo domo (no. 5), el cual tenía 50 m de diámetro y 20 m de altura; esta estructura creció de manera acelerada, presentó una tasa de emisión de $4.4 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que generó coladas de lava en bloques. Para el día 21, el domo sobrepasó los límites del borde de cráter y comenzó a desbordar por el flanco SSW. Este hecho provocó la formación de flujos piroclásticos que se canalizaron por las barrancas San Antonio y El Cordobán, recorriendo una distancia de 3.3 km. El día 22, se reportó el descenso de un flujo de lava por la vertiente SSW de 300 m de ancho. Para finales del mes alcanzó una distancia de 620 m.	Los flujos de bloques y ceniza son resultado del colapso de frentes de lava localizados en la cima. En esta nueva fase eruptiva se inició el análisis de los gases emitidos por el cráter y los primero registros de dióxido de azufre son de 850 a 16,415 toneladas/día.

Diciembre 1998	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujo de lava (1) • Fumarolas • Flujos de bloques y ceniza • Columnas de ceniza 	<p>El primero de diciembre, el flujo de lava que descendía por el flanco SSW al llegar a la barranca El Cordobán se divide en tres (diez días después de su formación). La lengua occidental presentó 1 km de largo, la central 1.2 km y la oriental 900 m.</p> <p>El volumen de material emitido hasta ese momento se calculó en 7.3 millones de m³.</p> <p>Para finales del mes los flujos de lava alcanzaron distancias que varían entre los 1500 m y 2270 m (desde la cima).</p>	<p>La emisión de lava fue a manera de pulsos, por lo que los avances y la cantidad de material expulsado variaba por día.</p> <p>En la cima el colapso de los frentes de lava generaron flujos de bloques y ceniza.</p>
Enero 1999	Efusiva	Flujo de lava (1)	<p>Las tres coladas de lava que se emplazaron en la barranca de El Cordobán alcanzaron las siguientes distancias: la oeste 3,200 m; la central 3,500 m y la del este 2,150 m. La velocidad de avance era entre 0.23 a 0.4 km/h.</p>	<p>Algunos reportes indicaron una constante desgasificación del volcán junto con pequeñas explosiones. Este hecho permitió suponer un futuro cambio en el estilo eruptivo.</p>
Febrero 1999	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Flujos de bloques y ceniza • Material de caída 	<p>El día 10 se presentó una fuerte explosión que destruye el domo 5. Como resultado, se forma un cráter de 140 m de diámetro y 50 m de profundidad. Este fenómeno estuvo acompañado de numerosos flujos piroclásticos que alcanzaron hasta 3 km de distancia desde la cima.</p> <p>La actividad explosiva continuó durante todo el mes, más los eventos iban en decremento. La altura de las columnas sobre la cima alcanzaron entre 1000 y los 2700 m de altura.</p>	<p>Producto de la explosión del día 10 se reportó la expulsión de bloques incandescentes que viajaron más de 3.5 km. Los mantos de ceniza cubrieron las laderas NW, N y NE.</p> <p>En las explosiones ocurridas el resto del mes se registró la presencia de bombas piroclásticas que al impactarse dejaban cráteres de 70 m de diámetro. La lluvia de ceniza fue reportada hacia el E y SE.</p>
Mayo 1999	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Balísticos • Flujos de bloques y ceniza • Material de caída 	<p>Se presentaron fuertes explosiones que desencadenaron flujos piroclásticos, que avanzaron en las barrancas de La Lumbre y El Cordobán, flanco SW del volcán.</p>	<p>En la explosión del día 10 se reportó la emisión de balísticos que alcanzaron hasta 4.5 km.</p>
Julio 1999	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída • Flujos de bloques y ceniza • Lahar caliente 	<p>El día 17 una fuerte explosión formó una columna de ceniza de 12,000 msnm, la cual colapsó y generó flujos piroclásticos que se desplazaron por los flancos NW, W, SW y S. La distancia máxima de uno de los flujos y fue de 5.5 km en la Barranca La Lumbre.</p> <p>Al día siguiente (18 de julio), flujos de lava que se formaron en 1998-1999 se</p>	<p>Producto de la explosión del día 17 se registró la presencia de ceniza en dirección W y SW del volcán.</p>

			colapsaron por el flanco sur. Este hecho generó un flujo piroclástico de 2 km de largo y se encauso por las barrancas Montegrande, San Antonio, El Cordobán y La Lumbre. De manera simultánea a este fenómeno, inició una intensa precipitación y de esta manera se favoreció la formación de un lahar caliente. Este flujo de alta energía tuvo un desplazamiento de 4 km.	
Agosto-Diciembre 1999	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Material de caída • Flujos de bloques y ceniza • Lahares 	La actividad explosiva fue constante y tuvo una baja intensidad. Se reportaron la formación de varios lahares. Los de las barracas de La Lumbre y El Cordobán (S-SW) fueron los de mayor relevancia por la distancia recorrida y los daños ocasionados.	La caída de ceniza fue constante en cada evento explosivo y alcanzó distancias de hasta 6 km.

Fig.11. Actividad volcánica ocurrida en la década de los 90's, en ella se consideran los eventos más importantes y las modificaciones morfológicas del volcán. (Smithsonian Institution, 1991, 1992, 1994, 1995, 1997, 1998 y 1999).

La actividad más relevante durante la década de los noventa fue la formación de los domos 4 (1991) y 5 (1998), los cuales, al momento de ser destruidos (1994 y 1999) por la actividad explosiva, generaron grandes cantidades de material piroclástico. Debido a las características litológicas de los depósitos antes mencionados y la concordancia con la época de lluvias en la región, se favoreció la formación de flujos de alta energía (lahares). Este tipo de fenómenos también son un peligro para las poblaciones que habitan en las zonas cercanas al volcán.

1.5 Actividad volcánica en la década de los años 2000.

Este periodo comprende del 2000 al 2009 y, en general, se puede afirmar que la actividad volcánica es una alternancia entre periodos explosivos, efusivos y mixtos; es decir, es similar al que ha presentado en décadas anteriores. Sin embargo, es importante resaltar que durante estos 10 años las dinámicas efusivas fueron las más representativas, en cuanto a la formación de domos y coladas de lava, este hecho se ve reflejado en la formación de 4 domos y la emisión de 10 flujos de lava.

El inicio de la década fue de aparente calma, los reportes indican la ocurrencia de explosiones de baja intensidad, esta dinámica se mantuvo hasta febrero de 2001. Bajo estas condiciones el fondo del cráter contenía los relictos del domo 5, estos se disponían a manera de una elipse de fondo amplio y ligeramente ondulado (Fig. 12). Es importante resaltar que durante la temporada de lluvias se generaron lahares que se desplazaron por las barrancas que circundan al volcán. Las más afectadas por este fenómeno fueron La Yerbabuena, El Fresnal, El Zurco, La Becerra y El Cordobán.

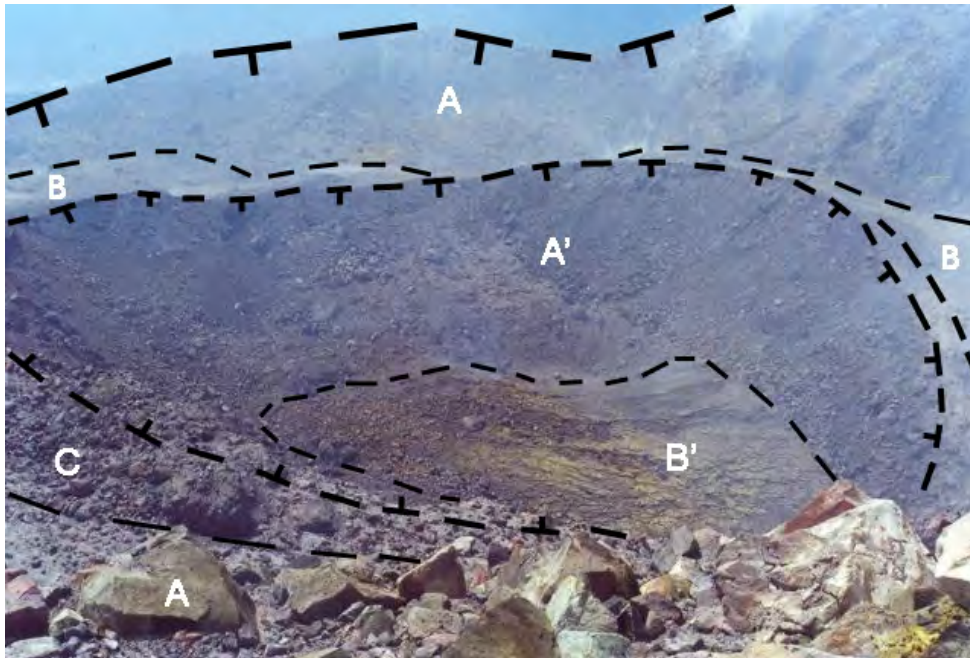






Fig. 12. Morfología de la cima en febrero de 2001. Al centro de la imagen se observan los relictos del domo 5, estructura que se forma en noviembre de 1998. De acuerdo con los reportes, se interpreta que la morfología que adoptó durante su evolución fue de tipo *Galette* (Reffay, 1982). El 10 de febrero de 1999 esta forma de relieve se destruyó, a partir de una serie de explosiones que continuaron hasta el 2001. El resultado fue un cráter en forma de elipse amplio, con una depresión central convexa-subhorizontal: **A**. Laderas de cráter (atrio principal); **B**. Fondo de cráter con morfología ondulada-subhorizontal; **C**. Laderas exteriores del domo 5; **A'**. Laderas de explosión del domo 5; **B'**. Fondo de cráter de explosión del domo 5, con morfología convexa subhorizontal;  Borde de cráter principal;  Borde de cráter de explosión de domo (Fotografía modificada: Gavilanes, J.C. en en Smithsonian Institution, 2001).

En marzo de 2001 se reportó la formación del domo 6, ocupó el centro del cráter y desarrolló una morfología *Complète* (Reffay, 1982) (Fig. 13), su crecimiento fue gradual y se acompañó con la formación (en el flanco NW) de estructuras menores: *espinas* (Fig.14), las cuales comenzaron a colapsar al poco tiempo de su

creación. En febrero de 2002, el domo 6 comenzó a desbordar por el flanco S, este hecho dio paso al avance de 8 flujos de lava en diferentes pulsos y con direcciones SSW, W y E, mismos que detuvieron su avance un año después (Febrero 2003).



Fig. 13. Morfología de la cima en mayo de 2001. En el centro de la imagen se observa el domo 6 formado en marzo de 2001. Para este momento su morfología era *Complète* (Reffay, 1982) y tenía como característica una simetría casi perfecta, vertientes de inclinación homogénea y cima subhorizontal-cóncava. El crecimiento del domo fue gradual y su expresión se modificó de forma constante a lo largo de su existencia: **Lc**. Labio del cráter principal; **A**. Laderas crátericas; **B**. Fondo de cráter con morfología subhorizontal-ligeramente ondulada; **C**. Laderas exteriores del domo 6; **A'**. Laderas de explosión (domo 6); **B'**. Fondo de cráter de explosión ondulado y ligeramente inclinado;  Borde de cráter principal;  Borde de cráter de explosión (domo 6) (Fotografía modificada: Gavilanes, J. C. en Smithsonian Institution, 2001).

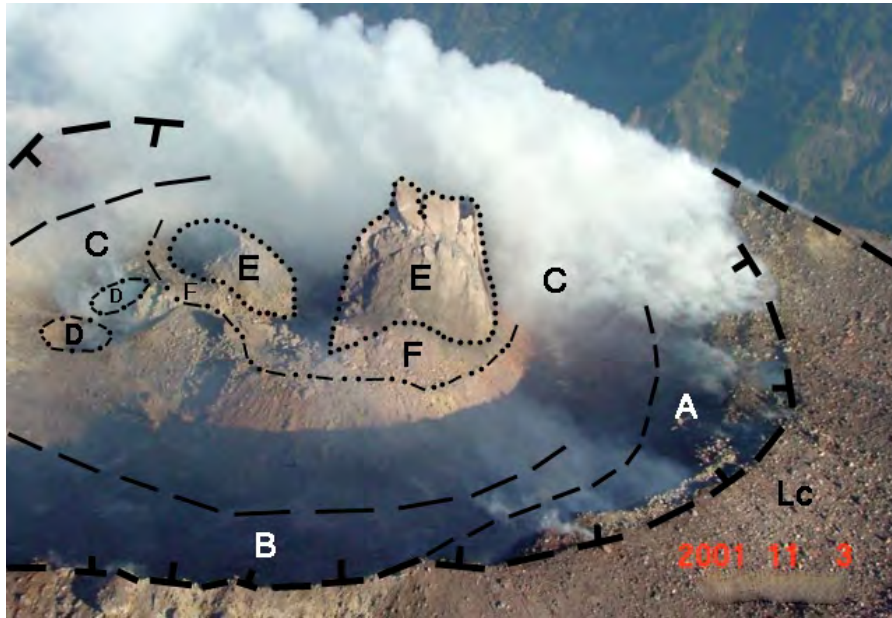



Fig. 14. Morfología de la cima el día 3 de noviembre de 2001. La nueva morfología del domo 6 es en *Piton sur coupole en bulbe* (Reffay, 1982), la cual se asocia con un magma ácido que favorece la formación de *espinas*. La dinámica de estas estructuras es a manera de pistón (ascensos y descensos), esto implica un fracturamiento y un rompimiento de la roca al momento de descender, los detritos que resultan forman mantos coluviales en la base: **Lc**. **L**abio del cráter principal; **A**. Laderas crátericas; **B**. Fondo de cráter; **C**. Laderas exteriores del domo 6; **D**. Cráteres de impacto (sobre domo 6); **E**. Espina; **F**. Manto coluvial;  Borde de cráter principal (Fotografía modificada: Centro de Sismología y Volcanología de Occidente. Centro Universitario de la Costa en Smithsonian Institution, 2001).

De marzo de 2003 a junio de 2004, la actividad se caracterizó por frecuentes explosiones de baja intensidad; como consecuencia, el domo 6 desaparece. Cada uno de estos fenómenos estuvo acompañado por flujos y columnas piroclásticas, que mantearon todas las laderas del volcán, estos detritos fueron removidos en la temporada de lluvias en forma de lahares; siendo el más importante el ocurrido el día 6 de octubre de 2003 en la barranca Montegrande, por los daños que causó a la infraestructura eléctrica.

En 2004, es notable una reducción en la actividad explosiva, se reportan eventos esporádicos con sus respectivos flujos piroclásticos. Estas condiciones permitieron realizar vuelos de reconocimiento; en donde se observó un cráter con bordes irregulares, poco profundo debido a los piroclastos contenidos a su interior, estos materiales definían una superficie ondulada, en donde eran evidentes numerosos cráteres de impacto (Fig.15). En el mes de septiembre, se emplaza el domo 7

dentro del cráter. El crecimiento de esta nueva estructura se acompañó con la emisión de dos coladas de lava de composición andesítica que ocuparon los flancos N y WNW.

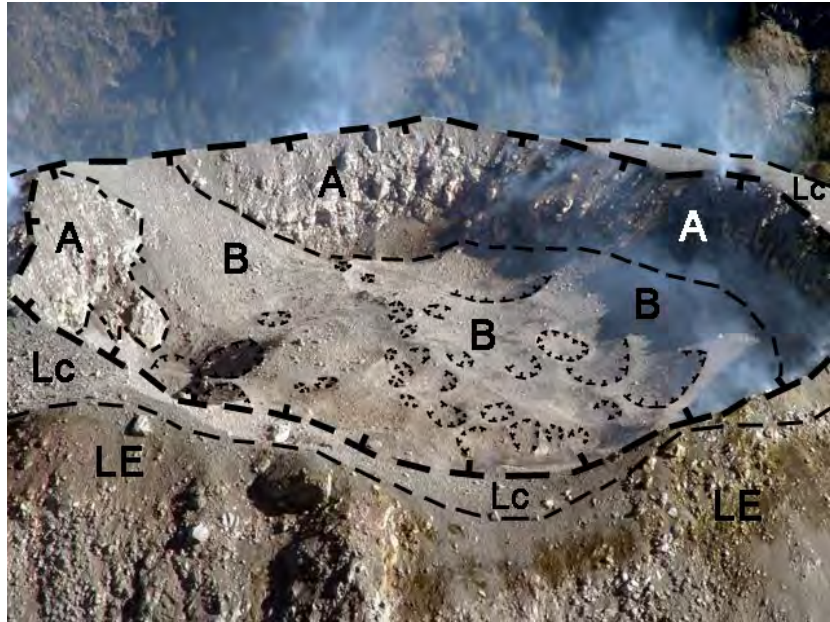



Fig. 15. Morfología de la cima en febrero de 2004. En Marzo del 2003 inicia una dinámica explosiva de baja a mediana intensidad, con presencia de columnas y flujos piroclásticos que cubrieron todos los flancos del volcán. En el mes de Agosto de ese año, el domo 6 es destruido por explosiones más intensas. En la fotografía se observan los efectos de las erupciones; un labio de cráter irregular y en el fondo un potente manto de piroclastos, en donde se distinguen numerosos cráteres de impacto: **Lc**. Labio del cráter principal; **LE**. Laderas exteriores del edificio; **A**. Laderas crátericas (Atrio del cráter); **B**. Fondo de cráter cubierto por un potente manto de piroclastos; esta cobertura mantea algunos sectores del atrio, la superficie se caracteriza por presentar numerosos cráteres de impacto;  Borde de cráter principal (Fotografía modificada: Observatorio del volcán de Colima en Smithsonian Institution, 2004).

La permanencia en la cima del domo 7 duró hasta marzo de 2005, fecha en la cual violentas explosiones comenzaron a destruirlo; siendo para el 23 de mayo que esta estructura explota por completo. Estos eventos generaron numerosas columnas piroclásticas, que lograron alturas sobre el cráter entre los 2000 y 5000 m, que al colapsar generaron flujos piroclásticos que ocuparon la cuenca alta de todas las barrancas que circundan al volcán.

El día 5 de junio de 2005, se presenta una de las erupciones más violentas en los últimos 20 años, fenómeno que se acompaña de potentes flujos piroclásticos, que al ser expulsados de forma violenta, modificaron la morfología de la cima. Después de este evento, el cráter aumentó en área y profundidad. Esta afirmación

está basada en la comparación de fotografías realizadas antes y después de la erupción, no se tienen datos concretos (Fig.16). Sin embargo, al día siguiente (6 de junio) se confirmó la presencia del domo 8, el cual fue destruido de forma inmediata, debido a que las explosiones continuaron y se prolongaron durante todo el mes. Los lahares estuvieron presentes en la temporada de lluvias y se emplazaron por las barrancas La Lumbre y Montegrande.



Fig. 16. Morfología de la cima el día 16 de junio de 2005. La actividad previa a esta fotografía fue la destrucción del domo 8, el cual se formó después de la explosión del día 5 de junio de 2005 (la de más energía en los últimos 20 años). Sin embargo, la dinámica explosiva continuó y los resultados son los que se pueden observar en la imagen; un cráter de morfología irregular cubierto por potentes mantos detríticos, cráteres de impacto en su superficie y surcos de abrasión sobre los flancos del volcán a consecuencia del paso de los flujos piroclásticos: **Lc**. Labio del cráter principal, presenta una morfología sinuosa y discontinua como respuesta de un periodo explosivo intenso; **A**. Laderas crátericas; **B**. Fondo de cráter cubierto por piroclastos en los bordes, con escarpe de explosión bien definido y evidentes cráteres de impacto; **Sap**. Surcos de abrasión asociados a flujos piroclásticos; **LE**. Laderas exteriores del edificio; **Lc**. Borde de cráter principal (Fotografía modificada: Observatorio del Volcán de Colima en Smithsonian Institution, 2005).

A partir de julio de 2005 y todo el 2006, la actividad en el volcán de Colima se redujo de forma considerable, solo se reportan explosiones esporádicas de baja intensidad. En este sentido, el fenómeno más importante durante este periodo fue la formación de lahares en las barrancas La Lumbre, Montegrande, San Antonio y La Arena.

En febrero de 2007, el domo 9 se emplazó en la cima del volcán, su crecimiento fue lento e incluso tuvo periodos de nulo desarrollo (Fig. 17). De esta manera,

gano volumen y rebasó el cráter en 2009 (Fig.18). Esta dinámica estuvo acompañada de pequeñas explosiones con emisión de piroclastos, que llegaron a caer sobre los poblados cercanos al volcán (Fig.19).

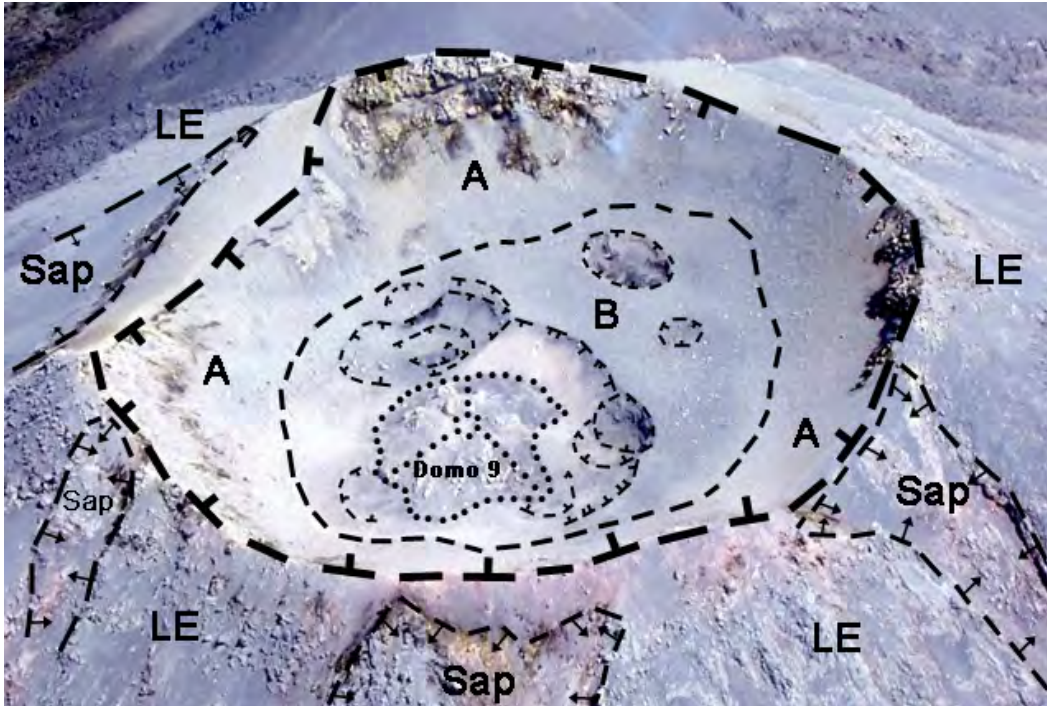




Fig.17. Morfología de la cima el día 1 de febrero de 2007. El domo 9 se desarrolla en la parte central del cráter, su crecimiento es de forma lenta y gradual, la morfología para este momento es de *Partielle* (Reffay, 1982); es decir, convexo de superficie irregular (afloramientos rocosos aislados): **A**. Laderas de cráter principal, presentan una morfología sinuosa debido a las continuas explosiones; vinculadas con este fenómeno se formaron paredes con rocas *vivas* en el sector NE; **B**. Fondo de cráter cubierto por una potente capa de piroclastos asociada a la caída de columnas en su interior. Es posible observar sobre esta superficie escarpes de explosión y cráteres de impacto; **Sap**. Surcos de abrasión asociados a flujos piroclásticos; **LE**. Laderas exteriores del edificio; **Borde de cráter**, presenta una morfología irregular, el labio de cráter ha desaparecido, debido a las violentas explosiones ocurridas en 2005 (Fotografía modificada: Protección Civil de Jalisco en Smithsonian Institution, 2007).



Fig.18. Morfología de la cima en noviembre de 2009. El domo 9 mantiene una morfología de *Coupoles hérissées à structure en bulbe* (Reffay, 1980), es decir, de cono truncado de baja altura con cima plana en donde sobresalen crestas rocosas. Los primeros reportes sobre el emplazamiento de la estructura 9 fueron en febrero y desde entonces su crecimiento fue gradual con algunas explosiones de baja intensidad en la cima: **A.** Laderas de cráter principal, solo se observan en algunos flancos debido a la ocupación del domo y a la acumulación de piroclastos; **B.** Fondo de cráter, el área que ocupa es muy reducida, el domo cubre tres cuartas partes de la cima; **C.** Manto coluvial, asociado al colapso de las paredes del domo;  **Sap.** Surcos de abrasión vinculados a flujos piroclásticos; **LE.** Laderas exteriores del edificio;  Borde de cráter principal, es irregular y agudo, debido al crecimiento del domo y a explosiones de baja a mediana intensidad (Fotografía modificada: Universidad de Colima en Smithsonian Institution, 2009).

Fecha	Tipo de actividad	Materiales emitidos	Cambios morfológicos	Observaciones generales
2000	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Material de caída • Lahares 	<p>El volcán presentó aparente estado de calma, sin embargo se presentaron esporádicas explosiones que generaron nubes de ceniza.</p> <p>La temporada de lluvias fue intensa y removió grandes volúmenes de material piroclástico (expulsado en explosiones de los noventa), lo que generó lahares que trajeron graves consecuencias en las poblaciones cercanas. Los flujos de lodo se emplazaron sobre las barrancas de La Yerbabuena, El Fresnal, El Zurco, La Becerra y El Cordobán.</p>	En este año ocurrieron varios sismos (no se cuenta con más información).

Febrero 2001	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída • Balísticos 	<p>El día 22 se presentó una explosión que generó una columna de 600 m de altura desde la cima. De igual forma, se reportó la presencia de balísticos al N y cayeron en la zona conocida como <i>El Playón</i>, dejando cráteres de impacto de hasta dos metros de diámetro.</p> <p>Este evento estuvo acompañado de flujos piroclásticos sobre el flanco SW.</p>	<p>El material de caída tuvo una dispersión hacia el N, NE y SW.</p> <p>El material emitido fue de composición andesítica.</p>
Marzo-Mayo 2001	Efusiva	Domo	<p>El 17 de Marzo se reportó la formación de un nuevo domo (no. 6), el cual tiene una morfología trapezoidal. La base fue de ~115 m, la cima alcanza los ~57 m, la altura fue de ~30 m y el volumen se calculó en $\sim 0.15 \times 10^6 \text{ m}^3$.</p> <p>Las características morfológicas del cráter eran: 230 a 260 m de diámetro y de 15 a 40 m la profundidad. Dentro del mismo existió un doble fondo con 127 m de eje mayor y 15 m en la vertical. Esta depresión se asoció con la explosión ocurrida el 22 de Febrero de 2001.</p>	Se reportó la presencia de fumarolas en los sectores N, NE y E del domo.
Julio-Agosto 2001	Exógena	Lahares	El 5 de Julio se reportaron lahares sobre las barrancas de El Zarco, La Lumbre y El Cordobán.	A partir de reconocimientos aéreos se observó una distribución notable de piroclastos por arriba de la cota de 2000 msnm. Estos detritos se asociaron a la formación de lahares en la temporada de lluvias.
Octubre 2001	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Espina 	Sobre el domo 6 se formó una espina de lava que alcanzó los 60 m de altura y que se levantó desde el fondo del cráter; su radio es de 20 m y un volumen estimado de $\sim 75,000 \text{ m}^3$.	Durante este mes se presentaron varios sismos, los cuales fueron asociados con el ascenso de magma en el volcán.
Noviembre-Diciembre 2001	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Espina 	<p>A principios de noviembre, la espina tuvo un volumen de $285,000 \text{ m}^3$, sin embargo para el día 3 comenzó su colapso.</p> <p>En diciembre, la espina alcanzó un volumen de $444,000 \text{ m}^3$ con una tasa de emisión de $0.08 \text{ m}^3/\text{s}$, sin embargo continuó su destrucción.</p>	El perímetro norte de la espina presentó intensa actividad fumarólica.

Enero 2002	Efusiva	Domo	<p>El volumen estimado del domo 6 fue de 760,000 m³; mas no cubrió el interior del cráter. La distancia que existía de la base de la estructura seis al borde sur del cráter era de 60 m y de 50 m hacia el oriente.</p> <p>La morfología del domo 6 era la de una estructura en bloques con aristas bien definidas y de dorsos convexos muy marcados. Estas características hicieron suponer que su composición era de andesita y que también presentaría el mismo proceso de destrucción que en eventos anteriores (domos 3, 4 y 5).</p> <p>Para el día 30, el volumen estimado fue de 1 475 000 m³, con una tasa de crecimiento promedio de 7.7 m³/s.</p>	El día 14 se presentó una fuerte nevada que cubrió el domo por varias horas, haciendo evidente la baja temperatura de su superficie.
Febrero 2002	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Flujos de lava (3) • Flujos de bloques y ceniza • Flujos piroclásticos 	<p>A partir del día 5 el domo 6 desbordó el cráter por el flanco S en dirección a la barranca El Cordobán.</p> <p>El día 14 se observó la formación de tres flujos de lava, en los flancos sur-suroeste, oeste y este del volcán.</p> <p>Para el día 16, el domo 6 colmató el cráter, desbordó, colapsó su centro, perdió altura y ganó extensión.</p> <p>A fin de mes, el flujo SSW continuó su avance, para esta fecha había logrado 240 m de longitud, una altura de 15 m y una anchura de 55 m. La colada W en dirección a la barranca La Lumbre tuvo una distancia de dos km. Por último, la lava del E, se dirigió hacia las barrancas Beltrán-Durazno y El Cafecito.</p>	Se reportaron flujos de bloques y ceniza desde la cima producto del desborde del domo y desde los frentes de las lavas.
Marzo 2002	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava • Flujos de bloques y ceniza 	Las tres coladas de lava continuaron su avance de forma lenta y en dirección a las barrancas antes mencionadas.	Los flujos de bloques y ceniza se desprendían de los frentes de lava y se canalizan por las barrancas cercanas.
Abril 2002	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava • Flujos de bloques y ceniza 	El área del domo 6 era de 48,800 m ² y el volumen total incluyendo coladas de lava, domo y flujos piroclásticos fue de ~4 600 000 m ³ .	De febrero a abril se calcularon entre 200 y 300 flujos de bloques y ceniza; los cuales alcanzaron distancias entre uno y 3 km desde la cima.
Junio-Diciembre 2002	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava (3) • Flujos de bloques y ceniza 	Sobre la colada SSW (febrero-mayo) se dispusieron tres nuevos flujos de lava que siguieron la misma dirección de la colada que cubrían.	Flujos de bloques y cenizas fueron generados a partir de los frentes de las tres nuevas coladas. Durante este periodo se presentaron explosiones de baja intensidad y episodios de tremor.
Febrero 2003	Efusiva	Flujos de lava	Desde febrero de 2002 a febrero de 2003 se emitieron 8 flujos de lava, el volumen, incluyendo el domo fue de 8.3x10 ⁶ m ³ y los flujos de bloques-ceniza fueron calculados en 2x10 ⁶ m ³ .	En este mes la actividad efusiva llega a su fin.

Marzo-Junio 2003	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída 	Se presentaron explosiones de baja intensidad en la cima del domo 6, este fenómeno generó columnas de ceniza de 500 m de altura sobre el cráter.	El material de caída tuvo una dispersión preferencial al SW.
Julio 2003	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Flujos de bloques y ceniza 	El día 17, se presentó una fuerte explosión dando origen a 5 flujos piroclásticos que se emplazaron sobre las barrancas El Cordobán oriente y centro; Montegrande; San Antonio y La Lumbre.	La columna de ceniza que produjo esta explosión alcanzó los 3000 m de altura sobre la cima y los materiales se dispersaron hacia el SW.
Agosto 2003	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Bombas • Balísticos 	Como resultado de la actividad explosiva se destruyó el domo 6. En la cima apareció un cráter de 200 m de diámetro y una profundidad de 30 m. En el fondo de él se observaron depresiones de impacto. En este evento se generaron flujos piroclásticos que ocuparon la mayor parte de los flancos y su alcance máximo llegó a los 2.5 km.	Durante las explosiones se generaron columnas hasta de 3 km de altura y la caída de piroclastos alcanzó los 60 km en dirección W-NW. Se reportaron balísticos que lograron 2.5 km desde la cima, no hubo reporte de las direcciones de caída.
Septiembre-Diciembre 2003	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída • Lahar 	Se presentó un patrón explosivo de baja intensidad. El día 6 de octubre, un lahar se emplazó sobre la barranca Montegrande.	Durante las explosiones se generaron columnas piroclásticas que alcanzaron alturas entre 2 y 7.3 km. Los materiales asociados se depositaron hacia el SE, NE y W.
Enero-Junio 2004	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída • Flujos de bloques y ceniza 	La actividad explosiva continuó con una dinámica de baja intensidad y con el emplazamiento de flujos piroclásticos sobre diferentes flancos del volcán.	Las columnas de ceniza emitidas en estos eventos alcanzaron los 2.8 km de altura y se depositaron hacia el E. Flujos de bloques y ceniza acompañaron las explosiones.
Septiembre 2004	Efusiva	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Flujos de lava (2) • Flujos de bloques y ceniza 	El día 28 se reportó la presencia de un nuevo domo (no.7), de 170 m de diámetro y una altura entre 50 y 60 m. El 29 y 30, se emplazaron dos coladas de lava de composición andesítica, la primera ocupó el flanco N y la segunda el sector WNW.	La actividad efusiva da inicio con la emisión de una fumarola que alcanzó los 500 m de altura. Producto del crecimiento del domo se registró la presencia de flujos de bloques y ceniza que se desplazaron desde la cima hacia los flancos N y W.
Octubre-Diciembre 2004	Mixta	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos de lava • Flujos de bloques y ceniza • Material de caída 	Los flujos de lava continuaron su avance; para el primero de diciembre la colada N, alcanzó los 2,400 m de largo y 300 m de ancho. La segunda orientada al WNW, presentó 600 m de longitud y una amplitud de 200 m.	Flujos de bloques y ceniza tuvieron su origen en la cima y se asociaron a los flujos de lava. Los eventos efusivos estuvieron acompañados de explosiones que generaron columnas de piroclastos hasta de 400 m.
Marzo 2005	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída • Balísticos 	Los días 10, 13 y 26 se caracterizaron por la presencia de fuertes explosiones que comenzaron a destruir el domo 7. Estos eventos dieron paso a la formación de flujos	La explosión del día 10 generó una columna de 2000 m sobre el cráter. En la erupción del día 13 se formó una nube de ceniza de

			piroclásticos que mantearon todos los flancos del volcán.	5300 m sobre la cima; asociado a este evento, se presentó la emisión de grandes volúmenes de piroclastos, en ellos abundan los lapilli. La distancia alcanzada de estos materiales fue de 12.5 km en dirección NE. El flanco sur se caracterizó por la presencia de balísticos que alcanzaron hasta 2.5 km de distancia.
Mayo 2005	Explosiva	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída 	<p>Las explosiones fueron un fenómeno constante durante todo el mes, se acompañaron con flujos piroclásticos y los eventos de mayor magnitud se presentaron los días 15, 23 y 30. La explosión del día 23 provocó la destrucción del domo 7, los flujos piroclásticos generados se emplazaron por las barrancas San Antonio y Montegrando logrando distancias de hasta 5 km desde su punto de emisión.</p> <p>La explosión del día 30 de mayo fue 1.25 veces mayor que la ocurrida el 23. Los flujos piroclásticos que acompañaron este evento se depositaron en su mayoría en la barranca La Lumbre (flanco W).</p>	<p>La erupción del día 23 generó una columna que alcanzó los 10 000 msnm. Al momento de su emisión, se bifurcó en dos nubes (NE y SSW).</p> <p>El día 30 la columna piroclástica logró 4700 m sobre el cráter.</p>
Junio 2005	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> • Flujos piroclásticos • Material de caída • Domo • Lahares 	<p>Una explosión de gran magnitud se presentó el día 5, es considerada la de mayor energía en los últimos 20 años. Generó flujos piroclásticos que cubrieron todos los flancos del volcán y formó un cráter de 260 m de ancho con 30 m de profundidad. El día 6 se confirma la existencia de un nuevo domo (no. 8), que fue destruido de forma inmediata debido a las constantes explosiones que permanecieron durante el resto del mes.</p> <p>Para el día 30 se reportaron 2 lahares que se emplazaron por las barrancas La Lumbre (10 km) y Montegrando (7-8 km).</p>	La columna piroclástica del día 5 alcanzó 4 km sobre la cima y los materiales se depositaron al SSE.
Julio-Diciembre 2005	Explosiva Exógena	<ul style="list-style-type: none"> • Flujo piroclástico • Material de caída • Lahares 	<p>Durante este periodo las explosiones fueron persistentes y se caracterizaron por su baja intensidad, estos eventos generaron flujos piroclásticos que mantearon todos los flancos del volcán.</p> <p>De agosto a octubre se presentaron 26 lahares en la barranca Montegrando y 21 en La Lumbre.</p>	<p>En este periodo se generaron columnas piroclásticas con alturas que variaban de 3 a 5 km.</p> <p>En 2005 fueron contabilizadas 1100 explosiones.</p>
2006	Explosiva Exógena	<ul style="list-style-type: none"> • Material de caída • Lahares 	Durante este año la actividad se reduce de forma considerable, solo se presentaron explosiones de baja intensidad, de las cuales las más	El día 9 de diciembre se presenta un aumento considerable en la actividad sísmica, la cual se

			significativas debido a las lluvias de piroclastos que generaron, fueron las ocurridas en los días 18 de septiembre; 18 - 27 de octubre; 1, 12 y 14 de diciembre. En el verano de este año se produjeron 19 lahares repartidos en las barrancas de La Lumbre, Montegrande, San Antonio y La Arena.	mantendría durante los siguientes 50 días.
2007	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Material de caída 	En el mes de febrero se emplazó el domo 9 y ocupó la parte central del cráter. Se reportaron <i>pocos metros de altura</i> y llama la atención el color gris asociado a un manto de ceniza que lo cubría. Su crecimiento fue muy lento con lapsos de nulo desarrollo. Durante todo el año se registraron explosiones de baja intensidad que no generaban modificaciones en la estructura.	Los eventos explosivos más representativos en este año ocurrieron en abril, los cuales generaron columnas de más de 2000 m sobre el cráter y ocasionaron ligeras lluvias de ceniza. La emisión de fumarolas se concentró en los costados noreste y este del cráter.
2008	Mixto	Domo	El crecimiento en volumen del domo 9 continuó durante el año y en noviembre alcanzó 1, 200, 000 m ³ . La estructura ocupó el 50% de la superficie cumbral. De igual forma, su morfología ya podía ser apreciada por encima del anillo del cráter. También se reportaron pequeñas explosiones en el domo 9 que generaban pequeños hundimientos en su superficie.	La actividad explosiva se concentraba en la porción este del cráter, sin embargo no generó la emisión de materiales.
2009	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> • Domo • Material de caída • Flujos de bloques y ceniza 	En febrero el domo 9 ocupó tres cuartas partes del cráter y presentó una inclinación hacia el oeste. El volumen estimado para ese momento es de 1, 750, 000 m ³ . Este crecimiento estuvo acompañado por pequeñas explosiones que generaban la caída de ceniza en las zonas cercanas al volcán.	En el mes de diciembre se reportó el descenso de flujos de bloques y ceniza por el flanco oeste del volcán.

Fig.19. Actividad volcánica ocurrida entre el año 2000 y 2009. Los eventos que se reportan tuvieron una repercusión directa en la morfología del cono y en particular de su cima. (Smithsonian Institution, 2000, 2001, 2002, 2003, 2005, 2006, 2007, 2008 y 2009).

Los eventos más significativos durante el 2000 al 2009 fueron la formación de los 4 domos antes descritos y los 10 flujos de lava, así como las fuertes explosiones que modificaron la cima del volcán en varias ocasiones y que aportaron grandes cantidades de material sobre las laderas del volcán, mismos que fueron removidos a manera de lahares en cada temporada de lluvias.

1.6 Actividad volcánica 2010-2015.

Los últimos cinco años de actividad que se registran en este trabajo se han caracterizado por ser de tipo mixto, donde el crecimiento y destrucción de domos, las explosiones de baja a mediana intensidad y la emisión de lavas, son los fenómenos más recurrentes. De igual forma, la formación de lahares en las barrancas que circundan al volcán ha mantenido una dinámica constante.

De 2010 a 2011, el desarrollo y la ocupación total de la cima por parte del domo 9 fue la actividad más importante en el volcán. Debido a esto, el cráter presenta una morfología a manera de herradura, ya que el borde W no es visible (Fig. 20). De igual forma, en este periodo, fue posible observar el descenso de un flujo de lava al oeste, acompañado con explosiones de baja intensidad. Esta dinámica finalizó el día 21 de junio de 2011, cuando el volcán entra en un periodo de reposo que duró año y medio.

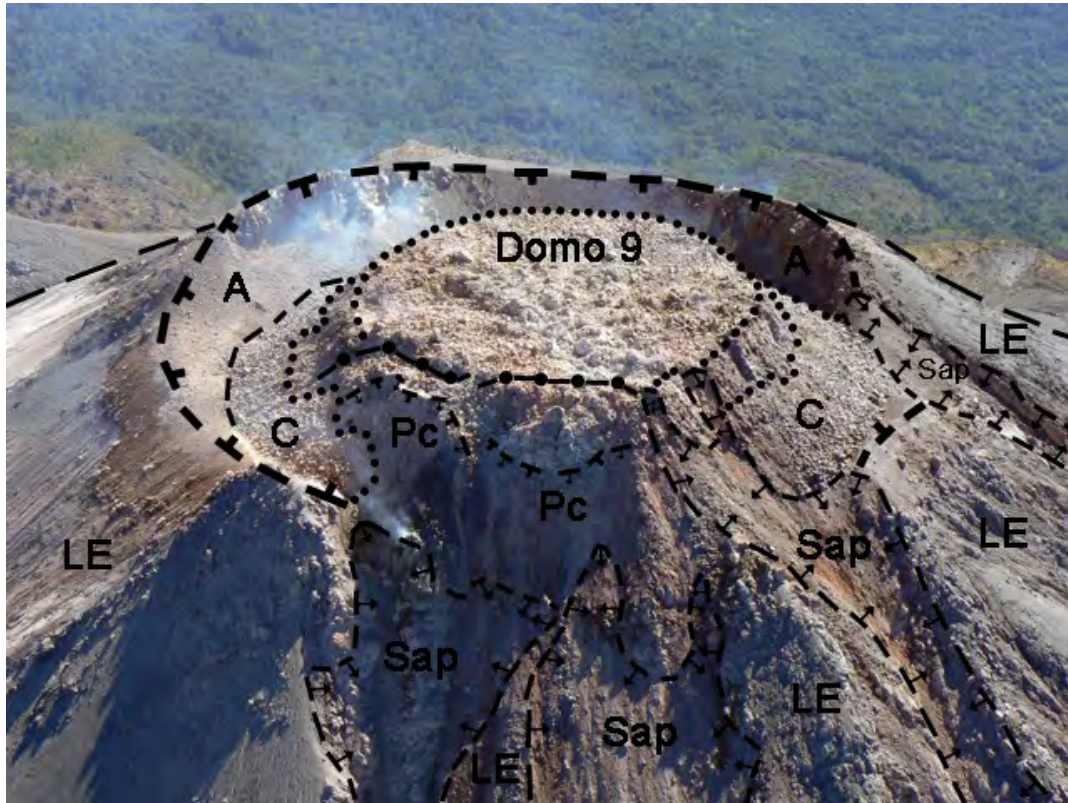






Fig. 20. Morfología de la cima en febrero de 2010. La morfología del domo 9 es similar al de la figura 19 (*Coupoles hérissées à structure en bulbe*: Reffay, 1980), para esta fecha ya sobrepasa y desborda por el flanco SW, hecho que genera numerosos flujos de bloques y ceniza sobre esa misma ladera: **A**. Laderas de cráter principal, presentan una variación en amplitud e inclinación debido al crecimiento del domo 9; **C**. Manto coluvial, asociado al colapso de las laderas de la estructura, es importante hacer notar que los detritos son detenidos por el atrio;  Sap. Surcos de abrasión asociados a flujos piroclásticos; **LE**. Laderas exteriores del edificio;  Borde de cráter principal, presenta una morfología aguda y fragmentada (SW-S);  Grieta de colapso, delimita el sector del domo a caer;  Frente de colapso, zona donde se generan desprendimientos de los flujos de bloques y ceniza; **Pc**. Pared de colapso, con inclinación de 90° (Fotografía modificada: Siebe, C. en Smithsonian Institution, 2010).

Los días 6, 13 y 29 enero de 2013, el volcán reanuda su actividad con explosiones de tipo vulcaniano, que destruyen casi en su totalidad el domo 9 (Fig. 21). En febrero es posible observar el crecimiento del domo 10 sobre los relictos de la estructura 9, el cual fue ganando volumen de forma gradual y, para noviembre, ya cubría casi en su totalidad la cima, comenzando a desbordar por el flanco W (Fig. 22).

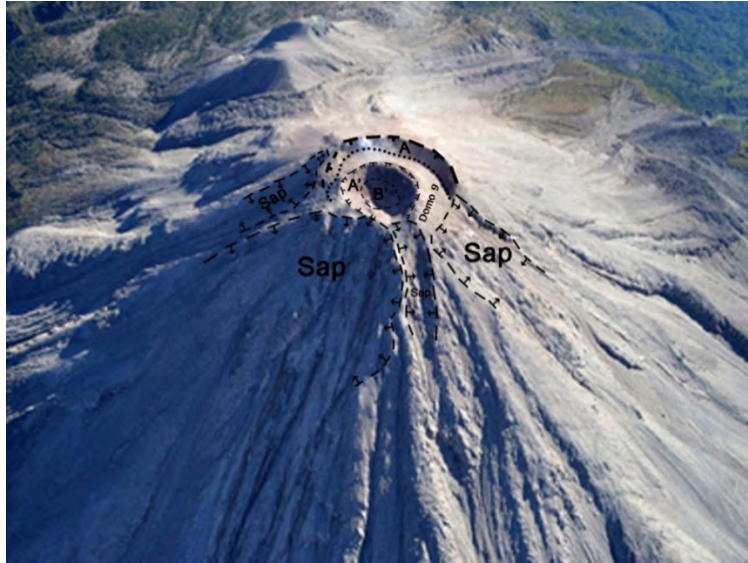


Fig.21. Morfología de la cima el 31 de enero de 2013. Después de un prolongado periodo de calma (junio de 2011), la actividad se reanuda con tres grandes explosiones (6, 13 y 29 de enero). La última de ellas configura la morfología que se observa en la fotografía: **A**. Laderas de cráter principal, se presentan abiertas hacia el sur; **Sap**. Surcos de abrasión asociados a flujos piroclásticos; **Borde de cráter principal**, presenta forma de herradura a consecuencia del crecimiento del domo 9 en el sector meridional; **A'**. Laderas interiores de cráter de explosión; **B'**. Fondo de cráter de explosión; Relictos del domo 9 (Fotografía modificada: Observatorio del Volcán de Colima en Smithsonian Institution, 2013).



Fig. 22. Morfología de la cima el 19 de abril de 2013. El domo 10, se observó por primera vez en febrero de 2013 y se emplazó sobre los relictos de la estructura 9. La morfología que se observa en la imagen es tipo *Partielle* (Reffay, 1982), como la que presentó en febrero de 2007: **A**. Laderas de cráter principal, su amplitud es variable, asimétrica y con una morfología a manera de boomerang; **Sap**. Surcos de abrasión asociados a flujos piroclásticos; **Borde de cráter principal**, se presenta de forma discontinua a manera de herradura abierto hacia el W; Relictos del domo 9, presenta un borde de explosión asociado a la última actividad; **A'**. Laderas interiores del cráter de explosión; **C**. Manto coluvial a manera de media luna; **LE**. Laderas exteriores del edificio; **FL**. Flujo de lava, en el flanco W, se mantiene hasta noviembre de 2013 (Fotografía modificada: Observatorio del Volcán de Colima en Smithsonian Institution, 2013).

El último año y medio que se reporta en este trabajo (Enero 2014-Julio 2015), la actividad se caracterizó por el crecimiento en volumen del domo 10 (Fig. 23), la emisión de flujos de lava y la posterior destrucción de la estructura (Marzo 2015), evento que generó numerosos flujos piroclásticos, que se emplazaron sobre los diferentes flancos del volcán.



Fig. 23. Morfología de la cima el 31 de diciembre de 2014. El domo 10, mantiene una morfología *en écuelle* (Reffay, 1982), es decir, convexo con cima cóncava. Para esta fecha la estructura cubre en su totalidad el cráter y comienzan a presentar pequeñas explosiones en la cima, mismas que continuaron hasta destruirlo en marzo de 2015: **A**. Laderas de cráter principal, se encuentran parcialmente cubiertas, destruidas y solo es posible identificar una franja delgada que mira hacia el NW; **Sap**. Surcos de abrasión asociados a flujos piroclásticos; **LE**. Laderas exteriores del edificio; **□** Borde de cráter principal, se presenta de manera efímera en el flanco NW (Fotografía modificada: Gavilanes, J.C. en Smithsonian Institution, 2014).

A partir de Marzo de 2015, el volcán continuo su actividad explosiva, la característica principal es la creación y destrucción de domos en cortos periodos de tiempo, de un día a una semana. La rapidez de estos eventos no permitió el registro ni la observación; no obstante, la extraordinaria ocurrencia de flujos piroclásticos se vincula con la desaparición de estas estructuras. Como consecuencia de esta dinámica, la configuración del relieve adyacente al volcán

ha sido modificada a partir del depósito de potentes mantos de detritos volcánicos (Fig. 24).

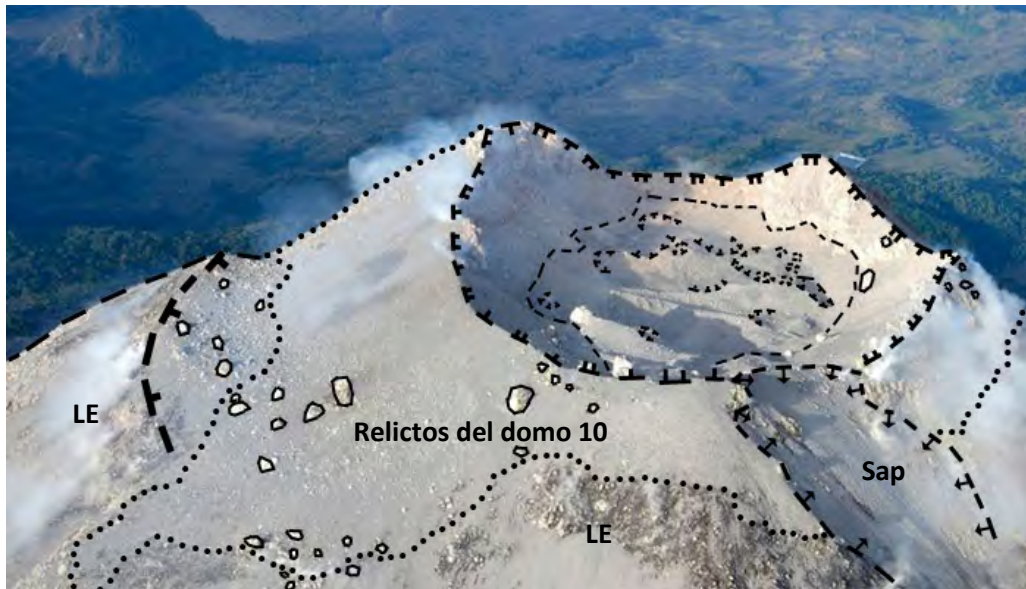




Fig. 24. Morfología de la cima después de las explosiones de marzo de 2015. La intensa actividad explosiva convirtió al domo 10 en un pseudocono asimétrico de cráter amplio con borde sinuoso y agudo; a su interior, se observa un manto piroclástico ondulado con numerosos cráteres de impacto. En esta misma imagen es posible observar balísticos de diferentes tamaños en todo el sector cumbre:  Borde de cráter, fueron identificados algunos relictos ya que se encuentra cubierto por una potente capa de piroclastos y el domo 10;  Sap. Surcos de abrasión asociados a flujos piroclásticos (Fotografía modificada: Observatorio del Volcán de Colima en Smithsonian Institution, 2015).

La información en 2015 ha sido abundante, y los medios de comunicación dan a conocer solo el de mayor magnitud. La decisión de anunciar el evento no recae en un especialista, por lo cual la información que se trasmite no se sabe bajo qué criterios fue seleccionada.

Existe otra situación relacionada con la falta de datos y tiene que ver con el Observatorio vulcanológico de la Universidad de Colima, institución que dejó de realizar los reportes, es probable que debido a la abundancia de información los estén depurando para publicarlos más adelante. Por esta razón, fue necesario considerar periódicos (El Informador) y entrevistas a investigadores de la Universidad de Colima, la mayoría de ellas publicadas en la página de internet de la Universidad de Colima (Fig. 25).

Fecha	Tipo de actividad	Materiales emitidos	Cambios morfológicos	Observaciones generales
2010	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> •Domo •Flujo de lava (1) •Material de caída 	<p>En febrero el domo 9 alcanzó 250 m de diámetro, 50-60 m de altura y un volumen de 2 000 000 m³. Existió el reporte de un nuevo flujo de lava, emplazado en el sector oeste de 40 a 60 m de ancho.</p> <p>De junio a septiembre no hay información por lo que suponemos que la actividad no fue relevante.</p> <p>En octubre se reportó que el domo 9 estaba a punto de desbordar por el sector norte y sur del cráter que lo contenía. Para esta fecha, la estructura tenía 240 m de diámetro en la base, 180 m de diámetro en la parte superior, 60 m de altura y un volumen de 2 100 000 m³.</p>	<p>Asociado a la emisión de la colada de lava, la formación de flujos de bloques y ceniza fue en aumento.</p> <p>En el mes de marzo el domo 9 generó explosiones que provocaron la emisión de fragmentos de roca incandescente (balísticos) y piroclastos.</p>
2011	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> •Domo •Flujo de lava •Material de caída •Flujos de bloques y ceniza 	<p>El domo 9 continuó su crecimiento. De igual forma, el flujo de lava (emitido en febrero de 2010) avanzó por el flanco W; para esta fecha, presentó de 50 a 60 m de largo y de 10 a 15 m de ancho.</p> <p>De acuerdo con los reportes, el volcán entró en un periodo de reposo a partir del día 21 de junio.</p>	<p>Continuó la generación de flujos de bloques y ceniza en el frente lávico.</p> <p>Explosiones de baja intensidad se presentaron en la cima del domo, con una recurrencia que varió de 3 a 15 eventos por día.</p>
2013	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> •Domo •Flujos piroclásticos •Material de caída •Flujo de lava (1) •Lahares 	<p>Después de un año y medio en reposo, el volcán volvió a presentar actividad con tres explosiones de tipo vulcaniano, los días 6, 13 y 29 de enero. Estos eventos destruyeron casi en su totalidad al domo 9, emitiendo 250 000 m³ de material piroclástico.</p> <p>A consecuencia de las tres erupciones se generaron varios flujos piroclásticos que se emplazaron por todos los flancos del volcán. En el sector W alcanzaron 2.8 km de longitud desde la cima.</p> <p>La actividad explosiva culminó con el emplazamiento del domo 10 (febrero), su crecimiento se llevó a cabo sobre la estructura número 9 con un desarrollo</p>	<p>La explosión del 6 de enero generó una columna piroclástica de 2 km de altura sobre el cráter, mientras que la del 29 de enero fue de 2.5 km.</p> <p>El frente de la colada de lava continuó generando flujos de bloques y ceniza.</p>

			<p>gradual hasta el mes de noviembre donde se observó una pausa en su evolución. El crecimiento del domo 10 incrementó la altitud del edificio; de 3,843 msnm, a 3,874 msnm (31 metros más). Una vez que la estructura cubrió todo el cráter, se generó un flujo de lava que comenzó a descender por el flanco W. La temporada de lluvias generó numerosos lahares que recorrieron las principales barrancas que circundan el volcán.</p>	
2014	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> •Domo •Flujo de lava (1) •Flujos de bloques y ceniza •Material de caída 	<p>El crecimiento del domo 10 se reanudó y continuó durante todo el año de forma gradual, este comportamiento cambió en diciembre en donde una fuerte explosión generó varios flujos piroclásticos que afectaron todas las laderas del volcán y alcanzaron distancias de 2 km. De igual forma, se reportó un flujo de lava en el flanco SW.</p>	<p>Durante todo el año una continua emisión de fumarolas estuvo presente en la cima, algunas de ellas provocaron la caída de material piroclástico en los poblados cercanos. La explosión de diciembre provocó una columna piroclástica de cinco mil metros de altura sobre la cima.</p>
2015	Mixto	<ul style="list-style-type: none"> •Flujos de lava (2) •Material de caída •Flujos de bloques y ceniza 	<p>Las constantes explosiones en la cima destruyeron en marzo al domo 10 y generaron un cráter de 140 m de diámetro. Al mismo tiempo, la cima fue ocupada de manera temporal por domos menores que se destruyeron el mismo día que se generaron, lo que dificultó su reconocimiento. Asociado a la actividad explosiva, se presentaron nubes piroclásticas de hasta 3 mil metros de altura, sobre la cima. El flujo de lava continuó su avance sobre el flanco SW. Se reportó la emisión de una estructura similar en el flanco WNW. Esta dinámica fue reportada hasta principios de julio de 2015. Hay que mencionar que los datos que se reportan en este año tienen su origen en información periodística y en menor medida en notas elaboradas por la Universidad de Colima. Por lo que existe la</p>	<p>La caída de material piroclástico se reportó en los poblados cercanos al volcán. Los frentes de lava siguen generando flujos de bloques y ceniza.</p>

			probabilidad que haya repetición de datos y falten otros. Para esta fecha el Instituto Smithsonian no ha emitido sus reportes relacionados con la actividad del volcán.	
--	--	--	---	--

Fig. 25. Actividad volcánica ocurrida entre el año 2010 y Julio 2015. Los eventos reportados tuvieron una repercusión directa en la morfología de la cima. (Smithsonian Institution, 2010, 2011, 2013 y 2014; El Informador, 3, 4 y 5 de Marzo de 2015).

La revisión de la actividad del volcán de Colima en este trabajo termina en el mes de Julio de 2015. No obstante la actividad explosiva y efusiva continua hasta la fecha y en estos eventos se han generado columnas de ceniza con varios kilómetros de altura, flujos piroclásticos, que cubrieron todos los flancos del volcán y continuó la emisión de lavas. Esta dinámica trajo consigo importantes modificaciones en la cima y en las laderas del edificio. Si bien estos fenómenos no fueron incluidos dentro de este apartado, se consideró de suma importancia hacer mención de ellos, ya que pueden servir como un punto de referencia sobre el estado activo en el que se encuentra el volcán de Colima.

Consideraciones finales

El análisis de la actividad eruptiva del volcán de Colima, a partir de diferentes fuentes de información (relatos, notas periodísticas e informes científicos), facilitó el reconocimiento de los diferentes cambios morfológicos que ha tenido la estructura en cada erupción.

Los eventos analizados en este apartado presentaron como constante la formación de domos y flujos de lava (actividad efusiva), los cuales son destruidos mediante fuertes explosiones (actividad explosiva), que son acompañadas con potentes flujos piroclásticos y material de caída. Esta dinámica ha generado importantes modificaciones en la cima, el edificio y las zonas adyacentes al volcán de Colima. En este marco, se seleccionaron doce fotografías, en donde se muestran los cambios morfológicos más importantes ocurridos en el periodo que se analiza (2000-2015).

Capítulo II. Geología

La litología en cualquier porción de la Tierra determina la formación de una morfología, que refleja la interacción entre los procesos modeladores (endógenos-exógenos) bajo la influencia del clima. En este sentido, la veracidad del análisis geomorfológico va a depender del conocimiento que se tenga sobre el tipo de roca, la estructura, la temporalidad y su espacialidad.

Este capítulo tiene como objetivo comprender el arreglo tectónico y geológico, a escala regional y local. En este marco se encuentra circunscrito el volcán de Colima, esta revisión permitirá realizar un análisis morfogenético certero, y con ello, la elaboración de una cartografía geomorfológica precisa y cercana a la realidad.

2.1 Marco tectónico y geológico regional: Cinturón Volcánico Mexicano (CVM)

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) consiste en una sucesión de campos volcánicos separados por sistemas de *pilar-graben* dispuestos en dirección N-S y NW-SE. Cada uno de estos territorios se integra por volcanes compuestos, campos monogenéticos, domos y calderas, todos ellos originados en el Neógeno (Lugo, 1991 y Johnson *et al.*, 2009).

El CVM se dispone desde las costas de Nayarit en el Pacífico, hasta las de Veracruz, en el Golfo de México, entre los paralelos 18°30' y 21°30' N. Su longitud es de 1,000 km, su anchura es variable (80 - 230 km) y su área es de 160, 000 km² (Ferrari *et al.*, 2012).

El origen del CVM se asocia con la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Norteamericana, fenómeno que sucede a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (TM). Es importante mencionar que existe una diferencia marcada en la tasa de subducción de dichas placas, hecho que se deduce a partir de la

existencia de un ángulo cercano a los 16°, *abierto* hacia el E, entre el CVM y la TM (Fig. 26) (Szykaruk *et al.*, 2004).

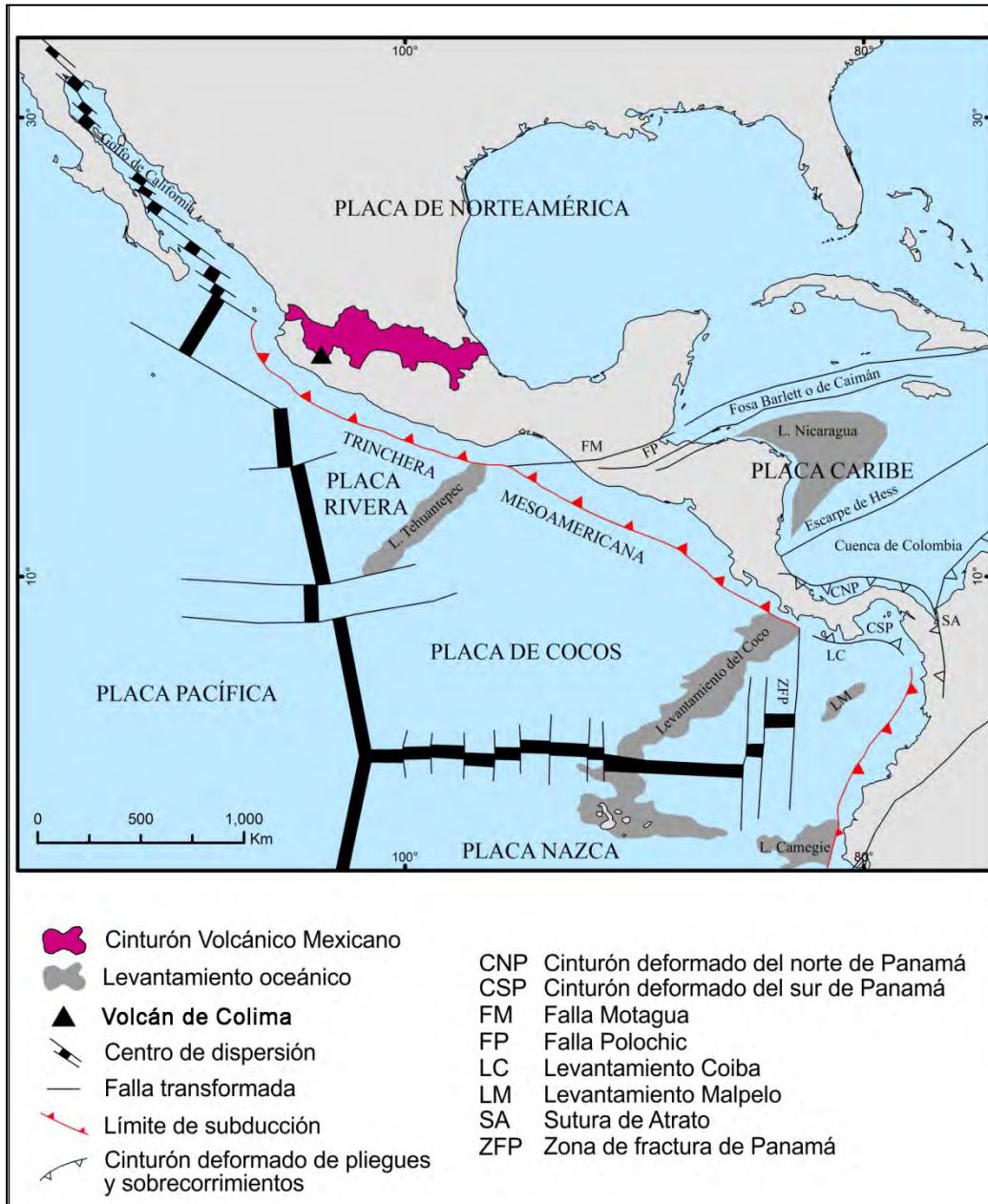


Fig. 26. Localización del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y arreglo tectónico del sector Pacífico centro-oriental. La interacción de los bordes de placa ha favorecido la formación de estructuras volcánicas y tectónicas, tal es el caso del volcán de Colima (Modificada de Denyer, *et al.*, 2003).

De acuerdo con Ferrari *et al.*, (2012), el CVM presenta características distintivas en comparación con otros arcos volcánicos, que son: a) su parte central y oriental no son paralelas a la Trincherla Mesoamericana; b) sus principales volcanes compuestos se alinean de forma transversal (N-S), respecto a la orientación del

arco; c) presenta gran variabilidad geoquímica, la cual está asociada a la subducción y a mecanismos tectónicos de intraplaca; d) las placas que subducen por debajo de la Norteamericana son jóvenes (10 Ma para Rivera y de 11 a 23 Ma para Cocos), la ocurrencia de este hecho en otras zonas da lugar a un escaso volcanismo; e) no hay presencia de sismicidad por debajo de la zona volcánica.

El proceso de subducción ha cambiado a lo largo del tiempo y el inicio de la dinámica que da las características actuales al CVM se estima en 15 Ma, cuando la antigua Placa de Cocos se dividió en su sector norte y formó la Placa de Rivera. Este fenómeno trajo como consecuencia un aumento en la tasa de subducción por parte de la placa de Cocos, además de favorecer el desplazamiento de la TM hacia el Océano Pacífico (Ferrari *et al.*, 2012).

La actividad volcánica registrada hace 19 Ma está vinculada a la reubicación de la Placa de Cocos en posición horizontal, este hecho es el que da origen al CVM (Ferrari, 2004). A partir de este momento, su evolución a lo largo del Mioceno presentó diferentes variaciones en la composición del magma y en su distribución espacial, que dio como resultado diferentes morfologías volcánicas (campos monogenéticos, volcanes compuestos, en escudo, conos de lava, entre otros), este hecho se vincula con las diferentes tasas de subducción que presentaban las Placas, los cambios en sus grados de inclinación, las posibles segmentaciones que presentaron y la presencia de diversos sistemas de fallas (Ferrari *et al.*, 2012; Manea *et al.*, 2013; Mori *et al.*, 2007).

El sistema de fallas formado en el Mioceno se reactiva de forma parcial en el sector occidental del CVM (Plio-Cuaternario), esta actividad tiene su origen en la dinámica extensional que se ha presentado desde hace 10 Ma y ha dado paso al desplazamiento hacia el SW del Bloque Jalisco (Ferrari *et al.*, 2012). Esta migración se vincula con la formación de tres fosas tectónicas denominadas *Rift Tepic-Zacoalco*, *de Colima* y *de Chapala* (Fig. 27).

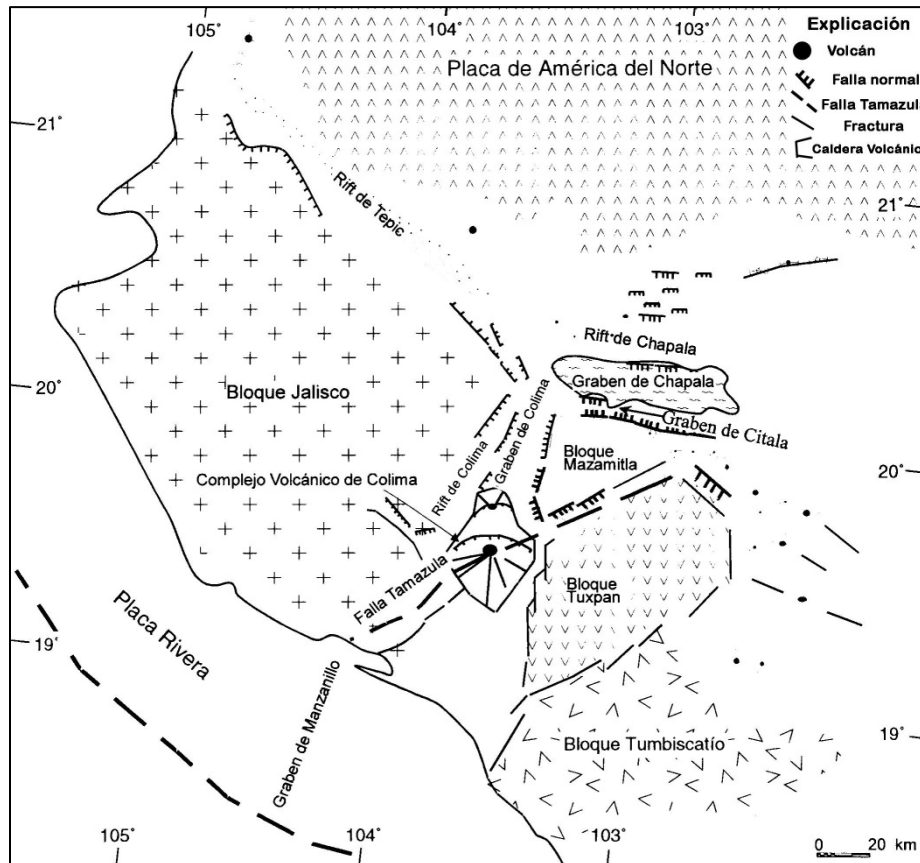


Fig. 27. Esquema tectónico regional del sector SW del CVM, en donde se hacen evidentes las estructuras de *Rift de Tepic*, *Colima* y *Chapala*, que dan lugar a la formación del Complejo Volcánico de Colima (Modificado de Garduño *et al.*, 1998).

El *Rift Tepic-Zacoalco* mantiene una orientación NW-SE, desde la costa del Pacífico hasta la unión del punto triple, su reactivación se asocia con el movimiento del manto en el límite de la Placa de Rivera con la zona del Golfo de California. El *Rift de Colima*, está vinculado con la ascensión de manto a través de una brecha que separa las Placas de Cocos y Rivera desde hace 5 Ma (León-Soto *et al.*, 2009).

En este sentido, existe una discusión sobre la formación del Complejo Volcánico de Colima (CVC), una de las teorías indica la posible formación de un espacio libre entre las Placas de Cocos y Rivera por debajo de la Norteamericana, resultado de un ángulo de convergencia distinto que provoca el ascenso de manto

astenosférico y favorece la fusión de las estructuras tectónicas antes mencionadas, a este fenómeno se le denomina *ventana magmática* o *slab window* (Bourgois y Michaud, 2002).

El aumento de la producción de magma al interior de la corteza provoca su adelgazamiento; por tanto, el ascenso a superficie es más rápido. Este factor se ha asociado con la continua actividad que presenta el volcán de Colima y de acuerdo con Bourgois y Michaud (2002), este punto se localiza justo por debajo del área en la que se encuentra emplazado el CVC (Fig. 28).

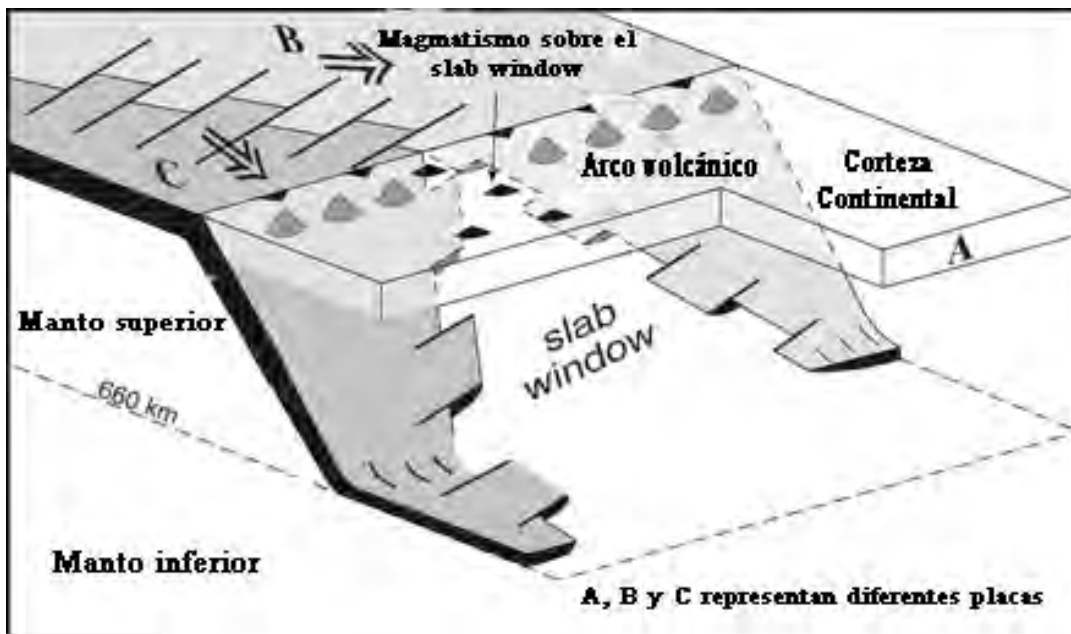


Fig. 28. En el esquema se explica la dinámica de formación de la *ventana magmática* o *slab window* y su reflejo en la superficie (Modificado de Farris *et al.*, 2006).

Respecto a la última estructura que conforma el punto triple; el Rift de Chapala, su origen similar al de las dos estructuras anteriores donde un flujo de magma se presentó en dirección NE, en el límite de la Placa de Cocos durante el Mioceno Tardío (Manea *et al.*, 2013).

2.2 El Complejo Volcánico de Colima (CVC)

El CVC está vinculado con la reactivación del Rift de Colima hace 5 Ma, y se caracteriza por ser el complejo volcánico más grande del CVM (Manea *et al.*, 2013). Está constituido por tres volcanes compuestos de composición andesítica orientados de N-S y se conocen como El Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima (Fig. 29).

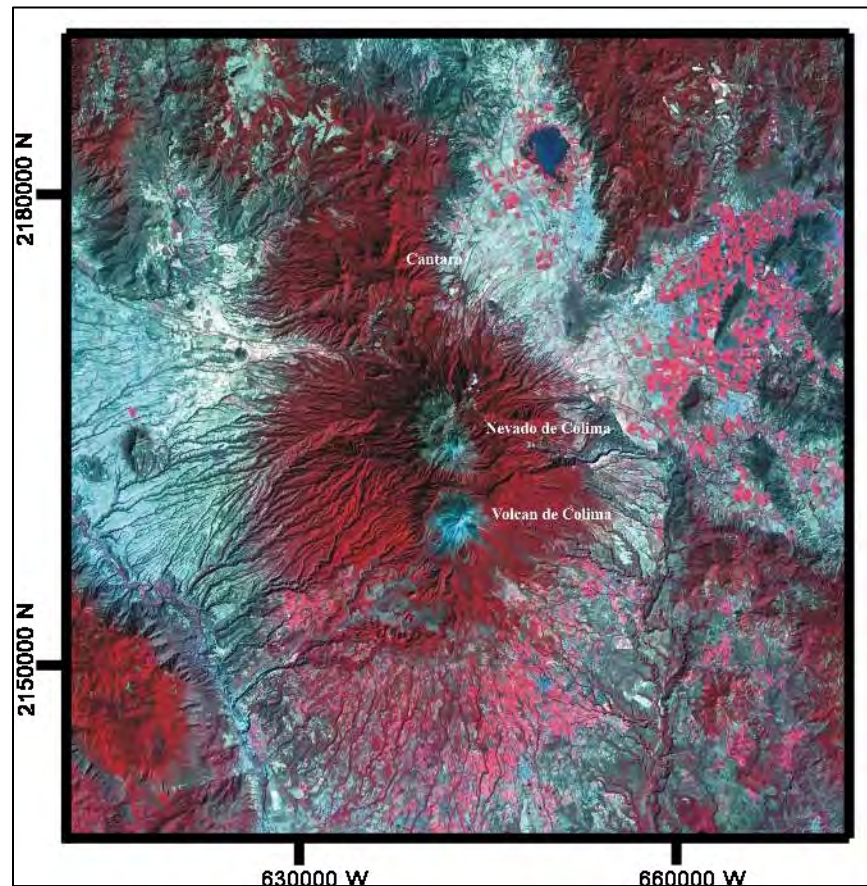


Fig. 29. Imagen Aster en donde se localizan las estructuras que componen al CVC. En el sector más septentrional se ubica el volcán Cántaro, seguido por el Nevado de Colima y en la porción más austral el Volcán de Colima (Imagen modificada: Colima Volcano Database, 2003).

De acuerdo con Cortés *et al.* (2005), la actividad volcánica en el CVC inició hace 1.7 Ma con la formación del volcán Cántaro, sin embargo no existe un consenso sobre esta datación. Después la dinámica migró 15 km hacia el sur, fenómeno que dio paso a la construcción del Nevado de Colima, iniciando su actividad hace 0.53

Ma (aprox.) y concluyendo hace 0.08 Ma. Al poco tiempo, el foco eruptivo se movió en dirección S, lo cual durante el Pleistoceno dio origen al Paleofuego, tuvo una altitud de 4 100 msnm (aprox.) antes de que colapsara en varias ocasiones y se creara una depresión en forma de herradura. Por último, el actual volcán de Colima se emplazó al interior de la caldera del Paleofuego y su edad se estima en 2 500 años (Robin *et al.*, 1987 y Komorowski *et al.*, 1997).

El CVC se ve influenciado por dos grandes estructuras tectónicas, el graben de Colima, donde se emplaza, y la falla de Tamazula a la cual se asocia su evolución más reciente, y sobre todo la ocurrencia de colapsos volcánicos con sus respectivas avalanchas de escombros (Cortés *et al.*, 2005).

El ejemplo más claro de la dinámica mencionada, es la formación de la caldera del volcán Paleofuego, estructura que colapso en dirección sur durante el Holoceno (Roverato *et al.*, 2011). Su morfología es en forma de herradura abierta hacia el S, tiene 5 km de diámetro, 330 m de altura y a su interior, se emplaza el Volcán de Colima con una ligera inclinación hacia el SW (Cortés *et al.*, 2005).

2.3 Marco geológico local

La geología del CVC es variada, característica que responde a los numerosos depósitos que componen su estratigrafía; por otro lado, la similitud litológica que existe entre los materiales dificulta su identificación e interpretación; por tanto, el número de eventos no ha sido definido con exactitud. No obstante, las dataciones que se han llevado a cabo en distintas investigaciones (Mooser, 1961; Allan y Carmichael, 1984; Robin *et al.* 1987; Luhr y Carmichael, 1990; Komorowski *et al.* 1993, 1997; Capra, 2000; Cortes *et al.* 2005) han permitido establecer las edades aproximadas de varios productos volcánicos y así poder plantear la evolución del complejo volcánico.

La figura 30 representa el mapa geológico, las unidades corresponden a las propuestas por Cortés *et al.*, (2005). Es importante mencionar que la cartografía original no se presenta completa, en este apartado se analiza solo el sector que corresponde con el área de estudio, por tanto no aparecen todas las estructuras que conforman el CVC pero se hace mención de ellas ya que forman parte de un mismo conjunto y evolución.

El basamento sobre el cual se emplaza el CVC está conformado por secuencias sedimentarias marinas del Cretácico con algunas intrusiones de granitos y granodioritas asociadas al proceso de formación del arco volcánico continental. Sobre estas se emplazan de forma discontinua secuencias vulcanoclásticas Terciarias y Cuaternarias (Cortés *et al.*, 2005).

La estructura más antigua del CVC es el volcán Cántaro con depósitos dacíticos calco-alcalinos, formados hace 1.7 Ma (Cortés *et al.*, 2005). Las laderas del edificio están conformadas de flujos de lava que se intercalan con potentes mantos piroclásticos que muestran una intensa erosión.

En lo que respecta al Nevado de Colima, su composición es calco-alcalina, sin embargo durante su evolución presentó variaciones químicas, pasando de productos andesíticos hasta dacíticos, donde la formación de calderas fue un elemento característico en cada fase eruptiva (Robin *et al.*, 1987). La constitución de sus laderas está dada por una alternancia de lavas, avalanchas de escombros, material de caída y flujos piroclásticos. La erosión es menos intensa que en el volcán Cántaro, sin embargo se puede reconocer un modelado glaciar en las porciones más altas de la estructura.

De acuerdo con los límites de la zona estudio, las estructuras más antiguas están vinculadas al Nevado de Colima y se localizan en el sector N-NE del mapa (Fig. 30). En primer lugar se encuentran los depósitos asociados al segundo periodo eruptivo del volcán (NV1), éstos afloran en la porción NW y se caracterizan por

estar conformados de flujos de lava andesítica, depósitos de pómez y flujos piroclásticos que fueron afectados por la falla Tamazula. Evidencia morfológica de esta etapa es una caldera semi-elíptica de 20 km de radio (SW-NE) por 7 km de arco (NW-SE). Los depósitos de avalancha de escombros relacionados con esta estructura no han sido identificados, debido a que están sepultados por otros materiales (Cortés *et al.*, 2005).

Los segundos depósitos en cuanto antigüedad del Nevado de Colima que afloran en el área de estudio, son los que están vinculados al cuarto periodo eruptivo de la estructura (NV2), se ubican al E del volcán de Colima y se caracterizan por estar constituidos de flujos de lava, material piroclástico y de caída (Fig. 30). En este caso las coladas en dirección SE, alcanzaron distancias de más de 17 km con espesores de más de 40 m. Estas estructuras presentan un desplazamiento vertical de más de 200 m en el flanco norte de la barranca Atenique, dinámica que se asocia a la Falla de Tamazula (Cortés *et al.*, 2005).

Dentro de la zona de estudio, también se encuentran emplazados productos asociados al quinto periodo eruptivo del Nevado de Colima (NV3), ocupan el sector norte del mapa y se caracterizan por ser una secuencia de potentes coladas de lava y numerosas secuencias de flujos piroclásticos (Fig. 30). La fase final de esta etapa estuvo marcada por una explosión que destruyó el edificio y dejó una caldera semicircular abierta hacia el ENE (Cortés *et al.*, 2005).

Los depósitos más tempranos y que corresponden a la última actividad del Nevado de Colima, se localizan en la porción más septentrional de la zona de estudio (NV4), y se caracterizan por ser flujos de lava andesítica asociados al domo *Picacho*, el cual constituye la cima del edificio. La dirección de las coladas desarrollan arcos como respuesta al control morfológico del interior de la caldera, formada en eventos anteriores (Fig. 30) (Cortés *et al.*, 2005).

Continuando con la secuencia de integración del CVC, el volcán Paleofuego está representado en la actualidad por una caldera de 5 km de diámetro con morfología en media luna, abierta hacia el sur. Esta estructura se forma como consecuencia de una erupción tipo Monte Santa Elena, la cual destruye el edificio hace 2,300 años A.P. (Komorowski *et al.*, 1997). Esta actividad genera una avalancha de escombros hacia el S, que alcanza una distancia superior a 65 km de distancia con respecto a la fuente. La superficie que cubre es de 1,550 km² y el volumen se estima entre 8 y 10 km³. El flanco norte presenta una morfología distinta, se constituye por laderas de lavas andesíticas que se alternan con flujos piroclásticos de hasta 300 m (Cortés *et al.*, 2005). La longitud de este flanco no alcanza los 2 km de longitud debido a la cercanía del Nevado de Colima que obstaculizó el desarrollo del edificio principal en esta dirección.

Las laderas del oriente y occidente del volcán Paleofuego (VP1), se integran por flujos de lava andesítica, hacia el E alcanzaron 31.5 km de longitud y su espesor es de 80 m. Al W las coladas se desplazaron 17.5 km y su amplitud varía entre 20 y 30 m; la mayor parte de estos depósitos, están cubiertos por flujos de escombros que alcanzan los de 10 m de espesor; sobre yaciendo a estos, existen mantos de flujos piroclásticos, de pómez y ceniza (color amarillo). Los últimos productos, se asocian con la actividad final de del Nevado de Colima (Fig. 30) (Cortés *et al.*, 2005).

Las avalanchas asociadas al Paleofuego, son de gran relevancia porque definen el paisaje actual adyacente al CVC y además representan el basamento del volcán de Colima. En la zona de estudio se localizan dos depósitos de colapso volcánico: el del sur (VP2) datado por C¹⁴ en 7 040 AP y el del SSW (VP3) cuya fecha obtenida con el mismo método es de 3 600 AP (Cortés *et al.*, 2005). La morfología de estos sustratos es a manera de lomeríos (hummocks); en las partes más distales la acción fluvial ha comenzado a dismantelar estas estructuras (Fig. 30) (Capra y Macías, 2002; Cortés *et al.*, 2005).

El actual volcán de Colima está constituido por flujos de lava andesíticos y dacíticos (VC1 y VC2); sin embargo, los últimos eventos se han caracterizado por la presencia de coladas de composición andesítico-basálticas (Luhr y Carmichael, 1990). En esta misma unidad se contemplan los domos andesíticos conocidos como *Los hijos del volcán*, estructuras que se orientan al NE, son parte del sector SSE de la zona de estudio y no superan los 300 m de altura desde su base (Cortes *et al.*, 2005).

Durante las diferentes etapas de formación del Colima, se han generado grandes volúmenes de material de caída, flujos de bloques y ceniza (VC3). La mayoría de estos depósitos se localizan en los flancos SE, S y SW del edificio (Fig.30).

Las últimas emisiones de lava registradas por Cortés *et al.*, (2005) cubren los años de 2002 a 2004 (VC4), se asocian al desborde de los domos cumbreles y descienden por los flancos norte, sur, suroeste y oeste. Hay que mencionar que los flujos de bloques y cenizas se desprenden de estas estructuras.

La presencia de lahares en las principales barrancas del volcán (La Lumbre, El Cordobán, San Antonio, Montegrande y La Arena) se explica por la existencia de potentes depósitos piroclásticos que mantean las laderas de toda la estructura. Estos detritos, en combinación con las precipitaciones estacionales y extraordinarias, representan la génesis de los flujos de alta energía que ocupan los valles de fondo amplio mencionados (FL1). Este proceso en la actualidad ha colmatado los sistemas fluviales hecho que ha traído graves consecuencias para la población localizada en las laderas del volcán (Cortés *et al.*, 2005) (Fig.30).

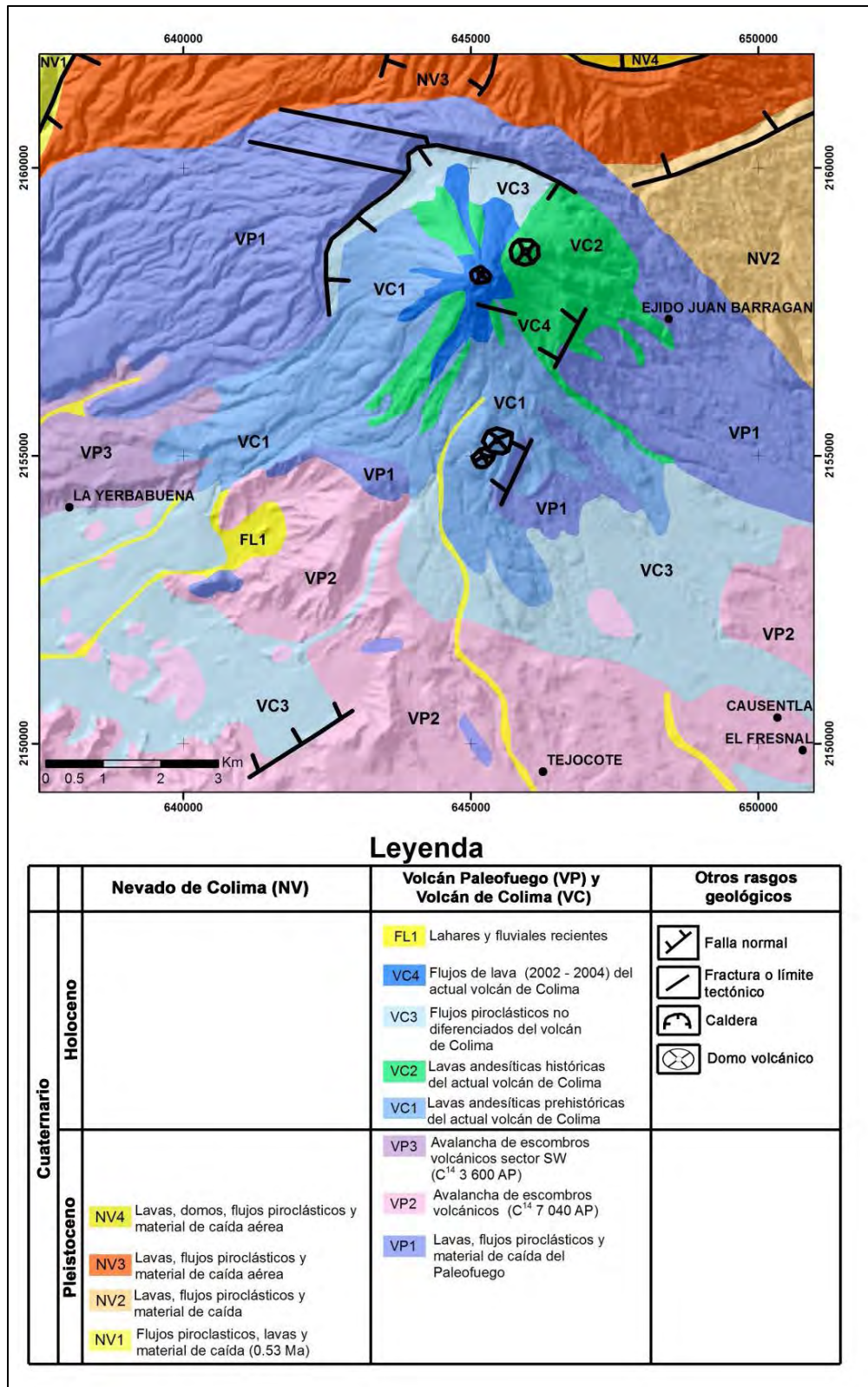


Fig.30. Mapa geológico del volcán de Colima, modificado de Cortés *et al.*, (2005).

Consideraciones finales

El volcán de Colima es resultado de una compleja interacción entre la tectónica regional (Placas Cocos-Rivera-Norteamericana y los *Rifts* Tepic-Zacoalco-Colima-Chapala) y la presencia del sistema de fallas activas de Tamazula. Estos elementos hacen del CVC uno de los sectores más activos y de mayor superficie en el CVM.

El análisis geológico permitió conocer el origen y distribución de los distintos materiales que integran el CVC. Del mismo modo, se hicieron evidentes los principales sistemas disyuntivos que afectan esta región. Estos dos elementos son determinantes en la clasificación y caracterización morfológica de las formas de relieve y, por tanto, representan el punto de partida en el análisis geomorfológico.

Capítulo III. Morfometría

La morfometría consiste en la cuantificación de elementos areales, puntuales y lineales del relieve. A partir de mediciones sistemáticas (inclinación del terreno, densidad y profundidad de los ríos, alturas absolutas y relativas), se estudia el volcán de Colima y terrenos adyacentes. Cada una de las variables consideradas en este trabajo tiene su representación cartográfica, de esta manera se analiza y explica la espacialidad de cada índice morfométrico (Lugo, 1991).

A partir del análisis morfométrico se establece la relación entre los procesos modeladores y la competencia del material a ser erosionado por la acción fluvial, principal agente modelador de este territorio. De esta manera, es posible entender y explicar la evolución del relieve. En este sentido, la morfometría permite identificar el vínculo que existe entre el sustrato y la morfología del relieve.

En este apartado, se analiza de forma cuantitativa los distintos elementos que componen el relieve, para ello se usan parámetros numéricos que se obtienen del mapa topográfico; de esta manera, se han evidenciado terrenos con mayor y menor competencia a la erosión. En este sentido, también fue posible reconocer la distribución espacial y, en algunos casos, de manera indirecta, el arreglo litológico de los distintos depósitos volcánicos que integran al volcán (lavas, lahares, avalanchas de escombros, mantos piroclásticos y de caída). Este último aspecto es uno de los factores que condiciona la intensidad de los procesos de modelado. Las variables utilizadas fueron altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección.

Es importante mencionar, que el análisis morfométrico no es utilizado en ambientes volcánicos recientes, ya que los materiales emitidos no favorecen la acción inmediata o representativa de los procesos exógenos, en particular de la acción fluvial; punto de partida de esta metodología. Sin embargo, en el caso del volcán de Colima es posible su aplicación, en esto tiene que ver el estilo eruptivo explosivo del volcán, que trae como consecuencia un constante aporte de detritos

(flujos de bloques-ceniza, piroclásticos, caídas y lahares) susceptibles o muy competentes a ser transportados por la acción de los ríos, hecho que favorece la existencia de formas erosivas y acumulativas de creación muy reciente dentro de la zona de estudio.

Los criterios utilizados para la elaboración y selección de los mapas morfométricos son los descritos por Lugo (1991) y Simonov (en Zamorano, 1990). A través de este tipo de cartografía, fue posible reconocer áreas en donde los procesos erosivos tienen mayor influencia, aspecto que permite deducir la morfología del relieve.

La cartografía que se presenta en este apartado, se realizó a través de un SIG (Arcgis 10.1) y en la interpretación de cada mapa se consideraron aspectos litológicos y físico-geográficos de la región.

3.1 Altimetría

El análisis morfométrico comienza con la elaboración del mapa altimétrico, el cual tiene como objetivo sintetizar la información proporcionada por la carta topográfica, de esta manera es posible determinar *pisos altitudinales* y hacer la primera clasificación, que consiste en establecer regiones morfológicas en donde la génesis, los procesos modeladores y evolución del relieve, es compatible.

El análisis inicia con el tratamiento de la información topográfica a través de un SIG (ArcGis 10.1); el punto de partida fue la elaboración de cinco mapas altimétricos, cada uno de ellos representaba la espacialidad de los datos en diferentes rangos (8, 10, 12, 15 y 20) con el objetivo de seleccionar la cartografía más cercana a la realidad. En este proceso se utilizaron imágenes *Google Earth*, fotografías aéreas, información litológica y de campo; de esta manera se determinó que la primera variante era la más adecuada; ocho intervalos de 380 m, altitud máxima de 3 890 y mínima de 850 msnm.

La elección de esta variante cartográfica se fincó en la evidencia regional de contrastes altitudinales claros y precisos, cada uno de ellos tenía relación con las principales estructuras volcánicas; así como los rasgos morfológicos más particulares de cada unidad. Por otro lado, también permitía la identificación de variados patrones de drenaje. La importancia de este aspecto, radica en que cada diseño responde a una desigual resistencia de la litología al efecto erosivo fluvial, de esta manera se facilita evaluar la intensidad de la erosión y las transformaciones del relieve (Fig. 31). En este proceso se utilizó un Modelo Digital de Elevación del Terreno (MDT), al igual que el mapa de inclinación del terreno; de esta forma, se logró un mayor detalle en la delimitación de la zona de montaña y el piedemonte *volcánico* (Fig. 32).

I. Zona de Montaña: Esta unidad ocupa el centro-norte de la zona de estudio, se constituye de tres estructuras volcánicas sobrepuestas; de norte a sur, el Nevado de Colima, la caldera del Paleofuego y el Colima. El primero de ellos, se asocia con la existencia de tres edificios volcánicos que al colapsar dejaron como evidencia morfologías caldéricas, con contrastes altitudinales muy marcados y distancias horizontales muy cortas. De este conjunto, las laderas más australes son parte de la zona de estudio y se distinguen por el desarrollo de densos y profundos valles fluviales que definen un diseño radial-subdendríticos (NW) y radial-subparalelo (NE).

La caldera del Paleofuego se ubica al sur del Nevado de Colima y de acuerdo con Luhr y Prestegard (1988), el edificio superaba los 4000 msnm. La morfología de la actual estructura, es resultado de por lo menos cinco colapsos volcánicos (Cortés et al. 2005) y de ellos, el último, ocurrido hace 2500 años AP (Komorowski et al. 1993) es el responsable de la expresión actual. Entre los rasgos más sobresalientes se tiene un escarpe de 240 m de altura y una longitud de más de 8 km, visto en planta define un arco abierto al sur.

La morfología del fondo caldérico tiene un vínculo estrecho con la forma de relieve anterior, su altitud promedio es de 3100 msnm, es una superficie ondulada y se conoce como El Playón. El drenaje en el Paleofuego es radial y subdendrítico, el primero tiene desarrollo entre las cotas 2750 y 3500 msnm y evidencia las laderas exteriores de la caldera. Los drenajes subdendríticos son características de la porción media E y W. En el primer caso los ríos principales se orientan al SW-NE y en el segundo de NW a SE.

El volcán de Colima es la estructura más reciente y está formado por lavas (andesitas) y detritos volcánicos, materiales que hacen evidente periodos efusivos y explosivos a lo largo de su construcción. La actual morfología es de cono truncado con una ligera asimetría al sur, su perímetro es semicircular y se dispone entre las cotas de 2 750 y 3 100 msnm; no obstante, la zona de montaña se extiende en dirección sur hasta los 1600 msnm. En este sector, la amplitud y profundidad de los valles es de 500 y 1000 m, respectivamente.

II. Piedemonte *volcánico*: Es un terreno de morfologías subhorizontales que se intercalan con rampas de inclinación homogénea. El adjetivo de *volcánico* hace alusión a su origen vinculado con el colapso del volcán Paleofuego, en cinco ocasiones, por lo menos (Cortés, et al. 2005). La más reciente de ellas ocurrió hace 2 500 años AP, se desplazó en dirección sur y cubrió una superficie de 1 200 km², aproximados (Macías, 2005).

La porción más proximal de este depósito forma parte del extremo sur de la zona de estudio, hay que mencionar que estos materiales han sido manteados de manera constante por potentes capas de piroclastos (caídas y flujos), esto ha suavizado los desniveles en el terreno excepto los hummocks de mayores dimensiones que interrumpen la continuidad de las rampas y superficies subhorizontales en el sector SW. El piedemonte volcánico ocupa una altitud que va desde los 1100 a los 1610 msnm.

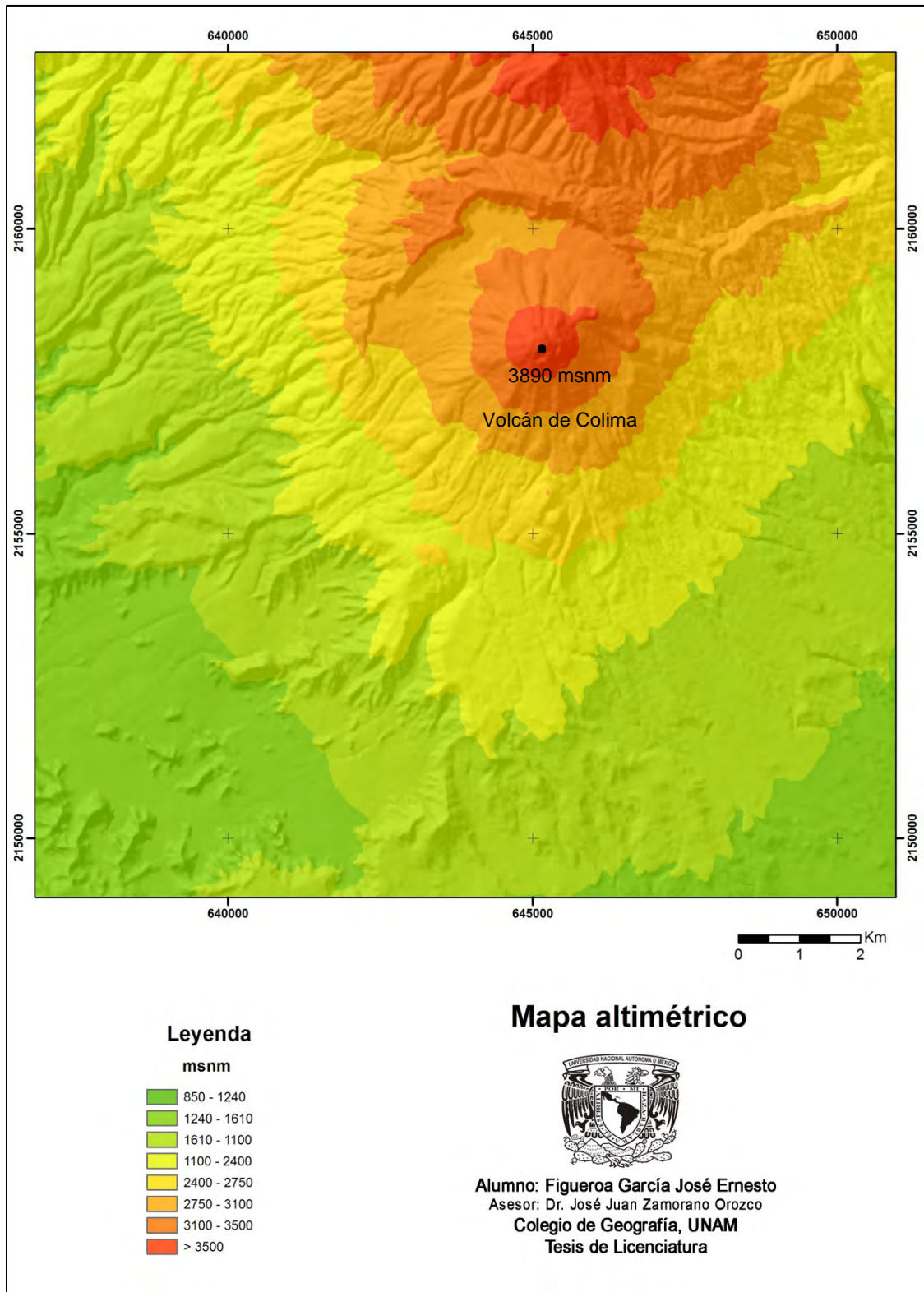


Fig. 31. Los edificios de los volcanes Nevado de Colima, Paleofuego y Colima, se levantan desde los 2 400 msnm; desde este cota, ganan altura hasta sobrepasar los 3500 msnm. Los tonos en color verde, hacen evidente terrenos menos elevados y corresponden a materiales expulsados en distintos tiempos por los focos eruptivos mencionados.

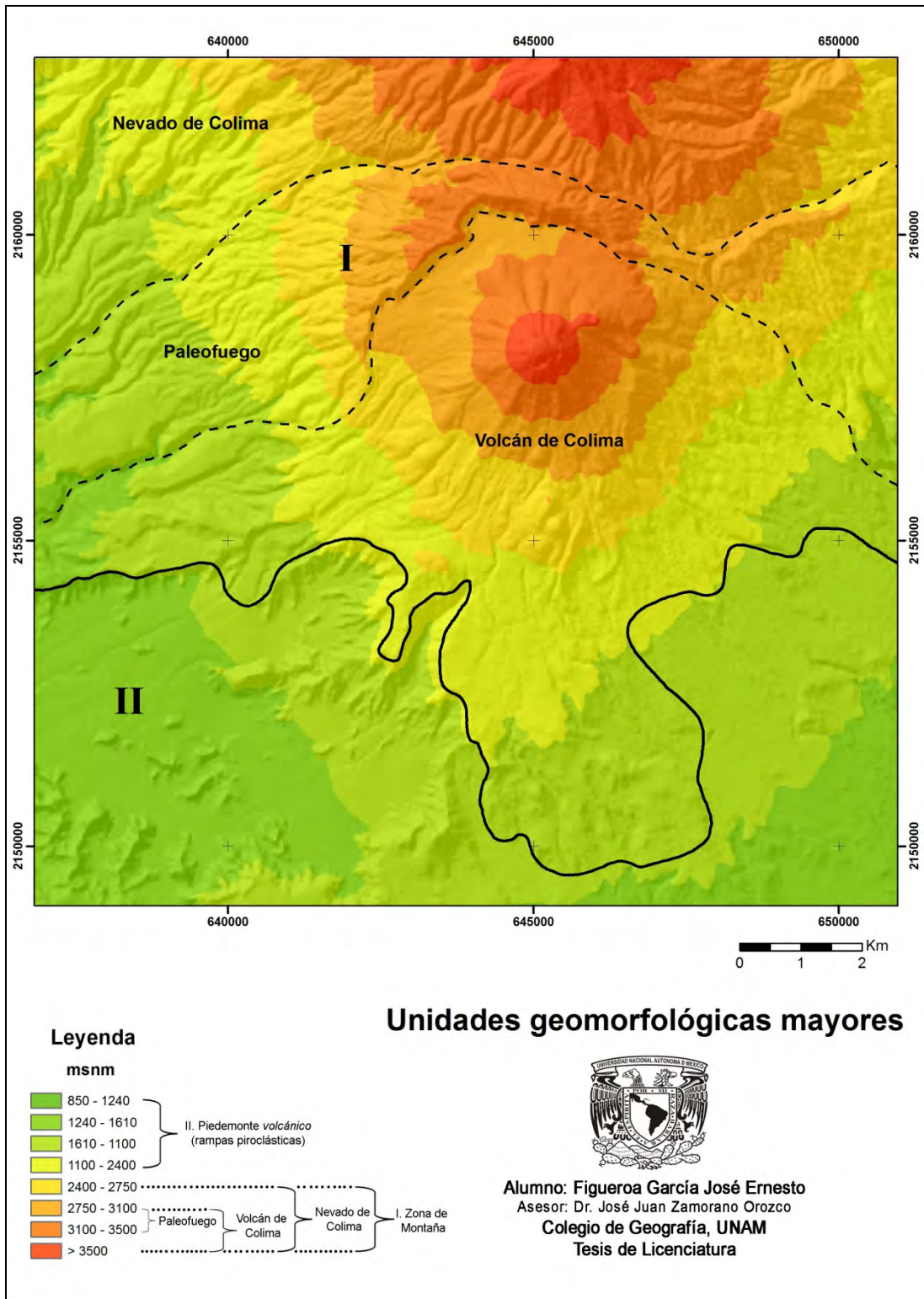


Fig. 32. Unidades geomorfológicas mayores: I) Montaña (> 1610 msnm); II) Piedemonte *volcánico* (< 1610 msnm).

3.2 Inclinación del terreno

El mapa de inclinación del terreno tiene como fin clasificar las laderas en grados de pendiente; de esta manera se busca establecer la relación entre la dinámica exógena (fluvial-gravitacional) y la morfología del terreno. También se hace posible visualizar desniveles topográficos y su espacialidad, con ello se puede identificar formas de relieve y entender el arreglo geomorfológico y estructural de la superficie en estudio.

El objetivo de este mapa es establecer un vínculo entre la inclinación del terreno, la litología y la expresión del relieve. De la misma forma, se pretende diferenciar áreas constituidas con materiales sensibles a ser removidos por los agentes de erosión; en particular, las superficies cubiertas por mantos piroclásticos (flujos y caídas). En este sentido, los terrenos constituidos por lavas presentarán una morfología diferente, a los que han estado sometidos a procesos de erosión por periodos largos de tiempo o expuestos a un determinado estilo eruptivo; en otras palabras, esta información conlleva a entender la correcta evolución del relieve.

El mapa que se presenta, se elaboró a partir de la transformación de la distancia que existe entre curvas de nivel, a valores de pendiente (grados de inclinación) mediante la aplicación de la función trigonométrica siguiente:

$$\text{Pendiente} = \text{distancia vertical} \div \text{distancia horizontal} \times \text{tangente}^{-1}$$

Con el objetivo de facilitar su elaboración y aumentar su precisión, el mapa se realizó a través del SIG ArcGis 10.1, haciendo uso de la herramienta *slope*. Este proceso favoreció la creación de varias versiones con una distribución de rangos diferentes, con la finalidad de elegir la cartografía más apegada a la realidad.

En la selección del mapa definitivo, se consideró que las inclinaciones reflejaran en forma clara grandes unidades del relieve (edificios volcánicos, calderas, rampas piroclásticas) y al mismo tiempo se pudieran reconocer al interior de ellas, formas menores (escarpes de lava, valles de fondo plano o en V y el mayor número de afluentes). La cartografía seleccionada es la que agrupa a los valores en 7 rangos ($< 2^\circ$; $2^\circ - 5^\circ$; $6^\circ - 10^\circ$; $11^\circ - 20^\circ$; $21^\circ - 30^\circ$; $31^\circ - 45^\circ$ y $> 45^\circ$); y en su análisis, se consideraron aspectos morfológicos, geológico-estructurales y las unidades geomorfológicas establecidas en el mapa altimétrico, la explicación es la siguiente (Fig. 33).

I. Zona de Montaña: En este territorio las laderas presentan una marcada heterogeneidad en longitud, disposición, geometría y morfología; por tanto la inclinación del terreno es heterogénea ($> 10^0$), donde el volcán Paleofuego, se sobrepone al Nevado de Colima y el Colima al anterior. Esta asociación compleja, se hace evidente en la Fig. 33 y llega a ser tan puntual y precisa, que permite reconocer formas estructurales como el escarpe de la falla de Tamazula (NE) o el caldérico (centro-norte), que anida el edificio más joven (el Colima). También es posible identificar formas recientes como domos, conos adventicios, coladas de lava individuales o en gradería (yuxtapuestas); y por último, rasgos exógenos como valles profundos de fondo plano o en V. Los terrenos con inclinación $< 6^\circ$ que existen en este sector, se asocian al fondo caldérico del volcán Paleofuego (El Playón) y hacen evidente números llanos volcánicos y pequeñas rampas vinculadas al paso de flujos piroclásticos.

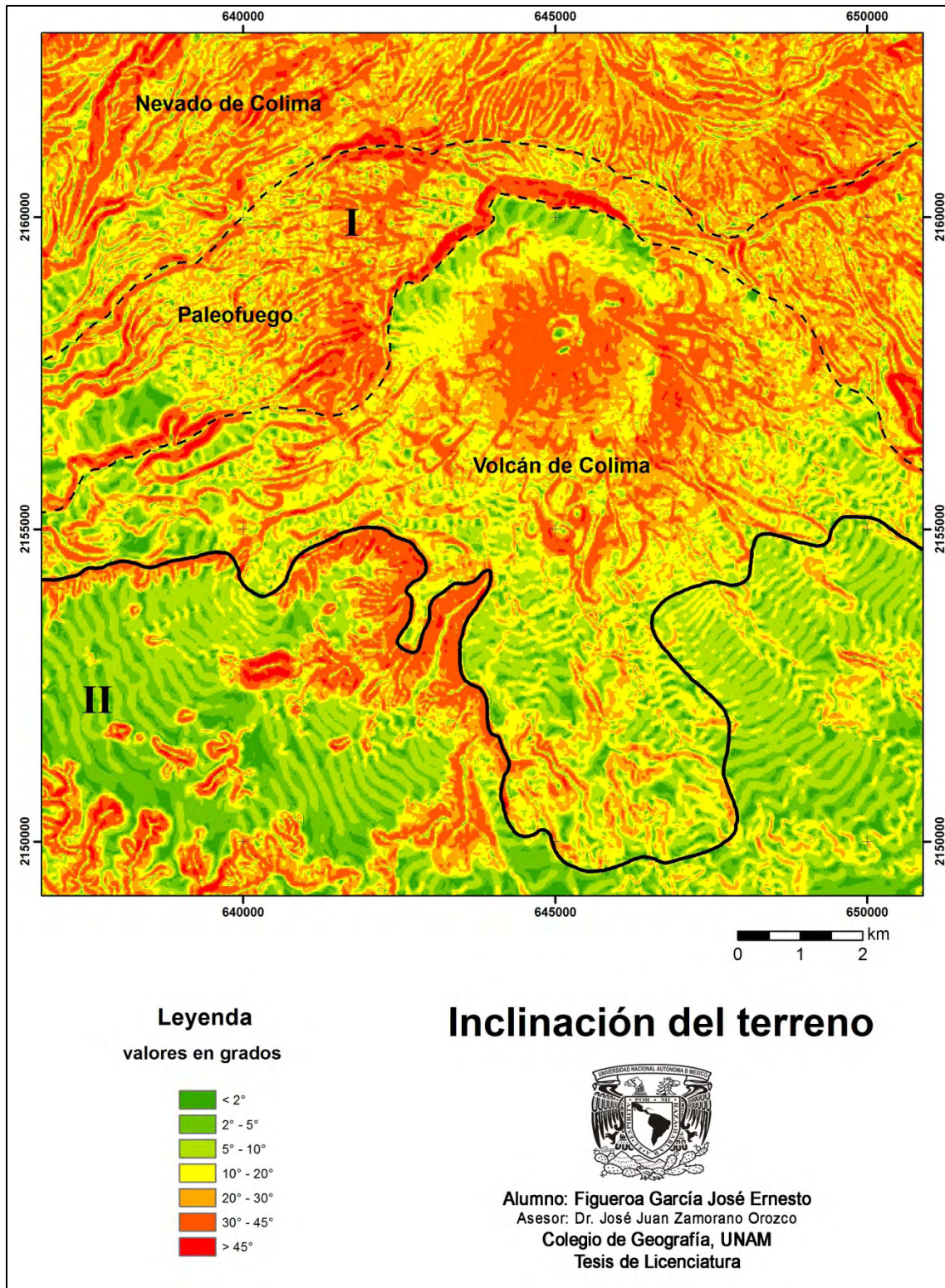


Fig. 33. La inclinación del terreno permite diferenciar de manera clara los tres principales focos de emisión. La temporalidad del relieve, es posible visualizarla, a partir de la densidad de los valles y el arreglo espacial de la pendiente; más antiguas al norte y en dirección sur las más recientes.

II. Piedemonte volcánico: La pendiente en esta área se caracteriza por ser más homogénea, las inclinaciones del terreno que predominan son $< 10^\circ$, esta característica se asocia con la existencia de superficies de detritos de origen volcánico (avalanchas de escombros, flujos y caídas). Hay que mencionar que en el sector SW, la continuidad de las rampas se interrumpe por la existencia de numerosos promontorios aislados (hummocks), que de manera puntual llegan a incrementar la pendiente ($> 45^\circ$). De la misma forma, los ríos comienzan a labrar valles profundos y muy inclinados, hecho que se ve favorecido por la débil consolidación de los materiales.

3.3 Densidad de la disección

El mapa de densidad de la disección permite identificar la intensidad de la erosión fluvial en un área determinada (1 km^2), de esta manera se hacen evidentes territorios, en donde la erosión o el depósito predomina (Lugo, 1991). Estos factores se vinculan con la litología, su resistencia al modelado, la inclinación del terreno, la presencia de estructuras disyuntivas y la actividad volcánica. La importancia de este fenómeno es su capacidad de modificar el relieve en cada erupción, y con ello, repercutir en la existencia, diseño y dinámica de los escurrimientos.

Con base en lo anterior, hay que mencionar que la base topográfica que sirvió de soporte para el trazo y análisis de la red fluvial, refleja una morfología vinculada a una actividad volcánica explosiva y continua anterior a 1998, año que se publicó el mapa (ver Cap. 1: Fig. 11). Si bien la edición que se utiliza es de 2014, se trata de una reimpresión de la anterior. Por esta razón los resultados que se presentan son de gran valor, reflejan condiciones pasadas, diferentes a las actuales en donde la morfología cambia en cuestión de días o semanas y hace posible entender en un periodo de años, la evolución del relieve en terrenos volcánicos activos.

El clima es otro factor que condiciona la dinámica fluvial, en particular, la precipitación estacional (temporada húmeda del año) y la extraordinaria (ciclones y frentes fríos). Para el caso de la zona de estudio, los veranos son cálidos y lluviosos (junio-octubre), con predominio de centros de baja presión provenientes del Océano Pacífico, que suelen llevar lluvias intensas en forma de tormentas y ciclones tropicales (Saucedo *et al.*, 2008). Las precipitaciones se producen en su mayoría durante la estación húmeda, alcanzando valores de 703-1400 mm/año (García-Castillo, 2010), aunque las máximas se registran durante los meses de julio, agosto y septiembre. En este sentido, la caída de importantes cantidades de lluvia sobre superficies competentes a la erosión, es un factor que potencia el desarrollo de los ríos y el modelado de terreno.

El primer paso en la elaboración del mapa consistió en trazar todas las corrientes fluviales sobre un mapa topográfico escala 1: 25 000. Una vez marcadas, fueron digitalizadas en el SIG ArcGis 10.1, con la finalidad de medir su longitud en áreas de 1 km², cada valor fue registrado en una base de datos.

Una vez generada la tabla con los datos de longitud, se integró la información al SIG para interpolar los valores mediante el método de *Natural Neighbor* de ArcGis 10.1; de esta manera, se obtuvo el mapa de densidad de la disección (Fig. 34). En este documento los índices se presentan en las siguientes cinco categorías: 0-4; 4-6; 6-8; 8-10 y 10-12.5, todas ellas expresadas en km/km². Su explicación se hace a continuación, tomando en cuenta las unidades geomorfológicas ya establecidas.

I. Zona de Montaña: En esta región están presentes todos los índices morfométricos de densidad de disección, de alguna manera este hecho pone de manifiesto la compleja relación entre la litología y el arreglo estructural de los tres volcanes, que en este territorio se emplazan (Nevado de Colima, Paleofuego y Colima).

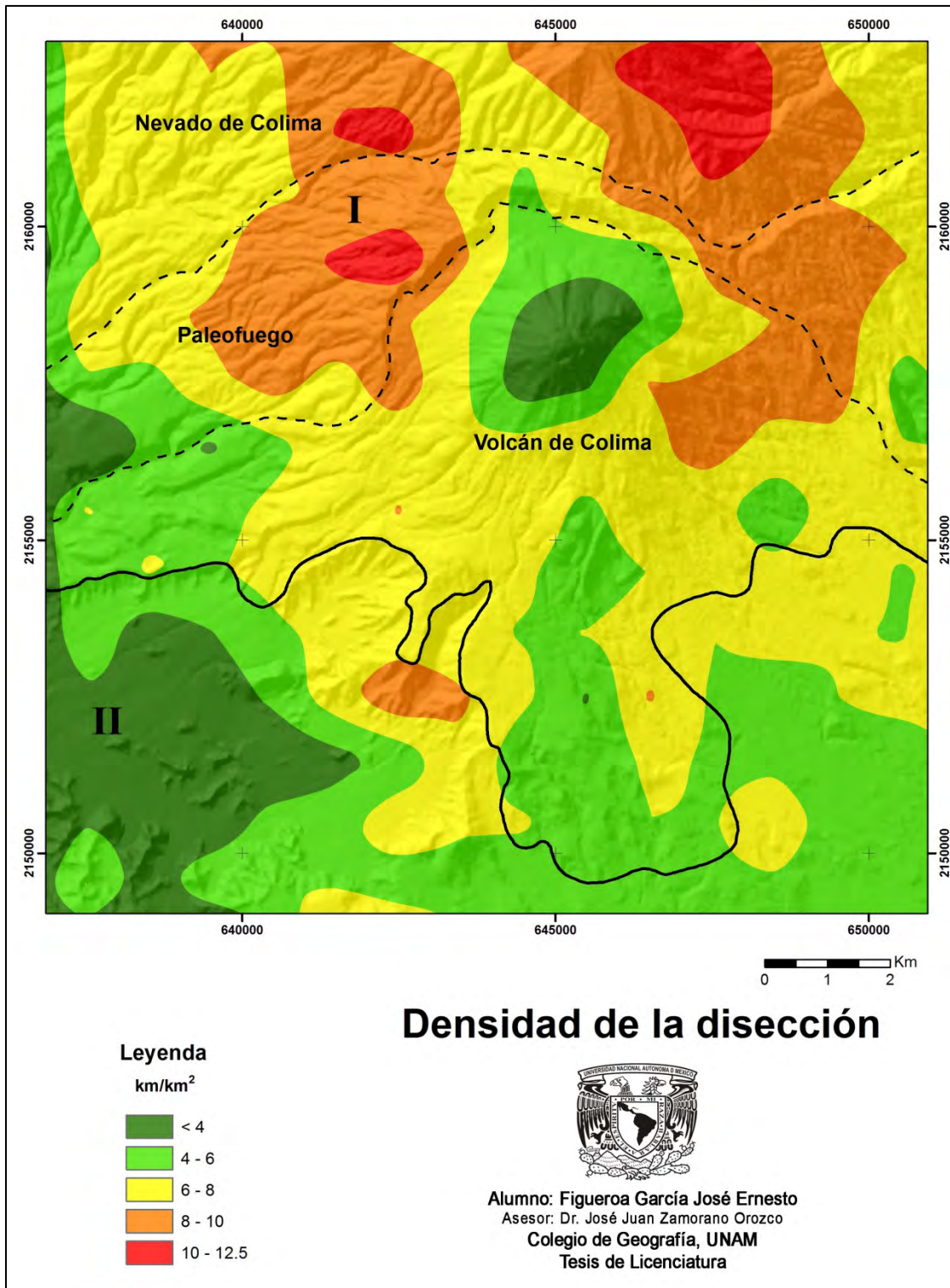


Fig. 34. En este mapa se hacen evidentes las áreas de mayor influencia fluvial y, por tanto, la competencia del sustrato a ser erosionado. La edad relativa de las tres estructuras que existen en este sector es posible observarla, al norte las más temprana (Nevado de Colima), la intermedia al centro (Paleofuego) y la más tardías al sur (Colima).

La distribución espacial de los datos reflejan un vínculo con la edad de las estructuras; es decir, la más antigua al norte y en dirección sur la más recientes. En este sentido, los terrenos más tempranos, al estar expuestos mayor tiempo a los efectos de la erosión fluvial, su morfología se modifica y ocurre una mayor integración y densificación de la red fluvial. Dicha situación, se observa al norte de la zona de estudio; en específico en las laderas SW y SE del Nevado de Colima.

En estos sectores, los valores altos de disección ($8 - 10 \text{ km/km}^2$; $10 - 12.5 \text{ km/km}^2$) ocupan las laderas superiores del volcán (las de mayor inclinación), en donde la intensa erosión fluvial se refleja en valles profundos, con interfluvios de poca amplitud, parteaguas de marcada sinuosidad y cumbres agudas.

Si bien esta morfología mencionada se asocia a terrenos que han estado sometidos a la acción de los ríos por periodos largos de tiempo, no se descarta la influencia de la actividad volcánica como un factor condicionante en el desarrollo de ríos y de su densificación. En este sentido, hay que mencionar que la dinámica eruptiva del Colima, se caracteriza por la construcción y destrucción de domos. Este aspecto fragmenta la estructura efusiva en turno (dentro del cráter), para su posterior expulsión a manera de flujos, columnas y la caída de piroclastos; estos últimos, condicionados por la dirección dominante del viento en ese momento.

La idea anterior también puede explicar la distribución tan localizada de los máximos de disección; es decir, la existencia de dos bandas paralelas en dirección NW que se estrechan en la periferia del Colima (foco emisor), sugieren la influencia del viento en el reparto de piroclastos. Los depósitos de este tipo se acumularon en mantos de espesor variable y al quedar expuestos al impacto pluvial, favoreciendo la existencia de nuevos escurrimientos (hilillos, surcos, canales, cárcavas, etc.) y con ello, el transporte continuo de detritos volcánicos poco consolidados hacia las partes bajas, donde la pendiente disminuye y los ríos depositan su carga. Este hecho explica la disminución gradual de los índices de

densidad que varían de 8 km/km^2 a $< 4 \text{ km/km}^2$ en el extremo NW y en la porción centro-sur de 8 km/km^2 a 4 km/km^2 .

El cono del Colima es la zona con mayor impacto por flujos piroclásticos, fenómeno que rellena y oculta cualquier tipo de incisión fluvial, de ahí la existencia de indicadores bajos ($6 \text{ km/km}^2 - < 4 \text{ km/km}^2$).

II. Piedemonte volcánico: En este sector los valores que predominan son de 8 km/km^2 y $< 4 \text{ km/km}^2$; los primeros son característicos del borde W-SW y del sur. Los segundos se disponen en los bordes W-SW, representan territorios donde predomina la acumulación sobre la erosión, son las áreas de menor altitud de toda la zona de estudio, característica que las hace fungir como el receptáculo preferencial de acarreo volcánicos (avalanchas de escombros y flujos piroclásticos) y fluviales (aluviones). Esto explica el predominio de una morfología subhorizontal.

3.4 Profundidad de la disección

La profundidad de la disección tiene como objetivo, valorar el trabajo erosivo de los ríos en la vertical. En el mapa topográfico, este valor se obtiene midiendo la distancia que existe del talweg a la ruptura de pendiente más representativa y próxima a la ladera inferior del valle (Simonov; en Zamorano, 1990). Los factores que condicionan esta dinámica son los mismos que de la densidad fluvial; mas en este caso, tienen un mayor peso las estructuras disyuntivas, el arreglo o acomodo del sustrato, los contactos litológicos y geomorfológicos. Estos últimos y para esta zona en particular, son de carácter volcánico (lavas, flujos piroclásticos, material de caída y avalanchas de escombros).

Para su elaboración se contempló la misma malla de 1 km^2 , utilizada en el caso anterior. Los datos obtenidos fueron procesados en el SIG ArcGis 10.1, ocupando el método *Natural Neighbor*. De igual forma que en los mapas anteriores, se

realizaron varias versiones con una distribución de valores diferentes, con el fin de seleccionar la cartografía que mostrara, a través de los datos, la realidad geológica, estructural y geomorfológica: unidades geomorfológicas mayores, inclinación del terreno y sistemas fluviales con los valles más profundos. El documento que cumplió con los requisitos fue la que distribuía los valores en los siguientes siete rangos: < 10; 10-20; 20-40; 40-60; 60-80; 80-100 y 100-120, todas ellas expresadas en m (Fig. 35). Su análisis se presenta a continuación; y para ello, se toman en cuenta las unidades geomorfológicas ya establecidas.

I. Zona de Montaña: En esta región están presentes todos los valores de profundidad de la disección, característica que solo se dispone de manera continua en los sectores NW y NE. En ambos casos se observa que los valles más profundos (80- 120 m) son los más distales al volcán de Colima y se emplazan en las laderas medias del Nevado de Colima. Es posible que en estos sectores, los piroclastos de caída fueran mínimos o no llegaran a cubrir estos sectores y por lo tanto, *el trabajo* erosivo fluvial no fue interrumpido.

Si se sobreponen los mapas de profundidad y densidad de la disección, se verá que las áreas asociadas a los máximos valores no coinciden. Este hecho fundamenta la idea del párrafo anterior. Es decir, las superficies con mayor número de ríos presentan un arreglo en bandas paralelas con dirección NW. Este hecho se explica a partir de la existencia de una dirección preferencial del viento, lo que favoreció el depósito de detritos (mantos), muy competentes al desarrollo de cauces y al transporte fluvial.

Otro aspecto que destaca en la zona de montaña, es la disminución gradual de la profundidad de los valles en la medida que son próximos al volcán de Colima. En este sentido, el mapa muestra en la mayor parte del Paleofuego valores de 40 m a 80 m y llegan a ser < 10 m, desde la base y hasta la cumbre del cono activo (el Colima). Estas superficies se localizan entre los 2750 y 3100 msnm, tienen como característica la existencia de una morfología muy dinámica, cambios que llegan a

ser radicales de un día para otro e incluso suceder al cabo en unas horas debido al tránsito de flujos piroclásticos (Fig. 36); de bloques y ceniza y lahares. La zona de impacto de los últimos, va más allá del edificio principal en el mes de julio del 2015, como respuesta a una intensa actividad explosiva y la ocurrencia de lluvias intensas, las barrancas La Lumbre (SW), Santa Cruz (S-SW) y Montegrande (S) quedaron colmatadas; es decir, el valle quedó relleno *al ras* de la superficie original. Otras barrancas que también se vieron afectadas por este fenómeno pero en menor medida, son La Arena (NE), La Tuna (S-SE), San Antonio (S) y el Muerto (S) (Fig.37).

II. Piedemonte *volcánico*: Se caracteriza por concentrar, de forma continua, los valores más bajos; es decir, pone en evidencia el territorio donde los ríos son poco profundos: 40 a < 10 m. El adjetivo de esta región hace alusión a su génesis, vinculada de forma estrecha con el Paleofuego y el Colima. La primera estructura, por lo menos ha colapsado cinco veces en distintas épocas y toda vez (Macías, 2005), los depósitos de avalancha de escombros han tenido acomodo al sur, lo que ha relleno y suavizado el relieve preexistente, definiendo una inclinación que no sobrepasa los 10°; esta es la razón por la que predomina el depósito sobre la acción erosiva en la vertical, la falta de pendiente.

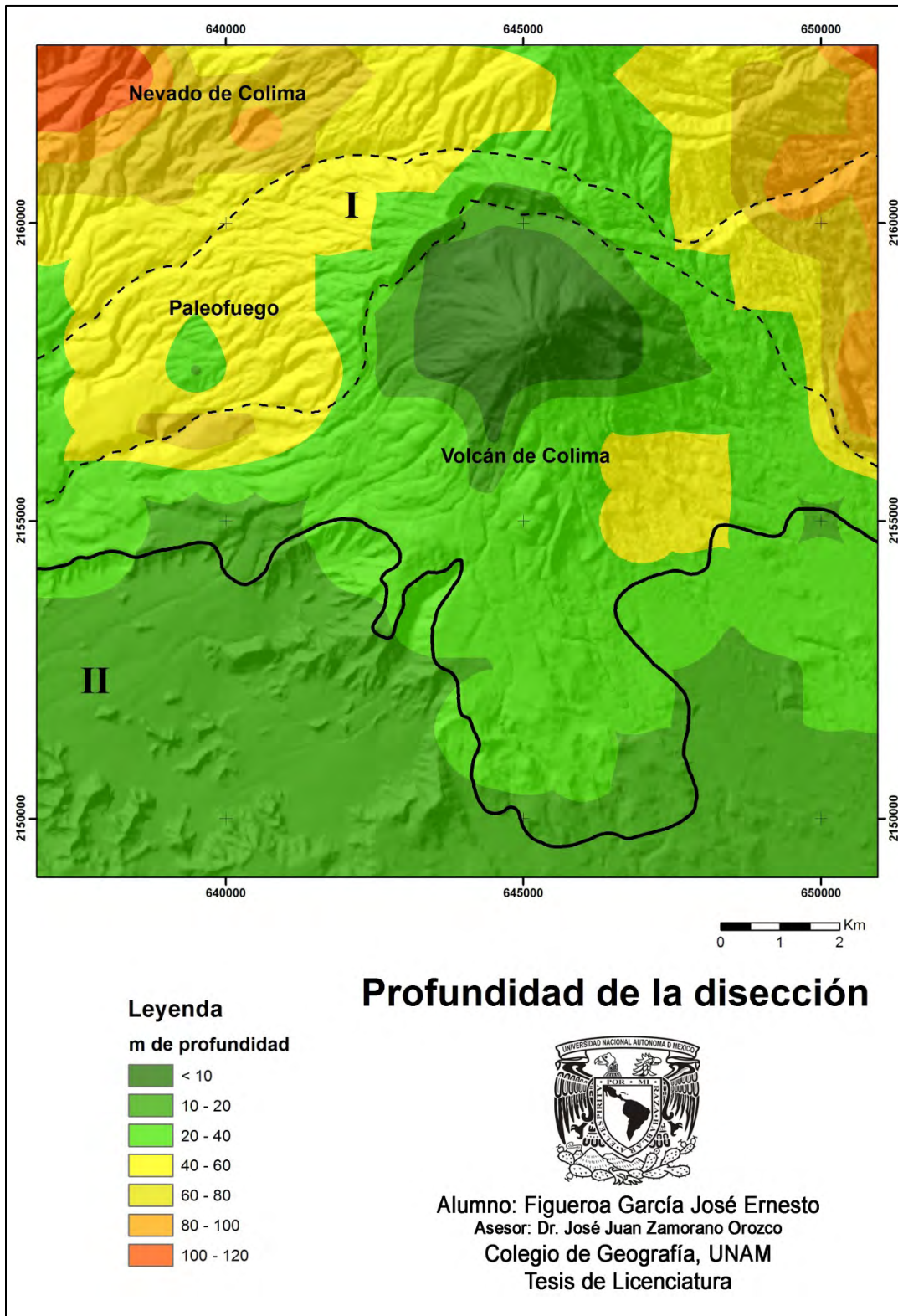


Fig.35. La profundidad de los ríos está condicionada con la caída (flujos) o paso de piroclastos (lahares); en este sentido, la erosión fluvial se ve interrumpida en la medida que los sistemas fluviales están más próximos al foco de emisión. Los valores máximos están presentes en laderas medias del Nevado de Colima, en los extremos NW y NE.



Fig. 36. Flujos piroclásticos ocurridos en el mes de marzo de 2015, en la ladera SW del Colima. Se observa la turbulencia de tres corrientes incandescentes en el momento de emplazarse en los valles fluviales que existen ladera abajo (Fotografía de Tapiro, en AFMedios 28 de Marzo de 2015).



Fig. 37. La Barranca Montegrande (S) tenía una profundidad entre 40 y < 10 m, la imagen muestra el impacto que han tenido el paso de flujos piroclásticos por este sector; el valle fluvial ha sido colmatado casi en su totalidad. La morfología corresponde al mes de julio del 2015 (AFMedios, 6 de Agosto de 2015).

3.5 Discusión

El análisis morfométrico, de manera indirecta, permitió hacer un diagnóstico del relieve a partir de su altitud, inclinación, densidad y profundidad de la disección. Los dos primeros métodos permitieron establecer, con precisión, las regiones geomorfológicas de montaña y piedemonte *volcánico*, para la zona de estudio. Cada una de ellas concuerdan con la litología (Cortés, *et al.*, 2005) y con una génesis en común; no obstante, existen diferencias. Los mapas de densidad y profundidad de la disección, fueron necesarios para entender el vínculo entre erosión fluvial, edad del relieve y vulcanismo activo. En este sentido, se presentan las siguientes consideraciones finales para concluir este capítulo.

El Nevado de Colima y el Paleofuego tienen un origen endógeno modelado, lo que significa que ambas estructuras se formaron a partir de las fuerzas internas que existen por debajo de la corteza terrestre, en superficie se conocen como vulcanismo. El tiempo transcurrido desde su origen de los volcanes hasta nuestros días (0.53 Ma y 38 400 años AP, respectivamente: Macías, 2005), ha sido el suficiente para desarrollar cuencas fluviales con mayor integración de cauces (mayor densidad) y valles más profundos. Esta idea es compatible con la localización de los valores máximos de densidad de la disección ($> 8 \text{ km/km}^2$), en el centro-norte de la zona de estudio.

Los valores entre $6-8 \text{ km/km}^2$ se consideran de transición entre los índices altos y bajos, se distribuyen al centro del territorio que se estudia y son característicos de las laderas medias que forman parte del sector distal de la zona de montaña. En estos terrenos, la inclinación del terreno disminuye y los sistemas fluviales comienzan a simplificarse, esta es la razón por la cual los índices del decrecen.

Con respecto al volcán de Colima, su edad está estimada en 2 500 años AP (Macías, 2005) pero a diferencia de las estructuras anteriores; su morfología es reciente y muy dinámica, característica que responde a una actividad explosiva

con importantes emisiones de piroclastos que al quedar depositadas en las laderas del cono, las *rejuvenece* en cada erupción. Esta dinámica no permite el desarrollo de sistemas fluviales estables; en la base del cono los valores varían entre 4 y 6 km/km² y de las vertientes medias a la cima, < 4 km/km².

Los valores bajos de densidad (< 6 km/km²) son característicos de la mayor parte del piedemonte volcánico, son respuesta a la existencia de una morfología subhorizontal, en donde la baja inclinación del terreno no permite el desarrollo cauces. En esto también influye el sustrato, depósitos de avalancha de escombros con un grado de compactación de medio a alto.

Con respecto a la profundidad de la disección, se puede afirmar que la actividad volcánica y en particular los productos asociados a ella, han sido un factor condicionante en el desarrollo de valles profundos. En este sentido, la distribución de valores < 20 m son característicos del cono del Colima, zona donde tienen mayor impacto los flujos piroclásticos y lahares. Ambos fenómenos tienden a desplazarse ladera abajo por depresiones fluviales; a su paso, las sepulta de manera parcial o las rellenan en su totalidad. Por otro lado, el grado de compactación de los detritos volcánicos (de medio a alto), no permite el desarrollo de surcos, canales u otras formas erosivo-fluviales en esta zona.

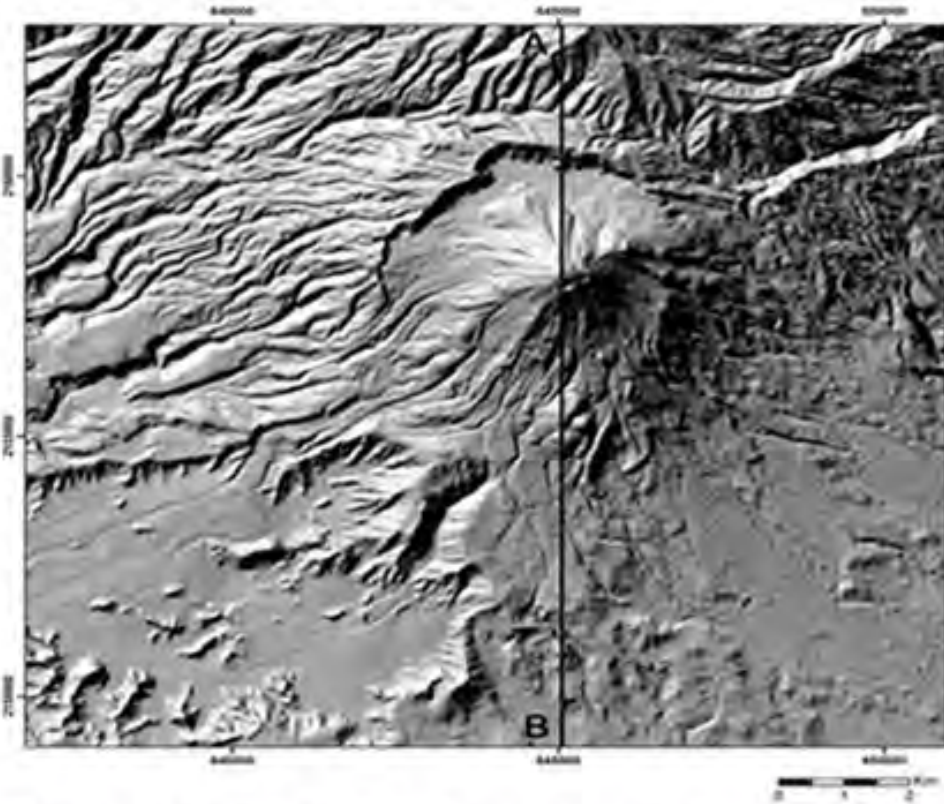
Los valores de profundidad de la disección de 10 a 20 m, son los que mayor área ocupan, se interpreta como un rango de amortiguamiento entre los índices más bajos del sur y los valores en transición hacia los altos, localizados en los extremos NW y NE. El rango mencionado se dispone rodeando al Colima y es en dirección sur, donde alcanza su máxima extensión. Es en estos territorios, es donde existe el mayor número de coladas de lava, en donde es posible observar rasgos primarios como crestas de compresión en sus superficies y levées en sus bordes.

Los valles con profundidades < 10 m, son característicos del extremo sur de la zona de estudio (piedemonte volcánico), se trata de terrenos que fueron rellenados en distintos tiempos con materiales provenientes de por lo menos cinco avalanchas de escombros provenientes del Paleofuego (Macías, 2005). Esto explica la existencia de terrenos con baja inclinación, característica que inhibe el poder erosivo en la vertical de los cauces. Por otro lado, la compactación de los materiales (de media a alta), no permite el desarrollo de cauces, de ahí que los ríos fluyan en surcos, canales y cárcavas con profundidades incluso < 5 m.

Los valores de profundidad entre 60 y 80 m, se disponen sobre las laderas superiores del Nevado de Colima y Paleofuego, estos tienen relación con la edad de las estructuras; es decir, la acción erosiva de los ríos, contó con el tiempo suficiente para *cortar* valles de profundidad intermedia entre los superficiales y los profundos. Hay que mencionar que estos valores se localizan fuera de la dirección preferencial de las caídas piroclásticas.

Los valles más profundos se localizan en los extremos NW y NE, son territorios que se encuentran alejados al foco emisor (el Colima); por tanto, la caída de piroclastos fue mínima o no llegaron, esta característica permitió la continuidad de la acción erosiva en estas áreas, al no ser interrumpida tuvieron desarrollo valles de profundidad > 80 m (Fig. 38).

Trayectoria del perfil A-B: en planta.



Trayectoria del perfil A-B: en perspectiva



Relación de las unidades geomorfológicas con la densidad y la profundidad de la disección en un perfil N-S

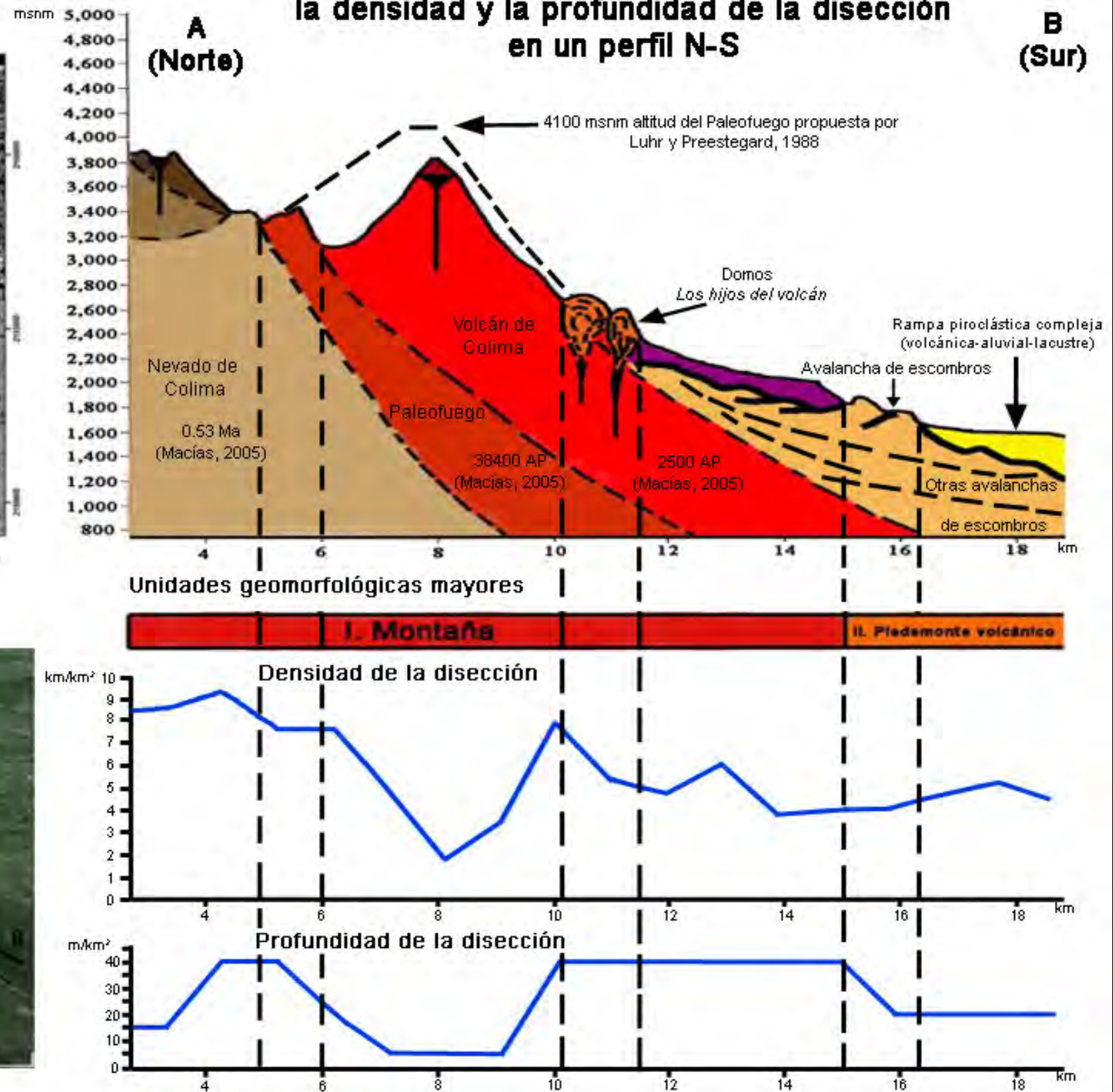


Fig. 38. El perfil geomorfológico muestra las principales estructuras de la zona de estudio: Nevado de Colima, Paleofuego, V. de Colima, los domos *Los hijos del volcán*, la avalancha de escombros y las rampas piroclásticas complejas. De igual forma, se incluyeron los valores de densidad y profundidad de la disección con la finalidad de establecer un vínculo entre los valores bajos y altos de cada parámetro morfométrico con las formas de relieve. De esta manera, se evidenció que las estructuras más antiguas (Nevado de Colima y Paleofuego) son las que tienen una red fluvial bien desarrollada mientras que los territorios más dinámicos asociados con la constante actividad volcánica (V. de Colima y la rampa piroclástica compleja) se caracterizan por la acumulación sobre la erosión, hecho que se ve reflejado en la escasa existencia de ríos y su poco desarrollo en la vertical.

Capítulo IV. Geomorfología

La geomorfología es la ciencia que estudia las formas de relieve con base en su génesis, morfología, dinámica y edad. En este sentido, el análisis geomorfológico se realiza a partir de una cartografía detallada, la cual permite clasificar cada una de las estructuras que componen a la superficie terrestre en tres grandes rubros de acuerdo con Simonov (1985): endógeno, exógeno y endógeno modelado.

La configuración espacial del relieve hace evidente el vínculo que existe entre la litología, su arreglo (estructura: masivo, deleznable y en estratos) y la influencia de la tectónica en el terreno. Estos aspectos son determinantes en la susceptibilidad erosiva de los materiales, la cual tendrá como resultado el modelado, la formación de diferentes morfologías y la evolución de las formas terrestres.

El objetivo de este capítulo consiste en la elaboración de una cartografía geomorfológica del volcán de Colima, donde se clasifica el relieve de acuerdo con su génesis endógena, exógena y endógena modelada. En este sentido, se hacen evidentes los diferentes procesos que dan origen a cada una de las estructuras, así como su distribución y arreglo. Estas características hacen del mapa geomorfológico un documento útil en la prevención y mitigación de eventos peligrosos, ya que la identificación de los diferentes productos volcánicos, permite establecer patrones y tipo de emplazamiento recurrente de los materiales, que en ocasiones, puede traer graves afectaciones en las poblaciones cercanas.

El primer paso en la elaboración de la cartografía geomorfológica, consistió en la interpretación de 56 fotografías aéreas (INEGI, 1995: 1: 75,000; INEGI, 2003: 1:20,000; INEGI, 2004: 1:27,000, 1: 28,000, 1:32,000) bajo un criterio morfogenético, con la información obtenida, se elaboró el mapa correspondiente.

La cartografía geomorfológica del volcán de Colima (documento anexo) muestra los edificios volcánicos, sus conos, domos, lavas asociadas y levées; de la misma forma, evidencia estructuras complejas como las calderas, rampas piroclásticas y hummocks. Todas ellas se explican a continuación.

4.1 Mapa geomorfológico del volcán de Colima

La cartografía geomorfológica se considerada un inventario de formas de relieve y procesos modeladores. En este sentido, el volcán de Colima y las zonas adyacentes, se explican a partir de una leyenda que ordena y clasifica de forma jerárquica cada estructura identificada.

RELIEVE ENDÓGENO

1. Volcánico Acumulativo

1.1 Volcán de Colima

1.2 Cono adventicio (*El volcancito*)

1.3 Domos

1.4 Boca

1.5 Coladas de lava asociadas a:

a) Volcán de Colima

- Tempranas
- Intermedias
- Tardías

b) Nevado de Colima

- Tardías

1.6 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo

a) Levées

- Pared
- Cresta

b) Frentes de lava (escarpe)

- c) Llanos volcánicos
- d) Crestas de compresión

2. *Volcánico Explosivo*

2.1 Destructivo

2.1.1 Domos cumbrales

2.1.2 Cráteres de explosión (asociados a domos cumbrales)

2.1.3 Relictos de domos

2.1.4 Escarpes de explosión asociados a las calderas: Paleofuego y Nevado de Colima

2.2 Constructivo

2.2.1 Depósitos de avalancha (Hummocks) con morfología de:

- a) Cúpula
- b) Complejos (crestas, lomas y laderas)

2.2.2 Depósitos de caída asociados a los eventos explosivos de:

- a) Caldera Paleofuego: borde N-NE
- b) Caldera Nevado de Colima: borde S

2.2.3 Rampas piroclásticas complejas constituidas por secuencias de avalanchas de escombros, flujos piroclásticos, de bloques y ceniza, lahares y material de caída

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

3. *Volcánico*

3.1 Laderas exteriores asociadas a:

- a) Caldera del Paleofuego
- b) Lavas asociadas al Paleofuego
- c) Caldera Nevado de Colima
- d) Lavas asociadas al Nevado de Colima

4. *Tectónico*

4.1 Escarpe de falla

4.2 Lomo de compresión (*Pressure ridge*)

RELIEVE EXÓGENO

5. *Erosivo fluvial*

5.1 Valles fluviales

- a) <10 m
- b) 10 – 20 m
- c) 20 – 40 m
- d) > 40 m

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Escarpes

Líneas de flujo en abanicos

Nivel altitudinal relativo

Localidades

Contactos:

- a) Reales
- b) Inferidos

RELIEVE ENDÓGENO

Comprende las formas de relieve que tienen en su origen en el interior de la Tierra (procesos tectónicos, magmáticos intrusivos y volcánicos). La zona de estudio se caracteriza por presentar en su mayoría este tipo de dinámicas, hecho que se ve reflejado en la gran variedad de formas identificadas.

1. *Volcánico acumulativo*

En este apartado, se consideran aquellas formas de relieve que tienen su origen en la acumulación y emplazamiento de materiales asociados a diferentes procesos volcánicos; todas estas estructuras, conservan su morfología original como respuesta de su formación reciente.

1.1 Volcán de Colima

Es un edificio compuesto por flujos de lava (andesíticos y dacíticos) y material piroclástico que le confieren una morfología de cono truncado, con un drenaje radial efímero (Fig. 39). La estructura presenta un basculamiento hacia el sur, lo que le confiere un perfil asimétrico; esta disposición resulta de su emplazamiento al interior de la caldera del Paleofuego, en donde las laderas norte del Colima se ven obstaculizadas por la presencia de una estructura antigua, la caldera (frente montañoso del cráter de explosión); mientras que el flanco meridional, tiene un mayor desarrollo, debido a que no existen obstáculos para el emplazamiento de lavas, flujos piroclásticos y avalanchas de escombros.

El cono del Colima está constituido, en general, por lavas y por piroclastos, la figura 40 muestra la distribución que tienen estos dos componentes en la constitución del edificio. En la misma figura también se observa el perímetro de toda la estructura y las laderas superiores del volcán.

En el mapa geomorfológico fueron identificados dichos elementos como unidades separadas, por tanto, lo representado corresponde a rampas de detritos que mantean coladas y forman parte del edificio.

El área que ocupa el edificio volcánico es de 7 km², su altura es de 3820 msnm y de acuerdo con la interpretación de fotografías aéreas (INEGI, 2003: 1:20,000), existían tres estructuras dómicas en la cima, mismas que fueron destruidas en diferentes eventos explosivos (1994 y 1998). Es importante mencionar que en 2003 el estilo eruptivo era efusivo, de esta manera, se explica la existencia de una boca eruptiva al interior de uno de los cráteres, por la cual fueron emitidas varias coladas de lava en dirección SW.



Fig.39. La imagen muestra el flanco este del volcán de Colima, en ella se observa la asimetría de la estructura, donde la ladera N es más corta en cuanto a longitud mientras que la sur se extiende por más kilómetros (10 de Febrero de 2010).

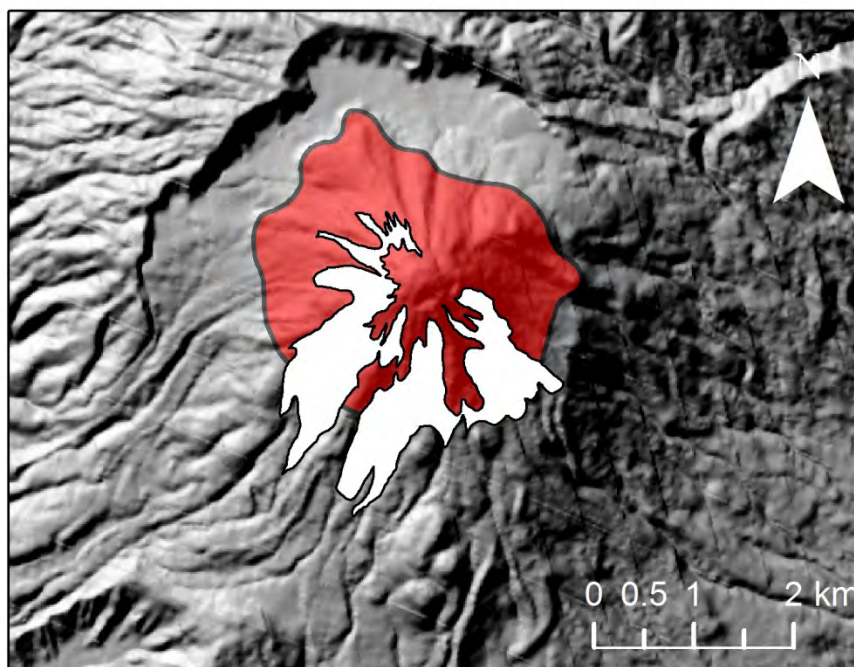


Fig. 40. El volcán de Colima es un cono compuesto por lavas y piroclastos, la imagen muestra la distribución de estos materiales (blanco) y la base del cono (rojo).

1.2 Cono adventicio: *El volcancito*

Se localiza en la ladera NE del edificio principal, es de morfología compleja y de cima convexa; en su flanco oriente, tiende a ser cónico y cambia este aspecto hacia el poniente, por la existencia de un domo que se desarrolló sobre este flanco y modificó su apariencia (asimétrica). Su origen se asocia con la falla de Tamazula, que cruza el Colima en dirección SW-NE (Fig. 41).

El eje mayor de *El volcancito* tiene 700 m, se orienta en dirección NW-SE; mientras el menor, alcanza los 400 m y se dispone de W-E. El área que ocupa es de 0.3 km², su altura desde su base es de 340 m y su altitud es de 3520 msnm. Su emplazamiento fue registrado en 1869, con fuertes explosiones y emisión de grandes cantidades de lava y piroclastos, su actividad cesó en 1879 (Fig.42).



Fig. 41. *El volcancito*, de morfología compleja ocupa la ladera NE del volcán de Colima (Foto de Tom Pfeiffer en Volcano Discovery, 2015).

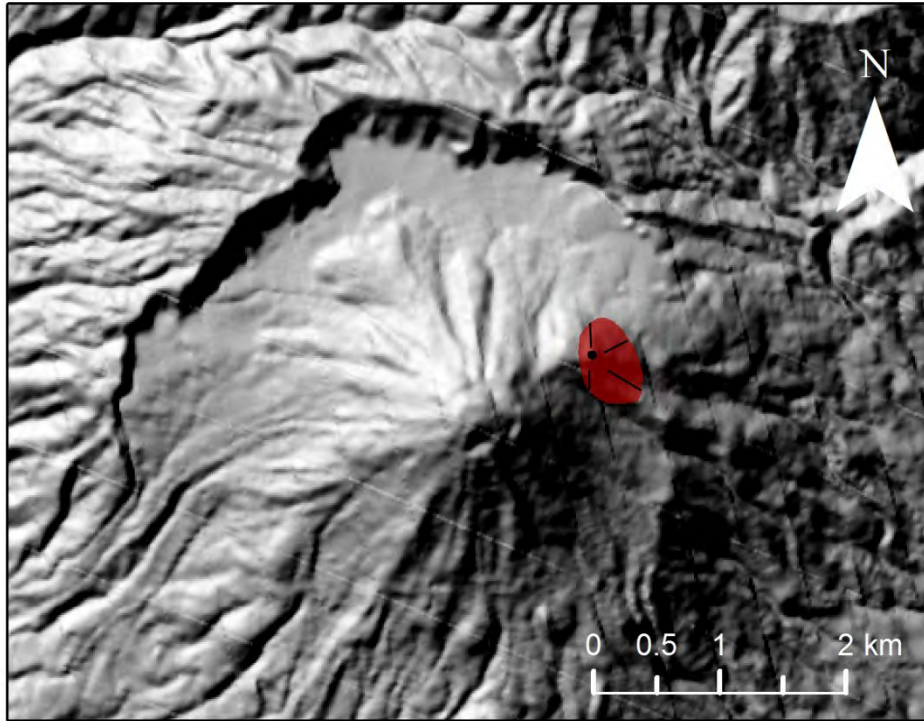


Fig. 42. Vista en planta de *El volcancito* (cono adventicio), su emplazamiento se asocia a la falla de Tamazula (SW-NE).

1.3 Domos

Formas de origen volcánico que tienen su origen en la acumulación progresiva de flujos de lava desgasificada y de baja temperatura ($\sim 700^{\circ}\text{C}$), en torno a un centro emisor (Schmincke, 2004). En la zona de estudio fueron identificadas 6 estructuras, cinco de ellas al sur del Colima y la restante, en el flanco NE junto a *El Volcancito* (Fig.43).

La morfología que presentan las seis estructuras es similar entre sí; cúpulas con laderas álgidas y desplazadas a favor de la pendiente, lo que les da un aspecto asimétrico; todas ellas son de cima convexa. Los tres domos más meridionales ya habían sido reconocidos con anterioridad en la literatura y fueron llamados *Los hijos del volcán*, el resto se identificaron a través de las fotografías aéreas.

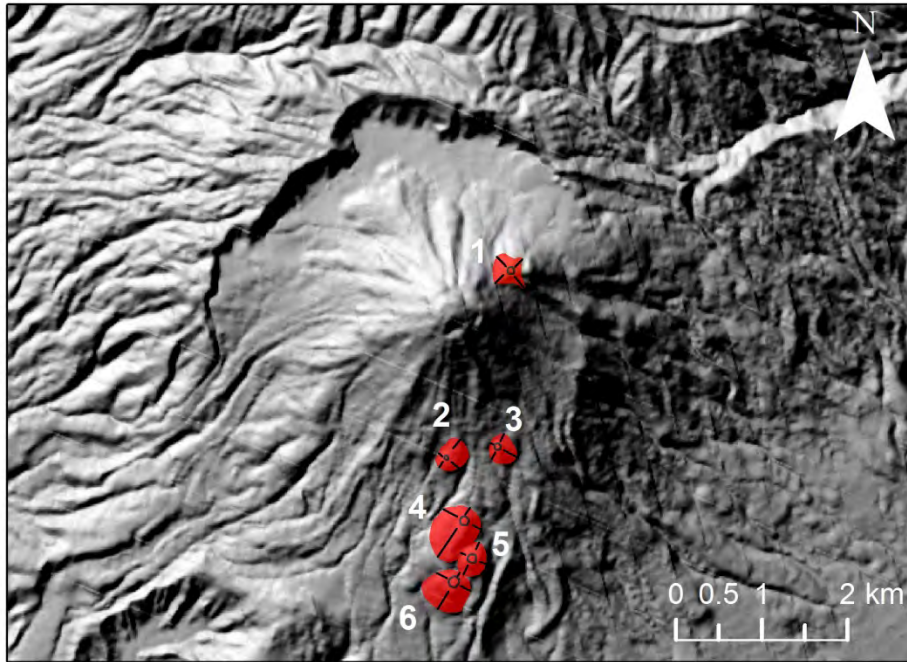


Fig. 43. Los domos presentan en planta un perímetro semicircular y una morfología de cúpula, su arreglo se vincula con el sistema de fallas que dio origen al complejo volcánico de Colima (Nevado de Colima, Paleofuego y Colima).

El domo 1 (Fig. 43) se localiza en el flanco oeste de *El volcancito*, su morfología es de cúpula asimétrica inclinada al N, de laderas pronunciadas y su área es de 0.11 km². El eje mayor alcanza los 490 m y se orienta de NW a SE; mientras el menor, es de 330 m y se dispone de poniente a oriente. Desde su base, su altura es de 120 m y alcanza los 3540 msnm. Su origen se vincula con la falla de Tamazula y mantiene un estrecho vínculo con el cono adventicio (*El volcancito*).

Los domos 2 y 3 (Fig.43 y 44) se identificaron en el proceso de fotointerpretación y elaboración de la cartografía geomorfológica, antes de este trabajo no existen reportes sobre ellos, posiblemente pasaron desapercibidos debido a los potentes mantos piroclásticos que los cubren.

Se localizan al sur del Colima y forman parte de la periferia de la misma estructura. En planta, su perímetro es semicircular, en general su morfología es de cúpula y en ambos casos la cima es convexa. La estructura identificada con el número dos tiene un área de 0.11 km², la altura desde la base alcanza los 160 m y

el diámetro es de 380 m. La superficie del domo tres es de 0.09 km², su altura es de 160 m y tiene 360 m de diámetro. En ambos casos, las laderas presentan una ligera inclinación hacia el sur, esta característica responde a la pendiente general del terreno.

En lo que respecta a los domos conocidos como *Los hijos del volcán* presentan una morfología de cúpulas sobrepuestas, asimétricas a favor de la pendiente (S), todas ellas de cima convexa. En planta, tienden a ser semicirculares. En su explicación se ha mantenido la misma secuencia numérica: 4, 5 y 6 (Fig.43).

La estructura número 4 es la más septentrional de este grupo y al mismo tiempo es la de mayor área (0.29 km²), su altura es de 160 m y su diámetro de 670 m. El domo 5 es la segunda, de norte a sur, además de ser la de menor superficie (0.1 km²), altura (120 m) y diámetro (420 m). Por último, el número 6 es el más austral, tiene 0.22 km² de área, 240 m de alto y 560 m de diámetro (Fig. 44).



Fig. 44. Los domos se emplazan solo en el flanco sur del Colima, las estructuras denominadas 2 y 3, se localizan en las laderas medias, mientras que las 4, 5 y 6 ocupan la base del volcán; estos últimos se conocen como sus *hijos* (12 de Febrero de 2010).

1.4 Boca

Este tipo de estructuras se caracterizan por la emisión de magma, a través de zonas de debilidad cortical (fallas y fracturas), sin embargo, para el caso del volcán de Colima, la *boca* identificada está asociada con la explosión del domo 6 en Marzo de 2003. Este fenómeno favoreció la liberación del conducto magmático, lo que permitió la emisión de flujos de lava en el flanco SW; como se observa en la fotografía aérea (INEGI, 2003) (Fig. 45).

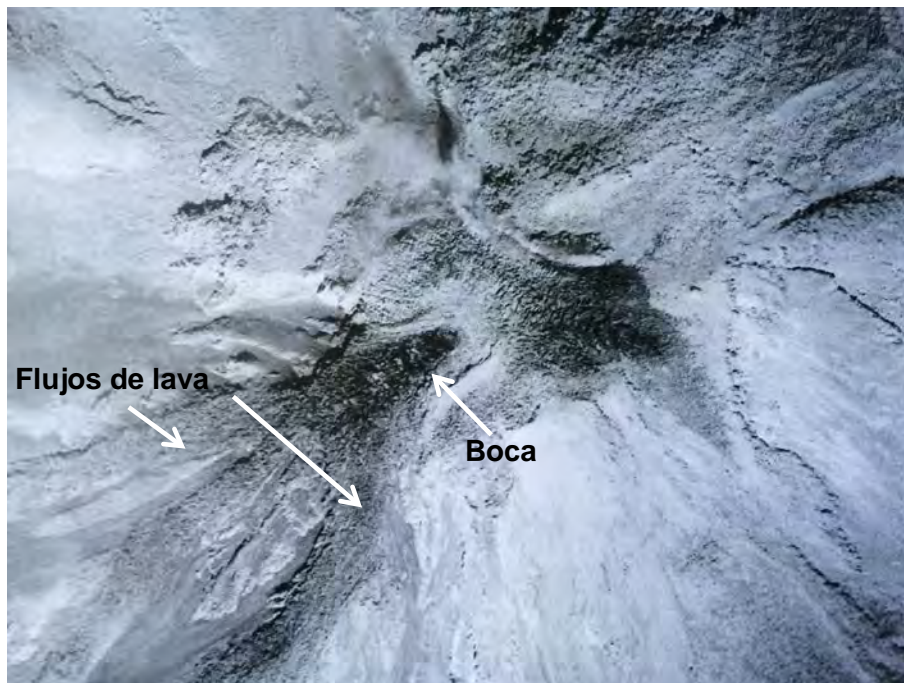


Fig.45. Fotografía aérea de la cima del volcán de Colima, se observa la *boca* volcánica y las lavas asociadas. Esta forma de relieve se formó como consecuencia de la destrucción del domo 6 en Marzo de 2003 (INEGI, 1:20 000: 2003).

La *boca* se localiza al interior de dos cráteres *anidados* que definen una morfología de media luna (Fig. 46); estas estructuras relicto, son producto de las intensas explosiones que destruyeron el domo 6 en Marzo de 2003. La morfología de la *boca* es semicircular, su diámetro es de 75 m y ocupa un área de un poco más de tres mil metros cuadrados.

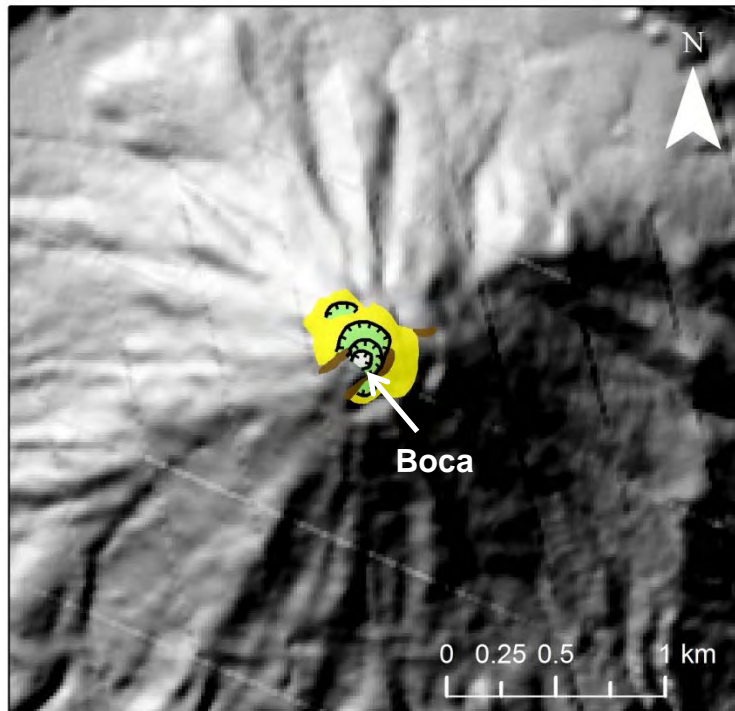


Fig. 46. La *boca* volcánica formada en Marzo de 2003 se localiza al interior de dos cráteres en media luna que se asocian a la destrucción del domo 6 en la misma fecha.

1.5 Coladas de lava asociadas a: Volcán de Colima (tempranas, intermedias y tardías), V. Paleofuego y Nevado de Colima (tardías)

La actividad efusiva en un volcán es común, en diferentes periodos eruptivos suelen emitir grandes cantidades de magma, que al correr sobre la superficie generan coladas o flujos de lava. Su avance y morfología van a depender de las características fisicoquímicas que las constituye. De igual forma, va a influir de manera directa el territorio sobre el cual se emplazan, en particular la inclinación y la rugosidad del terreno. Estos flujos pueden ser expulsados en lapsos de horas, días o semanas, por tanto su enfriamiento va a ser diferencial dando como resultado cierto tipo de expresiones superficiales, como son los levées y las crestas de compresión.

En la zona de estudio, las coladas de lava fueron divididas de acuerdo a la estructura que les dio origen, es decir, las asociadas al Colima, Paleofuego y

Nevado de Colima. Las coladas en conjunto suman un total de 43.37 km² y a continuación se analizan las características morfológicas, espacialidad y posición relativa con otros flujos.

a) Volcán de Colima

- Tempranas

Son características de las laderas SW, S y SE, se consideran como el basamento visible y representan los flujos más distales de todo el conjunto, este hecho hace suponer que en algún momento el Colima tuvo emisiones de composición intermedia.

Al tratarse de lavas *antiguas* sus rasgos primarios ya no son claros, se encuentran cubiertos por potentes mantos de piroclastos que mantienen una cubierta vegetal densa sobre ellas. Sin embargo, en algunos casos fue posible distinguir escarpes al interior de la colada que hace que estas superficies definan una morfología escalonada. Los frentes son característicos de las porciones distales, marcan el fin del trayecto del flujo y en este caso su altura varía entre 50 y 100 m, el área que ocupa este conjunto es de 21 km² (Fig. 47).

La dinámica actual de estas formas de relieve es la erosión fluvial; en este sentido, los cauces principales (barrancos) se disponen entre los límites de cada unidad y alcanzan profundidades entre 20 y 40 m (Cap.3 Fig.35); a ellos se unen decenas de pequeños afluentes que tienen desarrollo sobre las cubiertas piroclásticas. Este hecho favorece la existencia de pequeños cauces y el acarreo de detritos. En estos sectores la densidad de la disección varía entre los 4 y 6 km/km² (Cap. 3: Fig. 34).

- Intermedias

La palabra intermedia en este tipo de lavas tiene un significado temporal, se trata de un grupo de flujos que se originó entre las primeras (tempranas) y las recientes (tardías). Se distribuyen en todas las laderas del edificio principal y en el sector SW están cubiertas por flujos más recientes (Fig. 47).

Su morfología y longitud está condicionada por un relieve antecedente; en particular, la caldera del Paleofuego (norte del Colima). En este sector los flujos son de corta longitud, sinuosos o en forma de *bastón*, como respuesta al frente calderico que impide su avance. Las crestas de flujo-compresión, reflejan la falta de espacio para fluir y provoca la compactación de los mismos, algunos de ellos ganan altura debido a esta situación. Caso contrario, ocurre con las lavas que se disponen en el resto de las laderas del edificio principal, donde tienen un libre avance y se disponen a favor de la pendiente dando como resultado una morfología lobular. La composición de las lavas varía de intermedia a acida y el área que ocupan es de 16.85 km².

Una característica común de estos flujos, es la existencia de mantos piroclásticos sobre su superficie. Estas cubiertas no impiden distinguir rasgos primarios característicos de estas formas y que los sitúan en una edad histórica (levées, crestas de compresión, falsos domos y escarpes menores).

Con respecto a la vegetación, se observó que tiene poco crecimiento y es dispersa, ambas características hacen suponer que las cubiertas de detritos son recientes y están en constante renovación, por caídas y flujos piroclásticos. También hay que considerar que los detritos al estar poco consolidados, permiten la filtración del agua de lluvia y crean condiciones de humedad poco favorables para el desarrollo de una carpeta vegetal compleja e integrada.

- Tardías

Este grupo de lavas se caracteriza por haber sido emitidas en periodos eruptivos históricos y actuales, es por ello que presentan una delgada o nula capa de piroclastos, lo que facilita el reconocimiento de estructuras primarias y por tanto de su *juventud*. Su disposición es radial respecto a la cima del volcán y la mayoría de ellas son cercanas a la cumbre (punto emisor), al ser de composición acida presentan un corto recorrido. Esta característica hace que se conozcan como *lavas colgadas* en bloques con morfología de lóbulo, el área que ocupa este conjunto es de 5.53 km² (Fig. 47).

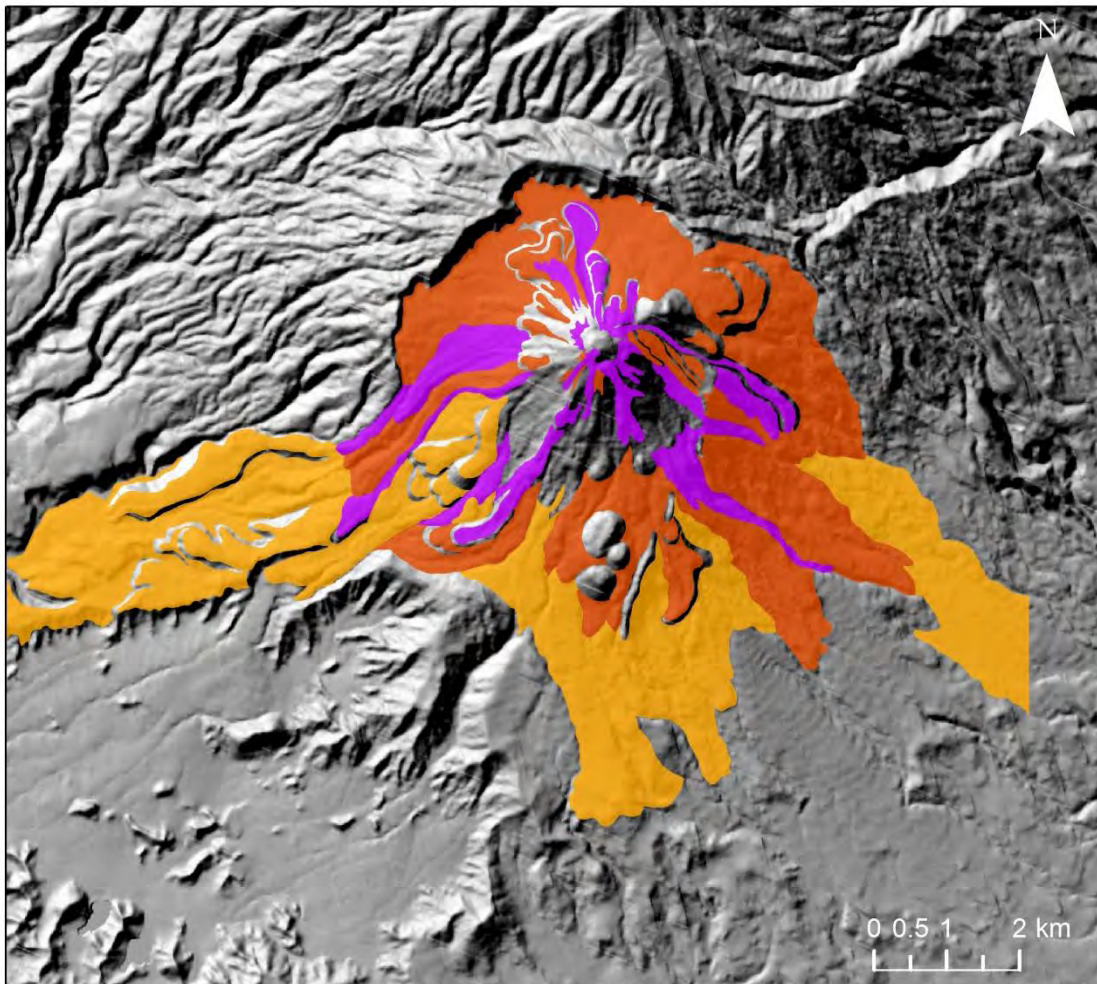


Fig. 47. Coladas de lava del volcán de Colima: Tempranas (naranja claro), intermedias (naranja fuerte) y tardías (moradas).

b) Nevado de Colima

- Tardías

Estas formas de relieve se asocian a la formación de un domo en el último periodo eruptivo del Nevado de Colima, si bien en el mapa esta unidad no se observa en su totalidad; hay que mencionar, que los flujos identificados presentan numerosos escarpes con desniveles < 20 m.

Los drenajes han tenido desarrollo entre los contactos de cada unidad, alcanzando una profundidad de 20 a 40 m, dato que corresponde en la mayoría de los casos a la altura de los escarpes que los contienen. El patrón de drenaje es subparalelo y se explica por el control que tienen los flujos sobre los incipientes escurrimientos. Esta unidad tiene una superficie de 3.5 km² (Fig. 48).

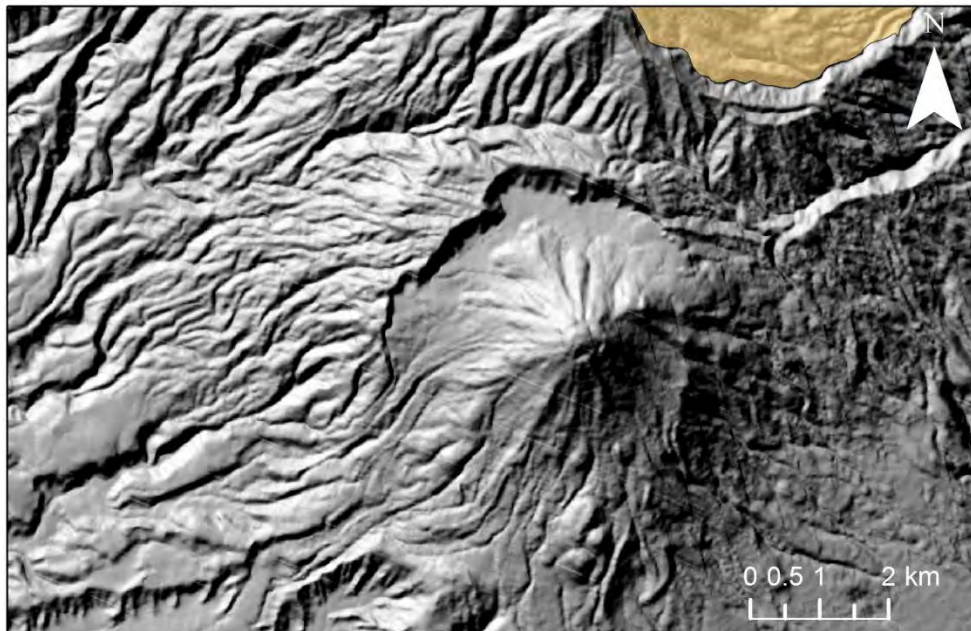


Fig. 48. Lavas asociadas al último domo que se emplazó en el Nevado de Colima.

1.6 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo

a) Levées

Son bordes laterales que van en la misma dirección general del flujo de lava, tienen su origen en el enfriamiento diferencial que permite que la porción central se mueva, mientras que los costados se endurecen, actuando como una barrera. Cuando la emisión de magma se reduce, el canal central se vacía y deja como evidencia dichas crestas paralelas (levées) (Cas y Wright, 1993). Su existencia y morfología hace evidente la juventud de las coladas. En la zona de estudio se presentan las siguientes morfologías:

- Pared

La principal característica de esta variante es la altura, en la zona de estudio se presenta con altura > 20 m que culmina con una cima plana-convexa. Se presentan de manera continua en los flancos de uno de los flujos más largos emitidos por el volcán de Colima entre los años de 1975-76. Esta colada se emplaza sobre el flanco E-SE y su longitud es de 3.2 km de largo (Fig. 49).

- Cresta

La altura de estas estructuras es < 20 m y en la porción superior definen una cima aguda-asimétrica. Son característicos del sector medio y distal de las coladas y como un rasgo distintivo se puede decir que son cortos y en ocasiones discontinuos. (Fig. 49).

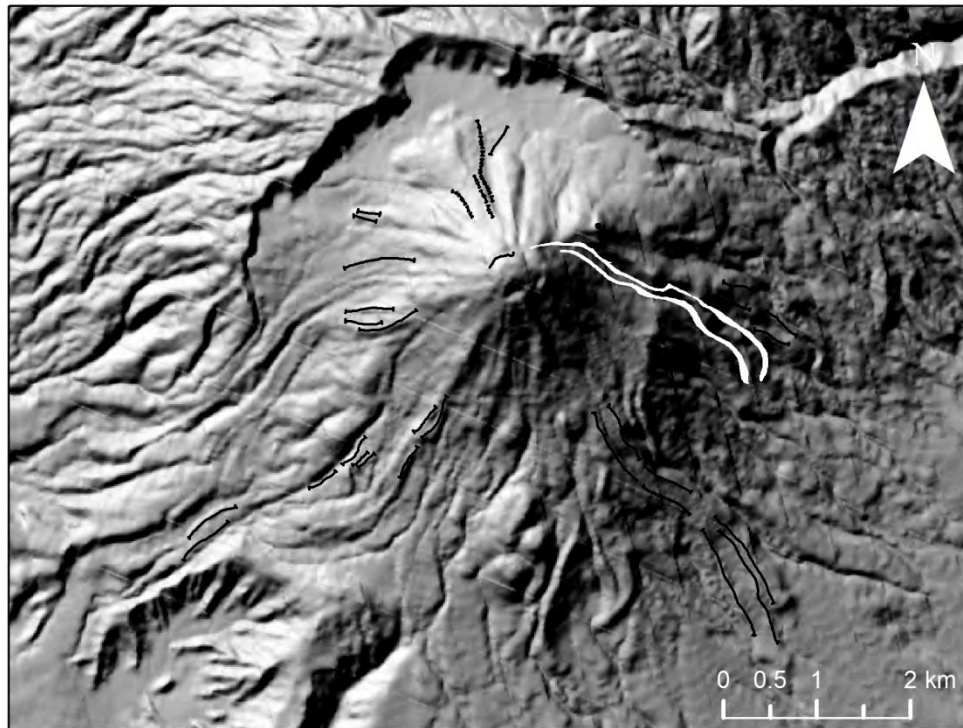


Fig. 49. Localización de levées con morfología de pared (línea blanca) y de cresta (línea negra).

b) Frentes de lava (escarpe)

Esta forma de relieve se asocia a los flujos de lava, son parte de los bordes perimetrales y del sector distal de las coladas, dicho de otro modo, estas unidades definen los límites del flujo y presentan pendientes francas. Se identificaron dos tipos de escarpes de acuerdo con su morfología. Los primeros, son continuos y estables a lo largo de toda la estructura, en planta se distinguen por definir arcos alargados y son característicos de los derrames tardíos.

El segundo tipo de escarpe se caracteriza por ser discontinuo a lo largo de la estructura, como resultado de la remoción de materiales (vuelcos y desprendimientos) condicionados por una densa red de grietas de enfriamiento que los hacen susceptibles. En la cartografía, ambos tipos comparten la misma simbología, debido a sus génesis y la diferencia entre ellos es la continuidad.

En lo que refiere a la altura se identificaron escarpes < 50 m y de 50 a 100 m de alto; dicha diferencia se vincula con el espesor que presentan las lavas y a su juventud, también influye la existencia de cubierta piroclástica o vegetación.

c) Llanos volcánicos

Se trata de superficies subhorizontales que no fueron cubiertas por flujos de lava, se ubican entre coladas y se constituyen por piroclastos (caídas). En la zona de estudio fueron reconocidos dos relieves de este tipo, ambos sobre el piso calderico del volcán Paleofuego (El Playón). El primero, se localiza al centro de esta estructura y tiene un área de 23411 m². El segundo en el extremo este y su área es de 11811 m² (Fig. 50).

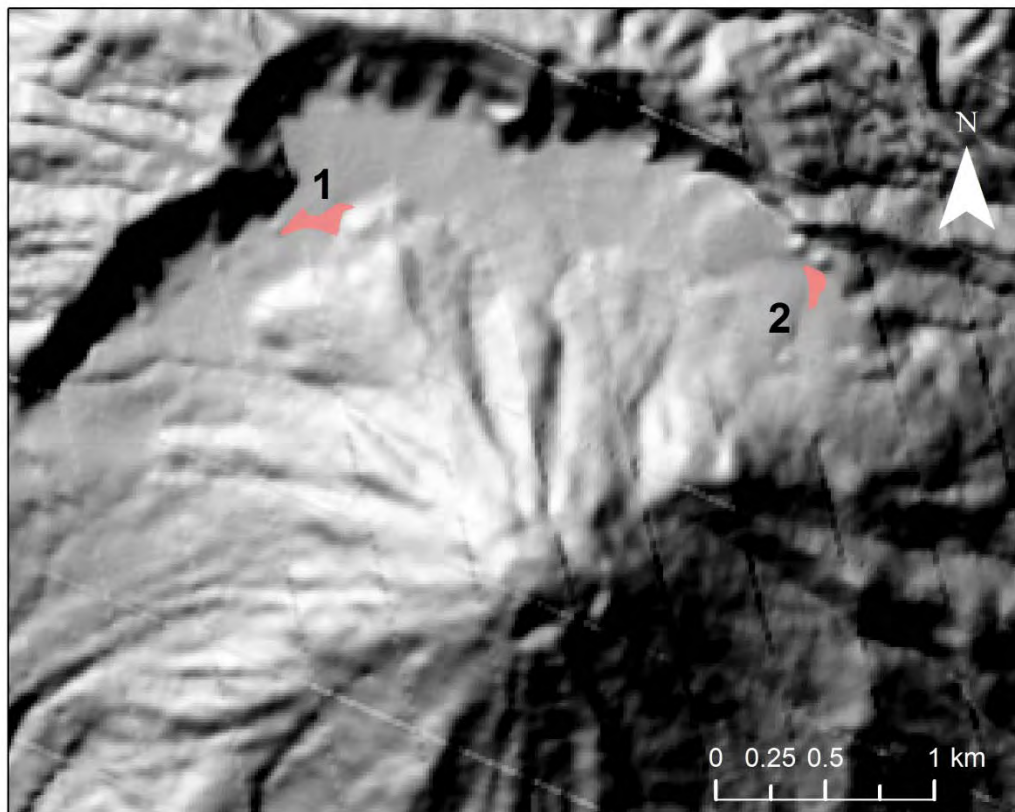


Fig. 50. Los llanos volcánicos son superficies casi horizontales, la existencia de tan solo dos formas de este tipo, pone en evidencia la gran densidad de coladas de lava que ocupan el interior de la caldera del Paleofuego.

d) Crestas de compresión

Son cordones transversales a la dirección del flujo, su origen se asocia al enfriamiento de las porciones distales de las coladas, lo que hace más lento su avance o bien se detiene por completo; también, se vinculan a los resaltes u obstáculos topográficos que ralentizan el flujo y favorece su creación. Estas morfologías son exclusivas de las lavas recientes.

2. *Volcánico Explosivo*

Este estilo eruptivo se considera un mecanismo creador de relieve, su ocurrencia se asocia con magmas ácidos e intermedios, enriquecidos de volátiles que se liberan de forma violenta. También ocurre por el colapso de las cámaras magmáticas (calderas), la actividad freatomagmática y el deslizamiento de laderas volcánicas (Schmincke, 2004). Todos ellos vinculados al Complejo Volcánico de Colima y en distintos tiempos de ocurrencia.

2.1 Destructivo

En este rubro, se incluyen las estructuras que son resultado de la actividad explosiva del Colima, se consideran como formas negativas, debido a su posición, *por debajo* de la superficie original. En el proceso, pierden su morfología inicial al momento de la explosión y derivan en nuevas formas de relieve.

2.1.1 Domos cumbrales

Estas estructuras son resultado de la acumulación continua y lenta de flujos de lava viscosos que dificultan el escurrimiento hacia los costados y define una morfología convexa a manera de cúpula. Durante su crecimiento existe una constante liberación de gases, que traen como consecuencia fuertes explosiones y la generación de flujos piroclásticos e incluso avalanchas.

En la cumbre del Colima se identificaron tres estructuras (INEGI, 2003: 1:20 000), que se superponen unas con otras y cuyo origen se vincula a un periodo de formación-destrucción de domos (1991-2003). Los cráteres en media luna evidencian el carácter explosivo de estas estructuras y vinculados a este proceso se observan cubiertas piroclásticas sobre ellas, así como en las zonas adyacentes a la cima del volcán. El área que ocupan es de 0.11 km² (Fig. 51).

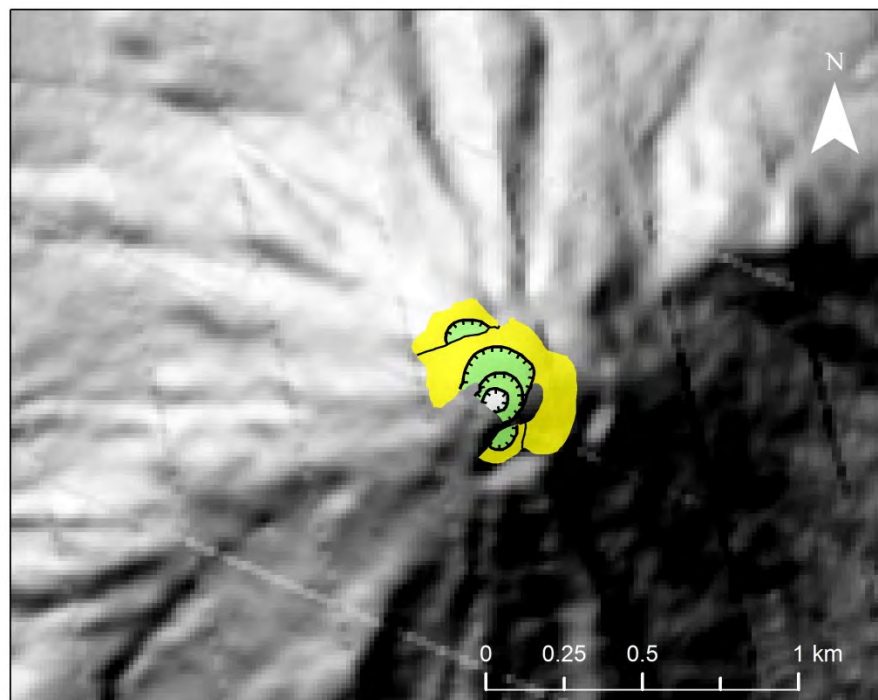


Fig. 51. Los domos de explosión (amarillo) no muestran la forma en cúpula característica debido a que se encuentran sobrepuestos, además que las explosiones los destruyeron.

2.1.2 Cráteres de explosión (asociados a domos cumbrales)

Son depresiones circulares o semicirculares, comunes en los edificios volcánicos; sin embargo, para el volcán de Colima estas estructuras son en forma de herradura y están anidadas unas dentro otras, son un total de 4. Su origen es explosivo vinculado con la destrucción parcial de los domos cumbrales (2.1.1). El cráter más grande contiene a otro y ambos están abiertos hacia el SW. Al interior

de estas dos formas de relieve existe una *boca volcánica* (1.4), cuyo origen se asocia con las explosiones del domo que ocupaba la cima en 2003.

En lo que respecta a los cráteres del NW (1:Fig. 52) y SE (2: Fig. 52), su morfología es en herradura, el primero, presenta una abertura hacia el SE y el segundo en dirección NW.

La morfología de cono invertido característico de los cráteres, en este caso, está interrumpida por el desarrollo de otras estructuras sobre ellas. El origen se asocia a la explosión de los domos formados y destruidos en 1991-1994 y 1998-1999. El atrio al interior de los cuatro cráteres, está cubierto por una potente capa de piroclastos, esto hace que su inclinación se vea disminuida.

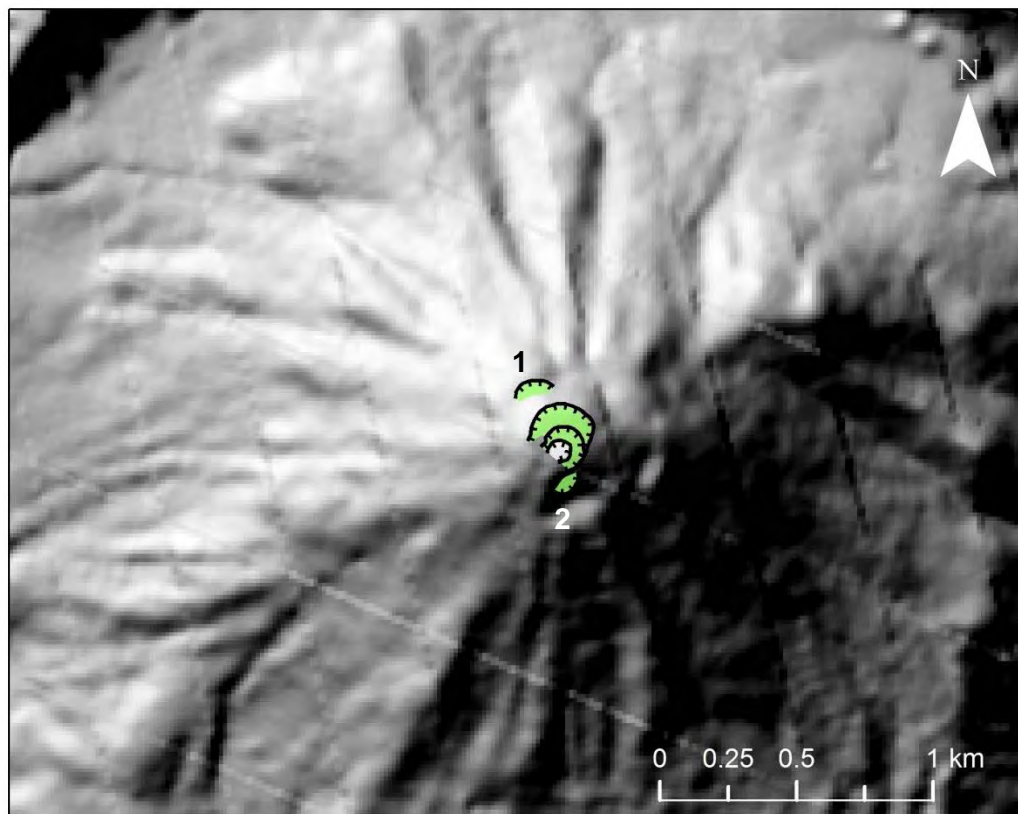


Fig. 52. Localización de los 4 cráteres en la cima del volcán Colima, su presencia hace evidente la constante actividad explosiva de la estructura.

2.1.3 Relictos de domos

Son estructuras alargadas intercaladas a los domos cumbrales, estos relictos pertenecen a estructuras formadas con anterioridad y destruidas casi en su totalidad. Su identificación radicó en la no correspondencia morfológica y litológica con las otras formas de relieve (domos cumbrales). El área que ocupan en la cima es de 22627 m².

2.1.4 Escarpes de explosión asociados a las calderas: Paleofuego y Nevado de Colima.

Representan el borde caldérico del Paleofuego y del Nevado de Colima; el primero de ellos se localiza al centro de la zona de estudio y el segundo al NE.

El borde caldérico del Paleofuego presenta una morfología en herradura abierta hacia el sur, es sinuoso y su longitud es de 8.12 km. El escarpe tiene una altura máxima de 240 m y una mínima de 40 m, la inclinación es cercana a 90°. La caldera del Paleofuego es morfológica, es decir, se vincula con una explosión dirigida de gran magnitud (erupción tipo Santa Elena) ocurrida hace 2 500 años AP (Cortés *et al.*, 2005) (Fig. 53).

El escarpe de la caldera del Nevado de Colima, presenta una morfología en herradura abierta hacia el E; sin embargo, la forma de relieve no aparece completa en el mapa. El frente es sinuoso y su inclinación es cercana a los 90°, su longitud es de 5.08 km (representados en el mapa), su altura máxima es de 240 m y la mínima de 60 m (Fig. 53). La caldera es considerada como morfológica y su origen es resultado de una erupción tipo Santa Elena, ocurrida hace 18 500 AP (Macías, 2005).

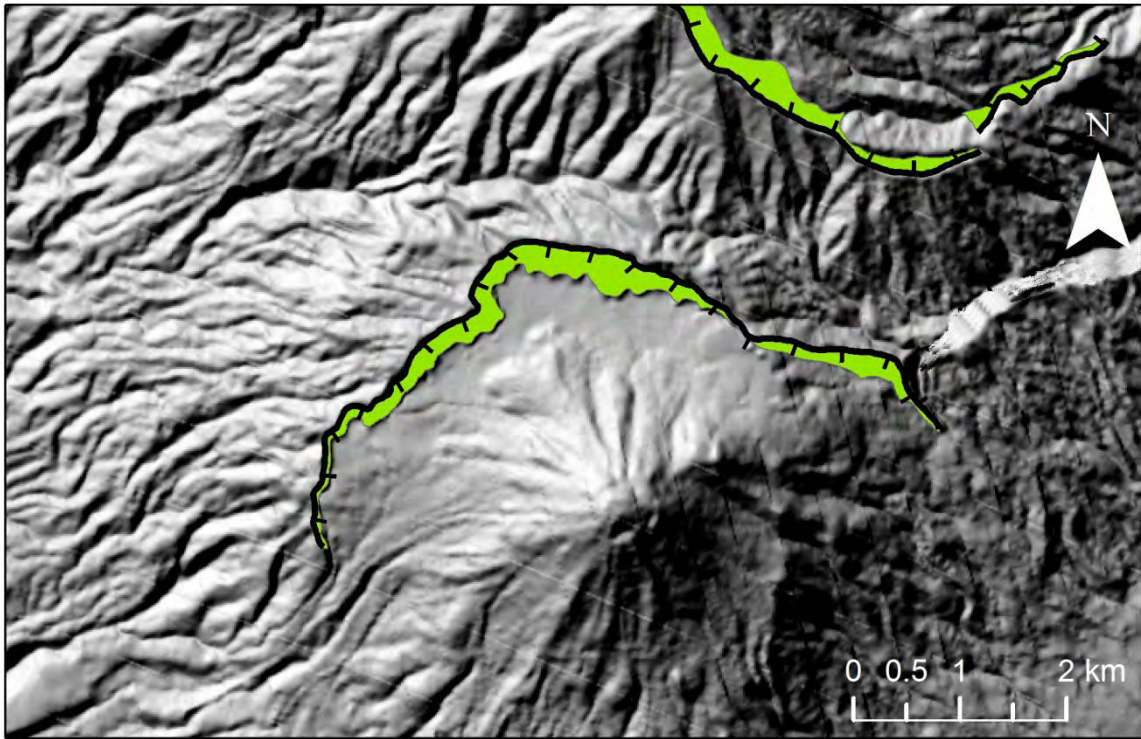


Fig. 53. Los bordes caldéricos del Paleofuego (centro) y Nevado de Colima (NE) son reflejo de una actividad explosiva (tipo santa Elena), que colapsó los edificios volcánicos.

2.2 Constructivo

En este apartado se consideran formas de relieve producto de la acumulación de materiales, que resultan de la actividad explosiva. También se conocen como relieves positivos al disponerse por *arriba* de la superficie original.

2.2.1 Depósitos de avalancha (Hummocks) con morfología de: cúpula y complejos (crestas, lomas y laderas)

La formación de una avalancha de escombros ocurre cuando un flanco del edificio volcánico se desliza, una vez que sucede los materiales, se desplazan como un cuerpo masivo y se emplazan sobre la superficie, abarcando varios kilómetros (Schmincke, 2004). En la zona de estudio este evento está asociado al colapso que destruyó al volcán Paleofuego (2 5000 AP; Cortés *et al.*, 2005) y fueron identificadas dos tipos de hummocks: cúpula y complejos (crestas, lomas y laderas) (Fig. 54).



Fig. 54. Sector SW del volcán de Colima en donde se observan los depósitos de avalancha (Hummocks) con morfología de cúpula y complejos (Foto de Tom Pfeiffer en Volcano Discovery, 2015).

a) Cúpula

Forman parte del sector sur de la zona de estudio, no presentan un arreglo aparente, sus dimensiones son heterogéneas debido a las características propias de ocurrencia de la avalancha de escombros. Los hummocks proximales son de mayor tamaño, en cambio los distales comienzan a deformarse y a perder volumen en la medida que se alejan de la fuente; todas estas formas de relieve alternan con rampas piroclásticas, cuyo origen involucra complejos arreglos deposicionales.

El hummock más representativo en cuanto a dimensiones tiene un eje mayor de 1.2 km de largo y de eje menor 547 m, su altura es de 340 m. En conjunto todas las estructuras ocupan un área de 5.9 km² (Fig. 55).

b) Complejos (crestas, lomas y laderas)

Son terrenos inclinados, en donde se intercalan lomeríos muy espaciados entre ellos, la cima de estas estructuras varía entre agudas y convexas; ocupan un área de 20.5 km². Algunas de ellas se encuentran yuxtapuestas, lo que les da un aspecto amorfo o complejo, algunos de ellos dan una apariencia de estar interrumpidos; en realidad, están parcialmente cubiertos con detritos poligenéticos (Fig. 55).

La mayor parte de estas estructuras se localizan al sur de la zona de estudio y tienen como rasgo distintivo la presencia de una red fluvial que está en proceso de integración (4-6 km/km²: Cap.3: Fig.34) y en donde los ríos tienen una profundidad entre 20 y 40 m (Cap. 3: Fig.35).

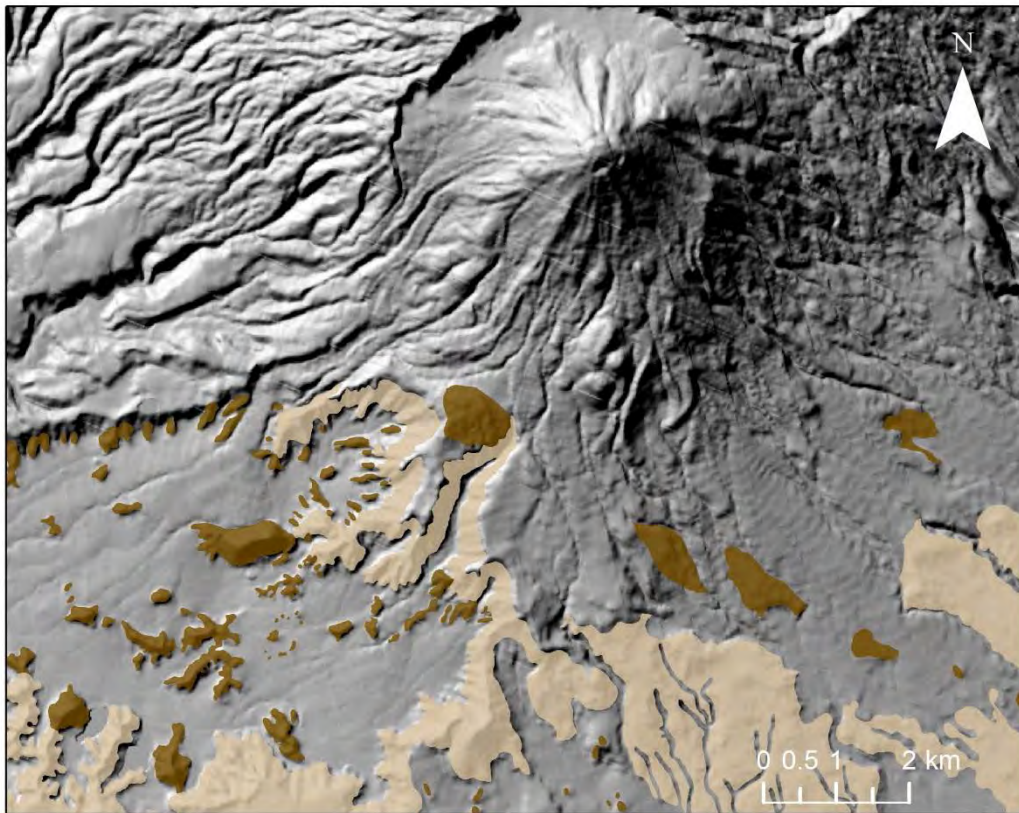


Fig. 55. Avalancha de escombros: hummocks en cúpula (café oscuro) y complejos (café claro). La dirección es hacia el sur del Colima y corresponde con el trayecto en el que ocurrió el colapso parcial del volcán Paleofuego, hace 2 500 AP años (Cortés *et al.*, 2005).

2.2.2 Depósitos de caída asociados a los eventos explosivos de: Caldera Paleofuego (borde N-NE) y Caldera Nevado de Colima (borde S).

La existencia de estos depósitos está asociada con un desprendimiento postexplosión producto del reacomodo de material, una vez concluida la erupción; para ambos casos, los materiales se disponen al pie del escarpe de explosión (borde caldérico).

Los depósitos asociados a la caldera del Paleofuego (A) se ubican sobre la superficie de El Playón que corresponde al borde N-NE y ocupan un área de 0.12 km²; para el caso de los materiales colapsados correspondientes al Nevado de Colima (B), se disponen en su sector sur y cubren una superficie de 0.45 km² (Fig. 56).

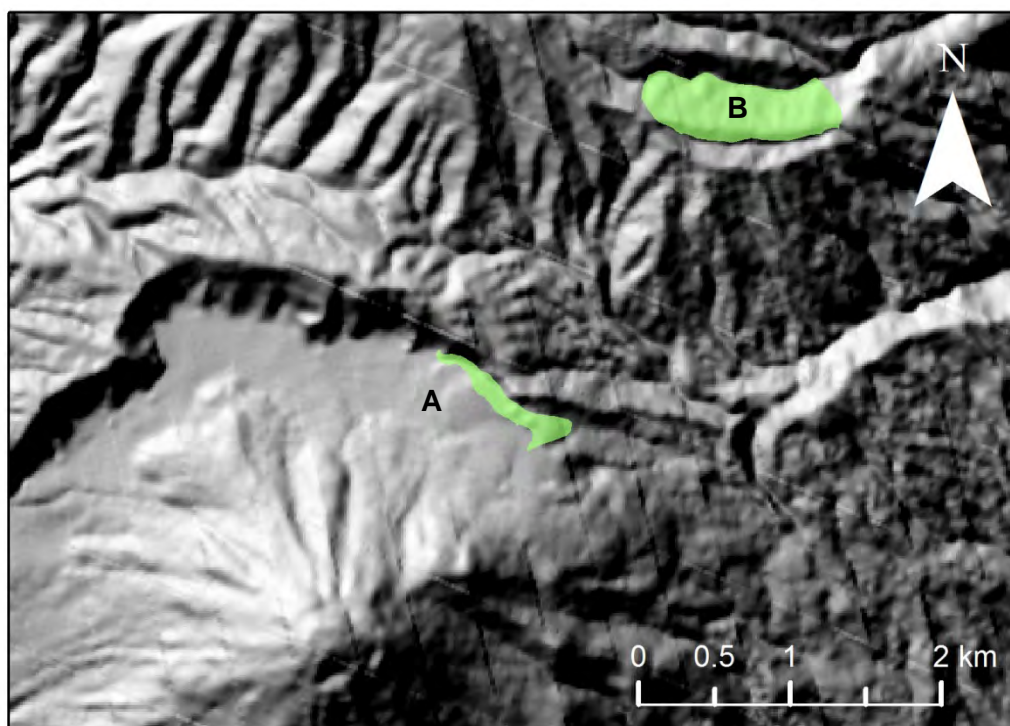


Fig. 56. Depósitos de caída asociados a los eventos postexplosivos de las calderas Paleofuego (A) y Nevado de Colima (B).

2.2.3 Rampas piroclásticas complejas constituidas por secuencias de avalanchas de escombros, flujos piroclásticos, de bloques y ceniza, lahares y material de caída.

Se trata de superficies de morfología homogénea, es decir, no presenta cambios altitudinales abruptos, su aspecto es de rampa con una inclinación $< 10^\circ$. Su origen es complejo, en el sentido que el sector sur donde se han desarrollado fue una depresión vinculada con el graben de Colima y ha funcionado como contenedor de detritos a lo largo de toda la historia eruptiva del Complejo Volcánico de Colima. Los primeros depósitos que llegaron a este sector corresponden, por lo menos, a 5 avalanchas de escombros asociadas al Paleofuego (Cortés *et al.*, 2005). Hay que mencionar que entre ellas existen intercalaciones de flujos (piroclásticos, de bloques y ceniza), lahares, materiales de caída relacionados a la dispersión o colapso de columnas eruptivas. Todos estos materiales fueron manteados y nivelados por las erupciones históricas y actuales del Colima.

Sobre estas superficies existen el desarrollo de sistemas fluviales, que presentan una densidad $< 6 \text{ km/km}^2$ mientras la profundidad varía de 10 m a 40 m (Cap.3: Fig. 34 y 35); el área que ocupan es de 44 km^2 (Fig. 57).

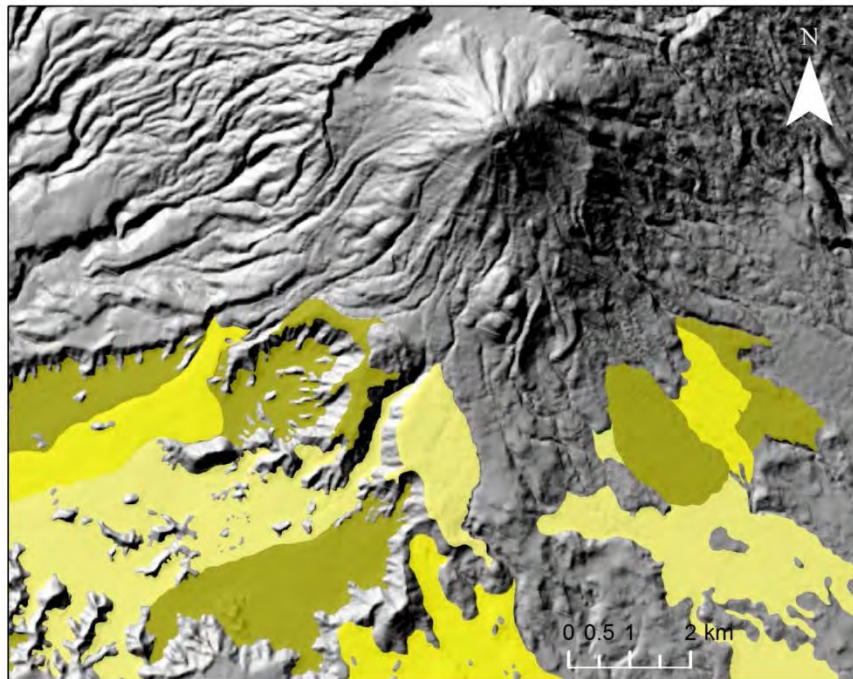


Fig. 57. Rampas piroclásticas, su espacialidad es a manera de *parches*, los tonos de amarillo hacen evidentes diferentes unidades; no obstante, presentan una morfología similar.

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

En este rubro se agrupan formas de relieve que tienen un origen endógeno, pero que han perdido sus rasgos primarios por la acción de los procesos exógenos (erosivos). La morfología resultante depende de la susceptibilidad que tiene la litología a los diferentes agentes de modelado. Para su explicación, se han dividido en los siguientes grupos:

3. *Volcánico*

Este tipo de relieve se asocia a la actividad volcánica explosiva: formación de calderas y lavas asociadas al Paleofuego y Nevado de Colima. La susceptibilidad a la erosión de los materiales que conforman dichas estructuras, ha permitido su transformación paulatina por la acción fluvial y gravitacional. De esta manera, la evolución del relieve se lleva a cabo, a partir de la destrucción y creación de nuevas formas.

3.1 Laderas exteriores asociadas a: caldera del Paleofuego, caldera Nevado de Colima y lavas asociadas al Nevado de Colima

a) Caldera del volcán Paleofuego

La morfología de la caldera es en herradura abierta hacia el sur, se trata de un edificio asimétrico, es decir, las laderas del NE son más cortas (650 m) que las del NW (2 km) y W (3 km). El emplazamiento del volcán es irregular (en planta, su perímetro es en forma de oz), debido a la existencia de estructuras antiguas en el momento de su formación (asociadas al Nevado de Colima), que obstaculizaron su desarrollo y la distribución de sus lavas. Dichos flujos presentan escarpes menores a 20 m y están modelados por una densa red fluvial (subdendrítica-radial), con valores de 8 a 12.5 km/km² y valles con profundidades de 40 a 60 m (Cap. 3: Fig. 34 y 35), este elemento hace evidente la antigüedad de la estructura. El área que ocupa es de 14.35 km² (Fig. 58).

b) Lavas asociadas al Paleofuego

Se localizan al este y oeste de la caldera del Paleofuego, representan las laderas medias y bajas de toda la estructura (Fig.58). Por su morfología en grandes bloques, se deduce que fueron coladas muy fluidas, además que el relieve preexistente favoreció su emplazamiento, al no presentar obstáculos que detuvieran su avance. Los rasgos primarios en ellas no existen, se encuentran disectadas por ríos que han formado valles de 20 a 40 m de profundidad (Cap.3, Fig. 35); algunos de ellos, han alcanzado los 100 m. El patrón de drenaje que ha tenido desarrollo sobre estas superficies es dendrítico-subparalelo y su grado de integración esta evidenciado por un índice de densidad de la disección de 6 a 8 km/km² (Cap.3, Fig. 34); este grupo de lavas ocupa una superficie de 12.5 km².

c) Caldera Nevado de Colima

Se localiza en el extremo NE de la zona de estudio y no está representada en su totalidad, su morfología es en media luna con laderas de longitud e inclinación heterogénea, su disposición y arreglo irregular está vinculado con la antigüedad de las lavas y a su competencia a ser modificadas por los agentes exógenos. Los flujos presentan escarpes menores a 20 m y son discontinuos, debido a la erosión.

La red fluvial que se desarrolla sobre esta forma de relieve se encuentra bien integrada con una densidad de la disección de 10 a 12.5 km/km² y valles que van de los 20 a los 40 m de profundidad (Cap.3: Fig. 34 y 35), el patrón de drenaje es subdendrítico-radial; todas estas características hacen de este territorio un buen ejemplo de relieve endógeno modelado. El área que ocupa es de 12.94 km² (Fig. 58).

d) Lavas asociadas al Nevado de Colima

La disposición de estas estructuras es en dos sectores, una al NW y otra al E de la zona de estudio; en su conjunto ocupan un área de 20.13 km². Las primeras se caracterizan por ser coladas antiguas, donde solo es posible identificar algunos escarpes y frentes de lava; se encuentran modeladas por una red fluvial bien desarrollada con valores de densidad de la disección de 8 a 12.5 km/km² y valles de 20 a 40 m de profundidad (Cap.3: Fig.34 y 35), el patrón de drenaje es subdendrítico. La inclinación y longitud de las laderas es heterogénea, hecho que potencia el poder erosivo de los ríos.

En el sector E, las lavas están asociadas al mismo periodo eruptivo que las anteriores, sin embargo, la diferencia radica en que estas coladas tiene un menor espesor y sobreyacen a secuencias de avalanchas de escombros; este hecho se ve reflejado en una mayor profundidad de los ríos, donde los valles van desde los 20 a más de 40 m de desnivel (Cap.3: Fig. 35), el patrón de drenaje es

subdendrítico con valores de disección de 8 a 10 km/km² (Cap.3: Fig. 34), la inclinación y la longitud de las laderas es heterogénea. Es importante señalar que estos flujos de lava se ven afectados por una estructura disyuntiva (falla de Tamazula) que las divide de la caldera del Nevado de Colima (Fig. 58).

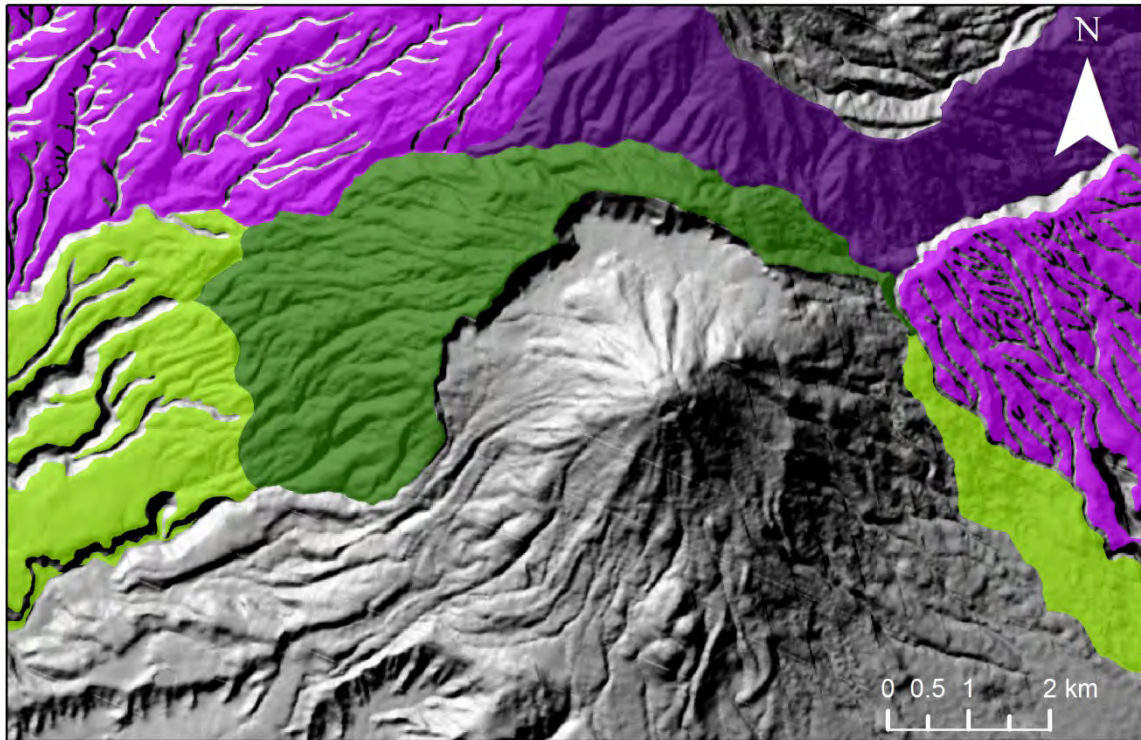


Fig. 58. Calderas y lavas asociadas del Paleofuego (tonos de verde) y Nevado de Colima (tonos de morado)

4. Tectónico

La actividad tectónica y volcánica es estrecha en la zona de estudio, tiene reflejo en los morfolineamientos de focos eruptivos y domos; así como, en la continuidad de escarpes (falla de Tamazula), lomos de compresión (*pressure ridge*) y en formas de relieve menor, como los cambios de dirección de los valles (deflexiones). La actividad del interior de la Tierra también interviene en la intensidad de la acción fluvial y gravitacional.

4.1 Escarpe de falla

Esta forma de relieve tiene relación directa con el sistema de fallas que atraviesa la zona de estudio, en particular, la falla de Tamazula y se refleja de manera evidente con el levantamiento de un bloque en el sector E, en donde el *piso* se orienta al SE en relación con el de *techo* que se ubica al NE (Fig. 59).

El escarpe presenta una morfología sinuosa de frente irregular casi franco (90°), tiene una altura máxima de 180 m y una mínima de 60 m, mantiene una dirección preferencial NE-SW. Si bien el desnivel es más largo, en el mapa solo están representados 4 km. Esta forma de relieve se puede considerar como el límite morfológico, entre la caldera del Nevado de Colima y las lavas que conforman las laderas medias del edificio. Los ríos han cortado algunos sectores del espejo de falla y de esta manera interrumpen su continuidad en varios sectores.

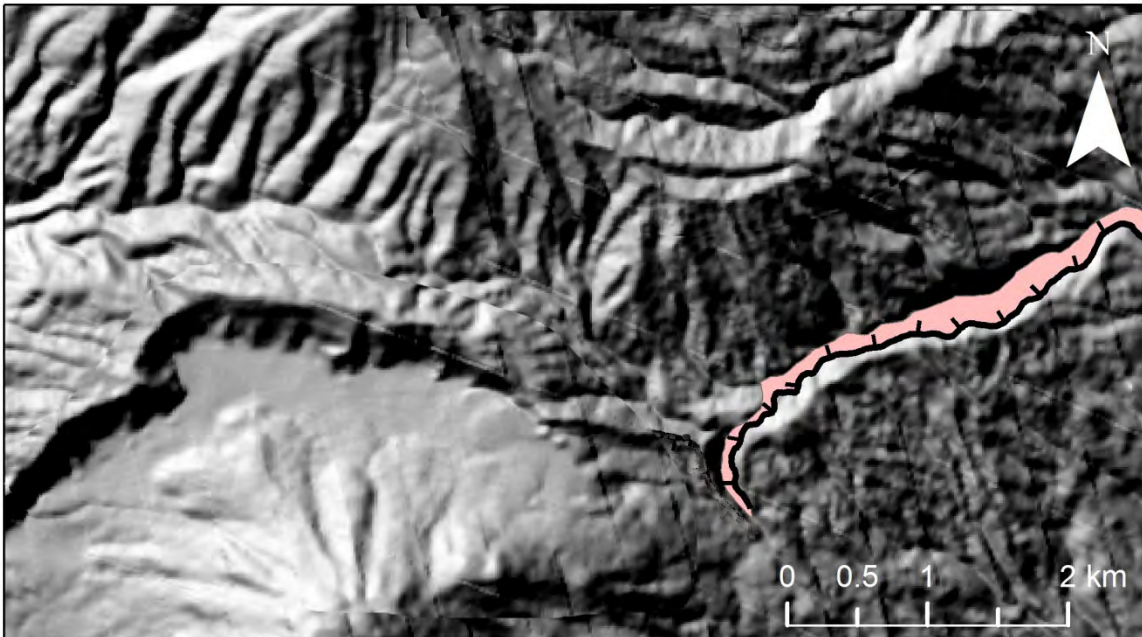


Fig. 59. El escarpe de falla mantiene una alineación directa con la cima del volcán de Colima, hecho que hace evidente la relación entre los procesos tectónicos y el vulcanismo.

4.2 Lomo de compresión (*Pressure ridge*)

El mecanismo formador de un lomo de compresión está asociado con los movimientos de fallas de desplazamiento lateral, que se disponen a manera de escalones, lo cual genera un abombamiento de la superficie en favor de la dirección preferencial de la estructura disyuntiva (Brown y Wolfe, 1972).

En el sector E del volcán de Colima fueron identificadas cinco formas asociadas a esta dinámica, todas ellas mantienen un rumbo preferencial entre los 75° y 100° dirección NE-SW, con un desplazamiento lateral izquierdo. La cresta ubicada en la porción más septentrional (1), mide 369 m de largo, 130 m ancho, 80 m de alto y ocupa un área de 59 680.61 m². La siguiente estructura (2) es la de menor tamaño, su longitud es de 212 m, su amplitud es de 40 m, 60 m de alto y comprende 9325.17 m² (Fig. 60).

La cresta número 3 tiene 300 m de largo, 75 m de ancho, 60 m de alto y un área de 23 133 m². La estructura 4 tiene 430 m de eje mayor, 105 m de eje menor, 60 m de alto y cubre una superficie de 42 326.96 m². Por último, el sector 5, es el más austral y el de mayor tamaño con una longitud de 320 m, 100 m de ancho, una altura de 80 m y 203 703.54 m² de área (Fig. 60).

Los lomos de compresión (*pressure ridge*) son estructuras efímeras por estar constituidas de detritos (lavas trituradas) y, por tanto, muy competentes a la erosión. En el momento que la falla cesa su actividad, los ríos desmantelan estas pequeñas estructuras. La morfología que se observa y que está representada en el mapa geomorfológico denota que sobre ellas no existe ningún rasgo erosivo, por lo que se deduce que el movimiento de falla que los formó, continúa activo.

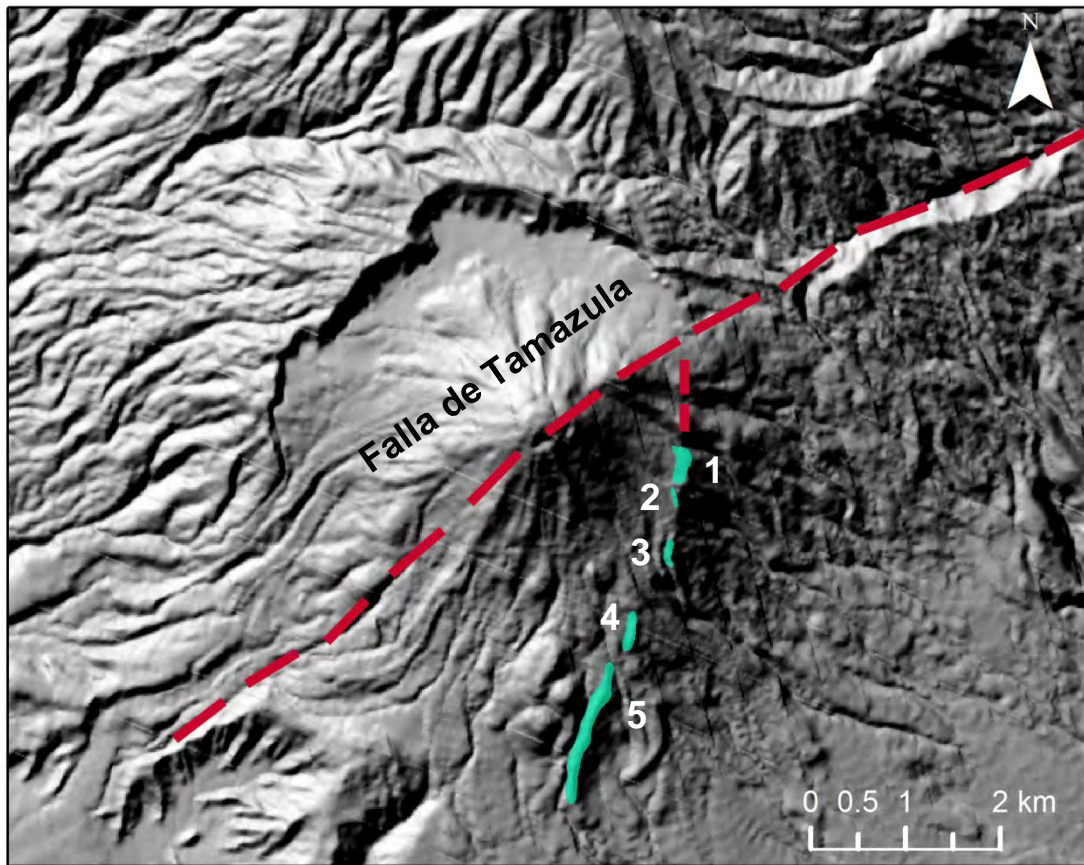


Fig. 60. Los lomos de compresión (*pressure ridge*) resultan de esfuerzos compresivos asociados a movimientos transcurrentes y ponen en evidencia la actividad de la falla, ejemplo de esto, son las cinco estructuras identificadas. La dirección de los *pressure ridge* (NE-SW) hace que se intersecten en ángulo cercano a 90° con la falla de Tamazula en el flanco NE del Colima.

RELIEVE EXÓGENO

En este rubro se agrupan formas erosivas y acumulativas, que son resultado de los procesos exógenos, su intensidad depende de la composición litológica (en este caso de origen volcánico), su antigüedad, el arreglo de los materiales, la inclinación y las condiciones climáticas que prevalecen en la zona.

5. *Erosivo fluvial*

En este apartado, se incluyen las formas de relieve asociadas a la acción erosiva de los ríos (permanentes o intermitentes), la cual conlleva a la formación de valles;

donde su profundidad, anchura, longitud y densidad va estar dadas por la competencia de los materiales a ser erosionados, la precipitación y la orientación de las laderas.

5.1 Valles fluviales

Son formas negativas del relieve con geometría cóncava que concentran el agua en una línea de flujo, en favor de la pendiente del terreno, lo que trae como consecuencia la erosión de las superficies por donde cruza.

En la zona de estudio, se distingue un patrón fluvial general de carácter radial y se asocia con las estructuras volcánicas que la controlan. Donde las múltiples coladas de lava y depósitos piroclásticos, de los diferentes focos emisores, otorgan dicha configuración.

Sin embargo, al interior de este territorio existen varios tipos de drenajes que no tienen una distribución regional, es decir, están condicionados por formas de relieve específicas y con dimensiones menores, las cuales son descritas a continuación:

- Dendrítico-radial: Esta configuración de drenaje, muestra un control estructural muy marcado por la pendiente y los contactos geomorfológicos (fronteras entre lavas y superficies cónicas). Este drenaje tiene desarrollo en donde existe una litología homogénea (lavas-detritos volcánicos), la cual es erosionada de forma constante e intensa. En la zona de estudio, es característico de los terrenos antiguos, es decir, en las laderas de las calderas del Paleofuego, Nevado de Colima y de sus lavas asociadas (Fig. 61).

- Subdendrítico-subparalelo: Estas configuraciones tienen desarrollo en terrenos simplificados, es decir, donde el relieve está parcialmente sepultado y la pendiente se simplifica a consecuencia de rellenos que presentan una misma dirección en su sedimentación. En la zona de estudio se desarrollan sobre depósitos de avalancha de escombros y piroclastos de flujo-caída, característicos del sector sur (Fig. 61).

El patrón subdedndritico es una variante del dendrítico y se diferencia de él por la existencia de un menor control estructural; al desarrollarse en superficies subhorizontales, la competencia del material es el único factor que define su curso. Con respecto al subparalelo, la situación es contraria; la longitud, homogeneidad y orientación de la pendiente controlan su desarrollo.

- Radial: Se disponen sobre las laderas del volcán de Colima. Este patrón fluvial es el ejemplo más claro de control estructural, la relación forma-drenaje hace que los ríos drenen en forma centrífuga, sin embargo, esta configuración se encuentra poco desarrollada debido al constante aporte de piroclastos sobre las laderas del volcán, que impiden su permanencia al quedar cubiertos por las continuas emanaciones de piroclastos (Fig. 61).

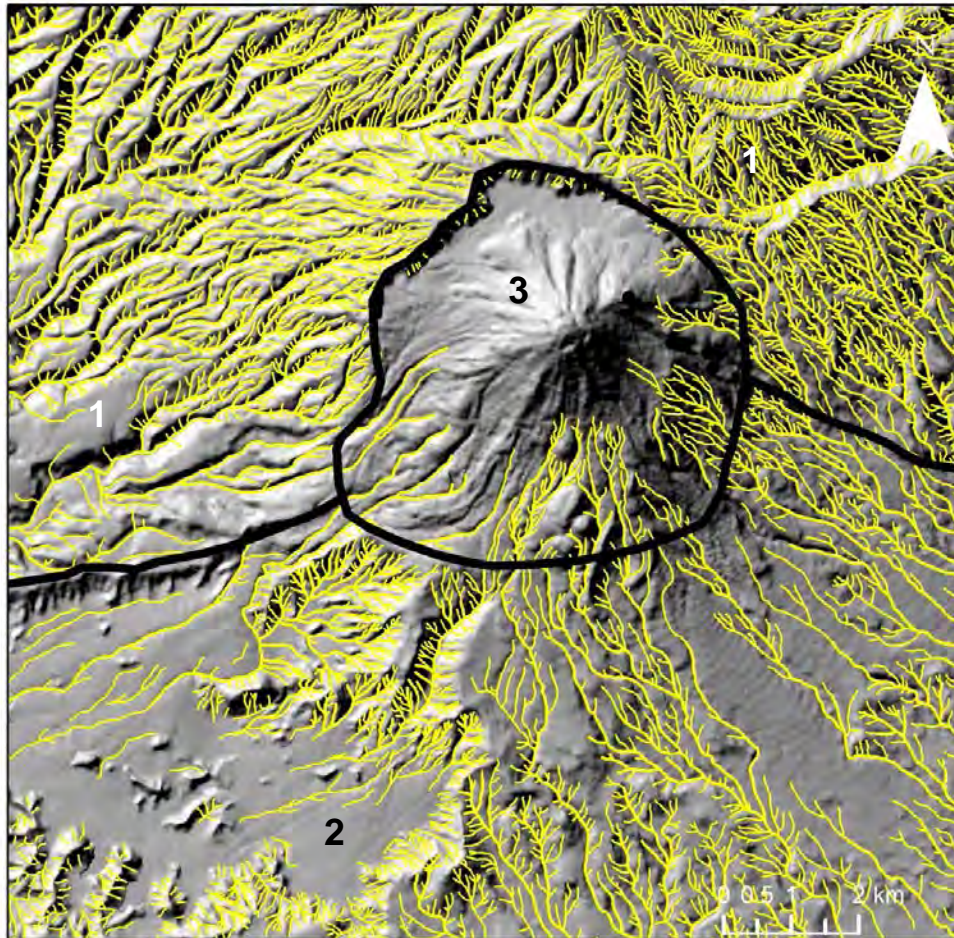


Fig. 61. Patrones de drenaje: Dendritico-radial (1); Subdendritico-subparalelo (2) y radial centrifugo (3).

De igual forma, se jerarquizaron los ríos en función de la profundidad del valle:

a) < 10 m

Son cauces en proceso de incisión fluvial, por tanto suelen ser muy erosivos, se caracterizan por su cercanía al parteaguas. Los factores que los controlan son la inclinación del terreno y la impermeabilidad del sustrato que facilita su escurrimiento.

b) 10 – 20 m

Estos valles presentan un gran poder erosivo, algunos de ellos han alcanzado las partes altas de los interfluvios (laderas superiores), a través de una erosión remontante (saltos de cabecera).

c) 20 – 40 m

Son valles angostos con desarrollo vertical, por lo regular, se localizan entre fronteras geomorfológicas (entre coladas y focos de emisión), hecho que favorece su crecimiento. También fueron identificados en zonas donde los materiales son fáciles de remover (detritos), otro factor que condiciona su existencia y evolución son las fallas.

d) > 40 m

Estos valles se desarrollan sobre los contactos geológico-geomorfológicos, asociados con las lavas del Nevado de Colima y la avalancha de escombros del Paleofuego. El marcado desarrollo en la vertical, es producto de su antigüedad y de ser el receptáculo de números afluentes que potencian su poder erosivo. El perfil transversal en “V” hace evidente las vertientes estrechas que lo conforman.

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Escarpes

Corresponden a elementos lineales del relieve, representan cambios abruptos en la inclinación de las laderas y estos varían según su génesis. Para la zona de estudio, corresponden en su mayoría con estructuras de origen endógeno (escarpes de lava, tectónicos, bordes de cráter y calderas).

Líneas de flujo en abanicos

Muestran la distribución de los depósitos proluviales, a partir de un punto de aspersión (ápice).

Nivel altitudinal relativo

Representan la altura relativa entre formas de relieve, de tal manera que puede deducirse la temporalidad entre estructuras (coladas de lava).

Localidades

Corresponde a los principales asentamientos humanos que quedaron incluidos dentro de la zona de estudio (La Yerbabuena, Ejido Juan Barraga, El Tejocote, Causentla y el Fresnal) y sirven como elementos de localización.

Contactos:

a) Reales

Indican límites precisos y evidentes entre formas de relieve.

b) Inferidos

Representan las fronteras entre formas de relieve en la que los procesos erosivos y acumulativos dificultan su reconocimiento.

Consideraciones finales

En este capítulo se integró información geológico-tectónica y geomorfológica (génesis, morfología, dinámica y de edad relativa del relieve) con la finalidad de elaborar una cartografía coherente y con límites precisos; en este sentido, se evidencia la configuración espacial del relieve y los procesos formadores. De esta manera, el mapa explica el arreglo y disposición de las diferentes estructuras vinculadas al volcán de Colima, así como los productos asociados al vulcanismo previo dentro de la zona de estudio.

El mapa geomorfológico del volcán de Colima, concentra el relieve en dos principales categorías genéticas (endógeno y exógeno) y una de transición (endógeno modelado). Las estructuras endógenas, están representadas por las formas derivadas del vulcanismo y se subdividen, según su carácter efusivo o explosivo.

En lo que respecta al relieve exógeno, este se vincula de forma directa con los factores geográficos locales; sin embargo en la zona de estudio, la existencia de formas erosivas y acumulativas está controlada por la intensa actividad del volcán de Colima. Es decir, los sectores donde la influencia de dicha estructura no es representativa (Nevado de Colima) debido a su posición, los ríos van a tener mayor poder de transformación, la cual se ve reflejada en una red fluvial bien integrada; caso contrario ocurre en las áreas que se ven afectadas por la continua depositación de grandes cantidades de piroclastos y lavas, que da como resultado una constante acumulación, la cual se puede considerar como un *rejuvenecimiento* del relieve.

El relieve endógeno modelado, se va caracterizar por tener una génesis producto de las fuerzas internas de la Tierra, que se ha visto modificada por la intensa acción de los procesos exógenos sobre su superficie. Para la zona de estudio, se evidenció la presencia de grandes estructuras volcánicas y tectónicas (calderas,

lavas y escarpes de falla) que tienen una clara exposición a la acción fluvial, por lo cual su morfología original se ha visto transformada.

Por último, hay que mencionar que la cartografía geomorfológica, refleja un relieve que no mantiene las condiciones actuales, en este sentido, hay que mencionar que varias barrancas han sido colmatadas casi en su totalidad, algunos valles han desaparecido, superficies de lomeríos han sido cubiertas por la intensa caída de piroclastos, las laderas del volcán han sido transformadas por surcos de abrasión de piroclástica y la cima presenta cambios en cada erupción. Todas estas transformaciones, no han podido ser registradas en fotografías aéreas y bases topográficas actuales, la actividad constante del volcán no lo permite.

Los materiales topográficos que se usaron en la elaboración de todos los mapas que se presentan, fueron elaborados en 1998 y las fotografías aéreas interpretadas para la elaboración del mapa geomorfológico, corresponden a los años de 1995, 2003 y 2004, esto quiere decir, que la cartografía muestra unas condiciones previas al periodo eruptivo que mantiene en la actualidad el Colima. En este hecho radica la importancia de este documento, es decir, muestra un arreglo del relieve antecedente al actual. La comparación con un nuevo mapa en donde se ocupen bases topográficas actualizadas, pondrá de manifiesto la transformación y evolución del relieve. Por tanto, el mapa que se presenta en este trabajo representa el punto de partida para entender las transformaciones del relieve en terrenos volcánicos activos.

Conclusiones

La recopilación de relatos, notas periodísticas e informes científicos desde 1818 hasta julio de 2015, permitió establecer la evolución y dinámica del volcán de Colima a partir del reconocimiento de los principales cambios morfológicos que presentaba la estructura y las zonas adyacentes después de cada evento. Los fenómenos que se presentaron como una constante, fueron la formación de domos (un total de 10) y flujos de lava (actividad efusiva) y la posterior destrucción de estas formas de relieve, mediante fuertes explosiones (actividad explosiva) que estuvieron acompañadas de flujos piroclásticos y material de caída. Desde 1975 hasta julio de 2015, se elaboraron por década una serie de tablas en las cuales se sintetiza el estudio de la actividad volcánica del Colima, esto permitió entender los procesos actuales.

El análisis histórico, permitió la interpretación objetiva de 12 fotografías convencionales en el periodo que comprende los años 2000-2015, de esta manera se pudo evidenciar los principales cambios morfológicos en la cima (creación-destrucción de domos, bordes de cráter agudos, formación de surcos de abrasión piroclástica, flujos de lava *colgados* y generación de cráteres de impacto asociados al colapso de columnas piroclásticas) y el edificio del volcán, durante cada actividad efusiva o explosiva. Estos resultados permitieron tener las bases morfológicas antecedentes para poder elaborar una cartografía geomorfológica real y precisa, necesaria en un territorio que cambia de expresión de erupción a erupción, es decir, en cuestión de horas.

El análisis geológico-tectónico a nivel regional y local de la zona de estudio, permitió conocer el origen y distribución de los distintos materiales que integran al Complejo Volcánico de Colima, este hecho, quedó evidenciado en el estudio de la compleja interacción que existe entre las Placas Cocos-Rivera-Norteamericana y los *Rifts* Tepic-Zacoalco-Colima-Chapala, junto con la presencia del sistema de fallas activas de Tamazula; dichos elementos hacen de este sector uno de los más activos y dinámicos del Cinturón Volcánico Mexicano. Las características antes

mencionadas son determinantes en la clasificación y caracterización de las formas de relieve y, por tanto, representan el punto de partida en el análisis geomorfológico.

Con la finalidad de comprender y explicar la evolución del relieve en la zona de estudio, se realizó un análisis morfométrico tomando en cuenta las variables de altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección; de esta manera, se pudo establecer la relación entre los procesos modeladores (acción fluvial) y la competencia de los materiales a ser erosionados. Si bien, este tipo de metodología no es utilizada en ambientes volcánicos recientes, debido a sus características que no favorecen la acción inmediata de los procesos exógenos, su aplicación fue posible debido al estilo explosivo que presenta el volcán de Colima, donde el constante aporte de detritos (flujos de bloques-ceniza, piroclásticos, caídas y lahares) susceptibles o muy competentes a ser transportados por la acción de los ríos, favorece la existencia de formas erosivas y acumulativas de creación muy reciente.

De esta manera, el análisis morfométrico permitió establecer con precisión las regiones geomorfológicas de montaña y piedemonte *volcánico*, donde cada una de ellas mantiene una concordancia con la litología y con una génesis en común. No obstante, la constante actividad del volcán de Colima, genera diferencias en la acción modeladora de los procesos de erosión y acumulación, la cual, queda evidenciada en la distribución de los valores de densidad y profundidad de la disección dentro de la zona de estudio.

La información geológico-tectónica se integró al análisis geomorfológico y el arreglo de las formas de relieve identificadas, se ve representado en la cartografía del volcán de Colima. La presentación estructurada, coherente y la existencia de límites precisos, favorecen el entendimiento de las dinámicas volcánicas que prevalecen en la región. Este documento y su explicación, son el principal aporte de esta investigación.

La clasificación de las formas de relieve utilizada, permitió identificar, explicar y representar la alternancia entre estructuras volcánicas antiguas y recientes, por tanto, la heterogeneidad de los materiales involucrados. En este sentido, fue posible reconocer estilos eruptivos efusivos (lavas y domos) y explosivos (calderas, avalanchas de escombros volcánicos y rampas complejas), a partir de rasgos morfológicos. La tipología propuesta en este trabajo resulta de la homologación de criterios antecedentes, publicados en revistas y textos especializados. La interpretación del relieve en función de la génesis, morfología, edad relativa y su dinámica representa otro aporte de este estudio.

Bibliografía

Allan, J.F. y Carmichael, I.S.E. (1984). Lamprophyric lavas in the Colima Graben, SW Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 88, pp. 203–216.

Arreola, J.M. (1915). Catálogo de las erupciones antiguas del volcán de Colima. *Rev. Soc. Cient. Antonio Alzate, Mexico*, 32, pp. 443-481.

Barcena, M. (1887). Informe sobre el estado actual del Estado de Colima. En: *El Estado de Colima. Periódico Oficial del Gobierno*, Vol. XXI, No. 2.

Bretón, G. M. (2010). El volcán de Fuego de Colima. Seis siglos de actividad eruptiva (1523-2010). Universidad de Colima. México.

Brown, R. D. y Wolfe, E. W. (1972) Map showing recently active breaks along the San Andreas fault between Point Delgada and Bolinas Bay, California. U.S. geol. Surv. Misc. Geol. Invest. Map (1972), pp. 1–692.

Bourgeois, J. y Michaud, F. (2002). Comparison between the Chile and Mexico triple junction areas substantiates slab window development beneath northwestern Mexico during the past 12-10 Myr. *Earth and Planetary Science Letters*, 201, pp. 35-44.

Capra, L. (2000). *Colapsos de edificios volcánicos: Transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos—Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima México*, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado.

Capra, L. & Macías, J.L., (2002). *The cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km³): A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris-avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (Mexico)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117. pp. 213-235.

Cas, R.A.F. y Wright, J. V. (1993) *Volcanic Successions*. Chapman and Hall, London.

Castolo, F.G. (2012). *Zapotlán, San José y el volcán de Colima (textos sobre la erupción del 20 de enero de 1913)*. Archivo General e Histórico Municipal Juan S. Vizcaíno de Zapotlán el Grande, Jalisco, México.

- Cortés, A.; Garduño-Monroy, V.H.; Navarro-Ochoa, C.; Komorowski, J.C.; Saucedo, R.; Macías, J.L.; Gavilanes, J.C.; (2005) Geología del Complejo volcánico de Colima. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 10, escala 1:100,000, pp. 37.
- Denyer Percy, Montero Walter y Alvarado, Guillermo. (2003). Atlas Tectónico de Costa Rica. Editorial Universidad de Costa Rica. Costa Rica.
- Dollfus, A. y Montserrat, E. (1869). El volcán de Colima en 1866. *Renacimiento*, 1, pp. 451-454.
- ESRI (2012). *ArcGIS Desktop: Release 10.1*. Redlands, California: Environmental Systems Research Institute.
- Farris, D.; Haeussler, P.; Friedman, R.; Paterson, S.; Saltus, R.W.; Ayuso, R. (2006) Emplacement of Kodiak batholith and slab window migration. *The geological society of America*. Vol. 118 No. 11-12 pp. 1360-1376.
- Ferrari, L., (2004). *Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico*. *Geology* 32, pp. 77–80.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C. & Manea, M., (2012). *The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone*. *Tectonophysics* 522–523, pp. 122–149.
- García-Castillo, M.G., (2010). *Efecto de la caída de ceniza en cultivos de Ágave azul (Agave tequilana Weber) y Caña de azúcar (Saccharum officinarum Linneo) en las cercanías del Volcán de Colima*. Facultad de Ciencias, UNAM. Tesis de Licenciatura, 66 p.
- Garduño-Monroy, V.; Saucedo-Girón, R.; Jiménez, Z.; Gavilanes-Ruiz, J.C.; Cortés-Cortés, A.; Uribe-Cifuentes, R. M. (1998) La falla de Tamazula, límites suroriental del bloque Jalisco, y su relaciones con el complejo volcánico de Colima, México. *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 15. No. 2, pp. 132-144

- Harkort, E. et al. (1861). Ensayos estadísticos sobre el Territorio de Colima. *Bol. Inst. Nac. Geogr. Estud. Rep. Mexico*, 1.
- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado-Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J. R., Bindeman, I. N. & Donegan, C. S., (2009). *Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models*. *Journal of Petrology* 50. pp.1729–1764.
- Komorowski, J.; Navarro, C.; Cortés, A.; Saucedo, R.; Gavilanes, J.C.; (1997) The Colima Complex: Quaternary multiple debris avalanche deposits, historical pyroclastic sequences (pre-1913, 1991 and 1994), en: IAVCEI, Puerto Vallarta, México, 1997, Plenary Assembly, Excursión guidebook: Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Secretaria General, Unidad Editorial, pp. 1-38.
- Komorowski J-C.; Siebe. C.; Cortés, A.; Navarro, C.; Rodríguez,-Elizarrarás, S.; Galindo, I. (1993) Diversity of pyroclastic processes and desposit from Volcán de Colima. México atypical subduction-zone tropical volcano: some researchsigues and aspects of a multidisciplinary approach to risk assement Taller Internacional sobre el Complejo Volcánico Galeras-A Workshop on Galeras. INGEOMINAS. Pasto, Colombia, pp. 11-16.
- León-Soto, G., Ni, J. F., Grand, S. P., Sandvol, E., Valenzuela, R. W., Speziale, M. G., González, J. M. G. & Reyes, T. D., (2009). *Mantle flow in the Rivera–Cocos subduction zone*. *Geophysical Journal International* 179: 1004–1012.
- Lugo, J., 1991. *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Luhr, J.F., Prestegard, K. L., (1988) Caldera formation at Volcan de Colima, México, by large Holocene volcanic debris avalanche: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35, 335-348.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E. (1990a). Geology of Volcan de Colima. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, 107, pp. 101.

- Lurh, J. y Carmichael, I. (1990b) Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcan Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 42 pp. 235-260.
- Macías, J.L. (2005) Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LVII, No. 3, pp. 379-424.
- Manea, V.C., Manea, M., & Ferrari, L., (2013). *A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America*. *Tectonophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.039>
- Mooser, F., (1961) Los volcanes de Colima. Instituto de Geología, UNAM; Bol. No 61, pp. 49-71.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y. & Goldstein, S., (2007). Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology* 244, pp.452–473.
- Newhall, C. y Self, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 87, No. c2; pp. 1231- 1238.
- Reffay, A. (1980). Les dômes volcaniques: essai de typologie géomorphologique. *Norois*. No. 105. pp. 19-31.
- Reffay, A. (1982). Les domes volcaniques complexes. *Norois*. No. 114. pp. 229-237.
- Robin, C.; Mossand, P.; Camus, G.; Cantagrel, J-M.; Gourgaud, A. and Vincent, P. (1987) Eruptive History of the Colima Volcanic Complex (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31 pp. 99-113.
- Roverato, M., Capra, L., Sulpizio, R. & Norini, G., (2011). *Stratigraphic reconstruction of two debris avalanche deposits at Colima Volcano (Mexico): Insights into pre-failure conditions and climate influence*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 207, pp. 33–46.

- Saucedo, R. (1997). *Reconstrucción de la erupción de 1913 del volcán de Colima*. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM, México.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sarocchi, D., Bursik, M. & Rupp, B., 2008. *The rain-triggered Atenquique volcanoclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173: 69–83.
- Schmincke, H. U. (2004). *Volcanism*. Springer-Verlag. Germany.
- Simonov, Y. (1985) *Análisis morfométrico*. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).
- Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V. H. & Bocco, G., (2004). Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology* 61: 111- 126.
- Universidad de Colima (1997). *Johann Moritz Rugendas: el pintor viajero alucinado con el paisaje de Colima*. 6 Pinturas de nuestros volcanes.
- Waitz, P. (1932). Datos históricos y bibliográficos acerca del volcán de Colima. *Rev. Soc. Cient. Antonio Alzate, México*, 53, pp. 349-384.
- Zamorano-Orozco, JJ. (1990). *Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México*. (en Ruso). Tesis para optar por el título de Doctor en Geografía (Geomorfología). Facultad de Geografía, Universidad Estatal de Moscú, M.V. Lomonosov.

Páginas web consultadas:

AFMedios. www.afmedios.com/

Colima Volcano Database.

http://www.geociencias.unam.mx/mexican_volcanoes/volcanoes/colima

El Informador. Guadalajara, Jalisco. Martes 3 de Marzo de 2015.

<http://www.informador.mx/>

El Informador. Guadalajara, Jalisco. Miércoles 4 de Marzo de 2015.

<http://www.informador.mx/>

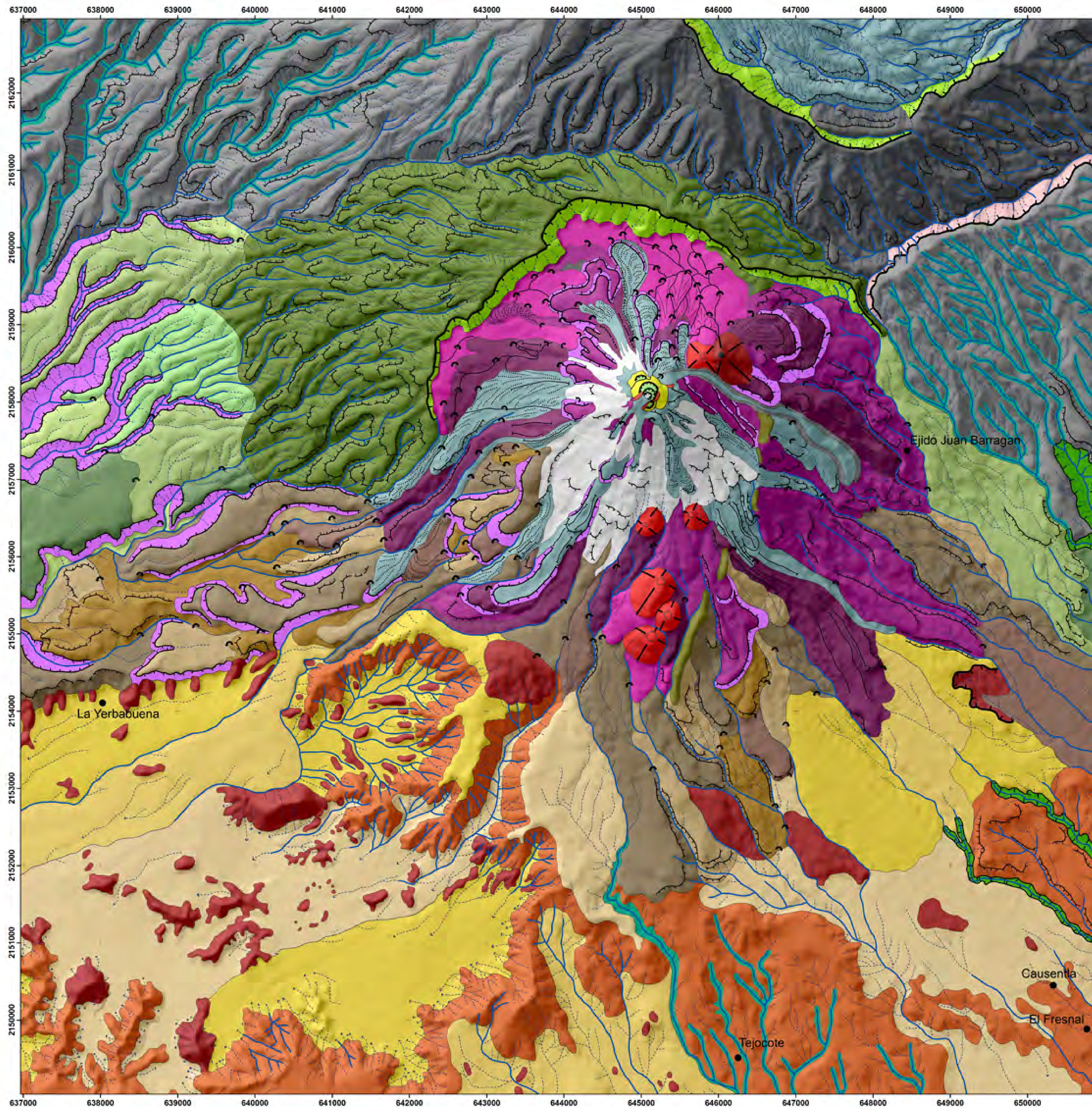
El Informador. Guadalajara, Jalisco. Jueves 5 de Marzo de 2015.

<http://www.informador.mx/>

Smithsonian Institution (1975-2015). Colima. Global Volcanism Program;

<http://volcano.si.edu>

Volcano Discovery. www.volcanodiscovery.com



Mapa Geomorfológico del Volcán de Colima, México

RELIEVE ENDÓGENO

- 1. Volcánico acumulativo**
- 1.1 Volcán de Colima
 - 1.2 Cono adventicio (El Volcancito)
 - 1.3 Domos
 - 1.4 Boca
- 1.5 Coladas de lava asociadas a:**
- a) Volcán de Colima
 - Tempranas
 - Intermedias
 - Tardías
 - b) Nevado de Colima
 - Tardías
- 1.6 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo**
- a) Levées con morfología de:
 - Pared
 - Cresta
 - b) Frentes de lava (escarpes)
 - c) Llanos volcánicos
 - d) Crestas de compresión
- 2. Volcánico explosivo**
- 2.1 Destructivo
 - 2.1.1 Domos cumbrales
 - 2.1.2 Cráteres de explosión (asociados a domos cumbrales)
 - 2.1.3 Relictos de domos
 - 2.1.4 Escarpes de explosión asociados a las calderas: Paleofuego y Nevado de Colima
 - 2.2 Constructivo
 - 2.2.1 Depósitos de avalancha (Hummocks) con morfología de:
 - a) Cúpula
 - b) Complejos (crestas, lomas y laderas)
 - 2.2.2 Depósitos de caída asociados a los eventos explosivos de:
 - a) Caldera Paleofuego: borde N-NE

- b) Caldera Nevado de Colima: borde S
 - 2.2.3 Rampas piroclásticas complejas constituidas por secuencias de avalanchas de escombros, flujos piroclásticos, de bloques y ceniza, lahares y material de caída
- ## RELIEVE ENDÓGENO MODELADO
- 3. Volcánico
 - 3.1 Laderas exteriores asociadas a:
 - a) Caldera del Paleofuego
 - b) Lavas asociadas al Paleofuego
 - c) Caldera Nevado de Colima
 - d) Lavas asociadas al Nevado de Colima
 - 4. Tectónico
 - 4.1 Escarpe de falla
 - 4.2 Lomo de compresión (Pressure ridge)

- ## RELIEVE EXÓGENO
- 5. Erosivo fluvial
 - 5.1 Valles fluviales
 - a) < 10 m de profundidad
 - b) 10 – 20 m de profundidad
 - c) 20 – 40 m de profundidad
 - d) > 40 m de profundidad

- ## SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS
- Escarpes
 - Líneas de flujo en abanicos
 - Nivel altitudinal relativo
 - Localidades
 - Contactos:
 - a) Reales
 - b) Inferidos

Escala 1: 25 000

Elipsoide: GRS80
Proyección: Universal Transversa de Mercator Zona 13 N
Datum horizontal: ITRF 92

Alumno: Figueroa García José Ernesto
Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco
Colegio de Geografía, UNAM
Tesis de Licenciatura