



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN GEOGRAFÍA

**GEOMORFOLOGÍA Y EVOLUCIÓN DEL RELIEVE DEL VOLCÁN CHICHONAL A
PARTIR DE LA ERUPCIÓN DE 1982.**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:
CARLO EMILIO MENDOZA MARGÁIN

DIRECTOR DE TESIS
DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CIUDAD DE MÉXICO, MARZO 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Este trabajo está dedicado a:

Leticia Margáin

† Javier Mendoza

Franco Mendoza

Pilar, Mateo y Lucio

Los engranajes que nunca dejan que mi motor se detenga...

**No menos importante es el apoyo
siempre brindado por todas
aquellas personas que la
Creación ha puesto en mi camino,
mil veces Gracias.**

Agradecimientos:

Al Dr. José Juan Zamorano asesor de esta tesis, quien ha sido el mejor maestro, sino también un gran apoyo personal en mi vida, gracias porque a pesar de todas la “muinas” no dejó de brindarme el tiempo y el conocimiento para llevar este trabajo a buen fin.

A la Dra. Irasema Alcántara Ayala, quien además de ser un referente en los estudios de esta naturaleza y una gran docente, brindó tanto su conocimiento en el tema para la revisión de este trabajo, como el apoyo en el marco del proyecto OTEAR: Observatorio Territorial para la evaluación de Amenazas y Riesgos (IN307410).

A la Dra. Mary Frances Rodríguez Van Gort, entrañable profesora desde la licenciatura, quien además de ser revisora de esta Tesis, me ayudó a entender la aplicación de la geomorfología en temas sociales y me brindó su amble apoyo para la culminación de la maestría.

A la Dra. Silvia Guadalupe Ramos Hernández, por una minuciosa revisión de esta tesis y sus amables comentarios, espero que este trabajo sea de gran utilidad para Usted y para el bello Estado de Chiapas al cual le dedica toda su atención en temas de Riesgo.

Al Mtro. Reynaldo Mauricio Aceves García, por los comentarios y revisión de este trabajo, por el apoyo brindado para conclusión de mi maestría, así como por su gran calidad humana y amor contagiante por la Geografía.

Especial agradecimiento a la Universidad Complutense de Madrid y al Grupo de Geografía Física y de Alta Montaña de la misma, en especial al Dr. David Palacios, Dra. Nuria De Andrés, Dr. Julio Muñoz, Dr. Luis Miguel Tanarro, por sus amables atenciones y colaboración durante mi estancia en Madrid en el marco de la Beca mixta CONACYT, para realizar una estancia de investigación de tres meses en la Universidad Complutense de Madrid, España, del 1 de Marzo al 1 de Junio del 2012. Sus aportaciones y conocimiento enriquecieron en gran medida este trabajo, además de que toda la amabilidad, apoyo y cariño brindado, hicieron de esa experiencia una de las mejores de mi vida.

Agradezco a la UNAM, el Posgrado en Geografía, Instituto de Geografía y Facultad de Filosofía y Letras, por ser el entrañable espacio que con sus instalaciones, docentes y alumnos, ha sido en mi vida el lugar al que siempre quiero regresar, los conocimientos aquí vertidos nacieron y se desarrollaron en ese terreno siempre fértil para quien quiera sembrar.

Sería difícil nombrar a a todas las personas que de alguna manera apoyaron este trabajo, pero a todos Ustedes les estoy inmensamente agradecido siempre. Gracias compañeros del Instituto de Geografía, del Colegio de Geografía, a mis amigos de la Maestría, a los de otras Unidades de Posgrado, a mis amigos de vida, a mi familia y la increíbles mujeres que han compartido el tiempo conmigo, a todas y todos Ustedes les comparto este trabajo y les agradezco siempre haber apoyado su desarrollo y conclusión. Este trabajo es de Ustedes.

INDICE

Introducción.....	5
Capítulo 1. Evolución del relieve en terrenos volcánicos.....	8
1.1 Marco teórico-conceptual: Geomorfología, Vulcanismo y Cartografía.....	9
1.2 Procesos endógenos-exógenos en relieves volcánicos y formas asociadas.....	15
1.2.1 Formas de relieve volcánico y procesos constructivos-destructivos asociados.....	16
<i>Edificios y estructuras volcánicas</i>	
<i>Edificios tipo somma</i>	
<i>Domos</i>	
<i>Conos de toba</i>	
<i>(Cráteres y Cicatrices de Colapso)</i>	
<i>Coladas de Lava</i>	
<i>Flujos Piroclásticos y Depósitos de Caída</i>	
<i>Lahares</i>	
1.2.2 Formas de relieve y procesos erosivo-acumulativos de origen exógeno.....	27
<i>Formas y modelado fluvial en relieves volcánicos</i>	
<i>Formas y modelado gravitacional en relieves volcánicos</i>	
1.3 Estudios actuales sobre evolución del relieve en territorios volcánicos.....	33
Capítulo 2. Tectónica, Geología e Historia Eruptiva.....	42
2.1 Localización Geográfica.....	42
2.2 Marco Tectónico y Geológico Regional.....	46
2.3 Marco Tectónico y Geológico Local.....	59
2.4 Historia Eruptiva.....	67
Capítulo 3. Análisis Pre y Post-eruptivo:	
Morfometría (1981; 1987) y Geomorfología (1978; 2008).....	75
3.1 Regiones Geomorfológicas.....	77
3.2 Análisis morfométrico.....	79
3.2.1 Altimetría:.....	81
<i>Mapa 1981</i>	
<i>Mapa 1987</i>	

3.2.2	Inclinación del terreno.....	88
	<i>Mapa 1981</i>	
	<i>Mapa 1987</i>	
3.2.3	Densidad de la disección.....	96
	<i>Mapa 1981</i>	
	<i>Mapa 1987</i>	
3.2.4	Erosión Potencial.....	107
	<i>Mapa 1981</i>	
	<i>Mapa 1987</i>	
3.2.5	Erosión total.....	116
	<i>Mapa 1981</i>	
	<i>Mapa 1987</i>	
3.2.6	Intensidad del modelado.....	127
	<i>Mapa 1981</i>	
	<i>Mapa 1987</i>	
3.3	<i>Geomorfología</i>	134
Capítulo 4. Evolución Geomorfológica: análisis de mapas de diferencias morfométricas (1981-1987) y cambios geomorfológicos (1978-2008).....		
150		
4.1	<i>Mapas de diferencias morfométricas</i>	150
4.1.1	Diferencias Altimétricas.....	151
4.1.2	Diferencias en Inclinación del Terreno.....	155
4.1.3	Diferencias en Densidad de la Disección.....	161
4.1.4	Diferencias en Erosión Potencial.....	166
4.1.5	Diferencias en Erosión Total.....	170
4.2	<i>Mapa de modificaciones geomorfológicas en el volcán Chichón</i>	175
Conclusiones		185
Bibliografía		190

Introducción

El volcán Chichón, localizado en la porción norte del estado de Chiapas, es una estructura volcánica activa que ha afectado a las poblaciones circundantes, alterando la cotidianeidad de sus habitantes durante los momentos de actividad, al modificar el paisaje y tomar relevancia como un agente de modelado del relieve dentro su zona de influencia.

En este marco, la necesidad de conocer al volcán Chichón y la evolución de la superficie donde se emplaza desde una perspectiva geomorfológica es imperiosa, sobre todo para entender el comportamiento del relieve afectado por una erupción volcánica de carácter pliniano, que como fin último favorece una gestión consistente y coherente del territorio y los peligros que podría representar para las poblaciones circunvecinas.

El territorio de estudio provee de las herramientas necesarias para poder realizar un estudio comparativo, que brinde resultados enfocados en la comparación de los cambios que ocurren en un área de influencia volcánica, antes y después de un evento eruptivo como el que se presentó en 1982, desde una perspectiva geomorfológica.

Lo anterior, debido a que se cuenta con información cartográfica (mapas de curvas de nivel) y de fotografías aéreas (previas y posteriores a la erupción de 1982), que permiten la elaboración de cartografía morfométrica y geomorfológica de dos periodos distintos del territorio de estudio.

Por tanto, se considera que el volcán Chichón puede convertirse en un ejemplo de estudio geográfico-geomorfológico, en el que aplicando metodologías sencillas y asequibles retomadas de los métodos tradicionales de la escuela de geomorfología Rusa (Bashenina, 1977; Simonov, 1985), aplicadas en el territorio nacional por autores como Lugo-Hubp (1991) y Zamorano-Orozco (1990), arrojan datos relativos a la evolución del relieve volcánico en un ambiente volcánico tropical, mismas que pueden ser retomadas en países en vías de desarrollo, como México, para generar una mejor gestión y ordenamiento del territorio.

Es necesario mencionar que el volcán Chichón ha sido el foco de atención de numerosas investigaciones de carácter geológico, vulcanológico y geofísico, sin embargo, desde la perspectiva geomorfológica solo se cuenta con el estudio realizado por Inbar (2001), respecto de los cambios en el relieve posteriores a la erupción de 1982 y desde una perspectiva geográfica integral, se tiene como ejemplo el Atlas titulado: *La Región del Volcán Chichón, Chiapas: un espacio potencial para su protección, conservación y desarrollo sustentable* (Alcántara Ayala et al., 2013), por lo que este trabajo se convierte en un aporte al campo de los estudios geográficos-geomorfológicos de este territorio.

En este sentido, la presente investigación representa la construcción de un estudio con enfoque geomorfológico, en la que la intención principal, es mostrar los resultados obtenidos a partir de establecer una metodología basada en la creación y análisis de cartografía morfométrica y geomorfológica de dos momentos diferentes. Esto permite interpretar los cambios y modificaciones ocurridas al relieve, producto de una erupción volcánica sobre el territorio de influencia. De este modo, es posible presentar hipótesis coherentes y robustas relativas a la evolución de la superficie de estudio, con base en un método que es aplicable a otras áreas donde se cuente con información cartográfica previa y posterior a un evento eruptivo.

El orden en el que se presenta la información sigue una secuencia lógica, que comienza con la presentación de los aspectos teórico-conceptuales relativos a la geomorfología, el vulcanismo, la representación cartográfica de formas volcánicas y los trabajos científicos que presentan enfoques relacionados con la evolución del relieve (Capítulo 1.), mismos que son aplicables al territorio del volcán Chichón y que brindan las bases para entender, que los procesos endógenos volcánicos transforman de manera sensible la superficie de la tierra donde ocurren.

En un estudio de esta naturaleza, es imprescindible contar con datos de aspectos tectónicos, geológicos y vulcanológicos, tanto regionales como locales del área de interés (Capítulo 2.), debido a que de ellos se extrae la información de los procesos endógenos que configuran e influyen la superficie objeto de estudio. En este contexto, el análisis de dichos aspectos permitieron reconocer la complejidad de los fenómenos terrestres que han configurado el relieve donde se emplaza el volcán Chichón, así como establecer la secuencia de eventos relacionados con la dinámica geológico-geomorfológica que caracterizan el área de estudio. Lo anterior contribuye al entendimiento de las condicionantes que la tectónica, geología y el vulcanismo, imprimen en la conformación de esta área.

En ese orden de ideas, en el Capítulo 3 de este trabajo se presentan una serie de mapas morfométricos y geomorfológicos, creados a partir de la información topográfica y de fotografías aéreas, tanto del periodo previo a la erupción volcánica de 1982, como posterior a ella, los cuales fueron seleccionados entre muchas variantes, debido a que esa cartografía permite visualizar y analizar de manera puntual los aspectos del relieve del territorio de estudio que, de manera sensible, presentarían cambios medibles y comparables en la superficie de interés.

Por último, utilizando herramientas contenidas en el sistema de información geográfica ArcGis 10, los mapas morfométricos y geomorfológicos fueron comparados, con la finalidad de presentar una cartografía que muestra las diferencias y cambios que la superficie de estudio presentó, debido a la afectación sufrida por la erupción pliniana de 1982 en el volcán Chichón (Capítulo 4.). Resultado de lo anterior, se presenta una serie de mapas cuyos datos se explican en relación con las modificaciones del relieve, poniendo especial énfasis en la influencia que tuvo el evento volcánico sobre el área de estudio.

Todo el conjunto de datos extraídos de los apartados que conforman la presente investigación, se resumen en modelos presentados como conclusión, a manera de perfiles geomorfológicos que explican de una manera robusta, los cambios ocurridos en el relieve del volcán Chichón y sus zonas adyacentes, a partir de la erupción de 1982.

Capítulo 1. Evolución del relieve en terrenos volcánicos.

La superficie de la Tierra se comporta como un sistema dinámico donde existe un constante intercambio de materia y energía, determinado por complejas relaciones espacio-temporales, entre las fuerzas internas y externas del planeta, que modifican la expresión de la capa más superficial de la tierra sólida, conocida como corteza terrestre, la cual es el objeto de estudio de la geomorfología (Strahler, A.N., 1952; Chorley, R.J., 1960; Hugget, 2007). Es a partir de estas interacciones que se establece la idea de la evolución del relieve, que se puede entender como la historia geomorfológica de un territorio.

La geomorfología es la ciencia que permite el acercamiento y comprensión de la superficie terrestre, a partir del análisis genético, morfológico, dinámico y de evolución del relieve. Todos estos aspectos son el punto de partida en el entendimiento del pasado, el presente y proyecta el futuro de la corteza terrestre, en un territorio determinado a nivel local, regional e incluso planetario.

Con base en lo anterior, es posible formular hipótesis sobre la evolución del relieve volcánico y en particular del volcán Chichón, territorio geomorfológico en el que los cambios y transformaciones se relacionan de manera directa con los periodos de actividad-calma, durante los cuales existen procesos de acumulación, erosión y modelado (Ollier, 1972; Thouret, 1999; Inbar, 2001).

La evolución que ha tenido este territorio entre 1979 y 2008, se analiza en el presente estudio a partir de fotografías aéreas de ambos periodos, resaltando el hecho que durante ese lapso de tiempo se presentó la erupción pliniana de 1982, la cual reconfiguró la superficie de interés.

Este evento ocurre en una época en donde es posible contar con un registro detallado antes y después de la actividad volcánica. Los cambios en la morfología y dinámica del relieve de este territorio son el objeto esta investigación, para ello se utilizan mapas topográficos, imágenes aéreas y convencionales, anteriores y posteriores a la erupción de 1982.

En este capítulo se revisan conceptos y metodologías sobre aspectos evolutivos del relieve volcánico, así como, los procesos modeladores representativos en estos territorios.

1.1 Marco teórico-conceptual: Geomorfología, Vulcanismo y Cartografía.

Los estudios geomorfológicos tienen, como interés principal, entender la superficie de la tierra a partir del análisis de información obtenida en gabinete y campo, sobre la génesis, dinámica y evolución del relieve, lo que permite reconocer los agentes y energética (interna y externa) que dan forma a la corteza terrestre (Strahler, 1952; Leopold, Wolman y Miller, 1964; Chorley y Kennedy, 1971; Brown, 1980; Simonov 1985; Lugo-Hubp, 1991; Zamorano-Orozco, 1990; Goudie, 2004; Hugget, 2007).

La génesis del relieve es producto de las fuerzas endógenas y exógenas que generan los procesos responsables de las múltiples morfologías que existen en las tierras emergidas y sumergidas.

La dinámica geomorfológica versa sobre los mecanismos de erosión y acumulación, que transforma relieves existentes y a través de ellos genera nuevos, de esta manera la superficie de la Tierra evoluciona y se renueva. La intensidad con que actúan los procesos exógenos, dependen de la competencia de la litología a los efectos erosivos, condicionados por el clima y las características morfológicas del terreno. Estos factores y sus múltiples variantes, incrementan o disminuyen el poder de acción de los agentes modeladores sobre la corteza terrestre (Strahler, 1952; Leopold, Wolman y Miller, 1964; Ritter, et al., 1995).

La evolución del relieve se traduce como el conjunto de modificaciones que sufre cualquier territorio a lo largo del tiempo. Estos cambios se vinculan con las particularidades inherentes a la génesis y dinámica predominante, condicionada por su localización geográfica (altitud, latitud y continentalidad, entre las más importantes).

Los terrenos volcánicos, tema central de esta investigación, son uno de los ambientes geomorfológicos que permiten visualizar la génesis, dinámicas asociadas (constructivas-destructivas) y diferentes etapas evolutivas, de las formas de relieve existentes.

El vulcanismo, se define como el conjunto de procesos y fenómenos que involucran la emisión de fundidos silicatados (magma), a través de conductos y/o estructuras de debilidad hacia la superficie terrestre (volcanes).

La manifestación de este proceso puede presentarse de manera fluida, viscosa, efusiva, explosiva o extrusiva, lo que se relaciona con la composición química del magma y su comportamiento físico (Goudie, 2004; Lockwood y Hazlett, 2010; Lugo-Hubp, 2011).

Existe una complejidad inherente en los territorios volcánicos desde el momento de su formación, debido a condiciones que varían tanto por el espacio geográfico donde se desarrollan, como por las características físico-químicas de los materiales que los conforman.

Uno de los primeros acercamientos para entender las zonas de vulcanismo, es su localización a nivel global, la cual permite comprender el contexto tectónico y litosférico que da lugar al magmatismo y su expresión superficial. En el caso del Chichón, su creación y desarrollo se vincula con la dinámica de subducción entre la placa de Cocos por debajo de Norteamérica.

Cuando el magma logra ascender hacia la superficie comienza el vulcanismo, el cual presenta características específicas durante la emisión de materiales, relacionadas con su evolución y los cambios que modifican sus particularidades físico-químicas (concentración de volátiles, temperatura, viscosidad, cantidad de fluidos y composición mineralógica).

De manera particular, el volcán Chichón ha presentado rasgos específicos relacionados con estilos eruptivos explosivos, que se reflejan en los materiales emitidos que llegan a crear relieves nuevos o hacen que los preexistentes adopten una nueva expresión (Ollier, 1972; Cas y Wright, 1993; Shmincke, 2004; Andrews et al., 2008; Lockwood y Hazlett, 2010).

Algunos de los estilos eruptivos más comunes identificados por la literatura especializada en la actualidad aparecen en la figura 1, con sus características particulares, sin embargo, hay que puntualizar que un mismo centro eruptivo puede presentar distintos estilos durante su historia geológica.

TIPO	NATURALEZA DEL MAGMA	CARACTERITICAS
Islandiano	Fluido (basáltico)	Erupción fisural con emisiones no explosivas de fundidos basálticos que producen extensos campos de lava, así como alineaciones de pequeños conos de lava y de escoria producto de esporádicas fuentes de lava en los momentos más violentos de la erupción.
Hawaiano	Fluido (basáltico)	Similar a la Islandiana, pero con actividad central más pronunciada. Frecuente aparición de grandes fuentes de lava.
Stromboliana	Moderadamente fluido dominan los basaltos	Erupciones mas explosivas que las Hawaianas, con una mayor proporción de fragmentos y piroclastos. La actividad puede ser rítmica o continua. Producen conos de escoria de tamaño pequeño a regular.
Freatomagmática	Interacción entre agua y magma en ascenso	Erupción muy violenta y explosiva que no siempre contiene material juvenil en sus depósitos , generará Maars, Conos de toba y Anillos de toba.
Vulcaniana	Viscoso	Explosividad moderada a violenta con emisiones de fragmentos sólidos o semisólidos de lava juvenil, bloques líticos, cenizas y pómez.
Peléeano	Viscoso	Similar a la vulcaniana, pero más explosiva, con emisiones de violentos flujos piroclásticos producto de destrucción de domos en formación.
Pliniana	Viscoso	Emisión paroxísmica de grandes columnas eruptivas y flujos piroclásticos. Intensas explosiones producen extensas lluvias de ceniza y lapilli. Pueden producir colapso del edificio volcánico y formación de calderas.
Ultraplíniana	Viscoso	Erupción paroxísmica pliniana, extremadamente grande y destructiva
Tipo Santa Helena	Intrusión de Domo	Desestabilización del edificio volcánico por la intrusión de un criptodomo, generación de avalancha de escombros seguida de una explosión dirigida, y la extrusión de un domo al finalizar el evento
Tipo Unzen	Domo extrusivo	Generación de flujos piroclásticos a partir del colapso gravitacional de un domo de lava.

Figura 1. Principales características de los estilos eruptivos, las particularidades de cada uno tienen un reflejo morfológico en el relieve (LockWood y Hazzlett, 2010). En color gris se resaltan los eventos similares a la actividad que ha presentado el volcán Chichón durante su historia eruptiva.

Los estilos eruptivos son los principales factores de configuración primaria del relieve volcánico, sin embargo, los productos emitidos sobre un territorio (lavas y piroclastos), serán afectados por la geomorfología preexistente y adoptarán expresiones asociadas a las superficies de emplazamiento. Lo anterior dará como resultado que las formas de relieve presenten direcciones preferenciales o cambios repentinos en ellas, así como terrenos manteados y suavizados, producto del relleno y sepultamiento por materiales de caída y de flujo (Szekeley y Karatson, 2004; Hampton y Cole, 2009).

La continua emisión de productos a través del mismo centro eruptivo favorece que las formas volcánico-acumulativas, sean cada vez menos influenciadas por el relieve preexistente, incluso llegando a cubrir del todo las evidencia de este último. En este contexto, comenzará la creación de morfologías exclusivamente asociadas a la acumulación de los materiales volcánicos, como los conos de escoria, domos, estratovolcanes, volcanes escudo, coladas de lava, rampas, lóbulos y mantos piroclásticos, entre otros.

Por otra parte y en función de la intensidad explosiva, es común que se generen formas de relieve asociadas con la destrucción parcial y la erosión de superficies subyacentes. En el volcán Chichón existen relieves caracterizados por formas negativas como cráteres de explosión, cicatrices de colapso en domos y canales profundos de fondo plano, relacionados con la acción erosiva de lahares y flujos piroclásticos.

El relieve volcánico presenta rasgos específicos de la actividad endógena, sin embargo, una vez emplazados los materiales, estos comienzan a ser afectados de manera casi inmediata por los agentes exógenos característicos de la zona geográfica de emisión.

La interacción de las formas de relieve volcánicas con la exogénesis predominante, dará inicio a un modelado intenso en las primeras etapas posteriores al periodo eruptivo, alcanzado las modificaciones más drásticas durante los primeros años que siguen al final de una erupción (Segerstrom, 1950; Inbar et al., 1994; Inbar, 2001; Thouret 1999; Hayes et al., 2002).

Lo anterior se debe a que la formación rápida y violenta de volcanes, lavas y morfologías piroclásticas sobre la superficie, favorece un desequilibrio en el sistema geomorfológico. Los procesos exógenos predominantes comenzaran su acción con base en el intemperismo, erosión y acumulación de los materiales, con el fin de encontrar o restaurar la estabilidad aparente de la exogénesis y sus morfologías asociadas (Collins y Dune 1986; Branca y Ferrara, 2001; Branca 2003; Nemeth et al., 2003; Hildenbrand et al., 2008).

La interacción descrita, configura los territorios en los que se desarrollan y crean formas de relieve distintivas de terrenos volcánicos. Debido a la amplia distribución del vulcanismo global, encontraremos su desarrollo en todo el orbe, lo que implica su modelado a partir de diversos agentes característicos de ambientes climáticos como el glaciar, periglaciar, desértico, litoral y tropical; así como sus variantes locales (Pedraza, 1996; Hugget, 2007; Oliver, 2005).

Los procesos exógenos responsables de los cambios morfológicos más significativos del relieve volcánico en la zona de estudio, están vinculados con el agua corriente y la remoción en masa; las características generales de cada uno de ellos son las siguientes:

Fluviales: la actividad erosiva-acumulativa del agua líquida que actúa sobre territorios volcánicos genera valles profundos, encajonados y de fondo plano, secuencias de terrazas por eventos laháricos post-eruptivos e incisión fluvial de flujos piroclásticos canalizados, abanicos aluviales extensos y lóbulos producto de flujos de escombros por removilización de material volcanoclástico.

La diversidad de formas de relieve que se desarrollan en el vínculo entre la acción fluvial y los terrenos volcánicos, se favorece por las características del material emplazado (piroclastos y lavas).

Procesos de ladera: los fenómenos responsables de modelar las laderas de fuerte inclinación generadas por la actividad volcánica primaria, así como por el modelado fluvial durante los momentos de calma, se pueden clasificar dentro de los procesos gravitacionales tales como desprendimientos, caídas y en grados avanzados de intemperismo, deslizamientos; todos ellos junto con sus depósitos asociados.

Cada una de las formas creadas en los territorios volcánicos, es susceptible de ser diferenciada y delimitada por sus rasgos morfológicos respecto de otras. Estos arreglos distintivos son plausibles de cartografiarse con gran precisión y detalle desde una perspectiva geomorfológica.

De este modo, el mapa geomorfológico se convierte en la herramienta imprescindible para dejar clara y concreta, tanto la distribución como la configuración espacial, de cada una de las unidades que se representan (Peña-Monné, 1997).

La diversidad de formas que se puede cartografiar en un espacio determinado, ya sea en mapas de escala global y regional (mayores a 1:250 000, como cadenas y arcos volcánicos) o detallada (menores a 1:50 000; complejos, volcanes y focos de emisión específicos o depósitos asociados), dependerá de los aspectos físico-geográficos, el tipo de actividad volcánica, la cantidad de eventos eruptivos y la duración de los periodos de calma.

Existen variantes de la cartografía geomorfológica detallada, que permiten extraer información cualitativa y cuantitativa relacionada con aspectos genéticos, dinámicos y evolutivos (mapas morfogenéticos, morfodinámicos, morfométricos, entre otros; Lugo-Hubp, 1991; Peña-Monné, 1997).

En este contexto, se requiere hacer una selección de aquellos mapas, que a partir de su elaboración y análisis, brindan información relevante para los fines de cada investigación. Por ejemplo, la cartografía basada en la génesis del relieve permite entender la creación, temporalidad y evolución de los territorios, así como los elementos y factores naturales que les dan una característica única dentro del espacio terrestre.

Por otra parte, a través de los mapas morfométricos es posible extraer datos cuantificables que permiten analizar aspectos absolutos y relativos, basados en variables medibles del relieve, tales como la relación de los procesos tectónicos y su influencia en las diferencias altitudinales del terreno, la incidencia de la actividad fluvial que revela la potencia de la exogénesis, su distribución y densidad, así como la temporalidad relativa relacionada con la impronta de los agentes exógenos sobre relieves endógenos (Zamorano, 1990; Peña-Monné, 1997; Bolognaro-Crevena et al., 2005).

La información extraída de la cartografía permite interpretar de manera geográfica y temporal el desarrollo, relaciones e interacciones, que han tenido las formas del relieve hasta su configuración actual. Para el presente caso, se elaboraron mapas geomorfológicos y morfométricos del volcán Chichón, anteriores (con fotografías aéreas de 1978 y mapa topográfico de 1981, respectivamente) y posteriores a la erupción (fotos aéreas de 2008 y topografía del año 1987).

Con la cartografía geomorfológica se pretende entender, no sólo al volcán Chichón, sino también sentar bases para entender otros territorios volcánicos como un sistema, en el que la endogénesis determina la formación de relieve, misma que interrumpe, afecta y condiciona los procesos exógenos acumulativos y erosivos, lo cuales a su vez actúan de manera intensa y drástica modelando, transformando e incluso destruyendo a las morfologías volcánicas, durante los periodos de calma.

El contar con cartografía anterior y posterior a una erupción, robustece los planteamientos relacionados con la evolución del relieve, debido a que se puede generar una comparación entre ellos. Por lo tanto, los mapas escogidos en la presente investigación atañen a la génesis de las formas y a los aspectos morfométricos relacionados con actividad fluvial, la relación endógeno-exógena y la cuantificación de aspectos representativos del modelado de la superficie.

La cartografía geomorfológica realizada en dos temporalidades, hizo posible la comparación y cuantificación de los cambios morfológicos en terrenos volcánicos activos. El método que se expone es de fácil comprensión y aplicación, no necesita de una tecnología costosa o difícil de adquirir. El análisis en este trabajo es realizado con una base topográfica, fotografías aéreas y el apoyo de un Sistema de Información Geográfica (SIG), así como la verificación de los datos obtenidos de la cartografía en campo.

Por lo tanto, en el siguiente apartado se realiza una revisión sobre las principales morfologías relacionadas con la actividad volcánica y el modelado exógeno, identificando de manera particular cada una de las formas, con el fin de presentar la mayor cantidad de unidades que se podrían esperar en el área de estudio.

1.2 Procesos endógenos-exógenos en relieves volcánicos y formas asociadas.

Los procesos de formación de relieve volcánico, condicionado por las características del magma a crear morfologías a partir de materiales masivos o fragmentarios, son drásticos agentes modeladores del relieve durante los momentos de actividad eruptiva. Sin embargo, no debemos olvidar que las transformaciones ocurridas a las formas primarias, son consecuencia de la erosión y removilización de los depósitos por la acción de la exogénesis.

Por lo tanto, es fundamental entender las formas de relieve como unidades que se caracterizan por aspectos individuales, con el fin de poder deducir las interacciones que mantienen en la superficie terrestre, es decir, se requiere analizar su génesis para poder entender su dinámica y de este modo poder desentrañar su evolución geomorfológica.

El relieve volcánico, en contraste con otros tipos de morfologías, es el resultado de fuerzas antagónicas (constructivas y destructivas) que actúan de manera casi simultánea y secuencial. Este tipo de territorios requieren que su estudio abarque un análisis detallado de procesos endógenos y exógenos, ambos en sus variantes acumulativas-constructivas y erosivas-destructivas y las formas de relieve resultantes.

Realizar un estudio bajo esta perspectiva geomorfológica integral, permite entender aspectos como la edad relativa del relieve, al establecer parámetros sobre los rasgos erosivos que se presentan en un volcán o sus formas asociadas.

Lo anterior, nos permite inferir información relevante sobre el tipo de material, potencia o estructura de los sustratos, disposición en el terreno, tiempo de formación, capacidad erosiva de los agentes exógenos, índices de erosión, tipos de procesos o incluso tasas de removilización anual de sedimentos (Ollier, 1972; Inbar et al, 1994; Inbar, 2001; Hayes et al., 2002; Salvany et al., 2012).

Sin embargo, se precisa de un conocimiento profundo de cada unidad morfológica que integra a los territorios volcánicos por separado, para después poder entender las relaciones que guardan unas con otras.

El enfoque conocido como geomorfología volcánica, permite reconstruir las formas primigenias, comparar los efectos del clima sobre aspectos denudatorios y entender cómo actúa el sistema geomorfológico durante los momentos de actividad o calma (Thouret, 1999, Hampton y Cole, 2009).

El conjunto de parámetros morfológicos y morfométricos, interrelacionado con la información geológica, estratigráfica y sedimentológica permiten entender los cambios en la geomorfología de un volcán (Segerstrom, 1950).

Para entender la evolución de un territorio como el del volcán Chichón o cualquier otro de características similares, es necesario desfragmentarlo para comprender su configuración endógena y exógena por separado.

1.2.1. Formas de relieve volcánico y procesos constructivos-destructivos asociados.

El proceso que sufre el fundido durante la erupción puede presentar dos variantes generales, explosiva y efusiva, o bien la combinación de ambas (mixta). Esto determinará en gran medida el tipo de forma que se genera en superficie. Sin embargo, desde el punto de vista de la acumulación o la erosión, las morfologías pueden estar combinadas dentro de una misma dinámica.

Existen tipos genéricos de formas, que nos hablan del proceso por el cual fueron creadas y que presentan una expresión distintiva como relieves constructivos y/o destructivos. En el territorio de estudio, pueden encontrarse formas volcánicas cuyas características generales permiten agruparlas en tipologías aceptadas por la literatura especializada, mismas que se describen a continuación con el fin de presentar la morfología y procesos que se configuran en la zona de emplazamiento del volcán Chichón.

Edificios y estructuras volcánicas

Se trata de la clasificación más general de formas asociadas a conductos centrales de emisión de magma, que crecen a partir de la acumulación de materiales y su morfología está sujeta al tipo de vulcanismo o estilos eruptivos que los definen y que pueden agruparse en dos grandes subtipos: monogenéticos y poligenéticos. Los primeros sólo presentan actividad una vez y cuando esta culmina, no existe reactivación del foco emisor. Los segundos, presentan prolongados e intermitentes periodos de erupción; en esta categoría se encuadra al volcán Chichón.

La morfología asociada a la actividad poligenética del volcán Chichón, es la de un complejo volcánico caracterizado por ocupar un área considerable (~45-55 km²), en donde existen edificios aislados (domos periféricos) y sobrepuestos (somma y cráter central). Todos ellos son reflejo de diferentes periodos eruptivos, algunos de ellos pudieron ocurrir de manera sincrónica en la misma erupción, o bien de manera independiente. La morfología de las diferentes estructuras que componen esta área volcánica, son un reflejo de las variaciones en la composición y puntos de emisión del magma.

El Chichón no siempre ha sido considerado como un complejo volcánico, la primera referencia que se tiene sobre él como un volcán activo, fue señalada a partir de informes locales de actividad sísmica, misma que fue ratificada por la observación de fumarolas al interior del foso caldérico (Müllerried, 1933). Damon y Montesinos (1978), dan cuenta de actividad fumarólica y lo consideran el volcán más joven del arco volcánico Chiapaneco, mientras que Canul y Rocha en 1981, una vez reconocido plenamente como un volcán, comienzan estudios y realizan cartografía, en el marco de analizar su potencial geotérmico.

Posterior a ello, se presentó la erupción de 1982, centrando las miradas de numerosas investigaciones en este volcán. Para Duffield et al. (1984), el Chichón se considera como un volcán constituido por domos y los productos piroclásticos de su destrucción, sin obviar la presencia de estructuras sobrepuestas; durante décadas las investigaciones formales se refieren a la estructura como volcán Chichón.

Layer et al. (2009), consideran que se trata de un complejo volcánico caracterizado por varias estructuras dómicas, conos de tobas, el edificio somma y diversas superficies de depósitos piroclásticos, que se formaron en varios periodos eruptivos a lo largo de su historia geológica. (Fig. 2).

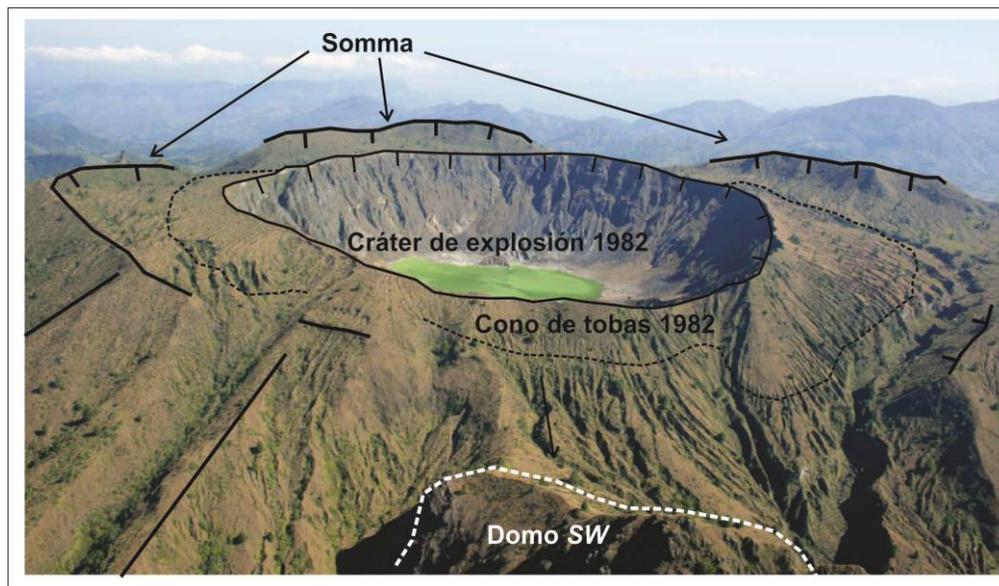


Figura 2. Cima del volcán Chichón, posterior a la erupción de 1982, se observa el edificio somma en cuyo interior se alberga el actual cono de tobas y su caldera morfológica productos de la erupción de 1982, así como el domo SW. (Alcántara Ayala et al., 2013).

Para fines prácticos, en este trabajo nos referiremos como volcán Chichón, Chichonal (como se le conoce coloquialmente en la zona; Ramos Hernández, S.: *comunicación personal*) o bien Complejo Volcánico Chichón (CVCh), al conjunto compuesto por diversas unidades de relieve volcánico; en el caso de que se trate de una estructura particular, se harán las respectivas aclaraciones.

El CVCh está integrado de un edificio principal con morfología somma, domos (centrales y periféricos), conos de toba, coladas de lava y amplias superficies piroclásticas. Estos relieves se caracterizan por tener una morfología definida y si bien su origen es volcánico, se dividen en constructivos y destructivos, bajo este criterio serán explicados a continuación.

Edificios tipo somma

Son estructuras volcánicas de grandes dimensiones con base ancha, morfología cónico-truncada y laderas concéntricas bien definidas, en cuya cima se observa una depresión relacionada con erupciones plinianas y que al interior albergan edificios de menores dimensiones, su nombre lo retoma del complejo volcánico *Somma-Vesubio*, localizado en Italia (Ventura et al., 2005; De Natale et al., 2006).

El volcán Chichón presenta un edificio tipo somma en su cumbre, el cual se compone de laderas exteriores de poca amplitud, el borde y la depresión interior, que alberga las estructuras asociadas a la erupción pliniana de 1982 (Fig. 3). La presencia de esta unidad de relieve volcánico, permite inferir la existencia de erupciones antiguas de mayor magnitud.

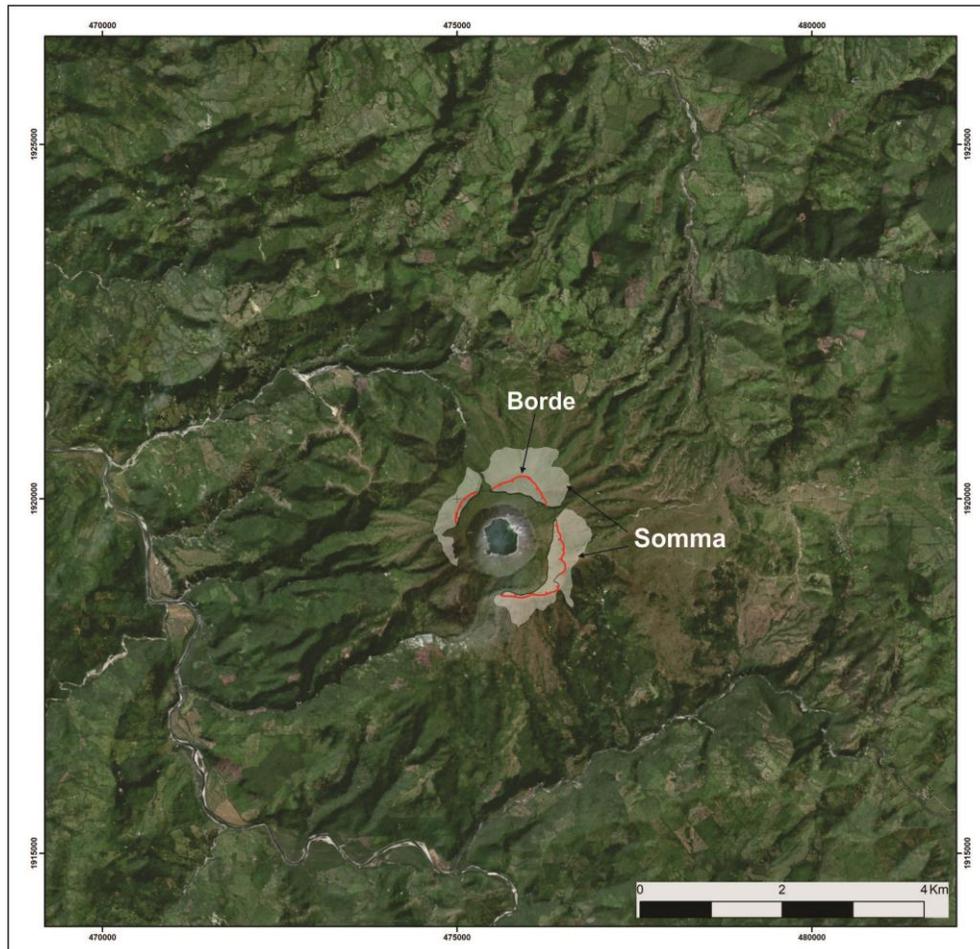


Figura 3. El Somma, ocupa la cumbre del volcán Chichón (en gris). La morfología del borde de la estructura es sinuosa, como respuesta a la actividad explosiva pliniana que le dio origen (línea roja) (Esri, 2008).

Domos

Se trata de estructuras formadas a partir de la extrusión de magma desgasificado y emitido a baja temperatura ($< 700^{\circ}\text{C}$), desde un conducto principal (Schmincke, 2004, Lugo-Hubp 2011). En la zona de estudio existen centrales y periféricos, el más representativo del primer tipo ya no existe, fue destruido en 1982 y su presencia está registrada en fotografías convencionales y aéreas (Fig. 4).

Esta estructura le da el nombre al complejo volcánico de *Chichón* y se formó posterior a un evento explosivo hace 550 años A.P. (Macías, 2005), por lo que se le asigna el nombre de *Domo Chichón 550 A.P.*



Figura 4. *Domo Chichón 550 A.P.*, fotografía previa a la erupción de 1982 (Duffield et al., 1984).

Por otro lado, los domos periféricos, emplazados en las laderas y límites noreste y este del CVCh, son al menos 4 estructuras antiguas creadas en diferentes periodos de tiempo, desde hace 217 ka para el *Domo SW* (el más antiguo), hasta hace ~ 80 ka para el *Domo NW* (el más reciente). Durante su proceso de formación son comunes los colapsos parciales, a los que se asocian morfologías destructivas (cicatrices de colapso) y depósitos como los flujos piroclásticos de bloques y cenizas, situación que se observa en el territorio de estudio y de lo cual hay registro para el Domo NW y Capulín (Macías et al., 2013) (Fig. 5).

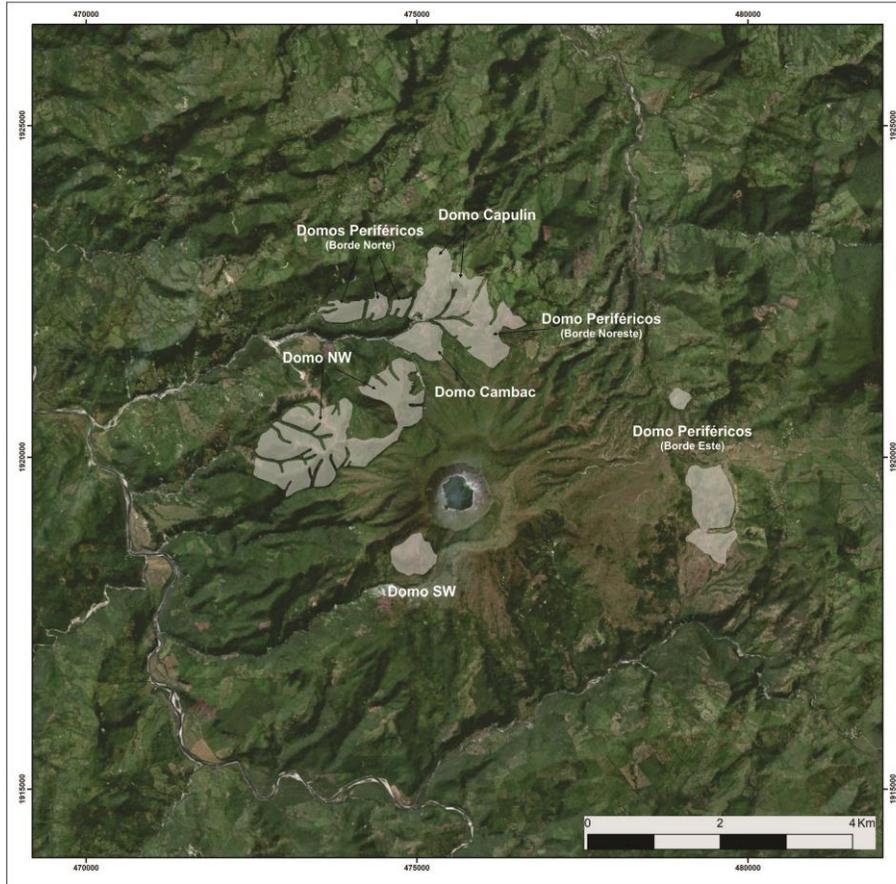


Figura 5. Domos periféricos que conforman parte del Complejo Volcánico Chichón. (Duffield et al., 1984; Layer et al., 2009; Macías et al., 2013) (Esri, 2008).

Conos de toba

La génesis de estas estructuras volcánicas ocurre cuando el fundido silicatado en ascenso, entra en contacto con agua subterránea contenida en sedimentos, mantos freáticos y agua superficial, lo que genera una interacción violenta y favorece la súbita expansión de gases que provocan erupciones freatomagmáticas (Ollier, 1974; Wolhetz, 1993). Para el caso del Chichón, dicha interacción se puede relacionar, tanto con el sistema freático e hidrotermal propio de la estructura volcánica, como con la importante cantidad de precipitación pluvial de esta región.

La morfología de estas estructuras volcánicas se compone de un edificio cónico de laderas exteriores de poca altura y fuerte inclinación, que albergan al interior calderas morfológicas, las cuales pueden presentar un cuerpo de agua en el fondo. Es posible encontrar este tipo de relieves de manera aislada o como parte de un complejo volcánico de mayores dimensiones.

En el volcán Chichón se observan tres conos de toba, del cual se tiene dataciones de uno denominado Guayabal (~10,000 A.P.; Layer et al., 2009), otro de ellos se interpreta en esta categoría por presentar características morfológicas análogas al anterior (Platanar), mientras que el más reciente es el pequeño edificio formado con base en la deposición de materiales alrededor del cráter durante la erupción de 1982 (Fig. 6).

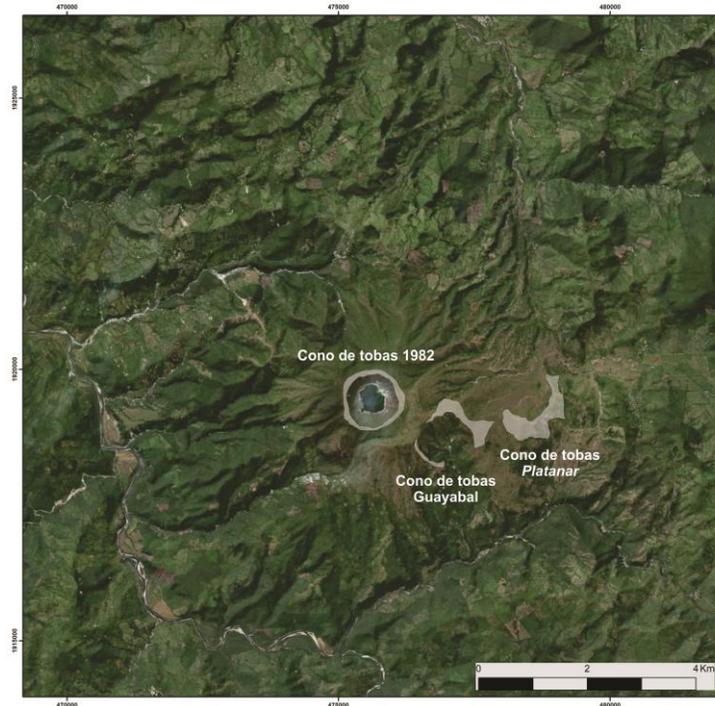


Figura 6. Conos de toba en el Volcán Chichón, de Este a Oeste se reconocen las estructuras denominadas Platanar, Guayabal y 1982. (Esri, 2008).

Cráteres y Cicatrices de Colapso

Son formas negativas del relieve que se asocian con la emisión o fuente de productos piroclásticos de caída y de flujo. La génesis de los cráteres se relaciona con actividad explosiva y acumulación de materiales alrededor del conducto central, mientras que las cicatrices de colapso se asocian con la destrucción parcial de una estructura volcánica. Se consideran morfologías destructivas que nos indican la ocurrencia de eventos explosivos y el origen de los depósitos volcanoclásticos.

Los cráteres de explosión en específico, se asocian con una forma negativa, circular, de taza o embudo, con un fondo relativamente plano y laderas abruptas, las cuales son afectadas por procesos gravitacionales inmediatos a la conclusión de la actividad volcánica (Lockwood y Hazlett, 2010; Lugo-Hubp, 2011).

En el caso del cráter de 1982 del volcán Chichón, se observa la existencia de un lago formado posterior a la erupción, el cual por su comportamiento hasta el presente se relaciona con su propio sistema hidrotermal (Rouwet et al., 2008; Taran et al., 2008).

Los otros cráteres reconocidos son el del edificio tipo somma, que se observa segmentado y afectado por la erosión fluvial de carácter remontante, así como los asociados con los Conos de Toba Guayabal y Platanar, mismos que se presentan a manera de anfiteatros (Fig. 7).

Por su parte, las cicatrices de colapso se relacionan con la destrucción parcial de un edificio volcánico o domo, lo que deja como evidencia una ladera con morfología en herradura o anfiteatro, como la ocurrida en el Domo NW. El estilo eruptivo relacionado con la estructura anterior es de tipo Merapi o Unzen (Ui et al., 1999; Schmincke, 2004), lo que se infiere por sus características morfológicas. (Fig. 7).

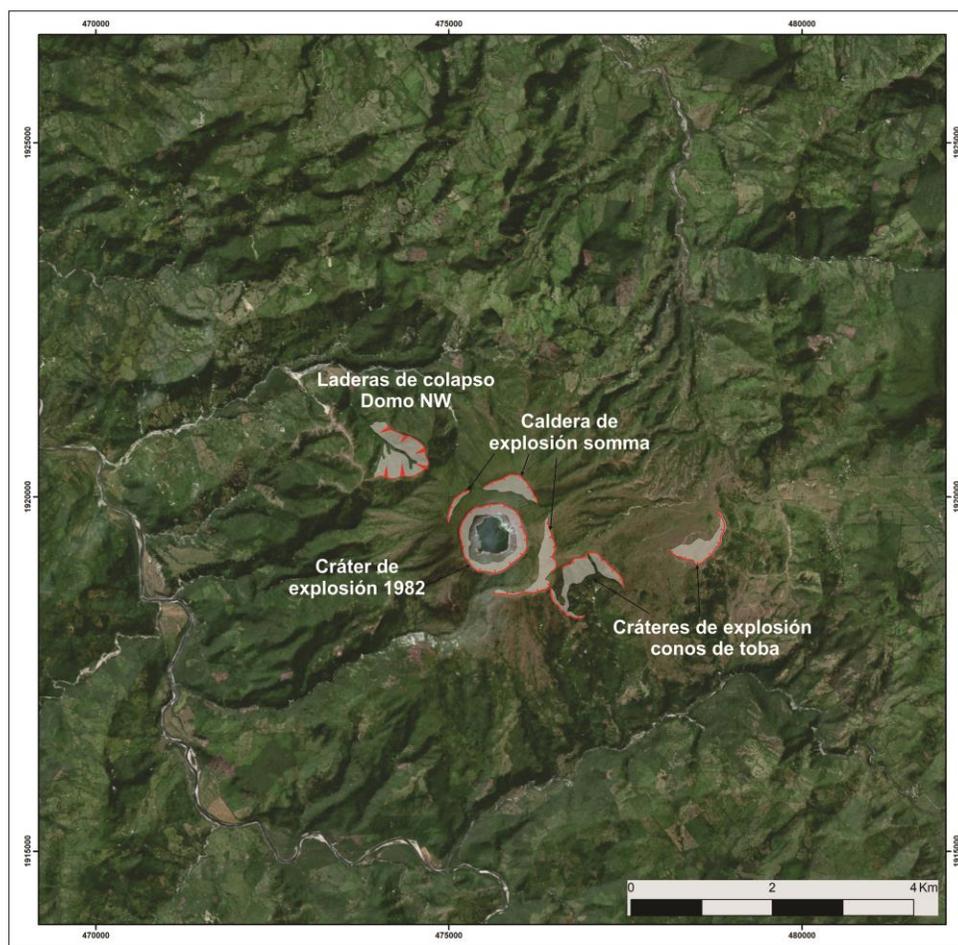


Figura 7. Se muestran los cráteres asociados a estructuras del CVCh, de Este a Oeste cráter Platanar, Guayabal, Somma y 1982; asimismo se observa la cicatriz de colapso del Domo NW. En línea roja se indica los bordes de cráter y de la ladera de colapso parcial. (Esri, 2008).

Coladas de Lava

Son formas de relieve creadas a partir de erupciones efusivas comunes a lo largo de la historia eruptiva en volcanes poligenéticos. Su morfología, longitud y espesor, está en función de componentes inherentes del magma como la composición, temperatura y viscosidad, así como con factores externos asociados al relieve preexistente del punto de emisión (inclinación o rugosidad del terreno), lo que favorece o limita su recorrido, dando lugar al elongamiento o ensanchamiento del cuerpo lávico y las configuraciones que se generan en su expresión superficial.

Debido a que las coladas de lava se componen de materiales masivos, una vez emplazadas y solidificadas, se observan como morfologías lobulares o tabulares, con frentes escarpados y rasgos geomorfológicos primarios como *levées* y crestas de compresión, que permiten reconocer los flujos más recientes y sus direcciones preferenciales (Cas y Wright, 1993; Lockwood y Hazlett, 2010).

En el volcán Chichón los flujos de lava no son frecuentes, los que existen se ubican en los sectores más bajos y distales respecto de la cima del CVCh conformando su base, o bien se encuentran asociadas con los domos periféricos y los conos de toba por lo que se infiere que se han emitido a partir de cambios en la actividad explosiva hacia emisiones efusivas (Fig. 8).

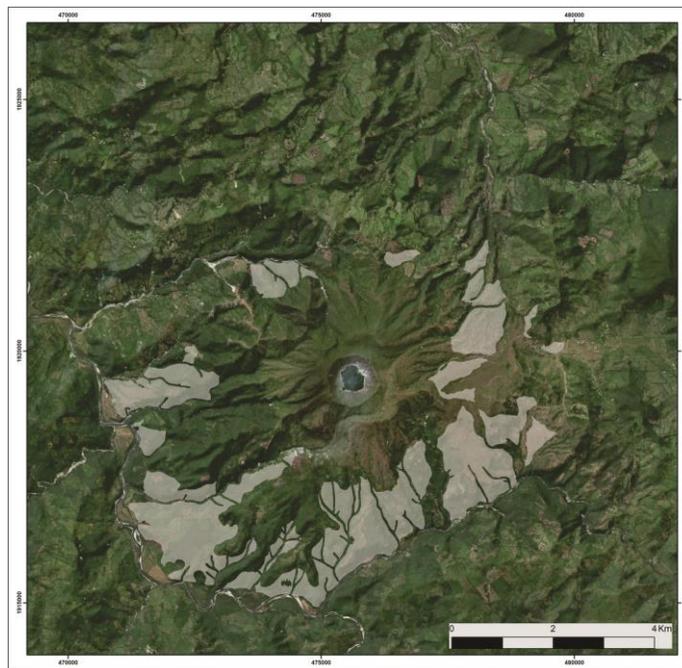


Figura 8. Coladas de lava en el CVCh, su distribución es radial y hay un predominio de ellas en el sector sur, la actividad explosiva las ha mantenido con piroclastos y disimulado su morfología primaria. (Esri, 2008).

Flujos Piroclásticos y Depósitos de Caída

Los primeros son corrientes densas y turbulentas cargadas de detritos volcánicos juveniles y accidentales, que se movilizan por acción de la gravedad ladera abajo por depresiones preexistentes, aunque por su alta energía pueden remontar interfluvios (Cas y Wright, 1993).

Se originan por colapsos de columnas eruptivas, explosiones laterales, o destrucciones parciales de domos (tipo Unzen y Merapi; Ui et al., 1999). La morfología de los flujos piroclásticos en el Chichón se reconoce por presentar morfología de lóbulos, cuando cubren un relieve preexistente definen, superficies mesiformes y rampas (Fig. 9).

Por su parte, los depósitos de caída son un común denominador en las erupciones Plinianas, en las que el acenso súbito de magma fragmentado, conforma columnas eruptivas cargadas de una importante cantidad de pómez, cenizas, líticos juveniles y accidentales, los cuales a pesar de su densidad, se mantienen en suspensión gracias al empuje que genera la liberación súbita y violenta de gases, así como el drástico cambio de presión entre el sistema magmático y la atmosfera (Lockwood y Hazlett, 2010).

Estos materiales al caer por gravedad mantean el terreno y suavizan la pendiente, cuando la potencia de estos detritos es excesiva llegan a sepultar el relieve preexistente y su espesor aumenta en dirección al foco de emisión.

En el CVCh estos terrenos son poco reconocibles, ya que al ser materiales que sobreyacen al terreno preexistente y ser la frontera superficial en contacto con la atmosfera, son removilizados de manera inmediata debido al el intenso régimen pluvial del área de estudio. Por lo tanto, solamente se observan en cortes verticales de los terrenos disectados, circundantes al complejo volcánico.



Figura 9. Distribución y extensión de los depósitos de flujos piroclásticos, generados a partir de colapsos y destrucción de domos (Esri, 2008).

Lahares

Se trata de formas asociadas a la removilización-acumulación, ladera abajo, de materiales volcanoclásticos producto de la formación de flujos densos, mezcla de agua y escombros (Smith y Fritz, 1989; Rodolfo, 1989), que pueden presentarse durante el momento mismo de una erupción volcánica, o bien, ocurrir durante los periodos posteriores a la actividad.

La formación de un lahar necesita para su génesis, la existencia de agua pluvial, fluvial o de otras fuentes (lagos, represas, glaciares, mantos freáticos someros), que se sume a los detritos volcanoclásticos de manera súbita.

En el volcán Chichón la presencia de depósitos asociados a lahares es notoria, en los principales ríos que lo circundan se observan como terrazas conformadas por grandes bloques embebidos en matrices heterométricas y heterolitológicas (Fig.10).

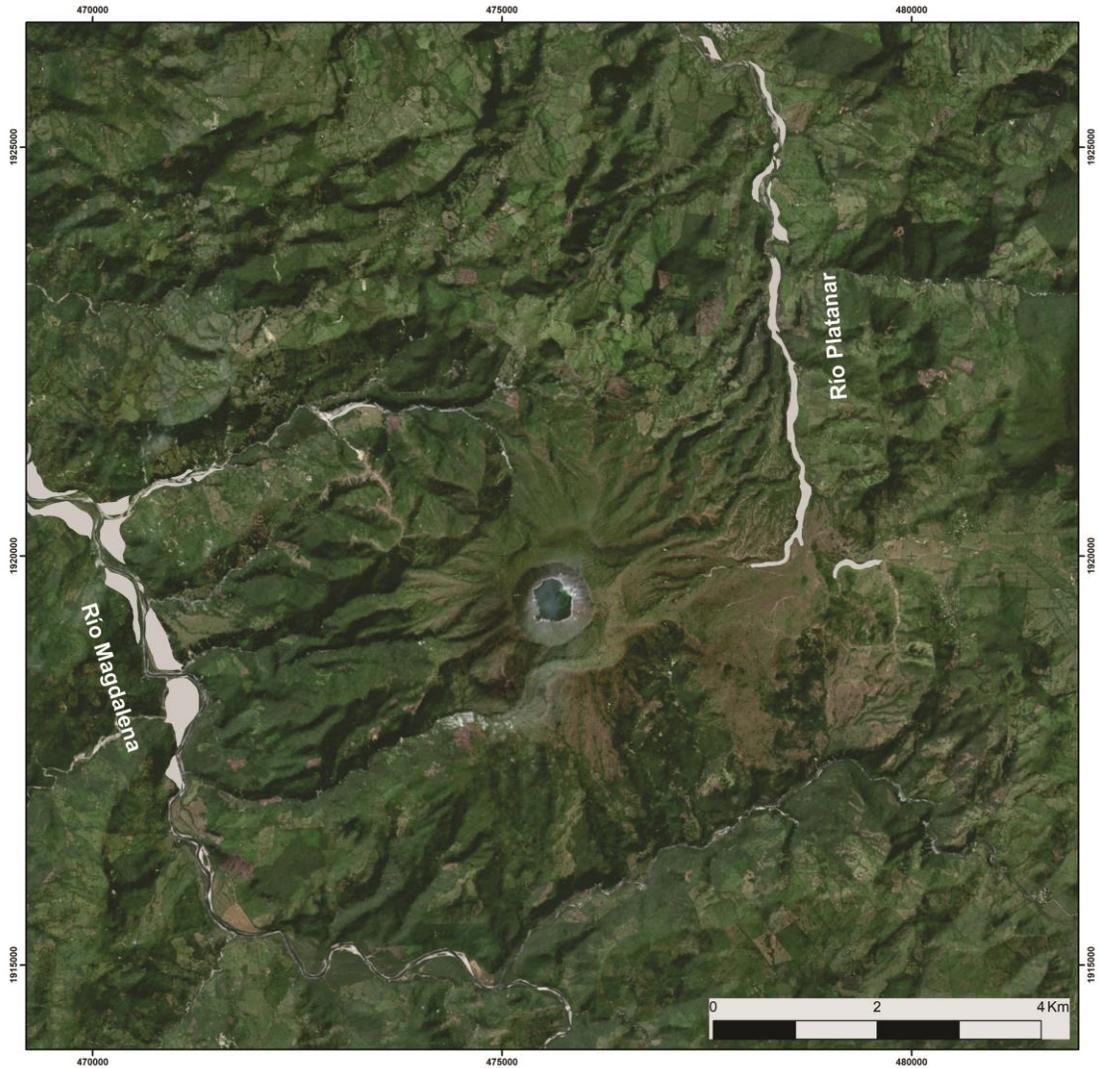


Figura 10. Distribución de depósitos de Lahar en los cauces de los Ríos Magdalena y Platanar. (Esri, 2008).

1.2.2 Formas de relieve y procesos erosivo-acumulativos de origen exógeno.

Los agentes de modelado exógeno actúan de manera diferencial en los territorios volcánicos, debido a las características de su localización geográfica, situación que condiciona los elementos climáticos preponderantes asociados con la latitud, altitud, la temperatura y precipitación, entre otros. En este sentido, en los ambientes tropicales (alta temperatura e intensa precipitación), el modelado en los terrenos volcánicos se acentúa de manera drástica y se observa una mayor definición y abundancia de formas exógenas relacionadas con precipitación, la escorrentía concentrada y la acción gravitacional.

Para el volcán Chichón, los relieves creados a partir de agentes exógenos están determinados por la intensa precipitación anual y una constante acción fluvial. Sin embargo, el modelado de la superficie terrestre no es un proceso simple y en un territorio volcánico suele actuar de diversas maneras, debido a factores inherentes a los propios procesos y formación de relieves volcánicos.

Por ejemplo, la erosión de piroclastos es más intensa durante las primeras semanas o años posteriores a un evento de grandes magnitudes, en una relación de tipo exponencial. Por tanto, se considera que las áreas afectadas por una erupción explosiva alcanzaran un equilibrio geomorfológico de manera pronta, una vez culminada la actividad volcánica (Thouret, 1999).

En este contexto, para la zona de estudio destaca la acción fluvial como el agente de modelado que modifica de manera más evidente y rápida a los materiales emplazados en el territorio, aunado a ello, las laderas inestables de frentes y flancos de lavas, así como las formas asociadas a depósitos piroclásticos no consolidados, favorecen los procesos gravitacionales; ambas dinámicas se analizan a continuación:

Formas y modelado fluvial en relieves volcánicos

La acción fluvial y sus efectos sobre la superficie terrestre es el tipo de modelado más común a nivel global (Bloom, 1978). Esta dinámica geomorfológica se encuentra dominada por el escurrimiento de agua superficial de manera canalizada, la cual tendrá una fase erosiva, otra de transporte y por último una de carácter acumulativa.

Los factores que determinan el actuar de las corrientes fluviales en las fases mencionadas son, de manera general, la precipitación, permeabilidad del sustrato, inclinación del terreno, estructuras disyuntivas, contactos litológicos y geomorfológicos, tipo de material y nivel de base.

Sin demerito de la combinación y preponderancia de dichas características, el resultado de la dinámica fluvial se traducirá en una impronta clara en la superficie terrestre a manera de formas relieve erosivas o acumulativas.

Las morfologías fluviales más típicas creadas en el volcán Chichón, de manera casi inmediata al término de su última erupción, son las relacionadas con la erosión producto de la escorrentía concentrada (lloraderos, surcos, barrancos y valles) y se observan como formas negativas de geometría cóncava en perfil longitudinal, con arreglos en V o valles de fondo plano en su perfil transversal, donde el flujo hídrico se mueve en la dirección de la pendiente del terreno y de esta manera erosiona los materiales por donde atraviesa (Pedraza, 1996).

Debido a que la dinámica fluvial de carácter erosivo en el CVCh se ha desarrollado sobre materiales de caída o flujos piroclásticos, el resultado se refleja en una importante profundidad de los valles desarrollados sobre las laderas volcánicas, en una red integrada y densa de drenaje (Fig. 11).

El Chichón ha presentado una continua actividad durante el Holoceno con al menos 12 erupciones (Macías et al., 2008), situación que en otro tipo de ambiente climático generaría un continuo *rejuvenecimiento* del relieve.

El drenaje bien integrado y desarrollado en el CVCh, se asocia con la precipitación de 4000 mm anuales (una de las más altas del país) y la presencia de lluvias extraordinarias de hasta 300 mm en 24 horas, sin omitir que pertenece a la cuenca baja del Río Grijalva (Hinojosa-Corona et al., 2011), lo que le confiere una gran energía potencial.

Sin embargo, la erosión no es la única dinámica geomorfológica fluvial en la zona de estudio, la gran carga sedimentológica de los ríos favorece las formas acumulativas una vez que los cauces abandonan las zonas de mayor inclinación del CVCh, desarrollando abanicos, rampas y mantos aluviales que circundan al terreno volcánico.

Para el caso del Chichón, que se encuentra rodeado por un sistema fluvial activo, en el que la presencia de agua corriente es común durante casi todo el año y cuyas principales cuencas drenan hacia el Río Platanar y Magdalena, las formas acumulativas suelen ser menores y se concentran sobre todo dentro de los límites de las morfologías erosivas fluviales a manera de lechos aluviales, bancos de material, barras y abanicos proluviales (Fig. 11).

Otro aspecto relevante de la acumulación de materiales acarreados por los ríos que circundan al Chichón, es la presencia de la presa Peñitas. La cual ha favorecido un cambio en la dinámica del Río Magdalena, al modificar su nivel de base, esto genera el desarrollo de amplias terrazas, las cuales se originaron durante grandes eventos de aluvionamiento, como respuesta a la liberación carga al ser perturbado su perfil de equilibrio.

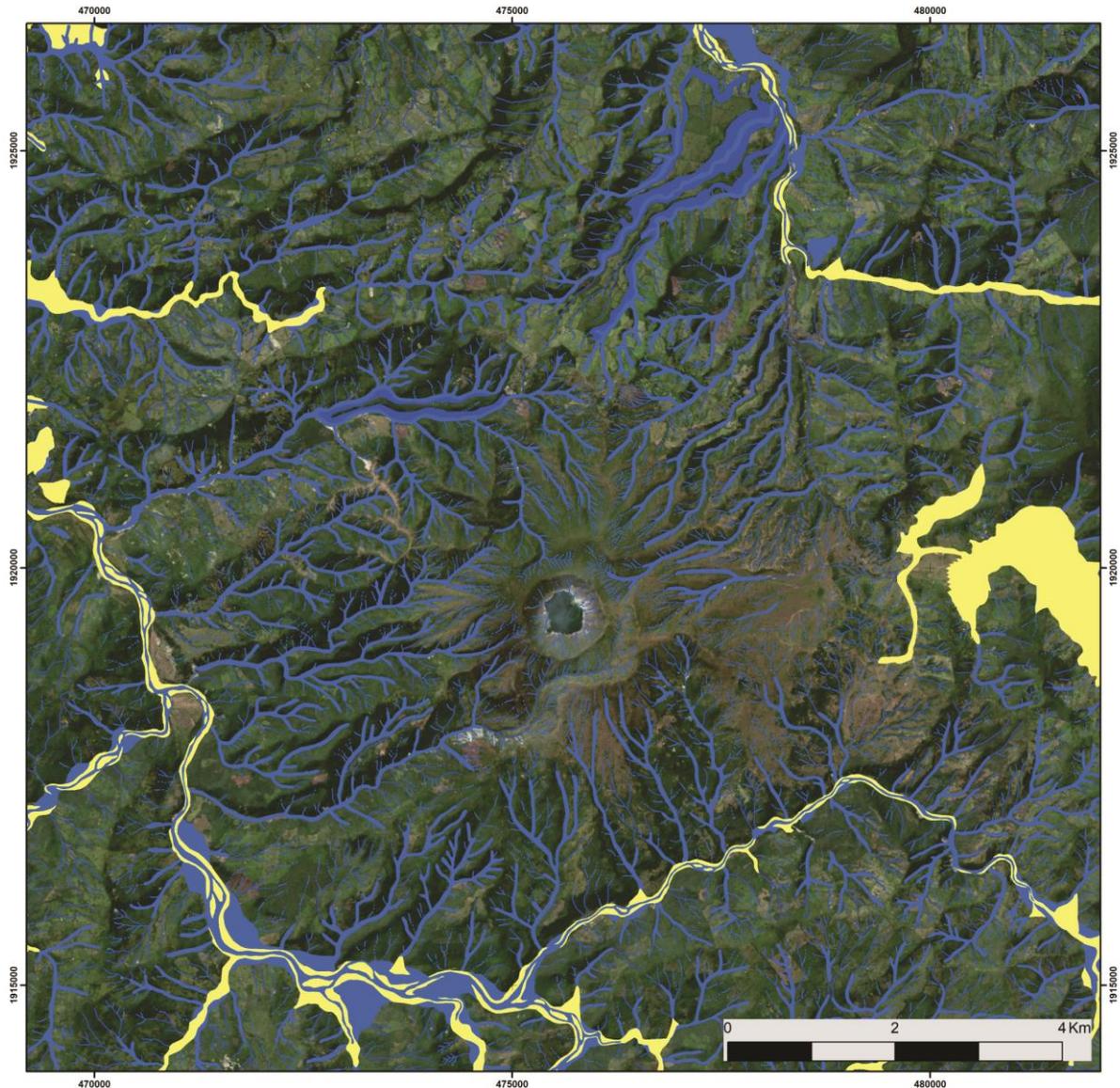


Figura 11. Sistema fluvial del volcán Chichón. En azul se presentan los cauces fluviales, valles profundos y terrazas. En amarillo se observan las morfologías acumulativas (llanuras aluviales, abanicos y mantos proluviales y barras en cauces activos) (Esri, 2008).

Formas y modelado gravitacional en relieves volcánicos

La fuerza de la gravedad actúa de manera constante sobre toda la superficie de la tierra, si bien muchas de las formas de relieve volcánico de reciente formación, presentan una alta estabilidad ante los procesos de ladera, las características geomorfológicas de algunas de ellas, así como el arreglo, disposición y composición de los depósitos, favorecen la ocurrencia de la remoción en masa.

La ocurrencia de los procesos gravitacionales, dejando de lado los que se asocian a eventos volcánicos como las avalanchas de escombros y colapsos parciales de domos, será frecuentes cuanto más intemperizados, fragmentados e inclinados se encuentren los depósitos, es decir, su ocurrencia se presentará sobre sustratos no consolidados (de flujo y de caída) y con pendientes pronunciadas, como ocurren en la mayoría de los barrancos que disecan a las unidades de relieve volcánico que conforman al CVCh.

De manera puntual en el Chichón, los procesos de remoción en masa (caídas y desprendimientos), se presentan en unidades de relieve escarpadas como frentes y flancos de lavas, las laderas interiores del cráter de 1982 y en los sectores de relieves piroclásticos que colindan con cauces activos en valles encajonados de paredes francas.

Estos procesos dan lugar a morfologías tanto erosivas (circos de desprendimientos, escarpes y laderas inestables), como acumulativas (taludes y rampas coluviales), que se observan hacia el interior del actual cráter de 1982, sobre laderas de fuerte inclinación de domos y conos de toba, relieves piroclásticos antiguos y en los frentes de lava colindantes con el Río Magdalena (Fig.12).

Sin embargo, en la zona de estudio la mayor distribución de formas de relieve asociadas a procesos gravitacionales, se localiza en los territorios circundantes al volcán, en las que incluso se pueden observar deslizamientos y flujos de lodo de gran extensión. La existencia de dichas unidades morfológicas se favorecen por las características propias de los sustratos y sus arreglos estructurales (rocas sedimentarias antiguas, plegadas y afectadas por sistemas de fallas), que han estado expuestas a un régimen climático tropical que favorece el intemperismo y por tanto la inestabilidad.

Las morfologías erosivas y acumulativas relacionadas con estos movimientos de tierras, se presentan a manera de circos de deslizamiento, flujos de lodo y depósitos, sin omitir la presencia de relieves gravitacionales asociados a las caídas y desprendimientos (Fig. 12).

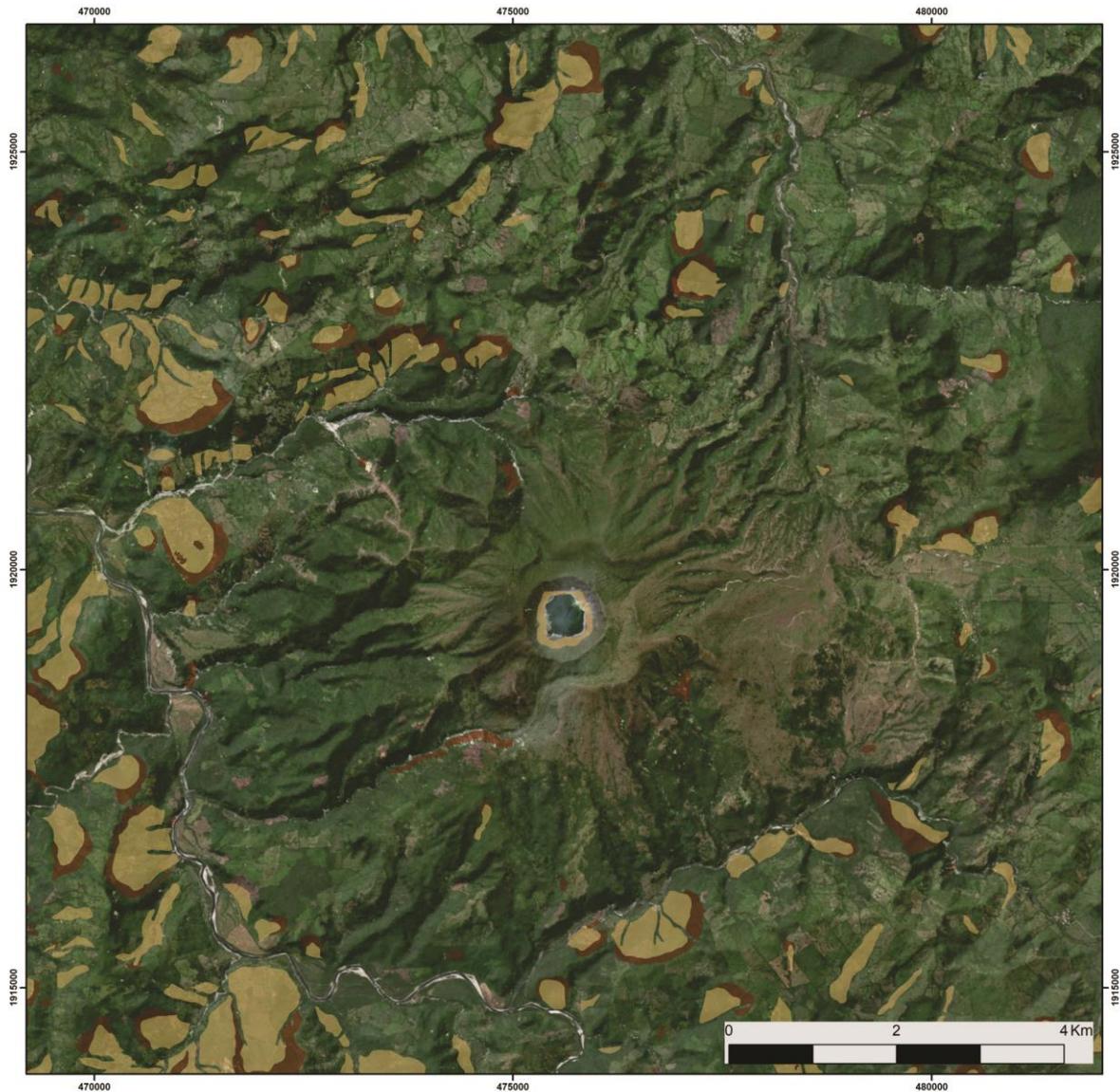


Figura 12. Formas de relieve asociadas al modelado gravitacional. En color café oscuro se observan las morfologías erosivas resultantes de los procesos de remoción en masa (circos de deslizamiento, de desprendimiento y laderas afectadas por desprendimientos recientes). En café claro podemos apreciar los depósitos asociados.

1.3 Estudios actuales sobre evolución del relieve en territorios volcánicos

Al haber realizado una revisión teórico-conceptual de la génesis de formas de relieve creadas a partir de procesos endógenos y exógenos en territorios volcánicos, las cuales se encuentran sujetas a la dinámica predominante de la superficie de estudio, así como el enfoque cartográfico geomorfológico con el que se plantea estudiar la continua transformación del terreno, se considera relevante para la investigación presentar una revisión de bibliografía especializada que trata de manera directa o indirecta sobre evolución del relieve.

Dentro de los estudios con enfoque en la evolución del relieve, se retoman aquellos en los que se hace énfasis en los territorios de carácter volcánico que utilizan evidencias geológicas, estratigráficas y geomorfológicas, para caracterizar la transformación de estos territorios. Sin embargo, no se obvian aquellos estudios representativos, que si bien tratan de otro tipo de ambientes geomorfológicos, presentan métodos y herramientas de análisis, como el uso de documentos y registros históricos, cartografía multitemporal, imágenes satelitales, fotografías aéreas y convencionales, entre otros, que pueden aplicarse en la evolución de terrenos volcánicos.

En este sentido, el panorama y los objetivos de los diversos estudios que hacen referencia de manera directa o indirecta a la evolución del relieve, puede ser muy amplio y centrarse en variables como la temporalidad (de corta o larga duración), la amplitud del territorio de estudio (global, regional o local), o bien ser específicas (el relieve como un sistema, una morfología determinada o el actuar de un proceso singular).

La cantidad de trabajos en los que se muestra un cambio del relieve de un estado a otro, es desbordante, por lo que se presentan algunos de los que se relacionan o pueden aplicarse en un territorio como el del Chichón, lo que no implica que en el curso de la investigación o en apartados posteriores se retomen algunos otros que de manera específica puntualicen algún aspecto de relevancia.

A continuación se presenta una síntesis de trabajos relacionados con la evolución de relieve en territorios donde hay presencia de vulcanismo a un nivel regional o local, tanto en periodos prolongados de tiempo como ejemplos de corta duración.

Existen, en este contexto, trabajos que se centran en el análisis de procesos volcánicos que conllevan dentro de su misma dinámica, la evolución de formas características de algunos territorios. Por ejemplo, Palacios (1994), plantea una secuencia evolutiva que explica la morfología ancha, de fondo plano y laderas escarpadas, característica del valle del Río Oratava en las Islas Canarias, que deben su origen a la alternancia de procesos erosivos y volcánicos, así como a procesos de inversión del relieve.

En una idea similar Karátson et al. (1999), ejemplifican la evolución del relieve en calderas volcánicas, las cuales una vez concluida su formación, se transforman en relieves que favorecen una intensa erosión, ya que su morfología cóncava favorece la concentración de la escorrentía y el desarrollo de un sistema radial con drenaje concentrado, a manera de grandes anfiteatros que se comportan como circos erosivos de grandes dimensiones.

Ambos trabajos permiten observar que al utilizar parámetros e hipótesis geomorfológicas, asociadas a rasgos característicos del relieve, se puede crear una secuencia de evolución y de este modo sentar las bases para poder enmarcar morfologías similares de acuerdo con su génesis, dinámica y evolución.

Otros trabajos similares, muestran de manera indirecta la influencia que el relieve preexistente imprime sobre algunos procesos, lo cual condiciona su emplazamiento y permite observar la evolución de las formas volcánicas, así como su relación con la alternancia de procesos endógenos y exógenos que modelan la superficie de estos territorios.

Ejemplos de lo anterior, son aquellos trabajos como los de Calder et al., (2000), y el de Stinton y Sheridan, (2008), que tratan del condicionamiento que sufren los flujos piroclásticos al desplazarse por valles preexistentes y como los cambios abruptos en la morfología de los canales, generan un arreglo diferente en la estratigrafía de los depósitos.

Otros similares, versan sobre procesos volcánicos que implican el emplazamiento de materiales de manera súbita y la formación de represas, su posterior destrucción y la creación de corrientes de detritos volcánicos (Waythomas, 2001).

En este grupo también se integran aquellos estudios que se centran en el intenso transporte de sedimentos, posterior a eventos de colapsos parciales de estructuras volcánicas (Yoshida y Sugai, 2007), o bien, la ocurrencia de eventos peligrosos debidos a la competencia de los materiales a ser removilizados una vez que han sido depositados, como el caso que expone Bisson et al. (2007), respecto de la formación de flujos de escombros constituidos por materiales volcanoclásticos en la región de Campania, Italia.

Estos ejemplos permiten observar el comportamiento de los productos volcánicos cuando se emplazan sobre una variedad diversa de relieves preexistentes, así como las posibilidades de generación de eventos post-eruptivos, a partir de las características específicas de los materiales emplazados y la re-transformación del relieve.

Existen estudios enfocados en la evolución del relieve, que utilizan las dataciones de depósitos asociados a eventos de vulcanismo antiguo como marcadores de tiempo, otros que presentan metodologías de análisis basadas en aspectos geomorfológicos para determinar la conformación de estos territorios volcánicos, o bien algunos que presentan las implicaciones de aspectos climáticos en el modelado de la superficie afectada por el vulcanismo.

Por ejemplo, Szykaruk et al., (2004), plantean el reconocimiento, comportamiento y evolución de las fallas que influyen sobre el Cinturón Volcánico Mexicano y su actual configuración topográfica, utilizando como parámetros temporales los desfases existentes en el relieve producto del vulcanismo que conforma esta región. De manera similar, Ward III y Carter (1999), utilizan las edades de los depósitos de ceniza volcánica emplazados entre el Terciario y el Pleistoceno Medio en la cuenca del Río Arkansas, con la finalidad de reconocer la evolución del relieve asociado a las tasas de incisión de los afluentes que conforman el sistema fluvial.

Este tipo de mediciones temporales facilitan, en gran medida establecer marcadores de tiempo vinculados con el inicio de un proceso geomorfológico, a partir del cual, el relieve pasa de estar en un momento específico y evoluciona hacia otro, derivado del emplazamiento de material volcánico que modifica un territorio.

Una de las principales herramientas de análisis respecto de la evolución del relieve volcánico son los estudios relativos a la erosión fluvial y el comportamiento del drenaje sobre estos territorios.

En este contexto Altin y Altin (2011), presentan un trabajo en el que apoyados en aspectos morfométricos fluviales (densidad y profundidad de disección), reconocen factores como la competencia erosiva de las rocas y su edad relativa, además de la influencia de la tectónica y los desniveles topográficos, que condicionan el modelado de la región volcánica antigua del centro de Anatolia, Turquía. Como resultado de dicho estudio, se muestra la secuencia evolutiva en la que se fueron conformando los distintos macizos volcánicos que conforman la región, la cual se basa en los rasgos morfológicos que la acción de los ríos han dejado como impronta en su superficie.

Estudios similares se centran en periodos de larga duración, retoman como referencia el desarrollo del sistema de drenaje para determinar edades relativas y momentos de formación de morfologías volcánicas, como el caso de la evolución geomorfológica en la Gran Canaria (Menéndez et al., 2008).

Hildebrand et al. (2008), realizan un análisis similar en el que a partir de los datos obtenidos en 27 cuencas fluviales en Thaiti-Nui, Polinesias Francesas, enmarcan la antigüedad y secuencia de formación de las islas utilizando como base los parámetros de erosión característicos de un ambiente tropical.

Es de interés especial de esta investigación aquellos estudios que plantean la alternancia de procesos volcánicos constructivos y el desmantelamiento de las formas creadas relacionado con la erosión fluvial, como el de Ricci et al., (2015), en el que se analiza la evolución del relieve de la Isla *Basse-Terre*, relacionando la creación de las morfologías volcánicas y su destrucción dentro de un ambiente tropical como el que caracteriza a las Antillas menores.

En esta temática, los trabajos de Branca (2001); Branca y Ferrara (2003), ejemplifican de manera puntual la evolución del terreno en el Monte Etna (Italia), enmarcando la emisión de grandes coladas de lava y su influencia sobre el relieve circundante, como factor principal que explica las modificaciones al diseño del drenaje de la cuenca del Río Alcántara, así como los procesos resultantes de dicho emplazamiento de flujos lávicos.

Otro antecedente de estudios de este tipo, relacionado con la influencia y modificación que el vulcanismo tiene sobre el comportamiento de los ríos, es el de Shelley (1989), el cual retoma un patrón de drenaje anómalo que denomina *Anteconsecuente*, presente en volcán Lyttelton, Nueva Zelanda, y lo asocia como evidencia de fases constructivas antiguas del edificio volcánico.

Asimismo, trabajos como el de Karátson (1996), y Németh et al., (2003), basados en aspectos del modelado fluvial y análisis morfométrico de regiones volcánicas antiguas (la región volcánica de los Cárpatos y el campo volcánico Bakony-Balaton, Hungría), establecen tanto tasas de erosión, como edades relativas de las formas volcánicas, con la finalidad de presentar un acercamiento a la evolución del relieve de dichas regiones.

Büchner y Tietz (2012), en un intento de generar parámetros que expliquen la evolución del relieve en el campo volcánico de Lusacia, Alemania, analizan aspectos característicos de los depósitos volcánicos, como la inclinación de los flujos de lava, que en conjunto con un mapeo detallado de los materiales volcanoclásticos permiten la reconstrucción y conformación del cono de escorias Landeskronen desde hace 34 Ma, y el modelado que ha sufrido desde ese momento hasta alcanzar su morfología actual.

Existen además otros ejemplos que se centran de manera específica en la reconstrucción de las formas de relieve volcánicas, omitiendo los periodos de quietud y centrándose en los procesos eruptivos que conllevan su construcción-destrucción.

Tal es el caso del trabajo de Valentine et al., (2007), quienes basados en una cartografía detallada y diferenciación de unidades de relieve del cono de escorias *Lathrop Wells*, presentan la evolución de este volcán monogenético, poniendo especial atención en los procesos eruptivos y geomorfológicos que configuran dicha estructura.

Otros como John et al. (2008), en su artículo relativo a la evolución magmática y tectónica de la Caldera Caetano, Nevada, presentan la evolución de formas de mayor extensión e historia geológica, enfocándose en los procesos endógenos que dieron lugar al emplazamiento de depósitos ignimbríticos (toba Caetano) que han transformado el relieve de la región.

Por su parte, Veldkamp et al. (2012), reconocen el arreglo y transformación de la cuenca del Río Tana, provocado por la formación del Monte Kenia, el cual tuvo cambios asociados al represamiento de afluentes ocasionado por el emplazamiento de coladas de lava sobre sus valles y la consecuente captura de otras cuencas.

Sembroni et al. (2016), presentan un estudio geomorfológico similar, basado en los cambios del sistema fluvial de las tierras altas de Etiopía, provocados por la captura de cuencas producto del *superswell Africano*, proceso asociado con la *pluma de Afar*, que ha generado el levantamiento y expansión dinámica de la corteza en la zona, generando un vulcanismo caracterizado por grandes inundaciones de flujos basálticos.

Estudios enfocados en periodos de corta duración, se centran en una temporalidad en la que los eventos volcánicos han sido reconocidos y estudiados por medio de observaciones directas o bien basados en evidencias geológico-geomorfológicas recientes que permiten establecer la evolución del relieve volcánico.

Por ejemplo, Di Traglia et al. (2013), presentan el estudio de los últimos 1000 años del volcán *La Fossa*, la estructura más reciente del Vulcano, Italia, en el que con base en evidencias estratigráficas y una reconstrucción morfológica del cono, caracterizan la forma actual de la zonas circundantes y atribuyen su conformación al modelado producto del acarreo y removilización de las tefras emplazadas en las laderas superiores de mayor inclinación, a partir de las cabeceras de los ríos que han disecado la estructura.

Una de las características principales de los estudios de evolución del relieve en periodos de corta duración en ambientes volcánicos, se basa en la comparación de procesos y formas resultantes con otros eventos o estructuras volcánicas que han sido observadas en la actualidad.

Tal es el caso del estudio de Zobin y Jiménez (2008), quienes realizan un análisis de las razones por las cuales, a diferencia de otros volcanes como el Bezymianny, Sta. Helena, Pinatubo y Soufrière, el Chichón no generó un domo posterior a la erupción de 1982, lo que atribuyen a un incremento en la viscosidad del magma asociada a una rápida emisión de gases y agua producto del sistema hidrotermal propio del volcán.

Otros estudios se basan en aspectos aún más específicos de territorios volcánicos, como el trabajo de Gómez et al., (2009), quienes basados en los patrones de progradación, retrogradación y agradación presentes en los depósitos de flujos piroclásticos de la erupción del Merapi en 2006, proponen un modelo cronológico-evolutivo de los pulsos de su emplazamiento. El análisis del arreglo detallado de secuencias estratigráficas se puede extrapolar al análisis de formas de relieve en volcanes explosivos como el Chichón.

Por otra parte, el estudio que realizan Geshi et al., (2002), respecto de la formación de la caldera en el volcán Miyakejima, Japón, permite establecer una hipótesis relacionada con la evolución geomorfológica posterior a un evento eruptivo de grandes dimensiones, que toma como base de análisis fotografías aéreas y recorridos de superficie, con la finalidad de detallar un modelo evolutivo de la depresión volcánica. Lo anterior es aplicable al caso de estudio, ya que se plantea una metodología de análisis basada en la observación de la morfología de la depresión volcánica para caracterizar su conformación estructural, centrada en utilizar herramientas de percepción remota y verificar la información *in situ* mediante la observación directa.

La observación de procesos volcánicos ocurridos en tiempos recientes y de los cuales existe registro científico, es una herramienta de análisis fundamental en el entendimiento de la conformación del relieve en el territorio de estudio. En este contexto, un trabajo que describe los eventos de construcción-destrucción de domos y los resultantes flujos piroclásticos, es el de Ui et al., (1999), que trata sobre los colapsos parciales de dichas estructuras en el volcán Unzen, producto de la inestabilidad gravitacional; lo que brinda un parámetro comparativo de la conformación de las unidades de relieve piroclástico del CvCh, al considerarse como un volcán en donde la recurrencia de formación-destrucción de domos forma parte de su historia eruptiva.

Los estudios de erupciones volcánicas de reciente ocurrencia, también se han centrado en las afectaciones sufridas por otros ambientes geomorfológicos cercanos a los focos de emisión. Tal es el caso del trabajo realizado por Torrecillas et al. (2012), que versa sobre los cambios morfológicos ocurridos en la costa de la Isla Decepción, en el Antártico oriental, producto de las erupciones históricas documentadas desde 1842, que se basa en el análisis de las variaciones lineales y volumétricas del litoral de la ínsula.

Existen estudios enfocados en procesos volcánicos que en su propia naturaleza, resultan en el modelado del relieve preexistente, por lo que de manera indirecta permiten establecer secuencias evolutivas en la conformación geomorfológica de los territorios afectados por el vulcanismo y explican la impronta erosiva y/o acumulativa consecuencia de su ocurrencia.

En este contexto, el estudio de Sparks et al., (1997), muestra como durante la erupción de 1993 del Volcán Lascar, Chile, se crearon morfologías erosivas profundas en el relieve de dicha estructura, producto de la canalización de flujos piroclásticos por los valles preexistentes. Lo que asocian a la aceleración de las corrientes volcanoclásticas derivada de las restricciones topográficas sobre laderas inclinadas. Este estudio permite entender de manera análoga, la presencia de barrancas profundas en un relieve volcánico de reciente creación como las que se observan en el Chichón, en el que lo esperado sería la colmatación y relleno de los valles preexistentes, sin embargo, el territorio del CVCh se observa conformado por numerosos valles profundos.

Si bien se podría continuar analizando otros trabajos publicados en esta temática, la cantidad es numerosa y se considera que los ejemplos descritos muestran un panorama bastante amplio, en el que se trata de plantear la evolución del relieve partiendo de un momento geológico-geomorfológico específico (génesis), en el que por medio de un evento volcánico o una secuencia de procesos endógenos y exógenos, existen modificaciones a las condiciones de la superficie, condicionadas por la intensidad de dichos sucesos (dinámica), lo que concluye en la morfología que se expresa y se transforma hacia un nuevo estado condicionado por las características propias del territorio de análisis (evolución).

Consideraciones finales:

La importancia del marco teórico-conceptual, referente a los aspectos que definen el campo de estudio de la geomorfología, en particular, el análisis de cualquier superficie de la tierra mediante el uso de cartografía temática, facilita en gran medida el entendimiento de lo que se plantea en el cuerpo del presente trabajo.

En el mismo sentido, se considera un apartado necesario en donde se describa de manera general, pero al mismo tiempo enfocado al objeto de estudio, los principales factores endógenos y exógenos que se espera que ocurran en el área de influencia del Volcán Chichón y que han actuado transformando el relieve hasta como lo observamos hoy en día.

Asimismo, la revisión de los artículos presentados, permite observar que el interés de muchos de los trabajos académicos en el campo de las Ciencias de la Tierra, en específico en territorios bajo la influencia del vulcanismo, buscan de una manera directa o indirecta, relatar el proceso de cambios morfológicos que ocurren en la superficie terrestre, ya sea en escalas pequeñas o de gran detalle, así como en tiempos de duración geológica o respecto de procesos que ocurren durante un evento eruptivo específico.

En síntesis, el objetivo de este capítulo es brindarle al lector los aspectos generales que serán retomados para ser detallados en este trabajo, sin tener la necesidad de profundizar en dichas generalidades más adelante y permitir de este modo un análisis más directo, profundo y continuo del tema en estudio.

Capítulo 2. Tectónica, Geología e Historia Eruptiva.

Los estudios geomorfológicos requieren de un conocimiento amplio de los ambientes tectónicos y geológicos de formación, de los sustratos que conforman la corteza terrestre en cualquier territorio, pues las formas del relieve son una expresión en superficie resultado de los procesos endógenos que las crearon y por tanto, mantienen una fuerte relación con la susceptibilidad de los materiales ante la exogénesis. Es por esta razón, que al existir un conocimiento tectónico-geológico detallado de la zona de estudio, el entendimiento de la geomorfología aumenta en detalle.

El análisis de estos aspectos se realiza a partir de los elementos que configuran la región en donde se encuentra la zona de estudio, tanto a escala regional como local, ya que los elementos que componen a las provincias tectónicas y geológicas, determinan ciertas condiciones de los sistemas locales y permiten entender sus particularidades.

El reconocimiento de los tipos de roca, edad, composición y disposición espacial y estratigráfica, permite entender e incluso interpretar aspectos geomorfológicos genéticos, dinámicos y evolutivos del relieve estudiado. En los territorios volcánicos, es de suma importancia conocer la historia eruptiva, pues a partir de esta se entiende la caracterización de los materiales y la distribución de los depósitos que lo han conformado, por tanto observar las diferencias morfológicas entre tipos de sustratos, sus edades y evolución en el tiempo.

En el presente capítulo se muestran la localización del Complejo Volcánico Chichón, su marco tectónico y geológico a nivel regional y local, así como la historia eruptiva del volcán.

2.1 Localización Geográfica.

El volcán Chichón se localiza en el Estado Chiapas, emplazado en límite noroccidental de uno de los sistemas montañosos que configuran el territorio de esa entidad federativa (Fig. 13). Las coordenadas centrales del Volcán son 17°21' N y 93° 14' W, tomando como referencia la estructura volcánica principal y más reciente, el cráter de explosión resultado de la erupción de 1982 que destruyó el domo central, el cual era la mayor altitud del CVCh con 1260 msnm y que en la actualidad es de 1100 msnm.

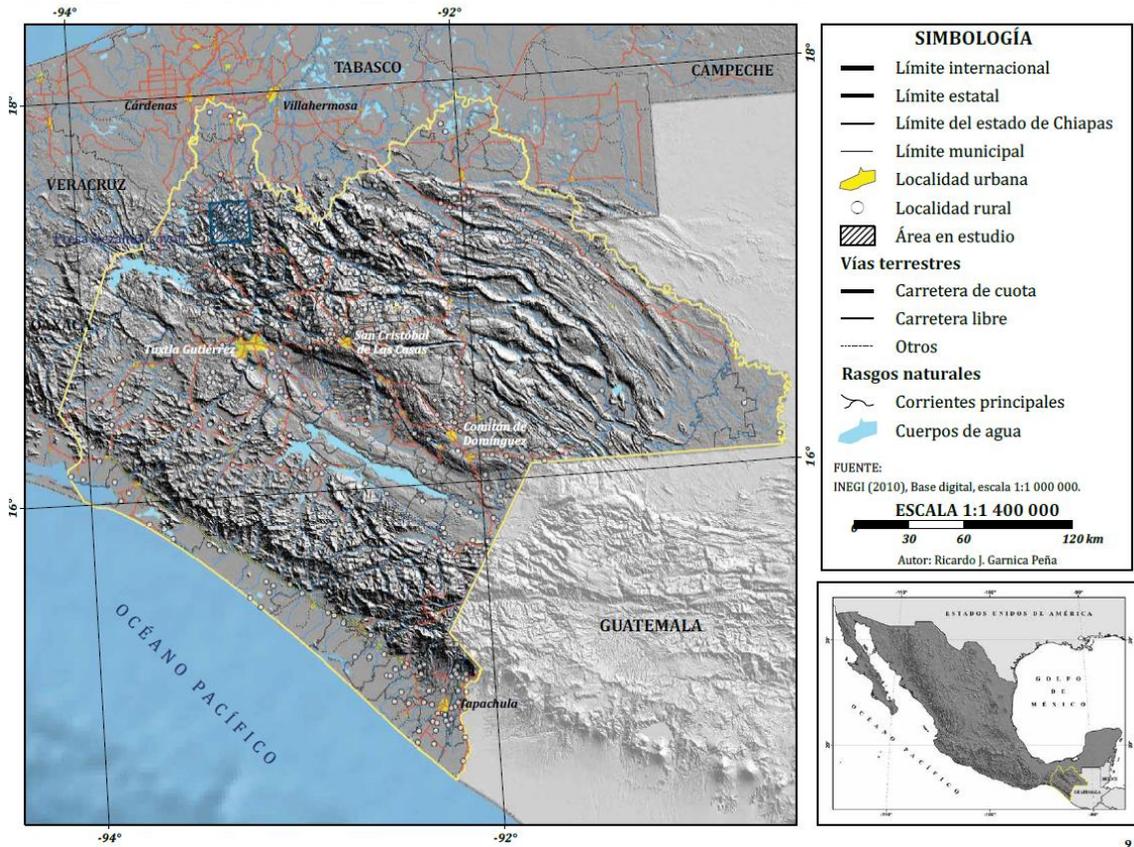


Figura 13. Modelo sombreado del terreno en donde se observa el límite del estado de Chiapas y en el recuadro, la zona de estudio. En este mapa se observa la complejidad del relieve regional de este territorio. (Garnica Peña, 2013)

La localización geográfica de la zona de emplazamiento del Chichón, determina en gran medida la alta complejidad del relieve, debido a que se trata de una zona de intensa deformación tectónica influenciada a su vez por potentes procesos exógenos característicos de una zona tropical.

De manera regional, el Chichón es parte del noroeste de la Sierra Norte de Chiapas, estructura limitada al norte por la llanura costera del Golfo de México. El área de estudio se encuentra rodeada al oriente y poniente por las cuencas del Río Pichucalco y Grijalva. El poder erosivo de estos ríos está asociado a la presencia de una altitud absoluta de 1150 msnm, cercana al nivel de base (Golfo de México), este hecho junto con la precipitación intensa de la región imprime una fuerza erosiva de los afluentes, no obstante el recorrido de los cauces principales se desarrolla sobre superficies sub-horizontales. (Fig. 14).

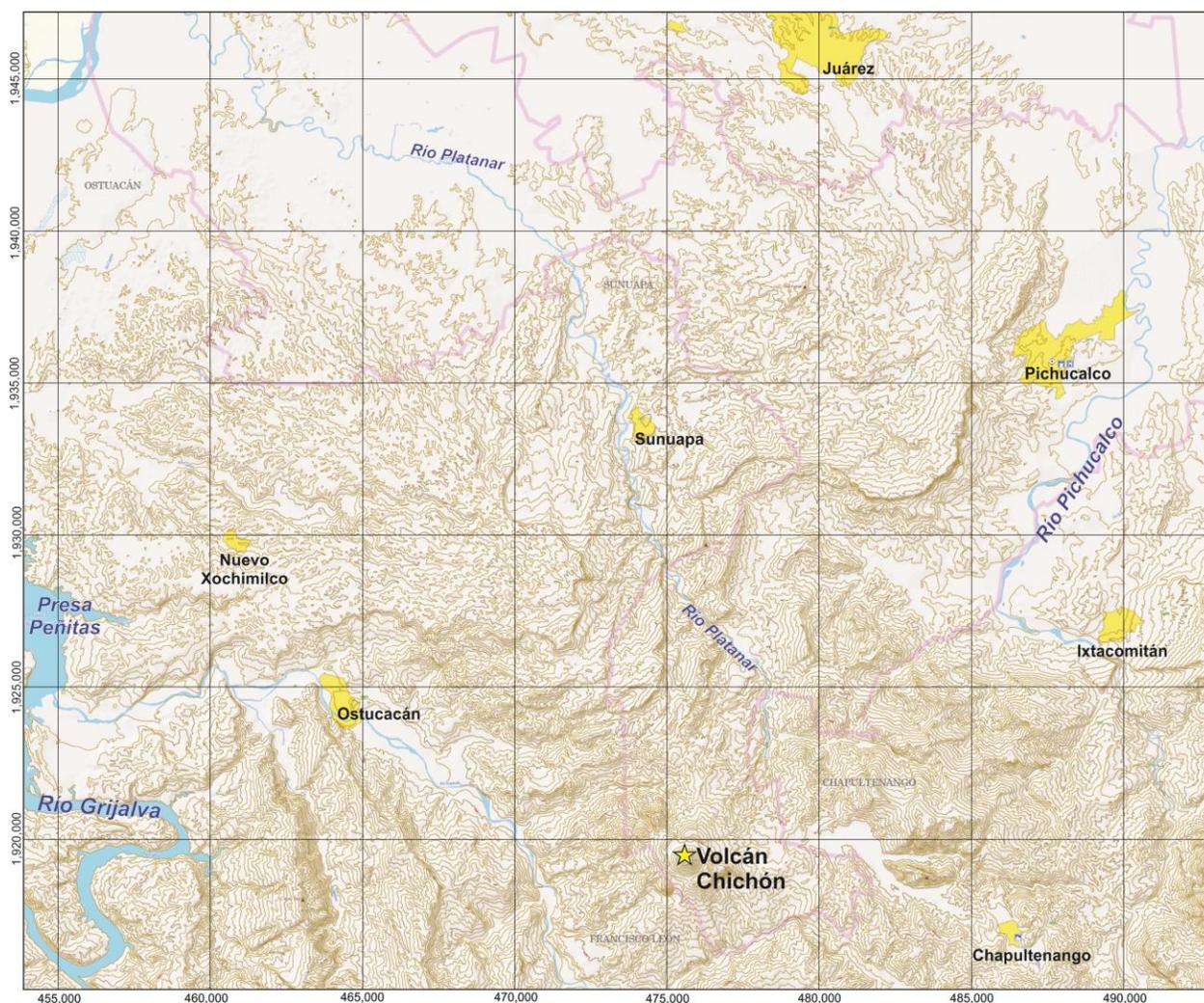


Figura 14. Mapa Topográfico de la porción noroccidental del estado de Chiapas. Al norte se observa el piedemonte regional que desciende hasta alcanzar la llanura costera del Golfo de México. Al sur se observa el Volcán Chichón, emplazado dentro de una región montañosa compleja. Al este y oeste es posible observar los cauces del Río Pichucalco y Grijalva. (Mapa Municipal Pichucalco, 2010)

En esta perspectiva regional, el relieve de la zona de estudio se encuentra caracterizado por montañas formadas por procesos tectónicos activos, que han ocurrido desde el inicio del Neógeno y continúan en la actualidad (Lugo-Hubp 1990). Estas montañas descienden de manera escalonada en dirección norte hacia su confluencia con la llanura costera del Golfo de México, en diversos arreglos estructurales formados por rocas sedimentarias, con excepción del área de influencia volcánica, en la que los materiales se componen de superficies piroclásticas (Ortiz et al., 2007; Hernández Santana et al., 2009; Fig. 14).

Este arreglo montañoso determina en gran medida un régimen pluvial importante, ya que actúa como barrera orográfica que capta las masas de aire cargadas de humedad provenientes del Golfo de México, lo que le da la característica de ser una de las zonas con mayor precipitación anual, con cantidades que oscilan entre los 4000 y 5000 mm anuales (Inbar et al., 2001).

Esta cantidad de lluvia promedio anual, junto con temperaturas máximas que oscilan entre los 24° y los 35° centígrados (Garnica y Osorno, 2013), favorece un alto grado de intemperización de los sustratos, así como altas tasas de erosión de los materiales detríticos que componen los depósitos volcánicos emitidos por el volcán Chichón.

De manera local, los ríos principales que circundan y disectan al volcán Chichón son el Magdalena, Platanar y Moba, cuyos afluentes generan un patrón de drenaje radial centrífugo a partir del cono principal (Somma). Sin embargo, es notorio en el diseño de la red fluvial, arreglos ortogonales y cauces paralelos y rectilíneos, lo que se encuentra determinado por la gran influencia estructural que se relaciona con la tectónica y geología (Fig. 15).

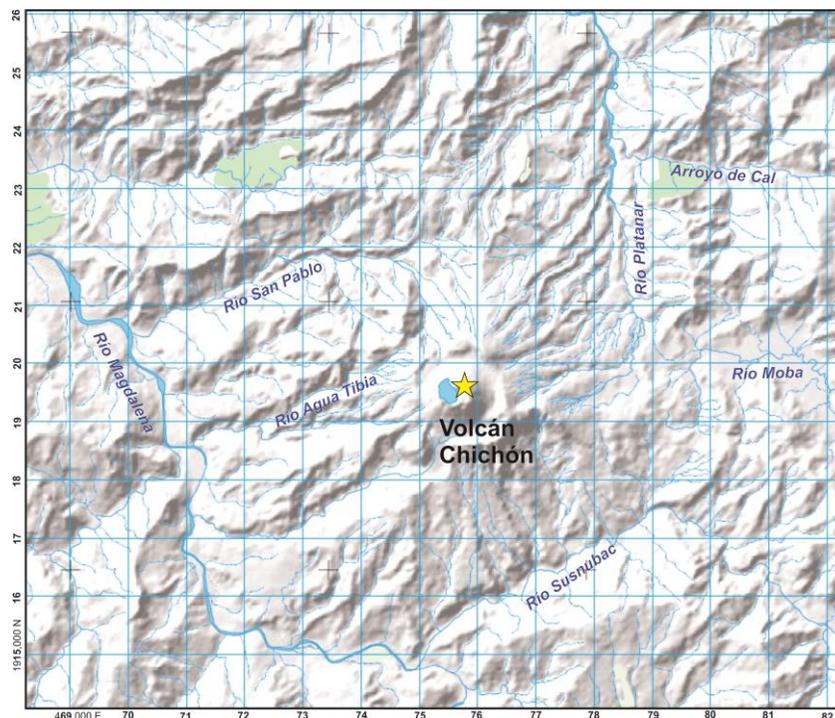


Figura 15. Modelo sombreado del territorio de estudio, donde se observa el Complejo Volcánico Chichón y los principales ríos que lo disectan localmente (Carta Topográfica Ixhuatán E15C39, Chiapas 1:50 000; INEGI 2005).

2.2 Marco Tectónico y Geológico Regional.

El volcán Chichón se encuentra localizado en una zona de dinámica tectónica activa, en donde interactúan las placas de Norteamérica (NA), Cocos (CO) y Caribe (CA). El movimiento que caracteriza este territorio es de subducción y transformante. Sus límites se pueden observar de manera clara en la Trinchera Mesoamericana (subducción: Cocos por debajo de Norteamérica y Caribe) y en el Sistema Polochic-Motagua (frontera transformante entre Norteamérica y Caribe) (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha 2000; Fig. 16).

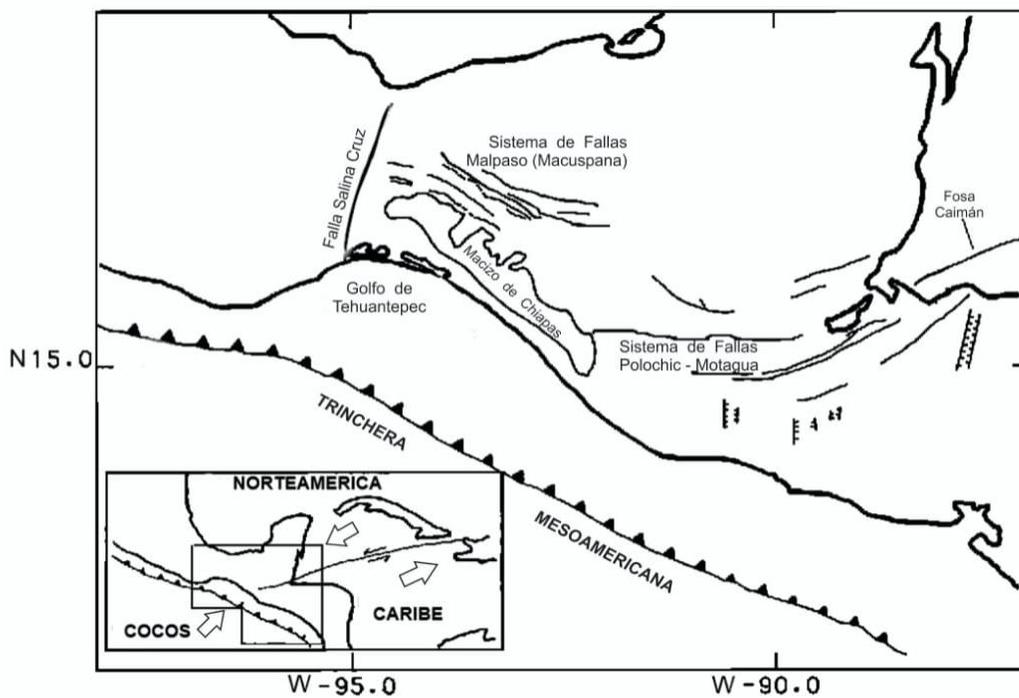


Figura 16. En el recuadro se observan las 3 placas tectónicas de la región (margen inferior izquierda). El esquema muestra los rasgos tectónicos que componen dicha zona así como sus límites: Trinchera Mesoamericana y los sistemas de fallas Polochic-Motagua (Guzmán-Speziale et al., 1989).

La interacción de las tres placas da como resultado una región de deformación cortical relacionada con lo que se denomina como Punto Triple Norteamérica-Caribe-Cocos (NACACO), que lejos de establecerse como un elemento lineal de frontera de placas tectónicas unidas en un punto específico, se observa como una zona de fallas inversas y laterales, así como de plegamientos que se localizan hacia el noroeste del Sistema Polochic-Motagua (Guzmán-Speziale et al., 1989).

En este contexto, el área de deformación cortical asociada al punto triple NACACO, favorece la presencia de estructuras tectónicas y provincias geológicas regionales que se pueden subdividir, con base en los rasgos principales que las definen y que tienen influencia en la conformación del Volcán Chichón, así como su aparente anomalía, tanto de ubicación como de características de los productos emitidos, todo ello será detallado durante el desarrollo del presente apartado.

Los principales rasgos tectónicos regionales de este territorio, se relacionan con las provincias denominadas Fallas Laterales del Sur de México (FLSM) y Fallas Inversas (Anticlinorio de Chiapas) (FICh), estos sistemas definen las estructuras de plegamiento que integran las sierras sedimentarias de la región (Meneses-Rocha1991; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha 2000; García-Palomo et al., 2004; Fig. 17).

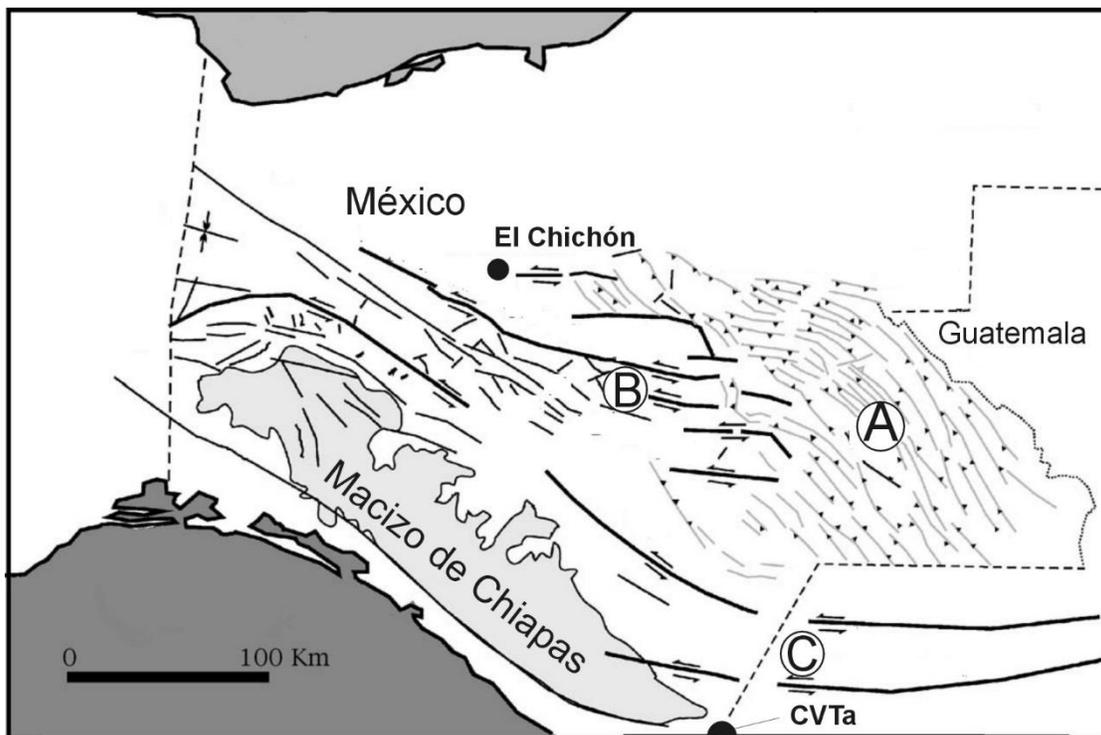


Figura 17. Se muestran las principales provincias y rasgos tectónicos regionales que inciden en la zona de estudio. A) Provincia de Fallas Laterales del Sur de México; B) Provincia de Fallas Inversas o Anticlinorio de Chiapas; C) Sistema de Fallas Polochic Motagua (García Palomo et al., 2004).

En este sentido la FLSM, se considera como el límite noroeste de la franja de deformación relacionada con el punto triple NACACO, en donde la frontera entre las placas Norteamericana y Caribe, se convierte en una zona difusa comprendida por una serie de fallas laterales siniestras con rumbo WNW, que guardan una clara relación morfológica con el sistema Polochic-Motagua.

Estas estructuras se agrupan en nueve fallas principales de desplazamiento lateral con componente izquierda, que debido a sus movimientos relativos favorecen de manera local la presencia de bloques hundidos y levantados, la principal y más cercana a la zona de estudio es la Falla Tecpan-Ocosingo (Guzmán-Speziale et al., 1989; Molina-Garza et al., 1994; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha et al., 2000; García-Palomo et al., 2004; Fig. 17).

La frontera entre las Placas de Norteamérica y Caribe, se interpreta también como una zona relacionada con los movimientos de bloques regionales, principalmente la rotación del Bloque de Chortis (en sentido inverso a las manecillas del reloj), en donde en el contexto tectónico actual, en el que dominan los movimientos relativos de las placas NA hacia el suroeste y CA en dirección noreste, la esquina noroccidental de ese bloque ha quedado atrapado y generado la compleja zona de deformación relacionada con la FLSM (Guzmán-Speziale et al., 1989; Molina-Garza et al., 1994; Fig. 18).

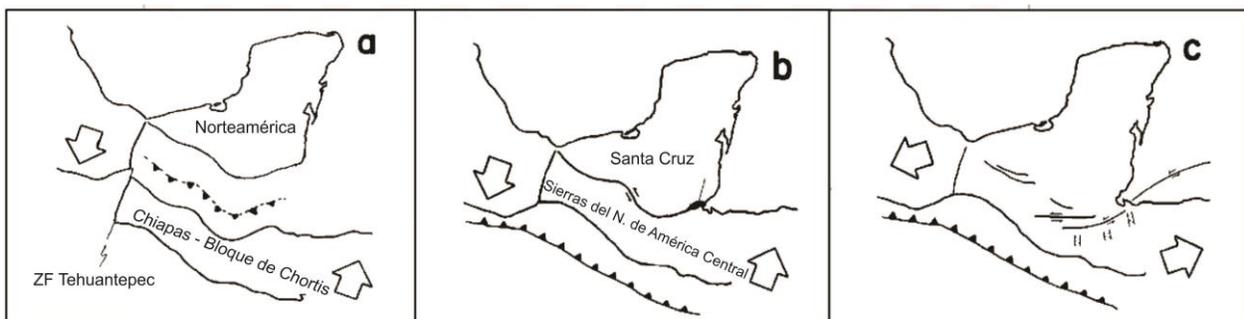


Figura 18. Modelo de evolución tectónica de la región de estudio, muestra las etapas de interacción de placas que ha tenido lugar hasta la conformación de la actual junta triple Norteamérica-Caribe-Cocos (Guzmán-Speziale et al., 1989).

Por otra parte, la FIACH es una estructura con morfología en Z, compuesta por plegamientos orientados al NW. Las fallas inversas se presentan en la base de los pliegues, resultado del acortamiento cortical. Esta zona se compone por las provincias también conocidas como Simojovel, Arco de la Libertad y Miramar (Fig. 19).

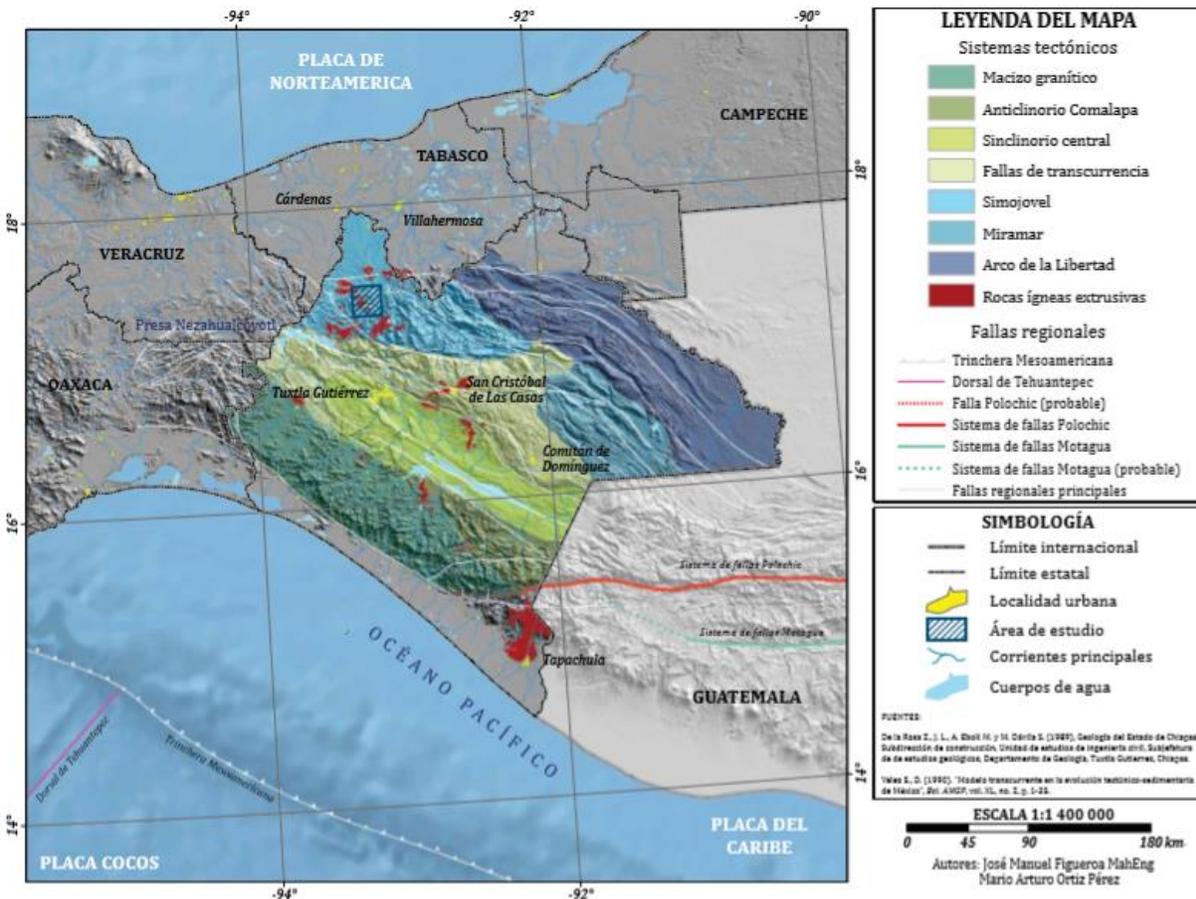


Figura 19. Mapa Tectónico de la región se observan las principales provincias y sus rasgos estructurales más representativos. (Figueroa-MahEng y Ortiz-Pérez, 2013).

La formación de la FIACH se contempla contemporánea a la provincia de Fallas Laterales, sin embargo, existen hipótesis diversas que plantean su génesis. Una de estas considera que la provincia se forma debido a su ubicación entre los Sistemas de Fallas Malpaso o Macuspana y Polochic-Motagua, lo que la convierte en un escalón tectónico de compresión en el área que se ve influenciada por los movimientos siniestros al norte del Sistema Polochic-Motagua y en el límite austral de la Provincia de Fallas Laterales del Sur de México. Lo anterior da como resultado una franja de contracción cortical debido a un movimiento relativo diestro en el escalón tectónico formado (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Fig. 20).

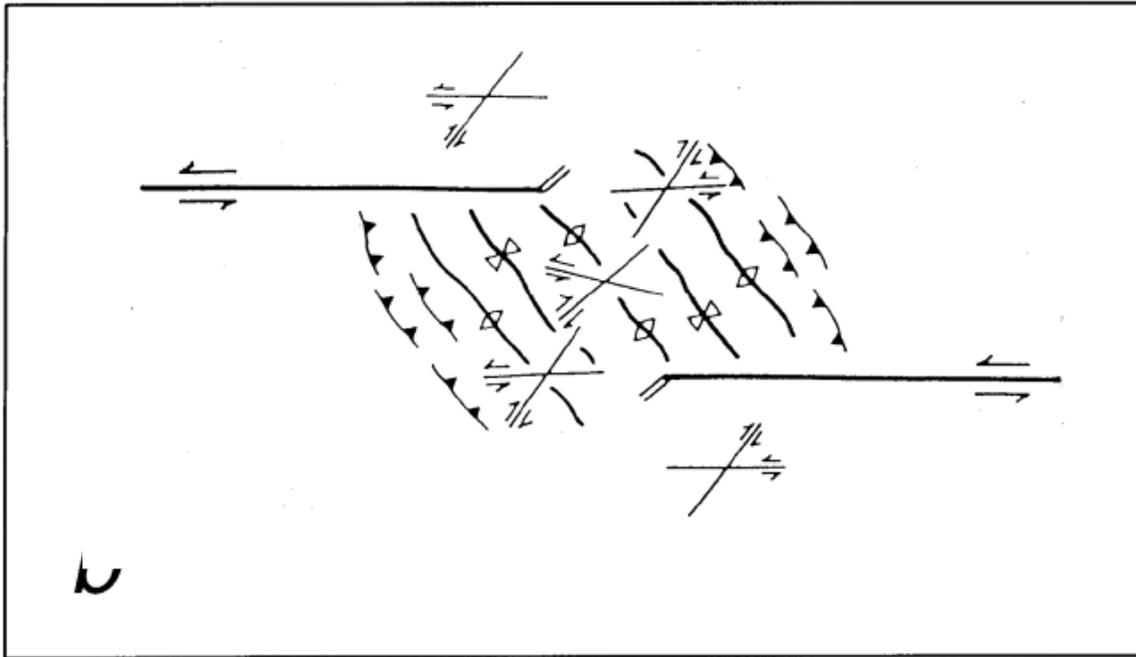


Figura 20. Esquema que muestra como la interacción de dos fallas regionales laterales izquierdas separadas entre sí pueden dar lugar a un escalón tectónico de carácter compresivo que favorece la formación de un sistema plicativo y fallas inversas asociadas (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Fig. 20).

Por otra parte, esta provincia también se relaciona con la subducción de un elemento tectónico significativo en la placa de Cocos denominado el *Ridge* de Tehuantepec, el cual es una cresta desarrollada en la placa oceánica, debido a la una componente compresiva de una falla transformante producto de la reorganización de Cocos respecto del borde de la Placa del Pacífico.

En este contexto, se considera que la subducción del alto topográfico transpresivo por debajo de las Placas de Norteamérica y del Caribe, ha generado una importante tracción en las placas cabalgantes y conformado una zona de acreción cortical que resulta en el Anticlinorio de Chiapas. Dicha afirmación se sustenta en el acomodo transversal de los plegamientos y de las fallas inversas, respecto de la dirección de movimiento de la placa en subducción (Manea et al., 2005; Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009) (Fig. 21).

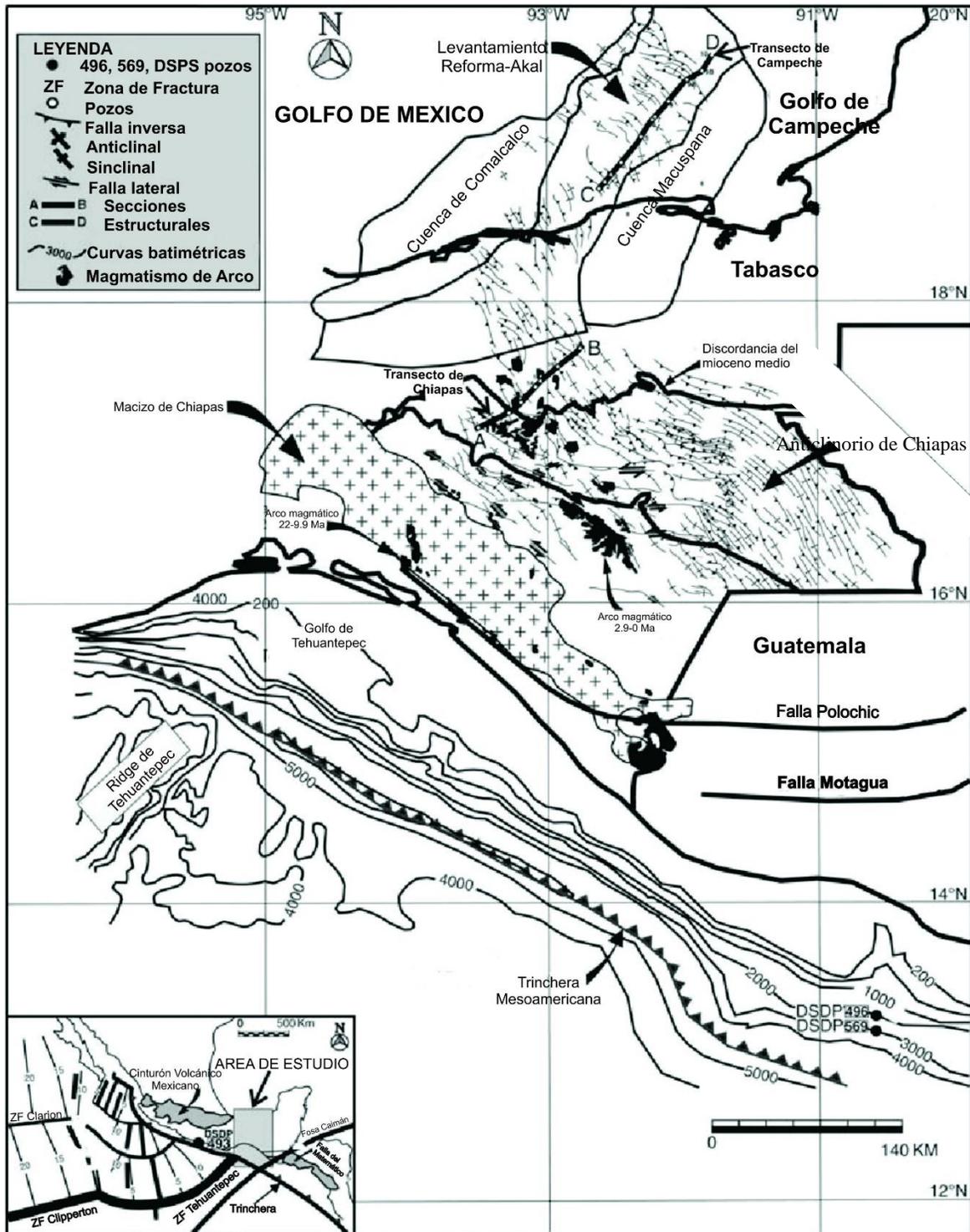


Figura 21. Mapa regional de la zona de interacción Norteamérica-Caribe-Cocos (NACACO), en donde se observan los principales rasgos y provincias tectónicas. El paralelismo que se observa entre la trinchera y el Anticlinorio de Chiapas, así como el arreglo transversal del Ridge de Tehuantepec, permite interpretar una posible relación entre el plegamiento y la tracción generada por la placa en subducción (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

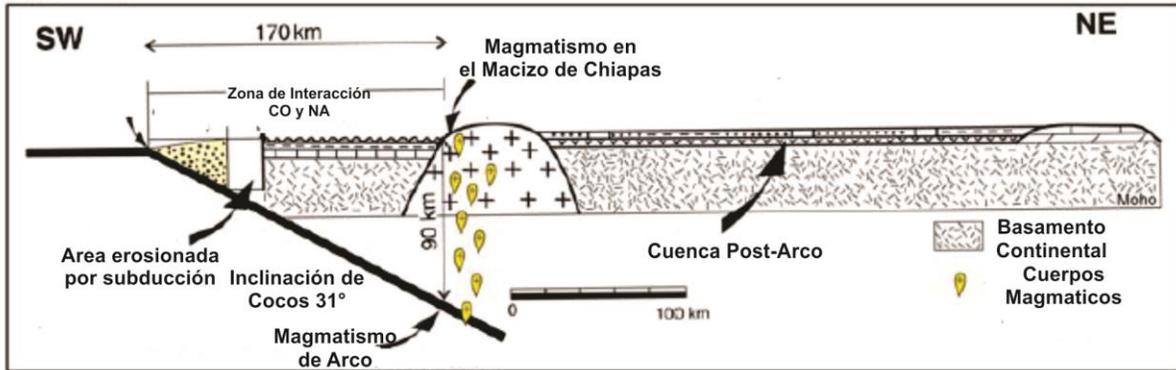
La Trinchera Mesoamericana (TM) se reconoce como la estructura tectónica que define el tercer elemento que conforma el área de la junta triple mencionada. En esta zona claramente definida que bordea la costa Pacífico de México y Centroamérica, ocurre la subducción de la placa de Cocos por debajo de Norteamérica y Caribe (Molnar y Sykes 1969; Molina-Garza et al., 1994).

Este proceso es uno de los factores que determina el desarrollo de estructuras regionales que destacan en la zona. Su influencia es clara y marcada en las provincias asociadas al magmatismo y vulcanismo, como lo son el Macizo de Chiapas y el Arco Volcánico Chiapaneco (Manea y Manea et al., 2006).

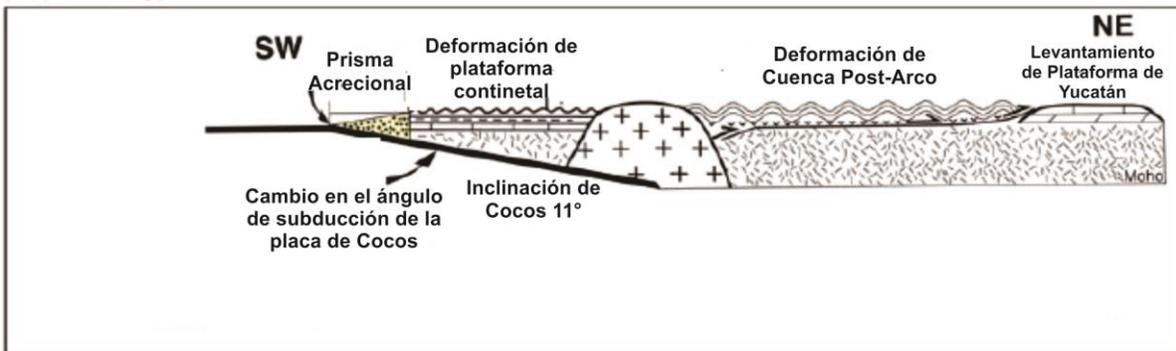
El Macizo de Chiapas es un cuerpo Intrusivo de 20,000 km², formado por numerosos eventos magmáticos desarrollados en diferentes etapas, desde el Pérmico (~260 Ma) hasta el Mioceno (~13 Ma), que se distribuye paralelo a la Trinchera Mesoamericana. Dicha formación delimita y al parecer bloquea, la propagación y desarrollo de las fallas laterales siniestras del Sistema Polochic-Motagua y de la Provincia de Fallas Laterales del Sur de México, así como los rasgos de plegamientos y de fallas inversas del Anticlinorio de Chiapas (Molina-Garza et al., 1994; Weber et al., 2008).

Por su parte, el Arco Volcánico Chiapaneco se relaciona también con la subducción de Cocos por debajo de Norteamérica en este territorio de alta deformación cortical. En esta región se han desarrollado algunos centros eruptivos que se alinean en dirección NNW-SSE, sobre fallas que mantienen el mismo rumbo. El Complejo Volcánico Chichón se ubica en el extremo noroccidental de dicho Arco (García-Palomo et al., 2004; Manea y Manea, 2006; Mora et al., 2007; Fig. 22).

(a) (13 Ma)



(b) (13–10 My) =



(c) (2.8–0.2 Ma)

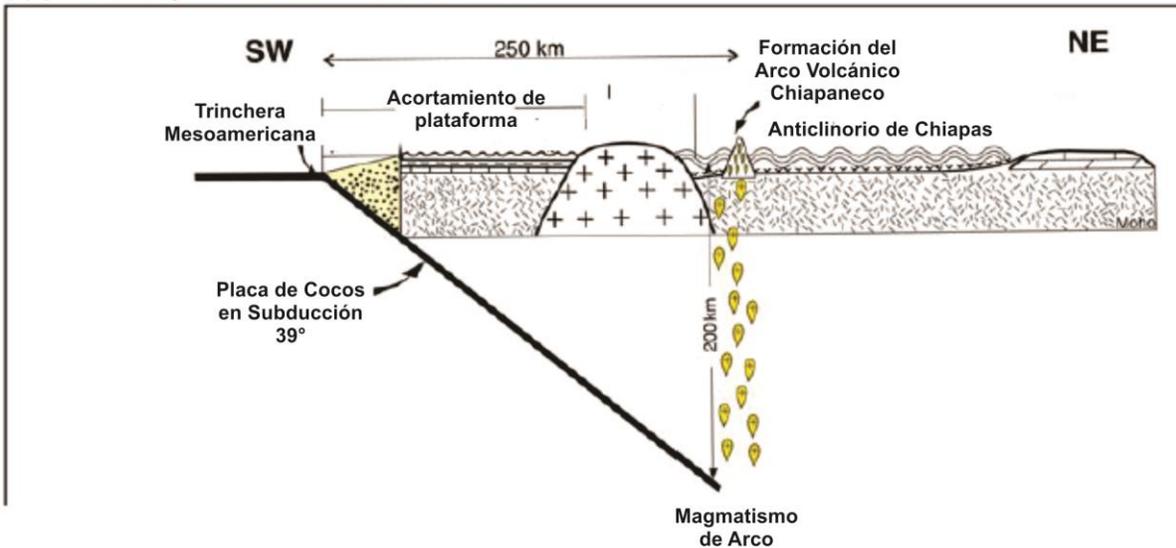


Figura 22. El esquema muestra la formación del Macizo de Chiapas y el Arco Volcánica Chiapaneco en diferentes etapas producto de la subducción de Cocos por debajo de Norteamérica, así como el plegamiento del Anticlinorio de Chiapas relacionado con el mismo proceso (Mandujano-Velázquez y Keppie, 2009).

El Arco Volcánico Chiapaneco presenta características atípicas respecto de las provincias volcánicas de la región. Se observa separado tanto del Cinturón Volcánico Mexicano, como del Arco Volcánico Centro Americano, ambos asociados a procesos subductivos, el primero relacionado con la subducción plana y oblicua de la placa de Cocos por debajo de Norteamérica y el segundo en un tipo subductivo con inclinaciones de 40°, aproximados, en la zona en la que la placa oceánica de Cocos subduce por debajo del Caribe. Sin embargo, el arco Volcánico Chiapaneco no guarda relación clara con la Trinchera.

Una de la hipótesis de la posición anómala del AVCh se basa en un modelo geodinámico planteado por Manea y Manea (2008), el cual señala que su formación se debe al Ridge de Tehuantepec y que dicha estructura es un límite interno en la placa oceánica que define una frontera divisoria, tanto en edad, como en la velocidad de subducción de CO. Hacia el NW de la placa se han obtenido edades de 16 Ma y velocidades de movimiento de 6.45 cm al año, mientras que hacia el SE de la placa se observa una edad de 26 Ma y una velocidad de subducción de 7.05 cm por año.

Derivado de lo anterior, se puede establecer que la frontera que marca el Ridge de Tehuantepec implica una subducción de placa más joven, caliente y lenta hacia el noroeste, mientras que hacia el sureste la placa oceánica es más antigua, fría, densa y rápida, favoreciendo que Cocos subduzca con un ángulo de mayor inclinación.

El Ridge de Tehuantepec conforma un escalón en la zona de subducción que permite al flujo de calor de la cuña del manto, desplazarse en profundidad hasta encontrarse con un cuerpo altamente *serpentinizado*, que integra fluidos en la zona Wadati-Benioff. Este hecho provoca la generación de magma hacia el interior de la corteza continental a profundidades cercanas a los 200 km y a 300 km de distancia de la trinchera, lo que favorece la formación del Arco Volcánico Chiapaneco y del Volcán Chichón (Manea et al., 2005; Manea y Manea, 2006; Fig. 23)

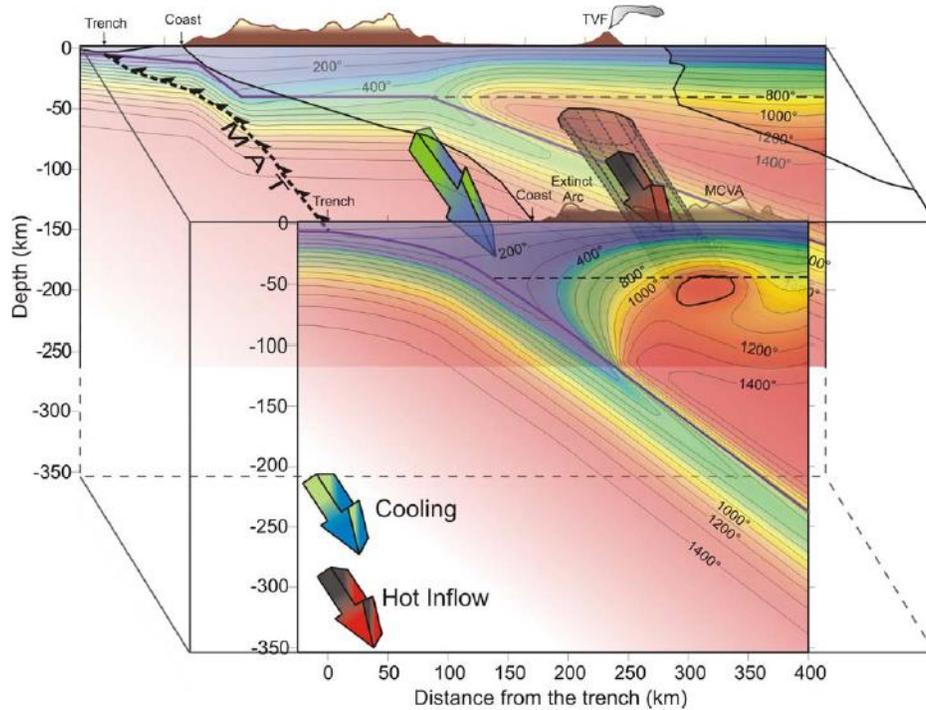


Figura 23. Esquema basado en modelos matemáticos que proporciona un indicio de la formación del AVCh, producto del flujo de calor localizado en el dobles de la placa en subducción (Manea y Manea, 2006).

La evolución tectónica de la región en estudio, favorece una complejidad geológica resultado de ambientes compresivos, distensivos, transicionales o combinaciones de ellos. Situación que se traduce en una diversificación litológica que ha tenido su origen a partir de procesos de acumulación en mares profundos, someros, actividad erosiva asociada a levantamientos, plegamientos, formación de cuencas, presencia de intrusivos y vulcanismo, por tanto, la geología de Chiapas es tan variada como las estructuras que definen su territorio.

En este contexto, la columna geológica del estado de Chiapas permite observar de manera general litologías intrusivas, sedimentarias y volcánicas, en secuencias que en ocasiones se interdigitan entre sí, pero que a su vez se pueden generalizar.

Se ha considerado por diversos autores que el basamento del Estado de Chiapas y de la región donde se ubica el volcán Chichón, se conforma por unidades proterozoicas compuestas por granitos, dioritas y gneises, cubiertas por una secuencia de rocas sedimentarias y metamórficas que a su vez fueron intrusionadas por gabros, granodioritas, dioritas y granitos del batolito de Chiapas (Pantoja-Alor, 1974; López-Ramos, 1975; Salas, 1975; García Palomo et al., 2006; Mora et al., 2007) (Fig. 24).

Estas características permiten observar un proceso intenso de magmatismo ocurrido en la región de estudio, con intervalos de erosión y acumulación de los sustratos que componían los cuerpos intrusivos, los cuales se alternaron con pulsos de magma.

Para el Mesozoico las rocas que componen a la región se conforman por una secuencia de depósitos clásticos-carbonatados marinos y continentales que abarcan desde la transición del Triásico-Jurásico hasta el Cretácico superior (Castro-Mora, 1999; Mora et al., 2007; Fig. 24).

Estas rocas se encuentran en su mayoría en las formaciones montañosas del norte de Chiapas las cuales presentan laderas abruptas y escarpadas. Dichas formaciones rocosas nos indican un periodo de formación en mares someros, sujetas a un posterior levantamiento y deformación cortical.

Durante el periodo Cenozoico, entre el Paleoceno-Plioceno, se observa una formación que tuvo su origen en rocas ígneas y sedimentarias, estas sobreyacen los sustratos del Mesozoico. Durante esta etapa, se registraron dos eventos ígneos, el primero, representa intrusivos que afectaron las rocas metamórficas del Macizo de Chiapas durante el Mioceno.

El segundo está representado por vulcanismo del Plioceno y es responsable de la conformación del Arco Volcánico Chiapaneco, así como del Volcán Chichón (Damon y Montesinos, 1978; Mora et al 2007; Fig. 24). Este evento continúa hasta la actualidad y es el que se asocia con el proceso de subducción de la placa de Cocos por debajo de Norteamérica.

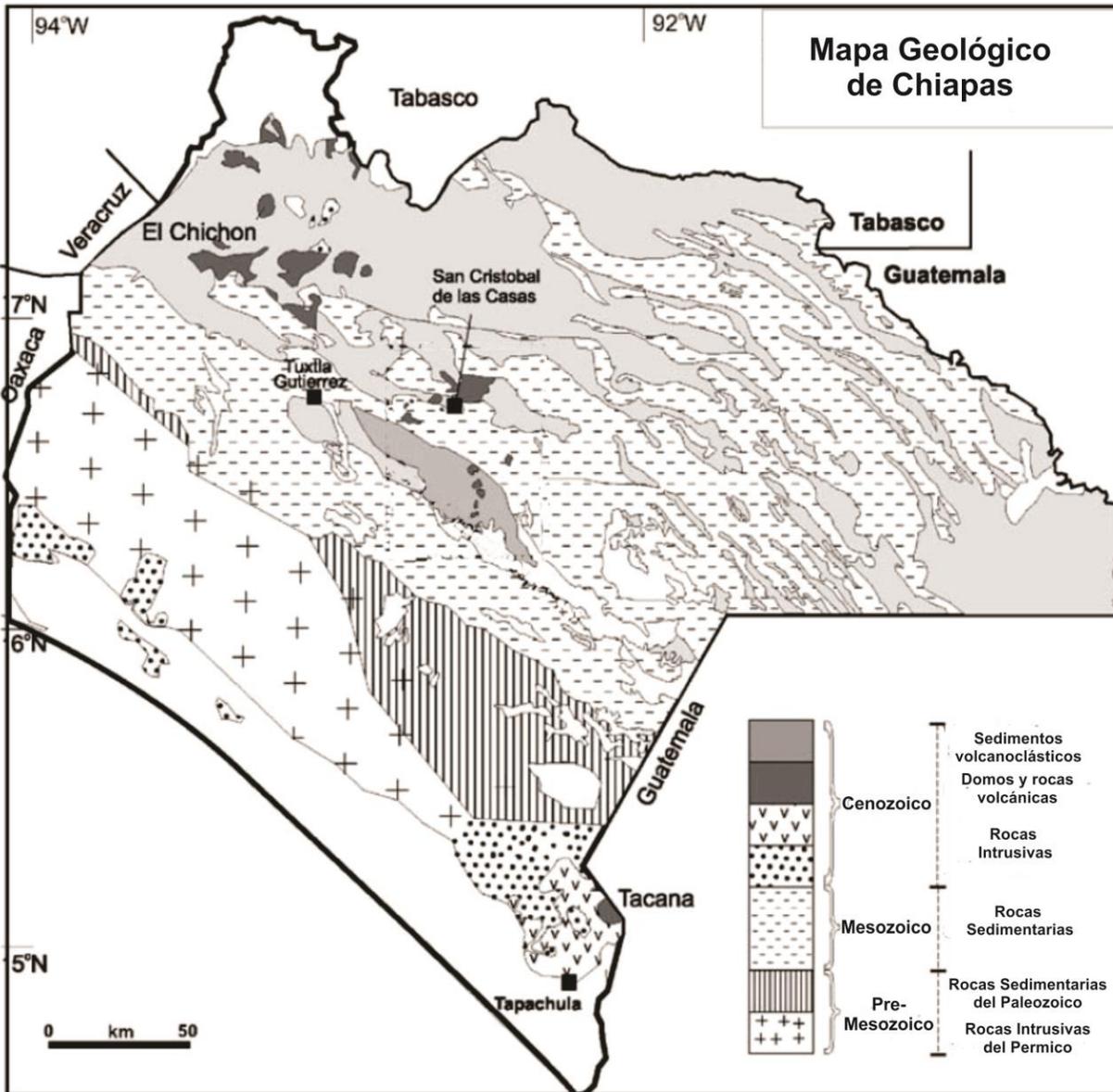


Figura 24. Mapa Geológico del Estado de Chiapas. En la esquina inferior izquierda se observa la columna estratigráfica generalizada que compone este territorio del Sureste Mexicano.

La mayor parte de los centros eruptivos que conforman al AVCh (excepto el Chichón), se distribuyen en un área discontinua de 4,900 km² en donde los principales focos de emisión integran complejos volcánicos, estructuras de colapso y numerosos domos con productos piroclásticos asociados; todos ellos aislados entre sí (Mora et al., 2007) (Fig. 25).

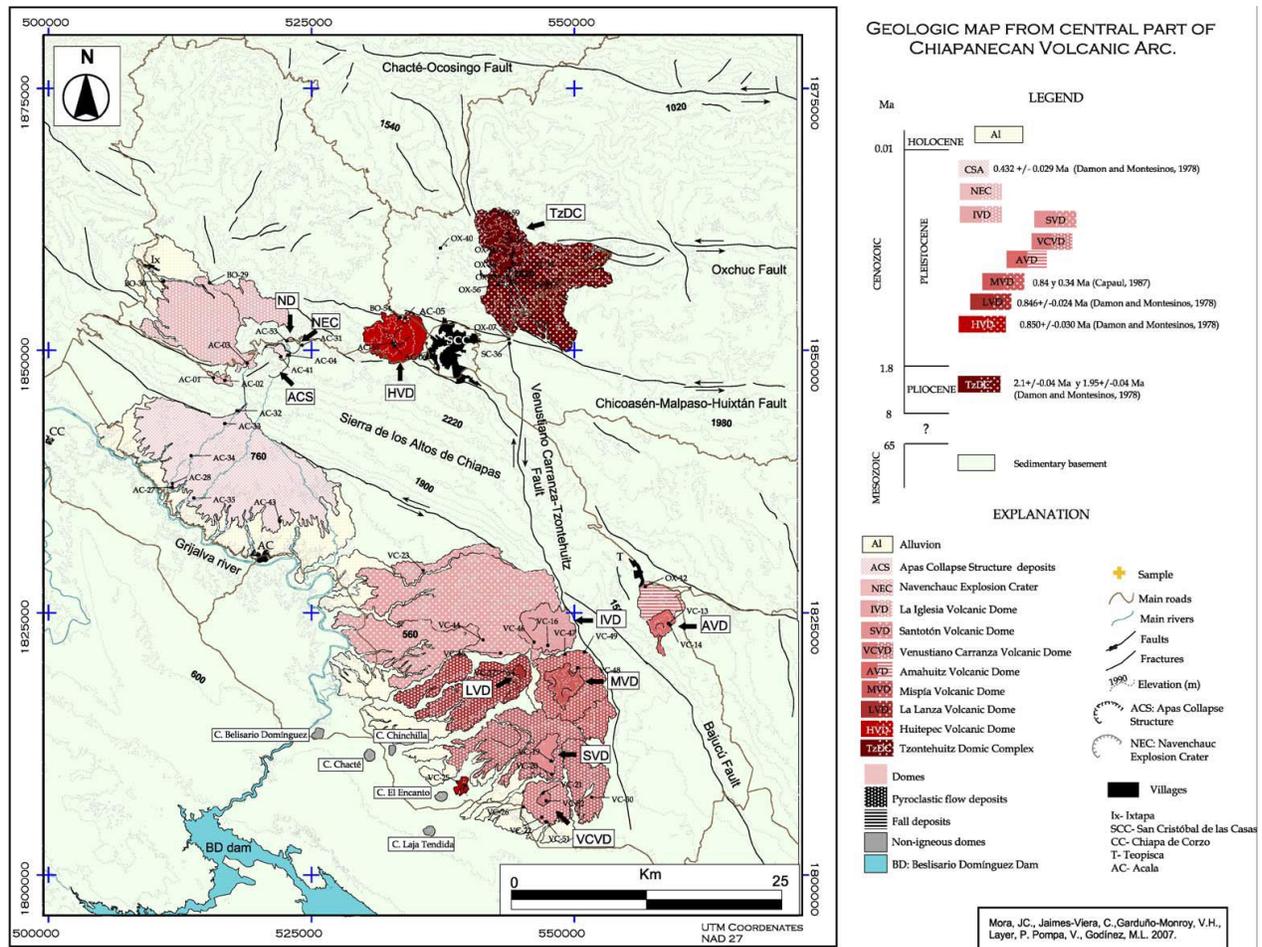


Figura 25. Mapa geológico de la porción central del Arco Volcánico Chiapaneco y sus principales estructuras volcánicas (Mora et al., 2007).

El vulcanismo del AVCh se caracteriza por la emisión de magmas andesíticos, relacionados con la subducción de la placa de Cocos por debajo de Norteamérica, en la zona de alta deformación relacionada con la frontera difusa de NA y CO, e influenciada por las fallas laterales siniestras de la región. Sin embargo, la distribución de los centros eruptivos se emplaza sobre fallas secundarias tipo Riedel con componentes laterales diestros, la orientación de todas ellas es NW-SE (Mora et al., 2007).

La mayor parte de los edificios volcánicos en el AVCh se conforman por domos y los detritos piroclásticos asociados a colapsos parciales de sus laderas. Las estructuras de explosión, se relacionan con fallas y mantos freáticos someros, responsables de violentas erupciones freatomagmáticas (Mora et al., 2007). La composición de los magmas es calco-alcalina, distinta del volcán Chichón, que presenta características potásico-alcalinas.

2.3 Marco Tectónico y Geológico Local

Existen diversos trabajos de reconocimiento geológico en la zona, hacia la década de los setenta la Comisión Federal de Electricidad (CFE) inició un estudio de prospección geotérmica en esta zona (González-Salazar, 1973; Molina-Berbeyer, 1974). Posteriormente, Damon y Montesinos (1978), realizan investigaciones en torno a la geología y fecharon rocas provenientes de la pared del *Somma*. Las investigaciones de la CFE continuaron y hacia la década de los ochenta se centraron en torno a la historia eruptiva del volcán (Canul y Rocha, 1981; Templos, 1981); reconociéndose erupciones antiguas e incluso pronosticando la posible actividad eruptiva inmediata e inminente del Chichón. Hay que mencionar, que estos trabajos fueron los más relevantes hasta antes de la erupción de 1982, después de este evento el número de investigaciones se incrementó y entre las temáticas más recurrentes se tienen las siguientes:

Geológicos: dentro de este campo de conocimiento, la mayor parte de los estudios se han centrado en determinar los tipos de rocas y su distribución, la mayoría de ellas basadas en la conformación de un centro eruptivo o estructura volcánica y sus depósitos asociados. En este contexto, se tiene trabajos, que engloban las unidades volcánicas del CVCh y su cartografía detallada: Canul et al., 1983; Duffield et al., 1984; Rose et al., 1984; García Palomo et al., 2004; Layer et al., 2009; Macías et al., 2010; Macías et al., 2013.

Asimismo, otros estudios han centrado sus investigaciones en el análisis particular de las rocas y depósitos que conforman el CVCh, con la finalidad de generar una secuencia estratigráfica detallada, que a su vez da indicios de la procesos volcánicos y tipo de vulcanismo que han actuado para dar lugar a las unidad geológicas: Sigurdsson et al., 1984; Macías et al., 1997; Espíndola et al., 2000; Macías, 2005.

Geofísicos y Geoquímicos: en estos ámbitos los estudios realizados se centran en comprender las características de la química y física del magma, emitido en 1982, tal como el empuje, fuerza, magnitud y distribución de los productos piroclásticos emitidos: Mackinnon et al., 1984; Matson, 1984; Varekamp et al., 1984; Yokoyama et al., 1992; Charpentier, 2008; Galindo et al., 2008; Krueger et al., 2008; Sulpizio et al., 2008.

Algunos autores han estudiado temáticas relativas a la composición de las rocas y sus rastros residuales vinculados con la acción hidrotermal, tales como: Luhr et al., 1984; Rye et al., 1984; Taran et al., 1998; Tassi et al., 2003; Luhr, 2008; Taran y Rouwet, 2008; Rouwet et al., 2008.

Vulcanológicos: este tipo de trabajos enmarca el análisis de los productos volcánicos asociados a la erupción de 1982, con el objetivo de caracterizar la dinámica eruptiva, así como peligros y riesgos volcánicos: Sigurdsson et al., 1987; Macías et al., 1998; Macías et al., 2004; Macías et al., 2008.

El interés de esta revisión es retomar datos y cartografía que involucra el relieve del volcán Chichón, así como su evolución Geomorfológica. Por tanto, a continuación se hace un análisis de la información relevante a esta investigación que fue mencionada en los párrafos anteriores.

El Complejo Volcánico Chichón se emplaza sobre un basamento Mesozoico compuesto por dos etapas de formación, la primera, una secuencia del Cretácico Inferior de rocas sedimentarias compuestas por evaporitas, intercaladas con calizas dolomíticas, brechas sedimentarias, halitas y capas bentónicas. Esta secuencia se localiza al este del CVCh y tiene un espesor de 1200 metros de acuerdo con sondeo profundo realizado por PEMEX (Canul y Rocha 1981).

La segunda, se constituye de sedimentos de aguas profundas del Cretácico Medio, conformadas por capas masivas de dolomitas y calizas grises con nódulos de pedernal. Los estratos alcanzan un espesor de 1 metro y la amplitud total, es de 2,500 metros. Estos materiales se vinculan con la formación de la Sierra Madre de Chiapas (Canul y Rocha, 1981; García-Palomo et al., 2004). Ambas se observan en el la zona que ocupa el anticlinal Caimba y en las laderas del valle del Río Moba (Fig. 26).

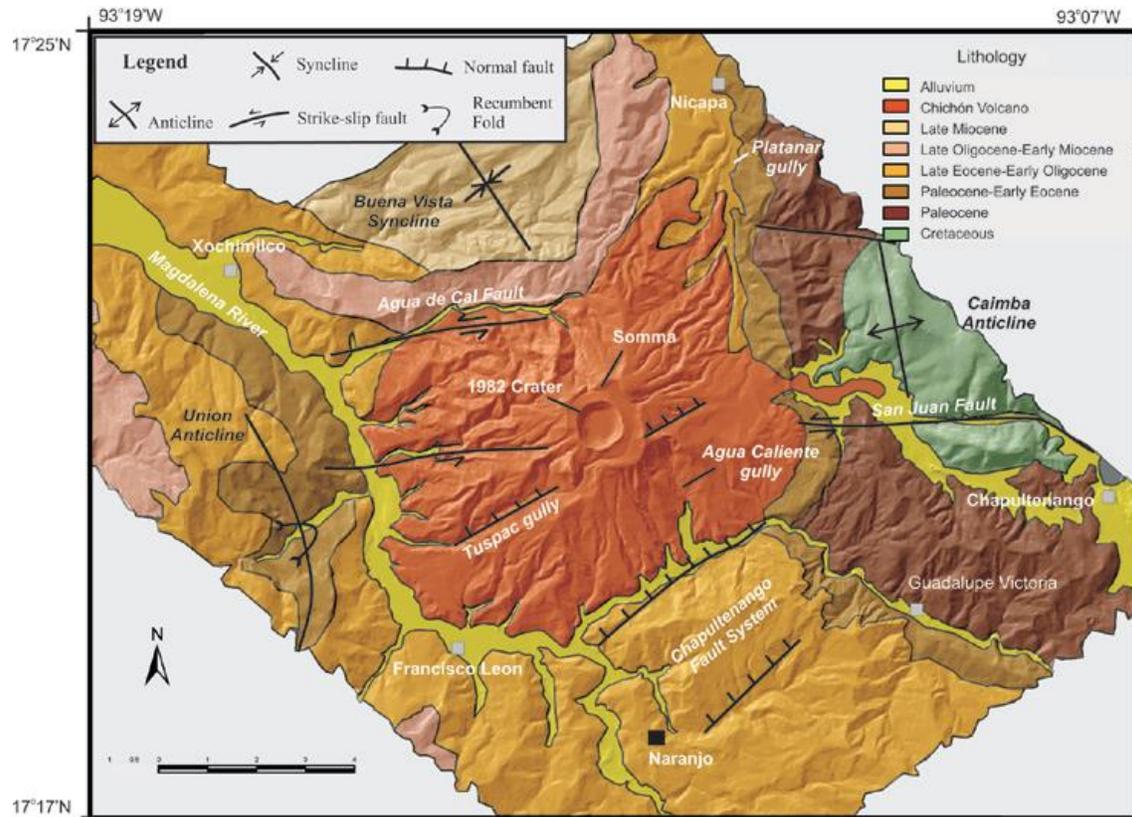


Figura 26. Mapa Geológico del área de estudio. Se observan las principales formaciones y estructuras tectónicas que componen al volcán Chichón y sus áreas circundantes (Layer et al., 2009).

El Cenozoico está representado por unidades del Paleoceno-Plioceno y constituyen los anticlinales Caimba y la Unión, así como, el núcleo del Sinclinal Buenavista. El basamento de estos sustratos es de lutitas intercaladas con areniscas, que subyacen de manera concordante con lutitas arenosas, areniscas de grano fino y conglomerados cementados con bloques de hasta 2 metros de diámetro (Canul y Rocha, 1981; García-Palomo et al., 2004) (Fig. 26).

De manera concordante a la formación descrita, se observan capas de lutitas que contienen lentes calcáreos y en algunos afloramientos es posible observar brechas coralinas del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano. Sobre estas, se observan capas de areniscas ricas en micas que se van transformando hacia facies lutíticas del Mioceno temprano. La porción superior de esta formación se compone de una alternancia de lutitas de grano fino, areniscas de grano medio intercaladas por capas masivas de areniscas del Mioceno. Toda la secuencia descrita para este periodo, alcanza espesores de 2 600 metros y se encuentra sobreyacida de manera inconforme por conglomerados del Plioceno (García-Palomo et al., 2004; Fig. 26).

El basamento sedimentario descrito, fue afectado por procesos tectónicos durante un periodo de estrés en el Mioceno, lo que dio paso a la deformación, ruptura y plegamientos de las rocas. En este contexto, la ubicación del Chichón en la Provincia de Fallas Laterales del Sur de México, define en gran medida los rasgos estructurales de la zona de estudio, asociados con el plegamiento y levantamiento local de bloques, producto del desplazamiento lateral izquierdo que domina la tectónica regional (Meneses-Rocha 1991) (Fig. 27).

Existen tres estructuras plicativas principales en la zona de estudio, las cuales presentan un arreglo *en echelon* con dirección NNW, respecto de la falla regional Tecpan-Ocosingo, estas son: los Anticlinales Caimba y la Unión y el Sinclinal Buenavista (Fig. 27).

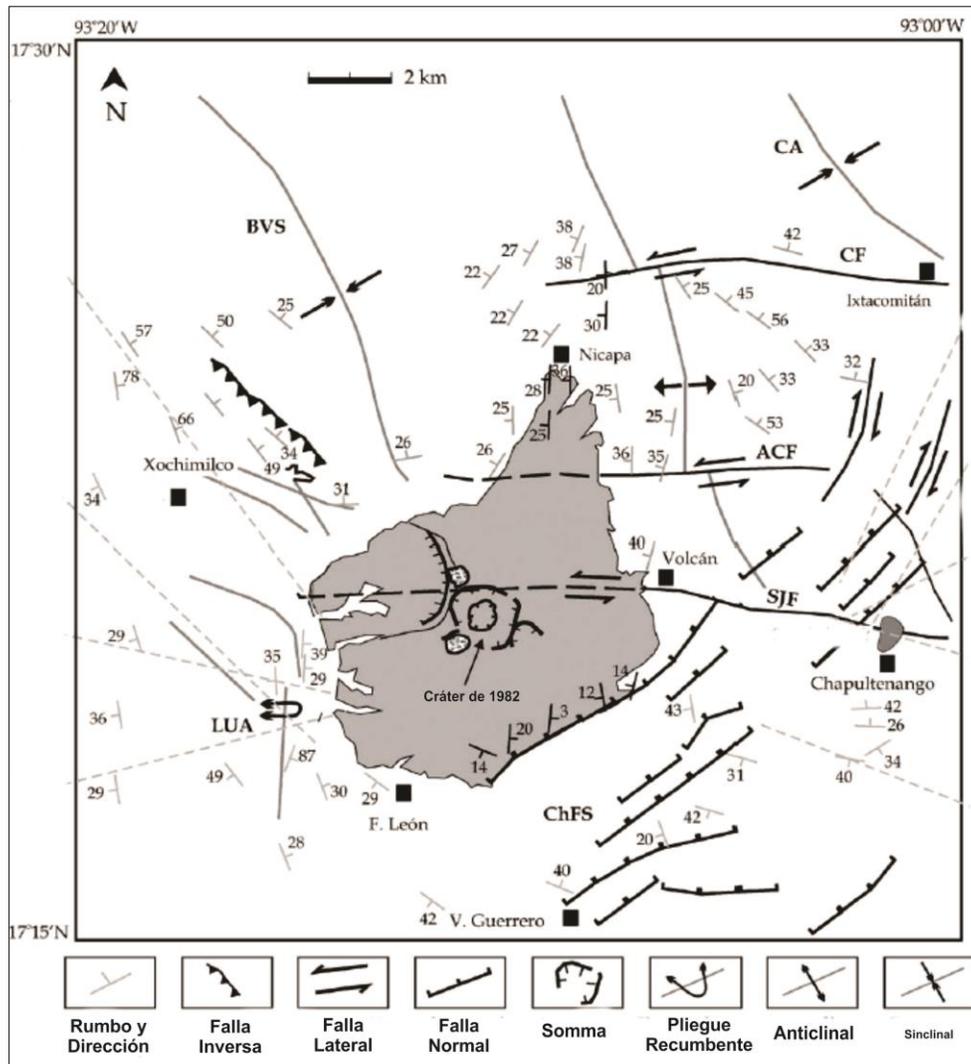


Figura 27. Mapa que muestra los principales rasgos estructurales del volcán Chichón y sus terrenos adyacentes (García Palomo et al., 2004).

El Anticlinal Caimba es un pliegue ubicado hacia el este del Chichón, conformado por sustratos terrígenos (areniscas y lutitas), de edades entre el Paleoceno y el Mioceno en sus flancos y con un núcleo Cretácico calcáreo. Por su parte, el Anticlinal la Unión es un pliegue recumbente ubicado al oeste del CVCh, con flancos compuestos por rocas terrígenas del Oligoceno-Mioceno y un núcleo consistente en areniscas y lutitas del Paleoceno (García-Palomo et al., 2004; Figs. 24 y 27).

El Sinclinal Buenavista, por otro lado, es la estructura de plegamiento negativa que se encuentra entre las dos anteriores y sobre la que se emplaza el CVCh. Las capas que lo componen se observan al norte del Chichón, y se componen de un núcleo Miocénico de areniscas y lutitas, sobreyacidas por conglomerados terrígenos y flancos del mismo tipo pero de edad Oligocénica (García-Palomo et al., 2004 Figs. 24 y 27).

Respecto de las estructuras disyuntivas que afectan al área de estudio, tres de ellas son fallas de desplazamiento lateral izquierdo denominadas Caimba, Arroyo de Cal y San Juan. Estas presentan una expresión topográfica definida y se observan con una dirección E-W. La falla Caimba es la más septentrional de ellas y atraviesa el anticlinal del mismo nombre, mientras que la estructura Arroyo de Cal y San Juan, se encuentran en la zona de influencia y depósitos del Chichón. Todas ellas presentan desfases claros y condicionan el paralelismo de los ríos Caimba, Arroyo la Cal y Moba (García-Palomo et al., 2004; Figs. 24 y 27).

Por otra parte, existe un sistema de fallas normales denominado Chapultenango, que se desarrolla en un arreglo escalonado hacia el sureste del Chichón, dando lugar a una estructura montañosa en semigraben, que permite interpretar un momento de estrés extensional en esta zona (Meneses-Rocha, 1991; García Palomo et al., 2004). El estrés tectónico del Mioceno con el que se asocian todas las formaciones estructurales descritas, están enmarcadas en la actividad regional de la Provincia de Fallas Laterales del Sur de México.

Es de esperarse que en dicha área altamente afectada por la tectónica descrita, en la que además existe una fuerte influencia de procesos magmáticos relacionados con la subducción, se presente el vulcanismo.

Si bien la placa en subducción se encuentra en la zona de estudio a 200 km de profundidad, el aporte de fluidos asociados con las rocas serpenitizadas del Ridge de Tehuantepec, así como el influjo de calor de la cuña del manto, en el dobles de la placa, favoreció el ascenso del magma en este punto específico. Asimismo, estos procesos se relacionan con la característica composición potásico-alkalina de las rocas del Chichón (García-Palomo et al., 2004; Manea et al., 2005; Manea y Manea, 2006; Manea y Manea, 2008; Fig. 28).

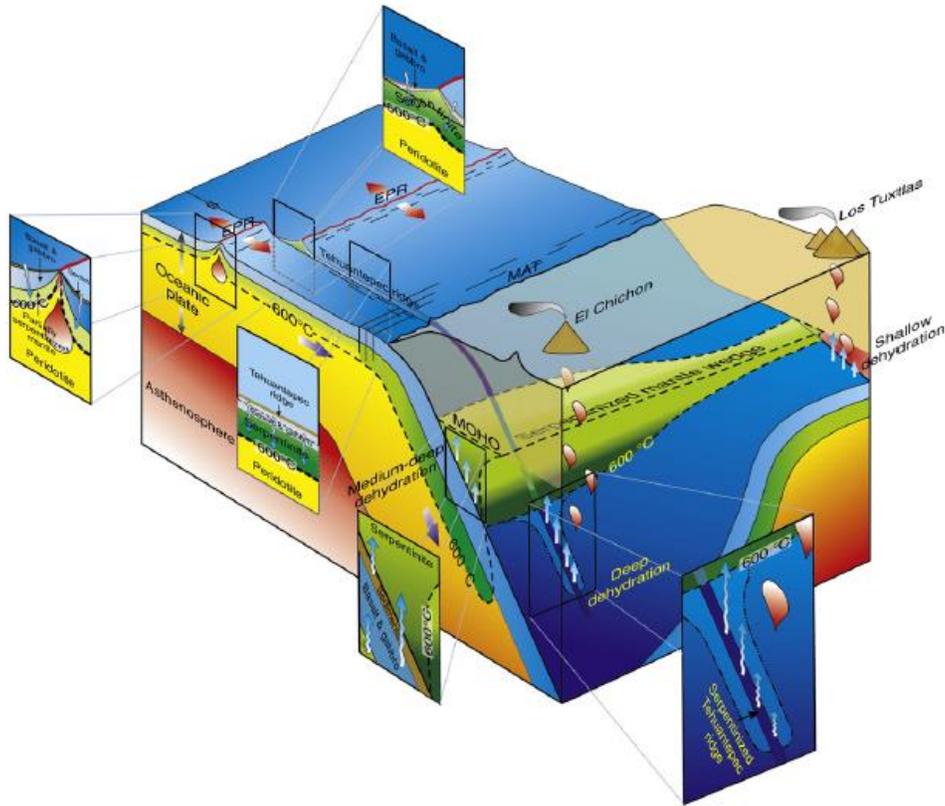


Figura 28. Grafico basado en modelos matemáticos que ejemplifica el ascenso de magma debajo de la zona de emplazamiento del volcán Chichón (Manea y Manea, 2006).

Las rocas ígneas extrusivas del CVCh, se componen de una secuencia geológica de detritos piroclásticos y algunas lavas emplazadas a partir del Pleistoceno Superior hasta la actualidad. Dichas unidades se describen a partir del mapa geológico realizado por Macías et al., 2013, el cual presenta una síntesis de la unidades geológicas que corresponden a la actividad volcánica del Chichón (Fig. 29).

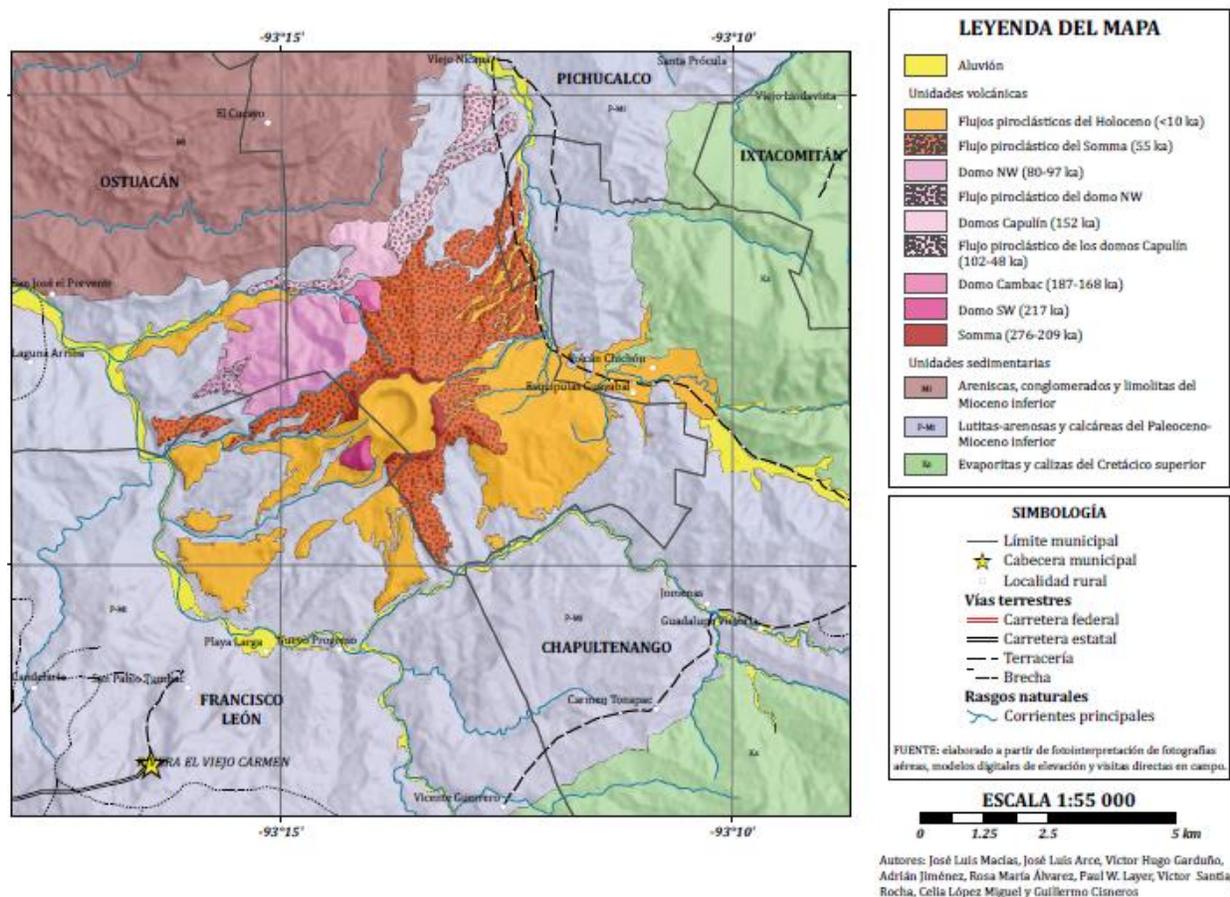


Figura 29. Mapa Geológico del CVCh. Esta cartografía generaliza las secuencias sedimentarias antes descritas y detalla los productos y unidades volcánicas del Chichón (Macías et al., 2013).

El Complejo Volcánico Chichón, es una estructura compuesta que define dos etapas de emisión de magmas. La primera, ocurre en el Pleistoceno y desarrolla edificios de morfología compleja que incluyen domos somitales y emisión de potentes flujos piroclásticos. La segunda, se presenta en el Holoceno y enmarca los últimos depósitos emitidos (detritos volcánicos).

La unidad geológica más antigua está representada por el Somma, estructura compuesta por domos andesíticos con edad estimada en 276-209 mil años (Duffield et al., 1984; Macías et al., 2013). El conjunto define un cráter central, contenido por laderas formadas a partir de secuencias de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de composición traquiandesítica, con edad de 55 ka, que alcanzan 2.5 km a partir de su punto de emisión, el espesor máximo es de 50 metros (Duffield et al., 1984; Macías et al., 2013) (Fig. 29).

Posterior al Somma, tiene desarrollo la extrusión de domos, el más antiguo de ellos se conoce como Domo SW, constituido por lavas traquiandesíticas con una edad de 217 ka (Canul y Rocha, 1981; Layer et al., 2009; Macías et al., 2013). Al norte se emplazan los Domos Cambac y su edad es estimada en 187-168 ka (Macías et al., 2013).

Posterior a esta etapa, tuvo desarrollo la Unidad de Domos Capulín en el sector noreste de la cima, la edad de estas estructuras es de 152 ka, y presentan dos colapsos parciales, el primero ocurre hace 102 ka y los depósitos se emplazan hacia el noreste, el segundo, se deposita hacia el suroeste en un evento que ocurrió hace 48 ka (*op. cit*) (Fig. 29).

El Domo NW representa el fin de la secuencia de extrusión de domos, en su desarrollo intervinieron múltiples emisiones lávicas de composición traquiandesítica-basáltica, fechados en 97-80 ka. La morfología de la estructura es asimétrica, debido a que presenta una cicatriz de colapso de 700 m de ancho con apertura al noroeste, a esta depresión se asocian flujos de bloques y cenizas (Macías, 1994; Macías et al., 1997; Layer et al., 2009, Macías et al., 2010; Macías et al., 2013) (Fig. 29).

Por su parte, la unidad del Holoceno es la más extensa del Volcán Chichón, se asocia con la conformación de domos y destrucción de los mismos al interior del cráter Somma, de las cuales se reconocen por lo menos once erupciones, incluida la de 1982, durante los últimos ocho mil años. Estos eventos han sido fechados por radiocarbono en 7 300; 3 700; 3 100; 2 500; 2 000; 1 900; 1 600; 1 500; 1 250; 900; y 550 años antes del presente (la erupción de 1982 fue observada de manera directa).

Las erupciones holocénicas están representadas de manera común por depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, de pómez y de ceniza, así como por oleadas piroclásticas (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2013) (Fig. 29). El detalle de cada uno de estas unidades se describirá en el siguiente apartado de la historia eruptiva ya que el análisis realizado por los especialistas a los materiales que las conforman, permite asociarlos con procesos volcánicos sincrónicos a su erupción.

2.4 Historia Eruptiva

El estudio detallado de la historia eruptiva tiene implicaciones importantes en el análisis de la geomorfología volcánica y la evolución del relieve del volcán Chichón, debido a que los eventos recientes son los que han definido la morfología y comportamiento de los sistemas exógenos durante los momentos de calma.

El Holoceno ha sido el marco en donde las erupciones volcánicas han definido la expresión del actual edificio, durante este periodo al menos once erupciones de carácter explosivo han ocurrido durante los últimos 8 000 años, emplazando y distribuyendo detritos en los terrenos adyacentes al foco emisor.

El registro estratigráfico del CVCh, revela la existencia de erupciones antiguas ocurridas hace 550; 1 250 y 1 650 años AP (Rose et al., 1984; Tilling et al., 1984). En este marco Macías (1994), reporta dos erupciones fechadas en 900 y 1 400 años.

Espíndola y colaboradores (2000), afirman que el Chichón ha presentado al menos 11 erupciones explosivas, durante los últimos 8 000 años ocurridas hace 550; 900; 1 250; 1 400; 1 700; 1 800; 2 000; 2 400; 3 100; 3 700 y 7 500 años A. P. Este hecho ubica al Chichón, como uno de los volcanes más activos del mundo durante el Holoceno (Espíndola et al., 2000) (Fig. 30).

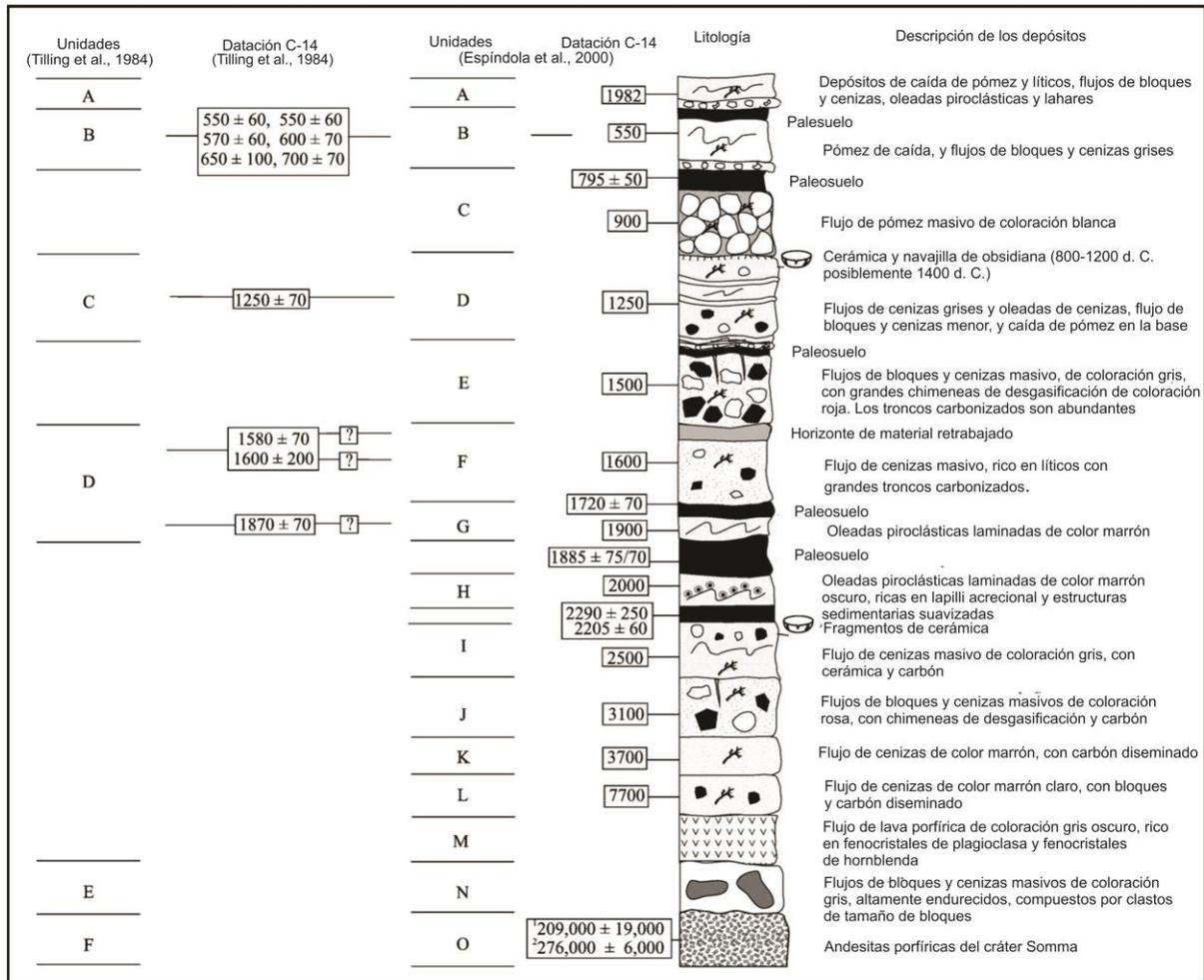


Figura 30. En la columna estratigráfica se muestran los depósitos asociados a los últimos 276 mil años de actividad volcánica del Chichón (Tilling et al., 1984; Espindola et al., 2000; Macías 2004; Macías et al., 2009)

En este contexto, las evidencias estratigráficas y el análisis de los depósitos, permiten reconstruir los eventos eruptivos y en algunos casos estilos específicos que han conformado el relieve del Chichón. La distribución de los materiales asociados con cada erupción es fundamental para entender la geomorfología del volcán. A continuación se presenta una tabla que resume la historia eruptiva y la agrupa en las características de emisión del magma (Efusiva-Extrusiva, Mixta y Explosiva; Fig. 31). A partir de ella se detalla de manera cronológica la construcción del relieve volcánico del CVCh.

PERIODO	TIPO DE ACTIVIDAD y DEPÓSITOS ASOCIADOS		
	EFUSIVA-EXTRUSIVA	MIXTA EXTRUSIVA-EXPLOSIVA	EXPLOSIVA
Holoceno	A 1982		Erupción Pliniana Depósitos de caída Oleadas piroclásticas Flujos de bloques y cenizas
	[550] B 550 A.P.	Domo 550 A.P. Flujo de bloques y cenizas Formación de Domo Erupción Pliniana	
	[350] C 900 A.P.		Erupción Pliniana Flujo de pómez masivo
	[350] D 1250 A.P.	Flujo de Cenizas y oleadas Flujo de bloques y cenizas; Domo; cerámica y navajilla de obsidiana	
	[250] E 1500 A.P.	Estilo sub-pliniano Flujo de Pómez; Flujo de bloques y cenizas; Oleadas piroclásticas; Domo	
	[100] F 1600 A.P.		Flujo de cenizas
	[300] G 1900 A.P.		Estilo freato-pliniano; flujos de cenizas, líticos y pómez; oleadas húmedas
	[100] H 2 000 A.P.		Estilo freato-pliniano; caída de pómez, oleadas piroclásticas; flujos de cenizas
	[500] I 2 500 A.P.		Estilo sub-pliniano; Flujo de cenizas, líticos y pómez. Restos cerámicos
	[600] J 3 100 A.P.	Oleadas piroclásticas; Flujo de bloques y cenizas; Domo	
	[600] K 3 700 A.P.		Estilo sub-pliniano; Flujo de cenizas, clastos y pómez
	[4 000] L 7 700 A.P.		Flujo de cenizas
Pleistoceno	~55-10 ka	Lava traquiandesítica asociada con el Somma ?	Cono de tobas Guayabal ? Flujos de bloques y cenizas del Somma
	152-80 ka		Domo NW; Domo Capulín; Flujos de Bloques y cenizas
	217-168 ka	Domos SW y Cambac	
	276-209 ka	Domos Somma	
	~370 ka		Laderas Pre-somma; flujos piroclásticos consolidados (Layer et al., 2009)

A: Unidad Estratigráfica de acuerdo con Espindola et al., 2000
[600]: Periodos de reposo

Figura 31. Tabla que muestra el tipo de actividad volcánica y los depósitos asociados, presentes durante la historia eruptiva del volcán Chichón (Duffield et al., 1984; Rose et al., 1984; Tilling et al., 1984; Espíndola et al., 2000; Layer et al., 2009)

El vulcanismo en esta región inicio hace más de 370 ka, los depósitos asociados se localizan al noroeste y este de la cima del Chichón. Se asocian a erupciones explosivas de gran intensidad anteriores a la formación del Somma. Este fue el edificio principal formado hace por lo menos 276 ka y que involucró la extrusión de lavas densas y domos (Fig. 31).

La actividad efusiva que tuvo desarrollo durante el Pleistoceno, generó los domos periféricos que se conocen como el SW; Cambac; NW y Capulín; los dos últimos, presentaron colapsos parciales y formación de flujos de bloques y cenizas, esta actividad es interpretada como una etapa mixta. Se tiene conocimiento, de estructuras volcánicas asociados a explosiones en el mismo periodo, se trata del cráter del Somma y los detritos que conforman sus laderas exteriores. Del mismo modo se considera en este rubro el cono de tobas Guayabal (Fig. 31).

La historia eruptiva del Holoceno comienza hace 7 700 años A.P., con una actividad explosiva a la cual se asocian depósitos de flujo de cenizas de 8 metros de espesor, ricos en líticos con textura de gravas. Este evento generó una columna eruptiva y su posterior colapso que afectó la mayor parte del Somma, seguido de un periodo de reposo de 4 000 años, el más largo durante el Holoceno (Fig. 31).

Hace 3 700 ka, se presenta otro evento explosivo, con desarrollo de columna eruptiva y su colapso posterior, los materiales asociados se reconocen por presentar una textura de gravas mezcladas con pómez sub-redondeadas en una matriz de cenizas, el conjunto alcanza un espesor máximo de 2.20 metros. La presencia del material pumítico, da indicios de una mayor fragmentación del magma y se puede interpretar como una erupción de tipo sub-pliniano, el periodo de reposo posterior a este evento es de 600 años (Fig. 31).

Para la siguiente erupción ocurrida en 3 100 A.P., la actividad es de carácter mixto y se encuentra representada en su base por una secuencia de depósitos de flujos de bloques y cenizas con espesor de 3 m. Sobreyaciendo a los depósitos mencionados, se presentan oleadas piroclásticas con 3 metros de espesor. El análisis de estos materiales, se interpretan como un evento eruptivo que comenzó con la formación de un nuevo domo en el interior del Somma y su posterior destrucción (Fig. 31).

La duración del siguiente periodo de calma fue de 600 años, interrumpido por una erupción subpliniana que generó una columna eruptiva y su posterior colapso hace 2 500 A.P. Esta interpretación se basa en un depósito de flujo de cenizas con un espesor máximo de 80 cm, que contiene fragmentos líticos del tamaño de gravas, así como pómez redondeadas y alteradas, por lo que no se descarta la posibilidad de interacción freatomagmática. En el mismo estrato se localizaron fragmentos de cerámica, por lo que se puede argumentar que el evento eruptivo causó estragos en poblaciones humanas asentadas en la zona (Fig. 31).

La presencia de un paleosuelo que sobreyace la secuencia antes descrita, atestigua un periodo de estabilidad geomorfológica de por lo menos 500 años, el cual se interrumpe con un nuevo evento de carácter explosivo fechado en 2 000 años A.P. Los depósitos de esta erupción se conforman, de la base a su parte superior, por un depósito de oleadas piroclásticas de hasta 40 cm de espesor, seguido por un paquete de 30 cm, compuesto por flujo de cenizas que contiene líticos granulares, sobreyacido por otra oleada piroclástica con lapilli acrecional de espesores fluctuantes. Sin embargo, en otros sectores el paquete perteneciente a esta erupción se conforma por un estrato de 80 cm compuesto por oleadas piroclásticas con lapilli acrecional y coronado por una capa rica en pómez de 18 cm. Esta secuencia permite interpretar un posible estilo eruptivo freato-pliniano (Fig. 31).

Después de un periodo de calma volcánica de 100 años, se presenta un nuevo evento explosivo hace 1 900 A.P., que genera un depósito de oleada húmeda con 23 cm de espesor, sobreyacido por un flujo de cenizas rico en líticos y pómez, con una potencia de hasta 2 metros. Esta secuencia se encuentra constreñida entre dos paleosuelos. En este sentido se puede inferir que el evento eruptivo presentó interacción entre magma y agua que produjo una erupción freato-pliniana al interior del Somma (Fig. 31).

Posterior a otro periodo de quietud de por lo menos 300 años, se presenta un nuevo evento eruptivo de que generó un depósito de flujo de cenizas masivo y rico en líticos, no mayor a 1 metro de espesor, fechado en 1 600 años A.P., por lo que se infiere que se trata de un evento explosivo al interior del Somma que produjo una columna eruptiva densa y su posterior colapso. El periodo de calma volcánica que le sigue a esta erupción, de nuevo se calcula 100 años (Fig. 31).

Hace 1 500 A.P. existe un cambio en el tipo de actividad magmática hacia una característica mixta. Los depósitos asociados a este periodo eruptivo, se componen por un flujo de bloques y cenizas masivo, de 4 metros de espesor, con una matriz conformada por clastos del tamaño de gravas a bloques, líticos de coloración rojiza y chimeneas de desgasificación. Este depósito se transforma y relaciona con un paquete de oleadas piroclásticas con potencia de hasta 5 metros, compuesto de capas que presentan estratigrafía cruzada y son ricos en líticos del tamaño de gravas, arenas y pómez redondeadas. La parte superior de la secuencia presenta un depósito de oleada piroclástica masiva de 24 centímetros, sobreyacido por un flujo piroclástico rico en pómez blanquecina que alcanza 25 cm de espesor.

La secuencia antes descrita permite interpretar un estilo eruptivo complejo, que al inicio de la actividad presentó la formación de un domo al interior del Somma, el cual fue destruido por una serie de explosiones que originaron oleadas piroclásticas y flujo de bloques y cenizas. Finalmente, una vez abierto el conducto se produjo una alta fragmentación del magma y una explosión que emplazo la oleada y el flujo piroclástico rico en pómez (Fig. 31).

La siguiente erupción del Chichón se presenta hace 1 250 años A.P., después de 250 años de calma volcánica aparente, durante la cual puede haberse formado un domo al interior del Somma, mismo que fue destruido por actividad explosiva, lo cual se interpreta por la secuencia estratigráfica conformada por un depósito basal de oleada piroclástica de 20 cm, seguido de un flujo de bloques y cenizas de hasta 3 metros de espesor, sobreyacido por al menos 4 pseudestratos de flujo de cenizas y oleadas piroclásticas asociadas, con una potencia de 5 metros. Por tanto, se considera que una vez destruido el domo, se presentaron explosiones en el conducto central que dieron lugar a columnas eruptivas densas que colapsaron. La presencia de cerámica y navajillas de obsidiana embebidas en esta secuencia indica una afectación directa a grupos humanos que habitaron la zona en ese periodo (Fig. 31).

El siguiente periodo de calma volcánica tuvo una duración de 350 años, que fue interrumpida por una actividad explosiva violenta, caracterizada por un magma altamente fragmentado y denso que generó depósitos masivos de flujos de pómez ricos en líticos, que alcanzan un espesor máximo de 15 metros, estos materiales presentan una gran cantidad de troncos carbonizados y están fechados en 900 años A.P. Sobre esta unidad se observa un paleosuelo que refleja un periodo de estabilidad geomorfológica de por lo menos 350 años (Fig. 31).

Posterior al periodo de calma antes indicado, se presenta una erupción pliniana la cual se encuentra representada en la estratigrafía del volcán por una capa de caída de pómez de hasta 1 metro de espesor. Este depósito se compone por lo menos tres paquetes que permiten inferir el levantamiento de igual número de columnas eruptivas durante el evento. Los depósitos de caída pueden ser rastreados hasta 10 km del volcán, el espesor de las capas y la distancia a la que son encontrados, permiten inferir una erupción de mayor magnitud que la ocurrida en 1982 (Fig. 31).

Después de 550 años de calma aparente, se presentó en el volcán Chichón la erupción de 1982. Esta erupción se considera de estilo pliniano y sus depósitos están integrados por una columna estratigráfica compuesta, de la base a la porción superior, por materiales de caída soportados clasto-clasto ricos en pómez, sobreyacido por otra capa de caída de líticos, sobre la cual se observa una oleada piroclástica. Todas estas producto del inicio del evento eruptivo el cual comenzó con una explosión que dio lugar a una columna eruptiva densa, rica en pómez y líticos, así como explosiones que generaron las oleadas (Fig. 31).

Sobre los anteriores, se emplaza un flujo de bloques y cenizas de hasta 10 metros de espesor, compuesto por al menos dos unidades, las cuales contienen líticos juveniles y pómez, sobreyacido por otra secuencia de flujo piroclástico con potencia de 5 metros, que se compone de oleadas piroclásticas húmedas en la porción basal y superior, en medio de la cual se emplaza un flujo de bloques y cenizas, todo ello coronado por un depósito de 30 cm de caída de pómez, líticos juveniles y lapilli con alteraciones hidrotermales. De esta secuencia se interpreta la destrucción del domo por explosiones de carácter freatomagmáticas, lo que provoco la liberación del conducto y la formación una columna eruptiva (Fig. 31).

Posterior a los depósitos señalados, se observa un flujo piroclástico complejo, integrado por al menos tres unidades que alcanzan un total de 12 metros de espesor, compuestas por líticos, bloques y tobas pumíticas canalizadas, que con la distancia se convierten en capas finas de cenizas con estructuras sedimentarias. Sobre dicho flujo piroclástico, existe un depósito de caída rico en pómez y presencia de líticos alterados. La parte superior que se observa en la columna estratigráfica del Chichón, se compone de oleadas piroclásticas que en algunos sectores erosionan los materiales antes descritos. En este sentido, estas tres unidades permiten argumentar la presencia de explosiones y columnas eruptivas densas formadas en el cráter que se observa en la actualidad (Fig. 31).

No se puede omitir el hecho de que los materiales de caída más cercanos a la superficie fueron removilizados y erosionados por los intensos agentes exógenos de la zona de estudio. Situación que también actuó sobre depósitos piroclásticos y la consiguiente formación de lahares post eruptivos.

La narrativa de ocurrencia de los eventos que tuvieron lugar en la erupción de 1982, ha sido detallada en diversos artículos, tanto por las observaciones directas de los científicos que las presenciaron, como por el numeroso grupo de especialistas que han detallado los depósitos de la erupción, estos fueron citados al principio de este apartado.

La relevancia que toma para esta investigación el haber descrito las múltiples erupciones y depósitos volcánicos asociados durante la historia eruptiva del CVCh, es que permite interpretar que su formación se ha centrado en la deposición de detritos volcánicos y algunas lavas densas en un arreglo radial al edificio. Dicha condición determina, como se verá en los siguientes capítulos, la acción de los procesos exógenos en el modelado post-eruptivo y por tanto, las formas de relieve creadas y su evolución, que definen la geomorfología actual del volcán Chichón.

Consideraciones finales:

El volcán Chichón se ha desarrollado en una región determinada por procesos tectónicos complejos, en donde la interacción de tres placas definen una zona de intensa deformación cortical, que ha tenido influencia en las rocas y formaciones geológicas que conforman al Estado de Chiapas. Estos procesos se reflejan a nivel local, en donde la ubicación anómala del CVCh, así como las características singulares de su tipo de magma, están influenciadas por los procesos de subducción y de movimientos laterales siniestros.

En este sentido, el relieve preexistente del volcán Chichón presenta una intrínseca relación con los procesos corticales de subducción y de fallas transformantes, por lo que las rocas más antiguas se observan deformadas, desfasadas y con alto control estructural, mientras que los depósitos más recientes producto del vulcanismo, se emplazan de manera radial al CVCh, conformando un complejo de domos sobreyacido por una secuencia potente de detritos volcánicos. Todo lo anterior tiene reflejo en el relieve de la zona de estudio, su génesis, dinámica y evolución.

Capítulo 3. Análisis Pre y Post-eruptivo: Morfometría (1981; 1987) y Geomorfología (1978; 2008).

El presente capítulo se conforma por el análisis de la zona de estudio, basado en cartografía morfométrica y geomorfológica del volcán Chichón, que ha sido creada para el periodo pre-eruptivo y post-eruptivo, con base en mapas topográficos de 1981 y 1987, así como fotografías aéreas de 1978 y 2008. La finalidad, es presentar los aspectos más representativos del relieve que conforma la superficie de la zona de estudio antes del evento eruptivo de 1982 y después de la erupción, lo que permite visualizar e interpretar los procesos endógenos y exógenos que definen al Chichón y sus áreas adyacentes.

Los mapas morfométricos y geomorfológicos que se elaboraron y se analizan en el presente capítulo son: altimetría, inclinación del terreno, densidad de la disección, erosión potencial, erosión total, intensidad del modelado y los morfogenéticos pre y post eruptivos; y se construyeron para cada uno de los períodos señalados al inicio del este capítulo. Estos documentos fueron seleccionados por aportar datos numéricos valiosos sobre la exogénesis presente en la zona de estudio, así como la génesis de las formas del relieve que la componen. Para facilitar la cartografía y análisis se utilizaron sistemas de información geográfica (SIG), que permiten una mayor rapidez y un gran espectro de posibilidades en el tratamiento de los datos.

La utilidad de los sistemas de información geográfica en relación con los estudios morfométricos es notoria, ejemplo de ello es la cartografía que requería de una gran inversión de tiempo (e.g. inclinación del terreno) y que ahora es posible realizar de manera rápida, precisa, automatizada e incluso con opción a generar más mapas de la misma o diferente temática, una vez introducidos los datos en el SIG.

En este sentido y para este trabajo, los programas utilizados fueron ILWIS 3.0 y ArcGis 10, los aspectos generales y la metodología de la construcción de cada documento será descrita de manera breve en los apartados correspondientes.

Los mapas base concernientes al momento previo a la erupción de 1982, se elaboraron a partir de los datos topográficos creados por INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 1981; 1:50 000), mismos que fueron acotados al área de estudio.

Por otra parte, la topografía utilizada para la elaboración de los mapas posteriores al evento eruptivo (1987), fueron proporcionados por parte de la empresa GYMSA S.A. de C.V., al Instituto de Geofísica de la UNAM; el Doctor José Luis Macías, tuvo la amabilidad de compartirlos para los fines académicos de la presente investigación. Esta información fue georreferenciada y proyectada en sistema de coordenadas UTM WGS84, además de ello, se homogenizo para contar con curvas de nivel a cada 20 metros y una cobertura de terreno idéntica.

El mapa topográfico fue delimitado y se editó el área de interés en el programa ArcGis 10, la escala de trabajo se estableció en 1:25 000. Asimismo, se generó una retícula de 1 km², lo que permitió tener una malla de medición controlada, que es básica en el estudio de parámetros morfométricos. Hay que mencionar que no todos los mapas se ajustan a dicha superficie de medición ya que fueron realizados en un SIG de manera directa.

Una vez que las bases topográficas han sido editadas, proyectadas en el mismo sistema de coordenadas y acotadas para presentar la misma superficie, se construyen los mapas *Raster* básicos como el Modelo Digital del Terreno (MDT).

Para darle un mayor detalle a los mapas, se creó el modelo sombreado con la herramienta *Hillshade* de ArcGis 10, el cual da una visión aparente del relieve de la zona de estudio, su sobreposición con los otros documentos cartográficos permite visualizar de manera más clara la información geomorfológica, que muchas veces pasa desapercibida (Fig .32).

Lo anterior es relevante, puesto que muchos de los rangos o valores de la morfometría necesitan ser ajustados bajo criterios geomorfológicos.

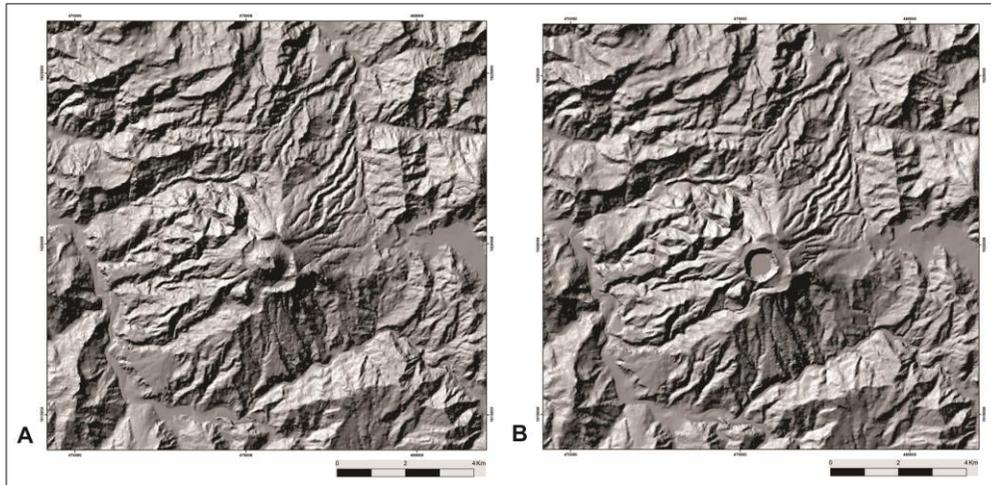


Figura 32. Mapas sombreados del relieve del volcán Chichón. A) 1981; B) 1987.

3.1 Regiones Geomorfológicas:

En el mismo contexto, para facilitar el análisis de este apartado se consideró necesario dividir el área de estudio en regiones geomorfológicas, las cuales se construyeron tomando en cuenta los aspectos geológicos, topográficos y criterios morfológicos del relieve. Esta división permite observar seis zonas definidas que caracterizan el territorio de interés (Fig. 33).

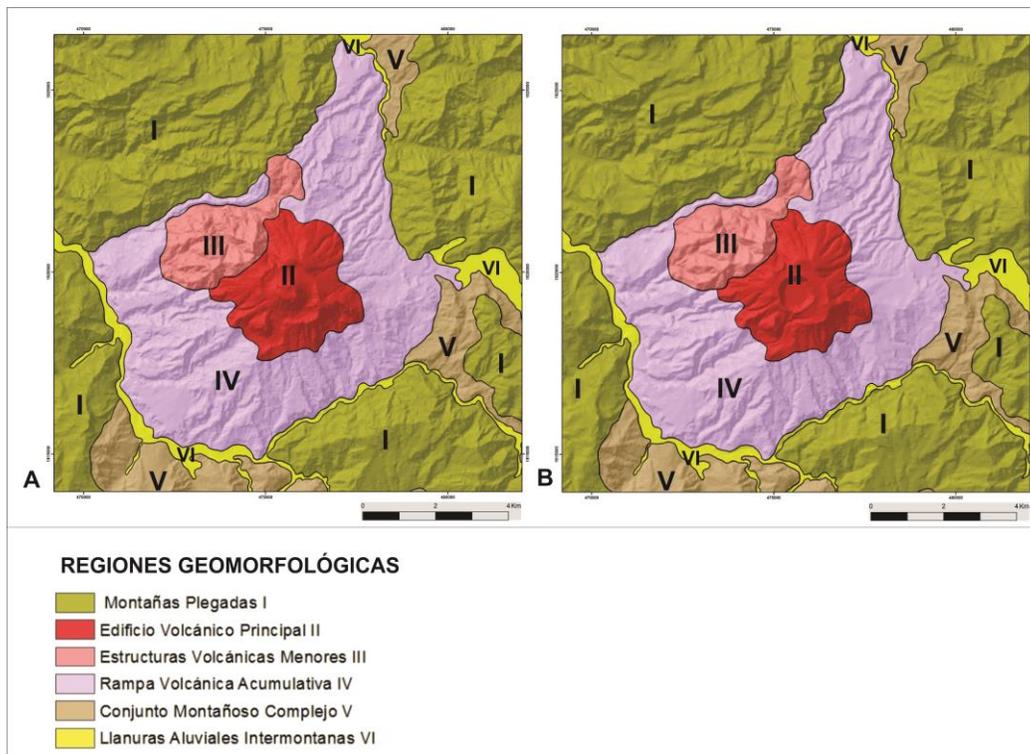


Figura 33. Regiones Geomorfológicas del volcán Chichón y sus áreas adyacentes. A) 1981; B) 1987. Las áreas en cada mapas no presentan cambios, más la morfología en las unidades representadas presentan diferencias.

Al quedar dividido el relieve en regiones geomorfológicas, podemos apreciar una zonificación que permite interpretar los procesos, tanto endógenos, como exógenos, que actúan y configuran al territorio de estudio.

Como es posible observar, la mayor parte del área de estudio se conforma de relieves producto del vulcanismo, en un arreglo concéntrico, en donde la parte central se compone por la estructura principal del CVCh, rodeado por domos y laderas producto de la acumulación de detritos volcánicos, circundados por áreas montañosas, definidas por los plegamientos y sus estribaciones que presentan arreglos complejos. No menos importante es la presencia de las llanuras aluviales intermontanas, que dan cuenta de procesos de intensa actividad acumulativa en un relieve de alta rugosidad.

El relieve de la zona de estudio debe ser comprendido como un sistema en el que existe intercambio constante de energía, relacionado al accionar de los procesos endógenos que modelaron la superficie dando lugar a una topografía irregular, lo que favorece un alto potencial para el accionar de la energética exógena, regida por la radiación solar y la gravedad (Summerfield, 1991; Hugget, 2007).

En este contexto Las Montañas Plegadas (I), es una región en donde los sustratos sedimentarios deformados son susceptibles a la ocurrencia de procesos gravitacionales y de erosión fluvial, por su parte, el Conjunto Montañoso Complejo (V) se ha generado a partir de la degradación de la zona montañosa, en donde los materiales geológicos que la conforman (areniscas, lutitas y conglomerados), favorecen procesos de intemperismo, lo que consolida una zona de transición en donde la alternancia entre la dinámica erosiva y acumulativa está presente (Fig. 33).

Si bien, estas zonas son representativas en cuanto a extensión territorial, el presentar un área determinada para la zona de estudio no sería exacto, ya que las formaciones que las componen continúan hacia el exterior de los límites determinados en la cartografía.

Por su parte, las regiones conformadas por el relieve volcánico, al presentarse como polígonos cerrados, permiten un análisis de mayor profundidad. La zona definida por el Edificio Volcánico Principal (II), abarca 10 km² y la dinámica a la que se asocia es la emisión de productos magmáticos, en donde la extrusión de lavas densas conformaron la estructura central, misma

que ha albergado domos anidados, destruidos por actividad explosiva (Fig. 33). Es decir, que durante cerca de 300 ka, esta región ha sido la encargada de rejuvenecer el relieve con aporte de material ígneo, a la vez que lo modifica de manera drástica, violenta y rápida, durante las erupciones.

Por su parte, las Estructuras Volcánicas Menores (III), con una superficie de 7 km², dan muestra del relieve creado por la emisión de lavas viscosas, que da como resultado la formación de domos secundarios (Fig. 33). Estas morfologías conllevan una relación dual al ser estables debido a su litología masiva, al mismo tiempo que son susceptibles a la ocurrencia de procesos gravitacionales por la fuerte inclinación de sus laderas.

La región de Rampa Volcánica Acumulativa (IV) tiene una superficie de 42 km², valor que triplica al conjunto de estructuras volcánicas (regiones II y III), lo que nos permite visualizar la intensa acumulación de materiales volcanoclásticos durante la historia eruptiva del volcán Chichón y los domos que lo circundan, misma que se remonta a ~300 mil años A.P. y que ha quedado registrada en los depósitos que configuran esta área (Fig. 33).

Las Llanuras Aluviales Intermontanas (VI), indican un importante aporte de sedimentos erosionados de otras regiones y acumulados dentro de los límites de estas áreas, lo que se magnifica por las condiciones climáticas de alta temperatura y humedad, que favorece una precipitación promedio anual de hasta 4 000 mm. Por tanto, los sistemas fluviales poseen una gran capacidad de acarrear materiales de diversas litologías, que componen los fondos de los lechos de los ríos principales.

3.2 Análisis morfométrico:

La morfometría consiste en realizar mediciones concernientes a los elementos del relieve que permiten cuantificar diversos parámetros de la superficie terrestre (densidad de disección, inclinación del terreno, alturas absolutas y relativas, etc.).

Existen variados métodos morfométricos, desde algunos muy sencillos como la división del relieve en rangos altimétricos, hasta complejos, en donde se miden dos o más atributos del terreno, sin embargo, todos ellos tienen como función principal la elaboración de mapas específicos que contribuyen al conocimiento de la geomorfología de una región (Lugo-Hubp, 1991).

Los datos morfométricos y su representación cartográfica, nos permiten visualizar de una manera sintética, variables que de otra manera no suelen ser apreciadas. Por ejemplo, podemos observar pisos altitudinales e inclinaciones generales del terreno, que si bien, pueden ser percibidas sobre un mapa topográfico, es más sencillo y claro hacerlo en uno altimétrico y uno de pendientes.

El uso de los métodos morfométricos ha tenido fuerte impacto en los estudios geomorfológicos a partir de la segunda mitad del siglo XX (Lugo-Hubp, 1991), la variedad de mediciones que se pueden aplicar a un territorio varía en función de los intereses de cada investigación.

Por otra parte, existe una gran diversidad de cálculos posibles en función de la escuela geomorfológica que se tome en cuenta, en este caso se aplican los métodos desarrollados en la antigua Unión Soviética y retomados en México por Lugo-Hubp (1991) y Zamorano (1990).

En este marco, se utilizan métodos y mapas morfométricos específicos, que ayudan a comprender el relieve del volcán Chichón antes de la erupción de 1982 y posterior a ella, con el fin de enmarcar los procesos de modelado y su intensidad en ambos periodos.

También se retoman dichos documentos, porque con ellos es posible realizar comparaciones entre ambas fechas, lo que proporciona indicios y pautas acerca de la evolución del relieve, tema de análisis que ocupa al capítulo 4 de este trabajo.

Los mapas morfométricos del volcán Chichón serán analizados en relación con los límites de las regiones geomorfológicas, lo que favorece una mejor síntesis analítica del relieve de la zona de estudio.

3.2.1 Altimetría:

El mapa altimétrico es uno de los más básicos y esenciales para el análisis del relieve, su confección toma como base la separación en rangos altitudinales, usando como referencia la cota más alta y más baja de la zona estudiada (Lugo-Hubp, 1991).

Esta cartografía permite observar los diferentes pisos altitudinales que se presentan en una superficie, por lo que brinda información relevante respecto de las zonas con mayor influencia de procesos endógenos formadores de relieve y la energía potencial que favorece la intensidad de acción de los procesos exógenos.

Para su elaboración se utilizaron los datos vectoriales de la topografía y se creó un modelo digital del terreno (MDT) en el programa ILWIS 3.0, mismo que se exportó como archivo ASCII para ser manipulado en ArcGis 10. El MDT, representa un plano (*raster*) en el cual cada uno de los píxeles de los que se compone, contiene un valor de altitud, comprendido entre las cotas extremas, que se obtienen a partir de la interpolación de los datos digitales de las curvas de nivel.

Una vez importado al programa ArcGis 10, los valores pueden ser manejados, transformados y utilizados con diversas herramientas propias del SIG, entre las cuales está la división y clasificación en rangos.

La altimetría de la zona presenta una amplitud que va de los 60 hasta los 1 250 msnm, sin embargo, los rangos altitudinales se han dividido bajo criterios geomorfológicos. Los intervalos que se presentan se segmentan cada 250 metros y fueron seleccionados debido a que permiten distinguir superficies contrastantes, lo que da claridad sobre los componentes del relieve del Chichón y sus zonas adyacentes.

A continuación se presentan los mapas pre y post eruptivos de este parámetro morfométrico, descritos en el marco de las regiones geomorfológicas:

Mapa 1981:

Montañas plegadas (I): esta región se distingue por presentar fuertes cambios altitudinales en distancias cortas, se desplanta a partir de los 250 msnm y abarca hasta los 1250 msnm, su distribución se observa en todo el perímetro del área de estudio y corresponde con los anticlinales Caimba al noreste y este, La Unión al suroeste, el sinclinal Buenavista al noroeste y los bloques del semigraben Chapultenango al sureste.

La altura promedio de esta región oscila entre los 500 y 750 msnm, con elevaciones que representan zonas cumbreles que superan los 1 000 metros de altitud. La amplitud de laderas que caracteriza estas áreas proporciona energía potencial para la ocurrencia procesos exógenos erosivos, sobre todo fluviales y gravitacionales; por lo tanto, se convierte a su vez en una zona de aporte de sedimentos hacia regiones de menor altitud (Fig. 34).

Edificio volcánico principal (II): se conforma por pisos altitudinales que oscilan entre los 750 msnm hasta 1250 msnm en su porción central, en un arreglo concéntrico definido por el edificio principal, que para este periodo albergaba el domo del cual el Chichón retoma su nombre.

El relieve de la región previo a la erupción de 1982, se observa como una cima central anidada dentro de un área concéntrica y laderas descendentes cortas y abruptas. Lo anterior, favorecería procesos erosivos fluviales en un patrón de drenaje radial centrífugo, que parte de la cima (domo 500 A.P.) y provee de sedimentos volcanoclásticos y de energía al sistema fluvial (Fig. 34).

Mapa Altimétrico del volcán Chichonal (1981)

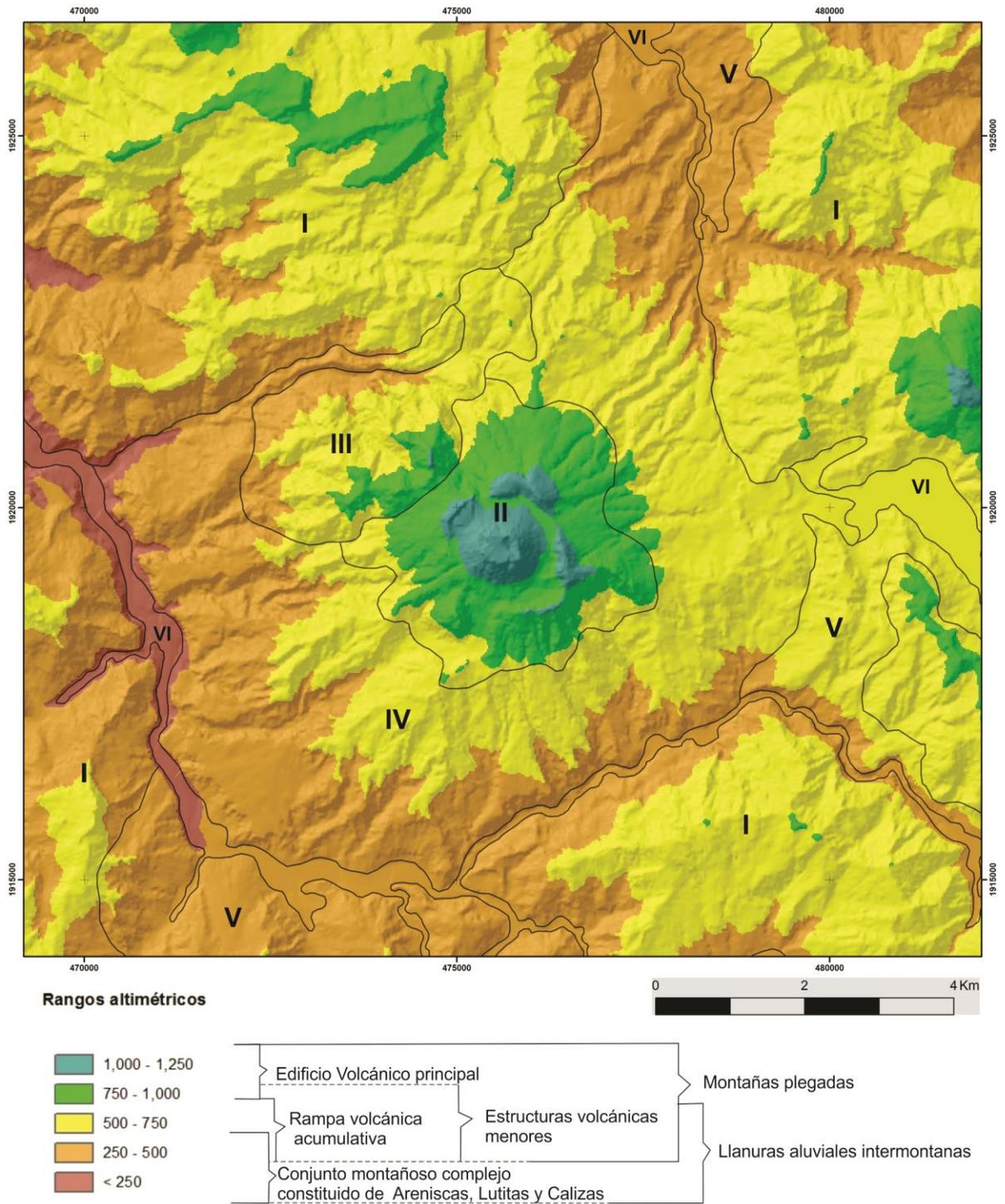


Figura 34. Mapa altimétrico, regiones del volcán Chichón y zonas adyacentes. La rugosidad del territorio, asociada a los procesos tectónicos activos ocurridos desde el Cretácico hasta el Cuaternario, han dado lugar a plegamientos y vulcanismo reciente, fenómenos que favorecen una sobreposición entre los rangos que definen a cada región.

Estructuras volcánicas menores (III): el área delimitada para esta región presenta intervalos altitudinales que van de los 250 y hasta los 1000 msnm, en un arreglo escalonado hacia el noroeste, presentando las mayores altitudes en la cima de las estructuras dómicas que la conforman. El mapa altimétrico resalta un fuerte gradiente en el desnivel de laderas, lo que es común en domos volcánicos. Al igual que la Zona I, esta superficie se comporta como cimas que favorecen la distribución de sistemas de drenaje secundarios y promueve la capacidad erosiva de los ríos de esta región (Fig. 34).

Rampa volcánica acumulativa (IV): la génesis de esta región se basa en la depositación o removilización de los sedimentos volcanoclásticos ladera abajo a partir del foco emisor, por lo que se observa como una zona que presenta un arreglo radial de los pisos altitudinales, que desciende desde los 750 msnm hasta los 250 msnm, rodeando a las dos regiones antes descritas, con desniveles amplios y suavizados (Fig. 34).

Conjunto montañoso complejo (V): se trata de la zona de transición entre el dominio montañoso y el de llanuras aluviales, por lo que su rango altitudinal abarca los 250-750 msnm, en arreglos a manera de bandas y cinturones que rodean a la montaña y que indican el avance de la erosión remontante sobre los relieves de la región I. Su morfología homogénea a manera de rampa, favorece el predominio continuo de un solo piso altitudinal (Fig. 34).

Llanuras aluviales intermontanas (VI): los rangos altitudinales que definen a esta región son los más bajos de la zona de estudio y se distribuyen a manera de franjas delimitadas por los relieves montañosos (I y V) y la rampa volcánica acumulativa (IV), el cambio entre los rangos de altitud de la región es tenue y se conserva en gran medida, lo que se asocia con los intensos procesos de acumulación de sedimentos en zonas planas, relacionados a su vez con la intensa erosión de todo el territorio de estudio (Fig. 34).

El mapa altimétrico de 1981 permite observar una importante diversidad de pisos altitudinales en arreglos escalonados, que han sido determinados por los procesos tectónicos de deformación cortical, así como concéntricos producto del vulcanismo del Chichón. De manera general, el área de estudio se ve representada por una superficie rugosa producto de procesos endógenos, sin embargo, la presencia de zonas como las llanuras intermontanas son indicativas de la intensidad de los procesos exógenos que erosionan las laderas y depositan los sedimentos en los valles de los ríos principales (Fig. 34).

Mapa 1987:

El mapa altimétrico post-eruptivo del volcán Chichón (Fig.35), representa el estado de los pisos altitudinales posterior al evento eruptivo pliniano, sin embargo, este parámetro morfométrico conserva las mismas características generales de la cartografía pre-eruptiva, por lo que se puntualizara sobre los aspectos que se diferencian en cada una de las regiones de este periodo.

Montañas plegadas (I): los rangos altitudinales que la conforman van de los 250 msnm hasta los 1250 msnm. En las porciones cumbrales del sinclinal Buenavista al noroeste se observa una continuidad para el piso de 750-1000 msnm, lo cual puede ser atribuido al emplazamiento de piroclastos de caída de la erupción de 1982, en las porciones cumbrales de 500-750 msnm que se encontraban cercanas al límite del rango superior (Fig. 35).

Edificio volcánico principal (II): de manera general, se conserva la distribución de los pisos altitudinales que oscilan entre los 750 msnm hasta 1250 msnm, sin embargo, es la región en donde se observa el cambio más drástico de este parámetro morfométrico. La porción central ahora se encuentra ocupada casi en su totalidad por el piso de 750-1000 msnm, donde en lugar de un domo, se observa un cráter circundado por las elevaciones del Somma (1000-1250 msnm), lo que da cuenta de la destrucción y del drástico cambio morfológico producto de la erupción pliniana de 1982. Asimismo, se observa un aumento del límite inferior del área que ocupa el rango de los 750-1000 msnm, respecto del siguiente intervalo más bajo en altitud, lo que se relaciona con el emplazamiento de detritos volcánicos proximales al foco de emisión (Fig. 35).

Estructuras volcánicas menores (III): el área delimitada para esta región conserva los mismos intervalos altitudinales que van de los 250 msnm y hasta los 1000 msnm que la cartografía pre-eruptiva. Los cambios más significativos se observan en la porción norte de la región en donde de manera puntual se presenta aumento de altitud en las porciones cumbrales del Domo Capulín, lo que se relaciona con la acumulación de piroclastos de caída, durante la erupción pliniana de 1982 (Fig. 35).

Mapa Altimétrico del volcán Chichonal (1987)

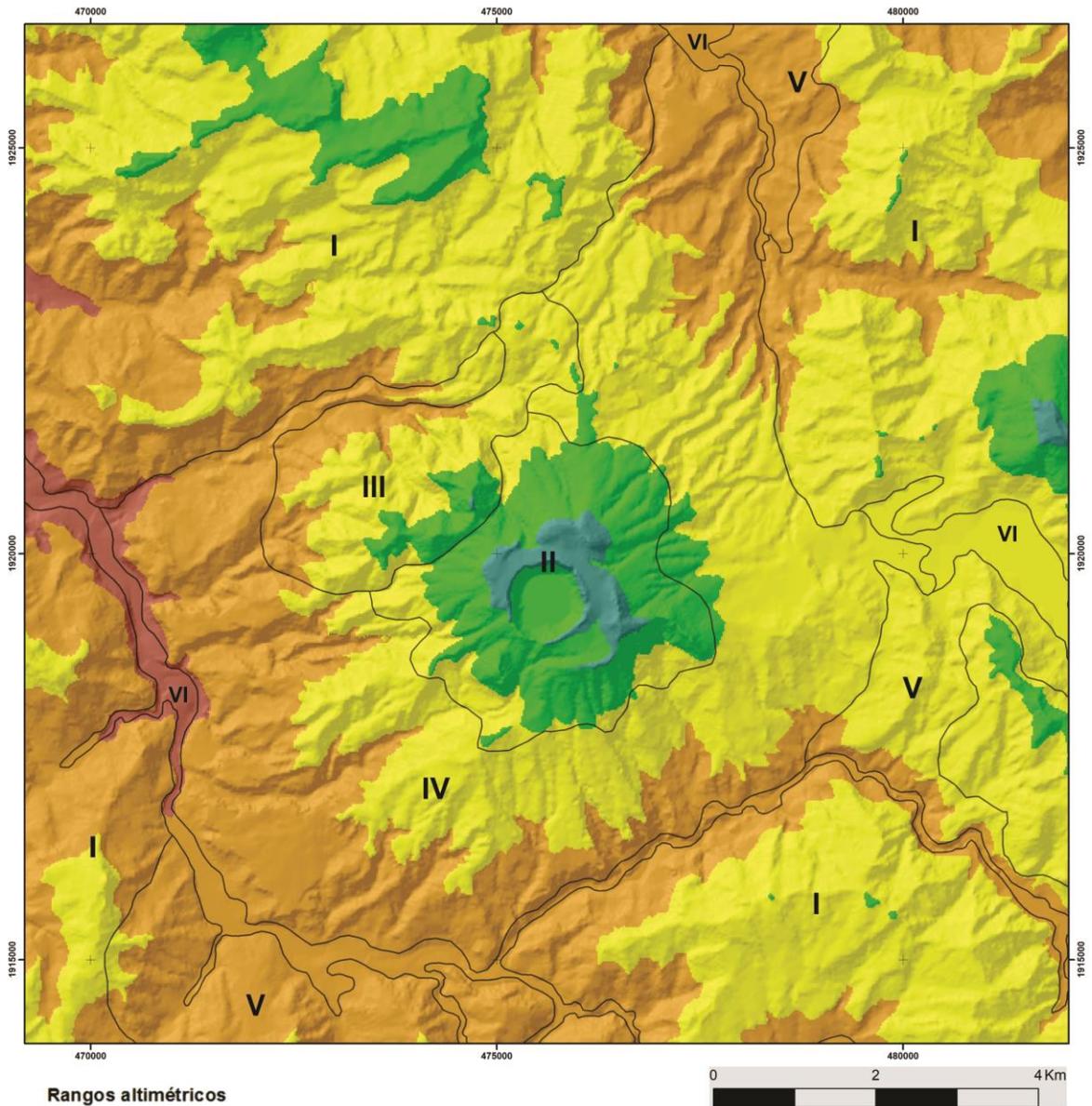


Figura 35. Mapa altimétrico y regiones del volcán Chichón 1987. Los cambios más drásticos entre esta cartografía y la anterior, se observan en la región del Edificio volcánico principal, donde la actividad pliniana destruyó la zona cumbre representada por el Domo Chichón, dando lugar al actual cráter.

Rampa volcánica acumulativa (IV): el área delimitada para esta región presenta los mismos intervalos altitudinales que van de los 250 msnm y hasta los 750 msnm, sin embargo, en el límite de los 500 msnm, se observa un aumento en área del intervalos de 500-750 msnm, así como una mayor *suavidad* respecto del siguiente rango de menor altitud.

Esto se relaciona con la deposición intercalada de los detritos volcánicos de caída y flujo en la región durante la erupción pliniana reciente, y el consecuente *rejuvenecimiento* de esta zona de acumulación volcanoclástica. (Fig. 35).

Conjunto montañoso complejo (V): esta región definida por los rangos altitudinales entre 250-750 msnm, es la que presenta los menores cambios perceptibles para la cartografía altimétrica post-eruptiva. Se observa un ligero cambio en el límite definido por los 500 msnm en la porción oriental y suroeste, esta última en un pequeño sector con arreglo en anfiteatro que podría relacionarse con cambios en la dinámica de un circo erosivo fluvial (Fig. 35).

Llanuras aluviales intermontanas (VI): los rangos altitudinales de estas regiones no muestran cambio alguno para la llanura del Río Platanar al norte, ni para el Moba al este. Sin embargo, es notorio el cambio en extensión del rango de 250-500 msnm en la porción suroeste del Río Magdalena, en donde dicha altitud presenta mayor extensión respecto de su similar morfometría pre-eruptiva.

Lo anterior tiene relación con el represamiento del cauce durante el evento de 1982, que formó un lago aguas arriba y su posterior ruptura, la cual generó un importante evento de aluvionamiento aguas abajo.

El mapa altimétrico de 1987 permite observar, cambios relacionados con la erupción de 1982 y la importante afectación de la erupción pliniana sobre el relieve, lo que modificó este parámetro, situación que en otro tipo de territorio requeriría de eventos tectónicos muy drásticos que favorecieran una intensidad súbita de erosión o acumulación exógena. Por tanto, se resalta la impronta significativa que tiene una erupción volcánica en la superficie.

3.2.2 Inclinación del terreno:

Este documento es de relevancia en un estudio geomorfológico, debido a que permite observar unidades que se encuentran caracterizadas por una inclinación específica e incluso agrupar morfologías y regiones con características similares. También ayuda a comprender y caracterizar el potencial de ocurrencia de procesos exógenos, bajo el criterio de que la inclinación de una superficie provee de energía a los agentes modeladores, favoreciendo la erosión en zonas de fuerte pendiente y la sedimentación en terrenos llanos.

En este estudio se utilizó la herramienta de ArcGis 10 denominada *Slope*, en la cual a partir del MDT, el programa interpola los datos de altitud de cada píxel y la distancia entre ellos, para generar un mapa de pendientes. Su elaboración automatizada facilita el manejo de los valores y la delimitación en rangos de inclinación, para seleccionar con criterios geomorfológicos aquellos que representen mejor a la zona de estudio y que resaltan las morfologías de interés.

Los documentos cartográficos obtenidos muestra la distribución de la inclinación del terreno en rangos, los cuales se han seleccionado para representar de manera clara el relieve y las pendientes predominantes en cada una de las regiones morfológicas, por tanto, se describen las inclinaciones más representativas de cada una de ellas.

Mapa 1981:

Montañas plegadas (I): esta región se encuentra caracterizada, de manera general por 4 rangos de inclinación y su distribución es heterogénea en todos los sectores que componen esta zona, como es de esperarse de las áreas montañosas.

Sin embargo, el análisis de su distribución permite interpretar rasgos específicos del relieve. En esta región de Montañas Plegadas, las inclinaciones representativas son aquellas que oscilan en los 6°-15° y de 15°-30°, las cuales representan las laderas de estas áreas, en donde los rangos predominantes son los mencionados y se relacionan con las porciones cercanas a las cimas del relieve rugoso característico de estas superficies (Fig.36).

Las inclinaciones mayores a 30°, representan escarpes litológicos y estructurales propios de los terrenos plicativos que conforman el sinclinal Buenavista al NW, donde el arreglo se muestra como escarpes escalonados en franjas de dirección WSW- ENE y algunos N-S, similares a la porción sureste de las fallas normales Chapultenango. Por su parte, para la zona perteneciente al anticlinal Caimba al noreste se observan como franjas concéntricas alrededor de las zonas cumbrales, mientras que su distribución en la estructura recumbente La Unión, las inclinaciones mayores a 30° se presentan en paralelo al cauce del Río Magdalena (Fig. 36).

Por otra parte, se observan inclinaciones entre 1°-6° mismas que se localizan en las porciones cumbrales y puertos de las estructuras de plegamiento. Estas pendientes son notorias en la parte que define al sinclinal Buenavista, en donde el arreglo de los estratos sedimentarios forman secciones a manera de cuevas que descienden hacia el NW. Asimismo, para los bloques que definen el semigraben Chapultenango al SE, dichas áreas se configuran en las partes cumbrales de los bloques que lo conforman (Fig. 36).

Edificio volcánico principal (II): las inclinaciones del terreno más representativas de esta región se ubican en el rango de los 15°-30°, las cuales definen las laderas exteriores inclinadas del edificio Somma y las porciones inferiores del domo Chichón, por lo que se relacionan con la génesis volcánica de emisión de lavas y piroclastos a partir de los focos de emisión. (Fig. 36).

Las inclinaciones >30° también son relevantes en esta zona, constituyen las laderas de mayor inclinación del Domo Chichón, del Domo SW, de los domos anulares de la caldera Somma y del anfiteatro que define el cráter de explosión del Cono de tobas Guayabal. Los primeros se relacionan con la génesis basada en la acumulación de lavas densas y viscosas que conforman las estructuras cóncavas, mientras que las de la última estructura descrita está vinculada con actividad destructiva. (Fig. 36).

Por otra parte, también es posible observar rangos de menor inclinación, las laderas definidas por el intervalo de 6°-15°, se observan sobre los interfluvios planos de las laderas exteriores del Somma y son típicas de depósitos piroclásticos. Asimismo, existen inclinaciones menores a 6°, lo que en esta región representan tanto la cima del Domo central, como el foso interior del cráter Somma. (Fig. 36).

Mapa de Inclinación del Terreno del volcán Chichonal (1981)

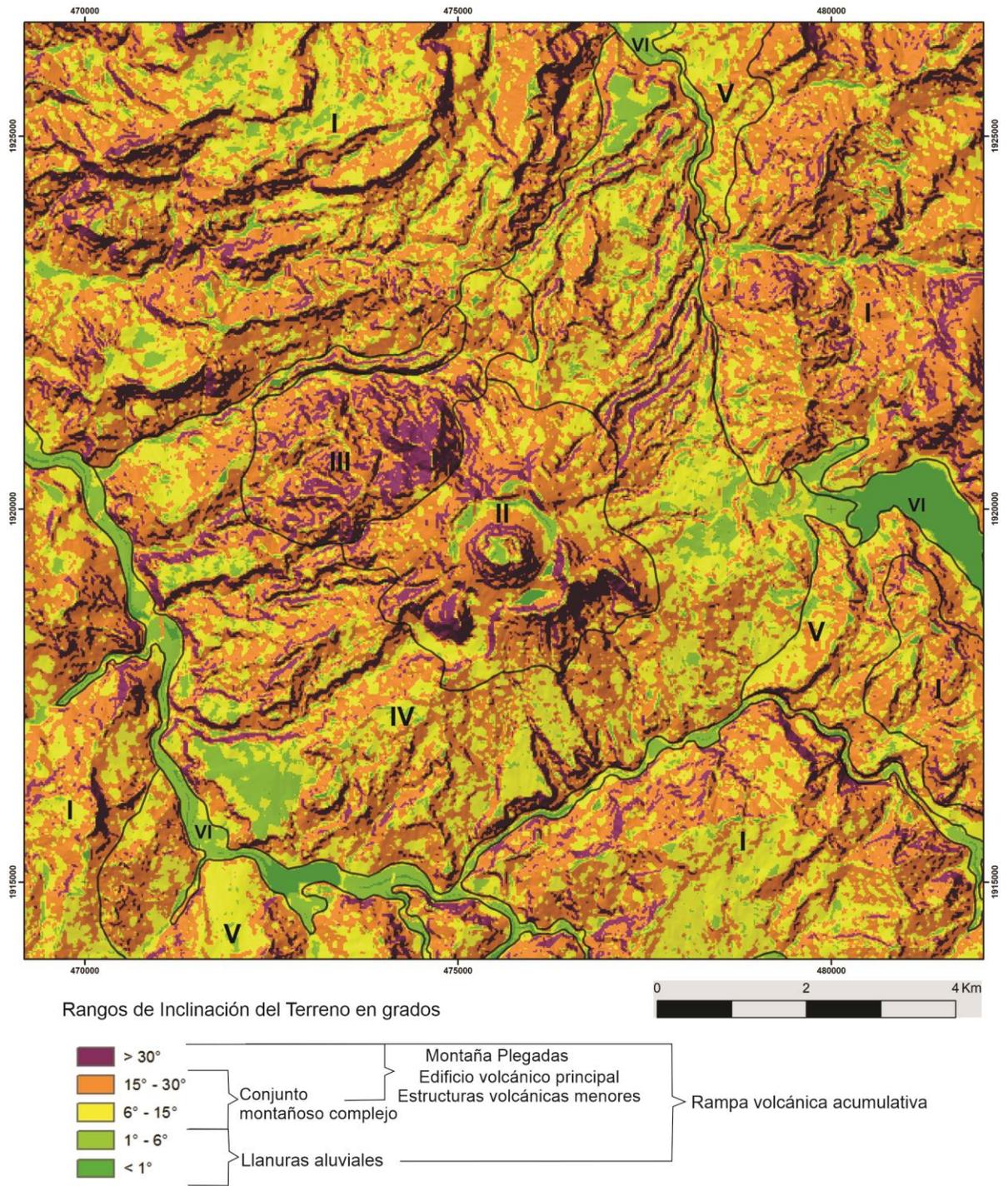


Figura 36. El mapa de inclinación del terreno permite visualizar las áreas escarpadas, subhorizontales, irregulares, y complejas de la zona de estudio. Como en el caso del altimétrico, las regiones comparten varios de los rangos de valores de inclinación, pero uno o un par de ellos son los que las caracterizan.

Estructuras volcánicas menores (III): esta es una área definida por laderas de fuerte inclinación caracterizadas casi en su mayoría por valores $>30^\circ$, la distribución se asocia con el Domo NW y sus porciones cumbreles, así como con el Domo Cambac, en un arreglo concéntrico que devela la génesis de la estructura, a partir de la emisión de lava viscosa en torno a un punto de emisión, dichas pendientes se mezclan con el rango de 15° - 30° conforme se alejan del área somital, definiendo un relieve rugoso y heterogéneo relacionado con la superficie de emplazamiento de detritos volcánicos (flujos de bloques y cenizas), asociados al colapso parcial del domo (Fig.36).

Por otra parte, hacia la porción norte de la región las inclinaciones son menores y se encuentran en el rango de 15° - 30° , en las áreas definidas por las laderas del Domo Capulín, el cual debido a su morfología de cima ancha y convexa, permite que en las áreas cumbreles se presenten pendientes en el rango de 6° - 15° (Fig.36).

Rampa volcánica acumulativa (IV): esta región presenta un amplio rango de inclinaciones del terreno, lo que obedece a su génesis basada en la acumulación de detritos volcánicos de caída y flujo durante la historia eruptiva del CVCh, lo que genera amplias superficies con una inclinación descendente a partir de las regiones II y III, a manera de rampas y relieves mesiformes disectados por valles profundos, producto de la competencia erosiva de sus materiales. Las inclinaciones que presentan el rango $>30^\circ$, son las laderas y frentes de relieves piroclásticos mesiformes, por lo que tienen un arreglo lineal que converge hacia las partes altas del volcán Chichón (Fig.36).

Las inclinaciones entre 15° - 30° , ocupan las laderas donde los terrenos preexistentes definen una morfología rugosa e inclinada, sobre la que se han emplazado los piroclastos emitidos. En este contexto, dichas pendientes flanquean los interfluvios de los relieves mesiformes que están caracterizados por el intervalo de 6° - 15° , con una pendiente descendente hacia las partes distales del Edificio Volcánico Principal. Este arreglo tiene una distribución preferencial en el suroeste, sur y noreste de la región (Fig.36).

Por otra parte, la inclinación de 1° - 6° se relaciona con las porciones cumbreles de los relieves mesiformes, donde los piroclastos han suavizado el terreno dando lugar a estas áreas de cimas subhorizontales en la porción SW y N, donde se presentan los ejemplos más claros. Asimismo, al este de la región se observan superficies con estas características, favorecidas por el continuo emplazamiento de flujos piroclásticos hacia ese sector durante la historia eruptiva holocénica del volcán Chichón (Fig.36).

Conjunto montañoso complejo (V): esta región de transición entre la montaña y las llanuras aluviales, se caracteriza por presentar inclinaciones en el rango de los 15°-30°, donde las laderas son cortas y con importante desnivel topográfico como en las áreas al sur y este de la zona de estudio, mientras que para la porción N, las pendientes predominantes recaen en el intervalo de 6°-15°, lo que se relaciona con una mayor superficie transitoria, con menor amplitud de laderas respecto de los terrenos montañosos (Fig.36).

Llanuras aluviales intermontanas (VI): debido a su génesis acumulativa, las áreas que conforman esta región presentan los rangos de inclinación más bajos de la zona de estudio, sin embargo, sus características intermontanas favorecen que las inclinaciones se mezclen con algunos pequeños alveolos de mayor pendiente. El Río Platanar al norte y el Magdalena-Susnubac al sur del Chichón, tienen un arreglo en donde la inclinación predominante es de 1°-6° grados flanqueados en sus límites por alveolos de 6°-15°, los que se relacionan con terrazas inclinadas (Fig.36).

Por su parte, la Llanura del Río Moba al este, se encuentra caracterizada por una superficie con una inclinación < 1°, lo que se relaciona con una mayor amplitud de las fronteras de esta porción de la región, así como la influencia acumulativa de flujos piroclásticos y depósitos de caída hacia ese sector de la zona de estudio, lo que ha aportado una gran cantidad de sedimentos volcanoclásticos en el área (Fig.36).

El mapa de Inclinación del Terreno de 1981, nos permite observar las inclinaciones del relieve previo a la erupción, por tanto, se puede interpretar que la exogénesis estaba regida por procesos erosivos fluviales en las laderas de más de 15°, producto de la configuración montañosa del área de estudio, así como gravitacionales en las superficies escarpadas de más de 30°, favorecidos por escarpes tectónicos, litológicos y geomorfológicos. Por otra parte, las áreas subhorizontales menores a 6° se relacionan con los relieves mesiformes y las llanuras intermontanas donde predominan los procesos de acumulación.

Mapa 1987:

En esta cartografía no se aprecia cambios marcados en los intervalos de inclinación del terreno del mapa pre-eruptivo, sin embargo, los arreglos y distribución se observan con mayor armonía y continuidad, por lo cual se detallan los aspectos más relevantes al interior de las regiones geomorfológicas.

Montañas plegadas (I): las inclinaciones del terreno más representativas de la región son las de 15° - 30° y $>30^{\circ}$, las cuales al igual que en el mapa anterior a la erupción, representan las laderas inclinadas de las estructuras de plegamiento y los escarpes tectónicos y litológicos propios de sus arreglos estructurales. El primer rango descrito se observa con una mayor continuidad en todas las porciones de las superficies montañosas, lo que se relaciona con un posible *rejuvenecimiento* del relieve a partir del manto de piroclastos de caída de la erupción de 1982 (Fig. 37).

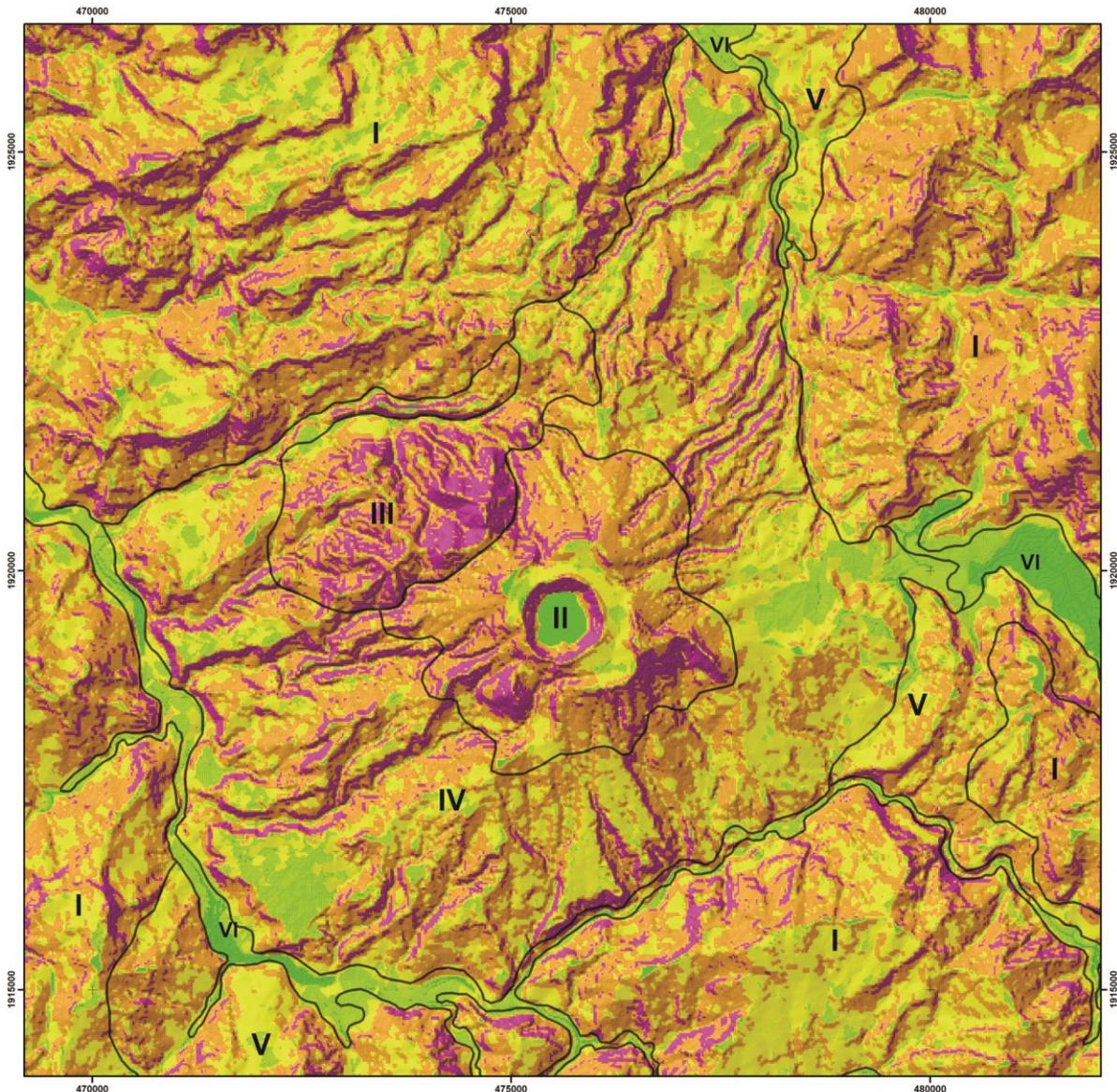
Similar condición de arreglo armonioso, se presenta en las porciones cumbreles del sector NW correspondiente con el Sinclinal Buenavista y el área al SE de los bloques del Semigraben Chapultenango, donde los rangos menores a 15° y hasta de 1° de inclinación, se observan con mayor continuidad y superficie ocupada, lo que también se relaciona con el depósito de materiales volcánicos de caída (Fig. 37).

Edificio volcánico principal (II): esta región presenta un cambio en la distribución de los rangos de inclinación del terreno visible, en la que en comparación con el mapa de 1981, se presentan todos los intervalos de pendientes. Los sectores definidos por laderas inclinadas $>30^{\circ}$, se presentan con mayor continuidad en las laderas del Somma, del Domo SW y del Cono de tobas Guayabal, asimismo el cambio más notorio es el arreglo anular al centro de la región, que caracteriza las laderas de fuerte inclinación del cráter de 1982 (Fig. 37).

Por su parte, los rangos de 6° - 15° y de 15° - 30° , se visualizan en áreas más continuas y armoniosas, asociadas con el manto de estas superficies por los piroclastos emitidos en 1982. En este contexto es notorio el cambio en superficie ocupada por el último rango hacia el interior de cráter Somma, en el área que se define como el foso caldérico. Por último, al centro y fondo del Cráter de 1982 se observa una inclinación $<1^{\circ}$, el cual en la actualidad aún se encuentra ocupado por un lago (Fig. 37).

Estructuras volcánicas menores (III): las laderas de fuerte inclinación caracterizadas casi en su mayoría por valores $>30^{\circ}$, asociadas con el Domo NW y el Domo Cambac, así como aquellas representadas por el intervalo de 15° - 30° , se observan con mayor continuidad. El cambio más relevante en la región se observa en su límite noroeste, en donde se distribuye una franja definida por pendientes $<15^{\circ}$, lo que se interpreta como acumulación de piroclastos que colmataron esa área, la más baja de dicha superficie (Fig. 37).

Mapa de Inclinación del Terreno del volcán Chichonal (1987)



Rangos de Inclinación del Terreno en grados

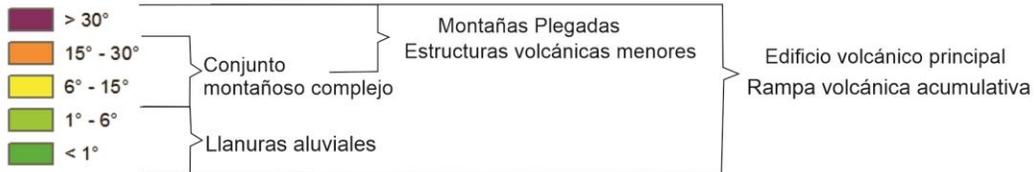


Figura 37. El mapa de inclinación del terreno de 1987 permite observar un cambio drástico en la región del Edificio Volcánico Principal, así mismo, los intervalos de pendientes se definen por poseer una mayor continuidad y armonía en sus arreglos.

Rampa volcánica acumulativa (IV): los intervalos de pendientes que se presentan para la región, en este mapa post-eruptivo, abarcan todos los rangos de inclinación, al igual que en otras regiones se denota una mayor continuidad en los arreglos de las inclinaciones que conforman sus laderas, lo que es lógico debido a que es la zona donde ocurre la mayor depositación de detritos de caída y los flujos piroclásticos (Fig.37).

Las inclinaciones de 6°-15° son las más representativas en los interfluvios y en las rampas piroclásticas del sector este, la cual se reconoce como la zona donde se emplazaron la mayor cantidad de flujos de bloques y cenizas en el evento eruptivo reciente. En el mismo sentido, las partes de menor inclinación con pendientes de 1°-6°, también se observan con mayor homogeneidad y continuidad en su distribución, lo cual es producto del manto de la superficie por materiales de caída sobre relieves subhorizontales (Fig.37).

Conjunto montañoso complejo (V): esta región es de transición y no se observan cambios súbitos en las inclinaciones que la definen. El arreglo de las pendientes entre la montaña y las llanuras aluviales, se caracteriza por presentar laderas inclinadas en los rangos de 15°-30° y de 6°-15°, lo que nos permite interpretar que fueron suavizadas por los materiales de caída en la erupción de 1982 (Fig.37).

Llanuras aluviales intermontanas (VI): las áreas que definen esta región geomorfológica se vieron altamente influenciadas por la erupción de 1982. Para el Río Platanar al norte, se observan pocos cambios, lo más perceptible es la disminución en el extremo norte de los alveolos con inclinación de 6°-15°, lo que se relaciona con la depositación y aluvionamiento de materiales volcanoclasticos, por lo que ahora predominan las pendientes de 1°-6 (Fig.37).

La llanura del Río Moba al este, presenta una franja con inclinación de 1°-6°, en su frontera con la Rampa Volcánica Acumulativa, la causa de dicho cambio morfológico, obedece a que esa zona fue afectada por el emplazamiento de flujos piroclásticos en la erupción de 1982, por lo que esa superficie subhorizontal representa las porciones distales y frentes de los depósitos (Fig.37).

Por su parte la llanura del Río Magdalena, se observa con un arreglo heterogéneo en donde hay alveolos de inclinaciones superiores a los 6°, sobre todo en las en sus límites laterales del sur y sureste de la región, mientras que en la porción occidental el arreglo entre los rangos de

6°-15°, 1°-6° y <1° grado, es caótico. Lo anterior se relaciona con diversos flujos piroclásticos que fueron canalizados por los cauces de la Rampa Volcánico Acumulativa que drenan al río principal (Magdalena-Susnubac). Los materiales emitidos formaron una presa natural temporal, su colapso desencadenó lahares que depositaron sus materiales a manera de terrazas y barras aguas abajo (Fig.37).

El mapa de Inclinación del Terreno para 1987, denota la impronta que la erupción de 1982 tuvo sobre el relieve de la zona de estudio, en la que las áreas con laderas heterogéneas, abruptas e inclinadas, fueron suavizadas producto del manto de piroclastos de caída, en el mismo sentido los relieves mesiformes y las rampas piroclásticas ampliaron sus superficies subhorizontales. En contraste, las llanuras aluviales intermontanas fueron modificadas a partir de la removilización del material volcanoclástico a través de sus cauces, por lo que muestran mayor heterogeneidad y arreglos caóticos en las pendientes que las definen.

3.2.3 Densidad de la disección:

El mapa muestra la cuantificación de los cauces por unidad de superficie, por tanto, es un documento que proporciona datos cuantitativos sobre la erosión fluvial y permite interpretar la ocurrencia de los procesos denudativos, asociados a la escorrentía concentrada en el territorio de estudio.

En su elaboración se utilizó la topografía 1:25 000 y una malla de medición de 1 km², sobre esta base se trazaron las principales corrientes fluviales y se los afluentes asociados. Una vez trazados todos los talwegs, fueron medidos con el apoyo de un curvómetro digital, calibrado a la escala del mapa, y se obtuvo un valor central en cada una de las unidades de área, mismos que se capturaron en una base de datos.

Los valores numéricos fueron importados al programa ArcGis 10, como un mapa de puntos, después se aplicó la interpolación *Natural Neighbor*, que se encuentra en la herramienta de *Raster Interpolation*. Se seleccionó dicho método, debido a que se atiende a los datos puntuales de la base original, usándolos para generar un mapa raster en el que el número asignado a cada píxel varía en función del valor vecino, por lo que las cantidades siempre se encuentran dentro del rango máximo y mínimo de las mediciones, evitando así la inferencia de valores.

De esta manera, se obtuvieron documentos cartográficos en los que se muestra la densidad de la disección, donde los valores mínimos medidos son de 5 km/km², mientras que los máximos son de 19.7 km/km². La distribución de todos los datos presentan una curva normal con media de 12.9 km/km² y desviación estándar de 2.4 km/km², por lo cual se optó por representar los valores en seis intervalos aritméticos a cada 2.5 km/km², agrupados en tres rangos cualitativos: Mínimos (<7.5; 7.5-10), Medios (10-12.5; 12.5-15) y Máximos (15-17.5; >17.5).

Lo anterior se hace por dos razones relevantes a este trabajo: la primera es que los datos numéricos permiten hacer comparaciones con el mapa post-eruptivo correspondiente, además que dan detalle a la cartografía y facilitan su interpretación. Por su parte, los rangos cualitativos son necesarios para realizar sobreposiciones de valores máximos y mínimos con miras a realizar el mapa de intensidad de modelado (que será explicado en su sub-apartado correspondiente).

En este sentido, la densidad de la disección se asocia con aspectos entremezclados como la estructura y litología de los sustratos, la inclinación del relieve, edad y tiempo de exposición de una superficie a los agentes exógenos fluviales, así como con la competencia erosiva de los materiales, entre los más evidentes. Por lo tanto, el análisis estos mapas se facilita cuando se le enfoca en función a las regiones geomorfológicas.

Mapa 1981

Montañas Plegadas (I): la génesis de esta región, asociada con esfuerzos plicativos y deformaciones tectónicas sobre sustratos sedimentarios antiguos, así como su morfología de laderas heterogéneas de diferentes alturas e inclinaciones, favorece la presencia de todos los valores de densidad de la disección (Fig. 38).

El sector NE y E dominado por las laderas del anticlinal Caimba, favorece la presencia de valores máximos de densidad de la disección en donde los valores de > 17 km/km², se presentan como alveolos pequeños rodeados por los valores de 15-17.5 km/km². Estas superficies representan las laderas conformadas por estratos sedimentarios susceptibles a la erosión fluvial (areniscas y lutitas), la cual ha remontado y erosionado los flancos internos que miran hacia el núcleo del anticlinal, por medio del desarrollo de circos erosivos y arreglos dendríticos de los cauces. El resto de esta porción de la región I, presenta valores medios donde la diferencia de entre los índices 12.5-15 y 10-12.5 km/km², se relaciona con cambios en la inclinación de las laderas. (Fig. 38).

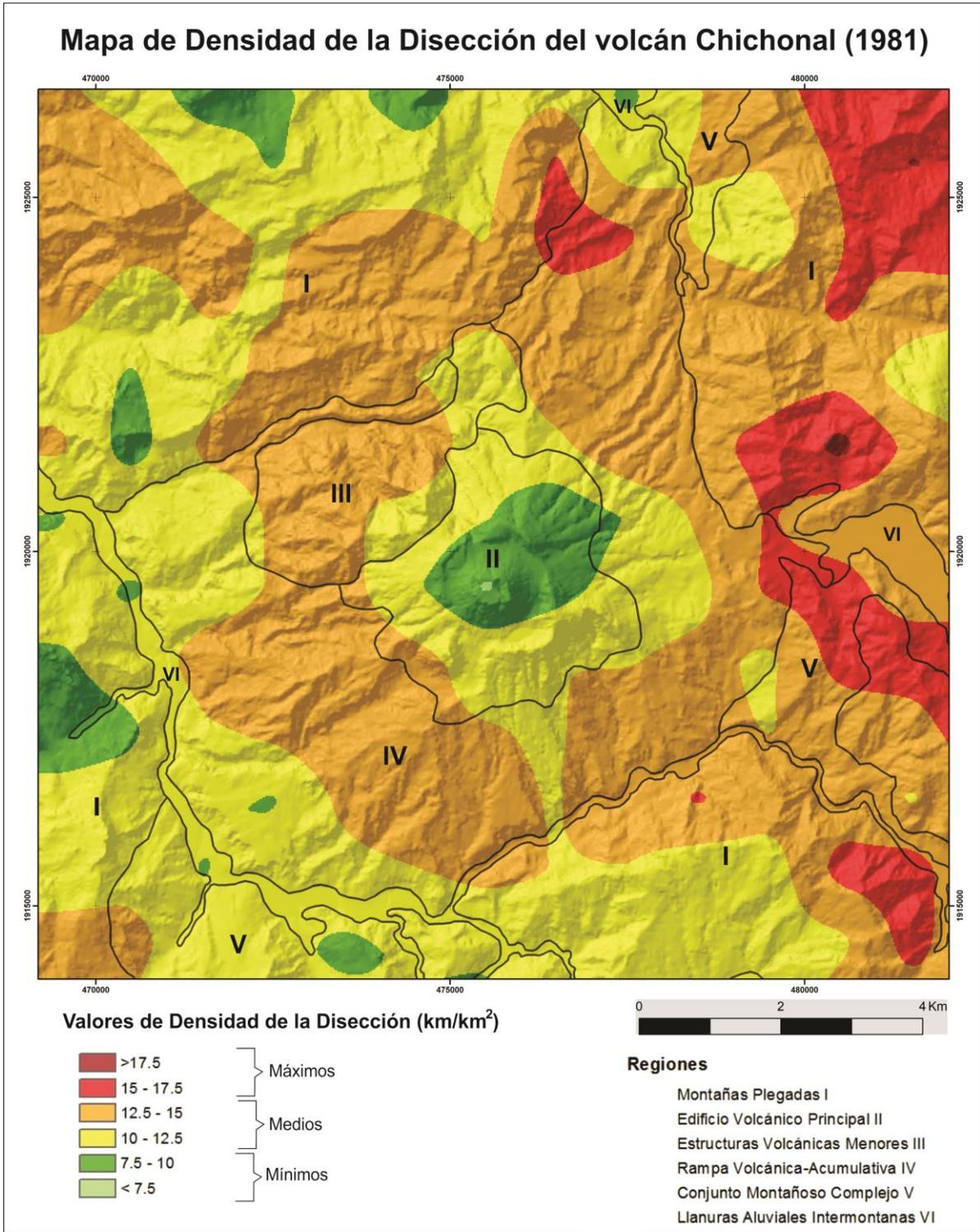


Figura 38. El mapa de densidad de la disección permite visualizar de manera sintética las zonas donde los procesos fluviales han modelado en mayor o menor medida el relieve, así como inferir parámetros geológico-geomorfológicos y zonificar procesos de erosión-acumulación. El analizar el mapa en función a las regiones nos ayuda a comprender aspectos que caracterizan cada uno de los territorios que componen el área de estudio.

Para el sector SE, conformado por los bloques montañosos del sistema de fallas normales Chapultenango, se observa un frente de valores máximos del rango de 15-17.5 km/km², que se asocia con la erosión remontante intensa en su flanco noreste, favorecido por el cauce del Río Magdalena, e interpretado como un flanco que expone litologías más competentes ante los procesos erosivos fluviales. El resto de estas superficies escalonadas en arreglo de semigraben que desciende hacia el volcán Chichón, se ve dominado por los valores medios, donde las laderas colindantes con el río mencionado presentan los valores de 12.5-15 km/km², mientras que las laderas interiores y con orientación al sureste presentan valores de 10-12.5 km/km² (Fig. 38).

El sector SE relacionado con el plegamiento recumbente del anticlinal la Unión, presenta valores de densidad de la disección medios, en el rango de los 10-12.5 km/km², lo que se relaciona con inclinaciones homogéneas de sus laderas, con un aumento en su porción sur, relacionada con la amplitud de laderas, ya que esta porción presenta mayor altitud. Por otra parte, se observa un alveolo con una densidad baja de 7.5-10 km/km², que puede estar asociado con una litología más resistente y un arreglo subhorizontal en ese sector (Fig. 38).

Por último, en el sector NW representado por las laderas del sinclinal Buenavista, se observa un arreglo de valores medios de 12.5-15 km/km², en la franja de laderas escarpadas que miran en dirección al Chichón, así como en el flanco occidental de esta área montañosa. Esta situación se relaciona a la exposición de los estratos sedimentarios compuestos por capas de lutitas y areniscas, que fueron levantados y expuestos debido al abombamiento de la estructura relacionada con el emplazamiento de la cámara magmática del Chichón, dando lugar a una morfología de cuestas monoclinales con frentes francos.

Las laderas que descienden hacia el NW, por tanto, se ven modeladas por densidades medias 10-12.5 km/km² y bajas de 7.5-10 km/km², donde la litología es más resistente y se encuentra menos fracturada (Fig. 38).

Edificio volcánico principal (II): en esta región podemos enmarcar dos rangos cualitativos de densidad de la disección, medios y mínimos, ordenados en un arreglo concéntrico. En un primer acercamiento, esto nos permite inferir una incisión relativamente homogénea y baja asociada a los materiales masivos que conforman las estructuras volcánicas.

Los valores medios (10-12.5 km/km²), se encuentra distribuidos en las partes bajas y antiguas del edificio Somma (~276 ka) y el Domo SW (~217 ka). Si bien se trata de formas de relieve constituidas por lavas masivas, la edad, las fuertes pendientes (>30°) y la amplitud de las laderas favorecen el actuar de los procesos fluviales, desarrollando sistemas de drenaje que comienzan a integrarse (Fig. 38).

Por otra parte, los valores < 7.5 km/km² corresponden a la parte cumbral del Domo Central, mientras que sus laderas y el flanco NE de la región presentan el intervalo de 7.5-10 km/km². La explicación de la baja densidad de drenaje se asocia con la edad reciente de la estructura dómica (~550 A.P) y una litología resistente a los procesos de intemperismo y erosión (lavas viscosas y masivas).

Para el sector nororiental, la baja disección está relacionada con la emisión y emplazamiento de depósitos piroclásticos (caídas y flujos), que han colmatado los valles y barrancos que comenzaban a desarrollarse tras cada periodo eruptivo, por lo que la red fluvial tuvo que reiniciar su trabajo erosivo posterior a la erupción pliniana de hace 550 A.P. (Fig. 38).

Estructuras volcánica menores (III): La densidad de disección en esta región sólo comprende valores medios, sin embargo, la variación en la distribución entre los de 10-12.5 y 12.5-15 km/km², permite inferir que si bien se trata de estructuras dómicas con una composición homogénea entre sí y edades que van de los 187 ka a los 80 ka (todas del Pleistoceno), la inclinación, altura relativa y área ocupada por ellas, fomenta la integración de las redes de drenaje, en un arreglo que va de las porciones cumbrales de los domos y se densifica hacia porciones basales (Fig. 38).

De manera puntual el Domo NW presenta los valores de 12.5-15 km/km², debido a que tiene una superficie mucho más amplia y susceptible de ser erosionada, lo que se asocia a la fuerte inclinación y amplitud de sus laderas, pero también ésta densidad, puede atribuirse a que la estructura dómica pudo haberse formado por la acumulación de lavas a partir de diversos focos, lo que favorece la incisión de las corrientes entre las fronteras geomorfológicas de los flujos lávicos. No se descarta una textura macrocristalina de las rocas susceptible al intemperismo en áreas tropicales, que permitirían una mayor disección de las laderas (Fig. 38).

Por su parte, el intervalo de 10-12.5 km/km² se presenta sobre los domos Capulín y Caimba, que son de menores dimensiones y con laderas convexas de poca amplitud, que no favorecen la diversificación de una red de drenaje densa sobre las áreas que ocupan. Asimismo, su posición baja con respecto a la región II, ocasiona que los detritos volcánicos emitidos por el Chichón favorezcan que el relieve se haya sido *suavizado* a lo largo de la historia geológica de y que el sistema de drenaje se concentre en unas pocas corrientes colectoras que drenan estas áreas (Fig. 38).

Rampa de acumulación volcanoclástica (IV): esta región es homogénea, presenta valores medios asociados con la constante actividad mixta de depositación y erosión de los detritos volcánicos, emitidos durante la historia eruptiva del CVCh. La magnitud y volumen de productos depositados ha variado en cada una de las etapas, acumulando gran cantidad de material en los momentos de actividad o siendo profusamente erosionadas durante los periodos de calma. Lo anterior, tiene como consecuencia un cierto equilibrio en cuanto la diversificación de las redes de drenaje que se ve reflejada en el mapa de densidad de disección.

Los valores que van de 10-12.5 km/km², se encuentran en las partes proximales al edificio principal en el sector NE, donde se han distribuido la mayoría de los depósitos recientes, mientras al SW, se localizan en las partes distales de la rampa asociadas al bajo gradiente de inclinación de las laderas que va de 1° a 6°.

Los valores medios de 12.5-15 km/km², se comportan justo de manera inversa, para el flanco nororiental de la rampa pueden atribuirse a un modelado más intenso de los flancos y frentes de flujos piroclásticos por erosión remontante favorecida por la competencia de los materiales, mientras que para el suroccidente de la región este valor se asocia a una mayor inclinación de las laderas (6° hasta 30°).

En la región existen dos pequeñas islas de valores máximos (al N y NE) y un alveolo de mínimos (SW). Los primeros se explican por ser depósitos de flujos de bloques y cenizas, asociados al Domo Capulín que fueron emplazados entre 48-102 ka, por lo que su edad y litología los ha hecho susceptibles a ser erosionados, mientras que el sector E, favorece la densificación fluvial en los frentes de los depósitos piroclásticos del Holoceno. En el lado opuesto, el relieve mesiforme (Mesa Tlanchinol), cuya porción más distal es también una de las menos inclinadas, no favorece la densificación de los ríos.

Conjunto montañoso complejo (V):

Esta zona agrupa valores medios de densidad de la disección, sin embargo, en algunos sectores es posible visualizar máximos y mínimos. Para el sector norte, se encuentran intervalos de 10-12.5 y hasta 12.5-15 km/km², asociados con una nivelación del relieve que favorece mayor integración de los fluvios, es decir, que su morfología es de poca inclinación y que ha sido modelada por intensos procesos de erosión hasta llegar a un nivel medio de densidad de disección.

El sector este, presenta los mismo valores señalados, sin embargo, se observa una franja de 15-17.5 km/km², que se relaciona con el fracturamiento de las rocas asociada a la falla lateral siniestra San Juan, lo que favorece el desarrollo de los ríos sobre estructuras disyuntivas.

El sector sur, se ve caracterizado por el valor medio de 10-12.5 km/km², relacionado con una inclinación homogénea de las laderas de esta zona de transición, sin embargo, la presencia del valor de 12.5-15 km/km² y un alveolo de 7.5-10 km/km², pueden asociarse con cambios en el gradiente y amplitud de las pendientes.

Llanuras aluviales intermontanas (VI).

Es de esperarse que en estas regiones se presenten los valores más bajos de densidad de disección, debido a un decremento de la inclinación del terreno que favorece los procesos de sedimentación. Sin embargo, los valores que se observan recaen en los intervalos medios y algunos alveolos bajos, lo que se atribuye a que las llanuras son estrechas y entran en contacto con laderas de las regiones I, IV y V, lo que aumentan la cantidad de km lineales de talwegs por km² medido.

En este contexto, la llanura aluvial intermontana del río Platanar al norte es bastante estrecha y hace de frontera entre el anticlinal Caimba y el sinclinal Buenavista, adquiriendo de esos sectores una mayor densidad de disección (valores medios), sin embargo, es notorio el alveolo de valor bajo de 7.5-10 que se localiza al extremo norte, donde la llanura se amplía. Lo mismo sucede a la planicie del Río Moba, la cual muestra valores medios debido a la influencia de la falla San Juan y la densificación que provoca sobre las laderas inmediatas colindantes.

Para la zona de planicie que pertenece al río Susnubac-Magdalena (S, SE y SW), los valores son medios en general y se explican porque este fluvio es una frontera estructural entre los anticlinales Caimba, La Unión y la zona de fallas normales Chapultenango, con la rampa volcánica acumulativa del Chichón. Lo anterior, en conjunto con las características litológicas (secuencias sedimentarias terciarias y cretácicas - rocas volcánicas cuaternarias) y geomorfológicas (rampa volcánica acumulativa - montaña), le confieren los datos de otras zonas con mayor disección. Sin embargo, de manera puntual, hacia su parte occidental se presenta valores mínimos que son característicos de las zonas donde predomina el aluvionamiento.

El relieve pre-eruptivo, visto desde el punto de vista de la densidad de la disección, presenta una distribución ordenada en arreglos concéntricos, en donde la predominancia de los valores medios sugiere un sistema erosivo fluvial denso e integrado, que adquiere matices de equilibrio. Los intervalos de rangos mínimos corresponden, en gran medida, con zonas cumbreles en donde la erosión remontante aún no actúa o bien con áreas de aluvionamiento, mientras que en el otro extremo, los máximos, están asociados con fuertes procesos de deformación tectónica o de materiales competentes que favorecen la incisión y densidad de cauces que fomentan la erosión fluvial.

Mapa 1987

En la cartografía de densidad de la disección post-eruptiva, es posible observar un arreglo de zonificaciones que se presenta en bandas y amplias áreas de valores continuos, que de manera general permite observar un incremento de la actividad erosiva fluvial, posterior a la erupción de 1982. Para el caso específico de cada región se destacan los aspectos más relevantes en este sentido.

Montañas Plegadas (I): el sector NE y E se observa con valores de densidad de la disección medios predominantes en el rango de los 12-15 km/km², los cuales aumentan en superficie respecto del mapa de 1981, lo que nos indica una mayor densificación de los ríos que disectan este sector del anticlinal Caimba. Asimismo, en las partes altas se observan alveolos de 15-17.5 km/km², lo que puede inferirse como una propagación de la red fluvial por erosión remontante hacia zonas cumbreles en donde la inclinación y el emplazamiento de depósitos de caída, favorece la presencia de cauces erosivos en arreglos dendríticos densos (Fig. 39).

Para el sector SE del semigraben Chapultenango, se observa una distribución homogénea de los índices de densidad de disección, en particular del rango 12.5-15 km/km², el cual bordea las laderas que descienden hacia la llanura aluvial intermontana del río Magdalena-Susnubac, lo que es indicador de una integración de los ríos. Los alveolos de valores de 15-17.5 km/km², pueden asociarse con morfologías de circos erosivos, mientras que la franja con el rango de 10-12.5 km/km² se atribuyen al emplazamiento de detritos volcánicos que *rejuvenecieron* el relieve. Asimismo, la banda central de estos valores medios se interpreta como una zona en donde se conservaron los parámetros erosivos de las laderas (Fig. 39).

El sector SE (anticlinal la Unión) también presenta una redensificación general hacia valores de 12.5-15 km/km², con alveolos aislados de 15-17.5 km/km², situación que permite interpretar que fue afectado por piroclastos de caída del Chichón, favoreciendo la formación de cauces erosivos, debido al material competente que representan esos detritos volcánicos en este relieve montañoso (Fig. 39).

Por último, el sector del sinclinal Buenavista al NW es el que representa el cambio más drástico en los valores de densidad de la disección de esta región. En este sentido se observa una franja ancha definida por valores máximos de 15-17.5 km/km², que se distribuye sobre el flanco oeste y en los frentes que miran al sur de la cuestas monoclinales que conforman este relieve. El resto de las vertientes se ve caracterizado por valores medios de 12.5-15 km/km², y un alveolo de 10-12.5 km/km², en la porción cumbre. Lo anterior, también se relaciona con el emplazamiento de materiales de caída sobre este relieve rugoso y escarpado, de inclinaciones que favorecen la densificación del drenaje (Fig. 39).

Edificio volcánico principal (II): en esta región, la más afectada por la erupción de 1982, se observan modificaciones en los valores de densidad de la disección respecto del mapa pre-eruptivo. Al centro se distingue un alveolo de 7.5-10 km/km², el cual representa el fondo del cráter de 1982 y los ríos que empiezan a afectar sus laderas interiores, razón por la cual, a pesar de que el fondo de la estructura de explosión está ocupada por un lago, no se observan valores de menor densidad (Fig. 39).

Las laderas este y sur, así como el Somma, conservan los valores medios de 10-12.5 km/km², situación que se asocia a un *rejuvenecimiento* del relieve por la caída de detritos volcánicos y su inmediata disección, lo que es común en las primeras etapas posteriores a una erupción en

relieves volcánicos. Sin embargo, hacia los flancos norte y oeste la red de drenaje se densificó, lo que se interpreta como un avance de la erosión remontante de los ríos que disectan las regiones colindantes, situación coincidente si se observan los valores del mapa de 1981 de 12.5-15 km/km², en ese sector del Chichón (Fig. 39).

Estructuras volcánicas menores (III): La densidad de disección en esta región presenta un aumento significativo hacia valores máximos de 15-17.5 km/km², que se distribuyen sobre las laderas del Domo NW, lo que se relaciona con una redensificación fluvial producto de la formación de cauces erosivos en sus laderas inclinadas, las cuales fueron cubiertas por mantos de piroclastos competentes a la removilización hídrica. Así mismo, el resto de la región presenta un valor medio que aumenta al rango de 12.5-15 km/km², situación relacionada al cambio en inclinación del terreno e integración de la red densa de las laderas altas (Fig. 39).

Rampa volcánica acumulativa (IV): esta región, la cual era bastante homogénea en el mapa de 1981, presenta un arreglo caótico en la distribución de los valores de densidad de la disección. Los valores máximos ubicados al noreste y oeste de la región, pueden estar relacionados con el avance de erosión remontante a partir del desarrollo de cauces secundarios captados por valles profundos de alta energía hídrica (Fig. 39).

Las áreas representadas por los valores medios de 12.5-15 km/km², conservan su distribución respecto del mapa anterior a la erupción, los cambios hacia mayores o menores densidades se interpretan como variaciones en el relieve entre el *rejuvenecimiento* por manto de piroclastos y la redensificación por la competencia erosiva de los detritos volcánicos recientes (Fig. 39).

Por su parte, el aumento en la distribución de valores de densidad media de 10-12.5 km/km² y los índices bajos de 7.5-10 km/km², que se observan en la porción norte, este, sur, suroeste y noroeste de la región; indican que los cambios en inclinación de la rampa volcánica acumulativa, producen una mayor integración de los cauces, aunado a que los relieves mesiformes y los ríos que disectaban someramente sus interfluvios fueron sepultados por piroclastos en la erupción de 1982 (Fig. 39).

Mapa de Densidad de la Disección del volcán Chichonal (1987)

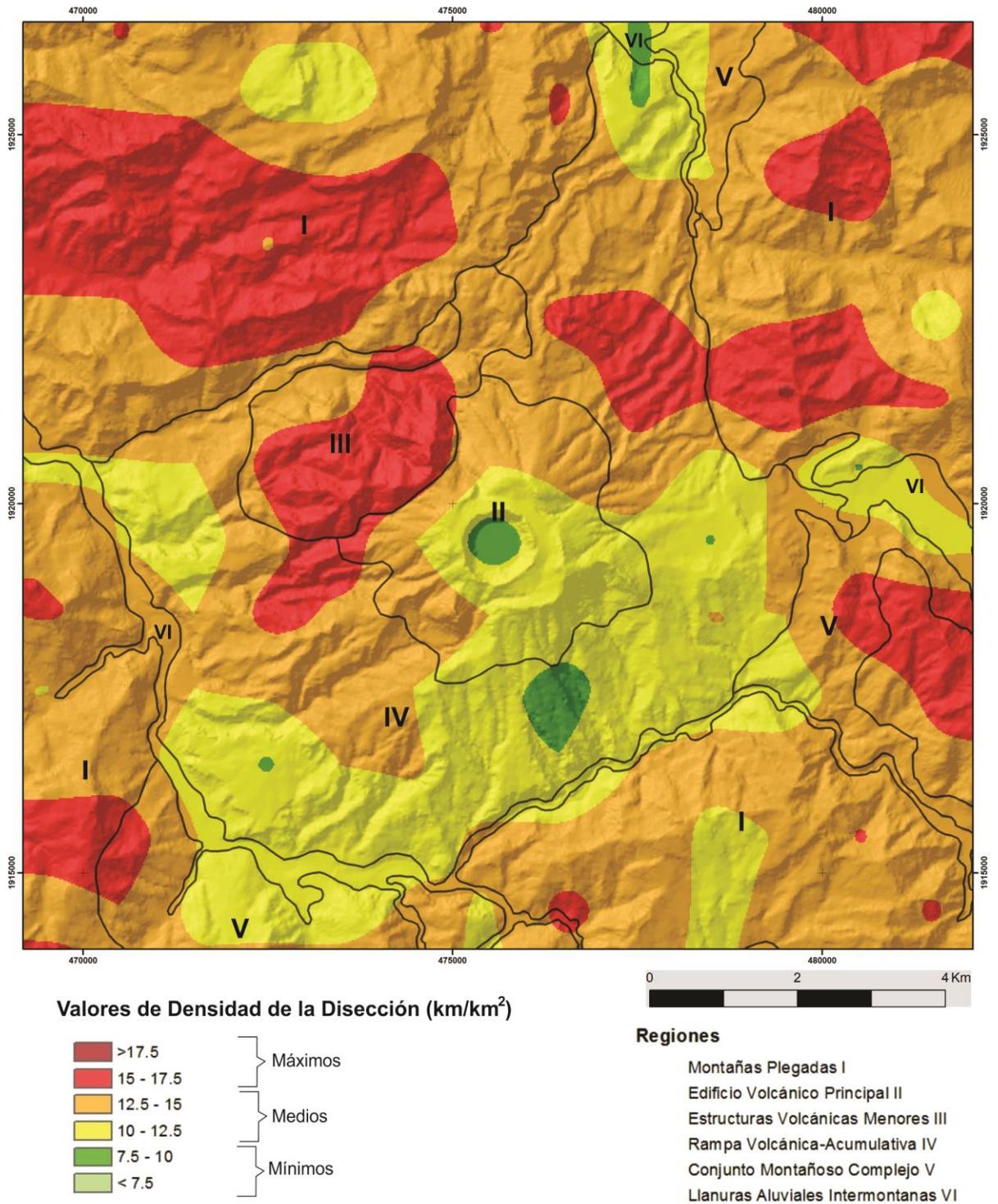


Figura 39. El mapa de densidad de la disección para este periodo permite observar un arreglo diferente respecto de la distribución de los ríos, lo que se relaciona con la influencia que los depósitos de caída tuvieron sobre el área, posterior a la erupción de 1982.

Conjunto montañoso complejo (V): para esta región, se observan variaciones de los mismos valores de densidad que la caracterizaba previo al evento eruptivo de 1982. Sin embargo, el cambio se puede generalizar como un aumento hacia valores de 12-15 km/km², situación que para estas zonas de transición implica un aumento de cauces erosivos hacia las partes altas producto de la presencia de materiales susceptibles a ser erosionados (Fig. 39).

Llanuras aluviales intermontanas (VI): como se mencionó antes, los valores de estas superficies estrechas no son representativos de una llanura aluvial y retoman los valores que, en general, aumentaron en las regiones adyacentes. El único caso que destaca es del sector norte asociado con el Río Platanar, en el cual el valor de densidad de 7.5-10 km/km², presenta un aumento de área, que se propaga hacia la rampa volcánica acumulativa lo que indica que se favoreció la acumulación (Fig. 39).

Como se observa en la figura 39, la erupción de 1982 tuvo efectos importantes en la red fluvial de la zona de estudio, los aumentos son claros en la densidad de cauces, no obstante, hay que destacar que la mayoría de ellos se trata de fluvios cortos, formados a partir de la erosión remontante de laderas inclinadas sobre las que se depositaron detritos volcánicos. El aumento predominante de la densificación de ríos hacia el norte del área, puede deberse a que la mayor parte de los piroclastos de caída fue dirigido hacia ese sector durante la formación y colapso de las columnas plinianas.

3.2.4 Erosión Potencial

La construcción de este mapa toma en cuenta dos variables fundamentales del relieve, que condicionan la capacidad de acción de los agentes fluviales y gravitacionales, dichos parámetros son: la inclinación del terreno y la densidad de la disección.

La combinación de estos factores indica la susceptibilidad a la erosión y establece una relación proporcional, en la que una superficie con fuerte inclinación del terreno y una importante densidad de cauces, proporciona un alto potencial de acción de los agentes erosivos exógenos. Sin embargo, ambos parámetros tienden a equilibrarse mutuamente, por ejemplo, puede existir una densa red de drenaje pero si la inclinación es ligera, el resultado será un bajo potencial erosivo. El documento cartográfico, por tanto, es complejo y requiere de parámetros y criterios geomorfológicos para su creación.

Sobre cada área de medición, se escoge la ladera más representativa (descartando los parteaguas), es decir, la que en su configuración geométrica y de inclinación tenga mayor similitud con las demás. Este elemento del relieve y sus parámetros morfológicos, junto con la intensidad areal de la acción fluvial, será la que presente las condiciones más típicas sobre las cuales puede existir erosión.

A dicha morfología se le mide la pendiente y se captura el valor de la tangente, posterior a ello, sus valores se multiplican por los de densidad de la disección, para luego ser divididos entre el área.

La fórmula de para determinar el índice de erosión potencial es la siguiente:

$$EP = (DD) (\tan X) / A$$

Dónde: EP= erosión potencial

DD= densidad de la disección

tanX= tangente de la pendiente de ladera más representativa

A= área de la superficie medida

Con esto se obtiene un índice de valores para cada uno de los cuadrantes de medición del área de estudio, que son importados al programa ArcGis 10, a los que se les aplica la interpolación *Natural Neighbor*, para generar el raster de Erosión Potencial. Estos mapas nos permiten visualizar las zonas que son más o menos propensas a ser erosionadas y se expresa como un rango numérico de susceptibilidad.

En este caso los valores se encuentran en un rango que va desde 0.17 hasta 14.8, ordenados en una campana normal que se recorre hacia los valores bajos, con una media de 3.9. Dicha distribución y sus desviaciones estándar (± 1.7) no son coincidentes con la división en rangos aritméticos que de ser separados en 6, tendrían intervalos cada 2.4.

Por tanto, bajo un criterio geomorfológico, donde lo relevante es evidenciar si el potencial erosivo es alto o bajo, se usan los intervalos aritméticos y se normalizan en seis rangos a cada 2.5, mismos que para fines de análisis y comparación con anteriores mapas, se agrupan en tres rangos cualitativos: máximos (>12.5 y $10-12.5$), medios ($7.5-10$ y $5-7.5$) y mínimos ($2.5-5$ y <2.5).

De manera general, la distribución de los valores de erosión potencial en los mapas generados, indican que el relieve de la zona de estudio no es propenso ante los agentes erosivos, pues la mayor parte del área presenta valores mínimos, sin embargo, las zonas de valores medios y puntualmente de valores máximos nos reafirman las superficies más susceptibles al modelado exógeno.

Mapa 1981

Esta cartografía presenta la distribución de las áreas con mayor potencial erosivo del relieve antes de la erupción de 1982; es importante resaltar que los índices de valores máximos no se observan para el mapa pre-eruptivo, situación que se interpreta como una condición de estabilidad aparente del sistema geomorfológico. Como en otros documentos cartográficos los análisis se realizan en función a las regiones geomorfológicas (Fig. 40).

Montañas Plegadas (I): Los valores que se observan en las áreas que conforman esta región, abarcan de los mínimos (< 2.5; 2.5 - 5) a los medios (5 - 7.5; 7.5 - 10). El sector noreste y este, pertenecientes al anticlinal Caimba, presentan una distribución de valores medios en las laderas interiores de los flancos que miran hacia el núcleo del plegamiento, donde la distribución de cauces aumenta en densidad debido a la morfología de las vertientes. Los alveolos centrales, se relacionan con la influencia de las fallas Arroyo La Cal y San Juan, donde la actividad tectónica favorece estructuras de debilidad e incisión fluvial. El resto de la zona se encuentra definida por valores mínimos, lo que es indicador de que la relación entre la inclinación del terreno y la densidad de disección presenta estabilidad e integración (Fig. 40).

Para el sector SW, definido por el sistema de fallas normales Chapultenango, sólo se observa un área de valores de 5 - 7.5, en la ladera de frente de falla con inclinación mayor a 15° y en contacto con la llanura aluvial del Río Magdalena-Susnubac, lo que le imprime mayor potencial erosivo. Por otra parte, el resto de la región se ve ocupada por valores bajos, indicador de que la inclinación del relieve y la densidad de disección mantienen un aparente equilibrio geomorfológico. Similar condición se presenta en la superficie del anticlinal La Unión al suroeste, donde solo las áreas de mayor altitud y concentración de ríos presentan valores medios de erosión potencial (Fig. 40).

Para la región montañosa del Sinclinal Buenavista al noroeste, se observa una gran franja de valores de erosión potencial de 5 - 7.5, en los frentes estructurales de las cuestas monoclinales que definen el sector. Este hecho se explica debido a que al ser las formas de relieve de mayor inclinación, son más susceptibles a generar taludes coluviales y depósitos detríticos producto de procesos de remoción en masa. Por lo tanto, se convierten en áreas susceptibles de ser erosionadas por la actividad fluvial. El resto de esta superficie montañosa presenta valores mínimos, relacionados con la estabilidad estructural de los dorsos de cuestas que mantienen una inclinación homogénea (Fig. 40).

Edificio volcánico principal (II): Esta área presenta valores medios de 5 - 7.5 en dos sectores, la ladera SE del edificio Somma, que debido a su inclinación y morfología de anfiteatro, presenta las condiciones propicias para dar paso a procesos erosivos. Por otro lado, en la frontera noroeste con la región III entre las laderas del Somma y el Domo NW, la presencia de este valor se favorece debido a que la incisión fluvial se magnifica, a partir del desarrollo y concentración de cauces en la zona de contacto geomorfológico entre las estructuras volcánicas (Fig. 40).

El resto de la zona presenta un valor de erosión potencial mínimo de 2.5 - 5 que se asocia a la baja densidad de disección, como respuesta a un relieve constituido por estructuras volcánicas recientes (lavas masivas), lo que les confiere estabilidad y resistencia a los procesos de ladera y fluviales (Fig. 40).

Estructuras volcánicas menores (III):

Sobre estas estructuras dómicas existe una distribución escalonada en los rangos de erosión potencial, la cual bajo la óptica de la inclinación del terreno, amplitud de laderas y densidad de la disección, se comporta como la región típica en términos de susceptibilidad erosiva (Fig. 40). El Domo NW, en su porción más alta, presenta los valores de erosión potencial media de 7.5-10, debido a la fuerte inclinación, y una red de drenaje densa, lo que favorece el accionar de agentes exógenos. El rango de 5-7.5 se distribuye hacia la base de la estructura lo que nos indica que el cambio en inclinación e integración de la red fluvial hace que disminuya el potencial erosivo (Fig. 40).

El resto del área caracterizada por el valor de 2.5-5, lo que indica una disminución del gradiente de inclinación y una consecuente baja densidad de disección, que fomenta la disminución del potencial erosivo y en contraparte comienza el aumento de los procesos acumulativos. Lo anterior, se debe a la poca amplitud de las vertientes y pendientes de morfología convexa de los domos Capulín y Cambac (Fig. 40).

Mapa de Erosión Potencial del volcán Chichonal (1981)

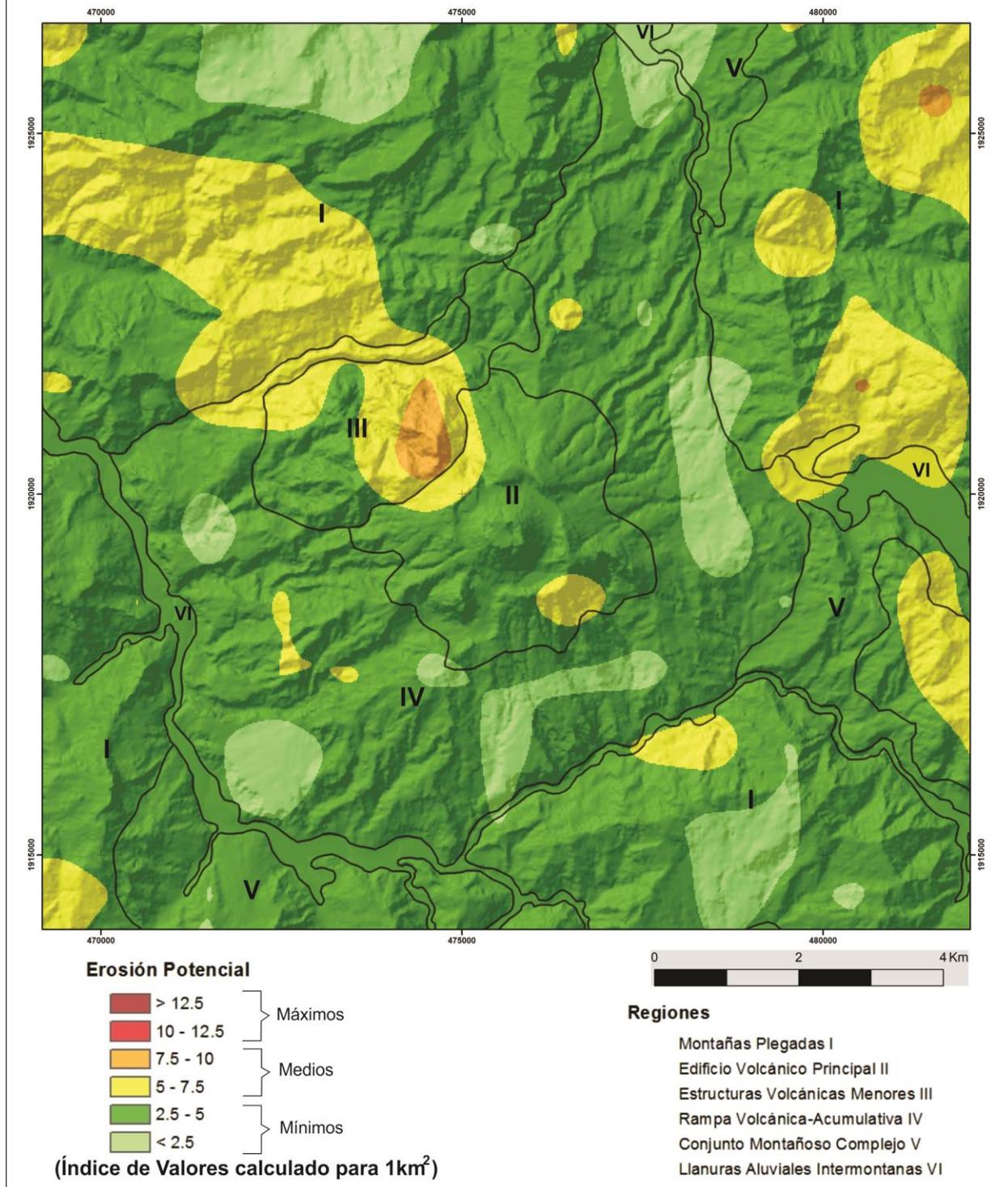


Figura 40. El Mapa nos muestra las áreas en las que el relieve presenta mayor o menor susceptibilidad a la erosión, por lo cual de manera indirecta también nos indica las superficies en donde la dinámica exógena puede actuar con mayor intensidad.

Rampa volcánica acumulativa (IV): En esta región predominan los valores mínimos de erosión potencial de 2.5 - 5, lo que está relacionado con los relieves mesiformes y rampas piroclásticas de inclinación homogénea, así como con la distribución integrada de drenaje, lo que le confiere un bajo potencial erosivo, relacionado de manera intrínseca con su génesis basada en la acumulación de detritos volcánicos de caída y flujo.

Asimismo, otros valores se presentan en esta amplia región, los de < 2.5 se localizan sobre las partes cumbreles planas o ligeramente inclinadas, en donde los ríos no han alcanzado una expresión clara que indique actividad fluvial, ya que los elementos que determinan el potencial erosivo no son favorables.

Los pequeños alvéolos y franjas de erosión potencial media de 5 - 7.5, se observan en la áreas donde la erosión remontante ha comenzado a modelar laderas de mayor inclinación, lo que eleva las condiciones necesarias para el actuar de los procesos exógenos.

Conjunto montañoso complejo (V): al tratarse de una zona que ha sido atacada de manera intensa por los procesos erosivos a través del tiempo, se ha convertido en un área en donde la erosión y la acumulación se encuentran en equilibrio.

Los valores más característicos de 2.5 - 5, nos indican la estabilidad aparente de esta zona de transición entre la montaña y las llanuras aluviales intermontanas, incluso la presencia del intervalo de < 2.5 se interpreta como una zona en la que la dinámica que predomina es la acumulativa.

Llanuras aluviales intermontanas (VI): al igual que en otros mapas, adquieren valores de las regiones contiguas, sin embargo, la presencia de valores medios en algunas zonas se puede interpretar como áreas en donde la influencia de los cauces perenes favorecen la erosión remontante de las laderas que las encajonan.

El análisis de este mapa, permite distinguir que la zona de estudio se encontraba bajo un patrón general de equilibrio aparente ante los procesos erosivos, lo que se interpreta a partir de la amplia distribución de los valores mínimos, por otro lado, los valores medios situados en las laderas de fuerte inclinación, dan cuenta de que uno de los elementos más importantes para imprimir potencial erosivo es la pendiente del terreno.

Mapa 1987:

Los datos de esta cartografía revelan un cambio en el sistema geomorfológico, en el que la erupción de 1982 modificó el relieve del volcán Chichón, a consecuencia de la caída y emplazamiento de variados detritos piroclásticos. Hecho que favoreció el desarrollo de cauces erosivos sobre sustratos débilmente consolidados. El manto piroclástico en algunos sectores homologó la inclinación de las laderas y con esto disminuyó el potencial de acción de los agentes erosivos (fluviales y gravitacionales). Por tanto, en el análisis que se realiza solo se explican los cambios en la erosión potencial del relieve, respecto al documento anterior.

Montañas Plegadas (I): de manera general se observa que los valores que define la erosión potencial de estas áreas, se conservan en el rango de los mínimos (2.5 - 5), sin embargo, las áreas de valores medios del anticlinal Caimba al NE, se juntan para formar una franja sobre las laderas interiores que miran hacia el núcleo del anticlinal, lo que se puede relacionar con el aporte de detritos volcánicos de caída que fomentan el desarrollo de cauces, favorecidos por la morfología de circos erosivos de esas vertientes.

Para el sector del semigraben Chapultenango, se observa una disminución de los valores medios de 5 - 7.5, lo que se interpreta como una homologación de la inclinación en la ladera que se orienta hacia el NW y la integración del drenaje. Por otra parte, para el sector suroeste del anticlinal la Unión se observa el aumento de los valores de erosión potencial, lo que se asocia con el desarrollo de cauces erosivos en las zonas altas, producto de la influencia de los depósitos de caída de la erupción de 1982.

Para el sector del Sinclinal Buenavista al noroeste, se observa que la franja de valores de erosión potencial de 5 - 7.5, en los frentes estructurales de las cuestas monoclinales abarca una superficie más amplia, lo que está relacionado con el aumento de la densidad fluvial asociada al desarrollo de cauces, derivado de la competencia del material de caída emplazado durante la erupción de 1982. (Fig. 41).

Mapa de Erosión Potencial del volcán Chichonal (1987)

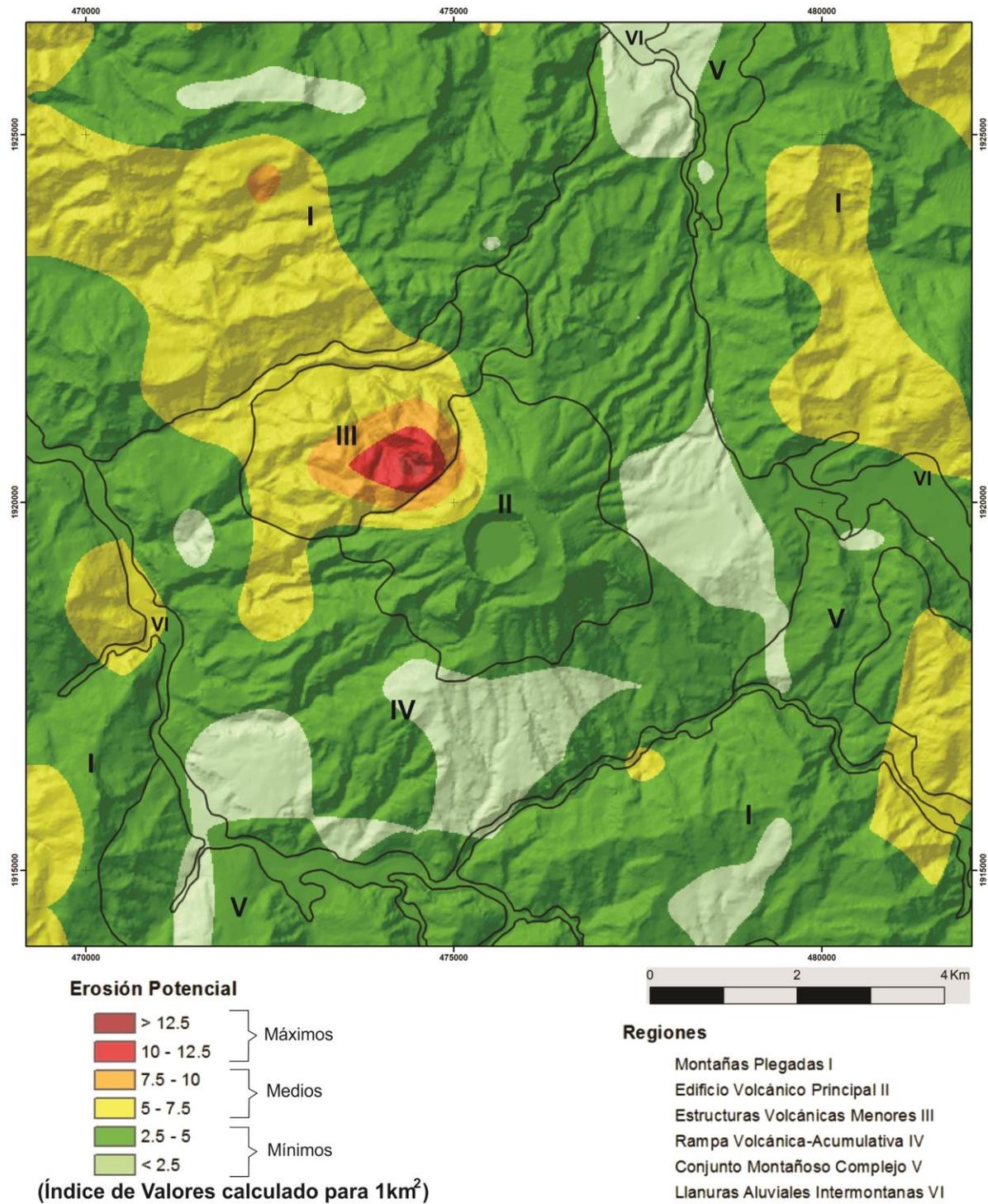


Figura 41. Los cambios que se observan en el mapa de erosión potencial, permiten interpretar zonas donde el desarrollo de los ríos imprime una mayor actividad de los procesos exógenos, favorecidos por los materiales de caída que son competentes a la erosión fluvial.

Edificio volcánico principal (II): Esta área se modificó tras la erupción de 1982, reduciéndose los valores de erosión potencial hacia los mínimos de 2.5 – 5. Este hecho se asocia a la baja densidad de disección, debido a la destrucción del Domo Chichón, así como al potente manto del relieve volcánico por piroclastos de caída y flujo emitidos por el cráter de reciente creación (Fig. 41).

Estructuras volcánicas menores (III):

Sobre esta región se observa un aumento intenso de los valores de erosión potencial, donde las partes altas del Domo NW presentan un arreglo concéntrico de los valores máximos (10 - 12.5 y > 12.5), rodeados a su vez y en el sentido descendente de sus laderas por valores medios (5 - 7.5 y 7.5 - 10), situación que se atribuye al emplazamiento de detritos volcánicos sobre las vertientes de fuerte inclinación, lo que favoreció el desarrollo intenso de la red de drenaje (Fig. 41).

El resto del área caracterizada por el valor de 2.5 – 5, se relaciona con el sector dominado por el Domo Capulín, donde la morfología convexa y ancha de sus laderas y el manto piroclástico no fomentó un aumento en la densidad de la disección (Fig. 41).

Rampa volcánica acumulativa (IV): En esta región existen cambios sensibles en dos áreas. La primera es un aumento en los valores medios de 5 - 7.5, en el sector oeste, donde las laderas se encuentran disectadas por ríos profundos y presentan inclinaciones mayores, por lo que el aporte de detritos volcánicos de la erupción de 1982, favoreció la densidad del sistema fluvial (Fig. 41).

Por otra parte, las superficies mesiformes hacia el sur, suroeste y el extremo norte de la región, así como en la rampa de acumulación piroclástica al este de la misma, presentan mayor amplitud en las áreas que ocupan los valores de erosión potencial < 2.5. Esto se debe al *rejuvenecimiento* que los depósitos de caída y flujo imprimieron sobre dichas formas de relieve. Asimismo, el manto de piroclastos sobre el resto del área indica que la interacción entre los valores de inclinación y de densidad de disección mantuvo un equilibrio del sistema erosivo (Fig. 41)

Conjunto montañoso complejo (V): en esta zona el cambio más importante se nota en un avance de los valores de < 2.5 sobre las laderas inferiores que confluyen con la llanuras aluviales. Dicha situación se debe a que la zona de transición no soporta la carga sedimentaria proveniente de los sectores montañosos, producto del arrastre de los materiales volcánicos recientes, favoreciendo procesos de aluvionamiento en las partes más bajas de la zona de transición. El resto de la región conserva los valores de $2.5 - 5$ (Fig. 41).

Llanuras aluviales intermontanas (VI): Los cambios más evidentes se notan en la Llanura del Río Platanar, la cual presenta casi en su totalidad los valores < 2.5 , así como el aumento del predominio de los valores de $2.5 - 5$ en el Río Moba. Dicha situación está directamente relacionada con el aporte de sedimentos volcánicos dentro de sus áreas de influencia (Fig. 41).

Por su parte, la llanura aluvial de Río Magdalena-Susnubac, presenta la inclusión de valores medios en la zona de contacto con el anticlinal la Unión, así como de valores < 2.5 de erosión potencial al sur de la rampa volcánico acumulativa, lo que se interpreta como la influencia de los cambios en las regiones de contacto, producto de la erupción de 1982 (Fig. 41).

El mapa de erosión potencial de 1987, resalta dos aspectos contrarios que la erupción de 1982 trajo consigo. Por un lado, las laderas de fuerte inclinación afectadas por la depositación de detritos volcánicos, favorecieron una ampliación de los valores medios y máximos al aumentar la densificación de la red fluvial por la competencia erosiva de los piroclastos, mientras que las morfologías mesiformes o de inclinación suave y homogénea, aumentaron las superficies de los valores mínimos < 2.5 , debido a que el manto de los piroclastos de caída y flujo colmataron, rellenaron y suavizaron las pocas depresiones asociadas a los ríos que las disectaban.

3.2.5 Erosión total.

Este documento cartográfico muestra los valores medidos de la longitud de curvas de nivel dentro de una superficie específica. La hipótesis geomorfológica en la que se basa este mapa es que todo relieve creado por procesos endógenos, posee en sus momentos primigenios formas geométricas proporcionadas, de intervalos continuos y de configuraciones armoniosas, representadas por curvas de nivel con pocas inflexiones, el cual al ser afectado por los agentes exógenos modeladores del relieve, sufre una transformación en la que se presentan irregularidades, acuñaientos, escarpes, geometrías compuestas, lo que se refleja en un aumento en la longitud de las isolíneas topográficas (Lugo-Hubp, 1991).

Sin embargo, en su interpretación no se debe olvidar, que el relieve es resultado de la interacción constante entre la energética endógena y exógena que afecta a la corteza terrestre, ambas regidas por la tectónica y el clima, respectivamente. Por lo tanto, es poco probable que exista un arreglo específico que nos permita establecer el parámetro preciso de una forma no erosionada. De este modo los valores que se presentan en este mapa, se deben analizar teniendo siempre en cuenta las relaciones geomorfológicas de cada región.

La medición de isolíneas de altitud dentro de la malla de captura de 1 km², sobre la base topográfica 1:25 000, con intervalos entre cotas cada 20 m, es en ciertos sectores demasiado complicada para realizarla por métodos manuales (curvímetero digital o análogo). Por lo tanto, se optó por utilizar el SIG ArcGis 10, que contiene una herramienta denominada *Line Density*, que crea un mapa *Raster* donde se representa el valor numérico de la densidad lineal de curvas de nivel, dentro de un radio de búsqueda determinado.

Debido a que el SIG aplica un método de medición que parte de una coordenada central tomando en cuenta la circunferencia que lo rodea, se utilizó un radio de 564 m para obtener la densidad de curvas en un área aproximada de 1 km cuadrado. Sin embargo, no debemos olvidar que el raster se compone de píxeles cada 20m (1 km²=2500 celdas de 20x20), por lo que muchos de los datos obtenidos deben ser excluidos (e.g. los márgenes) puesto que no caracterizan una área de medición homogénea.

Ya que el interés central de este documento cartográfico es representar la densidad de curvas en 1km², se debe tomar el valor del píxel central de cada área enmarcada en la malla de medición. Lo anterior se hace con la herramienta de ArcGis 10 *Extract Value to Points*, que permite obtener un mapa de puntos con los datos deseados.

Los valores obtenidos, fueron controlados con mediciones aleatorias con curvímetero digital en distintos sectores del área de estudio, para asegurar que las cifras obtenidas no estuvieran demasiado alejadas de la realidad. A partir del mapa de puntos, se realiza la interpolación con el método *Natural Neighbor*, para crear el mapa de Erosión Total, en el cual los valores oscilan entre 2.3 y 36.8 km/km².

La distribución de los datos presenta una curva normal, con media de 20 y desviación estándar de 4.9. Para la división en rangos se toma un parámetro aritmético y se dividen en 6 intervalos cada 6 km/km², que no son abruptamente diferentes de la distribución estadística.

Lo anterior, también se hace en función a la posterior sobreposición con los otros mapas morfométricos y con la finalidad de poder realizar una comparación con su respectiva cartografía post-eruptiva. Por lo tanto, los mapas de erosión total comprenden, tres rangos cualitativos, que están compuestos por intervalos numéricos cada uno.

Mapa 1981

Montañas Plegadas (I): la región se encuentra representada en todos sus sectores por valores de erosión total que van de medios a máximos. Al ser una superficie antigua con contrastes marcados de altitud, inclinación de laderas, densas redes de drenaje y susceptibilidad alta a procesos de ladera y erosión fluvial, esta zona es la que ha estado más expuesta al modelado erosivo y por lo tanto la que más densidad de curvas de nivel presenta por km² (Fig.42).

El sector NW del anticlinal Caimba presenta los valores máximos de 24-30 km/km², como una isla irregular que se emplaza sobre las cimas y laderas interiores que miran hacia el núcleo de pliegue, la cual se encuentra rodeada casi en su totalidad por el valor medio de 18-24 km/km². Esta situación se relaciona con la intensa disección de los materiales sedimentarios que conforman este sector, lo que ha dado lugar a laderas montañosas irregulares, en donde además, se observa la influencia de las fallas laterales siniestras que rigieron el estrés tectónico durante el Mioceno. Sólo en su contacto con las zonas de transición y las llanuras aluviales disminuye el valor hacia el rango de 12-18 km/km², lo que se interpreta por ser las zonas más bajas de las elevaciones o bien pueden ser áreas compuestas por rocas más resistentes a los agentes erosivos (Fig.42).

En el sector SE de la zona de fallas normales Chapultenango, los valores de erosión total se ven distribuidos los rangos medios, en donde la porción central de los bloques que definen el arreglo en semigraben presentan valores de 12 - 18 km/km², mientras que en sus flancos externos los frentes con orientación al NW (coincidente con los frentes de falla), aumentan en el valor de erosión de 18-24 km/km². Lo anterior se relaciona con el arreglo geomorfológico escalonado que presenta el sector y su contacto con las llanuras aluviales, por lo que la porción central es más estable mientras que las vertientes exteriores son afectadas por los agentes fluviales (Fig.42).

El sector SW asociado con el anticlinal la Unión recae en valores medios de erosión total, esto se explica por la deformación tectónica que sufrió la zona durante la formación del pliegue recumbente, lo que permite los procesos erosivos sobre los sustratos fracturados, sin embargo, la erosión no ha modelado en extremo a la estructura plicativa, debido a que el dorso de las zonas más altas presenta un arreglo subhorizontal. Por tanto, los valores de 12 - 18 km/km², se localizan en alveolos en las cimas, mientras que el resto de la zona montañosa se ve ocupada por el rango de 18 - 24 km/km² (Fig.42).

En el sector del Sinclinal Buenavista, podemos observar dos franjas de valores máximos de 24-30 km/km², que se distribuyen en los frentes y flancos de las crestas monoclinales que definen la estructura. Estos valores representan las zonas de mayor afectación antes los agentes modeladores gravitacionales y fluviales, resultado del abombamiento que sufrió la estructura y que dejó expuestos escarpes de sustratos sedimentarios muy susceptibles a los procesos de ladera. El resto de la región se ve ocupado por valores medios de erosión total de 18-24 km/km² y un alveolo de 12-18 km/km², en los dorsos de la cuestas monoclinales, que son la parte más estable de la superficie montañosa (Fig. 42).

Edificio volcánico principal (II): en esta región se encuentran valores máximos y medios, sin embargo, hay que recordar que los focos de emisión de productos volcánicos en la zona de estudio han generado edificios cónicos o domos de laderas inclinadas, por lo cual la interpretación de los valores de erosión total debe hacerse tomando en cuenta la génesis y procesos de esta zona.

Los valores máximos de >30 km/km², se encuentran en la ladera exterior suroeste del edificio Somma, que está representada por una pared escarpada de muy fuerte inclinación relacionada con la estructura explosiva del cono de tobas Guayabal, en donde aunado a la génesis volcánico-explosiva, no podemos descartar procesos gravitacionales posteriores que hayan modelado este sector, que presenta una morfología de anfiteatro y laderas francas (Fig. 42).

El sector W y S se encuentra representado por valores de 24 - 30 km/km², lo que se relaciona con las vertientes exteriores del Somma, afectadas por el avance de las cabeceras de ríos hacia la zona cumbral, proceso que ha sido continuo desde la formación del edificio volcánico (Fig. 42).

Por otra parte, los valores de 24 - 30 que se distribuyen sobre el Domo SW y el Domo Chichón, se relacionan con la fuerte inclinación de sus laderas, no tanto así con el modelado de ellas. Por ejemplo, el último mencionado presenta una morfología en cúpula de 210 m de altura y 1 km de diámetro, con inclinación de las laderas de 15°- >30°, lo que genera una concentración importante de curvas de nivel en una superficie relativamente pequeña (Fig. 42).

Los valores medios de 18 - 24 km/km², del flanco NW de la región, se encuentran asociados a la dinámica mixta que existe, entre el *rejuvenecimiento* del relieve por la deposición de detritos volcánicos variados holocénicos y su posterior removilización durante los momentos de calma (Fig. 42).

Estructuras volcánicas menores (III): esta región se caracteriza por la presencia general de intervalos máximos de erosión total, y por una pequeña franja de medios hacia el NE. El valor de > 30 km/km², se encuentra distribuido sobre la estructura del domo NW, y se puede atribuir a que su formación dio como resultado laderas de fuerte inclinación y una amplitud de ladera de más de 500 metros, dichas características prepararon las condiciones propicias para el colapso parcial de la estructura, lo que favoreció que los procesos erosivos se magnificaran.

Los valores máximos de 24 - 30 km/km², que rodean a la estructura se explican a partir de colapsos parciales que han depositado flujos de bloques y cenizas en la base del domo NW, los cuales al conformar un talud volcanoclástico de menor inclinación, favorecen la integración de los ríos. En el caso del domo Cambac, este valor máximo se relaciona con su edad, ya que es el más antiguo de la región, por lo cual ha estado expuesto por más tiempo a la erosión remontante y al modelado de sus laderas.

Por su parte, los valores medios ocupan el sector donde se emplaza el domo Capulín, el hecho de encontrarse en la parte más baja de la región o una baja competencia litológica a la erosión, favorece que los valores disminuyan con respecto a las otras estructuras dómicas.

Mapa de Erosión Total del volcán Chichonal (1981)

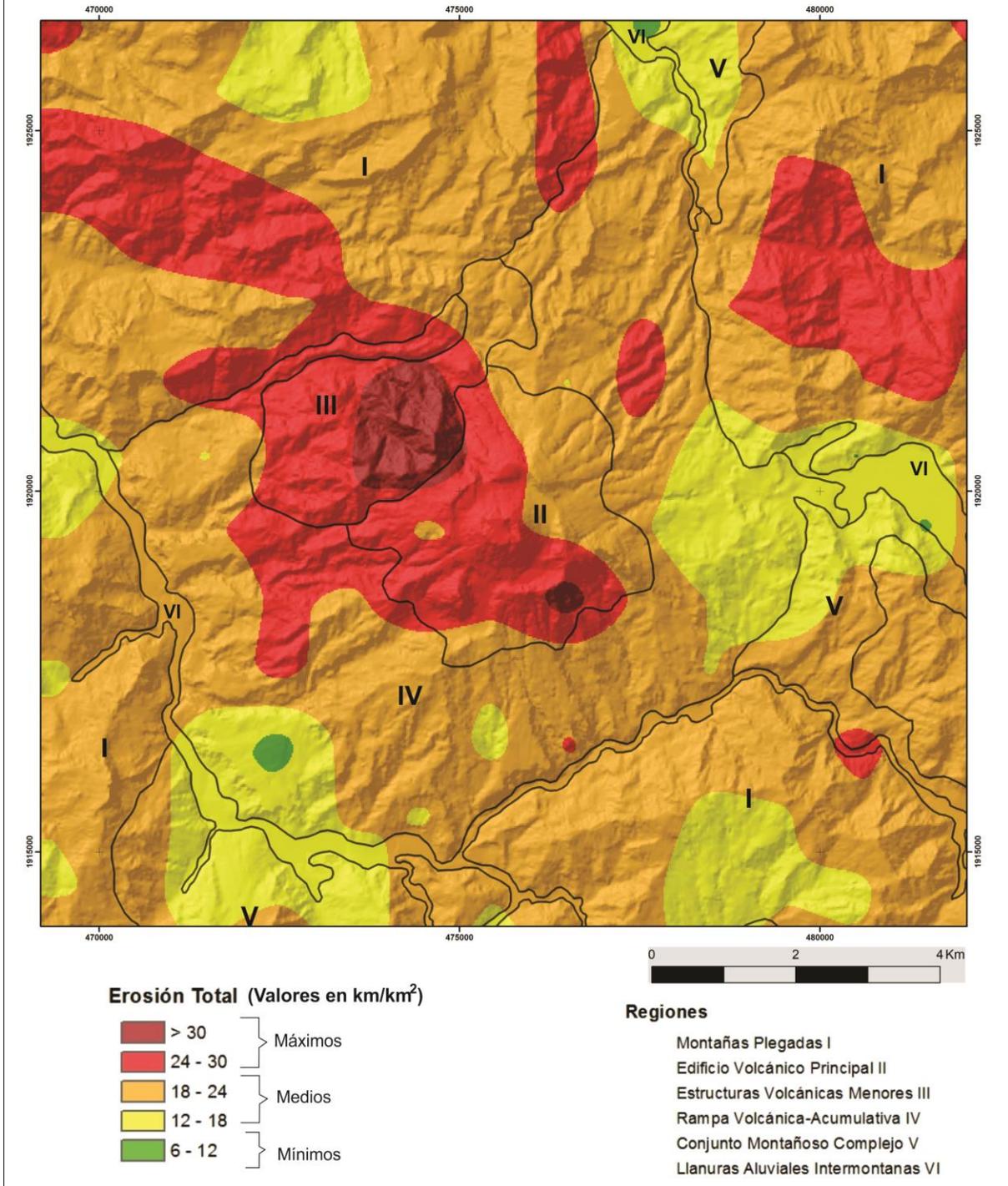


Figura 42. El mapa de erosión total representa las zonas donde la intensidad de modelado del relieve por agentes exógenos, ha modificado la topografía original de las formas del relieve, sin embargo, es importante que los valores sean interpretados de acuerdo a la génesis de cada región.

Rampa volcánica acumulativa (IV): esta porción del territorio es heterogénea en cuanto a valores de erosión total se refiere, lo que se relaciona con la génesis propia de la región. La formación de esta área de acumulación de materiales volcánicos, sujeta a factores característicos de cada erupción, favorece la diferenciación en los procesos erosivos que la modelan.

Los valores máximos de 24 - 30 km/km², se distribuyen en dos sectores, hacia el SW de las regiones II y III, donde se asocian con depósitos de flujos de bloques y cenizas provenientes del Domo NW, el edificio Somma y el volcán Chichón, que definen un sector erosionado asociado con la edad, la litología de los piroclastos y la inclinación de la rampa (Fig. 42).

El segundo sector es el NE, donde existe un alveolo de valor máximo y una franja en frontera con la región IV, el primero se distribuye entre unidades de flujos piroclásticos del Somma, que han sido disectados en sus flancos generando valles profundos, en donde la erosión fluvial actúa sobre los contactos entre unidades de flujo. Por otra parte, la franja fronteriza se asocia con flujos del Domo Capulín en el cual, al igual que el anterior, la edad y sedimentología de los depósitos favorecen su degradación (Fig. 42).

Los valores medios son los más representativos de la zona, aquellos que se encuentran en el rango de 18 - 24 km/km², abarcan una amplia superficie de la rampa, en general, desde las partes proximales a los edificios volcánicos hasta sus límites distales. Lo anterior se interpreta, como la existencia de homogeneidad en el tipo de materiales y disposición de los depósitos, que caracteriza superficies de flujos piroclásticos canalizados y el posterior desarrollo de un drenaje subparalelo, con afluentes cortos (pinado), que poco a poco han profundizado y desmantelado el relieve.

La distribución del intervalo de 12 - 18 km/km², se encuentra asociado a las partes distales de la rampa y se relaciona al cambio en el gradiente de inclinación, lo cual favorece que los flujos piroclásticos pierdan capacidad de carga y depositen a manera de abanicos los materiales que acarrear, es decir, hay menor erosión porque hay menor inclinación.

Por último, se presenta un alveolo de valores bajos de 6 - 12 km/km², sobre la Mesa Tlanchinol (SW de la rampa), que representa una de las morfologías mesiformes más amplias y con baja densidad de drenaje, la cual ha sido mantecada de manera constante con los materiales de caída de cada evento eruptivo.

Conjunto montañoso complejo (V): esta región se encuentra caracterizada en todos sus sectores por valores medios, los cambios obedecen a diferencias litológicas y estructurales de los sustratos en superficie. La distribución del rango de 18 - 24 km/km², se presenta en zonas elevadas y escarpadas, que la erosión remontante y los procesos gravitacionales han modelado. Por otro lado, el intervalo de 12 - 18 km/km² se ve controlado por sustratos que han sido nivelados gracias a su competencia erosiva, por lo cual las partes bajas de la región presentan una morfología de menor inclinación, en donde incluso puede haber presencia de procesos acumulativos.

Llanuras aluviales intermontanas (VI): los valores de los sectores que componen a la región deberían de ser los más bajos, ya que en ellas, el proceso principal es la acumulación y no la erosión, sin embargo adquieren (al igual que en el mapa de densidad de disección), los valores de las regiones con las que hacen frontera cuando sus límites son muy estrechos.

Los valores se pueden interpretar como zonas donde la acción lateral de los cauces principales pueden favorecer procesos erosivos en las laderas que los encajonan, por tanto, entre mayor sea el intervalo de erosión total que contienen estas áreas, mayor será la propensión a erosionar las vertientes de las regiones contiguas.

En este contexto, los valores medios de la llanura del Río Magdalena-Susnubac aumentan en el intervalo de 18 - 24 km/km², en las áreas estrechas del sur y oeste del sector, debido a que la morfología es a manera de un valle de laderas francas, mientras que en las zonas definidas por los valores de 12 - 18 km/km², se definen en áreas contiguas de menor inclinación.

Por su parte, tanto el área del Río Platanar al norte como el del Moba al este, presentan valores de 12 - 18 km/km², con alveolos de mínimos de 6 - 12 km/km², esto en razón de su posición en frontera con vertientes de poca inclinación en donde se favorecen los procesos acumulativos.

El mapa nos permite observar, como cada una de las génesis y características dinámicas de las regiones, es el factor más importante para entender la intensidad de los procesos erosivos que han modelado el relieve de manera diferencial, incluso dando lugar a valores bajos en territorios antiguos y altos en morfologías volcánicas recientes.

Mapa 1987

Esta cartografía se interpreta, al igual que los mapas post-eruptivos, en función a los cambios sensibles que se observan en la distribución de los valores de erosión total, respecto del mapa homólogo de 1981, debido a que dichas modificaciones dan indicios de los cambios en el modelado del relieve producto de la erupción de 1982.

Montañas Plegadas (I): de manera general podemos observar un cambio en la distribución de los valores, los cuales se caracterizan por disminuir hacia rangos menores. En el sector NW y E del anticlinal Caimba, se observa una disminución drástica de los valores máximos de 24 - 30 km/km², de los cuales solo queda un alveolo en una zona cumbral. Asimismo, el rango de 18 - 24 km/km², presenta un retroceso areal respecto del de 12 - 18 km/km². Incluso en la porción que hace frontera con la llanura intermontana del Río Moba existe un zona de 6-12 km/km² (Fig.43).

La situación antes descrita es similar para el resto de los sectores de la región (semigraben Chapultenango al SE, anticlinal la Unión al SW y sinclinal Buenavista al NW), en donde los valores máximos disminuyen de manera sensible y los valores medios de 12-18 km/km², ganan terreno respecto del rango de 18-24 km/km². Esto se interpreta como una modificación en la rugosidad del territorio y por tanto mayor homogeneidad entre sus curvas de nivel, lo que se relaciona con el manto piroclástico de las laderas montañosas por la erupción de 1982.

Edificio volcánico principal (II): esta región fue el foco eruptivo de la erupción de 1982, sin embargo, la morfología del relieve preexistente favorece que aún se presente el rango de valores máximos de 24 - 30 km/km², aunque su extensión sea menor. Asimismo, se observa un aumento del rango de 18 - 24 km/km², el cual ahora se distribuye sobre la porción central donde la morfología del cráter de 1982, de laderas interiores escarpadas y fondo plano disminuye los valores de erosión total respecto del mapa de 1987. Por tanto, se interpreta que los relieves volcánicos tienden a mantener el arreglo que los caracterizaba aun cuando hayan sido manteados por detritos piroclásticos (Fig. 43).

Mapa de Erosión Total del volcán Chichonal (1987)

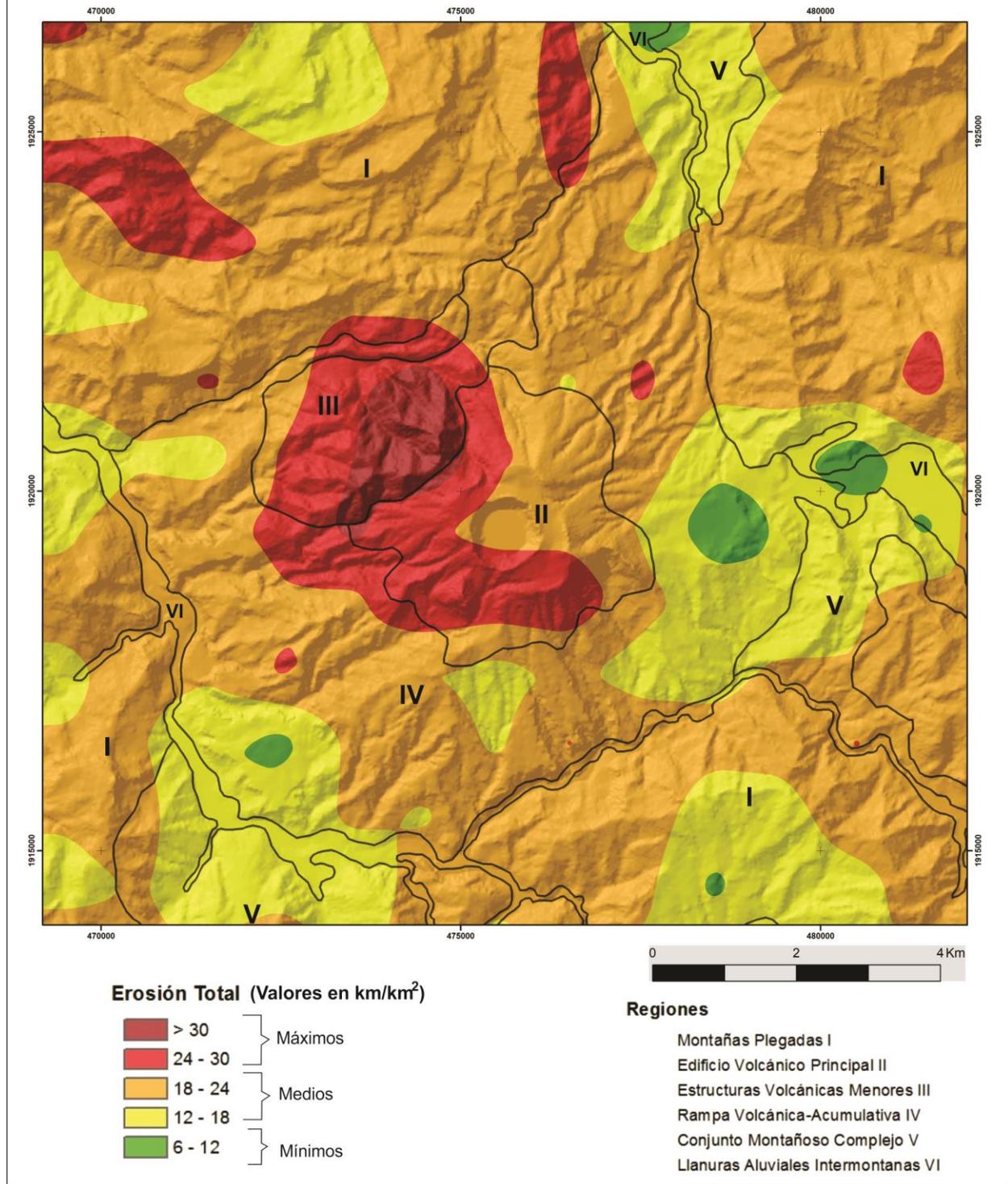


Figura 43. El mapa de Erosión Total de 1987, permite observar la influencia que la erupción de 1982 tuvo sobre la zona de estudio, de manera específica en la disminución de la rugosidad del relieve.

Estructuras volcánicas menores (III): en esta región existen dos cambios importantes en la distribución de los valores de erosión total, el primero es un aumento en el de 30 km/km², que se interpreta como un rápido desarrollo de drenaje erosivo en las laderas del Domo NW, de manera inmediata a la culminación del evento de 1982. Asimismo, hay un aumento en la expresión areal del valor de 18-24 km/km², que puede deberse al mismo arrastre de los detritos volcánicos hacia zonas de menor inclinación que de este modo *suavizaron* el relieve (Fig. 43).

Rampa volcánica acumulativa (IV): al igual que en otras regiones, los valores máximos de 24-30 km/km² y medios de 18-24 km/km², presentan una disminución drástica de su área de influencia, mientras que los de 12-18 km/km² y los mínimos de 6-12 km/km², aumentan en su distribución (Fig. 43).

Dicha situación se relaciona directamente con el emplazamiento de materiales volcánicos de flujo y de caída durante la erupción de 1982; los primeros rellenaron y colmataron valles preexistentes, mientras que los segundos mantearon las superficies mesiformes y la rampa del sector este, donde incluso aparece un alveolo de valor mínimo (Fig. 43).

Conjunto montañoso complejo (V): las variaciones de los valores medios de esta región se observan como un aumento del área de influencia del rango de 12-18 km/km², respecto del de 18-24 km/km², situación que se interpreta, no solo por el manto de piroclastos, sino como un gran aporte de sedimentos de las zonas montañosas que suavizaron sus vertientes.

Llanuras aluviales intermontanas (VI): en este caso, lo más notorio es la aparición y crecimiento de los valores mínimos de 6-12 km/km², en la llanura del Río Platanar al norte y Moba al Este, donde los eventos de aluvionamiento posteriores a la erupción del 82 depositaron importantes cantidades de sedimentos volcanoclásticos dentro de sus superficies.

El mapa de erosión total post-eruptivo, da cuenta de que el evento pliniano de 1982, favoreció una disminución generalizada en la rugosidad del relieve, por lo que el parámetro medido, indica que las curvas de nivel presentan mayor continuidad, lo que se interpreta como un relieve *rejuvenecido*.

3.2.6 Intensidad del modelado.

La génesis del relieve condiciona la dinámica erosiva y acumulativa, al tiempo que estas últimas actúan con la finalidad de alcanzar un estado de equilibrio geomorfológico (Hugget, 2007). Esta interacción imprime una huella evidente que se refleja en aspectos susceptibles de ser cartografiados.

En este sentido, el mapa de intensidad del modelado muestra una zonificación de procesos exógenos (erosivos-acumulativos), en función de los condicionamientos geomorfológicos que plantea el relieve. La elaboración de los mapas que se analizan, son la síntesis de condiciones relacionadas con la morfología-procesos antes (1981) y después de la actividad eruptiva (1987), el punto de partida para su elaboración, es la sobreposición de los valores cualitativos (máximos, medios y mínimos) de la información obtenida en los mapas morfométricos ya explicados de manera individual.

Estos mapas agrupan los valores de *Densidad de la Disección*, *Erosión Total* y *Erosión Potencial*, en los cuales se ha cuantificado y zonificado la ocurrencia máxima de actividad erosiva o acumulativa, así como la susceptibilidad del terreno a cualquiera de las dos dinámicas de modelado.

En la elaboración de los mapas de intensidad del modelado se utilizó el programa ArcGis 10, en el cual se realiza una reclasificación de valores comenzando por los *Máximos*. Lo anterior se hace con la herramienta *Reclassify*, en donde se le asigna el valor de 1 al intervalo que abarca el rango cualitativo deseado (e.g. 15 a >17.5 para densidad de la disección) y 0 a todos los demás rangos (medios y mínimos), con lo que se obtiene un raster de solo dos valores.

Una vez que se tienen las tres reclasificaciones, se utiliza la herramienta *Raster Calculator* y se suman para obtener el mapa de valores máximos con 4 clases numéricas (3, 2, 1, 0), en el cual se presentan las zonas en donde existe o no coincidencia; entre más veces exista sobreposición, mayor susceptibilidad a la dinámica erosiva. De manera contraria, para conocer las áreas donde se desarrollan los procesos acumulativos, se siguen los mismos pasos pero reclasificando como 1 los rangos de valores *Mínimos*.

Una vez elaborados los documentos de valores *máximos* y *mínimos*, se utiliza de nuevo la herramienta *Raster Calculator*, sin embargo, esta vez se realiza una resta (máximos-mínimos). De este modo se obtiene un mapa de 7 clases, en el cual los valores correspondientes a las zonas de erosión quedan como positivos (3,2,1), las de sedimentación resultan en números negativos (-3,-2,-1) y aquellas donde no es dominante ni una ni otra modalidad quedan con valor 0, la cartografía y su leyenda asociada se describe de manera breve a continuación.

Los mapas de intensidad del modelado son una síntesis de la susceptibilidad del relieve ante la dinámica erosiva-acumulativa, para los dos períodos estudiados. El de 1981, representa la relación de la morfología y las condiciones dinámicas existentes en un territorio de influencia volcánica con un periodo de calma de 500 años. Por su parte, el mapa de 1987 pone de manifiesto la influencia del evento pliniano de 1982, en los cambios a la dinámica exógena que rige al área de interés. En este contexto, se describen ambos documentos y los arreglos de la zonificación de intensidad de modelado, con base en la zonificación definida en la leyenda explicativa (Fig. 44).

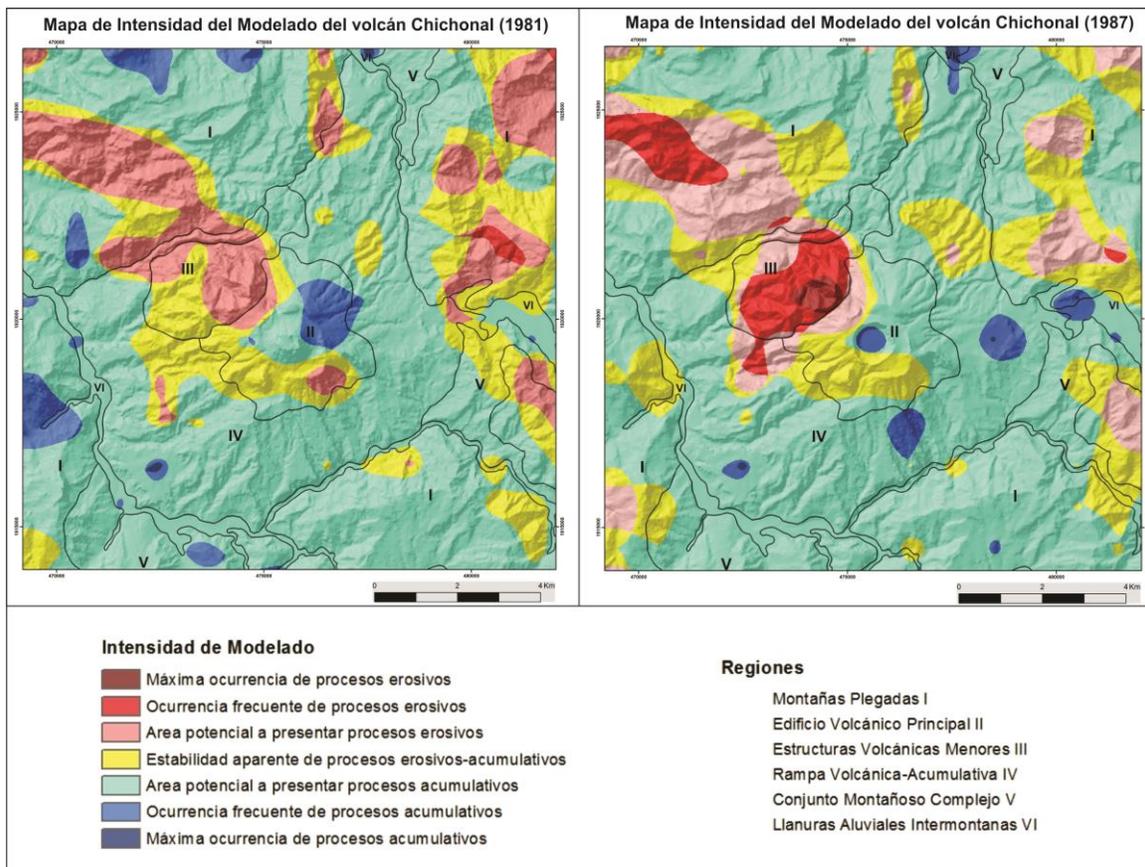


Figura 44. Los mapas de intensidad de modelado muestran áreas con susceptibilidad a la existencia de una dinámica erosiva o acumulativa.

- *Máxima ocurrencia de procesos erosivos.*

Los procesos gravitacionales y fluviales predominan, su intensidad se asocia a la inclinación y a los materiales que constituyen estos terrenos. Las morfologías abruptas son el resultado de la relación entre estructuras disyuntivas y procesos exógenos como escorrentía concentrada, erosión remontante, caídas, vuelcos, desprendimientos y deslizamientos de tierras. Las formas acumulativas o de estabilidad son efímeras si es que llegan a presentarse.

En el mapa de 1981 esta clasificación no se observa, su ausencia se interpreta como resultado de una dinámica del relieve, en donde los ajustes generados por la erosión alcanzaron su máxima expresión y comenzaron a generar estabilidad de las zonas más susceptibles (Fig. 44).

Para el mapa de 1987, esta zonificación se observa como un alveolo que ocupa la cima del Domo NW (región III), si bien se trata de una forma de relieve volcánico formado por la emisión de lavas viscosas, se conforma por laderas de muy fuerte inclinación y amplitud, en donde los procesos erosivos se vieron favorecidos por el emplazamiento de detritos volcánicos. Aunado a lo anterior, la morfología preexistente reunió las características necesarias para la movilización de sedimentos, de esta manera, se formaron numerosos cauces aumentando la densidad del drenaje y el poder erosivo (Fig. 44).

- *Ocurrencia frecuente de procesos erosivos.*

En esta área existen procesos fluviales y gravitacionales de manera común, que se ven favorecidos por condiciones morfológicas como laderas inclinadas, escarpes litológicos, estructurales, frentes montañosos y contactos geológico-geomorfológicos. La intensidad del modelado erosivo, sin embargo, está condicionada por la presencia de movimientos tectónicos o las precipitaciones estacionales.

En el mapa de 1981 solo se observa una pequeña franja de esta zonificación, localizada al este de la zona de estudio, que se distribuye en la región I del Anticlinal Caimba. Su ocurrencia se explica debido que esa superficie se encuentra expuesta a procesos erosivos intensos que afectan las laderas de parteaguas sinuosos, que miran al interior del núcleo del anticlinal, además de que justo en esa área existe un contacto geológico entre calizas masivas del Cretácico Superior y Lutitas, con facies calcáreas del Paleoceno Inferior, lo que produce que las cabeceras de los ríos propaguen su energía sobre las vertientes más competentes, que da como resultado escarpes litológicos que aumentan la susceptibilidad a los procesos de ladera (Fig. 44).

En el mapa de 1987, la distribución de esta zona es discontinua, el alveolo descrito en el mapa previo a la erupción, se muestra disminuido, mientras que en la región II se distribuye sobre las laderas del Domo NW, donde rodea la zona de máxima ocurrencia a procesos erosivos.

Asimismo, existe una franja en el extremo NW que se distribuye en los flancos y frentes de las cuestas del Sinclinal Buenavista. La presencia de esta zonificación se relaciona con el aporte de detritos volcánicos de la erupción de 1982, en donde al emplazarse sobre relieves cumbrales y laderas de fuerte inclinación, favoreció los procesos erosivos al aumentar la cantidad de ríos que disectan las vertientes (Fig. 44).

- *Área potencial a presentar procesos erosivos.*

En estas zonas la morfología del terreno presenta los parámetros de inclinación y disección ideales para la ocurrencia de procesos erosivos, sin embargo, determinados factores como la litología, la estructura y la cercanía al nivel de base, restan potencial de acción a esta dinámica.

La presencia de un agente disparador extremo como las lluvias extraordinarias asociadas con ciclones tropicales o un fuerte movimiento sísmico, puede desencadenar la ocurrencia de procesos de ladera, erosión fluvial, reactivación de circos erosivos (erosión remontante) y de depósitos de remoción en masa en esta área.

En el mapa de intensidad del modelado para 1981, se observa que estas zonas se distribuyen en dos franjas principales, una de ellas al este de la región montañosa en una franja discontinua con dirección norte-sur, emplazada sobre cumbres y laderas al interior del anticlinal Caimba.

El segundo arreglo se localiza en el edificio volcánico principal, en donde se observa un alveolo aislado dispuesto al interior del anfiteatro del cono de toba Guayabal. Estas características continúan en dirección noroeste, sobre las laderas del Domo NW y los frentes y flancos escarpados del sinclinal Buenavista, en donde existen morfologías escarpadas y con alta disección fluvial y presencia de procesos gravitacionales (Fig. 44).

En la cartografía de 1987, se observan alveolos segmentados en el extremo oriental, situación que se interpreta como una modificación derivada del emplazamiento de materiales de caída, que mantearon las porciones cumbrales de esa zona montañosa, colmatando y rellenando las cabeceras de los ríos en algunos sectores y reactivando las laderas de morfologías de circos erosivos en otros.

Por su parte, la franja que se distribuye del centro hacia el noroeste del área de estudio, rodea las superficies de ocurrencia frecuente, asimismo, su presencia y distribución más ancha se asocia con una propagación de las zonas de erosión hacia porciones más bajas de los relieves donde se emplaza (Fig. 44).

- *Estabilidad aparente de procesos erosivos-acumulativos.*

Es la zona de transición entre la dinámica erosiva y la acumulativa, es decir, que ninguna de las dos domina por completo, en ella puede ocurrir tanto la movilización o depositación de sedimentos, dependiendo de la intensidad y frecuencia de los agentes del modelado. Las superficies que pertenecen a este rubro suelen presentar factores geológico-geomorfológicos que les brindan estabilidad.

En este caso, la zonificación se presenta para ambos mapas como un área que bordea la dinámica erosiva, en laderas poco inclinadas de las regiones montañosas y los relieves volcánicos. En este contexto, se observa un territorio de aparente estabilidad al sur del edificio volcánico principal y que tiene relación con las estructuras del Somma y Domo SW (Fig. 44).

- *Área potencial a presentar procesos acumulativos.*

Se trata de superficies en las cuales la inclinación suave, las laderas convexas a rectas y el comienzo de la integración de la red fluvial, favorecen un potencial para la existencia del modelado acumulativo. Sin embargo, la sedimentación depende de la pérdida de energía y capacidad de carga que tengan los agentes de transporte. Puede considerarse como el área en donde ya han ocurrido procesos acumulativos y se encuentra compuesta por morfologías inclinadas como rampas, abanicos aluviales-coluviales, depósitos gravitacionales y flujos de lodo. En ambos mapas representa la zonificación de mayor distribución en toda la zona de estudio (Fig. 44).

Para el mapa de 1981, esta zonificación representa las morfologías conformadas por las laderas bajas de los relieves montañosos localizadas hacia el este, los bloques de cimas planas y convexas del semigraben Chapultenango al sur, los dorsos de las cuestas monoclinales al noroeste y gran parte de la rampa volcánica acumulativa. Por otra parte, para el edificio volcánico principal se relaciona con la baja susceptibilidad que el domo Chichón presenta a la erosión (Fig. 44).

Este territorio en el mapa de 1987, se observa con similar distribución, sin embargo, su ocurrencia más que relacionarse con procesos acumulativos de carácter fluvial o gravitacional, se interpreta como resultado del emplazamiento de los piroclastos de caída de 1982, que manteo los relieves con laderas de morfología subhorizontal a ligeramente convexa (Fig. 44).

- *Ocurrencia frecuente de procesos acumulativos.*

Existen variantes geomorfológicas que influyen en la distribución de esta zona, ya que pueden ser partes cumbreles amplias, poco inclinadas o que no han sido alcanzadas aún por los procesos erosivos. Asimismo, pueden ser superficies en las que la erosión ha actuado sistemáticamente, desmantelado y nivelando el relieve, favoreciendo la acumulación de sedimentos respecto de su removilización. Otra variante es la presencia de cambios bruscos en la inclinación del terreno, donde se acumulan los sedimentos por pérdida de energía súbita de los agentes de transporte. O bien, puede tratarse de las áreas donde los piroclastos se han depositado de manera continua encargándose de *rejuvenecer* el relieve.

Para el mapa de 1981, se observan estas áreas como islas dispuestas de manera heterogénea en la zona de estudio. Una de las más representativas es la que se ubica al centro de la región II en la ladera este del domo Chichón y del Somma, misma que se relaciona con la muy baja densidad de drenaje producto de la intensa acumulación de piroclastos en esa vertiente durante la historia eruptiva del volcán.

Por otra parte, los alveolos dispuestos en las laderas montañosas, se localizan sobre los dorsos estructurales del pliegue recumbente La Unión al SW y de la cuestas monoclinales del Sinclinal Buenavista al NW. Asimismo, se observa un pequeño sector sobre la mesa Tlanchinol al suroeste de la rampa volcánica acumulativa (Fig. 44).

Para el mapa de 1987, también se observa una distribución a manera de alveolos, sin embargo, estos se encuentran sobre las regiones volcánicas y las llanuras aluviales intermontanas. Es importante resaltar que su existencia está vinculada con la intensa acumulación de piroclastos de caída y flujos. Asimismo, el alveolo central representa el fondo del cráter de 1982, el cual en la actualidad se encuentra ocupado por un lago (Fig. 44).

- *Máxima ocurrencia de procesos acumulativos.*

Son las áreas en donde el modelado solamente se encuentra asociado con el aluvionamiento y sedimentación del material. La inclinación es mínima y los agentes de transporte no son capaces de movilizar más que las partículas más finas. En estas zonas es común la existencia de inundaciones, colmatación y anegamiento. Su ocurrencia en el área de estudio también se asocia con la constante caída de piroclastos que mantienen el relieve dando lugar a morfologías subhorizontales.

En ambas cartografías, aparecen de manera puntual, representan un área mínima y no tienen una relación ni arreglo aparente, para su interpretación la morfología es importante, debido a que se trata de terrenos subhorizontales en donde predomina la acumulación (Fig. 44).

La complejidad de ambos mapas de Intensidad de Modelado es alta, debido a que se trata de una construcción basada en otros tres documentos cartográficos. Sin embargo, al ser interpretados desde una perspectiva geomorfológica, aunado al conocimiento geológico del área de estudio, nos permite concluir que el territorio de interés y las formas de relieve que lo componen, presenta una tendencia hacia la dinámica de acumulación, la cual debe ser entendida debido al constante aporte de materiales volcánicos sobre las laderas rectas convexas y de interfluvios amplios. Por su parte, las zonas con mayor potencial erosivo, se relacionan con relieves abruptos derivados de su conformación geomorfológica, que han favorecido a su vez la distribución de densas redes de drenaje que disectan los parteaguas.

No debemos olvidar que todo el análisis hasta aquí presentado, se basa en mediciones indirectas realizadas por diversos métodos morfométricos en dos períodos distintos, de los cuales, si bien se hace una interpretación comparativa, está sujeta a cierto grado de subjetividad. Por tanto, en el siguiente capítulo se realizan comparaciones por medio de métodos aplicados en el SIG, que dan como resultado mapas de diferencias morfométricas

Asimismo, en el siguiente apartado se muestra la geomorfología pre y post eruptiva, en donde se delimitan y clasifican las formas de relieve que conforman el territorio de estudio, lo que da un acercamiento más objetivo a la interpretación de la evolución del relieve producto de la erupción de 1982.

3.3 Geomorfología.

La geomorfología estudia las formas del relieve terrestre, en este caso, el análisis se realizó a partir de una cartografía detallada, en donde se muestran las unidades que integran el territorio de estudio. Cada una de ellas fue clasificada de acuerdo a su génesis, morfología y dinámica.

La cartografía geomorfológica es una representación espacial del relieve, en donde se vinculan la litología y su disposición (estructura), a través de la morfología, aspecto que depende de la intensidad de los agentes de modelado, mismos que están condicionados por la ubicación geográfica (latitud y altitud).

La evolución del relieve se hace en el contexto de la interpretación de fotografías aéreas de 1978 y de 2008. Entre estas fechas existe una erupción pliniana, principal responsable de la modificación en la intensidad de procesos y aparición de nuevas morfologías que conforman la superficie de estudio. En la elaboración de los mapas geomorfológicos del CVCh, se utilizaron los criterios de Bashenina (1977) sobre cartografía geomorfológica detallada, al igual que los de Simonov (1985) referentes a la clasificación genética del relieve (endógeno, endógeno modelado y exógeno).

Los mapas se realizaron a partir de la interpretación de fotografías aéreas bajo un criterio geomorfológico para dos periodos diferentes de tiempo. La cartografía pre-eruptiva fue construida con base en las imágenes de 1978, escala 1:40 000, mientras que el documento post-eruptivo se creó a partir de fotografías del año 2008 a la misma escala.

Los mapas geomorfológicos del CVCh, muestran la distribución espacial de las formas de relieve que componen a la zona de estudio, las cuales se agrupan en una leyenda que categoriza a las unidades individuales de acuerdo con su génesis endógena, endógena modelada y exógena (Fig. 45). Estos documentos fueron construidos con la finalidad de presentar una comparativa de la superficie de estudio, antes y después de la erupción de 1982. Por tanto, su explicación más que centrarse en definir cada morfología, se enfoca en reconocer la distribución e influencia de los grupos que se muestran. Asimismo, se puntualizará en las modificaciones sensibles ocurridas tras el evento pliniano, sin embargo, su análisis a profundidad se realiza en el siguiente capítulo.

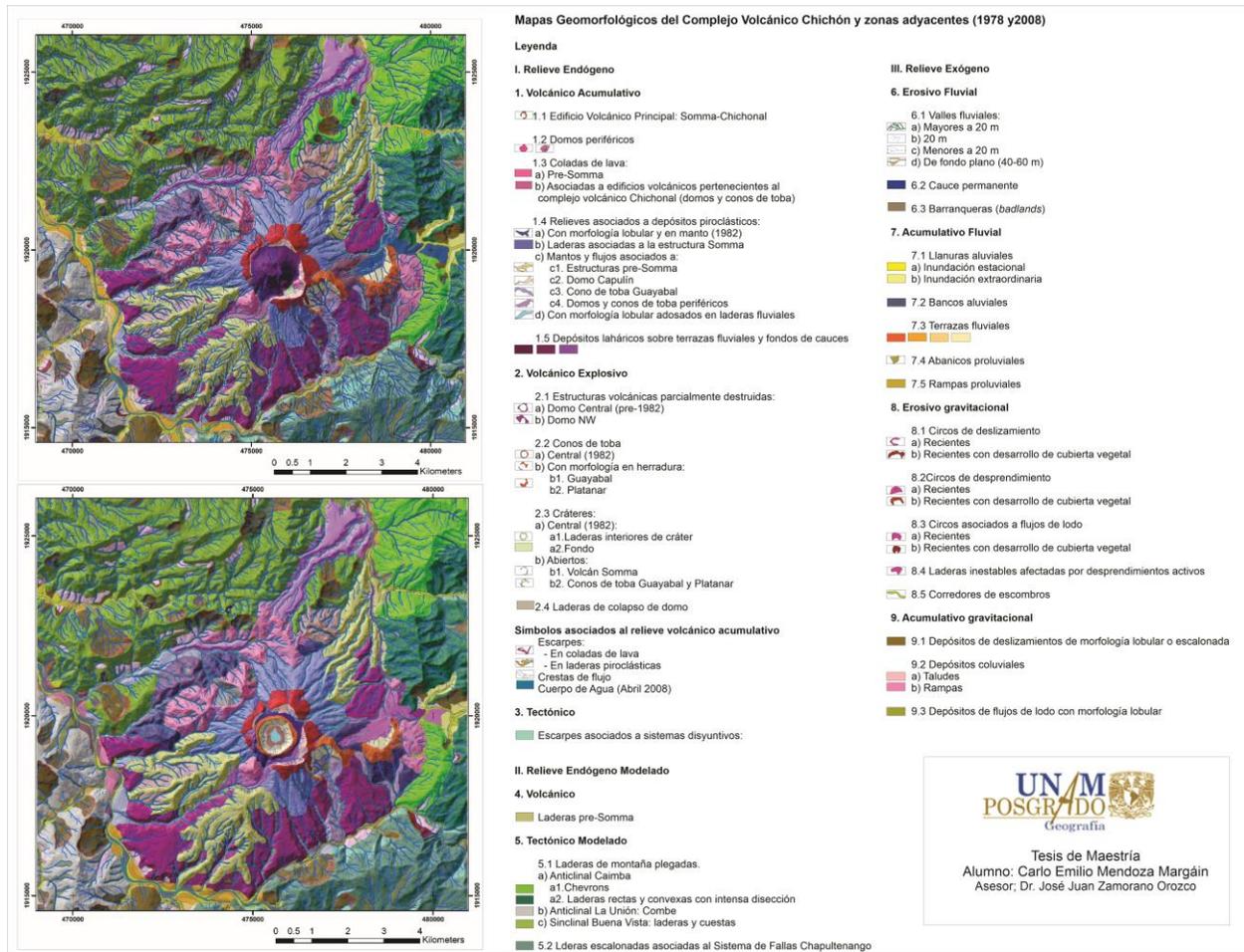


Figura 45. Mapas geomorfológicos del CVCh, en la parte superior izquierda la cartografía pre-eruptiva (1978), debajo de ella la post-eruptiva (2008). La leyenda es única para ambos documentos. Se observa los cambios morfológicos más representativos.

Relieve Endógeno.

Está representado por las formas de relieve volcánicas asociadas con el Chichón y la distribución de sus productos, así como por los rasgos superficiales relacionados con las principales fallas de la región, los cuales se expresan de manera evidente en el territorio de estudio.

El volcán Chichón y las formas del relieve que lo conforman, se relacionan con la constante emisión de magma en superficie desde hace por lo menos 372 ka (miles de años) (Layer et al., 2009), y se observan como un territorio con un arreglo romboidal en planta en el sector centro de la zona de estudio, dispuestos de manera descendente a partir de la altitud central donde se emplaza el actual Cráter y Cono de Tobas de 1982, anidado al interior del Somma. Estas estructuras han sido los principales focos de emisión de los materiales piroclásticos que se distribuyen, sobre una gran rampa de acumulación volcanoclástica que los rodea (Fig.45).

Sin embargo, el CVCh también alberga tanto en su porción cumbre como en sectores periféricos otras estructuras, entre las que destacan domos y conos de toba. Por otra parte, a partir de la fotointerpretación se han cartografiado antiguas coladas de lava en los sectores distales a los edificios principales, así como algunos flujos de pequeñas dimensiones que se vinculan con otros edificios volcánicos (Fig.45; 46).

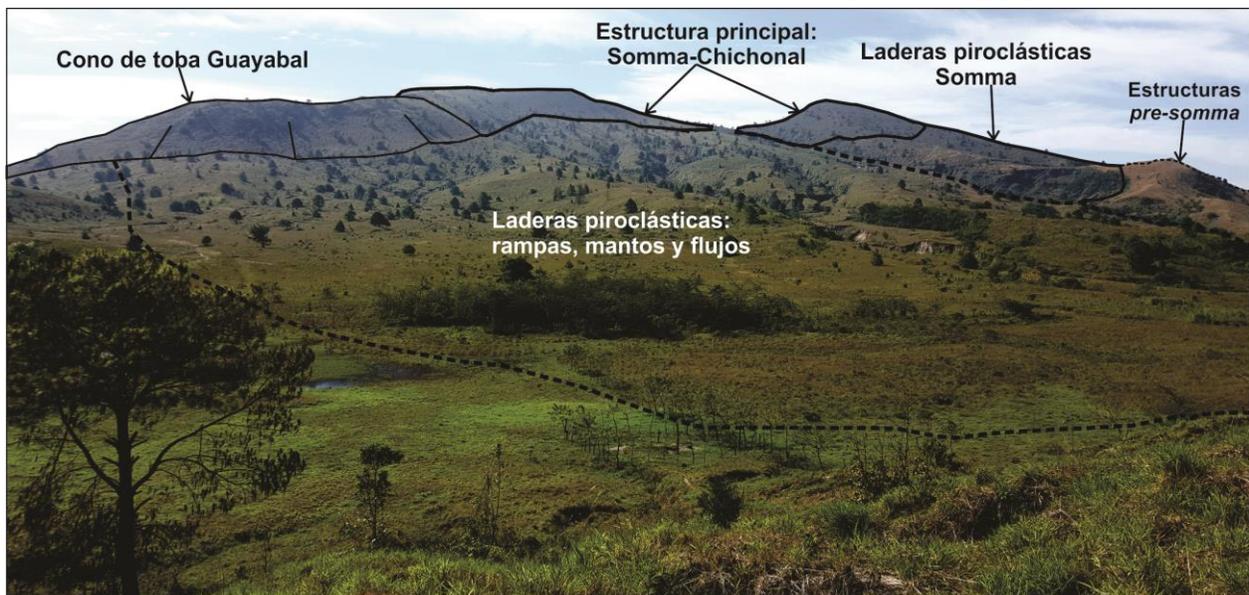


Figura 46. Fotografía del CVCh (ladera oriente). En la imagen se observan formas de relieve que en conjunto integran la compleja estructura del volcán Chichón. La actividad piroclástica holocénica mantea toda la superficie adyacente al cono principal.

La evolución morfológica del complejo se plantea en tres etapas, la primera y más antigua (372 Ka) se ha denominado pre-Somma y se conforma por coladas de lava sobreyacidas por flujos y mantos piroclásticos (Fig.45; 47); los focos de emisión de estas morfologías no tienen expresión superficial, lo que se interpreta como que han sido cubiertos por el emplazamiento y conformación de los edificios que se observan en la actualidad y sus materiales.

La etapa siguiente, abarca entre 276 a 55 ka y obedece a la construcción del Somma a partir de emisiones viscosas en un arreglo anular en la porción cumbre del CVCh, la cual fue destruida por una o varias erupciones explosivas que formaron la caldera al centro de la estructura y las laderas piroclásticas exteriores dispuestas de manera radial alrededor del edificio.

En este periodo se enmarca la extrusión de los domos periféricos, siendo los más representativos el SW, Cambac, Capulín y NW (Duffield et al., 1984; Layer et al., 2009; Macías et al., 2010). Asociados a estas estructuras existen coladas de lava, mantos, flujos y laderas piroclásticas (Fig.45; 47).

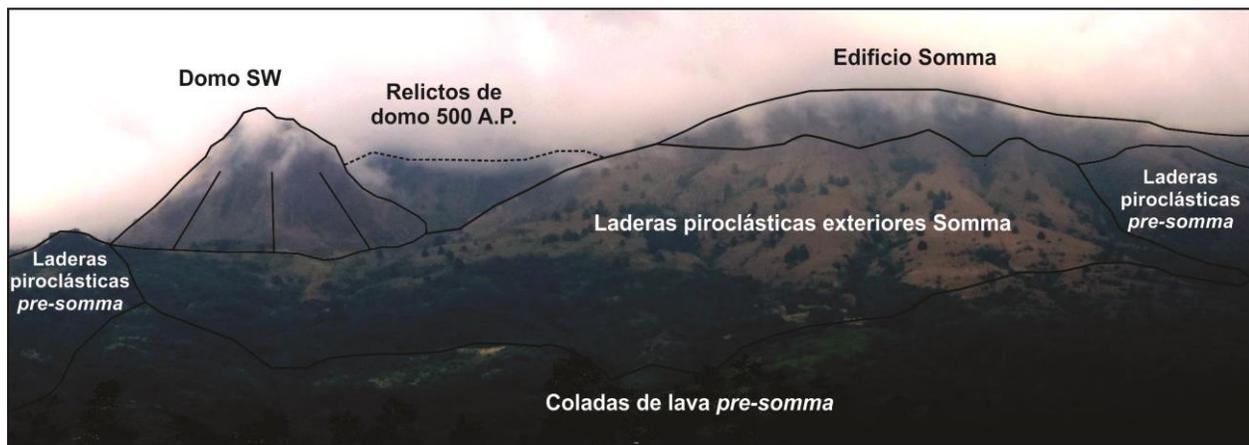


Figura 47. Fotografía de la ladera sur del CVCh. En este sector se observan morfologías que componen la primera y segunda etapa de formación de relieve volcánico. En la base se observan la estructuras tabulares de asociadas con coladas de lava antigua, sobreyaciendo a estas se encuentran los relieves y laderas relacionadas con el Somma y el Domo SW, el cual es uno de los mejor conservados del complejo.

Para el Holoceno, la actividad se concentra al interior del cráter Somma en donde se alternan periodos de construcción y destrucción de domos, así como erupciones plinianas y freato-plinianas. Durante este periodo también se plantea la formación del cono de toba Guayabal (Macías, 2005; Layer et al., 2009) y a partir de una interpretación morfológica y espacial la del cono de toba Platanar; de estos últimos solo se observan morfologías en herradura compuestas por cráteres de explosión con laderas exteriores pronunciadas y de poca amplitud (Fig.45; 48).

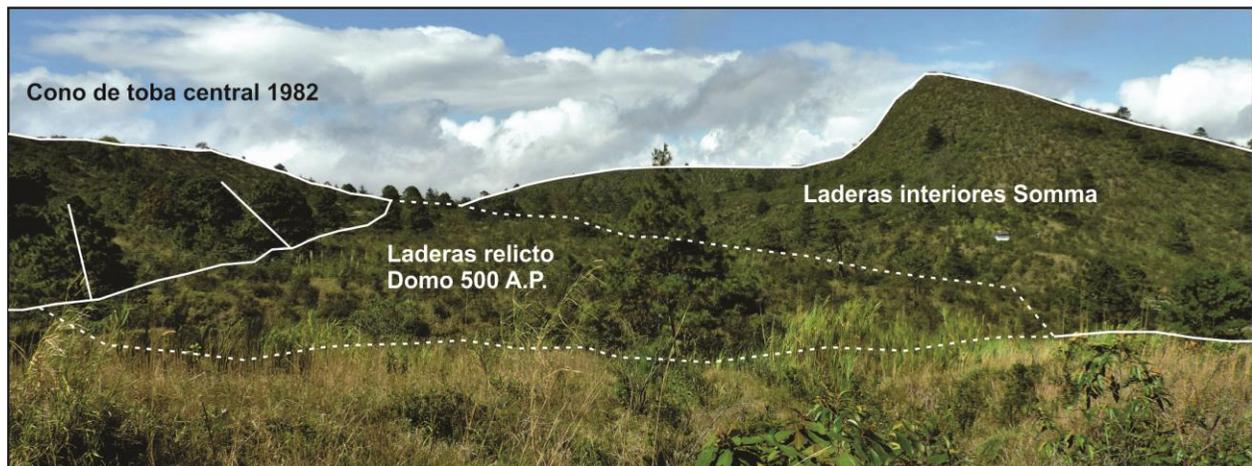


Figura 48. Fotografía tomada al interior del sector este del cráter Somma (vista al norte). El desarrollo de la tercera etapa se ha concentrado en esta área anidada, en donde se han presentado periodos de construcción de domos y su posterior destrucción. Esta actividad ha sido la típica durante el Holoceno.

La erupción de 1982 es un ejemplo de la actividad típica del Chichón desde hace por lo menos 8000 años (Espíndola et al., 2000), en donde el Domo Chichón que ocupaba la cima del CVCh, anidado dentro de la caldera Somma, fue destruido casi en su totalidad por la erupción pliniana más reciente, lo que dio lugar a la formación de las unidades de relieve actuales como el cono de tobas y el cráter de explosión, así como lóbulos y mantos de acumulación piroclástica.

En la cartografía geomorfológica, se puede observar de manera clara las modificaciones al relieve generadas por el evento explosivo (Fig.45; 49).

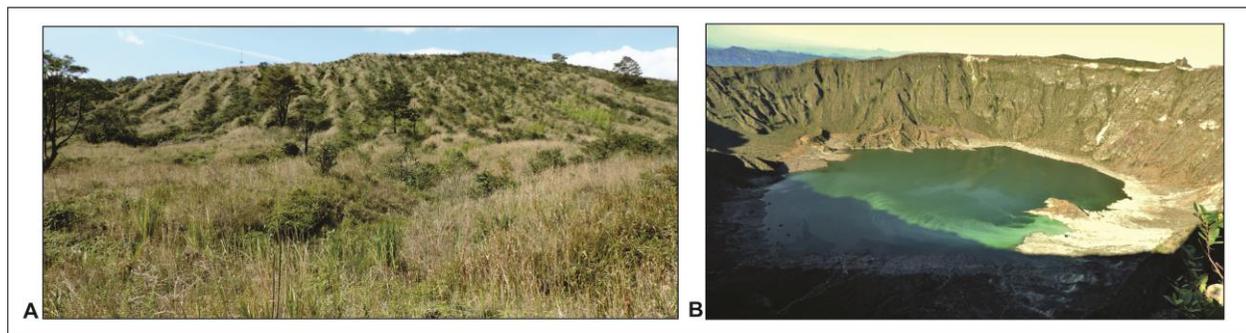


Figura 49. Formas de relieve volcánico explosivo creadas durante la erupción de 1982. A) Laderas exteriores del cono de toba Central. Estas vertientes están cubiertas por piroclastos y están afectadas por la acción fluvial, su amplitud no sobrepasa los 40 metros de altura máxima. B) Cráter Central, es la morfología más representativa del evento eruptivo pliniano reciente, con una profundidad promedio de 200 metros, 1 km de ancho y un lago en el fondo; a pesar de lo reciente de la erupción pliniana, las laderas interiores de fuerte inclinación han sido afectadas por procesos gravitacionales.

Asimismo, los detritos volcanoclásticos producto de la formación de corrientes de alta densidad, fueron canalizados por los valles preexistentes, sus depósitos se observan adosados a laderas fluviales. La removilización posterior, generó lahares, terrazas y barras, todas ellas emplazadas en las principales llanuras aluviales (Fig.45; 50).

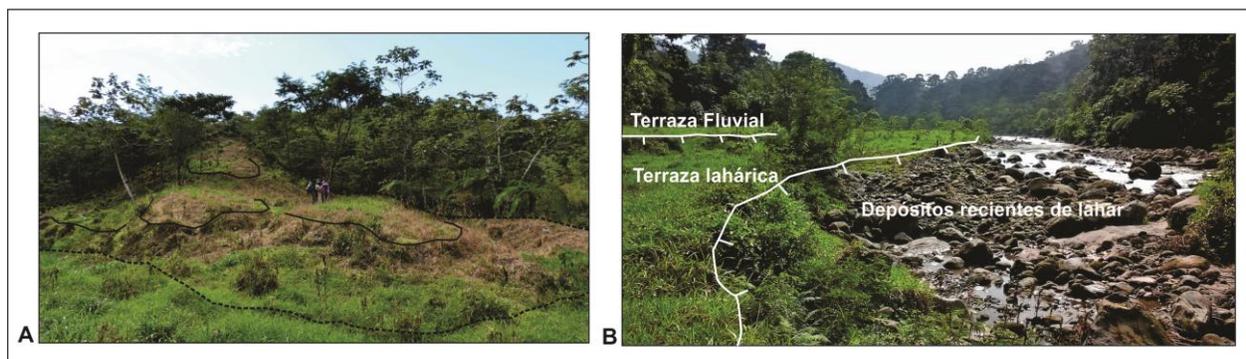


Figura 50. En la fotografía se observan depósitos y morfologías asociadas a la erupción de 1982. A) Relieve piroclástico con morfología lobular emplazado en las laderas orientales del CVCh, que adquieren formas lingüoides con lóbulos de frentes escarpados. B) Depósitos laháricos en el cauce del Río Platanar. La actividad perenne del cauce permite observar grandes bloques emplazados por los lahares de la última erupción, la morfología de terrazas es común y las bajas e intermedias se componen de grandes clastos, que dan indicios de la presencia de flujos de alta densidad anteriores.

Por su parte, el origen de los escarpes asociados al relieve tectónico, se relacionan con el régimen de desplazamiento lateral Miocénico (García-Palomo et al., 2004). Aquellos que se

vinculan con las fallas siniestras San Juan, Agua de Cal y Caimba presentan una dirección E-W y arreglo ondulado a rectilíneo. Por su parte, el sistema normal Chapultenango da lugar a escarpes continuos y discontinuos, rectilíneos y con una dirección preferencial NW-SE (Fig.45).

Relieve Endógeno Modelado

Agrupas las formas de relieve con un origen endógeno que han sido modeladas por agentes exógenos. Como parte de este grupo, existen morfologías volcánicas erosionadas o parcialmente sepultadas por piroclastos y aluviones. Dos de estas unidades se encuentran en el CVCh, representan las laderas más antiguas del complejo volcánico y se asocian con una etapa más antigua aún que las del periodo pre-Somma. Su morfología de vertientes lobulares con pendiente homogénea y disectadas por ríos profundos, es la base para su delimitación e interpretación (Fig.45).

En este rubro, los relieves asociados a estructuras plicativas son los que cubren una importante extensión de la zona. El noreste y este del área de estudio, se encuentra ocupado por una sucesión montañosa perteneciente al anticlinal Caimba, que del núcleo hacia los flancos exteriores adquiere diferentes morfologías: convexas de fuerte inclinación, heterogéneas con intenso modelado fluvial y en *Chevron* (Fig. 45; 51). Hacia el sector NW se localiza el Sinclinal Buenavista que presenta un arreglo en cuestas monoclinales, barras y *hogbacks* (Fig.45; 52).

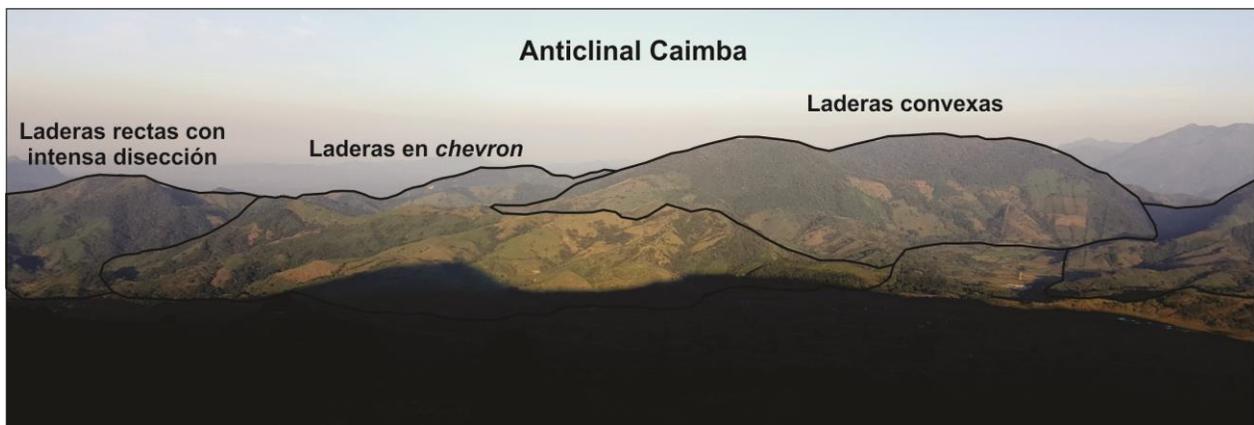


Figura 51. Fotografía de las laderas que componen al Anticlinal Caimba (sector noreste del área de estudio). Las vertientes montañosas de esta estructura han sido modeladas a lo largo del tiempo geológico, su arreglo diferencial se relaciona con cambios litológicos de las capas sedimentarias que lo conforman.

Al oeste y suroeste del Chichón se localiza el anticlinal La Unión, que ha sido modelado dando lugar a una estructura de tipo *combe*, donde el arreglo de los sustratos de manera subhorizontal favorece una morfología de cimas planas escalonadas e incluso algunas mesetas y *muelas* sedimentarias. Por último, la región montañosa al SE, se ve definida por bloques con un arreglo en gradería y en facetas triangulares, asociadas al sistema de fallas normales Chapultenango (Fig.45; 52).

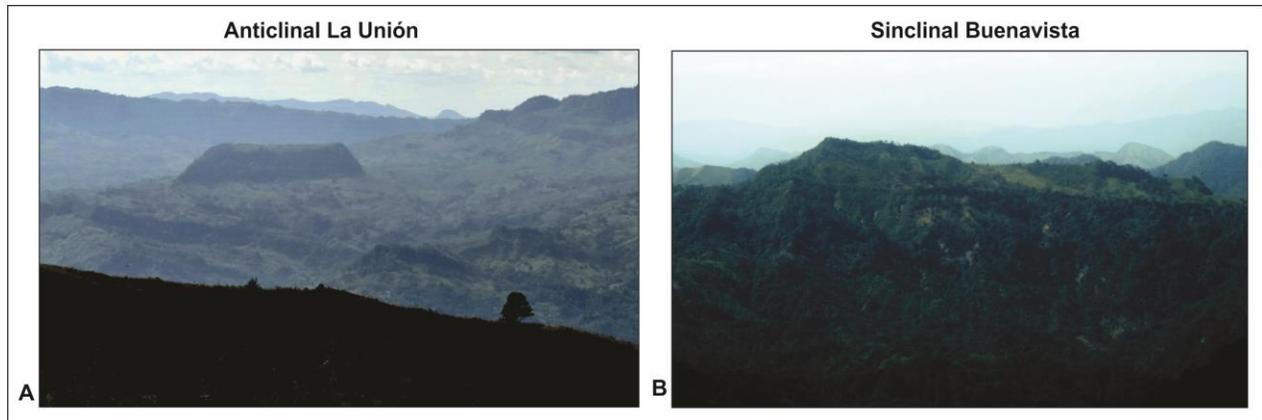


Figura 52. Se muestra las laderas montañosas asociadas a estructuras plicativas adyacentes a la zona de estudio. A) El anticlinal La Unión (sector sureste) y su plegamiento recumbente, favoreció la formación de terrenos subhorizontales, en donde las capas más resistentes permiten la formación de *muelas* sedimentarias. B) El Sinclinal Buenavista, está influenciado por los cambios de densidad litosférica, producto del emplazamiento de la cámara magmática del Chichón, lo que favoreció un levantamiento de los sustratos, resultado de ello es un relieve a manera de cuestas.

Relieve Exógeno

El relieve que se agrupa entorno a este rubro genético, es aquel formado por las condiciones exógenas predominantes, en este caso definidas por el clima tropical y la intensa precipitación de la región (Inbar et al., 2001).

Las formas más representativas y con mayor extensión son las fluviales, representadas por una gran densidad de cauces de diferentes profundidades (entre <20 hasta >60 m), agrupados en patrones de drenaje, condicionados por el arreglo litológico-estructural de las superficies que disectan. La actividad erosiva de los ríos es tan intensa, que incluso las unidades recientes asociadas a la erupción de 1982, presentan desarrollo de fluvios en la actualidad (Fig.45; 53).



Figura 53. Interior del cráter Somma (porción cumbre), se observa la intensa disección fluvial que los materiales piroclásticos emplazados durante la erupción de 1982, han sufrido tras la culminación de la actividad volcánica. El proceso de erosión fluvial ha sido tan intenso que ha alcanzado las partes cumbres del CVCh.

Por otro lado, la acumulación aluvial se incrementa debido a los detritos generados a partir de los numerosos procesos gravitacionales y los piroclastos emplazados durante la historia eruptiva del volcán Chichón, lo que genera una complejidad morfológica en las llanuras aluviales, conformadas por varios niveles de terrazas y superficies de inundación estacional y extraordinaria (Fig.45).

Otro grupo predominante del relieve exógeno, son las formas asociadas a los procesos de remoción en masa, que de manera general se pueden agrupar en tres tipos: deslizamientos, desprendimientos y flujos de lodo. Los dos primeros, están en estrecha relación con los trazos de las principales estructuras disyuntivas y zonas de debilidad sobre laderas montañosas, también se encuentran ligados a los escarpes (litológicos y estructurales), frentes de morfologías volcánicas y laderas de fuerte inclinación.

Por su parte, los flujos de lodo se desarrollan a partir de depósitos gravitacionales o de laderas, donde existen potentes cortezas de intemperismo que se hidratan y movilizan ladera abajo como un flujo viscoso. De todos estos existen morfologías muy recientes que indican la inestabilidad continua del territorio (Fig.45; 54).



Figura 54. Flujo de lodo reciente en las laderas montañosas del sector Chapultenango (sureste del área de estudio). Este tipo de fenómenos son comunes y se presentan anualmente, favorecidos por la intensa precipitación fluvial y la antigüedad de los materiales, lo que favorece inestabilidad en las vertientes. En esta imagen es posible observar tanto las morfologías erosivas como las acumulativas que componen al fenómeno gravitacional.

La cartografía geomorfológica del Complejo Volcánico Chichón de 1978, nos muestra la conformación y distribución real de las formas de relieve que constituían el territorio en estudio, posterior a un evento eruptivo pliniano ocurrido hace 500 años A.P., en donde la unidad morfológica más importante creada, fue el domo central del volcán Chichón.

Esta estructura se conservó durante toda la etapa de calma volcánica, lo que permitió que los agentes exógenos actuarán sobre la zona, en su constante esfuerzo por brindar equilibrio geomorfológico a la superficie.

Por su parte el mapa de 2008, nos permite observar las modificaciones causadas al relieve de la zona de estudio producto de la erupción de 1982, en la cual se formaron nuevas unidades de relieve, la más representativa el cráter central. Este cambio trajo consigo una importante modificación a la superficie, ya que los detritos volcánicos emitidos se distribuyeron sobre el relieve preexistente, modificando las superficies y provocando una aceleración en el accionar de los procesos erosivos. En este sentido, el documento cartográfico post-eruptivo nos muestra, no sólo la superficie actual, sino también permite analizar un sistema geomorfológico afectado por un evento eruptivo violento.

La elaboración de la cartografía geomorfológica a partir de los métodos clásicos, permitió individualizar cada unidad que conforma el relieve del volcán Chichón y sus territorios adyacentes. Su posterior digitalización y transformación a formato *Shape* mediante el SIG ArcGis 10.3, permite realizar comparaciones de carácter estadístico respecto de la superficie que ocupan las diferentes unidades de relieve cartografiadas (Fig. 55).

Lo anterior, con miras observar de manera preliminar las diferencias que se presentan en el territorio, respecto de la distribución espacial de las formas de relieve pre y post eruptivas. Dicho análisis se hace a partir de la extracción de las áreas que ocupan cada una de las morfologías diferenciadas, aplicando la herramienta *Calculate Geometry* a las tablas de atributos de cada cartografía (Fig. 55).

Una vez que se obtienen las superficies de cada unidad de relieve, se realiza la fusión de los polígonos que las conforman con la finalidad de que se tenga un solo grupo y una sola superficie para cada morfología cartografiada. Esto se realiza trabajando la tabla de atributos de cada mapa con la herramienta *Merge*. De este modo es posible utilizar otra herramienta del SIG denominada *Create Graphics*, con la cual se pueden crear diversos tipos de gráficas, en este caso, relativos a las superficies que ocupan las formas respecto del total del área de estudio.

Sin embargo, el gran detalle y cantidad de formas de relieve cartografiadas, sobre todo en lo que respecta a las morfologías volcánicas, arroja gráficos saturados en información, que pueden ser difíciles de interpretar de manera conjunta y con un punto de vista comparativo (Fig. 55).

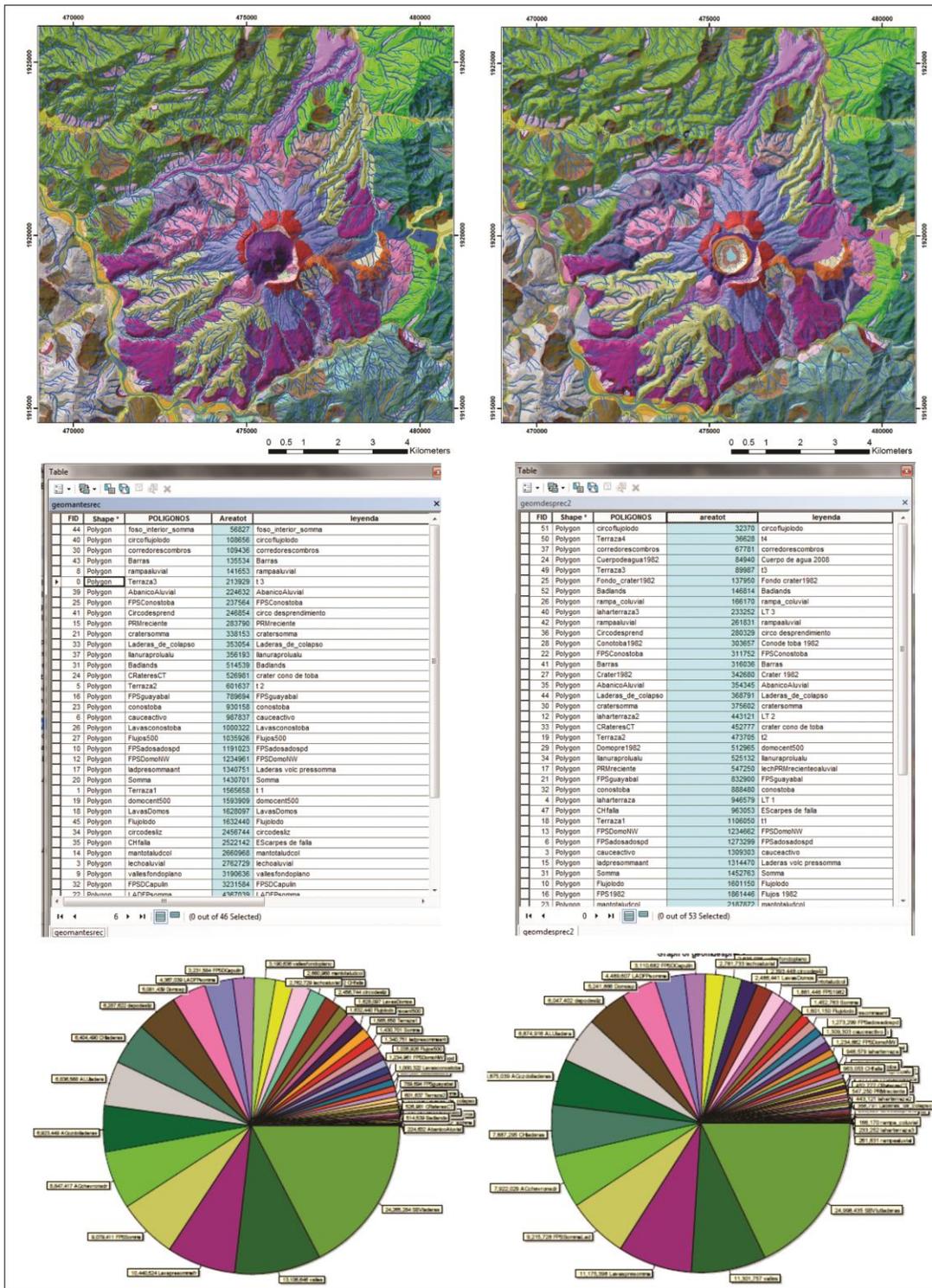


Figura 55. Análisis comparativo de la distribución de superficies para cada Unidad Geomorfológica que compone al Volcán Chichón y sus áreas adyacentes. En la parte superior se muestra la cartografía geomorfológica para 1978 (izquierda) y 2008 (derecha). En la parte media se observa la tabla de atributos de los mismos y la columna de superficies ocupadas para cada morfología. En la base de la figura se presentan gráficos de pay, que representan el porcentaje ocupado por cada forma en el total de la superficie de estudio.

Por tanto, utilizando la misma herramienta *Merge*, aplicada a las tablas de atributos para los mapas geomorfológicos, se pueden reagrupar las unidades de relieve pertenecientes a un tipo específico.

En este contexto, se realizó una fusión por grupo de relieve de acuerdo a la leyenda geomorfológica de la cartografía. De lo anterior, no sólo se obtienen datos gráficos respecto de la distribución superficial de las categorías señaladas, también es posible plasmarlas en nuevos mapas para ambos periodos (Fig. 56).

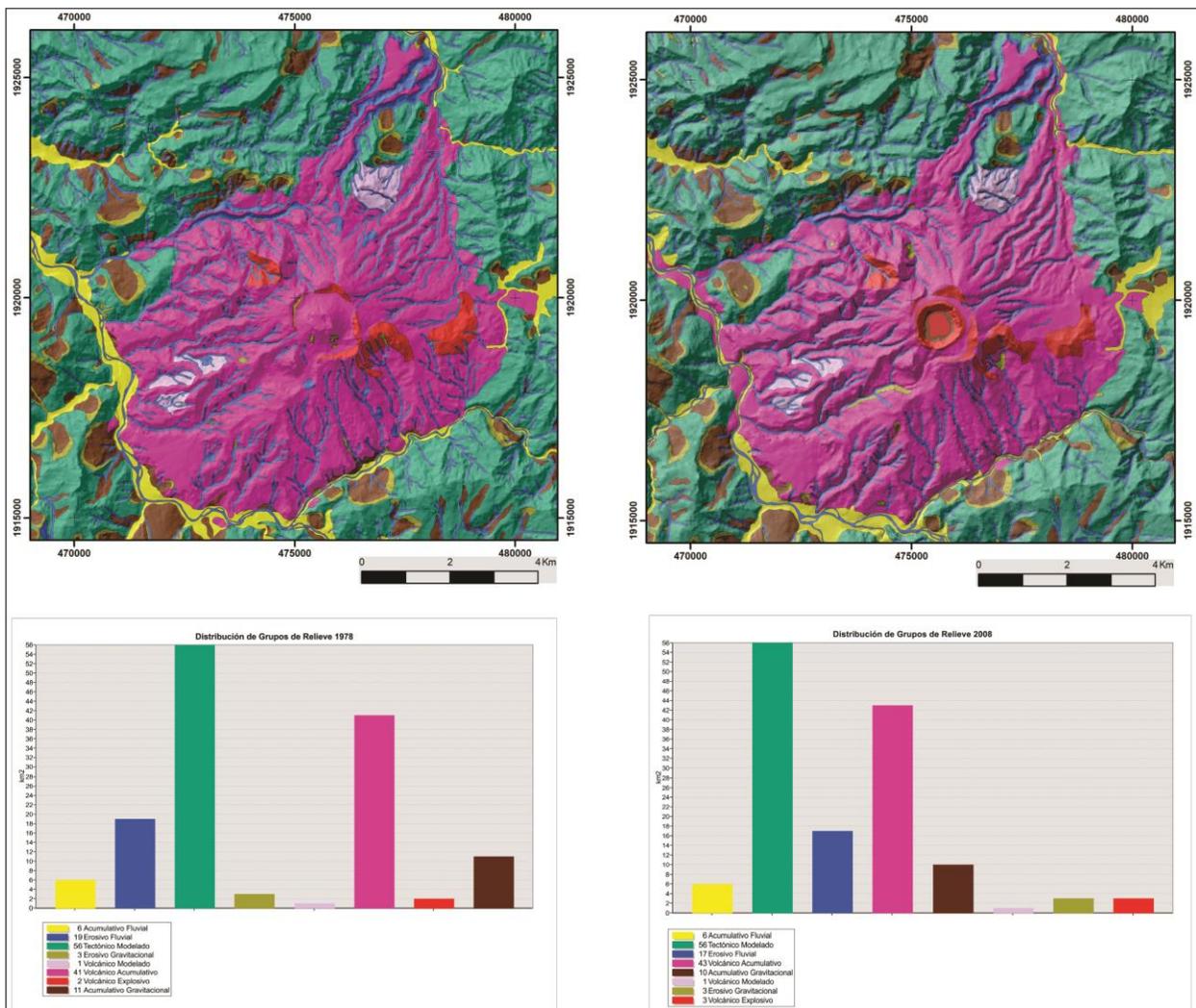


Figura 56. Mapas y gráficos de los principales grupos de relieve. A la izquierda se muestran los relativos a 1978 y a la derecha los de 2008. La simplificación de la información favorece el análisis comparativo para el relieve de la zona de estudio.

De este modo podemos observar que el relieve que ocupa mayor superficie es el que se compone por las formas tectónicas modeladas con 56 km², seguido del grupo conformado por las morfologías volcánicas acumulativas, que para 1978 presentaban un área de 41 km², mismas que aumentaron a 43 km² para el 2008, lo que se debe al emplazamiento de los productos de la erupción de 1982 (Fig. 56).

Por otra parte, el grupo de menor representatividad es el volcánico modelado con 1 km², seguido del relieve volcánico explosivo, el cual aumento de 2 km² en 1978 a 3 km² para el mapa de 2008, lo que se relaciona directamente con la formación del cráter y cono de tobas durante la erupción pliniana de 1982 (Fig. 56).

Las formas agrupadas en los rubros de relieve exógeno presentan una similar cobertura de superficies, sin embargo, es notorio una ligera de disminución de la superficie que ocupa el grupo erosivo fluvial, el cual presentaba un área de 19 km² para 1978, mientras que para 2008 se observa una superficie de 17 km², lo que se interpreta como la colmatación y manto de cabeceras y afluentes proximales a la cima de volcán, a partir de los productos emitidos en 1982 (Fig. 56).

La capacidad que nos brinda el realizar una simplificación de las unidades de relieve en grupos, para el análisis comparativo, puede profundizarse aún más, en este sentido se realizó la fusión de los grupos en los rubros genéticos Endógeno, Endógeno Modelado y Exógeno (Fig. 57).

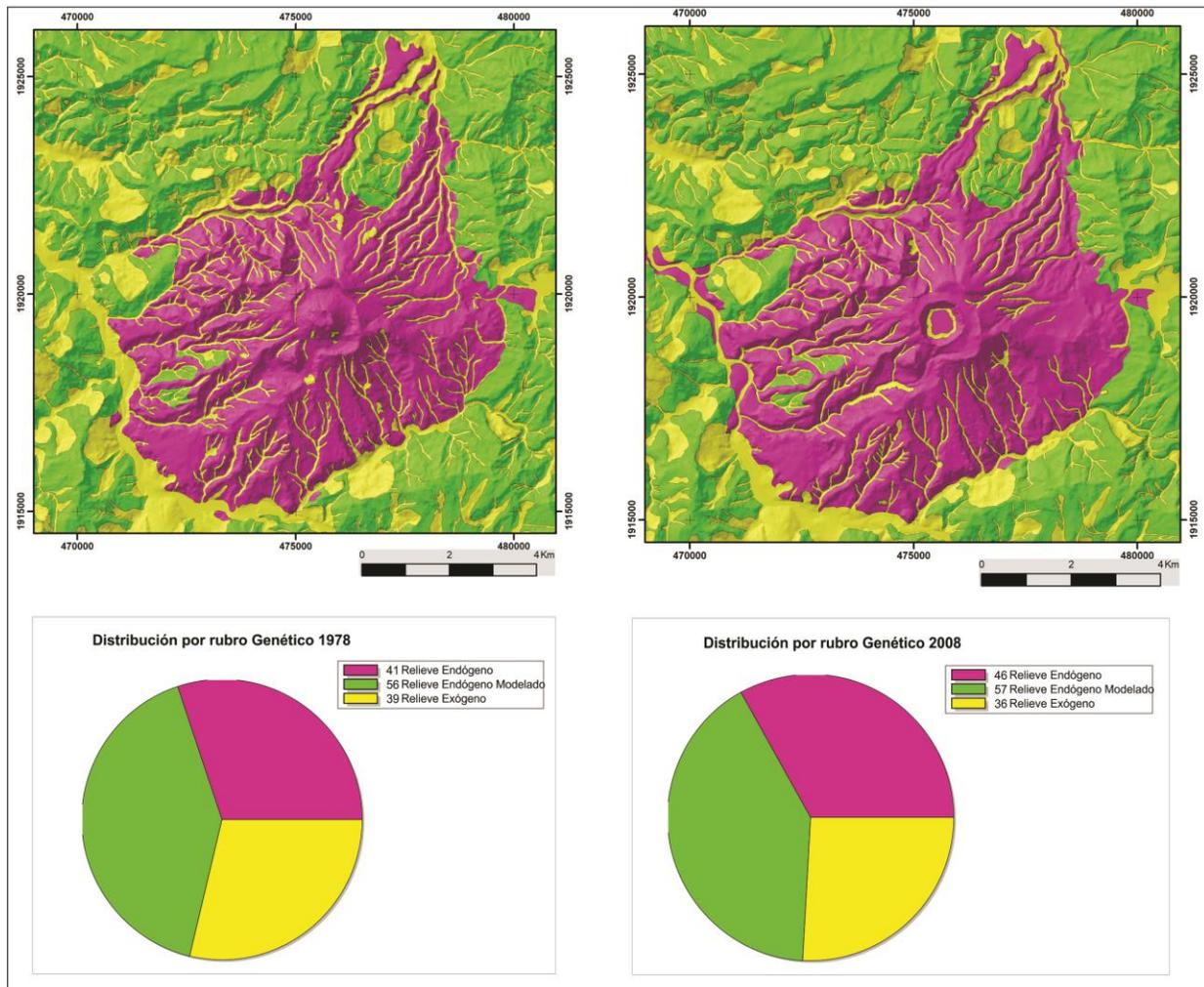


Figura 57. Mapas y gráficos de los rubros de relieve agrupados por su génesis, a la izquierda se muestran los de 1978, a la derecha 2008.

Los mapas y gráficos de grupos genéticos nos permiten sintetizar e interpretar los cambios en la superficie de estudio, debido a la influencia de una erupción volcánica. De manera concreta, la erupción de 1982 fomentó un aumento en la distribución espacial del relieve Endógeno, el cual paso de abarcar un área de 41 km² en 1978, a ocupar 46 km² de terreno para 2008. Dicha situación así como la disminución de extensión del relieve exógeno, permite argumentar que los territorios influenciados por vulcanismo activo afectan al sistema geomorfológico en su conjunto.

En el siguiente capítulo se muestra un análisis comparativo de sobreposición de las cartografías morfométricas y geomorfológicas hasta ahora presentadas, lo que brinda una posibilidad más objetiva y puntual de interpretar los cambios al relieve ocurridos por la erupción de 1982.

Consideraciones Finales:

El contar con datos que permitan realizar un análisis geomorfológico basado en cartografía comparativa, de un territorio influenciado por erupciones volcánicas, antes y después de la ocurrencia de un evento como el de 1982, permite formular interpretaciones relativas a los cambios sufridos por el relieve a causa del vulcanismo.

Los mapas morfométricos, permiten un acercamiento indirecto para entender las condiciones medibles de un territorio, de este modo el contar con mapas antes y después de la erupción permitió observar cambios sensibles a la morfología y dinámica de elementos como la distribución espacial de los ríos, así como de las superficies de estabilidad aparente o aquellas que fomentan la acción de los agentes exógenos.

La cartografía geomorfológica detallada, permite distinguir la realidad del relieve y las formas que lo componen. Asimismo, la identificación de unidades y su agrupación en un inventario genético, nos permite interpretar los procesos endógenos y exógenos que han actuado en el territorio, modelándolo hasta su configuración actual.

El contar con los mapas pre y post eruptivos, favorece la posibilidad de argumentar la modificación de una superficie asociada con un evento pliniano como el 1982, así como entender, la destrucción, construcción y distribución de nuevas formas, mismas que perturban un sistema geomorfológico y fomentan cambios en la dinámica de los agentes exógenos, dando la posibilidad de realizar interpretaciones relativas a la evolución del relieve.

El uso y aplicación de Sistemas de Información Geográfica, facilita en gran medida los análisis comparativos y la creación de cartografía de manera rápida y precisa. Las herramientas y su aplicación en este tipo de análisis, también permite la elaboración de nuevas cartografías y extracción de datos estadísticos de manera expedita, de esta manera se obtiene una mayor profundización de las hipótesis generadas respecto con los cambios en el relieve.

Capítulo 4. Evolución Geomorfológica: análisis de mapas de diferencias morfométricas (1981-1987) y cambios geomorfológicos (1978-2008).

En este apartado se presenta un análisis cartográfico del relieve que compone al volcán Chichón y sus terrenos adyacentes, basado en la creación de mapas de diferencias morfométricas y comparaciones geomorfológicas, a partir de los documentos presentados en el capítulo 3, para los periodos pre y post eruptivos de la zona de estudio.

La finalidad de la cartografía comparativa que se analiza, brinda un panorama objetivo en donde se argumentan e interpretan las variaciones al relieve producto de la erupción pliniana de 1982. Se presenta la metodología para la construcción de los mapas y de manera detallada, el análisis de los aspectos más relevantes relacionados con los cambios geomorfológicos ocurridos a la superficie de interés.

4.1 Mapas de Diferencias Morfométricas

El análisis del relieve de la zona de estudio a partir de la cartografía morfométrica, permite un acercamiento indirecto al reconocimiento del relieve del CVCh y los territorios adyacentes, basado en mediciones de rasgos geomorfológicos de las que se extrae información cuantitativa, la cual puede ser comparada al tener mapas de dos periodos distintos.

En este apartado se analizan los mapas comparativos que expresan las diferencias entre los datos obtenidos de los siguientes mapas: Altimetría, Inclinación del terreno, Densidad de la Disección, Erosión potencial y Erosión total.

La metodología para la construcción de la cartografía de diferencias morfométricas es la misma en todos los casos y fue realizada con el apoyo del SIG ArcGis 10.3. Se utilizó la herramienta *Raster Calculator*, en la que se añaden los mapas morfométricos señalados de ambos períodos, a los que se les aplica una resta entre el mapa más reciente menos el más antiguo, lo que da como resultado una gama numérica de valores positivos y negativos, los primeros arrojan datos respecto del aumento en el parámetro morfométrico medido y viceversa.

Cada mapa generado presenta variaciones específicas en los parámetros morfométricos de medición, relacionados con el área en la que suceden, por lo que para facilitar su análisis, de nueva cuenta se retoman las regiones geomorfológicas presentadas en el capítulo 3.

4.1.1. Diferencias Altimétricas.

La cartografía se construye a partir de realizar la resta aritmética de los valores que representan la altitud de la superficie de estudio, por lo que el resultado se expresa como valores positivos, que indican un aumento en sentido vertical del relieve, por su parte, las cantidades negativas implican una pérdida de superficie. En este contexto, los datos se presentan como rangos de valores de altura relativa, expresados de manera cualitativa como cambios drásticos, significativos, poco significativos y áreas sin cambios, en ambos sentidos (ganancia o pérdida de altura) (Fig. 58).

Montañas Plegadas (I):

Esta región presenta una amplia superficie que no ha sufrido cambios altitudinales, lo que se debe a que son superficies antiguas, que si bien fueron creadas por esfuerzos tectónicos de plegamiento, en la actualidad no presentan indicios relacionados con movimientos corticales de deformación (Fig. 58).

Sin embargo, de manera localizada presentan áreas con cambios significativos tanto de aumento como de disminución de altitud. En este sentido, las superficies de ganancia de altura se localizan en las laderas escarpadas de los frentes del Sinclinal Buenavista al NW y las del Anticlinal La Unión al SW. Lo anterior, se interpreta como acumulación de detritos volcánicos sobre taludes y depósitos de ladera que conforman dichas vertientes, los cuales al adquirir una morfología en terraza y lóbulos favorecen el emplazamiento en la vertical de los depósitos de caída de la erupción de 1982. A las áreas con similar característica de los otros sectores de la región (Anticlinal Caimba al NE y Zona de fallas Normales Chapultenango al SE) se les atribuye el mismo proceso (Fig. 58).

Por otra parte, las zonas definidas por cambios poco significativos de pérdida de altitud se distribuyen de manera principal en los sectores noreste y sureste de la región, en las laderas del Anticlinal Caimba y del Semigraben Chapultenango que miran hacia el CVCh. Dicha distribución se relaciona con procesos de remoción en masa ocurridos en dichas vertientes, los cuales se ven favorecidos por su ubicación colindante con los ríos Platanar y Magdalena-Susnubac (Fig. 58).

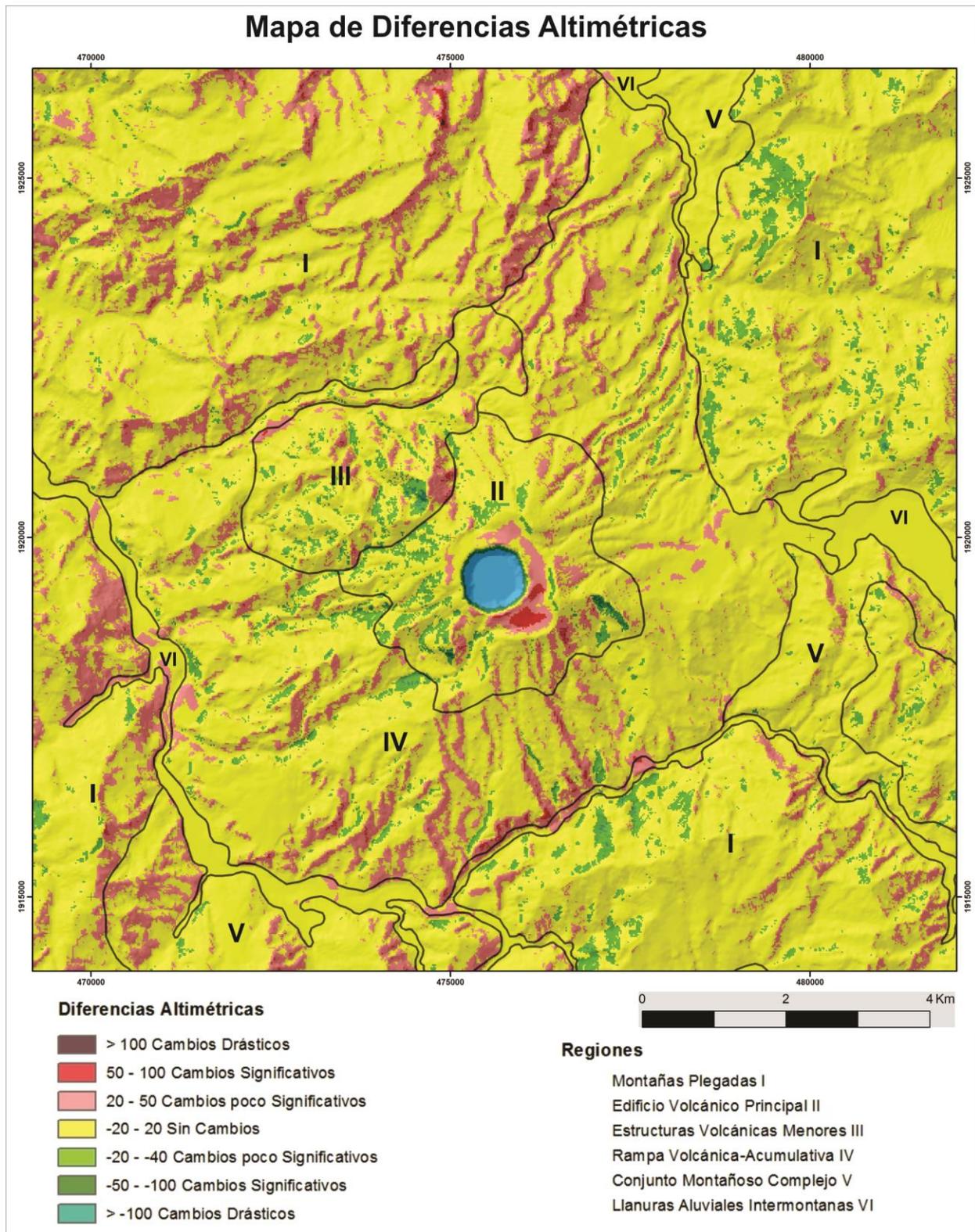


Figura 58. El mapa de diferencias altimétricas permite observar la distribución real de las superficies que modificaron sus valores de altitud. Las áreas representadas implican construcción o destrucción del relieve ocurrido en un periodo de 6 años, la mayoría de estas modificaciones están relacionadas con la erupción de 1982.

Edificio Volcánico Principal (II):

En esta región se observa el cambio más drástico en sentido negativo de la altitud del relieve y se encuentra representado por el cráter central, generado durante la erupción de 1982. El rango que representa dicha modificación es de una disminución de altura relativa >100 metros, sin embargo, la realidad es que la pérdida total fue de 300 metros, asociada a la destrucción del domo central del Chichón (Fig. 58).

Lo anterior, permite argumentar que la ocurrencia de una erupción pliniana genera una modificación sensible en el relieve, sobre todo en la zona del conducto principal, dando lugar a la conformación de una morfología volcánica explosiva, que tendrá expresión clara en los parámetros altitudinales del relieve.

La erupción no solo transformó la superficie en sentido negativo, también la deposición de materiales piroclásticos al interior de la caldera Somma, favoreció el aumento vertical del relieve, representado por un arreglo circular de aumento poco significativo y significativo en los parámetros de altitud de esa superficie. Dicha situación se presenta también, de manera preferencial sobre las laderas exteriores norte, este y sur, del edificio principal (Fig. 58).

Por su parte, las pérdidas de altitud significativas y poco significativas se distribuyen sobre laderas de fuerte inclinación de la región, situación que se asocia con una erosión súbita e intensa de las mismas, favorecida por las características abrasivas de los materiales piroclásticos, los cuales al ser removilizados constituyen flujos que erosionan los terrenos preexistentes (Fig. 58).

No obstante, la mayor parte del relieve de la región se ve representada por no haber presentado cambios en el parámetro de altitud, situación que no es del todo real y que debe asociarse con los datos topográficos utilizados en la creación de los mapas altimétricos, los cuales se conforman por curvas de nivel a cada veinte metros.

Estructuras Volcánicas Menores (III):

Esta región se caracteriza por presentar una distribución mayoritaria de superficies que no presentaron un cambio altitudinal, sin embargo, de manera específica podemos observar áreas de aumento y disminución de la altura relativa del terreno poco significativas (Fig. 58).

Las áreas de aumento en la altitud del relieve se distribuyen sobre las superficies cumbreles y de poca inclinación de la región, así como en la frontera geomorfológica entre esta área y el edificio volcánico principal. Su ocurrencia se sustenta por la existencia de geometrías convexas a rectas de los domos, el *puerto* fronterizo de ambas regiones y la proximidad al foco de emisión de productos piroclásticos de la erupción de 1982, condiciones morfológicas que permiten la acumulación y crecimiento en la vertical del terreno (Fig. 58).

Por otra parte, las áreas en donde se observa una pérdida en la altitud del relieve, se encuentran asociadas con laderas de fuerte inclinación, como el interior del atrio de colapso del Domo NW, en donde los materiales volcanoclásticos emplazados, al ser removilizados por acción fluvial, se convierten en flujos abrasivos que erosionan el relieve preexistente (Fig. 58).

Rampa Volcánica-Acumulativa (IV):

La mayor parte de esta región no presenta cambios en los parámetros de altitud, sin embargo, se observa un arreglo claro de aumentos significativos y poco significativos de manera lineal sobre las laderas que delimitan las unidades que conforman esta superficie. Lo anterior se relaciona con la canalización de flujos piroclásticos sobre depresiones preexistentes y el adosamiento de esos materiales sobre sus laderas (Fig. 58).

Por otra parte, las zonas de disminución de la altitud del relieve, se distribuyen también en las depresiones preexistentes, hecho que se atribuye a que los detritos volcánicos emplazados en esas laderas, se encontraban poco consolidados y fueron removilizados por los agentes fluviales. Como se ha comentado en párrafos anteriores, estos materiales son altamente abrasivos lo que favorece la erosión y disminución vertical de la superficie (Fig. 58).

Conjunto Montañoso Complejo (V):

Esta área de transición entre las montañas plegadas y las llanuras aluviales intermontanas, no presentó cambios importantes de altitud en sus sectores noreste y este, sin embargo, para la zona suroeste se observan aumentos poco significativos en la altura relativa del terreno. Esta situación, se asocia con la depositación de material volcánico de caída sobre laderas con arreglo en gradería, de poca inclinación, que brindan estabilidad ante los agentes exógenos, y permiten que los depósitos piroclásticos no sean removilizados (Fig. 58).

Llanuras Aluviales Intermontanas (VI):

Al ser la región donde los procesos de aluvionamiento son los más favorecidos, se presentan áreas sin cambios en la altitud del relieve, así como aumentos poco significativos muy localizados. La llanura del Río Moba al este, no muestra ningún cambio, mientras que la del Río Platanar al norte solo presenta un área de aumento, relacionada con el emplazamiento de depósitos de lahar (Fig. 58).

Por otra parte, el sector del Río Magdalena-Susnubac presenta múltiples áreas de aumento poco significativo en la altitud del relieve. Esta distribución obedece a que en ese valle fueron depositados la mayor cantidad de flujos piroclásticos, los cuales además de adosar sus depósitos en las laderas, formaron una represa, que una vez colmatada desencadenó flujos laháricos, mismos que en las áreas de alta fricción constituidas por terrazas fluviales, perdieron capacidad de carga y depositaron los materiales removilizados (Fig. 58).

El mapa de diferencias en altitud, permite argumentar de manera objetiva, el hecho de que la erupción pliniana de 1982 en el volcán Chichón, modificó de manera sustantiva ciertos sectores del área de estudio, en específico el relieve volcánico. No obstante la influencia de esta actividad generó cambios que tienen reflejo en un aumento o disminución de la altura relativa de la superficie de estudio.

Este análisis es susceptible de ser aplicado en otros territorios en los que se cuente con información topográfica del estado anterior y posterior a una erupción volcánica. Su importancia radica en que brinda evidencias de las superficies de depositación de detritos volcánicos, así como las áreas en donde los procesos erosivos han actuado con mayor intensidad, favorecidos por las características abrasivas de los piroclastos.

4.1.2. Diferencias en Inclinación del Terreno.

Esta cartografía muestra los valores de pendientes obtenidos al realizar la resta aritmética entre los mapas de 1987 menos el de 1981, lo que da como resultado, rangos numéricos positivos y negativos que representan el aumento y disminución de la inclinación del relieve.

El resultado es complejo, debido a que la comparación cartográfica retoma los valores digitales de los mapas de inclinación, que se componen por pixeles que representan una superficie de 20 x 20 metros, por lo que la distribución de los resultados aparece en arreglos heterogéneos, sin embargo, cuando los datos se observan agrupados, es posible realizar interpretaciones objetivas de las modificaciones en la inclinación del relieve (Fig. 59).

Montañas plegadas (I):

En estos terrenos montañosos e irregulares se observan todas las variantes de cambios en la inclinación del terreno, si bien no domina una modificación positiva o negativa, es posible visualizar en el mapa arreglos específicos.

Existe una relación entre la distribución de las áreas de cambios drásticos, tanto en el aumento como en la disminución de la inclinación del terreno. Lo que se observa es un arreglo de cordones sobre las porciones cumbrales y parteaguas del relieve montañoso, en donde la pendiente disminuyó $<15^\circ$, estas áreas se encuentran en contacto directo con el valor de aumento en $>15^\circ$ (Fig. 59).

La interpretación de este hecho, es que la depositación de detritos volcánicos de caída de la erupción de 1982, mantearon las porciones cumbrales modelándolas como superficies subhorizontales, en donde los materiales de caída se soportan clasto-clasto y al no ser soldados por altas temperaturas, la erosión ataca los flancos dando lugar a paredes verticales. Esto ocurre, sobre todo en parteaguas sinuosos de los anticlinales Caimba y La Unión, así como en las zonas de ruptura de pendiente, de los frentes de cuevas del Sinclinal Buenavista y de las laderas inclinadas de los bloques del semigraben Chapultenango.

Asimismo, se observa que las formas de relieve con inclinaciones menores a 15° como dorsos de cuevas y superficies subhorizontales, presentan valores de disminución de la pendiente significativos y pocos significativos, mientras que aquellas vertientes representadas por superficies inclinadas mayores a 15° aumentaron en su gradiente (Fig. 59). Situación también relacionada con la depositación de materiales de caída que influenciaron toda la zona de estudio.

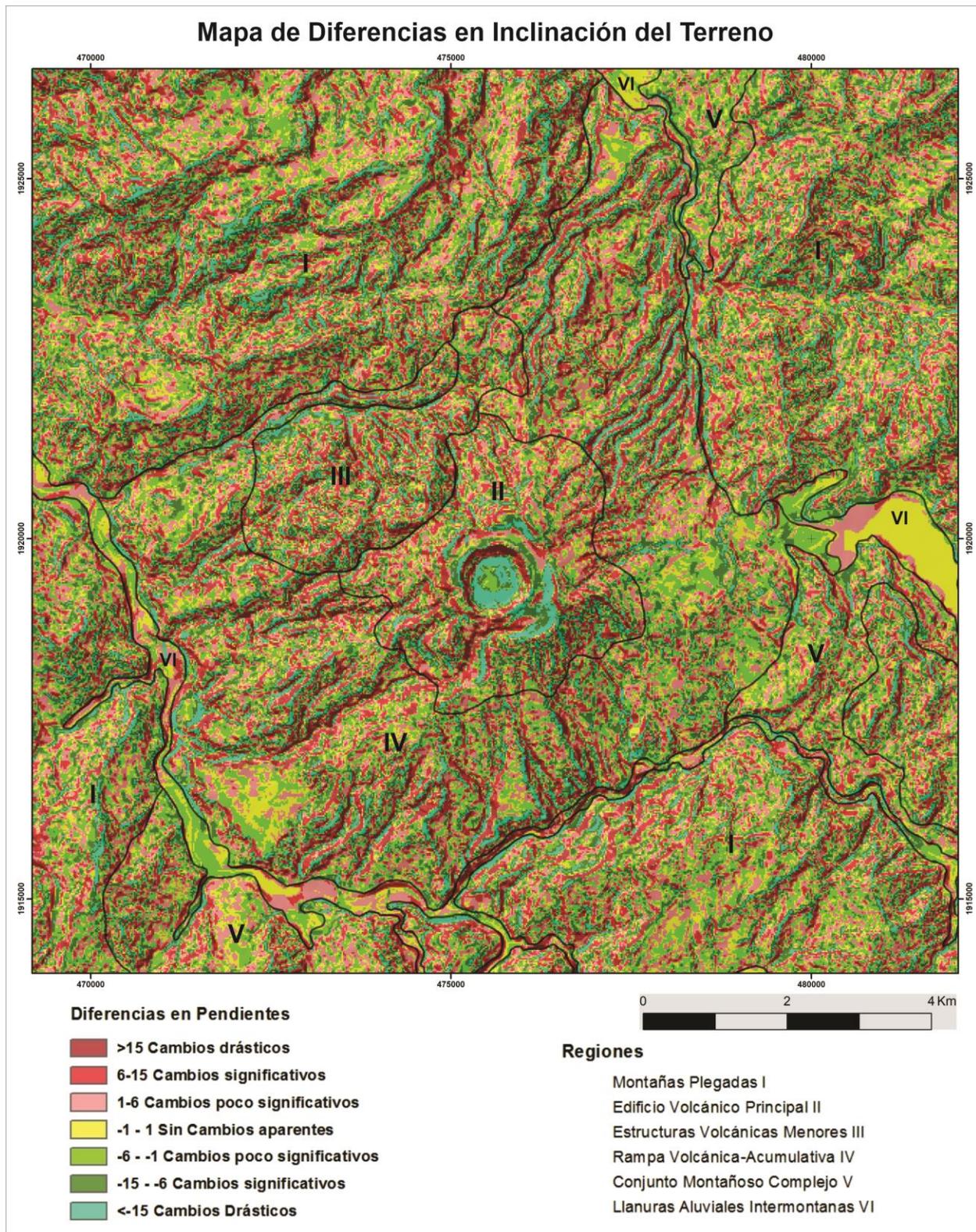


Figura 59. Los valores que se presentan en el mapa, permiten interpretar las superficies que aumentaron o disminuyeron su inclinación, cuando dichas áreas se agrupan indican cambios geomorfológicos sensibles. Por tanto, esta cartografía brinda evidencias objetivas en la evolución del relieve entre 1981 y 1987.

Estructura Volcánica Principal (II):

Los cambios en la inclinación del relieve de esta región presentan arreglos que están relacionados de manera directa con la erupción de 1982. La modificación más clara es el alveolo que representa la disminución de pendiente en la porción central, asociada con la destrucción del domo Chichón (laderas de convexas de fuerte inclinación) y la formación del cráter central (fondo plano); hay que resaltar que esta área es la única asociada a un proceso de pérdida de relieve y la creación de una superficie negativa (Fig. 59).

Los cambios drásticos, significativos y poco significativos asociados con la disminución de la inclinación del terreno, se observan en un arreglo anular distribuido sobre el interior del cráter Somma, esta modificación se relaciona con la intensa acumulación de detritos volcánicos en el foso caldérico. Asimismo, hacia el sur de la región la potente acción fluvial sobre los materiales piroclásticos recientes, genera un alineamiento de aumento drástico en las pendientes del terreno, en donde se ha formado un valle estrecho de vertientes francas (Fig. 59).

Las laderas exteriores del edificio principal, así como las vertientes del Domo SW, presentan un arreglo en el que los interfluvios modificaron sus pendientes hacia una disminución significativa, mientras que los límites de los valles fluviales aumentaron en inclinación, esto implica que el manto del relieve por los productos de 1982, suaviza la porciones cumbreles a la vez que favorece la incisión vertical de los cauces (Fig. 59).

Estructuras Volcánicas Menores (III):

En esta región la distribución de los valores de cambios de pendientes se presenta en arreglos heterogéneos y poco ordenados, situación que obedece a que el relieve de esta zona presenta diversas geometrías, desde convexas como en los domos Capulín y Cambac, hasta rectas y cóncavas en el Domo NW. Por tanto, se interpreta que los piroclastos emitidos durante la erupción de 1982, al ser depositados sobre estas superficies disimiles, propiciaron disminuciones de la inclinación sobre las porciones cumbreles y los interfluvios, así como aumentos en los valles y vertientes escarpadas (Fig. 59).

Sólo en la frontera norte de la región se observa una banda con valores de cambios significativos y poco significativos de disminución en la inclinación del terreno, lo que se relaciona con el acarreo de materiales piroclásticos hacia las porciones más bajas en contacto con la rampa volcánica acumulativa (Fig. 59).

Rampa Volcánica-Acumulativa (IV):

Esta región caracterizada por ser la zona de mayor distribución y emplazamiento de relieves piroclásticos, presenta una alta heterogeneidad en los arreglos de cambios en inclinación del terreno, sin embargo, se observan algunos patrones desarrollados sobre unidades geomorfológicas específicas, que pueden ser interpretados de manera más clara.

Una de estas zonas, es la del sector E donde se observan que los terrenos asociados con mantos y flujos piroclásticos presentan una agrupación de cambios significativos y pocos significativos de disminución en la inclinación de la superficie, lo cual se debe a que los flujos piroclásticos emplazados en esa área durante la erupción de 1982, suavizaron aún más las laderas. No obstante, los valores de aumento se distribuyen en bandas transversales a la pendiente general, lo que puede interpretarse como frentes escarpados y lóbulos de las corrientes de alta densidad (Fig. 59).

En los sectores sur y sureste, donde se encuentran las morfologías tabulares asociadas a coladas de lava del periodo pre-Somma, se observa que las porciones cumbrales presentan áreas de cambios poco significativos tanto en aumento como en disminución de la inclinación, así como áreas sin cambios, todas en arreglos escalonados. Este hecho se interpreta en conjunto con el emplazamiento de flujos piroclásticos sobre estas áreas de poca inclinación, que genera fricción en las corrientes piroclásticas y depositación en arreglos lobulares. Situación similar se puede atribuir a los valores que presenta el relieve piroclástico mesiforme del norte de la región (Fig. 59).

Debido al arreglo geomorfológico de las unidades que componen esta región, a manera de laderas descendentes con distribución radial respecto de los edificios volcánicos, disectadas por cauces profundos, se observan franjas de aumento drástico, significativo y poco significativo, en las laderas que constituyen las rupturas de pendiente entre los valles y las porciones cumbrales, a manera de alineamientos que atraviesan toda la región desde las partes altas hasta las fronteras con las llanuras aluviales. Lo anterior se debe, a un incremento de la erosión vertical de los ríos, favorecida por la alta competencia erosiva de los detritos volcánicos emplazados en la erupción pliniana de 1982 (Fig. 59).

En sentido contrario, los valores significativos y poco significativos que representan una disminución en las pendientes del terreno, se relacionan con el manto de superficies de poca pendiente de los relieves preexistentes (Fig. 59).

Conjunto Montañoso Complejo (V):

Esta región de transición entre la montaña y las llanuras aluviales, no presenta un arreglo claro en los valores de diferencias en la inclinación del terreno, al igual que en algunos sectores las zonas montañosas y los relieves compuestos por unidades volcánicas, las modificaciones se relacionan con el relieve preexistente, en donde las superficies de menor inclinación de porciones cumbreles favorecen la disminución de las pendientes, mientras que las vertientes francas tienden al aumento de su gradiente (Fig. 59).

Llanuras Aluviales Intermontanas (VI):

Los tres sectores de esta región presentan arreglos en los valores de diferencias en la inclinación del relieve que son claros y que se relacionan con la distribución de lahares, así como con el cambio en los canales perennes de los ríos debido a la interacción entre el aluvionamiento y erosión de los nuevos depósitos que afectan sus llanuras.

El sector del Río Platanar al norte, presenta una franja de aumento de pendiente en contacto con la rampa acumulativa piroclástica, esto se interpreta como el acarreo de materiales que han sido removidos por la acción fluvial de los terrenos volcánicos adyacentes. Resultado de este proceso, es la existencia de laderas con fuerte inclinación y terrazas generadas por la erosión lateral de la corriente del fluvio (Fig. 59).

Para el Río Moba al este, no existen cambios morfológicos sustantivos, debido a que antes de la erupción de 1982, la región se caracterizaba por la existencia de un terreno subhorizontal, resultado de los procesos de aluvionamiento. Sin embargo, en el sector colindante con la rampa volcánica acumulativa hay un aumento poco significativo de la inclinación, que se relaciona con los frentes y porciones distales de los depósitos piroclásticos, que fueron emplazados en 1982. En el mismo sentido, el área de disminución poco significativa de las pendientes, se interpreta como acumulación de sedimentos que suavizaron el área encajonada por laderas del Anticlinal Caimba (Fig. 59).

La llanura aluvial del Río Magdalena-Susnubac al sur y oeste del Chichón presenta arreglos diversos, tanto en aumentos como en disminuciones de las pendientes del terreno. Esto tiene relación con el hecho de que en el valle de este río se emplazaron flujos piroclásticos durante la erupción de 1982, lo que generó un represamiento del cauce, la generación de un lago temporal y su posterior ruptura, hecho responsable de lahares que erosionaron y depositaron sedimentos.

De manera general, los aumentos en la inclinación se relacionan con la re-incisión y erosión de los detritos aportados que generaron valles de laderas francas, mientras que la disminución se pueden interpretar como las áreas en donde el canal activo tiene su principal influencia erosionando en sentido lateral y ampliando de esta manera la llanura aluvial, o bien donde los procesos de aluvionamiento se magnificaron por el aporte de sedimentos hacia áreas de poca inclinación (Fig. 59).

Si bien, a primera vista el mapa de diferencias en la inclinación del terreno aparenta una cartografía de gran complejidad, el análisis previo de los mapas morfométricos de esta temática, así como de los geomorfológicos para los periodos pre y post eruptivo (Capítulo III), permiten realizar una interpretación objetiva de la ganancia o pérdida en el gradiente de pendiente, en este caso la explicación general se resume en la influencia sobre el relieve que tuvo la erupción de 1982, a partir del depósito de detritos volcánicos de caída y flujo (Fig. 59).

4.1.3. Diferencias en Densidad de la Disección.

Este mapa se crea a partir de retomar la cartografía de densidad de la disección para 1987 y realizar una resta contra el documento morfométrico de 1981, el resultado obtenido permite observar zonificaciones que representan un aumento o disminución en la cantidad de cauces medidos en una superficie determinada (1 km^2). Al igual que en los documentos antes descritos, los valores de diferencias, se agrupan en rangos positivos y negativos de cambios en los parámetros morfométricos medidos (Fig. 60).

Montañas Plegadas (I):

En los sectores que conforman esta región, se observan diferencias de densidad de disección, tanto en un aumento de cauces como en la disminución de estos. El sector NE del Anticlinal Caimba y SE del semigraben Chapultenango, presentan cambios en ambos sentidos, estas áreas definen alveolos inmersos en una superficie mayor que no presenta cambios (Fig. 60).

Las áreas de aumento en densidad de la disección en el Anticlinal Caimba, se agrupan en alveolos dispuestos de manera preferencial sobre las vertientes inclinadas que se orientan o miran hacia el CVCh, por lo que se interpreta que la depositación directa de materiales volcánicos sobre estas superficies, favoreció un intenso desarrollo de la red fluvial una vez culminado el evento volcánico de 1982 (Fig. 60).

Por su parte, para el sector Chapultenango, las zonas de aumento se distribuyen sobre los morfolineamientos con dirección NE-SW, asociados con las fallas normales del semigraben, en donde, tanto la debilidad estructural, como el aporte de detritos volcánicos sobre los valles fluviales, generó una fuerte reactivación de los agentes erosivos (Fig. 60).

En estas superficies de la región I, la distribución de los valores de disminución en densidad de disección, se distribuyen sobre los relieves de laderas convexas del Anticlinal Caimba, en donde los detritos volcánicos de caída de la erupción de 1982, colmató los valles fluviales desarrollados sobre vertientes de geometría distributiva, situación que no favorece la reincisión fluvial. Para el sector Chapultenango, se observan estas áreas cercanas a la llanura aluvial del Río Magdalena-Susnubac, por lo que se interpretan como zonas influenciadas por los procesos de aluvionamiento del valle que inhiben la acción erosiva remontante (Fig. 60).

Para el sector suroeste del Anticlinal La Unión y noroeste del Sinclinal Buenavista, se observa una diferencia generalizada hacia el aumento de densidad de la disección. En el primer caso, se interpreta que las superficies cumbrales subhorizontales, permitieron el emplazamiento de sedimentos volcánicos de caída, los cuales una vez culminado el evento pliniano de 1982, comenzaron a ser re-disectados por erosión remontante, proveniente de las cabeceras de ríos que drenan hacia el Magdalena-Susnubac (Fig. 60).

Por otro lado, las cuestas monoclinales que conforman al Sinclinal Buenavista, afectadas también por el emplazamiento de depósitos de caída plinianos, permitieron un aumento significativo de la densidad de la disección en los frentes escarpados y cambio poco significativo sobre las laderas dorsales de pendiente homogénea. Lo anterior se relaciona con la acción fluvial favorecida por dos factores, la inclinación del terreno y la presencia de materiales altamente competentes a la erosión (Fig. 60).

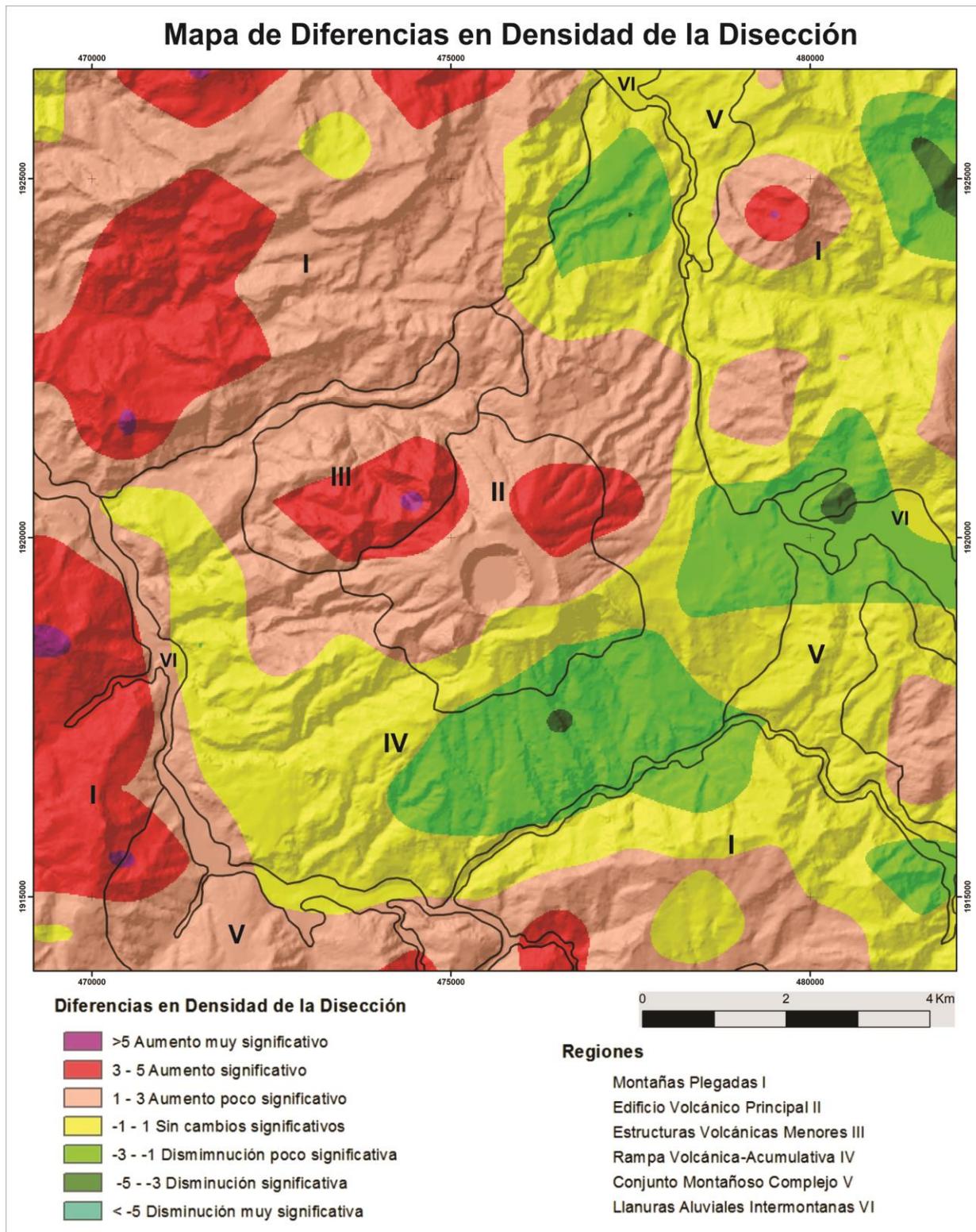


Figura 60. Las diferencias en la densidad de la disección en el territorio de estudio, se agrupan en grandes áreas de cambios, tanto en aumento como disminución de cauces, situación que se asocia con modificaciones en la dinámica fluvial sobre las diferentes geometrías e inclinaciones de laderas, afectadas por los detritos de caída de la erupción de 1982.

Edificio Volcánico Principal (II):

De manera general, se observa un aumento en la densidad de la disección que caracteriza a esta región. El alveolo de cambios significativos que se observa sobre las laderas noreste del edificio Somma y sus laderas piroclásticas, obedece a un aumento de la acción fluvial sobre los materiales piroclásticos de alta competencia erosiva, favorecida por la inclinación pronunciada de dichas formas de relieve (Fig. 60).

La zona de aumento poco significativo, está relacionada a su vez, con una mayor potencia de los detritos volcánicos emplazados en la erupción de 1982, los cuales si bien son susceptibles de ser afectados por una intensa dinámica fluvial, la erosión remontante que los disecta se encuentran en una fase inicial (Fig. 60).

Es importante recalcar, que si bien el cráter central del Chichón de 1982 presenta un desarrollo fluvial incipiente, el área de medición de este parámetro morfométrico se realizó en superficies de 1 km², por lo que esa forma de relieve retoma valores de los terrenos adyacentes. En este sentido, las laderas sureste y noroeste de la región en donde existe presencia de franjas de aumento y disminución de la densidad de la disección, se interpretan como influenciadas por las diferencias de las regiones vecinas (Fig. 60).

Estructuras Volcánicas Menores (III):

En esta región sólo se observan diferencias representadas por aumentos en la densidad de disección, ordenadas por un alveolo de cambios muy significativos, rodeado por áreas de menor valor.

Dicho arreglo se interpreta a partir de la morfología general de las vertientes que caracterizan a este sector, en donde las laderas en anfiteatro del colapso parcial del Domo NW favorecen la concentración de los ríos, las inclinaciones fuertes de la estructura permiten el desarrollo de erosión remontante, mientras que las áreas bajas y de morfología convexa integran de mejor manera los afluentes. Lo anterior, magnificado por la cercanía al foco de emisión de piroclastos durante la erupción de 1982, lo que dota al relieve de materiales abrasivos, susceptibles a ser erosionados por acción fluvial (Fig. 60).

Rampa Volcánica Acumulativa (IV):

Las diferencias en la densidad de disección que se presentan en esta región, se componen de áreas representadas por aumento, disminución y superficies sin cambios, distribuidas en distintos sectores, lo cual de manera general se atribuye a las condiciones geomorfológicas específicas del relieve del que se conforma.

En este contexto, las áreas de aumento significativo y poco significativo, se relacionan con los relieves asociados a flujos piroclásticos pre-Somma, los cuales al configurarse como unidades morfológicas rectilíneas de interfluvios agudos y disectadas por valles profundos, favorecen el desarrollo de cauces secundarios en patrones pinados, que disectan los materiales emplazados durante la erupción de 1982 (Fig. 60).

De manera contraria, las áreas donde se observa una disminución en la densidad de la disección, se distribuyen sobre los sectores de la rampa volcánico acumulativa, conformados por las coladas de lava pre-somma al sur y los relieves piroclásticos mesiformes al norte, en donde la morfología tabular que caracteriza a ambas unidades, favorece el manto de superficies a partir de los depósitos de caída, situación que implicó que los cauces que disectaban las porciones interfluviales desaparecieran (Fig. 60).

El sector E, en donde se observa disminución poco significativa de la densidad de la disección, se explica debido a que sobre esas superficies fueron distribuidos, de manera preferencial, los flujos piroclásticos de 1982. Estos flujos ocuparon y colmataron los valles fluviales preexistentes, por lo cual los ríos que disectaban las unidades de mantos y flujos, fueron ocupadas y *rejuvenecidas* por las corrientes volcanoclásticas de alta densidad de la erupción pliniana, borrando la evidencia de valles fluviales previos (Fig. 60).

Las áreas sin cambios en la densidad de la disección permiten interpretar que si bien, esta área fue intensamente afectada por el emplazamiento de materiales piroclásticos durante la erupción pliniana de 1982, el sistema erosivo fluvial actuó con la misma intensidad una vez culminada la actividad volcánica, retomando de este modo un equilibrio geomorfológico aparente de esas superficies (Fig. 60).

Conjunto Montañoso Complejo (V):

Está integrado por laderas que representan una zona de transición entre la montaña y las llanuras aluviales que existen en este sector. Al noreste, no se presenta cambios en la densidad de la disección, situación que se vincula con la existencia de una inclinación que varía entre 6° y 15° que no favorece un cambio en la actividad de los ríos. En el sureste existen laderas con una inclinación mayor (15°-30°), lo que favorece el aumento en el potencial erosivo de los cauces (Fig. 60).

Llanuras Aluviales Intermontanas (VI):

Al igual que en los mapas morfométricos de densidad de la disección para 1981 y 1987, presentados en el capítulo 3, los sectores que conforman esta región adquieren sus valores de las superficies colindantes. Sin embargo, el presente mapa de diferencias permite argumentar que las zonas en donde se observa un aumento en la cantidad de ríos, verá aumentada la capacidad erosiva de los cauces principales, mientras que donde se observan disminuciones, los procesos de aluvionamiento serán los característicos. Las áreas sin cambios, representan superficies en donde se establece un equilibrio geomorfológico entre la erosión y acumulación fluvial (Fig. 60).

El mapa de diferencias en densidad de la disección, constituye un documento en el que se puede interpretar que la influencia o acción de los agentes erosivos fluviales, fue determinada por la morfología y geometría de las unidades geomorfológicas sobre las que se depositaron los piroclastos de la erupción de 1982, donde los relieves escarpados e inclinados favorecieron el aumento de cauces, mientras que en las superficies de poca inclinación los afluentes fueron mantedados y perdieron, tanto su expresión como su dinámica.

4.1.4. Diferencias en Erosión Potencial.

Esta cartografía, construida a partir de la resta de valores vertidos en los mapas morfométricos de 1987 menos los de 1981, permite observar las áreas en donde el territorio aumentó o disminuyó el potencial erosivo de los agentes exógenos, situación asociada con la erupción de 1982.

La mayor parte del relieve de la zona de estudio se caracteriza por no presentar cambios en los parámetros morfométricos de erosión total, lo que permite interpretar que, a pesar de la influencia sobre el relieve que tuvo la erupción del Chichón en 1982, los rasgos geomorfológicos que representan este atributo (inclinación de laderas y densidad de la disección), mantuvieron un aparente equilibrio geomorfológico (Fig. 61).

Sin embargo, la distribución en alveolos, islas y franjas, que representan aumentos o disminuciones en los parámetros de erosión total, pueden interpretarse de acuerdo con la región y unidades de relieve sobre las que se distribuyen.

Montañas Plegadas (I):

Las áreas de aumento en erosión potencial se distribuyen de manera preferencial, sobre los sectores conformados por el Sinclinal Buenavista al noroeste y el Anticlinal La Unión al suroeste, y se encuentran relacionadas con el aumento en la disección fluvial, favorecida por el emplazamiento de detritos volcánicos sobre sus vertientes, las cuales al ser inclinadas, brindan energía a los agentes fluviales y por tanto el desarrollo de erosión remontante. Esta situación también se presenta en algunas porciones del Anticlinal Caimba al NE-E y a las laderas escalonadas del sistema de fallas normales Chapultenango (Fig. 61).

Por su parte, los alveolos y franjas de disminución en la erosión potencial, se asocian con las laderas montañosas de menor inclinación y morfologías convexas del Anticlinal Caimba y los frentes del semigraben Chapultenango, en donde los gradientes de inclinación y amplitud de las vertientes son menores, por tanto, al ser manteadas por depósitos piroclastos favorecieron una disminución del potencial erosivo remontante sobre las superficies que por sus parámetros morfológicos no son susceptibles a los procesos erosivos (Fig. 61).

Edificio Volcánico Principal (II):

Las franjas de valor de aumento poco significativo en erosión potencial que se observan en la región, se encuentran relacionadas con el emplazamiento de detritos volcánicos sobre las laderas de fuerte inclinación, disectadas por cauces mayores a 20 metros de profundidad, del sector E del edificio Somma, así como en las laderas piroclásticas que hacen frontera con el Domo NW. En ambos casos la morfología del relieve brinda la energía necesaria para el accionar de los procesos exógenos erosivos (Fig. 61).

Por su parte, el alveolo de disminución al sur de la región, se atribuye a un importante aporte de piroclastos sobre esa superficie, que si bien es inclinada, fue colmatada por la canalización de corrientes piroclásticas de alta densidad (Fig. 61).

Estructuras Volcánicas Menores (III):

En esta región se observan diferencias que representan aumentos en la erosión potencial, la franja de cambios significativos se distribuye sobre las porciones cumbres del Domo NW, y es resultado de las características de fuerte gradiente de inclinación de las laderas, con morfologías en anfiteatro, en donde se presentó un aumento en densidad de disección favorecido por la capacidad abrasiva de los piroclastos de 1982 (Fig. 61).

La zona de aumento poco significativo, tiene origen en las condiciones de aumento en densidad de disección antes descritas, sin embargo, las configuraciones morfológicas de las laderas, presentan menor inclinación, lo que disminuye el potencial erosivo de los agentes fluviales (Fig. 61).

Rampa Volcánica Acumulativa (IV):

Las diferencias en erosión potencial que se observan en la región, tienen una relación directa tanto con la morfología del relieve preexistente, como con la distribución y emplazamiento de los detritos volcánicos durante la erupción de 1982.

Las zonas de aumento significativo, se distribuyen sobre los relieves de estructuras piroclásticas antiguas, que forman cordones de interfluvios disectados por valles profundos y laderas francas, por tanto, la depositación de materiales de caída sobre estas morfologías, favoreció el desarrollo de cauces, aumentando la capacidad de acción erosiva sobre esas superficies (Fig. 61).

Las *islas* de valores de disminución de erosión potencial, deben su presencia al emplazamiento de depósitos de flujos piroclásticos sobre las superficies a manera de rampas y lóbulos del sector E, en donde el relieve fue *rejuvenecido*, disminuyendo tanto la inclinación del terreno como la presencia de cauces. Para los alveolos distribuidos al sur de la región, la interpretación se basa en que por los cauces que disectaban dichas áreas, se canalizaron potentes flujos piroclásticos durante la erupción de 1982, colmatando los valles y los interfluvios lo que disminuye el potencial erosivo de sus vertientes (Fig. 61).

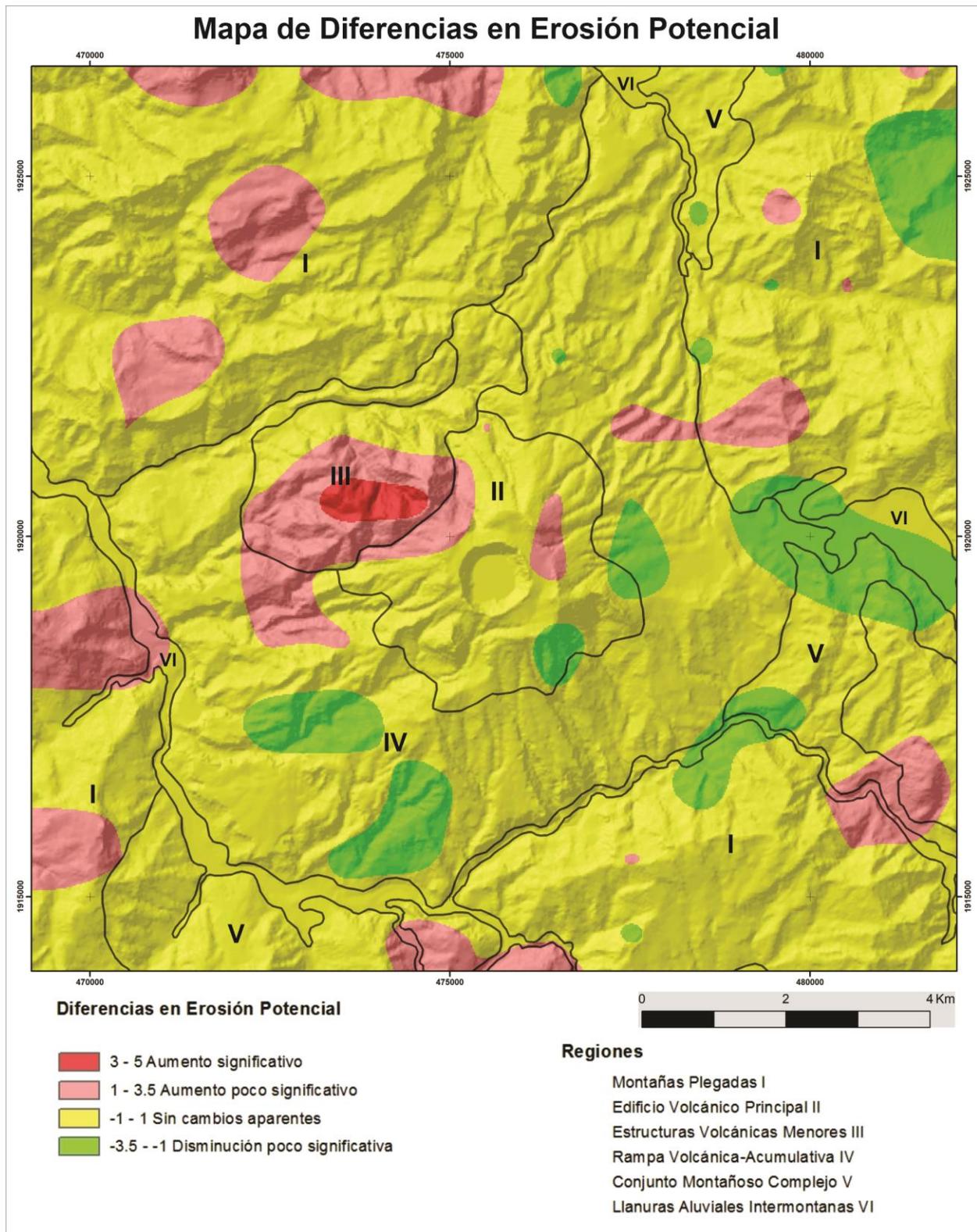


Figura 61. Este mapa permite argumentar que las características geomorfológicas del relieve, que favorecen o disminuyen el potencial de acción de los procesos exógenos, no fueron modificadas de manera sustancial, sin embargo los alveolos de aumentos y disminución se relacionan directamente con la erupción de 1982.

Conjunto Montañoso Complejo (V):

En esta región no se presentan cambios sustanciosos en la erosión potencial que los define, tanto los aumentos como las disminuciones en el parámetro morfométrico, pueden atribuirse a modificaciones en la densidad de la disección; la pequeña extensión de los valores obtenidos de las diferencias entre los mapas de 1987 y 1981, no permiten realizar una interpretación objetiva de su ocurrencia (Fig. 61).

Llanuras Aluviales Intermontanas (VI):

Al igual que en los mapas morfométricos de erosión potencial, de los que fue creado el presente documento cartográfico, la llanura aluviales retoman valores de las regiones colindantes. En este contexto, tal como en el mapa de diferencias de densidad de la disección, la interpretación de los cambios implica que se favorece la dinámica fluvial erosiva en los sectores donde se presentan aumentos en la erosión, mientras que en las áreas donde se distribuyen disminuciones en la erosión potencial, puede argumentarse que los procesos predominantes son los de aluvionamiento (Fig. 61).

El análisis del mapa de diferencias de erosión potencial, permite observar que este parámetro morfológico, que refleja las zonas donde se presenta las condiciones óptimas para la ocurrencia de procesos erosivos o acumulativos, varía de manera muy localizada. Por tanto, se interpreta que, el relieve de la zona de estudio conservó una aparente estabilidad geomorfológica. No obstante, la erupción de 1982, tuvo influencia al modificar sobre todo el sistema fluvial del área de estudio, lo que se representa por los cambios en aumento y disminución de la erosión potencial.

4.1.5. Diferencias en Erosión Total.

Esta cartografía representa la distribución de modificaciones en los valores morfométricos de erosión total, obtenidos al realizar la resta de los mapas de 1987 menos el de 1981. Lo anterior da como resultado, áreas de valores positivos y negativos que indican un aumento o disminución del parámetro medido (densidad de curvas de nivel para 1 km²). La interpretación general que se realiza, versa sobre los cambios que la erupción de 1982 produjo en la superficie de estudio, en donde la influencia del manto piroclástico imprime homogeneidad a las laderas (Fig. 62).

Las áreas más representativas que se observan en el mapa de diferencias en erosión potencial, son las de disminuciones en los valores, así como las superficies sin cambios, lo cual es resultado del aparente *rejuvenecimiento* del relieve por el manto piroclástico, así como un equilibrio geomorfológico generalizado, de los sistemas endógenos y exógenos que modelan el área de estudio (Fig. 62).

Montañas Plegadas (I):

Los sectores montañosos se observan representados por todos los valores que implican la disminución de la erosión total. La interpretación que se realiza de este hecho, se vincula con la modificación generalizada del relieve, el cual al verse afectado por los piroclastos de caída de 1982, perdió las características de rugosidad de las vertientes (Fig. 62).

Las áreas sin cambios en la erosión total, implican laderas que guardan un equilibrio geomorfológico aparente, entre el manto de laderas montañosas por piroclastos de caída y la erosión fluvial que removiliza los detritos recién emplazados (Fig. 62).

Edificio Volcánico Principal (II):

Las laderas que no presentan modificaciones, se interpretan como superficies exteriores inclinadas, que constituyen las vertientes del edificio principal, que si bien fueron intensamente afectadas por los detritos volcánicos emitidos en 1982, su configuración morfológica y la presencia de drenaje preexistente, favoreció la disección fluvial, por lo cual se conserva la rugosidad del terreno (Fig. 62).

El aumento de erosión total en el área, se vincula con valles estrechos y profundos de laderas francas, desarrollados sobre detritos volcánicos que se localizan entre el Domo SW y las vertientes exteriores del Somma, así como, sobre flujos piroclásticos antiguos delimitados por cauces profundos.

En este sentido, la geomorfología post-eruptiva muestra la distribución de flujos piroclásticos de la erupción de 1982 en estas áreas, los cuales se encuentran disectados por una importante concentración de cauces fluviales erosivos menores a 20 metros, producto de la inmediata acción de erosión remontante una vez culminado el evento eruptivo, lo que le confiere el aumento en el parámetro morfométrico medido (Fig. 62).

Las áreas de disminución en erosión total, tienen relación con los terrenos que fueron manteados de manera intensa por los detritos volcánicos de la erupción de 1982, las zonas donde el valor se modifica de manera significativa, se interpretan como superficies que antes de la erupción guardaban un arreglo más rugoso de las curvas de nivel (Fig. 62).

Estructuras Volcánicas Menores (III):

Esta porción de terreno se caracteriza por presentar un amplia área sin cambios en la erosión total, lo que se debe a la morfología preexistente de laderas inclinadas de gran amplitud, que si bien fueron intensamente afectadas por los detritos volcánicos de la erupción de 1982, debido a su cercanía con el foco eruptivo, su distribución sobre dichas vertientes favoreció su removilización inmediata, por lo que se interpreta, que el sistema geomorfológico adquirió estabilidad aparente de manera pronta una vez culminada la erupción pliniana (Fig. 62).

El área de aumento se ubica en frontera con la región del edificio volcánico principal, por lo que se interpreta en el mismo sentido, erosión fluvial remontante, favorecida por el desarrollo de cauces erosivos sobre piroclastos, emplazados en relieves disectados por valle profundos.

La disminución se ubica en las partes deprimidas, en donde el relieve se suavizó por la caída de detritos, así como por la deposición de material acarreado por los cauces (Fig. 62).

Rampa Volcánica-Acumulativa (IV):

Las características geomorfológicas condicionadas por la intercalación de unidades de relieve volcánico acumulativas, disectadas por valles profundos, favorece la presencia de las áreas sin cambios en erosión total, sobre las morfologías que previo a la erupción presentaban laderas inclinadas y con alta disección fluvial, por lo que a pesar de haber sido manteadas por los detritos emitidos en 1982, fueron afectados por la inmediata erosión remontante post-eruptiva (Fig. 62).

El sector este de la región, que se conforma como una rampa de acumulación de piroclastos de flujo, fue intensamente afectada durante la erupción de 1982, la canalización de las corrientes piroclásticas de alta densidad sobre los valles preexistentes, así como los depósitos de caída, modificaron de manera intensa la rugosidad previa. Situación similar se presenta sobre las áreas al norte y suroeste de la región, lo que explica los valores de disminución en erosión total (Fig. 62).

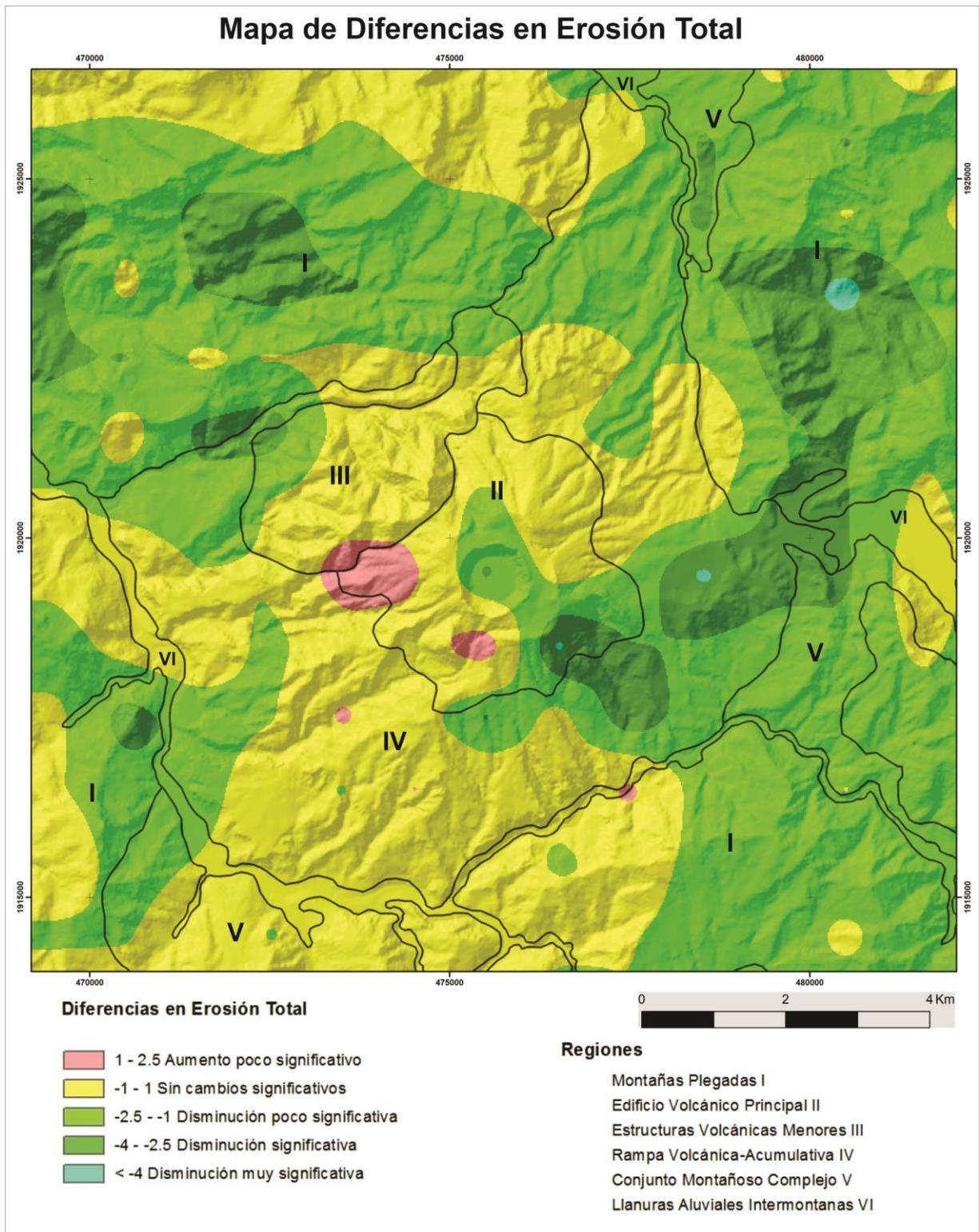


Figura 62. El mapa nos permite observar que el principal efecto que tuvo la erupción de 1982, fue una disminución en los valores de erosión potencial, lo que se traduce como un *rejuvenecimiento* del relieve, a partir del manto de piroclastos de caída. Asimismo, las áreas sin modificaciones se interpretan como un reequilibrio del sistema geomorfológico, en donde los detritos volcánicos fueron removilizados por la acción fluvial.

Conjunto Montañoso Complejo (V):

La morfología propia de este territorio, determina las diferencias en la erosión total, el sector norte de laderas de poca amplitud e inclinación, presentan una disminución, que es interpretada por un manto piroclástico de la erupción de 1982, así como por los procesos acumulativos provenientes de la zona montañosa colindante (Fig. 62).

El área sin cambios que predomina en el sector suroeste, se vincula con procesos erosivos fluviales que retomaron su actividad una vez culminada la erupción de 1982 (Fig. 62).

Llanuras Aluviales Intermontanas (VI):

En este caso, debido a que las áreas de medición del parámetro morfométrico son de 1 km², lo estrecho de los sectores que componen a la región, se ven influenciados por los valores de terrenos colindantes. Por tanto, interpretarlas bajo esta óptica es complicado, pero se infiere que en las áreas donde existe disminución, los procesos erosivos se ven disminuidos frente a los acumulativos.

Las zonas sin cambios, pueden relacionarse con la aparente estabilidad geomorfológica que el sistema fluvial ha generado a partir de su acción remontante, sobre las laderas manteadas por piroclastos de caída de 1982 (Fig. 62).

El mapa de diferencias en erosión total, nos permite observar que la erupción de 1982, tuvo un efecto claro sobre el relieve de la zona de estudio, a partir de la depositación de piroclastos de caída sobre los relieves preexistentes, manteándolos y *suavizándolos*. También, da cuenta de que en el periodo analizado (1981-1987), el sistema geomorfológico perturbado por el evento pliniano, retomó matices de estabilidad, reflejados en las áreas sin cambios, que se interpretan como la acción inmediata de la erosión fluvial remontante una vez culminada la actividad (Fig. 62).

4.2 Mapa de modificaciones geomorfológicas en el volcán Chichón:

Su elaboración se basa en realizar una sobreposición de la cartografía geomorfológica de 1978 y la de 2008, que tiene como objetivo, mostrar los cambios en las formas de relieve relacionados con la erupción pliniana reciente.

Para su construcción, se utilizó la herramienta de ArcGis 10.3 conocida como *Union*, con la que se realiza una sobreposición de las cartografías mencionadas, lo que genera áreas que combinan las superficies de unidades de relieve de ambos periodos, dando lugar a un mapa en el que los límites espaciales de las formas se sobreponen, sin embargo, los polígonos resultantes, conservan el atributo bajo el que se clasifican para ambos momentos.

En este contexto, la cantidad de nuevas áreas generadas es muy elevada, por lo que se debe realizar un proceso de simplificación, en la que como primer paso, se agrupan las áreas que no presentaron cambios entre la categoría de relieve que las definía antes de la erupción y después de ella; por ejemplo, si un polígono se define como laderas de flujo piroclástico en ambos periodos, se considera un área sin modificaciones y se reagrupan bajo un mismo rubro.

Similar situación, se aplica para aquellas superficies en las que, en teoría, no es posible que exista un cambio genético-morfológico, por ejemplo, una cabecera fluvial no puede interpretarse como modificada hacia una ladera de montaña sedimentaria. Esta situación se atribuye a las diferencias entre los materiales utilizados para la creación de los mapas geomorfológicos, como la temporalidad y escala entre las fotografías aéreas, los métodos de construcción y proyección de las bases topográficas, así como con los errores humanos propios del cartógrafo.

No obstante, dichas condiciones trataron de ser minimizadas, mediante procesos de georreferencia entre ambas cartografías y tomando en cuenta las unidades del mapa previo a la erupción, al interpretar las formas de relieve posterior a ella, por lo que las áreas de este tipo resultado del proceso de comparación, suelen ser poco significativas.

El resultado es un mapa preliminar, en donde existen dos zonificaciones: áreas sin cambios y superficies con modificaciones geomorfológicas (Fig. 63). En este contexto, es posible observar que la mayor parte de la superficie de estudio, no presenta variaciones en las morfologías que la constituyen. Por su parte, las áreas que se modificaron se agrupan en los relieves volcánicos y fluviales, así como de manera menos representativa, sobre laderas montañosas de fuerte inclinación.

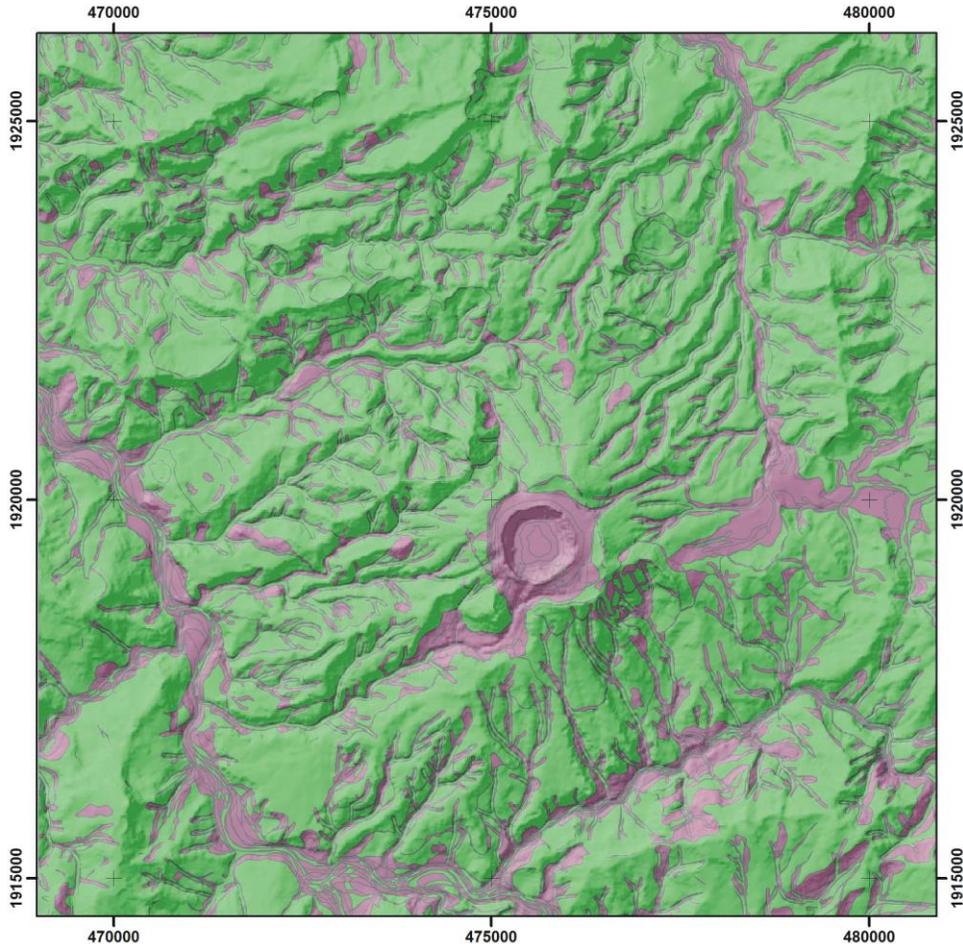


Figura 63. Mapa preliminar de modificaciones geomorfológicas, las áreas verdes representan las superficies sin cambios, las de color morado, son las unidades que fueron modificadas entre el periodo pre y post eruptivo hacia nuevas morfologías.

Las áreas de cambios, resultado de la sobreposición, se analizan de manera individual utilizando la tabla de atributos del mapa generado. Aquellas que se modifican hacia una nueva unidad específica, por ejemplo hacia un valle, se agrupan con la herramienta *Merge*, en una nueva categoría que denota la actividad que produjo el cambio determinado, en este caso bajo el rubro de erosión fluvial.

De esta manera, se obtiene el mapa de modificaciones al relieve de la zona de estudio, el cual sintetiza en una leyenda explicativa, el tipo de actividad que originó los cambios en atributos entre las unidades geomorfológicas del mapa de 1978, respecto del de 2008. Por tanto, el documento cartográfico permite interpretar el proceso y establecer una hipótesis coherente en el contexto de la evolución del relieve (Fig. 64).

Las categorías de modificaciones se agrupan en tres tipos de actividad generadora de cambios, que de manera general se reconocen como producto de procesos endógenos, exógenos y la combinación de ambos.

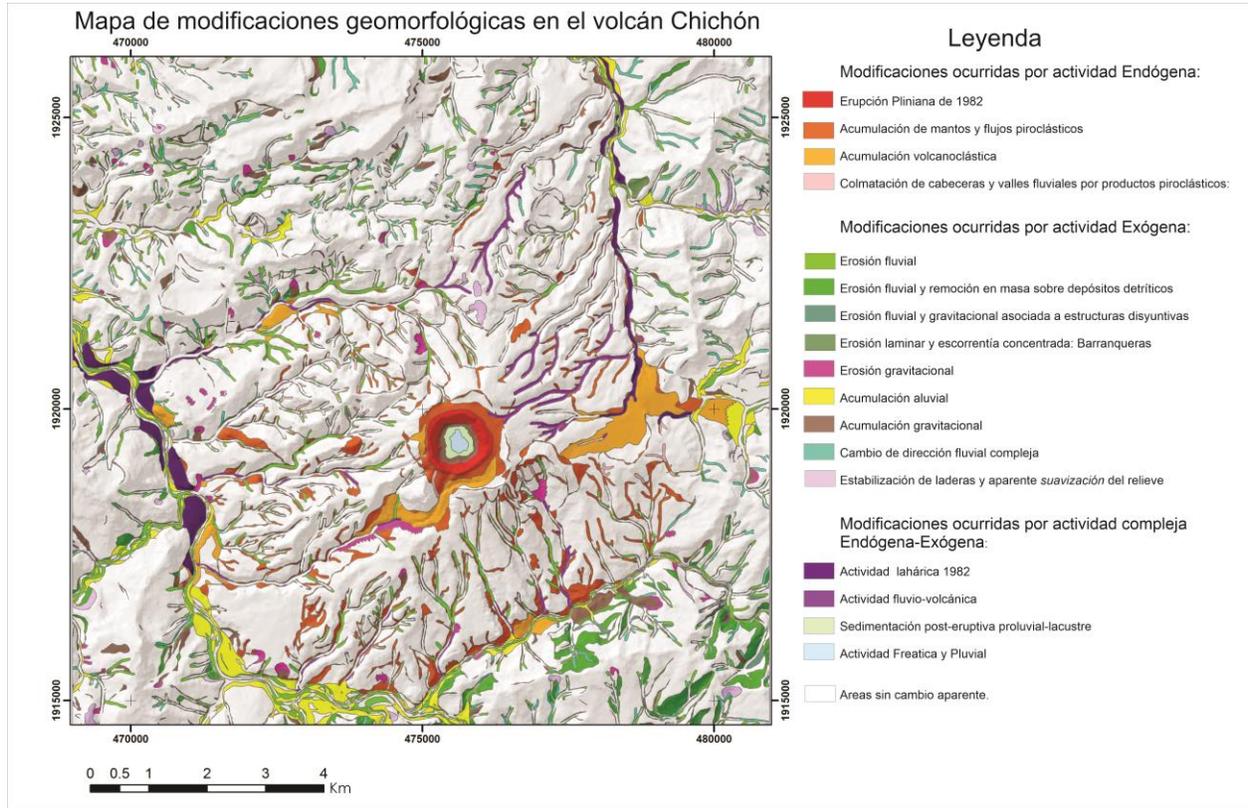


Figura 64. Modificaciones en el relieve entre 1978 y 2008, se agrupan en tres grupos generales, que se atribuyen a la ocurrencia de procesos en endógenos, exógenos y la combinación de ambos.

Modificaciones ocurridas por actividad Endógena:

Agrupar las categorías de cambios generados por la actividad volcánica de 1982, cada una de ellas presenta un proceso distintivo, que permite diferenciar la causa de las variaciones en las unidades de relieve que componen en la actualidad a la superficie de estudio (Fig. 64).

Erupción Pliniana de 1982: esta categoría se ubica en la porción cumbral del CVCh, en las áreas ocupadas por el actual cono de toba y el interior del cráter, resultado de la destrucción del Domo central 500 A.P. (Fig. 64). Esta superficie, representa el cambio más drástico producto del evento volcánico reciente y es a su vez, el foco de emisión de productos piroclásticos que influenciaron y modificaron el relieve del CVCh.

La ocurrencia de esta área de modificación del relieve, se relaciona de manera directa con el estilo eruptivo pliniano de la erupción de 1982, que ha sido una constante en el CVCh durante la historia eruptiva holocénica del volcán.

En este tipo de erupciones es común observar cráteres amplios y profundos a través de los cuales se emiten nubes piroclásticas. La conformación del relieve actual, obedece a la violenta destrucción del domo central, la conformación del cráter, así como de un pequeño cono de toba conformado por las oleadas piroclásticas generadas por la interacción del magma y el sistema freático del Chichón.

Acumulación de mantos y flujos piroclásticos: las superficies que se agrupan en esta categoría se encuentran representadas por un relieve preexistente que se transformó a partir de la deposición de flujo piroclásticos. Se localizan dentro del fondo caldérico (Somma), en un arreglo anular que rodea al cono de toba Central, así como sobre las laderas de la rampa de acumulación, de manera preferente en los valles y desembocaduras de cauces.

En el primer caso, se trata de mantos potentes emplazados a partir del colapso de nubes plinianas, mientras que en el segundo se trata de flujos adosados a laderas, los cuales fueron canalizados por los valles preexistentes, hasta zonas donde perdieron su capacidad de carga y depositaron sus materiales.

En este contexto, se puede establecer que la erupción pliniana de 1982, fue la responsable de crear nuevas unidades de relieve volcánico acumulativo, a partir de la formación de corrientes de alta densidad que se distribuyeron de manera radial al foco eruptivo (Fig. 64).

Acumulación volcanoclástica: los cambios son similares a la categoría anterior, sin embargo, la diferencia radica en la existencia de lóbulos y mantos, vinculados con la emisión de detritos volcánicos, depositados sobre un relieve piroclástico preexistente.

En estas superficies se reconocen potentes depósitos de caída que mantean y se intercalan con los de flujos de bloques y cenizas. Las áreas más claras se ubican al este y sureste del CVCh, en donde se emplazaron las principales corrientes de densidad en 1982, las cuales dieron lugar a nuevas morfologías con arreglos en rampas y lóbulos (Fig. 64).

Colmatación de cabeceras y valles fluviales por productos piroclásticos: se trata de áreas que en el mapa geomorfológico de 1978 se observaban como cauces fluviales, los cuales en la actualidad se encuentran ocupados por depósitos piroclásticos, por lo que perdieron sus característica de formas erosivas.

El cambio se asocia la naturaleza de desplazamiento de los flujos piroclásticos, los cuales tienden a ocupar depresiones, colmatando dichas áreas con sus materiales. Asimismo, debido a la cercanía de cabeceras de ríos al foco eruptivo, estas superficies fueron rellenadas por los depósitos de caída típicos de la erupción pliniana, sin embargo, no adquieren una morfología específica, solo rellenaron los valles disminuyendo su área (Fig. 64).

Modificaciones ocurridas por actividad Exógena:

Esta categoría agrupa todas aquellas modificaciones al relieve que se generaron por acción de agentes exógenos, dando lugar a la distribución y creación de unidades geomorfológicas erosivas y acumulativas de este grupo genético, tanto del tipo fluvial como gravitacional, una vez culminada la erupción de 1982. (Fig. 64).

Erosión fluvial: las superficies que caracterizan este rubro se componen de morfologías, que resultado de la comparación geomorfológica, cambiaron hacia unidades erosivas fluviales, así como por aquellas áreas relacionadas con fluvios que crecieron respecto de su distribución previa a la erupción de 1982.

Su conformación se asocia con la reactivación de cauces erosivos una vez culminado el evento eruptivo, que si bien perturbo el sistema fluvial, este retomó su actividad desarrollando nuevos valles o bien ampliando su superficie. En este contexto, su distribución se observa asociada a las depresiones fluviales preexistentes, con la morfología característica de esta actividad erosiva y a variaciones en los cauces perenes de los ríos principales. (Fig. 64).

Erosión fluvial y remoción en masa sobre depósitos detríticos: estas superficies representan un cambio en formas de relieve, caracterizadas por depósitos gravitacionales, ubicados en frentes montañosos, sobre los cuales la acción fluvial comenzó una intensa erosión, es decir, cambiaron de ser morfologías gravitacionales acumulativas a fluviales erosivas.

La ocurrencia de dicho fenómeno es común y podría estar relacionada con la reactivación del sistema fluvial, una vez culminada la erupción, la cual actúa de manera preferente sobre materiales altamente fracturados competentes a la erosión (Fig. 64).

Erosión fluvial y gravitacional asociada a estructuras disyuntivas: se trata de las áreas que en el mapa de 1978 se caracterizaban por ser escarpes de falla, las cuales en la cartografía de 2008, se modificaron hacia relieves erosivos fluviales y gravitacionales. Por tanto, su distribución es a manera de bandas que mantienen la misma orientación que las principales fallas que afectan el área de estudio.

La causa de este cambio se debe a que dichas áreas, morfológicamente de fuerte inclinación y de rocas altamente fracturadas, dieron origen a procesos de ladera y erosión fluvial, lo que pudo haber sido acelerado por la presencia de los depósitos de caída de la erupción volcánica (Fig. 64).

Erosión laminar y escorrentía concentrada: Barranqueras: se trata de superficies que modificaron su clasificación en el mapa de 1978, hacia las unidades reconocidas como barranqueras en la cartografía de 2008. La ocurrencia de este cambio, se debe al emplazamiento de materiales de caída sobre laderas desprovistas de vegetación y con morfologías convexas. La característica abrasiva de los detritos volcánicos, le imprimió poder erosivo a la escorrentía concentrada dando lugar este tipo de relieve, que se observa como áreas y alveolos que exponen y erosionan las capas más superficiales del suelo (Fig. 64).

Erosión gravitacional: se trata de áreas que representan morfologías de circo y laderas afectadas por procesos de remoción en masa de reciente ocurrencia. Su presencia se observa sobre diversos tipos de laderas en donde la morfología de fuerte inclinación y la inestabilidad provocada por el emplazamiento de los depósitos volcanoclásticos de la erupción de 1982, dieron origen a deslizamientos de tierras, desprendimientos y caídas (Fig. 64).

Acumulación aluvial: esta categoría agrupa todas las áreas que fueron modificadas por procesos intensos de aluvionamiento, por lo que para el mapa posterior a la erupción de 1982, se categorizan como abanicos, rampas, llanuras y barras aluviales.

Su distribución, por tanto, se observa de manera preferente en fondos de valles, o en la desembocadura de cauces erosivos. El origen de dicho cambio, tiene una relación directa con el aporte de sedimentos volcánicos de la erupción pliniana, los cuales fueron removilizados ladera abajo hasta los ríos principales una vez culminado el evento eruptivo (Fig. 64).

Acumulación gravitacional: son superficies que no importando su rubro genético en el mapa pre eruptivo, hoy en día se encuentran ocupadas por depósitos de deslizamiento, desprendimientos, caídas y flujos de lodo. Algunos de ellos tienen relación espacial directa con las áreas de erosión gravitacional antes descritas. Esta modificación, se origina a partir de la removilización por gravedad de los detritos volcánicos de la erupción de 1982, o bien a partir de la inestabilidad propia de laderas de fuerte inclinación, tal es el caso del área situada al interior del cráter central (Fig. 64).

Cambio de dirección fluvial compleja: en este rubro se agrupan superficies cuya característica actual es la de un valle fluvial, el cual no existía en el mapa previo a la erupción de 1982, pero que se encuentra espacialmente relacionado con un cauce o red fluvial preexistente. Su distribución sobre diferentes variedades de relieve, es lo que le brinda la característica compleja en su interpretación, sin embargo, se puede establecer que son producto de la reactivación del sistema erosivo y la intensa erosión remontante, que caracteriza a las superficies perturbadas por una erupción volcánica, donde los ríos buscan reequilibrarse de manera inmediata una vez culminado el evento eruptivo (Fig. 64).

Estabilización de laderas y aparente suavización del relieve: la presencia de estas áreas de modificación tienen su origen en la desaparición de la morfología erosiva preexistente, es decir, los valles fluviales y los circos gravitacionales fueron colmatados y de esta manera quedó suavizada su expresión, dando una apariencia homogénea en inclinación (Fig. 64).

Modificaciones ocurridas por actividad compleja Endógena-Exógena:

En esta categoría se agrupan las superficies en donde los depósitos volcánicos fueron removilizados y acumulados producto de la formación de flujos de alta densidad, contemporáneos y posteriores a la erupción de 1982, así como aquellas áreas en donde la morfología del cráter favorece procesos de sedimentación al fondo de la depresión ocupada por un cuerpo de agua (Fig. 64).

Actividad lahárica de 1982: las áreas representadas en este rubro se distribuyen sobre las llanuras aluviales del río Platanar y Magdalena-Susnubac. Se caracterizan por estar constituidas de depósitos laháricos que fueron formados durante la erupción de 1982, de los cuales se pueden observar evidencias claras a manera de terrazas de superficie rugosa y canales colmatados por grandes bloques embebidos en una matriz arenosa.

El cambio específico es de unidades fluviales, tanto acumulativas como erosivas hacia depósitos laháricos; es importante mencionar que se relacionan con la formación de estos flujos hiperconcentrados y de detritos durante el momento de la actividad volcánica.

Las porciones más representativas son las del Río Magdalena-Susnubac, que fueron creadas por la ruptura de un presa generada por el emplazamiento de flujos piroclásticos en el cauce principal, por lo que una vez que se produjo la ruptura de la represa, los lahares se movilizaron colmatando el valle y depositando sus materiales sobre terrazas fluviales preexistentes, donde la fricción favoreció la acumulación (Fig. 64).

Actividad fluvio-volcánica: estas superficies se relacionan con morfologías de valles de fondos planos y de depósitos de lahar sobre cauces secundarios, que drenan la rampa volcánica acumulativa. Presentan una menor extensión que los lahares formados durante la erupción de 1982, por lo que se relacionan con la removilización de detritos volcánicos a partir de eventos de lluvias extraordinarias, que distribuyen sus materiales en los canales de los fluvios, modificando la morfología en V, hacia fondos planos flanqueados por terrazas laháricas (Fig. 64).

Sedimentación post-eruptiva proluvial-lacustre: esta zona se ubica en el fondo del cráter central de 1982, se identifica como un área que se modificó de ser un domo, hacia relieves de rampas proluviales y fondo de cráter. Se caracteriza por tener una dinámica acumulativa continua, en donde los detritos gravitacionales provenientes de las laderas interiores de la depresión volcánica, son arrastrados durante los eventos de lluvias intensas hacia la porción más deprimida, la cual también presenta variaciones en la línea de interacción con el lago interior, debido a su crecimiento y retracción. La morfología creada, por tanto, es de ligera inclinación y varía en su granulometría, donde los finos son cercanos al cuerpo léntico y aumentan en tamaño hacia el exterior (Fig. 64).

Actividad freática-pluvial: se trata del zona ocupada en la actualidad por el lago interior del cráter de 1982, el cual debido a su actividad fumarólica y componentes químicos, se considera que está relacionado con el sistema freático del volcán, sin embargo, se reconoce que durante los periodos de intensa precipitación pluvial el área que ocupa también varía.

En esta superficie, se presentan procesos de acumulación de sedimentos finos por decantación, por lo que se espera que si se llegará a desecar por completo, se observará una superficie acumulativa a manera de *playa* (Fig. 64).

Áreas sin cambio aparente: representan el relieve en el que de no existen cambios sensibles sobre la superficie, o bien que conservan el mismo atributo geomorfológico que las identifica como una unidad específica. Sin embargo, lo anterior no quiere decir que no fueron afectadas por la erupción de 1982, lo que significa es que dicha afectación no modificó sus características geomorfológicas.

El mapa de modificaciones al relieve del volcán Chichón, es un documento que muestra áreas de cambios entre las unidades geomorfológicas, que constituían la superficie de estudio previo a la erupción de 1982 y las morfologías que se produjeron por la influencia del evento pliniano y la reactivación de los agentes exógenos.

En este contexto, se debe resaltar que las variaciones más drásticas están relacionadas con la actividad endógena, las cuales se observan de manera clara y uniforme en la cartografía. Por su parte, a pesar que los cambios relacionados con procesos exógenos erosivos y acumulativos, se muestran de menores dimensiones y en arreglos dispersos, su presencia indica que el relieve se encuentra en un periodo de estabilización del sistema geomorfológico.

Consideraciones finales:

La cartografía de diferencias morfométricas presentadas en este apartado, permite visualizar los cambios más sensibles en las características medibles del territorio de estudio, las cuales tienen un vínculo directo con la erupción pliniana de 1982 y pueden ser explicadas, en términos de las causas que dieron origen a una variación importante o poco significativa de los valores medidos para cada mapa.

En estricto sentido, es posible medir los efectos que un evento eruptivo como el del Chichón, provoca sobre el relieve de influencia, por tanto, se pueden establecer hipótesis de evolución geomorfológica sustentadas en esos datos.

El mapa de modificaciones al relieve del volcán Chichón, sintetiza las superficies que presentaron un cambio específico en la forma que las caracterizaba previo a la erupción, respecto de las morfologías que se observan hoy en día. Por tanto, es un documento cartográfico que permite interpretar el proceso mediante el cual se originó la transformación de ciertos espacios en el territorio de estudio.

El análisis de los mapas, de diferencias morfométricas y de modificaciones geomorfológicas, permiten entender los procesos endógenos y exógenos que han actuado en los periodos pre y post eruptivos, transformando el relieve. El entender la variación de una forma a otra (génesis), producto de un tipo de actividad erosiva o acumulativa específica (dinámica), nos permite reconstruir una secuencia evolutiva, que está ligada de manera intrínseca, con los efectos que la erupción pliniana de 1982 tuvo sobre el relieve.

Los argumentos planteados en este capítulo, se basan, no sólo en conceptos teóricos, sino que se construyen a partir de datos morfométricos y cartografía geomorfológica, lo que robustece en gran medida la información y posibilita la creación de modelos sintéticos coherentes y bien fundamentados, sobre los cambios ocurridos en el área de interés.

Conclusiones:

El análisis morfométrico y la interpretación geomorfológica (fotografías aéreas e imágenes de satélite), integró información geológica, tectónica y volcánica. De esta manera se estableció un modelo de evolución que muestra la complejidad y la influencia que tuvieron los procesos endógenos, en particular la erupción del volcán Chichón en 1982 y su influencia en la configuración actual del relieve.

En este marco y con la ayuda de un SIG (ArcGis 10.3), se contrastaron 12 mapas morfométricos, 2 geomorfológicos y 5 que representan los cambios morfométricos (4) y geomorfológicos (1) del área de emplazamiento del volcán Chichón. En estos documentos se analizó y cuantificó la modificación del relieve resultado de la actividad volcánica. Estos datos dan indicios respecto de la evolución que ha tenido la superficie de este territorio.

La cartografía morfométrica, permitió realizar la medición de numerosas formas de relieve y analizar su distribución espacial, de esta manera se establecieron los cambios a través de parámetros matemáticos cuantificables como la altimetría, la inclinación del terreno y la potencia de la actividad exógena ligada a la disección fluvial.

Estos resultados se sumaron a los mapas geomorfológicos, con el fin de lograr una interpretación fincada en la génesis, la morfología, la dinámica e incluso la edad relativa del relieve del territorio de estudio. Los métodos cartográficos aplicados, provienen de la Escuela Rusa, son rigurosos y confiables en la delimitación clara las unidades que conforman la superficie de estudio.

Los mapas geomorfológicos de 1978 y 2008, permitieron observar de manera puntual la configuración del relieve del volcán Chichón antes y después de la erupción de 1982. Esta cartografía brinda evidencias de las implicaciones que tuvo una erupción pliniana sobre el territorio de estudio y es de un gran valor científico, ya que se compone de un inventario de formas de relieve, que al ser analizado desde una perspectiva comparativa, permite documentar la evolución de los terrenos volcánicos en un ambiente intertropical.

Uno de los aportes principales de este trabajo, es presentar una metodología de fácil aplicación, basada en la elaboración de secuencias cartográficas de dos periodos de tiempo distintos para un mismo territorio. Los resultados se conjuntan para que en su análisis e interpretación, se puedan presentar datos fiables relativos a la génesis, dinámica y evolución del relieve del volcán Chichón, misma que puede ser aplicada a otros terrenos volcánicos, así como en otros ambientes geomorfológicos, siempre teniendo en cuenta, que los mapas utilizados deberán obedecer al interés o a la complejidad de la superficie objeto de estudio.

El análisis de la información contenida en la presente investigación permitió la creación de modelos gráficos presentados a manera de perfiles geomorfológicos, que muestran de manera sintética tanto la morfología previa y posterior del relieve que conforma al volcán Chichón (Fig. 65; I y III), como los cambios más sensibles sufridos en la superficie de estudio, producto de la erupción pliniana acaecida en 1982 (Fig. 65; II).

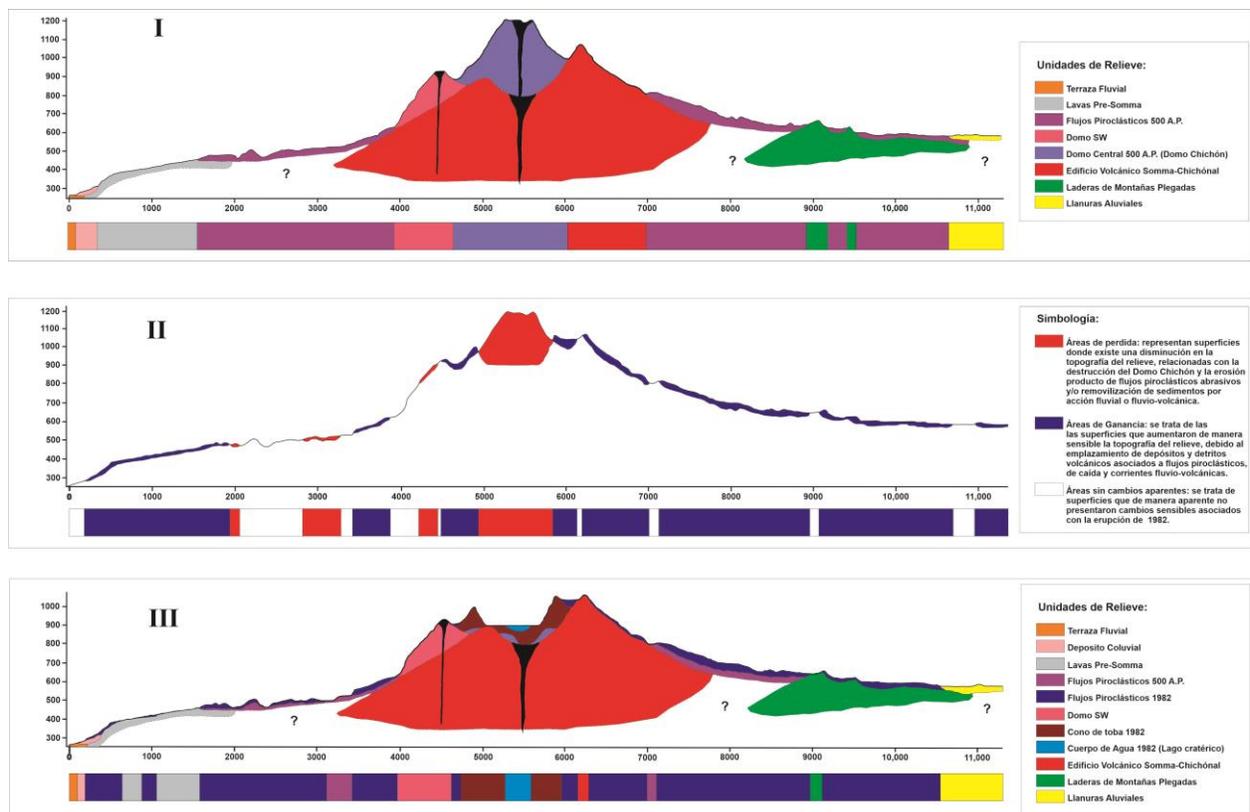


Figura 65. Modelos sintéticos basados en perfiles geomorfológicos del volcán Chichón. I) Representa el relieve previo a la erupción de 1982. II) Muestra las superficies que sufrieron una pérdida o ganancia sensible en su atributo altitudinal, asociada con el impacto que tuvo la erupción pliniana. III) Perfil que muestra la configuración actual del CVCh, resultado del evento eruptivo.

En el perfil I (Fig. 65), se puede observar que el relieve del Chichón se caracteriza por la presencia del domo central formado hace 500 años A.P. Su emplazamiento se acompañó con flujos y caídas piroclásticas que se distribuyeron en sus laderas, una vez concluido este evento se presentó un periodo de calma en donde los agentes exógenos erosivos y acumulativos actuaron para brindar una cierta estabilidad al sistema geomorfológico, en el que las unidades que componen al relieve consiguieron una cierta homologación de la superficie, resultado de ello es la baja cantidad de unidades geomorfológicas que se observan en el esquema.

El aparente equilibrio geomorfológico conseguido durante 500 años, se vio interrumpido por la erupción de 1982, en la que la superficie que compone al CVCh sufrió cambios sensibles. La Figura 65-II, muestra las áreas en las que se presentó tanto una pérdida como una ganancia en el relieve del volcán Chichón. El esquema se construyó a partir de la comparación de los perfiles geomorfológicos previo y posterior a la erupción de 1982.

La principal área de pérdida de relieve se observa en la cima del volcán Chichón y se asocia con la destrucción del Domo central, por su parte, las zonas que se observan en las laderas se interpretan como el producto de la erosión por flujos piroclásticos y la inmediata removilización fluvial de depósitos en cauces preexistentes, que al estar colmatados por detritos volcánicos se convirtieron en corrientes abrasivas que erosionaron el relieve.

Las áreas de ganancia en la porción cumbre se relacionan con la creación del cono de toba de 1982 y el emplazamiento de flujos dentro foso caldérico del *Somma*. Por otra parte, las laderas y los flancos en donde aumentó el relieve se interpretan como superficies en donde se depositaron los detritos de corrientes piroclásticas y de caída producto de la erupción pliniana, así como su posterior removilización hacia las llanuras aluviales por acción fluvio-volcánica.

El perfil III (Fig. 65), muestra el relieve del volcán Chichón tal como se observa en la actualidad, en el que predomina el cono de toba central y su cráter, así como las laderas compuestas por flujos piroclásticos. Los detritos volcánicos de caída, también mantearon los relieves preexistentes, sin embargo, estos fueron intemperizados y removilizados por los agentes exógenos de manera casi inmediata al término de la erupción pliniana, por lo que a pesar de existir ganancia en el relieve de las laderas y flancos distales del CVCh, estos conservaron la morfología preexistente.

La implicación principal del evento eruptivo de 1982 se observa como un aumento en las unidades de relieve que componen la superficie de estudio, situación que por sí misma genera un comportamiento diferente en el sistema geomorfológico que caracteriza al Chichón, el cual ha tenido que adaptarse a la nueva morfología del edificio volcánico, así como a los sustratos que componen su superficie. Por tanto, los agentes exógenos actúan de manera diferenciada a como lo hicieron en el periodo previo a la erupción pliniana.

El análisis de estos esquemas, permite ratificar las hipótesis planteadas en el presente trabajo que fueron obtenidas a partir de la interpretación de cartografía geomorfológica y morfométrica, relativas a las modificaciones que sufrió el relieve del volcán Chichón por la erupción de 1982. Entre estos argumentos destaca el hecho de que la exogénesis actúa de manera casi inmediata a la erupción, en un intento natural de estabilizar el sistema geomorfológico, modificando su acción a partir de un relieve que presenta una nueva configuración y sustratos superficiales con una composición diferente, sobre la que durante 500 años de calma volcánica ejercieron su influencia.

Por tanto, se concluye que un estudio basado en cartografía geomorfológica representa una ventaja importante, ya que permite ubicar zonas específicas en el relieve que son susceptibles de ser analizadas con posterioridad, con la finalidad de constatar las modificaciones que presenta una superficie afectada por una erupción volcánica de las características de la de 1982. La metodología presentada es de fácil acceso y elaboración, arroja resultados y datos fiables que permiten conocer con un amplio grado de certeza la evolución del relieve y es posible aplicarla en otros territorios ya sea volcánicos o de otra génesis geomorfológica.

Un análisis de esta naturaleza no sólo se constriñe al estudio específico de la evolución del relieve volcánico, el análisis de cartografía comparativa puede extrapolarse a estudios enfocados en la prevención de peligros y riesgos geomorfológicos, relacionados con procesos ocurridos en ambientes determinados.

Ejemplo de lo anterior, es la posibilidad de analizar los cambios ocurridos en los cauces fluviales, donde la comparación de cartografía geomorfológica de dos momentos, o más, puede brindar información de las zonas en donde los procesos de aluvionamiento o erosión actúan de manera más intensa, por tanto puntualizar las áreas que son más susceptibles de presentar inundaciones o removilización de sedimentos, con miras a prevenir afectaciones importantes a las actividades humanas. Para la zona de estudio, en donde es común que las actividades agrícolas se lleven a cabo sobre terrazas fluviales, un estudio de esta naturaleza ayuda a la prevención de riesgos ante eventos de lluvias extremas.

En el mismo contexto, contar con cartografía geomorfológica en donde se muestren las principales formas de relieve asociadas a procesos de ladera, como en la presente investigación, permite determinar las vertientes más susceptibles a presentar fenómenos de remoción en masa, los cuales representan un peligro para la población. En la zona de estudio y con el análisis presentado, es posible realizar mapas que muestren las zonas en donde existe una mayor susceptibilidad al desarrollo de deslizamientos, desprendimientos, caídas y flujos de lodo, los cuales si se interpretan con un criterio geográfico-geomorfológico, permitirían ubicar las superficies que puedan representar un riesgo para la población.

Otra de las aplicaciones de la metodología y el análisis que se presenta en este trabajo, puede aplicarse a establecer criterios entorno al ordenamiento territorial, ya que permite ubicar las zonas de mayor dinámica geomorfológica y aquellas en donde existe un aparente equilibrio. Con esta información se pueden establecer los espacios en donde existe un mayor potencial o vocación para establecer vivienda, actividades agrícolas, ganaderas, forestales, el establecimiento de obras de infraestructura y aquellas en donde es más conveniente dejarlas como espacios sin intervención de las actividades humanas.

Por último, el presente trabajo y la información presentada, aporta datos relevantes entorno a la historia geomorfológica del volcán Chichón, los cuales en el contexto del geoturismo y de los geomorfositos, pueden utilizarse para explicar de manera más robusta la formación de las formas de relieve más relevantes en la zona de estudio, favoreciendo la actividad turística de bajo impacto que fomente a la vez, ingresos económicos para los habitantes de la región, así como la preservación de este espacio natural.

Bibliografía:

Alcántara Ayala, I., Garnica Peña, R. J., Coll-Hurtado, A. y Ramos Hernández, S. G. (coords.) (2013). *La región del volcán Chichón, Chiapas: un espacio potencial para su protección, conservación y desarrollo sustentable*. Instituto de Geografía, UNAM, México.

Altin, T. B. y Altin, B. N. (2011). Development and morphometry of drainage network in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, 125(4), 485-503.

Andrews, B. J., Gardner, J. E. y Housh, T.B. (2008). Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(4), 415-426.

Bashenina, B. (1977). *Cartografía Geomorfológica*. Ed. Educación Superior, Moscú, URSS (en ruso).

Bisson, M., Pareschi, M. T., Zanchetta, G., Sulpizio, R. y Santacroce, R. (2007). Volcaniclastic debris-flow occurrences in the Campania region (Southern Italy) and their relation to Holocene-Late Pleistocene pyroclastic fall deposits: implications for large-scale hazard mapping. *Bulletin of Volcanology*, 70, 157-167.

Bloom, A.L. (1978). *Geomorphology*. Prentice Hall, Inc.

Bolognaro-Crevena, A., Torres-Rodríguez, V., Sorani, V., Frame, D., y Ortiz, M. A. (2005). Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico. *Geomorphology*, 67 (3-4), 407-422.

Branca, S. y Ferrara, V. (2001). An example of river pattern evolution produced during the lateral growth of a central polygenic volcano: the case of the Alcántara river system, Mt Etna (Italy). *Catena*, 45 (2), 85-102.

Branca, S. (2003). Geological and geomorphological evolution of the Etna volcano NE flank and relationships between lava flow invasions and erosional processes in the Alcántara Valley (Italy). *Geomorphology*, 53 (3-4), 247-261.

Brilhá, J. (2002). Geoconservation and protected areas. *Environmental conservation*, 29, 273-276.

Brown, E. H. (1980). Historical geomorphology- principles and practice. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 36, 9-15.

Büchner, J. y Tietz, O. (2012). Reconstruction of the Landeskroner Scoria Cone in the Lusatian Volcanic Field, Eastern Germany — Long-term degradation of volcanic edifices and implications for landscape evolution. *Geomorphology*, 151, 175-187.

Calder, E.S., Sparks, R. S. J. y Gardeweg, M. C. (2000). Erosion, transport and segregation of pumice and lithic clast in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 201-235.

Canul, R. F. y Rocha, V. L. (1981). *Informe geológico de la zona geotérmica de "El Chichonal"*. Comisión Federal de Electricidad. Morelia, Informe, 32-81.

Canul Dzul, R., Razo Montiel, A. y Rocha López, V. (1983). Geología e historia volcanológica del Volcán Chichonal, Estado de Chiapas. en *El Volcán Chichonal, Simposio sobre el volcán, IV Convención Geológica Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana*, UNAM, México, 3-22.

Duffield, WA, Tilling, RI y Canul, R. (1984). Geology of el Chichon Volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20 (1-2), 117-132.

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

Castro-Mora, J. (1999). *Monografía Geológico-Minera del Estado de Chiapas*. Consejo de Recursos Minerales.

Charpentier, I. (2008). Variational coupling of Plinian column models and data: Application to El Chichón volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, 501-508.

Chorley, R.J. (1960) *Geomorphology and General Systems Theory*. US Geological Survey, Professional Paper 500-B.

Chorley, R. J., y Kennedy, B. A. (1971). *Physical geography: a systems approach*. Prentice-Hall, London.

Collins, B. D. y Dunne, T. (1986). Erosion of tephra from the 1980 of Mount St. Helens. *Geological Society of America Bulletin*, 97. 896-905.

Damon, P. y Montesinos, E. (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, México. *Arizona Geological Society Digest*, 11, 155-168.

De Natale, G., Troise, C., Pingue, F., Mastrolorenzo, G. y Pappalardo, L. (2006). The Somma-Vesuvius volcano (Southern Italy): Structure, dynamics and hazard evaluation. *Earth-Science Reviews*, 74, 73-111.

Di Traglia, F., Pistolesi, M., Rosi, M., Bonadonna, C., Fusillo, R. y Roverato, M. (2013). Growth and erosion: The volcanic geology and morphological evolution of La Fossa (Island of Vulcano, Southern Italy) in the last 1000 years. *Geomorphology*, 194, 94-107.

Duffield, WA, Tilling, RI y Canul, R. (1984). Geology of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20 (1-2), 117-132.

Espíndola, J. M., Macías, J. L., Tilling y Sheridan, M. F. (2000). Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity. *Bulletin of Volcanology*, 62, 90-104.

Figuroa-MahEng, J.M. y Ortiz-Pérez, M.A., (2013) *1.5 Geología*. en La región del volcán Chichón, Chiapas: un espacio potencial para su protección, conservación y desarrollo sustentable. Alcántara-Ayala, I., Garnica-Peña, R.J., Coll-Hurtado, A., Ramos-Hernández, S.G., (coords.). México, UNAM, Instituto de Geografía.

Galindo, I., Roeder, G. y López, J. P. (2008). Long term AVHRR observations of Surface radiative flux from El Chichón crater lake (1996-2006). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, 488-493.

García-Palomo, A., Macías, J. L. y Espíndola, J. M. (2004). Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 247-268.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Hughes, S., Saucedo, R., Layer, P. (2006). Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. *Geological Society of America Especial Paper*. 412, 39-57.

Garnica-Peña, R. J., (2013) *I.1 Localización del estado de Chiapas*. en La región del volcán Chichón, Chiapas: un espacio potencial para su protección, conservación y desarrollo sustentable. Alcantará-Ayala, I., Garnica-Peña, R.J., Coll-Hurtado, A., Ramos-Hernández, S.G., (coords.). México, UNAM, Instituto de Geografía.

Garnica-Peña, R. J. y Osorno Covarrubias, J., (2013) *I.2 Localización de la zona de estudio*. en La región del volcán Chichón, Chiapas: un espacio potencial para su protección, conservación y desarrollo sustentable. Alcantará-Ayala, I., Garnica-Peña, R.J., Coll-Hurtado, A., Ramos-Hernández, S.G., (coords.). México, UNAM, Instituto de Geografía.

Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T., y Nakada, S. (2002) Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 64, 55-68.

Gomez, C., Lavigne, F., Hadmoko, D. S., Lespinasse, N. y Wassmer, P. (2009). Block-and-ash flow deposition: A conceptual model from a GPR survey on pyroclastic-flow deposits at Merapi Volcano, Indonesia. *Geomorphology*, 130, 118-127.

González-Salazar, A. (1973). *Informe preliminar de la zona Geotérmica del Volcán Chichonal*. Chiapas, México, Comisión Federal de Electricidad, Reporte interno.

Goudie, AG (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge. London and New York. vol. 2

Guzmán-Speziale, M., Pennington, W. D., y Matsumoto, T. (1989). The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: Seismicity and tectonics. *Tectonics*, 8 (5), 981-997.

Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J. J. (2000). The North America-Caribbean plate boundary wets of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (4-5), 459-468.

Macías, J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A., y Sheridan, M. F. (2008). Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. *Journal of volcanology and geothermal research*, 175 (4), 444-458

Hampton, S. J., y Cole, J. W. (2009). Lyttelton Volcano, Banks Peninsula, New Zealand: primary volcanic landforms and eruptive centre identification. *Geomorphology*, 104 (3-4), 284-298.

Hayes, S. K., Montgomery, D. R. y Newhall, C. G. (2002). Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geomorphology*, 45, 211-224.

Hernández Santana, J. R., Ortiz Pérez, M. A., y Mah Eng, M. F. (2009). Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve. *Investigaciones Geográficas*, 68, 7-24.

Hildenbrand, A., Gilliot, P.Y. y Marlin, C. (2008). Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology*, 93, 460-481.

Hinojosa-Corona, A., Rodríguez-Moreno, V. M., Munguía-Orozco, L., y Meillón-Menchaca, O. (2011). El deslizamiento de ladera de noviembre 2007 y generación de una presa natural en el río Grijalva, Chiapas, México. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 63 (1), 15-38.

Hugget, R.J. (2007) *Fundamentals of Geomorphology*. Routledge Fundamentals of Physical Geography. Taylor & Francis.

John, D. A., Henry, C. D. y Colgan, J. P. (2008). Magmatic and tectonic evolution of the Caetano caldera, north-central Nevada: A tilted, mid-Tertiary eruptive center and source of the Caetano Tuff. *Geosphere*, 4, 75-106.

Inbar, M., Lugo-Hubp, J. L. y Villers Ruíz, L. (1994). The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, Mexico, 1943-1990. *Geomorphology*, 9, 57-76.

Inbar, M. (2001). Morphological changes and erosion processes following the 1982 eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 175-184.

Karátson, D. (1996). Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73 (1-2), 65-78.

Karátson, D., Thouret, JC, Moriya, I. y Lomoschitz, A. (1999). Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology*, 61 (3), 174-193.

Krueger, A., Krotkov, N. y Carn, S. (2008). El Chichon: The genesis of volcanic sulfur dioxide monitoring from space. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175 (4), 408-414.

Layer, P.W., García-Palomo, A., Jones, D., Macías, J.L., Arce, J.L., y Mora, J.C. (2009) El Chichón volcanic complex, Chiapas, México: Stages of evolution based on field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geofísica Internacional*, 48 (1), 35-54.

Leopold, L. B., Wolman, M. G., y Miller, J. P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. WH Freeman and Co., San Francisco, 522.

Lockwood, J.P. y Hazlett, R.W. (2010) *Volcanoes Global Perspectives*. Wiley and Blackwell, 551.

López-Ramos, E., (1975). *Carta geológica del Estado de Chiapas*. México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, escala 1: 500,000.

Lugo-Hubp, J. I. (1990). El relieve de la República Mexicana. *Revista del Instituto de Geología*, 9 (1), 82-111.

Lugo-Hubp, J. I. (1991). *Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos)*. Instituto de Geografía, UNAM.

Lugo-Hubp, J. L. (2011). Diccionario geomorfológico. Instituto de Geografía, UNAM.

Lurh, J. L., Carmichael, I. S. E. y Varekamp, J. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 69-108.

Luhr, J. F. (2008). Primary igneous anhydrite: Progress since its recognition in the 1982 El Chichón trachyandesite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, 394-407.

Macías, J. L. (1994). *Violent short-lived eruptions from small-size volcanoes: El Chichón. Mexico (1982) and Shtyubel', Russia (1907)*. PhD dissertation. State University of New York at Buffalo, 193.

Macías, J. L., Sheridan, M. F. y Espíndola, J. M. (1997). Reappraisal of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: new data from proximal deposits. *Bulletin of Volcanology*, 58, 459-471.

Macías, J. L., Espíndola, J. M., Bursik, M. y Sheridan, M. F. (1998). Development of lithic-breccias in the 1982 pyroclastic flow deposits of El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83, 173-196.

Macías, J. L., Capra, K. M., Scott, J. M., Espíndola, A., García-Palomo and Costa, J. E. (2004). The 26 May 1982 breakout flows derived from failure of a volcanic dam at El Chichón, Chiapas, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 233-246.

Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario: Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII (3), 379-424.

Macías, J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A., y Sheridan, M. F. (2008). Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(4), 444-458.

Macías, J. L., J. L. Arce, V. H. Garduño Monroy, D. Rouwet, Y. Taran, P. Layer, A. Jiménez y R. Álvarez (2010). *Estudio de prospección geotérmica para evaluar el potencial del volcán Chichonal, Chiapas*. Unpublished Report no. 9400047770 IGF-UNAM-CFE..

Macías, J. L., Arce, J. L., Garduño, V. H., Jiménez, A., Álvarez, R. M., Layer, P. W., Rocha, V.S., López, M. C. y Cisneros, G. (2013). *1.6 Geología del Volcán Chichón*. en La región del volcán Chichón, Chiapas: un espacio potencial para su protección, conservación y desarrollo sustentable. Alcántara-Ayala, I., Garnica-Peña, R.J., Coll-Hurtado, A., Ramos-Hernández, S.G., (coords.). México, UNAM, Instituto de Geografía.

MacKinnon, I. D. R., Gooding, J. L., McKay, D. y Clanton, U. S. (1984). The El Chichón stratospheric cloud: solid particulates and settling rates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 125-146.

Mandujano-Velázquez, J. J. y Keppie, J. D. (2009). Middle Miocene Chiapas foldand thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec Transform/Ridge with the Middle America Trench. *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications, 327, 55-69.

Manea, M., Manea, V. C., Ferrari, L., Kostoglodov, V. y Bandy, W. (2005). Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge. *Earth Planet Science Letters*, 238, 64-77.

Manea, V. C. y Manea, M. (2006). The origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models. En: Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, J. W., Patino, L. C. y Vallance, J. W. (eds.), cap. 2: *Volcanic Hazards in Central America*. *GSA Special Paper*, 412, 27-38.

Manea, M. y Manea, V.C. (2008). On the origin of El Chichon volcano and subduction of Tehuantepec Ridge: A geodynamical perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 175 (4), 459-471.

Matson M. (1984). The 1982 El Chichón volcanic eruptions - A satellite perspective: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 23, 1-10.

Menéndez, I., Silva, P. G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F. J., Guillou, H. y Scaillet, S. (2008). Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102, 189-203.

Meneses-Rocha, J. J. (1991). *Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, Mexico*. PhD dissertation, University of Texas. Austin, TX.

Molina-Berbeyer, R. (1974). *Informe preliminar de geoquímica de los fluidos geotérmicos del Volcán Chichonal*. Comisión Federal de Electricidad, Chiapas, Informe (inédito).

Molina-Garza, R. S., Urrutia-Fucugauchi, J., y Van der Voo, R. (1994). Concordant paleomagnetic directions from the Tehuantepec Isthmus: Constraints on the Neogene evolution of the North American-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 235(4), 339-346.

Molnar, P. y Sykes, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 80 (9), 1639-1684.

Mora, J. C., Jaimes-Viera, M. C., Garduño-Monroy, V. H., Layer, P. W., Pompa-Mera, V., y Godínez, M. L. (2007). Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan volcanic arc (central area), Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1-2), 43-72.

Müllerried, F. K. G. (1933). El Chichón, único volcán en actividad descubierto en el estado de Chiapas. *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 54, 411-416.

Nemeth, K., White, J. D., Reay, A., y Martin, U. (2003). Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society*, 160 (4), 523-530.

Ollier, C., (1972) *Volcanoes*. The MIT Press, England.

Ortiz Pérez, M. A., Hernández Santana, J.R., y Figueroa Mah Eng, J.M (2007), Geología. en *Ordenamiento ecológico territorial de la zona petrolera de la región V Norte de Chiapas*, t. 1, pp. 14-36.

Palacios, D., (1993) The origin of certain wide valleys in the Canary Islands. *Geomorphology*, 9, 1-18.

Pantoja-Alor, J., (1974). Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas: México D.F. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 26 (4-6).

Pedraza, J., (1996) *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Editorial Rueda, Madrid, España.

Peña Monné, J. L. (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma. Logroño España.

Ricci, J., Lahitte, P. y Quidelleur, X. (2015). Construction and destruction rates of volcanoes within tropical environment: Examples from the Basse-Terre Island (Guadeloupe, Lesser Antilles). *Geomorphology*, 228, 597-607.

Ritter, D.F., Miller, J.R., Grizel, Y. and Wells, S.G. (1995) Reconciling the roles of tectonics and climate in Quaternary alluvial fan evolution, *Geology* 23, 245–248.

Rodolfo, K. S. (1989) Origin and early evolution of lahar channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines. *GSA Bulletin*, 101, pp. 414-426.

Rose Jr, W. I., Bornhorst, T. J., Halsor, S. P., Capaul, W. A., Plumley, P. S., De la Cruz-Reyna, S. D., Mena, M. y Mota, R. (1984). Volcán El Chichón, Mexico: Pre-1982 S-rich eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23 (1-2), 147-149, 155-167.

Rouwet, D., Taran, Y., Inguaggiato, S., Varley, N., y Santiago, J. A. S. (2008). Hydrochemical dynamics of the “lake–spring” system in the crater of El Chichón volcano (Chiapas, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178 (2), 237-248.

Rye, R. O., Luhr, J. F., y Wasserman, M. D. (1984). Sulfur and oxygen isotopic systematics of the 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 109-123.

Salas, G.P. (1975) *Cartas y provincias metalogenéticas de la República Mexicana*. Mexico, D.F. Consejo de Recursos Minerales, Publicación 21-E.

Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P. y Gilliot, P. Y. (2012). Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology*, 136, 132-147.

Schmincke, H. U. (2004) *Volcanism*. Springer-Verlag, Germany.

Seegerstrom, K. (1950) Erosion Studies at Paricutin, state of Michoacan, México. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 965-A.

Sembroni, A., Molin, P., Pazzaglia, F. J., Faccenna, C. y Abebe, B. (2016). Evolution of continental-scale drainage in response to mantle dynamics and surface processes: An example from the Ethiopian Highlands. *Geomorphology*, 261, 12-29.

Shelley, D. (1989) Antecedent Drainage: an Unusual Example Formed during Constructive Volcanism. *Geomorphology*, 2, 363-367.

Sigurdsson, H., Carey, S. N., y Espíndola, J. M. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 11-37.

Sigurdsson, H., Carey, S.N., y Fisher, R.V (1987). The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (3): Physical properties of pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, 49, 467-488.

Simonov, Y. (1985) *Análisis morfométrico*. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).

Smith, G. A. y Fritz, W. J. (1989) Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17, 375-376.

Sparks, R.S.J., Gardeweg, M.C., Calder, E.S., y Matthews, S.J. (1997) Erosion by pyroclastic flows on Lascar Volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 58, 557-565.

Stinton, A.J., y Sheridan, M.F. (2008). Implications of long-term changes in valley geomorphology on the behavior of small-volume pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 134-140.

Strahler, A.N. (1952) Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 923–938

Sulpizio, R., Zanella, E., y Macías, J.L. (2008) Deposition temperatura of some PDC deposits from the 1982 eruption of El Chichón volcano (Chiapas, México) inferred from rock-magnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, 494-500.

Summerfield, M.A. (1991) *Global Geomorphology: An introduction on the study of landforms*. Longman, England.

Székely, B., y Karatson, D. (2004). DEM-based morphometry as a tool for reconstructing primary volcanic landforms: examples from the Börzsöny Mountains, Hungary. *Geomorphology*, 63, 25-37.

Szynkaruk, E., Graduño-Monroy, V. H., y Bocco, G. (2004). Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology*, 61, 111-126.

Taran, Y., Fischer, T. P., Pokrovsky, B., Sano, Y., Armienta, M. A., & Macias, J. L. (1998). Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 59, 436-449.

Taran, Y., Rouwet, D., Inguaggiato, S. y Aiuppa, A. (2008). Major and trace element geochemistry of neutral and acidic thermal springs at El Chichón volcano, Mexico: implications for monitoring of the volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 224-236.

Taran, Y. y Rouwet, D. (2008). Estimating thermal inflow to El Chichón crater lake using the energy-budget, chemical and isotope balance approaches. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175, 472-481.

Tassi, F., Vaselli, O., Capaccioni, B., Macías, J. L., Nencetti, A., Montegrossi, G. y Magro, G. (2003). Chemical composition of fumarolic gases and spring discharges from El Chichón volcano, México: causes and implications of the changes detected over the period 1998-2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123, 105-121.

Templos, L.A., (1981) *Observaciones geoquímicas en la zona geotérmica del Chichonal, Chiapas, Mexico*. Comisión Federal de Electricidad, Mexico, (unpublished report).

Thouret, J. C., (1999). Volcanic geomorphology-an overview. *Earth-Science Reviews*, 47, 95-131.

Ui, T., Matsuwo, N., Sumita, M. y Fujinawa, A. (1999) Generation of block and ash flows during the 1990-1995 eruption of Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89, 123-137.

Tilling, R. I., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., Duffield, W. A., y Rose, W. I. (1984). Holocene eruptive activity of El Chichón volcano, México. *Science*, 224, 747-749.

Varekamp, J. C., Luhr, J. F., y Prestegard, K. L. (1984). The 1982 eruptions of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico): Character of the eruptions, ash-fall deposits, and gasphase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 39-68.

Valentine, G. A., Krier, D. J., Perry, F. V. y Heiken, G. (2007). Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 57-80.

Veldkamp A., Shoorl, J.M., Wijbrans, J.R., y Claessens, L. (2012) Mount Kenya volcanic activity and the Late Cenozoic landscape reorganization in the upper Tana fluvial system. *Geomorphology*, 145-146, 19-31.

Ventura, G., Vilaro, G., Bronzino, G., Gabriele, G., Nappi, R., y Terranova, C., (2005) Geomorphological map of the Somma-Vesuvius volcanic complex (Italy). *Journal of Maps*, 30-37.

Ward III, P. A., & Carter, B. J. (1999). Rates of stream incision in the middle part of the Arkansas River basin based on late Tertiary to mid-Pleistocene volcanic ash. *Geomorphology*, 27, 205-228.

Waythomas, C. F. (2001). Formation and failure of volcanic debris dams in the Chakachatna River valley associated with eruptions of the Spurr volcanic complex, Alaska. *Geomorphology*, 39, 111-129.

Weber, B., Valencia, V.A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V. y Ruiz, J. (2008) Significance of Provenance Ages from the Chiapas Massif Complex (Southeastern México): Redefining the Paleozoic Basement of the Maya Block and Its Evolution in a Peri-Gondwanan Realm. *The Journal of Geology*, 116 (6), 619-639.

Wohletz, K.H., (1993). Hidrovolcanismo. *La volcanología actual*. Marti J. y Araña, V. (coords.) Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid. 99-195.

Yoshida, H., & Sugai, T. (2007). Magnitude of the sediment transport event due to the Late Pleistocene sector collapse of Asama volcano, central Japan. *Geomorphology*, 86, 61-72.

Yokoyama, I., de la Cruz-Reyna, S. y Espíndola, J. M. (1992). Energy partition in the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51, 1-21.

Zamorano-Orozco J.J. (1990) *Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México*. Tesis de Doctorado. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, U.R.S.S. (En Ruso).