



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

Cartografía Geomorfológica del Complejo Volcánico Tacaná, México-Guatemala.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

CARLO EMILIO MENDOZA MARGÁIN

Asesor: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO

Ciudad Universitaria, México D.F.

2010



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.

Esta obra esta dedicada:

A mi madre, Leticia Margáin Suárez, quien con su amor y fuerza siempre me ha hecho seguir adelante, soy quien soy gracias a ti Ma...

A mi Padre, Javier Mendoza Nava, quien me enseñó que con fe y paciencia todo se logra, gracias por siempre estar ahí Pa...

A mi hermano Franco, mi compañero de tantas aventuras, con quien crecí y me enseñó a hacer frente a todo, gracias totales Kako...

A Pili, Mateo y Lucio, tres seres hermosos que llenan de alegría mi mundo, los amo...

A Paoli, gracias por estar conmigo este tiempo, por tu apoyo y tus ánimos, no existen palabras, nunca deja de ser Alita izquierda...

**A mi familia y
amigos quienes de
una manera u otra
han tenido presencia
en mi vida...
GRACIAS.**

Agradecimientos

Al Dr. José Juan Zamorano Orozco asesor de esta tesis, por todo el apoyo recibido durante mi estancia en su grupo de trabajo, el valioso conocimiento adquirido en gabinete y en campo, así como por la constante enseñanza de las tres cosas que se necesitan para hacer geomorfología: MUCHO ORDEN, mucha imaginación y algo de geomorfología.

Al Dr. José Lugo Hubp, por la detallada revisión de este trabajo, sus observaciones fueron de inmensa ayuda para mejorar esta tesis.

Al Ing. Alberto Pérez Rojas quien aceptó revisar esta investigación y realizar comentarios que la enriquecieron .

Al Dr. Gabriel Legorreta Paulín por una minuciosa revisión de cada parte de esta tesis, así como por sus valiosos comentarios referentes a ella.

Al Lic. Sergio Salinas Sánchez, quien no solo reviso de manera crítica y objetiva este trabajo sino quien además apporto numerosos conocimientos teóricos y prácticos, sobre volcanes, tanto en el campo como en el escritorio, durante mi formación profesional.

Agradezco infinitamente a la UNAM, mi casa de estudios y sobre todo al Instituto de Geografía por permitirme hacer uso de sus instalaciones y por hacerme sentir que no sólo estaba en casa sino en un hogar.

Quiero extender mi agradecimiento al Dr. David Palacios con quien, en el marco del proyecto *Recursos hídricos y prevención de riesgos hidrovulcánicos en estratovolcanes tropicales activos* (UCM), tuve la oportunidad de adquirir un gran conocimiento sobre geomorfología volcánica y realizar trabajos de campo en varios volcanes de México. Así mismo agradezco al grupo de investigadores españoles con quienes compartí esos momentos de altura: Nuria, Luis Miguel y Leo gracias por todas las enseñanzas y su confianza en las carreteras de México.

Agradezco el apoyo de la beca de término de tesis, recibida en el marco del proyecto (PAPIIT) *Volcanes y Ecoturismo en México y América Central*, así como a su responsable Dr. Álvaro Sánchez y corresponsable Dr. Enrique Propín quienes además de brindarme su apoyo para la culminación de este trabajo, fueron dos de los mejores profesores que tuve durante mi formación académica.

Mis más sinceros agradecimientos al Dr. José Luis Macías y Dr. José Luis Arce con quienes tuve la oportunidad de revisar el mapa geomorfológico y quienes proporcionaron información valiosa para su correcta elaboración y análisis. A Celia López por la impresión de las bases topográficas donde fue realizado el mapa.

Agradezco de manera muy especial a mis dos grandes amigos del Instituto. A Raúl Alvarado (Niño), por su sinceridad de opinión en todo momento y ayuda constante en cualquier tema o tarea, sobre todo porque mi gusto por la geomorfología volcánica comenzó con los ríos del Ceboruco. A Miguel Santos, con quien he compartido muchas experiencias, gracias por las enseñanzas en la montaña y por la gran ayuda con la maquina en la cuál a veces no sabíamos que hacer y pues eran horas de *picarle botones*. Ambos me auxiliaron en gran parte de este trabajo. Muchas gracias.

Quiero agradecer todo el apoyo brindado por mis compañeros de equipo y del instituto de Geografía quienes me ayudaron de manera directa o indirecta en la elaboración de esta tesis: Adriana, Agustín, Antonio, Juan Carlos, Anabel, Sócrates y a Osvaldo Franco. También y de manera especial a Miriam que muchas veces dejó de hacer lo suyo y me dejó trabajar hasta tarde, gracias.

A mis amigos de la infancia que aún hoy lo son: Isidro, Andrés, Luis y Sigfrido y a todos los olincas. A mis amigos de la ENAH: Malena, Dante, Fernando, y demás regimiento y adelas. A mis amigos de la facultad: Raúl, Felipe, Omar, Iván, Carlos, Jacobo, a los gallos verdes y su gallinero. A mis primos y primas, siempre atentos a lo que hacía. Y a toda la gente que en su momento compartió un segundo o más de su tiempo conmigo, a todos les agradezco infinitamente.

Índice

Introducción	1
Capítulo I. Fuentes indirectas en el análisis de la actividad volcánica histórica: Complejo Volcánico Tacaná (CVTa)	3
1.1 <i>Impacto del vulcanismo en asentamientos prehispánicos: Tula, Hidalgo y Cholula, Puebla</i>	3
1.2 <i>Complejo Volcánico Tacaná y la ciudad Maya de Izapa</i>	8
1.3 <i>La cosmogonía Mam y su relación con el CVTa</i>	13
1.4 <i>Erupciones del CVTa durante el siglo XX</i>	16
Consideraciones Finales.....	25
Capítulo II. Geología	26
2.1 <i>Tectónica y Geología regional</i>	26
2.1.1 <i>Evolución Geológica del Macizo de Chiapas</i>	29
2.1.2 <i>Arco Volcánico Centroamericano</i>	30
2.2 <i>Marco Geológico Local</i>	35
2.2.1 <i>Estudios antecedentes</i>	35
2.2.2 <i>Columna geológica del CVTa</i>	37
2.3 <i>Historia eruptiva del CVTa</i>	48
Consideraciones finales.....	53
Capítulo III. Geomorfología	54
3.1 <i>Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tacaná</i>	56
RELIEVE ENDÓGENO.....	59
RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.....	83
RELIEVE EXÓGENO.....	91
Consideraciones finales.....	106
Conclusiones	108
Bibliografía	109

Resumen

El Complejo Volcánico Tacaná (CVTa) se localiza en el límite político entre México y Guatemala, está compuesto por cuatro estructuras volcánicas que de la más antigua a la más reciente son: Chichuj, Tacaná, Domo plan de las Ardillas y San Antonio. Los procesos volcánicos de este territorio han sido registrados por el ser humano desde épocas antiguas en códices, artefactos, monumentos arqueológicos y tradiciones orales, los cuáles se analizan y se relacionan con eventos eruptivos y su influencia en los momentos de auge o decadencia de las culturas habitantes de la región. Por otro lado, las erupciones más recientes en el Tacaná (1949-1950 y 1986), tuvieron un seguimiento periodístico detallado el cuál completa los informes científicos y permite la reelaboración a detalle de una cronología desde sus inicios hasta el fin.

El CVTa se enmarca en una región tectónica y geológica de alta complejidad, donde la convergencia de las placas Norteamérica, Caribe y Cocos han favorecido la formación de estructuras y provincias regionales como el Sistema de Fallas Polochic-Motagua, la Trinchera Mesoamericana, el Macizo de Chiapas y Arco volcánico Centroamericano, todos ellos relacionados con la zona de estudio. Las rocas más antiguas del área corresponden a materiales intrusivos y metamórficos (142 Ma – 13 Ma) sobre las cuales se emplazaron tres calderas denominadas San Rafael (2 Ma), Chanjale (1Ma) y Sibinal (> 100 000 años).

El vulcanismo reciente comenzó en el Chichuj hace ~100 000, a partir de 40 000 años A.P. se tiene certeza del emplazamiento del Tacaná; el domo Plan de las Ardillas tiene una antigüedad cercana a los 30 000 años A.P. mientras que el volcán San Antonio se considera el más reciente con una edad cercana a los 10 000 años. Las cuatro estructuras se alinean en dirección NE-SW en el respectivo orden y han presentado alternancia de eventos efusivos y explosivos en donde resalta la ocurrencia de flujos piroclásticos asociados a una dinámica de construcción-destrucción de domos, avalanchas de escombros y extensas coladas de lava.

La activa dinámica endógena ha formado y destruido el relieve de la zona de estudio durante la historia geológica, a partir de procesos intrusivos y extrusivos, sin embargo los procesos exógenos presentes en este territorio, han sido participes en modelado y transformación de la superficie estudiada. Resultado de lo anterior, es una gran variedad de morfologías con distinta génesis por lo que se hace necesario, la elaboración de una cartografía geomorfológica detallada en la que se analizan y jerarquizan las unidades de relieve según su origen.

El mapa geomorfológico del CVTa y sus zonas adyacentes, es por tanto el principal aporte de esta investigación; en este documento se plasma de manera precisa los límites, componentes y principales rasgos de cada una de las formas de relieve. Cada unidad se ordena en una leyenda explicativa misma que es analizada puntualmente desde un punto de vista genético.

Introducción

El Complejo Volcánico Tacaná (CVTa) se localiza en el límite político de México con Guatemala; sus coordenadas extremas son: 15° 15' - 15° 00' de latitud norte y 92° 15' - 92° 00' de longitud oeste. Es un conjunto activo de cuatro estructuras que se alinean al NE, y son de la más antigua a la más reciente: Chichuj, Tacaná, domo Plan de las Ardillas y San Antonio. La parte cumbral del complejo, la domina el volcán Tacaná con 4 080 msnm. Esto hace que se considere como la mayor altitud en el estado de Chiapas y la segunda con respecto a los volcanes del Arco Volcánico Centroamericano (AVCA), provincia geológica de la cuál forma parte.

La zona de estudio abarca una superficie aproximada de 90 km², la cuál comprende terrenos montañosos constituidos por granitos y diversos materiales volcánicos; asimismo están presentes hacia el sur, zonas de menor altitud e inclinación que precisan el inicio de la llanura costera de Chiapas, constituida de detritos de diferente origen. Estos hechos dan como resultado un relieve heterogéneo y complejo. En este sentido, un estudio desde la perspectiva geomorfológica se hace necesario, ya que de esta manera se obtiene un conocimiento sobre la dinámica endógena-exógena y por consiguiente es posible determinar zonas en las que la población esté propensa a peligros naturales. Lo anterior tiene sustento, ya que dentro del territorio en cuestión se encuentran los municipios de Tapachula, Cacaohatán, Unión Juárez, Tuxtla Chico, Metapa, Frontera Hidalgo y Suchiate, pertenecientes al estado de Chiapas y el departamento de San Marcos en Guatemala.

En relación con lo anterior, el presente estudio tiene como objetivo principal entender los procesos endógenos y exógenos que originan y modelan la superficie de este territorio. Por lo cual se elaboró una cartografía morfogenética detallada (1:40 000) del Complejo Volcánico Tacaná (CVTa) y zonas adyacentes. El mapa que se presenta es una base cognitiva para la elaboración de estudios de carácter aplicado, como planeación territorial o estudios de riesgos. Este documento representa un aporte al conocimiento de la zona, pues se puede considerar como un inventario de formas de relieve y su dinámica.

Para la elaboración del presente escrito y los capítulos que comprende, se llevó a cabo la recopilación y análisis de información hemerográfica y bibliográfica; la primera sirvió para conocer fenómenos recientes asociados a la actividad del volcán, y de esta forma entender la relación entre la población y los eventos eruptivos modernos, así como su peligrosidad. Mientras que la segunda versa sobre aspectos puramente geológicos, vulcanológicos y tectónicos; elementos que permiten conocer de forma indirecta los procesos endógenos y exógenos que han intervenido en la génesis, evolución y dinámica de este territorio.

Por otro lado, en la realización del análisis geomorfológico se tomaron en cuenta los métodos clásicos descritos por Lugo-Hubp (1991). En este contexto, se realizó la interpretación de fotografías aéreas en dos escalas diferentes (1:50 000 y 1: 75 000). La información resultante se plasmó en bases topográficas con escala 1: 20 000, tomando como punto de partida los métodos cartográficos planteados por Bashenina (1977), cabe mencionar que estos se modificaron y adaptaron de acuerdo con los requerimientos propios de la zona de estudio. La clasificación del relieve se llevó a cabo con base en los parámetros genéticos: endógena-exógena expuestos por Simonov (1985). El documento cartográfico obtenido, así como su leyenda explicativa, detallan características propias y comunes de las diferentes unidades morfológicas cartografiadas, asimismo forma parte de un inventario de formas y procesos.

Durante la realización del presente trabajo, se hizo una visita a la zona de estudio, en la cual se observó de manera general, gran parte del sector sur del territorio en cuestión, con lo que se pudo validar una porción del mapa geomorfológico y recopilar información directa sobre los fenómenos geomorfológicos de ocurrencia más común en la zona.

Este trabajo tiene una estructura en tres capítulos:

I. FUENTES INDIRECTAS EN EL ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA HISTÓRICA: COMPLEJO VOLCÁNICO TACANÁ (CVTa). Se analizan ejemplos de erupciones volcánicas durante diferentes épocas y su afectación a los grupos humanos emplazados en estos territorios.

II. GEOLOGÍA. Se revisan y sintetizan los trabajos publicados sobre temas como tectónica, geología y vulcanología, tanto a nivel regional como local. Esta información resulta de importancia para la elaboración del mapa geomorfológico.

III. GEOMORFOLOGÍA. En este se analiza la génesis, evolución y dinámica del relieve de la zona de estudio. Análisis que se hace en función del mapa geomorfológico.

Este trabajo presenta conclusiones, bibliografía y como anexo el mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Tacaná escala 1:40 000.

Capítulo I. Fuentes indirectas en el análisis de la actividad volcánica histórica: Complejo Volcánico Tacaná (CVTa)

El registro volcánico histórico se debe a los grupos humanos que habitan ese tipo de territorios. En la mayoría de los casos este tipo de terrenos son atractivos para los asentamientos humanos, debido a la cercanía o facilidad de aprovechar los recursos naturales. El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un ejemplo de ello. Desde tiempos prehispánicos esta región ha favorecido el desarrollo de importantes núcleos poblacionales, debido a la presencia de lagos de agua dulce, terrenos fértiles (aluviales y volcánicos), materiales de construcción y estratégicos (obsidiana: construcción de armamento), que junto a condiciones climáticas apropiadas, favorecieron el desarrollo de una cobertura vegetal extensa y variada; particularidades que cobijaron una fauna diversa. Estas características permitieron satisfacer sus necesidades y evolucionar hacia formas sociales-culturales más complejas.

Los terrenos volcánicos no solo deben entenderse como zonas potenciales o proveedoras de recursos naturales, sino también como el escenario de fenómenos peligrosos y violentos, que en la mayoría de los casos son un riesgo para las poblaciones que se localizan en los alrededores. La dualidad confort-peligro, típica de estos territorios, ha quedado registrada a lo largo de la historia, incluso en distintas partes de nuestro país, a través de diferentes manifestaciones: artísticas (estelas, frescos, códices, tallas, cerámicas), arquitectónicas (dinteles, pirámides), folklore (leyendas, mitos, música) y religiosas (ofrendas, sacrificios, peregrinaciones).

Los registros históricos sobre la actividad volcánica son de gran ayuda para la interpretación y reconstrucción cronoestratigráfica de estos procesos, así como en la determinación de áreas de afectación o causa de abandono de centros prehispánicos. La llegada de los españoles a territorio mexicano en 1519 introduce la crónica, el relato y las cartas, como una forma de documentar los sucesos geográficos e históricos (Benítez, 1974).

En este sentido se presentan dos ejemplos, donde se hace evidente la utilidad de los registros prehispánicos en la reconstrucción de la actividad de los volcanes Jocotitlán y Popocatepetl.

1.1 Impacto del vulcanismo en asentamientos prehispánicos: Tula, Hidalgo y Cholula, Puebla.

A) Volcán Jocotitlán

Este volcán ha presentado actividad explosiva importante durante su historia eruptiva, como evidencia existen morfologías que se vinculan con un colapso parcial (ladera noreste) que dio lugar al emplazamiento de montículos cónicos hacia el NNE y dejó una cicatriz en forma de herradura en el edificio. Posterior a este evento existió un periodo de calma que terminó con la presencia de una erupción freatomagmática, durante momentos en el que el territorio era habitado por grupos humanos prehispánicos (Fig. 1).

B) Volcán Popocatepetl

Esta estructura forma parte de la Sierra Nevada, una cadena volcánica que limita las Cuencas de México (al oeste) y la de Puebla-Tlaxcala (al este); superficies que han cobijado importantes asentamientos humanos desde épocas prehispánicas y su cercanía al Popocatepetl las ha involucrado en una dinámica de peligro y destrucción a lo largo de la historia.

Al respecto, Sanders et al. (1979) menciona una fluctuación demográfica negativa en la región de Chalco y un aumento poblacional en la ribera lacustre de Zumpango; este hecho puede interpretarse como una migración que ocurre entre los años 100 a.C. y 100 d.C., como consecuencia de una erupción pliniana (emisión de cenizas, flujos piroclásticos, explosiones freatomagmáticas, columnas eruptivas y lahares), fenómeno que ocurrió entre 800 a.C.-255 d.C. y es denominado por Siebe et al. (1996a) como Erupción Pliniana del Cerámico Inferior (EPCI). Este hecho está apoyado en observaciones estratigráficas en donde se han identificado suelos con surcos agrícolas sepultados por cenizas, al igual que utensilios cerámicos integrados a los depósitos de flujo piroclástico.

Entre los años 675 y 1095 d.C. se presenta un segundo evento pliniano, el cual afectó un área de ~3000 km² (Erupción Pliniana del Cerámico Superior: Siebe et al., 1996a, 1996b), suceso que impactó en mayor medida a numerosos asentamientos del valle de Atlixco y la ciudad prehispánica de Cholula, e incluso se le atribuye el abandono de esta última en el año 800 d.C. Las secuencias estratigráficas ponen en evidencia el desarrollo post eruptivo de múltiples lahares, algunos de ellos llegaron a cubrir los principales centros ceremoniales de Cholula, razón por la cual en los depósitos se encuentran herramientas y utensilios cerámicos (Fig. 2).

La magnitud de este evento se mantuvo en la memoria de los pueblos prehispánicos como una tradición oral, debido a su carácter extraordinario y devastador. Tiempo después, los aztecas plasmaron este hecho en el códice Telleriano-Remensis (Fig. 3), documento en el que se puede leer:

Año de 4 casas y de 1509, vieron una claridad de noche que duró más de 40 días, dicen los que la vieron que fue en toda Nueva España, que era muy grande y muy resplandeciente y que estaba en la parte oriente, y que salía de la tierra y llegaba al cielo.

Las fuentes indirectas recopiladas de documentos históricos e interpretaciones de códices, hacen evidente que las dos últimas erupciones plinianas del Popocatepetl tuvieron un impacto directo sobre los habitantes de las cuencas de Puebla-Tlaxcala y de México. Una situación similar se presenta con la actividad del volcán Tacaná y la población prehispánica asentada en los alrededores.

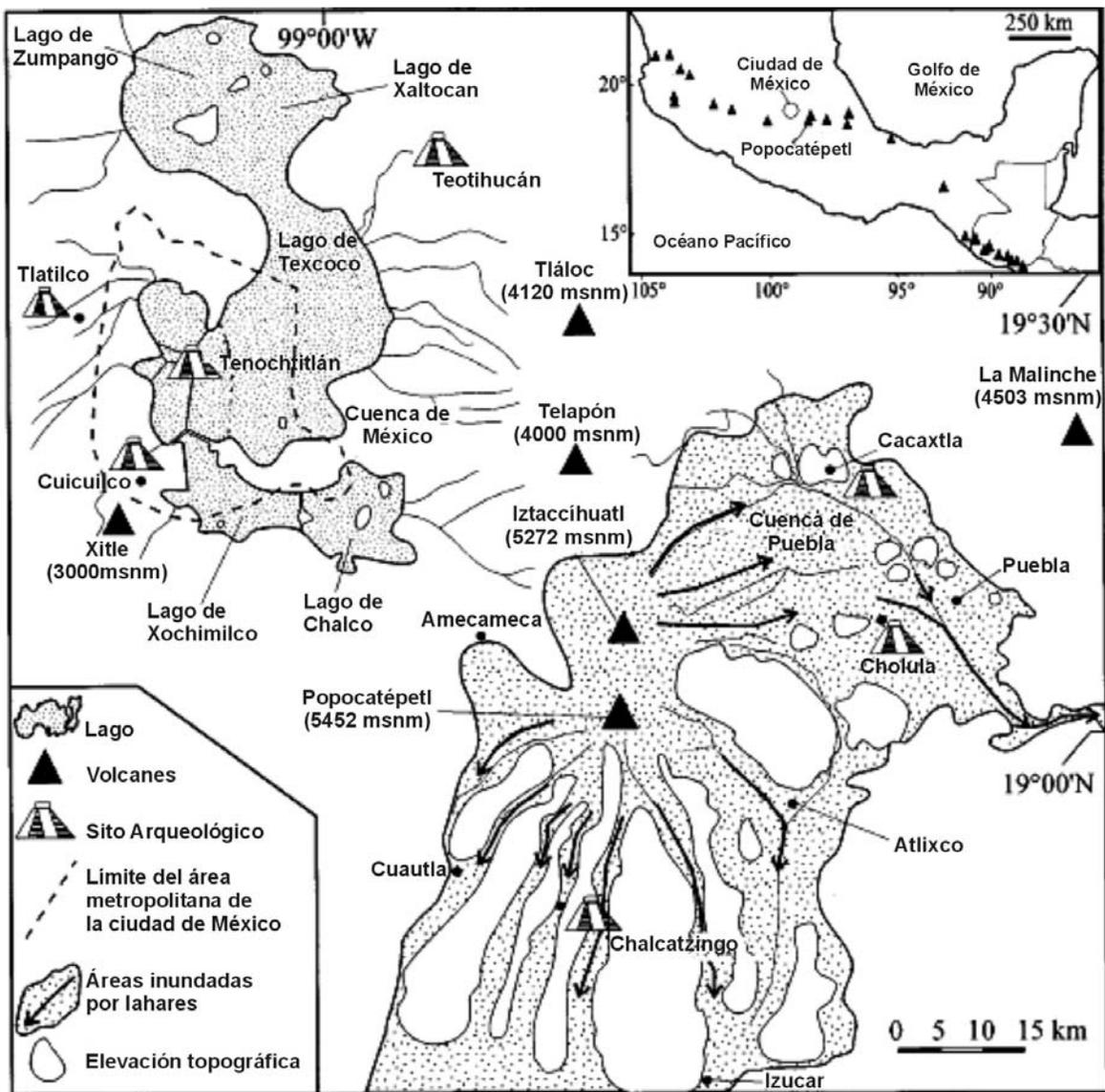
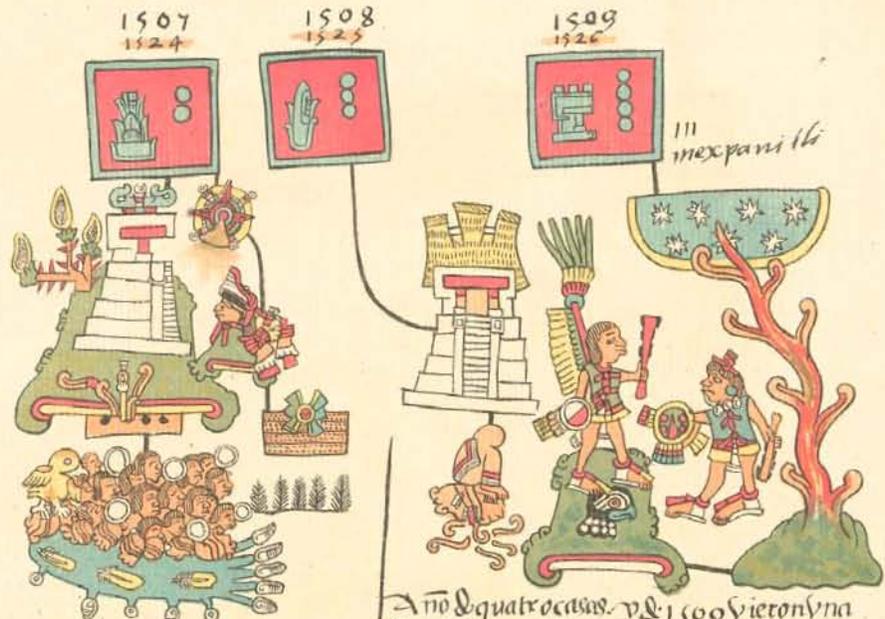


Figura 2. Zonas arqueológicas afectadas por lahares provenientes del volcán Popocatepetl e Iztaccihuatl durante la Erupción Pliniana del Cerámico Superior (Siebe et al., 1996b).



Año de los canas. y de 1507 vno
 nechpse d' vol ytenblo l' tierra
 y se a hogaren pi 1300
 ombres ~~huc~~ de guerra ne
 ffo d' tu cac. que es agelante
 d' yuca camino d' h' mis te a
 vengo que y van a p' septar
 provincias Este Año se aca
 bo la yglesia d' fuego m' eno
 porque si enpre decinquenta
 encinquenta y dos a tendian
 l' ombre nueva Esta y q' es a es
 tano en el ce ffo visor d' l' qual
 t' o f' h' d' mexico cabecalli
~~huc~~ d' a qui se lle va va l' un
 bre m' ena p' unto da la tie ffa
 por q' de h' un que es l' que tu vi
 ese a quel dia l' umb eel n' s' a sa
 se a uian d' aca e r' m' l' osas

Año de quatro cosas. y de 1509 vno
 claridad. se o f' he que duró mas de quarenta
 dias dizen los que la vieron que fue de esta
 m' ena es paña que l' r' am y gran d' y n' un y
 pes pl' on de ciento y que l' t' a va a l' parte
 d' oriente y que salia d' la tie ffa y llegaba al
 cielo En este Año se al' o el pueblo d' coço
 la que es seis leguas d' h' uacaca. con los
 mexicanos los quales fueron sobre el vno d'
 xaron ombre a vida se gum dizen los viejos que
 se l' lo se hallaron a esta fue vna de
 las vna vilas d' ellos vieron a
 tes d' viniesen los xp' o f' r' a n' os y p' e
 sa h' un g' era que al con f' te al
~~huc~~ l' ual esperaban

Figura 3. Página 42r del Códice Telleriano-Remense, en la mitad derecha se representa un evento volcánico (Erupción Pliniana del Cerámico Superior: 675-1095 d.C.; Siebe et al., 1996a), que fue visto por los Aztecas en la antigua Tenochtitlan. Una columna de fuego (en rojo y amarillo) une la montaña (Popocatepetl: en color verde) con la bóveda celeste (en azul y amarillo) (www.famsi.org).

1.2 Complejo Volcánico Tacaná y la ciudad Maya de Izapa.

Hace 7500 años grupos nómadas conocidos como los Chantuto se establecen en la costa y los sistemas lagunares del actual estado de Chiapas (Fig. 4). La abundancia de recursos naturales influyó en la transición de cazadores-recolectores a sedentarios agrícolas (Ekholm, 1969). Las condiciones ambientales favorecieron su desarrollo cultural e incluso militar, durante este tiempo no existe ningún tipo de registro que tenga relación con la actividad del CVTa; pero si con la utilización de las rocas volcánicas como fuente de materia prima en la elaboración de artefactos.

En dos sitios conocidos como La Victoria en Guatemala y Altamira en Chiapas (al S y SW del CVTa; Fig. 4), se encontró evidencia de utensilios manufacturados hace 1250-650 años a.C. (Green y Lowe, 1967; Voorhies, 1976; Blake et al., 1992), en diferentes tipos de rocas volcánicas, mismas que coinciden con la geología del CVTa. También se hallaron instrumentos fabricados con rocas metamórficas y plutónicas, materiales comunes en las zonas adyacentes del volcán.



Figura 4. Asentamientos prehispánicos en la zona costera de Chiapas (modificado de Blake et al., 1992).

El aprovechamiento de suelos y materiales es un común denominador en la historia humana, que se ve reflejada en los asentamientos cerca de centros eruptivos desde el pasado hasta la actualidad. Las sociedades situadas en zonas aledañas a un volcán, usan las cenizas en la cerámica, obsidiana en herramientas de corte, ornamentos y uso bélico; y rocas masivas, como materiales de construcción o creación de objetos de uso cotidiano (Ford y Rose, 1995).

En este marco, Izapa fue un ejemplo de aprovechamiento de materiales volcánicos en monumentos arquitectónicos y obras artísticas como esculturas y estelas. Otros utensilios que reflejan el aprovechamiento de los materiales volcánicos fue la ceniza como un añadido desgrasante y estabilizador en el proceso de cocción, lo que evitaba que los artefactos cerámicos se rompieran en el horno (Ekholm, 1969).

Hacia los 1500 a.C. los Chantuto contaban con una compleja estructura social, económica y religiosa que permitió el establecimiento de Izapa como un centro ceremonial de importancia regional, localizado a 20 km al sur del CVTa, en el actual municipio de Tuxtla Chico. Esta ciudad prehispánica subsistió y se desarrolló gracias a la riqueza natural propia de la región del Soconusco actual y llegó a concentrar una población de 10 000 habitantes. Estas características hacen evidente la existencia de condiciones naturales estables, es decir, un periodo de calma volcánica (Ekholm, 1969; Lowe et al., 1982).

Durante este periodo de reposo volcánico, Izapa tuvo un pleno desarrollo en todos los ámbitos, sin embargo, entre el año 50 a.C. y 100 d.C. (Fase Hato; Fig. 5) el sitio se abandonó de manera temporal (Lowe et al., 1982), hecho que se vincula a una erupción peleana atribuida al volcán San Antonio (edificio SW del CVTa), que ocurre hace 1950 años y se caracteriza por la ocurrencia de explosiones dirigidas, numerosos flujos piroclásticos (depósito Mixcun) y lahares (Macías et al., 2000).

Fecha	Fases identificadas para Izapa Chiapas, México	Eventos volcánicos durante el preclásico tardío en México y Centroamérica
1200	REMANSO	Evento freatomagmático del CVTa 1200 d.C.
1100		Erupciones del Chichón 675-961 d.C. 538-662 d.C.
1000		
900		
800		
700		
600	METAPA	Erupción de la caldera Popocatepec 260 d.C.
500	LOROS	
400	KATO	
300	JARITAS	
200	ITSTAPA	
100	HATO	Erupción * Peleana CVTa 2-123 d.C. 38 a.C.-70 d.C. 43 a.C.-183 d.C.
D.C.		
A.C.	GUILLEN	*Periodo de abandono del centro ceremonial de Izapa
100		
200		
300		

Figura 5. La erupción del volcán San Antonio se sitúa en la Fase arqueológica Hato (Macías et al., 2000).

Evidencia del impacto que tuvieron los flujos piroclásticos se encontró dentro de una fase de construcción de una probable pirámide o templo en Izapa, que se conoce como *montículo 30a*. A partir de una cala de aproximación se reporta la existencia de *cenizas volcánicas blancas* en la cima de la estructura (Fig. 6 A) y en el flanco norte de la misma (Fig. 6 B). Las fechas en ambos depósitos son de 2645 ± 100 años A.P (Ekholm, 1969), dato que es cercano a la última actividad de gran magnitud que se presentó en el volcán San Antonio.

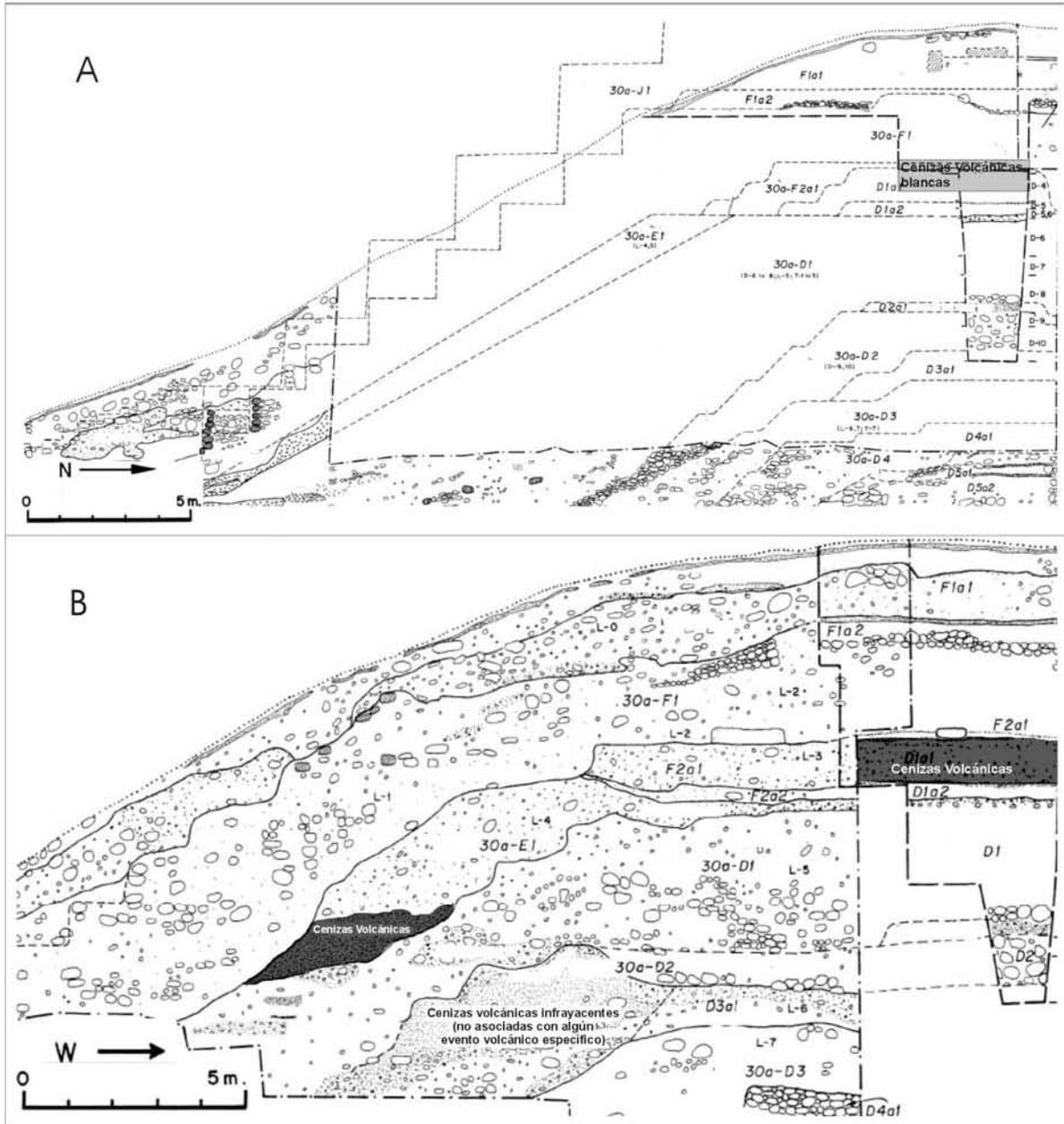


Figura 6 A y B, detalles con sus respectivas orientaciones, de las calas arqueológicas de aproximación realizadas al montículo 30a (Izapa); se muestran las etapas constructivas, la sobreposición de estructuras y los materiales que la componen. Las áreas resaltadas en gris muestran la posición de los depósitos piroclásticos que se atribuyen al volcán San Antonio (1950 A.P.; Macías et al., 2000). En B se observan depósitos piroclásticos anteriores, de estos no se tiene datación ni se relacionan con ningún evento conocido (Ekholm, 1969).

Los lahares ocuparon el curso de los ríos Cahoacán, Mixcun y Suchiate, su principal impacto fue sobre las áreas de cultivo que circundaban las zonas habitacionales de Izapa, estas últimas al encontrarse en un nivel topográfico ligeramente superior no quedaron cubiertas por este tipo de flujos (Macías et al., 2000; Murcia-Agudelo, 2008). Estos dos hechos seguramente son la explicación de la desocupación de un centro urbano-religioso de importancia regional como Izapa por 150 años.

En el año 100 d.C. los mayas ocupan de nuevo la ciudad de Izapa. En la reconstrucción uno de los monumentos de adoración denominado *montículo 25 grupo B* refleja la morfología del CVTa (Fig. 7), similitud realizada para honrar al volcán y así evitar una futura erupción que pusiera en peligro sus vidas (Lowe et al., 1982).

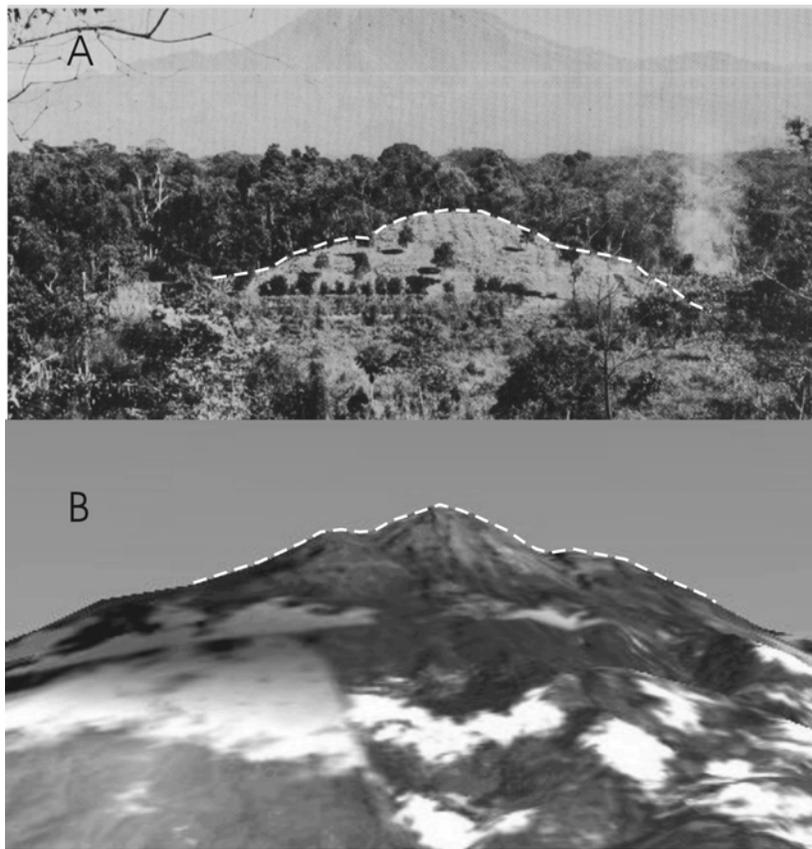


Figura 7. Se aprecia la similitud morfológica de estas dos estructuras. Se relaciona con la adoración y con la mitigación de los peligros en la cultura Maya. A) Montículo 25 B, en líneas blancas se resalta su perfil, que coincide con el del volcán Tacaná y relieves adyacentes (Lowe et al. 1982). B) Silueta del CVTa, resaltada en línea blanca discontinua (Google Earth, 2009).

Izapa fue perdiendo su hegemonía como centro ceremonial y capital de la región, hacia el año 1200 d.C., posteriormente fue deshabitada. Las causas de su abandono se desconocen, no obstante existen dos hipótesis. La primera fue la creación de otros centros de adoración en la región, hecho que le restó importancia religiosa y terminó por desaparecer. La segunda se asocia a una nueva erupción volcánica, aunque no hay reportes prehispánicos de que haya ocurrido, no obstante, existen datos de que el volcán Tacaná 800 años A.P. tuvo un evento freatomagmático que se caracterizó por la presencia de oleadas piroclásticas (Ordaz-Méndez, 2006).

La riqueza natural de la zona cobijó numerosos asentamientos que mantuvieron un nivel de confort y abundancia de satisfactores. Este hecho llamo la atención de otros grupos humanos que invadieron el territorio, entre los que se cuentan a los mexicas, pipiles, tapachultecas y zoques; el interés de todos ellos era el control del cacao (Quintana-Hernández y Rosales, 2006).

Los primeros asentamientos chantuto, los mayas y la ciudad de Izapa, tienen un vínculo con la actividad del CVTa que se sintetiza en la Tabla 1.

Secuencia espacio-temporal de las poblaciones prehispánicas asociadas al Complejo Volcánico Tacaná					
Fecha	Grupos Humanos	Localización y Ambiente natural	Modo de subsistencia y naturaleza	Actividad Volcánica (CVTa)	Bibliografía
7 500 años A.P.	Chantuto; pueblos costeros nómadas en transición a sedentarios (cazadores-recolectores a sedentarios agrícolas)	Costa sur de Chiapas en sistemas lagunares y estuarios	Agricultura, cacería, recolección y pesca. Este territorio se encuentra en una zona sísmo-generadora y de impacto ciclónico, características que no permitieron el desarrollo de los centros urbanos.	La lejanía y dispersión de los asentamientos (Fig. 4) no permite establecer una relación con la actividad volcánica.	Green y Lowe, 1967 Ekholm, 1969 Voorhies, 1976 Blake et al., 1992
1500 a.C.	Mayas, pueblo sedentario agrícola con una sociedad jerarquizada y un sistema religioso complejo que favoreció la creación de estructuras arquitectónicas monumentales: centro ceremonial de Izapa	7 km al E de la actual ciudad de Tapachula, Chis. Se construye sobre un sistema de abanicos aluviales antiguos asociados al río Suchiate	Agricultura, cacería, recolección y comercio. Comienza la hegemonía del centro ceremonial de Izapa; aglutina una población cercana a los 10 000 habitantes.	No existe una relación directa con la dinámica volcánica.	Ekholm, 1969 Norman, 1976 Lowe et al., 1982
Fase Ócos 1250-1150 a.C. Fase Conchas 850-650 a.C.	Chantuto. Sociedades sedentarias agrícolas.	Costa sur de Chiapas en sistemas lagunares y estuarios: La Victoria (20 km al sur de Ciudad Hidalgo); Altamira y Padre Piedra (40 km al oeste de Tapachula).	Agricultura, cacería, recolección y pesca. Elaboración de artefactos a partir de rocas volcánicas provenientes del CVTa. Esto demuestra una organización en la división del trabajo compleja que se deriva de la plenitud de satisfactores obtenidos de su entorno.	Calma volcánica	Green y Lowe 1967 Voorhies, 1976 Blake et al., 1992
Fase Hato 50 a.C. - 100 d.C.	Mayas, pueblo sedentario agrícola con una sociedad jerarquizada y un sistema religioso complejo que favoreció la creación de estructuras arquitectónicas monumentales: centro ceremonial de Izapa	7 km al E de la actual ciudad de Tapachula, Chis.	Agricultura, cacería, recolección y comercio. El centro ceremonial de Izapa es el más importante de la región y se abandona temporalmente por 150 años. El regreso de la población denota la importancia del Izapa como centro religioso y comercial.	Erupción Peleana atribuida al volcán San Antonio 1950 años A.P. (flujos piroclásticos y lahares).	Ekholm, 1969 Norman, 1976 Lowe et al., 1982 Macías et al., 2000
1200 d.C.	Mayas, el centro ceremonial de Izapa es abandonado definitivamente.	Se construye sobre un sistema de abanicos aluviales antiguos asociados al río Suchiate	Ocurre el abandono definitivo, este hecho se atribuye a la aparición de nuevos centros ceremoniales en la región. Si bien no se hace mención en la literatura, pudiera existir como hipótesis que la erupción del volcán Tacaná haya motivado la desocupación de Izapa.	Erupción freatomagmática atribuida al volcán Tacaná 800 años A.P. (oleadas piroclásticas de poca extensión).	Ekholm, 1969 Norman, 1976 Lowe et al., 1982 Ordaz-Méndez, 2006
1300 d.C.	Mayas, pipiles tapachultecas, zoques; ocupan los territorios adyacentes al CVTa. En este periodo se tiene una alta densidad de población	Laderas volcánicas del CVTa, la actual región del Soconusco y la costa de Chiapas.	Se retoma la agricultura, cacería, recolección y el comercio. Esta actividad se hace más intensa debido a nuevos y numerosos centros urbanos y ceremoniales	Calma Volcánica	Quintana-Hernández y Rosales, 2006
Siglo XV	Invasión azteca, pipil, tapachulteca y zoque		La riqueza natural del área donde se emplaza el CVTa es tal que grupos locales (pipiles, zoques y tapachultecas) y distantes como los aztecas buscan el control del Soconusco.	Calma Volcánica	Coe, 1961 Gerhard, 1991

Tabla 1. Relación de los grupos humanos que habitaban el área cercana al Complejo Volcánico Tacaná.

La presencia de grupos humanos en territorios adyacentes al CVTa ha quedado registrada a lo largo de la historia con evidencias materiales de su cultura (maya), mismas que no se perdieron, a pesar de las constantes migraciones provocadas por invasiones de otros pueblos, que los obligó a huir hacia el interior del continente buscando zonas de mejor resguardo para crear nuevos asentamientos (Voorhies y Kennett, 1995; Quintana-Hernández y Rosales, 2006). Estos grupos se autonombraron como mames y ocuparon los actuales territorios fronterizos entre Comitán y Tapachula.

1.3 La cosmogonía mam y su relación con el CVTa.

Los mam se consideran uno de los grupos étnicos más antiguos que existen hasta nuestros días, ocupan territorios cercanos al volcán Tacaná desde hace más de tres mil años (Quintana-Hernández y Rosales, 2006, Fig. 8). Bajo este supuesto se infiere que este grupo maya tiene su origen en las poblaciones chantuto y se relacionan con los habitantes de Izapa.

De todo el acervo cultural de los mam, resalta la explicación que hacen de la creación del mundo (cosmogonía), debido a la relación que elaboran entre la naturaleza y el hombre. En este sentido, los volcanes y su actividad se incluyen de una manera divina y mágica con la que queda explicada la compleja dinámica de la corteza terrestre.

La interpretación en general, de mitos y leyendas prehispánicas tiene un grado de objetividad. Para tratar de entender la percepción de los mam respecto a la actividad volcánica y su relación con el peligro se ocupa un criterio geográfico-geomorfológico. Al mismo tiempo el análisis se verá reforzado si situamos en el lugar y momento específico la ocurrencia de eventos volcánicos u otros fenómenos asociados.

Los mame han desarrollado una cultura con relaciones muy estrechas con el relieve, si bien el volcán Tacaná es el elemento más importante, existen otros de menores dimensiones, pero también de gran importancia, entre ellos se distinguen cuevas, manantiales, ríos, promontorios rocosos etc., todos ellos asociados a sus rituales.

En este contexto Tacaná significa en mam *nuestra madrecita* y se concibe como la *madre dadora* de lluvia, del suelo, de las cosechas y de los materiales de construcción; en otras palabras, el volcán representa la morada de la diosa de la fertilidad. En la actualidad esta idea persiste y año con año se ruega por lluvias y protección para todos los recién nacidos, sembrando cruces de ocote en las faldas del volcán (Quintana-Hernández y Rosales, 2006).

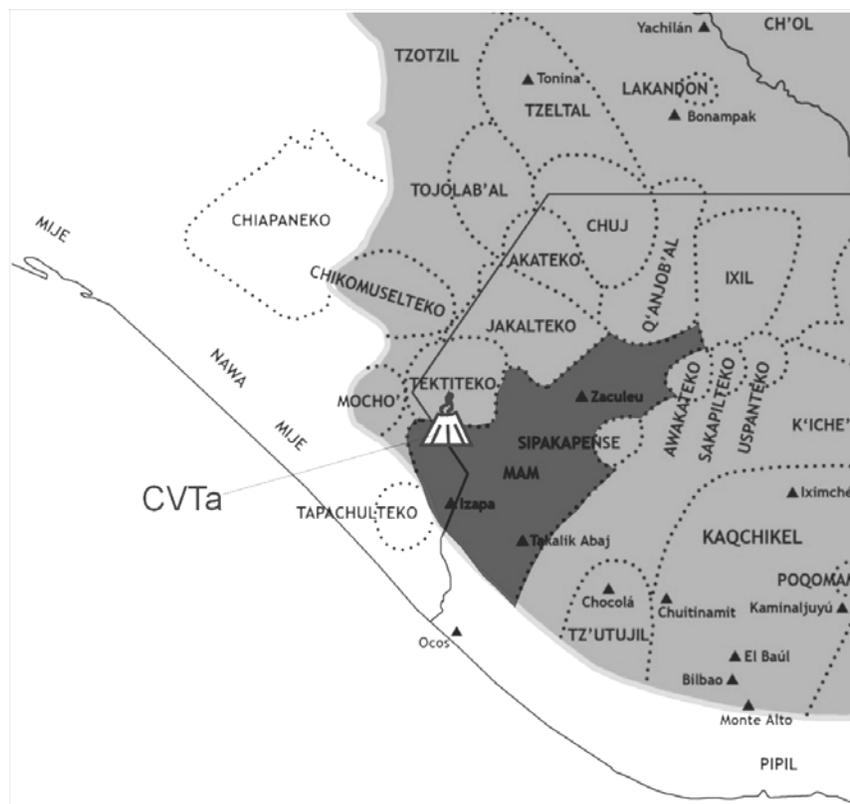


Figura 8. Distribución actual de los grupos indígenas Mayas en la zona fronteriza de México y Guatemala, así como las zonas arqueológicas que están incluidas en sus territorios. En gris oscuro se resalta la zona de ocupación mam. El volcán Tacaná forma parte de su entorno.

El mito de la creación del pueblo mam es una narración mágica que tiene varias coincidencias con la ocurrencia de fenómenos naturales, que se han mitificado por su carácter extraordinario, todos ellos en la perspectiva de este trabajo, tienen que ver con procesos geomorfológicos específicos. En un fragmento extraído del origen de los mam, que fue transcrito por Quintana-Hernández y Rosales (2006) se lee lo siguiente:

Los mames creen que el mundo tiene un horizonte plano de cuatro lados cubierto por un cielo donde habita Qman nuestro padre, en tanto que las cuevas son ventanas de entrada al lugar donde habitan seres de vida eterna, como los dueños de los cerros.

Afirman que el hombre mam fue creado tres veces. Primero, los formadores engendraron a hombres antropófagos de sus propios hijos. Esta generación desapareció con un diluvio cuando el mar se les vino encima.

La segunda creación fue la de los hombres sabios, entonces se inició la cuenta de los años, los cerros fueron designados como lugar de oración. Sin embargo, una disputa entre los sabios desató el conflicto y estos pretendieron desafiar la sabiduría del creador quien decidió castigarlos y mando una lluvia de trementina [resina de pino] con fuego que los alcanzó y todos perecieron. Esta catástrofe provocó el cambio de la faz de la tierra y se formaron las hondonadas, las barrancas y los cerros, así como zonas pantanosas y anegadizas de la actualidad.

La tercera generación de mames fue producto de que los dioses salvaron a una hembra y un varón del diluvio que los formadores provocaron para lavar la tierra del fuego con trementina que había caído.

En la interpretación de este relato existen referencias a posibles eventos naturales con resultados catastróficos, el relato Mam se analiza en la Tabla 2.

Interpretaciones geográfico-geomorfológicas de la cosmogonía Mam			
Mito de la creación Mam	Fenómenos naturales inferidos	Evidencias espacio-temporales del mito	Interpretación
...los formadores engendraron a hombres antropófagos de sus propios hijos. Esta generación desapareció con un diluvio cuando el mar se les vino encima.	Ciclones	Los chantuto ocupaban zonas costeras y sistemas lagunares (lagunas costeras, estuarios y esteros); 7 500 años A.P. (Blake et al., 1992).	Asociado a los ciclones, la presencia de lluvias extraordinarias y mareas de tormenta. Seguramente estos meteoros causaron devastación en tiempos prehispánicos de manera periódica en la vertiente sur del Pacífico del actual estado de Chiapas.
La segunda creación fue la de los hombres sabios, entonces se inició la cuenta de los años, los cerros fueron designados como lugar de oración. Sin embargo, una disputa entre los sabios desató el conflicto y ambos pretendieron desafiar la sabiduría del creador quien decidió castigarlos y mando una lluvia de trementina (resina de pino) con fuego que los alcanzo y todos perecieron.	Erupción peleana del volcán San Antonio fechada en 1950 años (Macías et al., 2000).	Izapa centro ceremonial de importancia regional: 1500 a.C.-1200 d.C. (Norman, 1976). Petroglifo (570 d.C) proveniente del actual Comitán asocia al grupo mam como los habitantes del centro ceremonial de Izapa (Cerdea, 1940). Los mam en el siglo VII ocupaban los territorios adyacentes al volcán Tacaná, así lo demuestran las narraciones compiladas en el Memorial de Sololá (1950), que recrea la historia de los quiché, en donde se lee: <i>en su odisea tras la caída de Mayapán habrían sido huéspedes de los mames en la zona del Tacnahuyu del Memehuyu.</i>	Los chantuto al ser impactados anualmente por ciclones, algunos de ellos migraron hacia el interior del continente; de esta manera se fundó Izapa y su auge podría representar la segunda creación de la humanidad conocida como la de los <i>hombres sabios</i> La adoración a los <i>cerros</i> refleja la cercanía de los grupos humanos con su entorno y en particular con el CVTa, que es la estructura más alta de la zona (4080 msnm). La <i>lluvia de fuego</i> responsable de la muerte de la segunda generación de humanos, con seguridad tiene que ver con la erupción peleana del San Antonio, en donde la <i>trementina</i> es ceniza incandescente, flujos piroclásticos y balísticos.
Esta catástrofe provocó el cambio de la faz de la tierra y se formaron las hondonadas, las barrancas y los cerros, así como zonas pantanosas y anegadizas de la actualidad. La tercera generación de Mames fue producto de que los dioses salvaron a una hembra y un varón del diluvio que los formadores provocaron para lavar la tierra del fuego con trementina que había caído	Erosión fluvial: movilización de piroclastos por la acción fluvial. Este proceso tuvo que estar asociado a lluvias extraordinarias (ciclones) para que el arrastre de detritos volcánicos fuera rápido y violento y así generar lahares.	Los mame sobrevivieron a estos eventos, ya que continuaron ocupando el mismo territorio hasta nuestros días (Quintana-Hernández y Rosales, 2006).	Se relata un periodo post eruptivo en donde las lluvias extraordinarias y la erosión fluvial movilizan todos los detritos arrojados por el volcán San Antonio hacia las partes bajas. Al parecer este proceso fue violento ya que generó lahares

Tabla 2. Relación de fenómenos naturales y evidencias espacio-temporales con el mito de la creación del hombre de los Mam.

La conservación de estos relatos, así como su uso y validación como fuentes primarias en estudios geomorfológicos, son determinantes para el conocimiento de periodos y características de la actividad volcánica y de otros procesos modeladores asociados. De la misma manera da una idea de la percepción del peligro y el impacto que tuvieron estos eventos en las poblaciones prehispánicas; esta información hace más completo el análisis geomorfológico en terrenos volcánicos.

Existen dos eventos eruptivos anteriores al siglo XX, las únicas referencias que existen, son las siguientes:

En el siglo XVII, se reporta actividad freatomagmática fechada en 280 años A.P., las explosiones que acompañaron este evento generaron oleadas piroclásticas de poca extensión y que solo cubrieron la cumbre del volcán Tacaná (Ordaz-Méndez, 2006).

Tres científicos alemanes en el siglo XIX visitaron la zona del Tacaná, reportaron actividad volcánica en los años 1855 o 1857, datos que fueron proporcionados por los pobladores de la región de manera oral, más no se tiene evidencias materiales de este hecho (Rockstroh, 1883, Sapper, 1897 y Böse 1903, en Macías, 2005).

1.4 Erupciones del CVTa durante el siglo XX

El objetivo de este apartado es dar seguimiento de la historia eruptiva del Tacaná, con el fin de asociar los depósitos emitidos en sus distintos periodos de actividad con formas de relieve específicas. Del mismo modo existe la probabilidad de visualizar a lo largo de su historia más reciente, un patrón de actividad y peligro.

La información comprende 40 años (1949 a 1989), en ella se incluyen reportes científicos y observaciones realizadas por personas, que si bien no son especialistas dan una idea de lo ocurrido. Las referencias utilizadas fueron: *Diario del Sur* (periódico de Tapachula), Müllerried, 1951, 1957; De la Cruz-Reyna et al., 1989 y el *Seismic Event Alert Network Bulletin* (SEAN); las tres últimas, con un carácter científico y especializado. Todas se ordenan por fecha y se hace mención a lo más relevante (Tabla 3).

1.4.1 Actividad volcánica de 1949

22 de diciembre

El reporte más antiguo corresponde a la madrugada del 22 de Diciembre de 1949 en el periódico de Tapachula (*Diario del Sur, 23 de diciembre de 1949*); en donde se hace referencia a un sismo que afecta a la ciudad, la duración, magnitud y el epicentro son desconocidos, horas después (las fuentes no precisan el dato) el volcán Tacaná comenzó a emitir vapor de agua y ceniza, esta última alcanzó casas y terrenos del poblado de Unión Juárez ubicado a 7 km al SE del volcán.

30 de diciembre

A 6 km al poniente del Tacaná se localiza la finca *El Refugio*, su propietario reporta para este día lo siguiente: *el viernes a las ocho de la mañana, en la finca de mi propiedad empezó a caer una sábana de ceniza y como a las once horas se dejó sentir un pequeño temblor (Diario del Sur, 3 de enero de 1950).*

31 de diciembre

El editor del *Diario del Sur* relata una persistente caída de ceniza: *hemos venido informando de la actividad de ese volcán que después de 90 años pretende resucitar ... nada que indique peligro se nota en esas actividades que, desde luego no podemos decir que de hace tres días a la fecha, no haya progresado en su actividad, pues lo que en principio era una ligera humareda ... ahora se percibe a simple vista que las humaredas son tres y más espesas y hasta se nos ha informado que están lanzando alguna ceniza muy fina; pero que no ha llegado a la ciudad.*

Al inicio de la actividad volcánica la información generada alrededor de este fenómeno causó desconcierto, esta es la razón por la que es poco consistente; no obstante se puede concluir que este nuevo periodo eruptivo de no fue de alto impacto, los sismos no provocaron daños a la población, la emisión de ceniza fue escasa y la actividad fumarólica fue lo más relevante.

1.4.2 Actividad volcánica de 1950

2 de enero

A) *Vecinos de Guatimoc (10 km al SW del Tacaná): en aquella colonia está cayendo, desde las primeras horas de ayer ceniza candente y pequeños pedruscos que el volcán ha empezado a lanzar al aire (Diario del Sur, 3 enero de 1950).*

La caída de ceniza incandescente junto con la expulsión de líticos, son indicadores de un aumento en la emisión de material juvenil. La intensidad de las explosiones es considerable, lo que favorece la expulsión de los balísticos.

B) *Humo y gases de olor azufroso escapan de los cráteres del volcán...En el poblado Angel Albino Corzo (100 km W del Tacaná)... no han notado que ahí este cayendo ceniza o arenilla; pero que el lunes desde como las dos de la tarde se dejaron escuchar ruidos subterráneos que cesaron de oírse hasta por la madrugada, pero que los ruidos no eran acompañados de movimientos terrestres (Diario del Sur, 4 de enero de 1950).*

Se destacan las señales audibles, las cuáles podrían ser evidencia de las explosiones freáticas que expulsaron ceniza y balísticos en otra dirección afectando otras poblaciones, el siguiente párrafo hace referencia de esto.

C) *Natalio Nájera, tomó palabra para decirles...que en las colonias El Águila, Progreso, Alpujarras y Buenavista...han iniciado su emigración...porque en aquella región ha empezado a caer una gruesa capa de arena caliza y se han registrado varios temblores, que aunque pequeños, siembran la alarma entre los habitantes (Diario del Sur, 5 de enero de 1950).*

Los poblados que se mencionan se localizan al SW a una distancia promedio de 9.5 km del Tacaná, la cercanía fue el factor que favoreció la caída abundante de ceniza que puso en alerta a la población para abandonar sus pueblos; los sismos fueron otro elemento que se sumo al pánico de la población. Por otra parte, se interpreta que la *gruesa capa de arena caliza*, refleja la posible composición del material expulsado, el cuál asemeja el color gris claro típico de las calizas y que puede indicar una composición ácida de los piroclastos.

3 de enero

A) El editor del periódico *Diario del Sur* realiza un vuelo en avioneta por la cima del volcán Tacaná y hace la siguiente descripción: *continuamente está arrojando espesos y gigantescos geysers de humo; pudimos darnos cuenta que en el Tacaná han surgido tres nuevos escapes uno de los cuales se encuentra exactamente a doce mil pies de altura (~3657 msnm) situado hacia el lado sur con enfoque directo a ésta población; en tanto que los otros más pequeños están ubicados a una altura de doce mil doscientos (~3719 msnm) y doce mil cuatrocientos pies (3779 msnm) respectivamente, arrojando todos ellos continuamente espesos escapes de humo y gases ... nos aproximamos hasta donde nos fue posible, observándose asimismo, la materia calcinada que ha estado creando el volcán, la cuál rodea completamente los nuevos cráteres que se han formado (Diario del Sur, 3 enero de 1950).*

Los cráteres observados son freáticos, esto se deduce por la emisión de piroclastos, vapor de agua y gases. La materia calcinada alrededor de estas depresiones localizadas en diferentes sectores de la cima, pudo haberse originado durante las explosiones que abrieron los conductos.

B) Müllerried (1951), geólogo enviado por el Gobierno Federal para estudiar la erupción, afirma que en este día se alcanzó el máximo en cuanto a sismos, explosiones, materiales piroclásticos y gases emitidos a través de 16 fisuras localizadas en tres sectores (cráteres freáticos) del flanco SW del Tacaná.

Esta información complementa las observaciones realizadas en el vuelo de reconocimiento por la cima, al asegurar que este día se alcanzaron los máximos de la actividad volcánica y confirma el origen de los cráteres freáticos. Hay que mencionar que las observaciones de Müllerried fueron hechas el día 13 de enero.

C) Juan Romero, un habitante de las faldas del volcán relata: *En todo el cerro se sienten temblores periódicamente. Se siente un terrible calor, así como un pronunciado olor a azufre. Todos los habitantes cercanos a la región donde el Tacaná tiene sus bocas, están emigrando a otros lugares distantes del fenómeno y dejando abandonados sus hogares... pues se les hace imposible soportar el calor y los constantes movimientos oscilatorios de la tierra. Las cuatro bocas del volcán tienden a juntarse y si esto pasa no quiero pensar en las terribles consecuencias (Diario del Sur, 3 enero de 1950).*

Los movimientos sísmicos y el olor a azufre son características que involucran el ascenso de magma y la probable ocurrencia de una erupción violenta. La interacción entre los gases y cuerpos freáticos hicieron que la actividad explosiva continuara a través de las bocas o cráteres existentes.

D) Habitantes de la colonia las Palmas ubicada 15 km al SW del Tacaná comentan: *una pequeña nube ha oscurecido el cielo dejando caer una delgada capa de arena caliza, sintiéndose también varios temblores y un fuerte olor a azufre (Diario del Sur, 3 enero de 1950).*

Los piroclastos emitidos (cenizas de coloración gris clara) y su relación con una pequeña nube nos remiten a la formación de una columna eruptiva cargada de material juvenil. Los sismos y las explosiones violentas son fenómenos que se asocian a la generación de productos piroclásticos.

4 de enero

A) *Ante el peligro que representa la intensa actividad en que ha entrado el cercano volcán Tacaná... así como para prevenir con tiempo la defensa de la ciudad y territorio dentro del radio de acción de dichas actividades volcánicas y telúricas... pedir al Presidente de la República que el Instituto Nacional de Geología y Geofísica, manden un cuerpo de técnicos (Diario del Sur, 4 enero de 1950).*

Se percibe la alarma de la población de Tapachula, pues su intención de pedir auxilio al gobierno federal con miras a mitigar los posibles desastres derivados de una erupción, implica una verdadera preocupación debido al incremento en la actividad.

B) Un nuevo informe sobre el Tacaná realizado por vía aérea comunica: *Volando precisamente sobre el Tacaná, semiasfixiados por la intensidad del olor azufroso, el humo y los gases que despiden los escapes del volcán ... los escapes presentan la misma situación que antier ... pero de ninguna manera está despidiendo ceniza o arenillas (Diario del Sur, 4 enero de 1950).*

La actividad en los cráteres freáticos disminuyó en cuanto a la expulsión de materiales piroclásticos, más no en la intensidad de emisión de gases y vapor.

C) La nota del editorial del periódico local hace mención a una disminución de la actividad volcánica: *Ayer, en otro recorrido por las inmediaciones del volcán, uno de nuestros reporteros...encontrando todo normal y notando que por las bocas del Tacaná, va decreciendo la intensidad del humo...apenas si se nota un hilillo de humo que sale de las mismas bocas...actualmente nada anormal hay; ha desaparecido la intranquilidad (Diario del Sur, 5 de enero de 1950).*

Las fumarolas en los cráteres presentan un decremento notorio, probablemente termina la interacción de los gases magmáticos con los cuerpos freáticos que desencadenaron las explosiones volcánicas.

7 de enero

A) *Diario del Sur publica que: todo Tapachula notó que había desaparecido casi por completo las emanaciones de vapor.*

El Tacaná disminuyó su actividad de manera drástica, al parecer las fumarolas eran mínimas o muy esporádicas.

B) El mismo día llega el geólogo Müllerried con miras a realizar una evaluación de la situación y poder tomar las medidas correspondientes en el caso de presentarse una erupción de grandes dimensiones. La calma en el Tacaná lo motiva a hacer un reconocimiento de la cima.

13 de enero

Müllerried informa que la actividad ha concluido del todo y que no existe ningún peligro.

A partir de este momento se puede considerar el inicio de un periodo de calma que dura 35 años. Una vez concluidas las manifestaciones, el Tacaná fue tomado en cuenta como un volcán activo al cual habría que prestarle atención debido a los numerosos poblados asentados en sus cercanías.

1.4.3 Actividad volcánica de 1985

15-16 de diciembre

SEAN (1986, 11:01) reporta sismos tectónicos a 20 km al NE del CVTa, este hecho despierta alarma en las poblaciones cercanas al volcán Tacaná. La fuente de información, considera estos movimientos como el preludio de una nueva actividad volcánica, este comportamiento fue similar al 22 de diciembre de 1949.

19 de diciembre

SEAN (11:01, 1986) y De la Cruz Reyna et al. (1989), reportan un sismo de 5 grados (M) con epicentro a 15 km al ENE de Ixchiguan, Guatemala. Se registraron daños considerables en construcciones y obras de infraestructura, sin embargo no hubo ninguna manifestación de actividad en el Tacaná.

A lo largo de la historia eruptiva del Tacaná los sismos han sido antecesores de eventos importantes, la existencia de ellos seguramente tiene relación, no solo con el vulcanismo regional, sino con la dinámica del sistema de fallas Polochic-Motagua y la Trinchera Mesoamericana (Lyon-Caen et al., 2006).

1.4.3 Actividad volcánica en 1986

6 de enero

A) La continuidad de movimientos sísmicos fomentó la preocupación de especialistas, y un grupo de científicos de la UNAM instalaron sismógrafos portátiles con miras a identificar un posible evento volcánico. Los instrumentos se instalaron en un radio de 7 a 30 km alrededor del Tacaná (Muxbal, Unión Juárez; El Águila, Cacahoatán y Motozintla de Mendoza) (Fig. 9). En esta fecha estaba presente el temor de una erupción volcánica de peligro tanto para México como para Guatemala.

B) La actividad sísmica continúa, así lo reporta el *Diario del Sur. Tiembla la Tierra en Unión Juárez, ... desde el pasado 19 de Diciembre a la fecha se registraron más de cien movimientos telúricos de diversa intensidad, como si el volcán Tacaná hubiera despertado de un prolongado letargo ... El volcán Tacaná ha despertado dicen los 17 500 habitantes, que en la mayoría de los casos suplican a Dios que en la región no ocurra una desgracia similar a la que sucedió en Colombia que mató a más de 25 000 personas.*

Las manifestaciones sísmicas (más de 100 eventos) ponen de manifiesto la actividad tectónica como preludio del inicio de una erupción en el Tacaná. La población está en pánico y hace relaciones con otra catástrofe volcánica, en particular con la del Nevado del Ruiz que en 1985 arrasó con el pueblo de Armero en Colombia.

26 de enero

Un comunicado de los científicos de la UNAM desmiente la posibilidad de un evento catastrófico: los sismos no son de origen volcánico.

29 de enero

El *Diario del Sur* informa que: *...se oye retumbar la tierra...*

Las señales audibles y los sismos siguen provocando pánico, lo que fomenta la migración de la población que antes habitaba los alrededores del volcán.

3 de febrero

A) Ixchiguan por segunda vez es epicentro de un sismo (5 grados M) con las mismas características al que ocurrió el 19 de diciembre. Si bien se relaciona este evento con la actividad del Tacaná, este día el volcán estuvo en calma. Las poblaciones afectadas por este movimiento fueron: Calapte, Toacá, Sanajaba, Sibinal, Vega del Volcán, María Cecilia y Toaman, localizadas hacia el NE del volcán a una distancia en promedio de 10 km (De la Cruz-Reyna et al., 1989).

B) Se registraron por primera vez desde la instalación de la red de monitoreo, sismos volcánicos en el poblado de Sibinal, así como señales sonoras en la base del edificio (De la Cruz-Reyna et al., 1989).

Se confirma que los sismos precedentes eran de carácter volcánico y anunciaban el inicio de un nuevo periodo eruptivo.

4-7 de febrero

Continúa la actividad sísmica y es eminentemente volcánica (SEAN 11:01, 1986).

Los eventos sísmicos se asocian con un probable ascenso de un cuerpo magmático.

8 de febrero

Las estaciones sísmicas identifican tremores armónicos y migración de epicentros en toda la estructura del edificio volcánico (SEAN 11:01, 1986).

La actividad sísmica indica que el magma asciende y se prevé una futura erupción.

21 de febrero

El Diario del Sur informa: ayer se instaló un sismógrafo en la cima del volcán...es errónea la idea de que el volcán Tacaná está apagado...Tapachula a salvo porque el radio de peligro es de 15 km y la ciudad está a 30 km.

Esta noticia hace ver que el interés científico continua y de alguna manera se mantiene informada a la población, hecho que implica cierta tranquilidad.

10 de marzo

En la madrugada el instrumental de monitoreo reporta la presencia de tremores armónicos de baja intensidad y frecuencia de 2 min. (SEAN 11:02, 1986), aunque no se presentó ningún evento explosivo, se toman las medidas de prevención para una posible evacuación de las poblaciones que se localicen en un radio de 15 km a partir de la cima del volcán.

Autoridades, científicos y pobladores, pronostican una inminente erupción a partir de los datos que han obtenido, lo cuál motiva la preparación del plan de evacuación ante una erupción.

6-7 de mayo

Cipriano López Ventura presidente municipal de Unión Juárez, informó que dicho volcán produce retumbos... se registraron hasta 40 microsismos. Así lo informó el diario local.

Las señales audibles y los microsismos ponen de manifiesto un ascenso de magma y una inminente manifestación eruptiva.

8 de mayo

A) Explosión freática acompañada de emisión de piroclastos finos, produce un cráter de 20 metros de diámetro, localizado cerca del límite fronterizo entre México y Guatemala, a 3800 msnm, destruyendo la vegetación en dos hectáreas a la redonda (De la Cruz-Reyna et al., 1989; Fig. 9).

B) El informativo local publica: *Alarma en Unión Juárez por constantes retumbos del Tacaná. Después del temblor de ayer por la madrugada se empezó a registrar la evacuación de familias...los constantes movimientos telúricos y retumbos que produce el volcán Tacaná ha provocado una psicosis entre los habitantes de Unión Juárez...el pánico cobró fuerza a partir del temblor de ayer como a las dos de la madrugada, que se sintió hasta Tapachula (Diario del Sur, 9 de mayo de 1986)*

El aumento en la actividad sísmica y sonora en el Tacaná representa el máximo de la erupción. Ante estos hechos la población entró en pánico y comienza el desalojo de las comunidades localizadas en los alrededores del volcán.

C)... *más de 150 temblores y bocanadas de arena producidos por el volcán Tacaná hacia el lado guatemalteco, en las últimas 24 horas, motivó la evacuación de los pueblos cercanos...la posible actividad del coloso del Soconusco, se registró antier jueves, cuando seguido de movimientos telúricos...el volcán tuvo desfuegos hacia territorio guatemalteco, lanzando bocanadas de arena y agua (Diario del Sur, 10 de mayo de 1986).*

Se reporta el máximo de actividad. Por las características que se pueden leer en los informativos locales se deduce que se trata de un evento freático. Existe la posibilidad de que se haya desarrollado una pequeña columna eruptiva que los vientos predominantes desplazaron hacia el NE.

9-11 de mayo

Durante estas fechas se llevó a cabo la evacuación de 17 000 personas en un radio de 20 km del volcán, a pesar de que existe un decremento en la actividad volcánica y sísmica. Es en este periodo cuando se hace la medición de una fumarola de 300 metros de altura y se registran sismos volcánicos con una frecuencia de uno cada cinco minutos (SEAN, 1986, 11:02).

13 de mayo

La actividad sísmica asociada al vulcanismo decreció y los informes periodísticos sobre la actividad del Tacaná terminan (SEAN 11:05, 1986).

Mayo de 1986 es el mes en que finaliza la actividad volcánica, pero el monitoreo de la actividad continuó a cargo del *Global Volcanism Program* hasta 1988, cuando definitivamente descartan eventos volcánicos en el Tacaná.

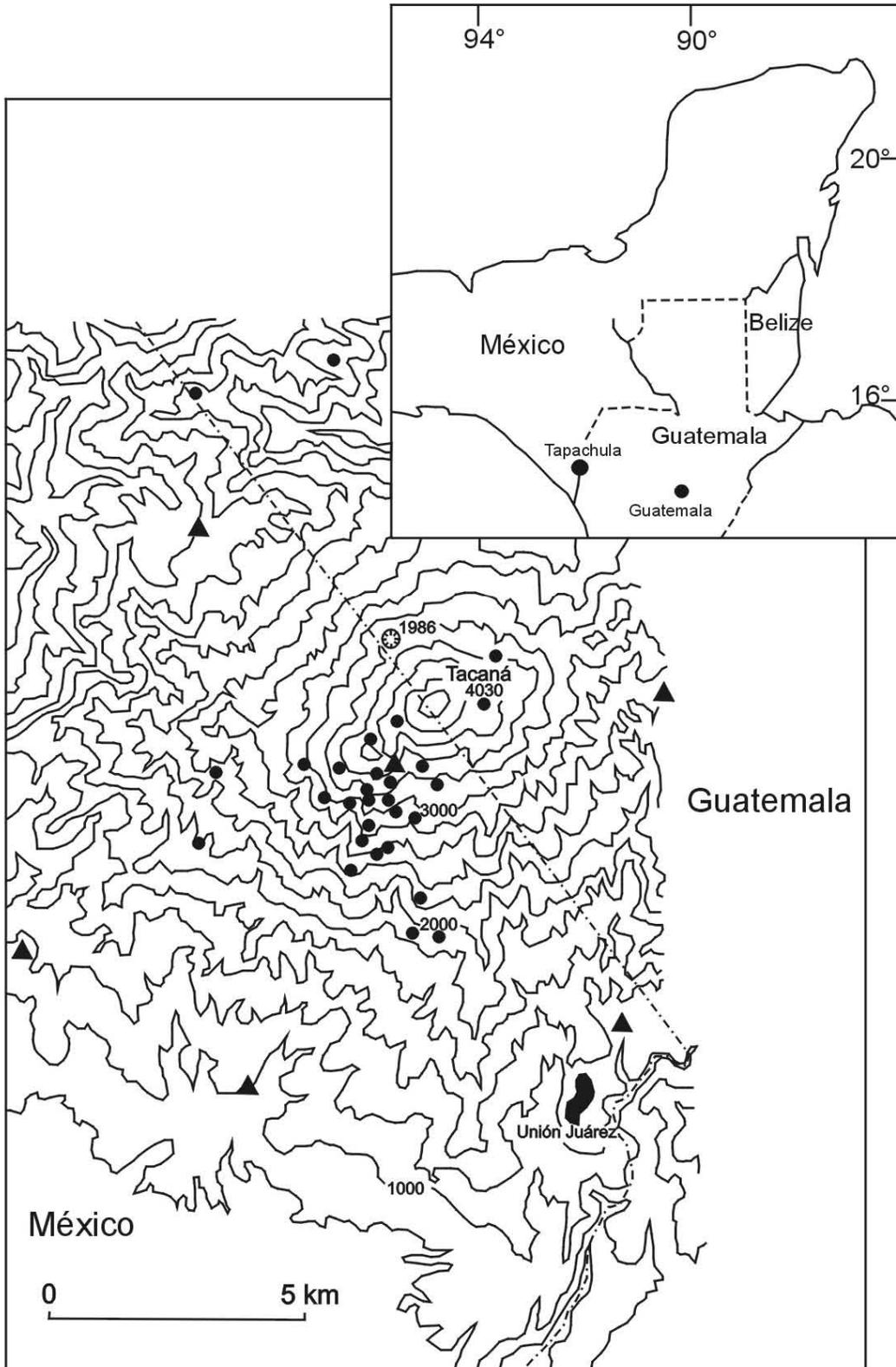


Figura 9. Cráter freático (al NW de la cima) y epicentros de sismos volcánicos ocurridos en mayo de 1986 (puntos negros); las estaciones de monitoreo sísmico están representada por triángulos. La frontera entre México y Guatemala se representa por una línea discontinua (De la Cruz-Reyna et al., 1989).

Cronología de los reportes sobre la actividad volcánica en el Tacaná durante el siglo XX			
Año	Fecha	Fenómenos volcánicos reportados	Bibliografía
1949	22 de diciembre	En la madrugada se reporta un sismo que causa pánico en la ciudad de Tapachula Chiapas; horas después el volcán Tacaná inicia la emisión de cenizas y fumarolas.	Diario del Sur (1949)
	30 de diciembre	Caída de ceniza y movimientos sísmicos de baja intensidad.	
	31 de diciembre	Actividad fumarólica y caída de ceniza.	
1950	2 de enero	Señales audibles, intensa caída de ceniza; abandono temporal de lo poblados de Guatimoc, Ángel Alvino Corzo, El Águila, Progreso, Alpujarras y Buenavista.	Diario del Sur (1950)
	3 de enero	Se alcanzan los máximos de actividad volcánica con la expulsión de diversos materiales piroclásticos (columna eruptiva) y gases a través de tres cráteres freáticos.	Diario del Sur (1950); Müllerried (1951)
	4 de enero	Alarma en la ciudad de Tapachula; requerimiento de expertos al Gobierno Federal, no obstante disminuye la emisión de piroclastos, gases y vapor de agua.	Diario del Sur (1950)
	7 de enero	Disminución de la actividad fumarólica; calma en la ciudad de Tapachula. El geólogo Müllerried hace un reconocimiento de la cima del Tacaná y confirma que no hay peligro de posible erupción.	Diario del Sur(1950); Müllerried (1951)
	13 de enero	Aparente inicio de calma volcánica.	
1985	15-16 de diciembre	Sismos superficiales de carácter tectónico a 20 km del CVTa; se asocian a un nuevo periodo eruptivo.	SEAN (11:01, 1986)
	19 de diciembre	Continúa la actividad sísmica, destaca un evento de 5 grados Richter, con epicentro a 15 km E-NE de Ixchiguan, Guatemala; la reactivación del Tacaná es inminente.	De la Cruz-Reyna et al., (1989)
1986	6 de enero	Se instala una red de sismógrafos alrededor del Tacaná con el fin de llevar un monitoreo sistematizado (UNAM).	Diario del Sur (1986)
	26 de enero	Se instalan sismógrafos en la cima y la base del CVTa, no se detecta actividad sísmica asociada al volcán; hay disminución en la alarma entre la población.	
	29 de enero	Sismicidad acompañada de señales audibles; aumenta el pánico en la población y comienzan las movilizaciones tanto del lado mexicano como del guatemalteco.	
	3 de febrero	Por segunda vez se registra un temblor con intensidad de 5 grados Richter, con epicentro en Ixchiguan. Fenómenos similares son reportados en Sibinal, Guatemala. El volcán Tacaná inicia su periodo de actividad con señales audibles y emisión de gases.	De la Cruz-Reyna et al., (1989)
	4-7 de febrero	La actividad volcánica y sísmica continua, esta última es registrada de manera detallada por la red de monitoreo de la UNAM y el INSIVUMEH.	SEAN (11:01 1986)
	8 de febrero	Señales sísmicas (tremores armónicos) y migración de epicentros alrededor de toda la estructura del CVTa.	Diario del Sur (1986)
	21 de febrero	Instalación de una red sismográfica en la cima del volcán, no hay indicios de una posible erupción, no obstante se establece un radio de peligro de 15 km a partir de la cima del Tacaná.	
	10 de marzo	La red de monitoreo registra tremores armónicos de baja intensidad y frecuencia de 2 min., sin embargo, no se presentó ningún evento explosivo. Las medidas de prevención están vigentes y en este marco se ha evacuado la población ubicada en un radio de 15 km a partir de la cima del volcán.	SEAN (11:02 1986)
	6 -7 de mayo	Se registran 40 microsismos por minuto y señales audibles provenientes de la cima del volcán.	De la Cruz-Reyna et al., (1989) Diario del Sur (1986)
	8 de mayo	Explosión freática moderada produce un cráter de 20 metros de diámetro, por este conducto se expulsa ceniza de textura muy fina en pocas cantidades. Se destruye parcialmente la vegetación en 2 hectáreas aproximadas.	
9-11 de mayo	La sismicidad continua con tendencia a decrecer, si embargo se presenta una fumarola de 300 metros de altura; lo que provoca alarma y una evacuación de 17 000 personas; el radio de seguridad se amplía a 20 km.	SEAN (11:02, 1986)	
13 de mayo	No hay indicios de ningún tipo de actividad, inicia un periodo de calma aparente.		

Tabla 3. Cronología detallada de la actividad volcánica ocurrida en el Tacaná entre 1949 y 1986.

Consideraciones Finales

Con base en relatos históricos, escritos científicos y noticias de periódicos se ha podido reconstruir parte de la historia eruptiva del volcán Tacaná, así como analizar la afectación de la población que circunda al volcán. En este sentido cabe resaltar la importancia de documentos antiguos y contemporáneos como fuente indirecta de información.

El estudio y análisis de las fuentes mencionadas (históricas y actuales), es una herramienta útil en la reconstrucción de fenómenos naturales; en el caso del Tacaná permitió conocer los diversos eventos volcánicos, tanto regionales como locales asociados a la actividad del CVTa. Asimismo, muestran la cosmogonía mam, estrechamente relacionada al volcán y el impacto que este representa.

La actividad volcánica reciente del CVTa, se ha caracterizado por la emisión de ceniza, vapor de agua y explosiones freáticas. Entre los eventos modernos, se hacen evidentes tres periodos de calma volcánica, el más largo de ellos inició en 1857 y terminó en 1949 (92 años). Uno intermedio, que comprende de 1952 a 1986 (34 años) y el último de ellos, con 21 años de duración abarca de 1989 a 2010. El más extenso de ellos no es confiable; en esta época la información no estaba sistematizada por tanto se pudo haber omitido o bien extraviado. Los siguientes lapsos de tranquilidad son más confiables, debido a que las observaciones son metódicas, frecuentes y detalladas; además de ser publicadas en varios medios de información (divulgación y especializada). Al promediar los dos últimos periodos de calma se observa una duración de 27-30 años, por lo cuál no se descarta la posibilidad que este sea el tiempo de recurrencia de los eventos eruptivos.

Por último, existe una relación estrecha entre la sismicidad y el vulcanismo; a todo periodo de actividad, hubo un preludio sísmico. Esta relación no es fortuita, el vulcanismo del Tacaná es resultado de la interacción del sistema de fallas Polochic Motagua y la dinámica de subducción de la placa de Cocos, por debajo, de la placa de Norteamérica y del Caribe.

Capítulo II. Geología

El conocimiento de la litología y la estructura geológica es fundamental en los estudios geomorfológicos, ya que son expresión de procesos endógenos y condicionan la intensidad de los exógenos a lo largo del tiempo.

El CVTa se asocia a provincias geológicas complejas y estructuras disyuntivas activas (sistema Polochic-Motagua), ambos aspectos tienen su origen en la interacción de las placas litosféricas de Norteamérica (NA), Caribe (CA) y Cocos (CO). El proceso de subducción de la placa de Cocos por debajo de la de Norteamérica y Caribe es el responsable del magmatismo que dio lugar a las provincias del Macizo de Chiapas (complejo batolítico) y del Arco Volcánico Centroamericano (AVCA), en cuyos límites se encuentra la zona de estudio (García-Palomo et al., 2006; Weber et al., 2008).

La revisión geológica hizo posible contar con una columna estratigráfica de este territorio (García-Palomo et al., 2006), que fue enriquecida con datos recientes provenientes de artículos científicos. De esta manera fue posible visualizar y analizar con facilidad una secuencia deposicional de las rocas, su relación con las principales estructuras que las deformaron a lo largo de la historia geológica y la manifestación de fenómenos volcánicos.

2.1 Tectónica y Geología regional

Las estructuras regionales son consecuencia de la interacción de tres placas tectónicas: Norteamérica, Cocos y Caribe (Fig. 10). La actividad de esta zona se refleja en deformaciones, dislocaciones y disyunciones de los diversos sustratos que componen este territorio. El vulcanismo se asocia a este proceso y el relieve que resulta (tectovolcánico), es complejo y tiene como característica una evolución constante y rápida; esta particularidad representa en algunas ocasiones un peligro para la población.

La dinámica de las tres placas mencionadas define un territorio que se conoce como punto triple (Muehlberger y Ritchie, 1975) y está constituido por las siguientes provincias estructurales: Sistema Polochic-Motagua, Fallas Laterales del Sur de México y Fallas Inversas del Sur de México (Burkart, 1978; Guzmán-Speziale et al., 1989; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Lyon-Caen et al., 2006) (Fig. 11).

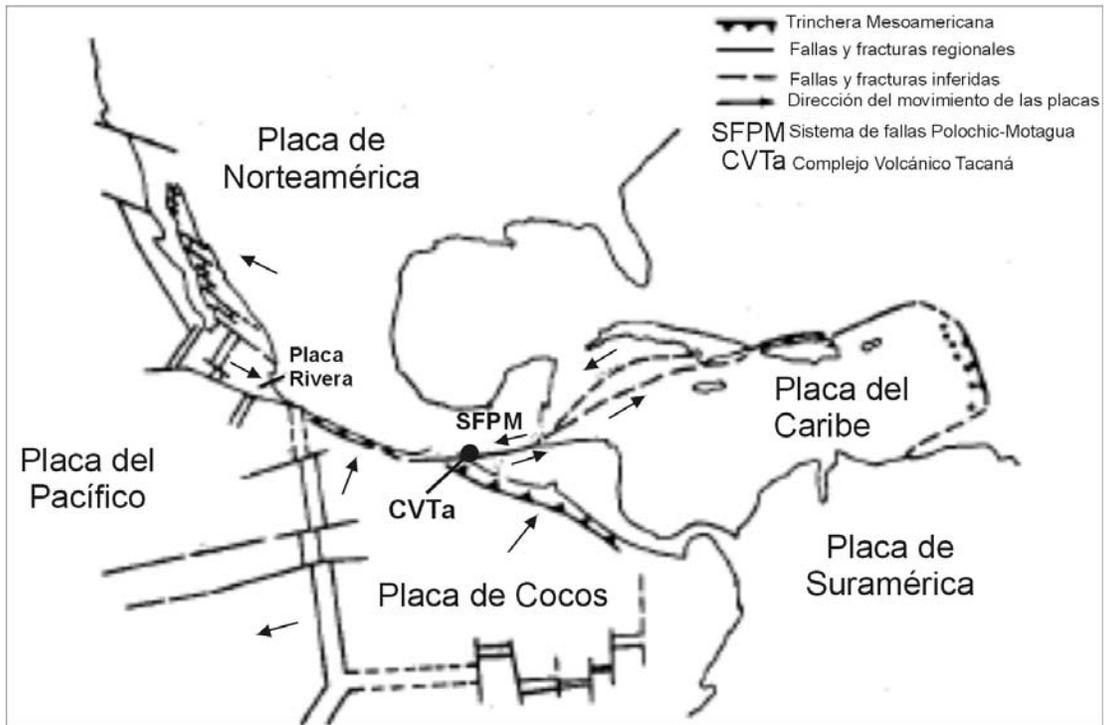


Figura 10. Marco tectónico regional del Pacífico Sur Mexicano. El volcán Tacaná tiene una relación estrecha con el borde transformante lateral izquierdo de la frontera NW de la Placa Caribe y sur de Norteamérica (modificado de Lugo- Hubp, 1990).

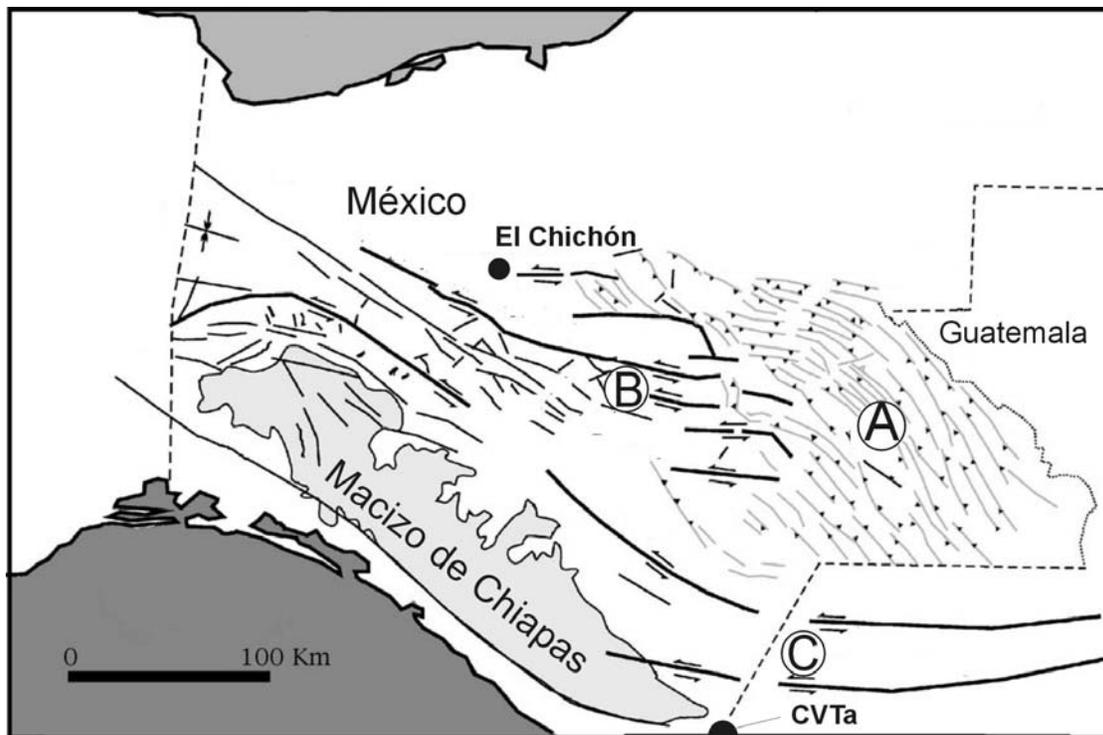


Figura 11. Componentes principales del Punto Triple: A) Fallas Inversas del Sur de México; B) Fallas Laterales Izquierdas del Sur de México; y C) Sistema Polochic-Motagua (García-Palomo et al., 2004).

El sistema Polochic-Motagua tiene una influencia en el CVTa, que se hace evidente en la sismicidad, la actividad volcánica y en la falta de continuidad morfológica de las calderas Chanjale y San Rafael (ver mapa anexo). Este arreglo tectónico se considera una frontera cenozoica entre las placas de Norteamérica y Caribe (Muehlberger y Ritchie, 1975). Se caracteriza por fallas transcurrentes izquierda anastomosadas; definen arcos ligeramente convexos hacia el sur, con una dirección general de conjunto E-W. Destacan por su extensión y actividad tres de ellas (de norte a sur): Polochic, Motagua y Jocotán; estas se prolongan por el fondo del Mar Caribe con una dirección ENE hasta unirse con la fosa Caimán (Erdlac y Anderson, 1982; Harlow et al., 2004; Lyon-Caen et al., 2006) (Fig.12).

Indicios de actividad reciente están presentes tanto en la falla Polochic, como en la Motagua, en esta última el 4 de febrero de 1976 se presentó un sismo de 7.5 grados de intensidad (escala de Mercalli), con un desplazamiento lateral de 2 m a lo largo de 230 km (Lyon-Caen et al., 2006). No obstante el dato anterior, el movimiento general de toda la estructura es heterogéneo: el valor mínimo es de 9 mm/año en las cercanías de Motozintla y el máximo de 35 mm/año en el lago Izabal.

En el sector donde la movilidad es menor, la morfología está sepultada por depósitos volcánicos recientes provenientes del Arco Volcánico Centroamericano (Fig.12). En la porción donde tiene mayor velocidad, son evidentes cuencas de tracción como el lago de Izabal, facetas triangulares, afloramientos de milonita e intenso brechamiento, desfase de cauces fluviales de hasta 1 km con componente lateral izquierdo (deflexiones), terrazas fluviales y abanicos aluviales afectados por el desplazamiento siniestral, movimientos gravitacionales, superficies estriadas, pulidas y cambios repentinos y abruptos del terreno (Erdlac y Anderson, 1982; Guzmán-Speziale, 2001 Lyon-Caen et al., 2006).

El proceso de subducción es el que predomina en el Pacífico sur mexicano, el escenario de esta dinámica es la Trinchera Mesoamericana, aquí es donde la placa oceánica se desplaza por debajo de la continental a una velocidad promedio de 7 mm/año, con rumbo NE (México-Guatemala) y NNE (Centroamérica) (Molnar y Sykes, 1969; Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Rogers et al., 2002). Este hecho es responsable del magmatismo y vulcanismo de la región; en donde el primer tipo se conoce en superficie gracias al trabajo de los procesos de erosión, es el caso del Macizo de Chiapas. El segundo, presenta focos de emisión definidos y corresponde al Arco Volcánico Centroamericano.



Figura 12. Sistema Polochic-Motagua y estructuras principales (Muehlberger y Ritchie, 1975).

2.1.1 Evolución Geológica del Macizo de Chiapas

El Macizo de Chiapas (MCh) es un intrusivo que se dispone paralelo a la costa suroeste del estado, se orienta al NW-SE y ocupa un área de 20 000 km²; se considera la superficie plutónica más grande del territorio Mexicano (Molina-Garza et al., 1992; Weber et al., 2008). A nivel regional las rocas más antiguas del CVTa se asocian a este intrusivo (Pompa-Mera, 2005; García-Palomo et al., 2006).

Esta provincia se formó por un continuo de intrusiones vinculadas con la dinámica de subducción entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica. Su emplazamiento en superficie esta vinculado a movimientos ascendentes (fallas normales) y procesos denudativos (fluviales y gravitacionales).

De las intrusiones más antiguas sólo es posible conocer la edad de las rocas encajonantes; se sabe que intrusionaron sustratos sedimentarios de 360-260 Ma (Formación Santa Rosa del Carbonífero Tardío y Pérmico Temprano) (Anderson et al., 1973; Weber et al., 2006). En el Pérmico Tardío (254-252 Ma, Fig. 13 A) se reconoce una segunda fase intrusiva *tipo arco*, que se asocia al sur del Pacífico mexicano, sus afloramientos se localizan al sureste del MCh; en Guatemala se localizan en la Sierra de los Altos Cuchumatanes (Ortega-Obregón et al., 2008; Weber et al., 2008).

Durante el Jurásico Medio (170 Ma, Fig. 13 B) se tiene una nueva fase intrusiva constituida de granitos y granodioritas (Damon y Montesinos, 1978), que al ser expuestas en la superficie sufrieron erosión y depositación. Evidencia de lo anterior son los conglomerados basales pertenecientes a la Formación Todos Santos, constituidos de cantos y bloques granitoides; su deposito ocurrió durante el Jurásico Tardío (160-140 Ma) (Anderson et al., 1973).

La generación de cuerpos magmáticos intrusivos y su ascenso continuó durante el Cretácico Tardío (100-70 Ma, Fig. 13 C) (Burkart et al., 1987) seguido por otro más en el Eoceno (40 Ma) y por último en el Mioceno (13 Ma). Este constituye el basamento del CVTa (Fig 14 3; García-Palomo et al., 2006).

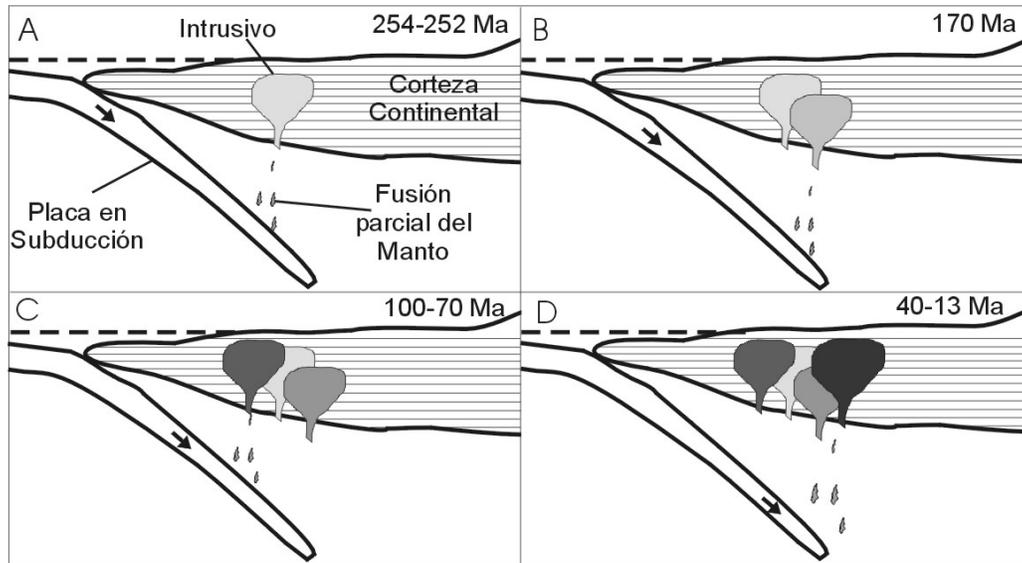


Figura 13. Secuencia esquemática de los distintos eventos intrusivos que constituyen el Macizo de Chiapas. A) Primer evento, Pérmico Tardío; B) Segundo, Jurásico Medio C) Tercero, Cretácico Superior; D) Cuarto, dividido en dos fases: Eoceno y Mioceno.

2.1.2 Arco Volcánico Centroamericano

La interacción de las placas Cocos y Caribe dieron origen al Arco Volcánico Centroamericano; el cuál inició su actividad entre el Eoceno Temprano y el Mioceno Tardío (30-7 Ma). Los depósitos de este evento ponen en evidencia erupciones silícicas de grandes proporciones, así como la expulsión de grandes cantidades de material piroclástico, características vinculadas con la formación de calderas (Atitlán, Guatemala), común dentro de márgenes convergentes (Ferrari et al., 2002; De Silva, 2008).

El AVCA se define como un lineamiento de volcanes de 1300 km de longitud y se dispone desde la frontera México-Guatemala (incluye el volcán Tacaná), hasta Panamá (volcán la Yeguada) (Chan et al., 1999; Murcia-Agudelo, 2008). A lo largo de toda su extensión por Centroamérica, lo segmentan sistemas de fallas: lateral izquierda, lateral diestras y normal (Carr, 1976).

Los sistemas disyuntivos lateral izquierdo, pueden ser reflejo de una velocidad e inclinación heterogénea de la Placa de Cocos al momento de subducirse por debajo de la Caribe (Fig. 14). Estas evidencias apuntan a que la placa oceánica está segmentada y converge con mayor velocidad en las porciones australes de la trinchera, produciendo un movimiento diferencial más rápido hacia el sector SE del AVCA que disminuye entre los segmentos hacia el NW.

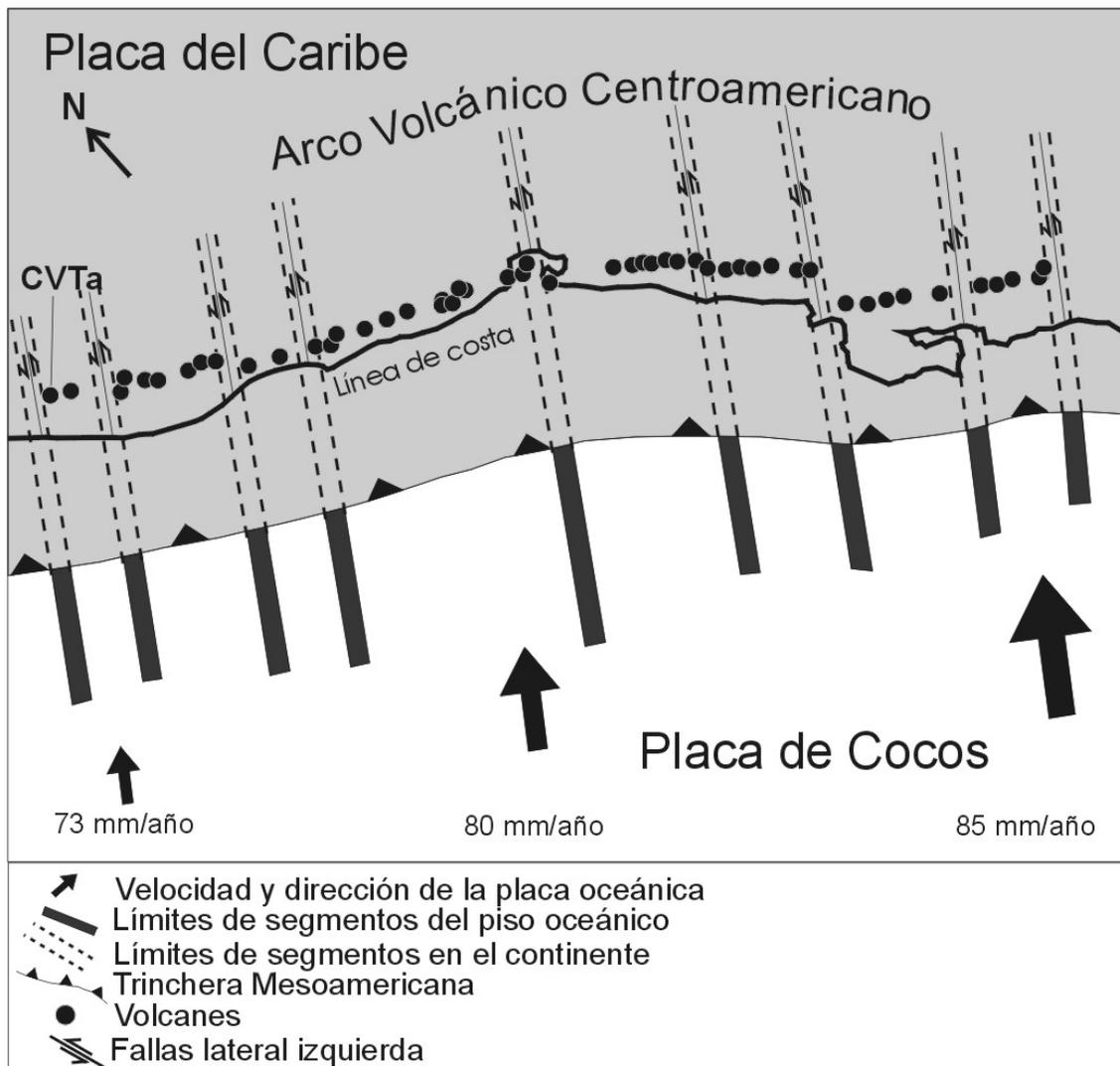


Figura 14. Sistemas de fallas lateral izquierda que segmentan el Arco Volcánico Centroamericano. (Stoiber y Carr, 1973; Carr, 1976; Patino et al., 2000).

Los sistemas laterales diestros son paralelos al Arco Volcánico Centroamericano y su origen se explica a partir de dos modelos tectónicos (Fig. 15). El primero toma como punto de partida la oblicuidad de convergencia de las placas de Cocos y Caribe, donde el frente volcánico actúa como un bloque rígido del Caribe que se desplaza a una velocidad promedio de 14 mm/año hacia el NW (DeMets, 2001); el segundo caso define esfuerzos compresivos de subducción y distensivos producto del movimiento hacia el NE de la Placa Caribe, como los responsables del emplazamiento de estas estructuras disyuntivas (Guzmán-Speziale et al., 2005).



Figura 15. Esquema tectónico de la región de Chiapas-Nicaragua por la cual se extiende el AVCA (DeMets, 2001; Guzmán-Speziale et al., 2005).

Las fallas normales presentan un rumbo N-S, lo que origina que en el centro de Honduras y Guatemala se hayan desarrollado 13 fosas tectónicas, que albergan dentro de ellas edificios volcánicos (Fig. 16). Esta zona de extensión define el límite norte del AVCA y el sur del sistema Polochic-Motagua (Burkart y Self, 1985; Guzmán-Speziale et al., 1989; Guzmán-Speziale, 2001).

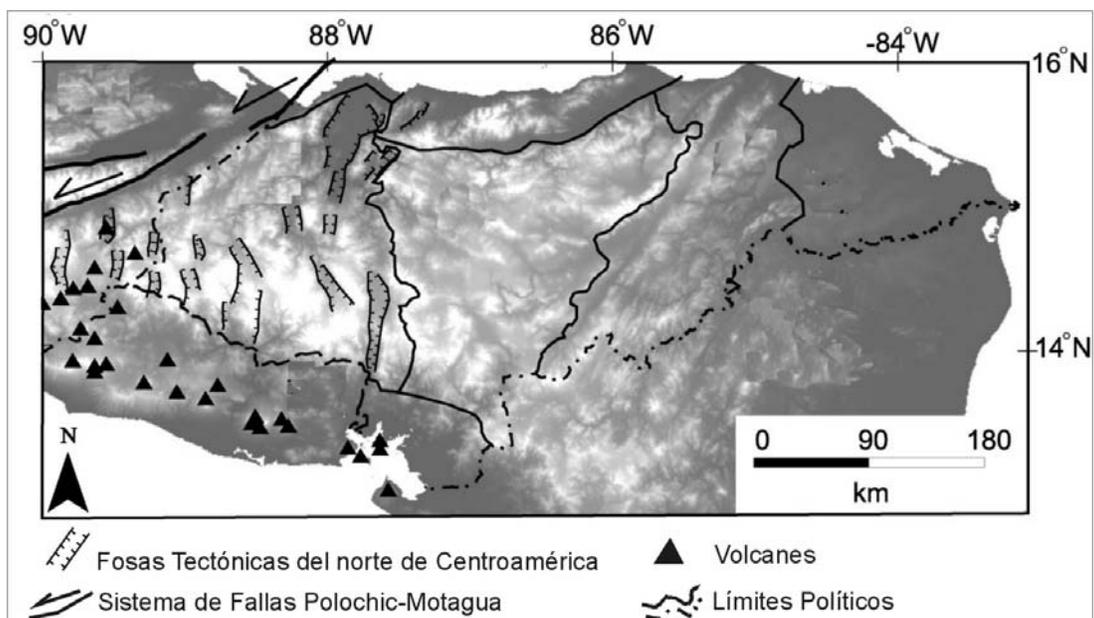


Figura 16. Zonas de extensión en el centro de Honduras y Guatemala (Rogers et al., 2002).

Los sistemas de fallas en Centroamérica guardan una relación con la composición y la distribución espacial del vulcanismo del AVCA. En este sentido se reconocen las siguientes regiones volcánicas: A) Vulcanismo Frontal, B) Vulcanismo Medio y C) Vulcanismo Interior (Fig. 17).

La región denominada Vulcanismo Frontal concentra volcanes y calderas; estas últimas han producido grandes cantidades de tefra y en su interior se han formado nuevos centros eruptivos, cuya actividad esta presente hasta nuestros días, un ejemplo de ello es el volcán Tacaná. Otra particularidad de esta región es la variedad geoquímica de sus materiales, hecho que se refleja en una dinámica eruptiva compleja por parte de los focos de emisión (Chan et al., 1999; Carr et al., 2004; Guzmán-Speziale et al., 2005).

La zona de Vulcanismo Medio se presenta como una segunda línea de volcanes antiguos, con edificios afectados por redes densas de barrancos, en donde algunos de ellos han perdido su morfología original; otro rasgo que los distingue es la falta de continuidad entre las estructuras; además de no presentar actividad reciente. Esta región se aleja entre 20 km y 75 km de la primera (Carr et al., 2004).

El Vulcanismo Interior, no presenta una distribución definida, en algunos sectores sobreyace al Vulcanismo Medio o se aleja de él hasta 200 km; el ambiente tectónico en el que se desarrolla es de extensión. Está representado por campos monogenéticos constituidos de numerosos conos de escoria, de lava y flujos lávicos. Los edificios al conservar su morfología primaria, hacen pensar que la actividad tuvo desarrollo en el Holoceno (Carr et al., 2004).

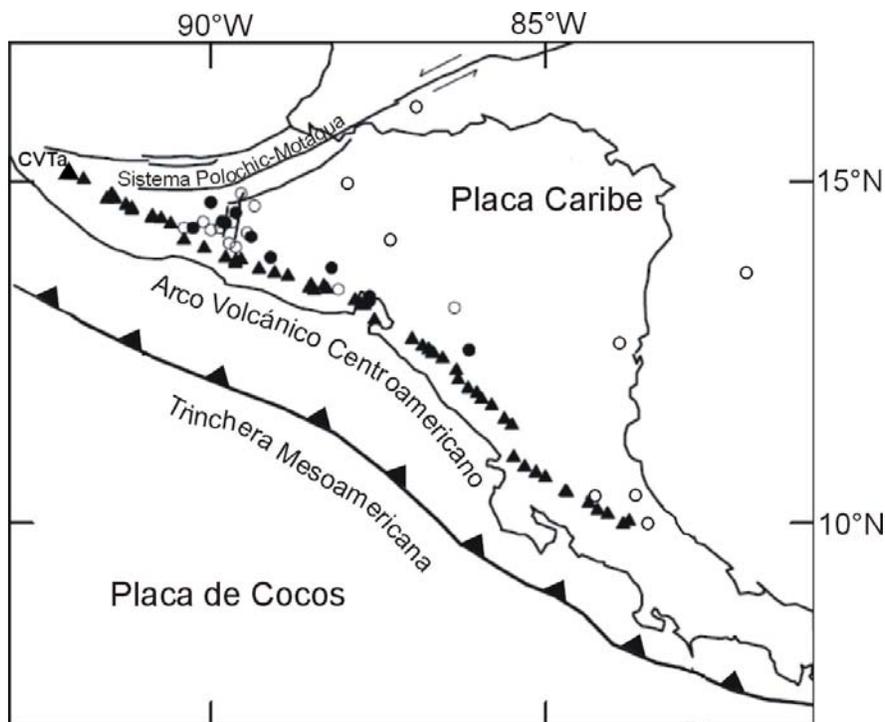


Figura 17. El Arco Volcánico Centroamericano se compone de tres regiones: A) Vulcanismo Frontal (▲); B) Vulcanismo Medio (●); C) Vulcanismo Interior (○). El complejo volcánico Tacaná pertenece al frente volcánico en el cuál se desarrollan las estructuras más activas del arco (Modificado de Carr et al., 2004).

El vulcanismo y la tectónica son fenómenos que tienen una relación directa, este hecho es evidente en el AVCA y fue analizado por Burkart y Self (1985), quienes estudiaron el movimiento de rotación de bloques corticales, los materiales que los componen y su morfología; el resultado fue el establecimiento de cuatro zonas morfotectónicas (Fig. 18).

La zona I es un territorio que en apariencia, no presenta una influencia tectónica considerable, no obstante coincide con la confluencia de las tres placas que rigen la tectónica local (Cocos, Caribe y Norteamérica); al parecer en este territorio se genera un *tectonic-lock*; lo que hace que los esfuerzos distensivos y compresivos se equiparen.

La zona II se considera una región de distensión en donde el adelgazamiento extremo de la corteza ha generado un vulcanismo intermedio-ácido. La estructura más sobresaliente de esta zona es la Caldera de Atitlán, cuya actividad comenzó hace 12 Ma y continúa hasta nuestros días.

La zona III la integran una secuencia compleja de fosas (graben de Guatemala e Ipala) que se intercalan con campos monogenéticos. Algunas de estas depresiones tectónicas, se interrumpen por la presencia de edificios volcánicos, como es el caso de la caldera de Amatitlán que se localiza en el fondo del graben guatemalteco.

La zona IV se caracteriza por la existencia de cuencas de tracción (*pull-apart*), de todas ellas destacan la Fosa del Salvador y la Depresión de Nicaragua. Asociados a estas estructuras se han desarrollado importantes centros eruptivos; destacan por sus dimensiones y su volumen de material piroclástico emitido, las calderas de Coatepeque e Ilopango.

A partir de lo anterior se hace evidente que cada zona tiene un relieve que refleja la complejidad del arreglo estructural de su territorio (Fig. 18); no obstante se nota una discrepancia. La región menos influenciada por la tectónica es escenario de recurrente actividad volcánica (volcán Tacaná), en donde los depósitos piroclásticos y lavas emitidas pudieron cubrir las evidencias tectónicas definiendo un relieve homogéneo en apariencia.

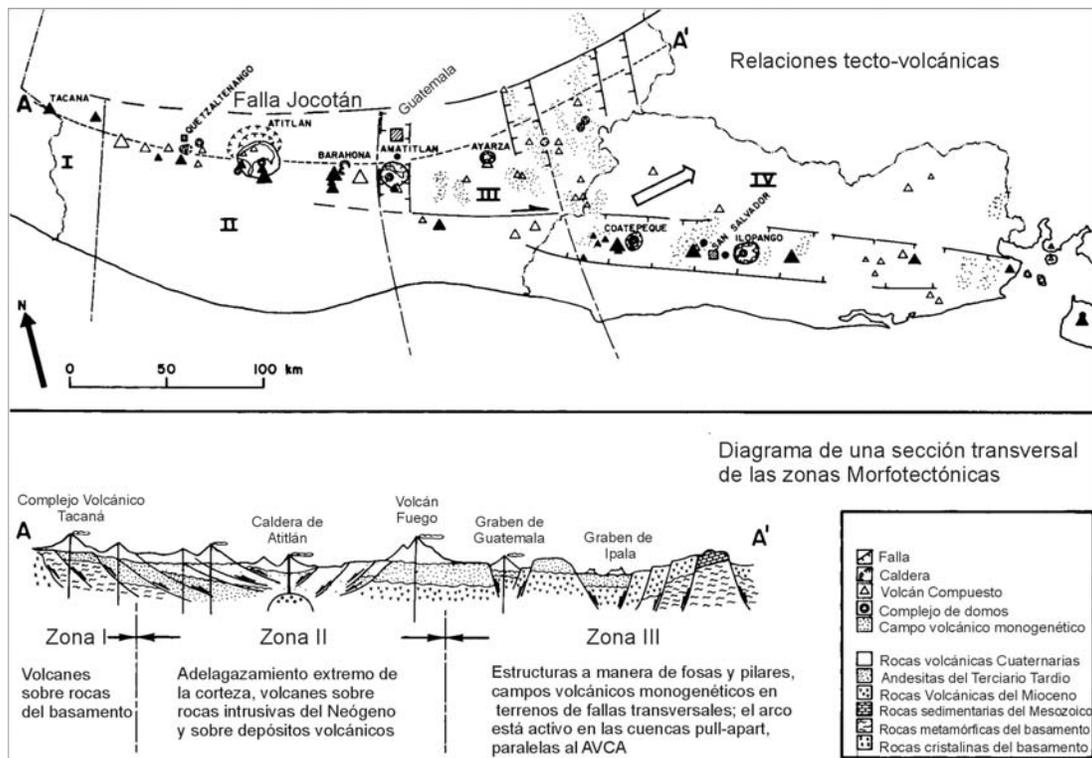


Figura 18. Zonas morfotectónicas de Chiapas-Centroamérica (Burkart y Self, 1985).

2.2 Marco Geológico Local

Los tipos de rocas que componen al complejo volcánico Tacaná son variados en composición química, edad absoluta y estructura. En su mayoría se trata de sustratos ígneos intrusivos y extrusivos, que han sido meteorizados, erosionados por diversos agentes de modelado y depositados. Estos procesos han actuado de acuerdo a la susceptibilidad de cada uno de los materiales geológicos, de manera que la geología local detallada brinda los elementos necesarios para el entendimiento de la génesis y evolución del relieve de esta zona.

2.2.1 Estudios antecedentes

El complejo volcánico Tacaná ha sido objeto de estudio de diversos especialistas en el campo de las Ciencias de la Tierra, para su explicación estos se han agrupado en temas y temporalidad:

A) Siglo XIX

GEOGRAFÍA: Durante la segunda mitad del siglo XIX se realizaron investigaciones de carácter geográfico y descriptivo en donde el Tacaná era mencionado como parte del entorno, como la montaña más alta, como un punto fronterizo de referencia e incluso era nombrado de manera distinta, lo que hacía más confusa su ubicación.

En este periodo Humboldt, en 1862, confirma la existencia de un volcán en el SE de Chiapas, lo nombra Soconusco, sin embargo el naturista nunca visitó la zona. En 1867 Dollfus y Montserrat describen al Tacaná de manera detallada y le asignan una posición fronteriza entre México y Guatemala.

GEOLOGÍA: La última década de este siglo estuvo representada por reportes descriptivos y análisis petrológicos. En este marco Von Seebach en 1892 (Müllerried, 1957), concluye que el Tacaná es un volcán, al igual que otro edificio situado al noroeste. Dos años después Bergeat en 1894, realiza el primer análisis petrológico y concluye que las rocas son tipo andesitas.

VULCANISMO: Durante la segunda mitad de siglo, las investigaciones hacen mención a la actividad volcánica en el Tacaná. La referencia más antigua se atribuye a Rockstroh quien publica en 1883, que el volcán entró en actividad en 1855, sin embargo no menciona las fuentes (Müllerried, 1957). Los estudios realizados por Sapper entre 1896-1899 se enfocan a la relación sismos y eventos eruptivos. El mismo autor es el primero en incluir al Tacaná como parte de la línea de volcanes de Centroamérica.

B) Siglo XX

GEOGRAFÍA: Las investigaciones continúan con un carácter descriptivo y fueron realizadas durante la primera mitad del siglo. Böse entre 1902 y 1905 recorre en numerosas ocasiones la región y describe con detalle el Tacaná bajo una visión fisiográfica. Waitz confirma en 1919 que el Soconusco es el Tacaná, de esta manera se hace a un lado lo escrito por Humboldt. En 1933 Waibel presenta un estudio sobre la Sierra Madre de Chiapas, asocia la distribución de rocas extrusivas al volcán, lo clasifica como dormido más no extinto y calcula su altitud en 4000 msnm (Waibel, 1946; Müllerried, 1957).

GEOLOGÍA: Durante la primera mitad de este periodo, la atención se basó en descripciones petrológicas de muestras obtenidas del Tacaná y de áreas adyacentes. Böse de 1902 a 1905, hace el primer estudio de los granitos donde se asienta el edificio principal y describe las variaciones mineralógicas de materiales volcánicos. Ordóñez en 1905 (Macías, 2005), estudia las colecciones ígneas de Böse y las clasifica como andesitas con textura traquítica. Por último Waibel, en 1933 describe los sustratos graníticos de la región y afirma que estos materiales son la base sobre la cuál se emplaza el volcán (Waibel, 1946).

En la segunda mitad del siglo XX, las investigaciones están a cargo de especialistas del Gobierno Federal; De la Cruz y Hernández en 1985, elaboran el primer mapa geológico detallado del volcán Tacaná, en este documento se incluyen edades relativas y una descripción petrológica de las lavas. En 1986 la Comisión Federal de Electricidad, se interesa en la búsqueda de energía geotérmica en la misma región; con este objetivo, se estudia la geoquímica. De Cserna et al. en 1988 hacen un estudio fotogeológico y lo acompaña de una cartografía 1:50 000. Por último, Mercado y Rose en 1992 realizan el primer análisis químico de las lavas del Tacaná.

VULCANISMO: Existen dos periodos eruptivos en este siglo, en 1949-1950 y 1985-1986, a raíz de ellos se realizan prospecciones, reconocimiento de materiales emitidos en cada evento volcánico y formas de relieve asociadas (Müllerried, 1951). En 1958 el volcán Tacaná ingresa al Catálogo de Volcanes Activos del Mundo (Mooser et al., 1958). Por su parte, De la Cruz-Reyna et al., 1989, publican los resultados de los estudios sismográficos realizados durante la erupción del 86 y concluyen que se trató de un evento freático moderado.

PELIGROS Y RIESGO VOLCÁNICO: La primera referencia que se tiene en este tema se atribuye a Mercado y Rose (1992), quienes elaboran una zonificación de áreas de peligro de acuerdo con distintos tipos de erupciones.

C) Época Contemporánea (2000-2010)

GEOLOGÍA: Las investigaciones en torno al CVTa han aumentado en este periodo; en los trabajos revisados predominan temas relacionados con la petrología, la geoquímica y la geología estructural, pero ninguno orientado a un enfoque geomorfológico. Los autores que destacan por el detalle de sus investigaciones son Mora et al. 2004, Pompa-Mera 2005, y García-Palomo et al. 2006; este último incluye una cartografía geológica y estructural detallada para el volcán Tacaná.

VULCANISMO: El objetivo de las investigaciones ha sido la reconstrucción de la historia eruptiva del Tacaná, a partir del análisis de los depósitos piroclásticos y lavas emitidos; con este enfoque se tienen los trabajos de Macías et al. 2000 y 2010, Macías 2005, Ordaz-Méndez 2006 y Murcia-Agudelo, 2008.

PELIGROS Y RIESGO VOLCANICO: Las investigaciones se enfocan hacia la prevención y mitigación de los peligros naturales en general. Los que se relacionan con el vulcanismo son: Mora et al. 2004, Murcia-Agudelo 2008, Murcia y Macías, 2009.

Los aportes conceptuales y cognitivos de cada uno de los trabajos mencionados facilitan el entendimiento de los materiales, la estructura y la expresión de las rocas en la superficie de estudio.

2.2.2 Columna geológica del CVTa

El punto de partida de este inciso son los datos de García-Palomo et al. (2006), en particular la columna estratigráfica (Fig. 19) y el mapa geológico correspondiente (Fig. 20

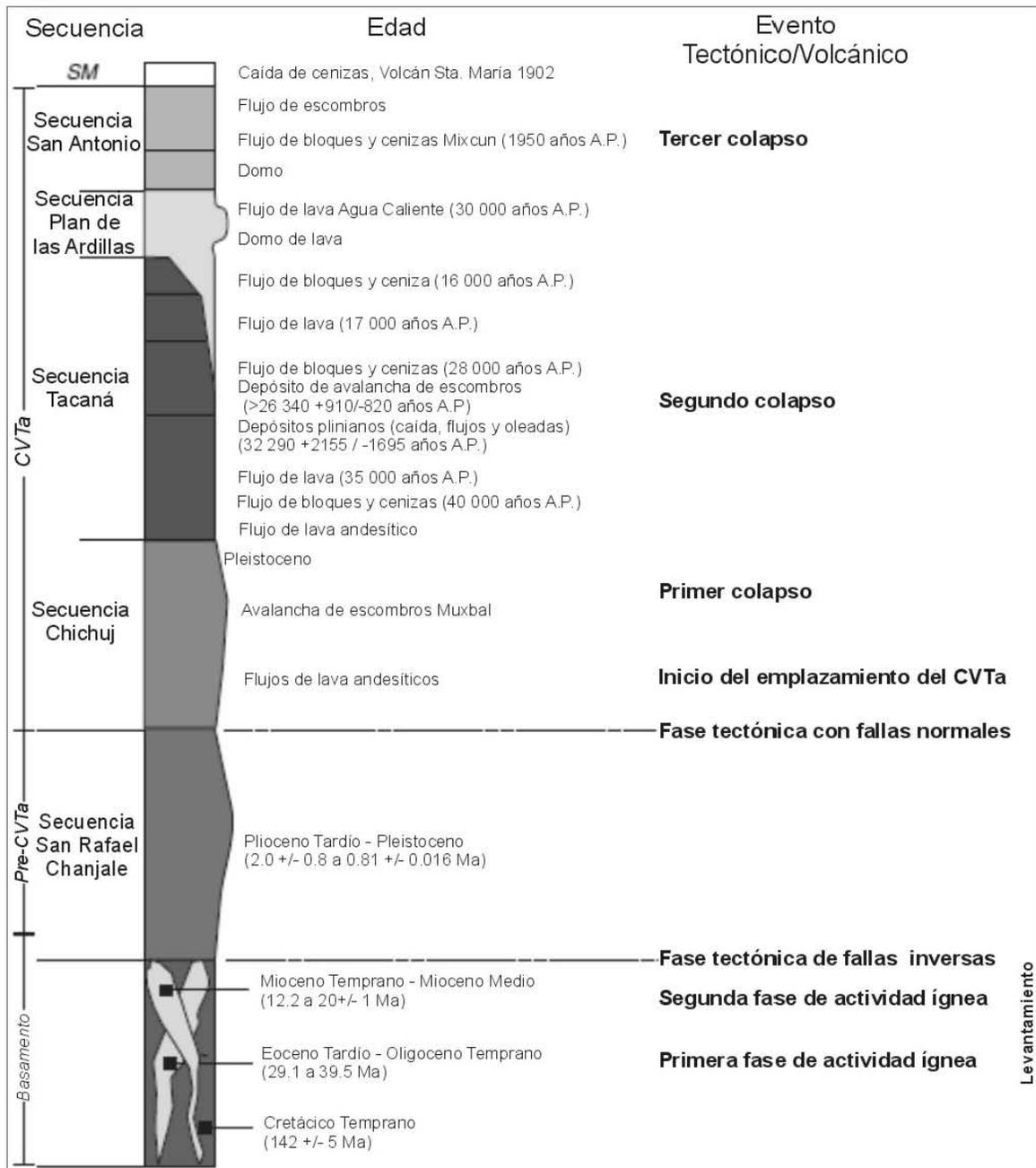


Figura 19. Columna Geológica. El Basamento se compone de rocas metamórficas intrusionadas por dos fases ígneas (Cretácico Temprano-Mioceno Medio); posteriormente se emplaza la secuencia Pre-CVTa compuesta de tres calderas (Plioceno-Pleistoceno) y sus materiales asociados. La parte superior representa al CVTa y sus depósitos (Pleistoceno al Holoceno) (García-Palomo et al., 2006).

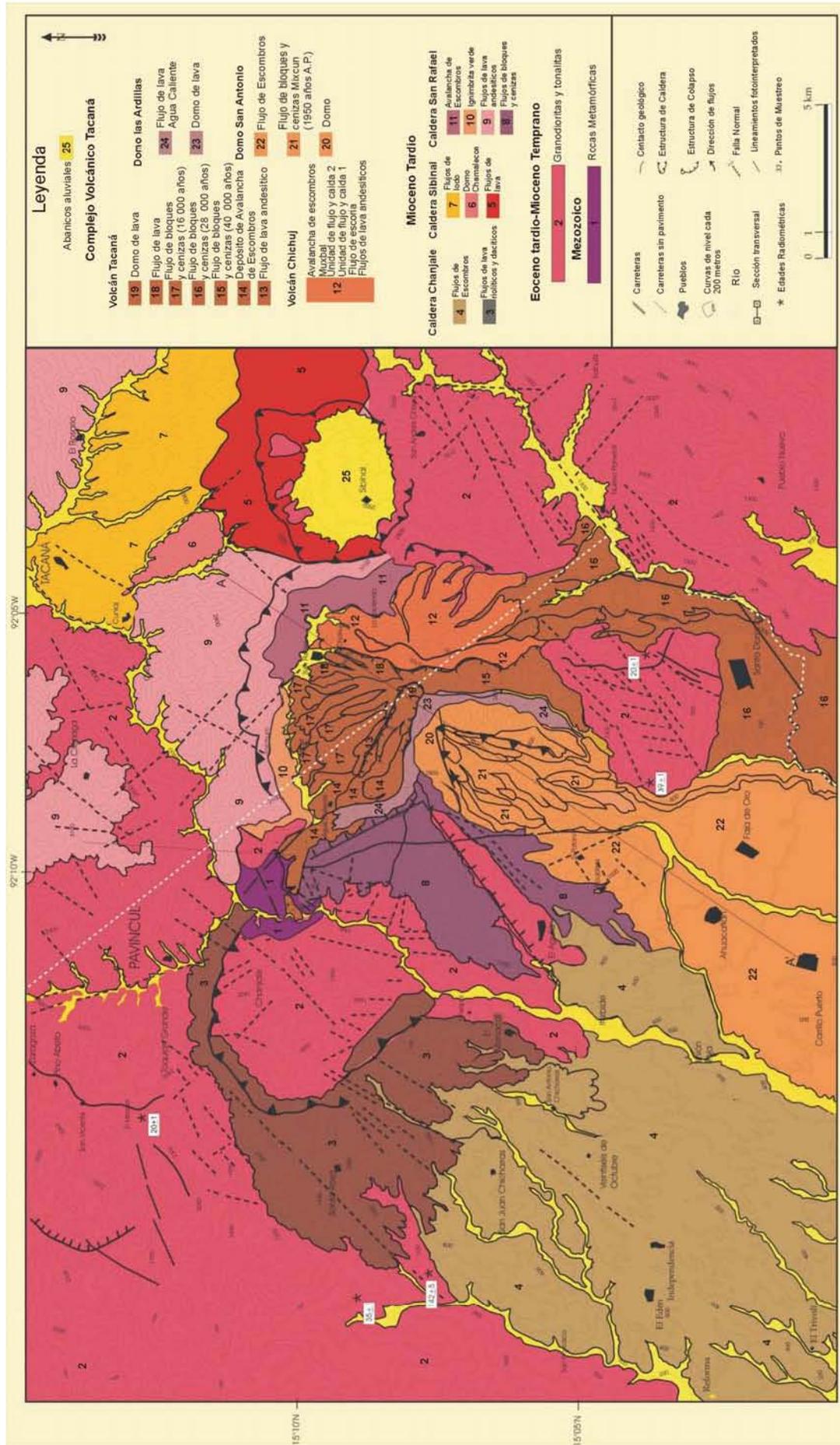


Figura 20. Mapa geológico del CVTa y zonas adyacentes (García-Palomo et al., 2006)

El análisis de los datos anteriores y su actualización con información reciente (estratigrafía volcánica, tectónica, petrología y de edades absolutas), permitió elaborar una nueva columna estratigráfica (Fig. 21) que se explica a continuación, cabe mencionar que algunos de los eventos citados no cuentan con dataciones absolutas sin embargo. Mediante su análisis se cuenta con una herramienta más que permitirá comprender de mejor manera la dinámica geomorfológica de la zona de estudio, tema que se tratará en el siguiente capítulo.

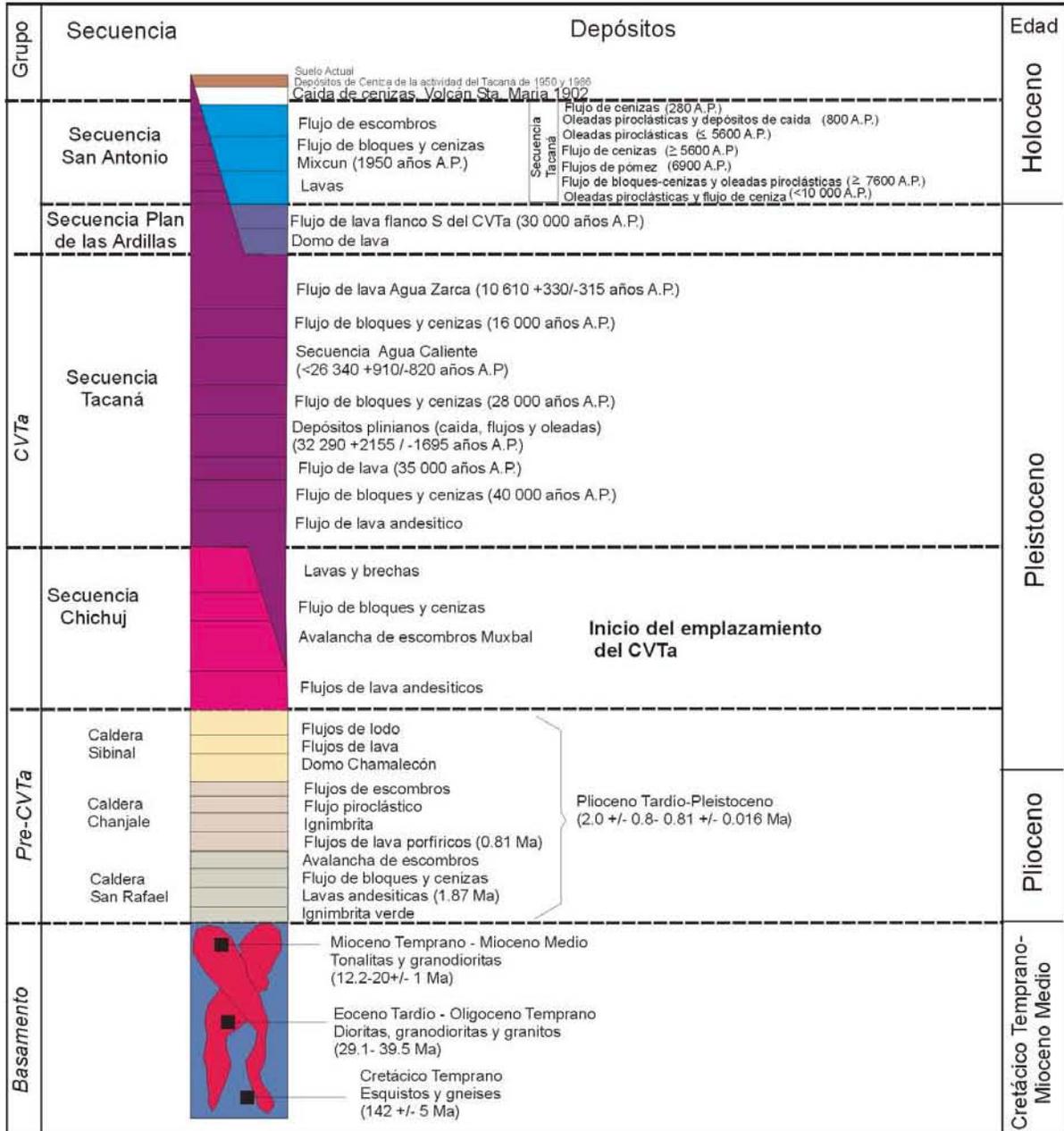


Figura 21. Columna estratigráfica (Macías et al., 2000; Mora et al., 2004; Macías, 2005; Pompa-Mera 2005; García-Palomo et al., 2006; Ordaz-Méndez, 2006; Murcia-Agudelo, 2008; Macías et al., 2010)

BASAMENTO

Está compuesto por rocas metamórficas e intrusivas (Fig. 21), corresponden a esquistos y gneises; los primeros presentan una coloración verde claro-oscuro. Los gneises son bandeados con esquistocidad y foliación, su coloración va de verde pálido a blanco-metálico (Mugica, 1987; García-Palomo et al., 2006). El sustrato metamórfico se ve interrumpido por dos fases intrusivas. La primera de ellas ocurre en el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano y está compuesta por dioritas (39 Ma); granodioritas (35 Ma) (Mugica, 1987); y granitos (29 Ma) (García Palomo et al., 2006).

La segunda unidad intrusiva data del Mioceno Medio y Tardío; está formada por tonalitas y granodioritas de 20 Ma (Mugica, 1987), además de granodioritas con edad de 13-12 Ma; estas rocas se relacionan con las etapas más recientes del Macizo de Chiapas (García-Palomo et al., 2006). La distribución espacial del basamento se observa en la figura 22.

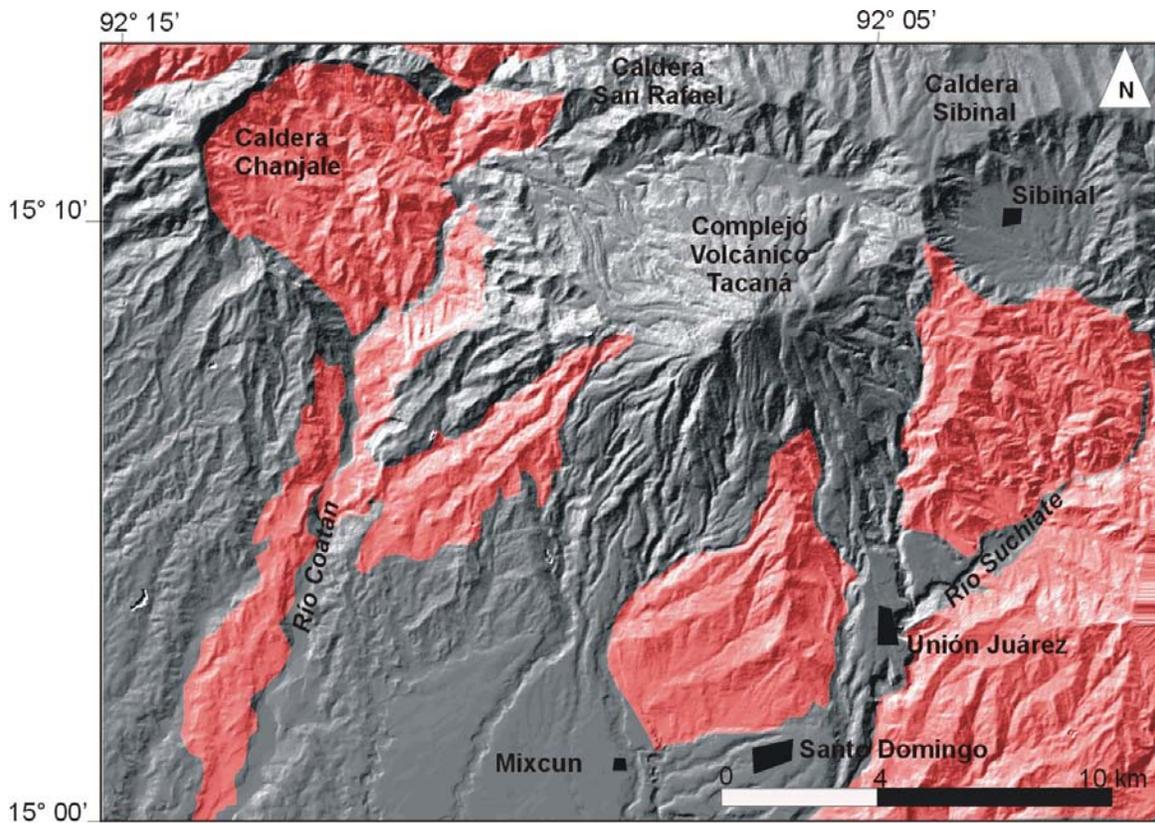


Figura 22. En el modelo se resaltan en rojo los afloramientos de las rocas más antiguas que sirven de soporte al CVTa (Macías, 2005).

Precomplejo Volcánico Tacaná

Comprende tres secuencias volcánicas ocurridas entre el Plioceno Tardío y el Pleistoceno (Fig. 21) y que involucran las calderas de San Rafael, Chanjale y Sibinal (Fig. 23), así como los depósitos asociados, los cuales se analizan a continuación (García-Palomo et al., 2006).

Caldera San Rafael. Sus materiales mantean terrenos adyacentes al edificio principal (Fig. 23). La secuencia completa está formada por cuatro unidades y son de la más antigua a la más reciente las siguientes: a) ignimbrita verde, b) lavas andesíticas, c) flujos de bloques-cenizas y d) avalancha de escombros (García-Palomo et al., 2006).

a) Ignimbrita verde: los relictos de la estructura caldérica evidencian la existencia de un edificio volcánico de grandes dimensiones (9 km de diámetro) que al destruirse generó potentes depósitos ignimbríticos hace 2 Ma. El espesor visible de esta roca es de 200 m. Se reconoce su coloración verde y la presencia de clastos andesíticos y pómez de textura angulosa a subredondeada; están cementados en una matriz de ceniza gruesa. La porción superior de este material es distinta, se encuentra enriquecida en pómez, fragmentos de escoria y clastos juveniles (andesíticos), todos ellos embebidos en una matriz de ceniza fina (García-Palomo et al., 2006).

b) Lavas andesíticas: las integran coladas con un espesor de 20 m y su edad es de 1.87 Ma y de composición intermedia. Estas se generaron a partir de un sistema de fracturas anulares (García-Palomo et al., 2006).

c) Flujo de bloques y ceniza (depósito): los líticos son de composición andesítica (54.66% de SiO₂), inmersos en una matriz de ceniza media a gruesa y de coloración gris rojiza (García-Palomo et al., 2006).

d) Avalancha de escombros (depósito): la parte final de la secuencia San Rafael corresponde a un depósito de avalancha de escombros, compuesto de andesitas porfíricas bandeadas de coloración gris a rojo. Se reconocen megabloques con estructuras rompecabezas de hasta 4 metros de eje mayor. Este colapso parcial del edificio, pudo verse favorecido por las fracturas anulares de la estructura caldérica (García-Palomo et al., 2006).

Caldera Chanjale: Se localiza al oeste del CVTa (Fig. 23), su actividad tuvo lugar hace ~1 Ma; los depósitos asociados a esta lo constituyen cuatro miembros, del más antiguo al más reciente son: a) flujos de lavas porfíricas, b) ignimbrita, c) flujo piroclástico, d) flujos de escombros (Mora et al., 2004;García-Palomo et al., 2006).

a) Flujos de lava porfíricas: sus espesores visibles son de hasta 200 m, presentan una composición silícica intermedia. La edad es considerada en 0.81 Ma y se reconocen por presentar una coloración gris (Mora et al., 2004).

b) Ignimbrita: fue resultado de un evento explosivo violento; el depósito se distingue por una coloración blanca y tonalidades marrón (resultado de su alteración); la matriz que sostiene a sus materiales es de ceniza blanca (García-Palomo et al., 2006).

c) Flujo piroclástico (depósito): está compuesto de líticos densos de textura angular a subangular con ejes mayores hasta de 1 m, compactados por una matriz de cenizas finas y fragmentos pumíticos milimétricos; el conjunto presenta una coloración que varía de amarillo a blanco (García-Palomo et al., 2006).

d) Flujos de escombros (depósito): el espesor máximo es de 12 m y en conjunto definen una morfología de abanico; los integran bloques heterolitológicos de hasta 2 m de diámetro, dentro de una matriz de arenas finas; su emplazamiento tiene relación con la gran cantidad de materiales detríticos generados durante la actividad explosiva de la caldera y su posterior movilización por agua (García-Palomo et al., 2006).

Caldera Sibinal: la estructura y sus depósitos se localizan en el extremo noreste de la zona de estudio (Fig. 23). Su edad no es conocida sin embargo se considera posterior a las calderas de Chanjale y San Rafael. Esta unidad está integrada por los siguientes miembros: a) domo Chamalecón, b) flujos de lava y c) flujos de lodo (García-Palomo et al., 2006).

a) Domo Chamalecón: corresponde a un edificio tipo coulée de composición andesítica (García-Palomo et al., 2006). Si bien no está directamente relacionado con la génesis de la caldera, su presencia se asocia a extrusiones posteriores que se llevaron a cabo siguiendo líneas de falla.

b) Flujos de lava: asociados al evento caldérico, tienen una composición de andesitas y suman un espesor de 60 m parte de estos derrames constituyen las paredes de la caldera y cubren parcialmente la unidad anterior (García-Palomo et al., 2006).

c) Flujos de lodo (depósito): se emplazan al interior de la depresión volcánica y se entremezclan con materiales de caída que han sido asociados al volcán Tacaná; en conjunto forman potentes depósitos aluviales. La secuencia Sibinal es más reciente que las de San Rafael y Chanjale (García-Palomo et al., 2006) sin embargo, la ausencia de un depósito ignimbrítico permite interpretar un origen *tipo Glencoe*, en el cuál el colapso del techo de cámara magmática no genera una explosión violenta, sino emisión de lavas fluidas que ascienden por el sistema anular de fallas (Ollier, 1972).

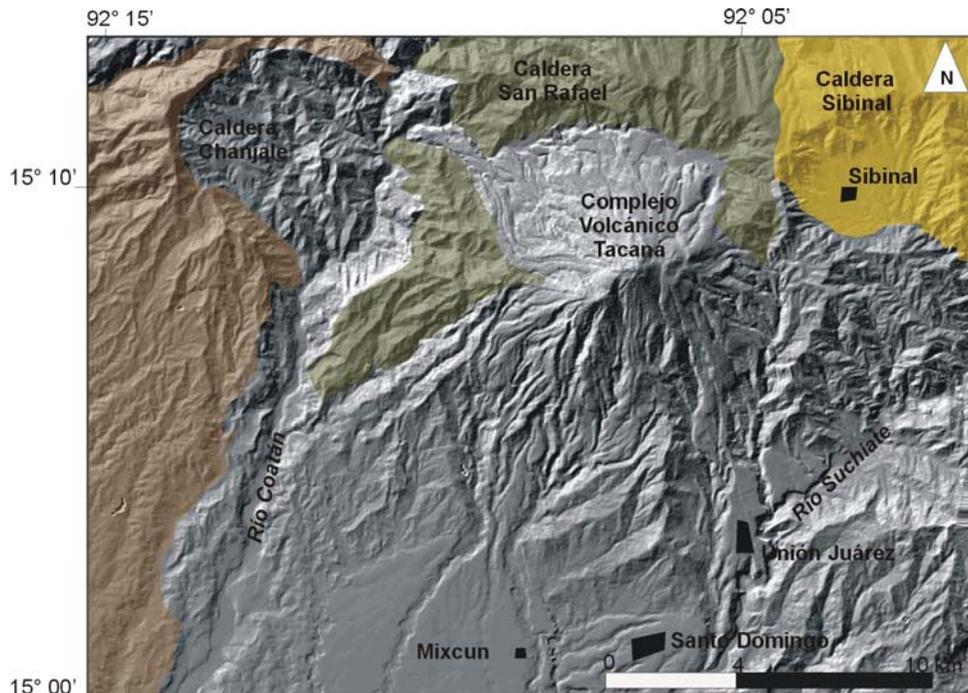


Figura 23. Calderas y depósitos de la secuencia PreCVTa (Macías, 2005).

Complejo Volcánico Tacaná

La estratigrafía de esta unidad corresponde a la secuencia deposicional de los productos expulsados entre el Pleistoceno y Holoceno, por los edificios que conforman el complejo volcánico Tacaná con una orientación NE-SW. La edad de los volcanes y su disposición espacial es la siguiente: el volcán más antiguo (Chichuj) se localiza al noreste y el San Antonio que es el más reciente, al suroeste. En una posición intermedia se encuentra el Tacaná y el domo Plan de las Ardillas (Fig. 20). A partir de este arreglo los depósitos de cada una de las estructuras mencionadas presentan sincronía o intercalación en la deposición de sus materiales (Fig. 21).

Secuencia Chichuj: representa la base del CVTa, su formación inicia en el Pleistoceno; los depósitos en su mayor parte se localizan en las laderas orientales del complejo volcánico (Chichuj) (Fig. 24) y está constituida de las siguientes unidades: a) flujos de lava andesíticos, b) avalancha de escombros Muxbal, c) flujo de bloques-cenizas y d) brechas-lavas.

a) Flujos de lava andesíticos: presentan un espesor visible de 10 m, su coloración es verde oscuro y forman el basamento del volcán Chichuj. En la ladera oeste existe un escarpe (Fig. 20) que podría corresponder a una cicatriz de colapso volcánico; de ser esto cierto, el depósito estaría por debajo del volcán Tacaná y sus productos (García-Palomo et al., 2006).

b) Avalancha de escombros Muxbal (depósito): está constituida por bloques en *rompecabezas* de hasta 1 m, su matriz es de ceniza gruesa. En el sustrato predomina el color rosa, pero debido a la acción hidrotermal logra coloraciones que van del amarillo al naranja. La edad del colapso se deduce a partir de relaciones estratigráficas y es anterior a $28\,540 \pm 260$ A.P. (Mora et al., 2004).

c) Flujo de bloques y cenizas (depósito): es un depósito masivo con espesor de 25 m, constituido por líticos andesíticos de color gris oscuro y fragmentos de escoria, cementados en una matriz de ceniza media (García-Palomo et al., 2006).

d) Lavas y brechas: es una secuencia en la que se reconocen flujos porfíricos que conforman la base del depósito; suprayaciendo, se encuentran brechas de 2.5 metros de espesor y de coloración gris-oscuro a rosa; en la porción superior está presente una colada laminada de 1 metro de espesor (García-Palomo et al., 2006).

Secuencia Tacaná: Los depósitos se localizan al centro de la zona de estudio, la mayor parte de ellos se distribuyen en las laderas del norte y del sur del volcán (Fig. 24); presenta quince unidades, de ellas ocho corresponden a eventos pleistocénicos:

a) Flujo de lava andesítico: los afloramientos se localizan en la base del Tacaná y han sido observados gracias a la disección fluvial que ha excavado barrancos profundos (García-Palomo et al., 2006).

b) Flujo piroclástico de bloques y cenizas (depósito): el depósito se presenta como un cuerpo masivo constituido por dos tipos de clastos andesíticos, que presentan coloraciones en gris-claro y rojo, cementados por una matriz de ceniza gruesa y de 40 000 años de antigüedad. (Espíndola et al., 1989; García-Palomo et al., 2006).

c) Flujo de lava: se trata de una colada andesítica fechada en 35 000 años A.P. (Pompa-Mera, 2005).

d) Depósitos plinianos: secuencia compleja cuya ocurrencia está fechada en ~32 000 años A.P.; sus unidades incluyen tres horizontes de caída de pómez, que se alternan con flujos piroclásticos; estos se constituyen de detritos densos soportados por una matriz de cenizas y escaso contenido de pumitas interdigitados en esta serie, existen depósitos de oleadas piroclásticas laminadas y con estratificación cruzada (Arce et al., 2004; García-Palomo et al., 2006)

e) Flujo de bloques y cenizas (depósito): se constituye de fragmentos andesíticos vitrificados y andesitas densas de color gris; la matriz es de ceniza gruesa. Esta unidad está fechada en 28 000 años A.P. (Mora et al., 2004).

f) Secuencia Agua Caliente: Se constituye en la base del depósito de una avalancha de escombros, que exhibe facies de bloques, con escasa matriz de ceniza; el espesor máximo visible es de 200 m, cubre una superficie de 6 km²; se estima un volumen de ~1 km³ de material emplazado. Sobreyacen sedimentos derivados de flujos de bloques-cenizas y de escombros. Toda la secuencia tiene una edad menor a 26 ka (miles de años) (Macías et al., 2010).

g) Flujo de bloques y cenizas (depósito): esta unidad se conforma de por lo menos cuatro unidades masivas de coloración gris, que contienen clastos andesíticos soportados por una matriz de ceniza fina y datada en 16 000 años A.P. (Mora et al., 2004).

h) Flujo de lava Agua Zarca: colada andesítica, sus dimensiones son de 5.8 km de largo por 300 m de ancho, cubre un área de 1.9 km² con un espesor promedio de 20 m; se estima un volumen de 0.4 km³. Esta lava representa la parte final de la secuencia pleistocénica del Tacaná y está datada en 10 610 (+330/-315) años A.P. (García-Palomo et al., 2006; Macías et al., 2010).

Las siete unidades restantes, se asocian a la actividad holocénica:

a) Oleadas piroclásticas y flujos de cenizas (depósito): los depósitos de oleadas tienen un espesor de 60 cm. Le sobreyacen, otros materiales de flujos de ceniza con coloración café a gris, con un espesor máximo de 53 cm; en ambos horizontes existe pómez del tamaño del lapilli. La matriz en cada uno de ellos es de ceniza fina. Este evento está fechado en menos de 10 000 años A.P. (Ordaz-Méndez, 2006).

b) Flujo de bloques-cenizas y flujo de cenizas (depósito): La porción basal es un cuerpo masivo de 4 m de espesor, que contiene líticos andesíticos de coloración gris-clara, cementados por una matriz de cenizas gruesas. Sobre el anterior, se emplaza el flujo de cenizas; constituido de fragmentos andesíticos y de pómez, inmersos en una matriz de cenizas finas a medias, la coloración es café clara y cuenta con un espesor máximo de 1.60 m. Estos depósitos están datados \geq 7600 años A.P. (Ordaz-Méndez, 2006).

c) Flujo de Pómez (depósito): el espesor visible es de 6 m; la porción superior del depósito sustenta sedimentos propios retrabajados por la acción fluvial, la edad está calculada en ~6910 años A.P. (García-Palomo et al., 2006).

d) Flujo de cenizas (depósito): tiene un espesor de 72 cm, es masivo y se intercala con lentes de líticos andesíticos. La matriz que soporta el conjunto es de cenizas medias a finas, de coloración gris claro y edad de $\geq 5\ 600$ años (Ordaz-Méndez, 2006).

e) Oleadas piroclásticas (depósito): se compone de materiales finos que no superan los tamaños de las arenas, emplazados por eventos explosivos que dejaron como evidencia 22.5 cm de espesor de estos materiales; la edad es de $< 5\ 600$ años A.P. (Ordaz-Méndez, 2006).

f) Depósitos de oleadas piroclásticas y de caída: la parte basal es ocupada por los primeros con un espesor de 14 cm, el fechamiento es de menos de 800 años. El segundo, superior, con espesor de 20 cm está construido por fragmentos de pómez de textura angular a subangular, soportados clasto a clasto (Ordaz-Méndez, 2006).

g) Flujo de cenizas (depósito): es la culminación de la secuencia Tacaná, tiene un espesor de 70 cm y una edad de 280 años A.P. Se constituye de fragmentos de pómez blanca de textura subangular y líticos accidentales, cementados por una matriz de cenizas finas (Ordaz-Méndez, 2006).

Las erupciones modernas no han dejado depósitos evidentes, debido al régimen climático tropical (lavado por lluvias) y por la pobre emisión de productos volcánicos (en 1949 y 1986), sin embargo se reporta acumulación de cenizas cerca del foco emisor.

Secuencia Plan de las Ardillas: es originada por un domo del mismo nombre, que se localiza entre el volcán Tacaná y el San Antonio (Fig. 24). Se compone de las siguientes unidades: a) domo y b) flujo de lava.

a) Domo: es producto de la extrusión de lavas viscosas andesíticas; la estructura cómica (Plan de las Ardillas) presenta una morfología irregular que se adapta al relieve preexistente (García-Palomo et al., 2006).

b) Flujo de lava: corresponde a una extensa colada que se emplaza hacia el sur, su composición es andesítica; está fechada en 30 000 años A.P. (García-Palomo et al., 2006). Cabe mencionar que esta unidad no concuerda con el análisis geomorfológico realizado en este estudio: ésta lava se maneja como parte del volcán Tacaná y no como un flujo independiente. Considerarla como parte del domo no afecta la continuidad de la secuencia estratigráfica y como este apartado está basado en el análisis de fuentes bibliográficas, se ha respetado el dato, tal y como fue publicado. En el capítulo III se aclara este punto.

Secuencia San Antonio: estos depósitos se asocian a la estructura más reciente del CVTa. El volcán San Antonio y sus depósitos se localizan en el extremo SW del conjunto volcánico (Fig. 24) y se compone de las siguientes unidades: a) lavas, b) flujo Mixcun y c) flujos de escombros.

a) Lavas: forman parte de la base, las coladas en conjunto suman un espesor de 5 m visibles y su composición es basalto-andesítica de textura porfídica con anfíboles-plagioclasas y basalto-andesítica rica en olivino (García-Palomo et al., 2006).

b) Flujo Mixcun (depósito): corresponde a un depósito de bloques y ceniza fechado en 1950 años A.P. Está compuesto por tres tipos de fragmentos andesíticos que se diferencian por su coloración y su textura en: bandeados (gris claro y oscuro), vítreos y rojos. Estos productos están cementados dentro de una matriz de cenizas gruesas. Es frecuente el desarrollo de pipas de desgasificación y la existencia de líticos juveniles con juntas de enfriamiento que revelan altas temperaturas de emplazamiento ($> 100^{\circ} \text{C}$) (Macías et al., 2000).

c) Flujos de escombros (depósito): sus componentes son heterolitológicos con bloques de hasta 20 cm de diámetro, soportados por una matriz de arenas gruesas; presenta sectores con fases hiperconcentradas y fluviales. El espesor visible es de 6 m (García-Palomo et al., 2006).

La columna geológica culmina con el depósito de caída proveniente de la erupción del volcán Sta. María (1902), localizado en Guatemala; sobre este manto tiene desarrollo el suelo actual (Fig. 21).

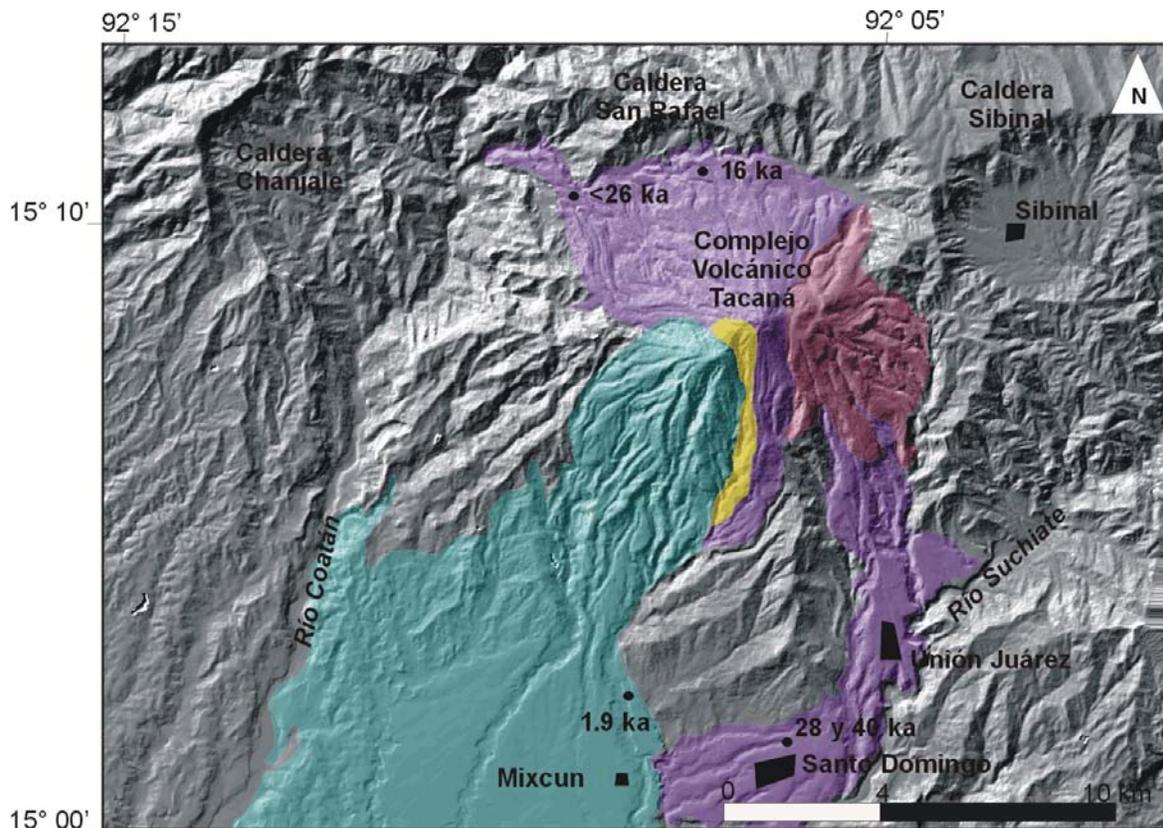


Figura 24. Distribución de los depósitos asociados a los volcanes: Chichuj (rojo); Tacaná (morado); Domo Plan de las Ardillas (amarillo); y San Antonio (azul). Se indica la edad absoluta de los más representativos (punto y cifra) (Macías, 2005).

Las relaciones entre la tectónica (apartado 2.1.2) y los procesos volcánicos, temas desarrollados anteriormente, permiten entender la importancia de la dinámica endógena en la conformación del relieve, en especial el volcánico. En este sentido es posible asociar lineamientos de sierras volcánicas con arreglos disyuntivos. Esta asociación tiene reflejo en la distribución espacial y morfología de los edificios (el material que las construye varía en sus componentes debido a la profundidad de su procedencia, bajo el supuesto de que entre más profundo sea el reservorio existirá mayor presión, por lo tanto mayor temperatura la cuál permitirá la existencia de magmas más básicos y viceversa). El complejo volcánico Tacaná es un ejemplo de lo anterior.

El origen de las calderas (Plioceno Tardío) se relaciona con la existencia de un sistema secundario de fallas que García-Palomo y colaboradores (2006) reconocen y denominan NW-SE por su orientación general. La presencia de estas disyunciones, posiblemente favoreció el emplazamiento de cámaras magmáticas someras, que al encontrarse bajo la influencia de un régimen tectónico lateral izquierdo (Polochic-Motagua) (Hollohan et al., 2008), provocó que el techo de los reservorios de los antiguos edificios colapsaran, generando explosiones de gran magnitud que formaron las calderas de San Rafael y Chanjale. Sin embargo la caldera se debe asociarse a una subsidencia tipo *Glencoe*, que se caracteriza por emisión de lavas fluidas a través de un sistema de fallas anulares sin la presencia de explosiones (Ollier, 1972).

En el Pleistoceno Temprano aparece un sistema de fallas distensivo con rumbo NE-SW, que da origen a la fosa Tacaná, la cual se encuentra limitada por las fallas de los ríos Suchiate y Coatán (García-Palomo et al., 2006). En el fondo de esta depresión se localiza la caldera San Rafael y el CVTa; Chanjale y Sibinal ocupan los bordes este y oeste, respectivamente (Fig. 25). Todos los edificios volcánicos que componen el Complejo Volcánico Tacaná coinciden con la orientación del graben (García-Palomo et al., 2006).

En el Pleistoceno Tardío se define el último sistema de fallas que afecta este territorio, con una orientación N-S y es responsable de un colapso volcánico en el edificio del Tacaná, a partir del cual se generó una avalancha de escombros, evento que se conoce como Agua Caliente (Macías et al., 2010). Las manifestaciones sísmicas contemporáneas en la zona de estudio ponen de manifiesto la actividad tectónica. Hay que recordar que los sismos a lo largo de la historia eruptiva del Tacaná son el antecedente de un nuevo evento volcánico. Esto hace evidente la relación entre tectónica y vulcanismo.

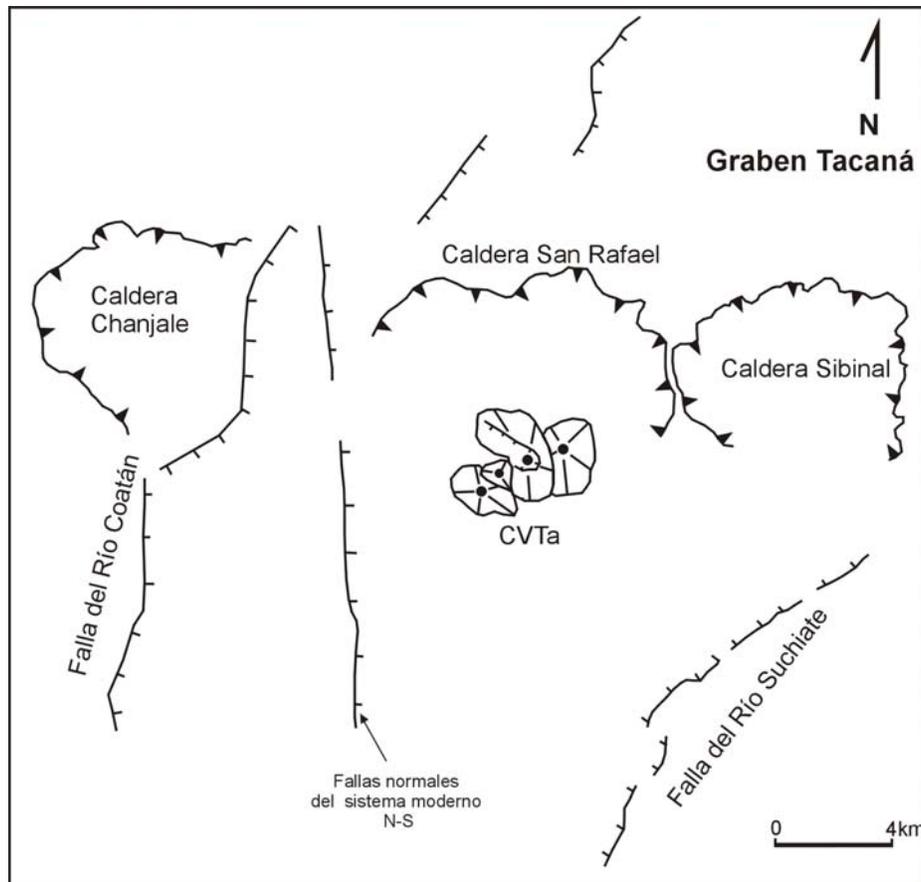


Figura 25. Esquema de las principales estructuras disyuntivas y volcánicas del área de estudio (modificado de Macías et al., 2010).

2.3 Historia eruptiva del CVTa.

Los eventos magmáticos y tectónicos que han estado presentes en la zona de estudio desde el Plioceno Tardío y hasta la actualidad puede dividirse en dos, primero la fase Calderas; y posteriormente la formación del Complejo Volcánico Tacaná.

Fase Calderas

Esta representada por tres estructuras, todas con características comunes: un cráter mayor a 5 km de diámetro, transformaciones por causa de la erosión, deformaciones tectónicas postvolcánicas y depósitos aún visibles. La evolución de las tres calderas sucedió de acuerdo con el orden siguiente:

La caldera San Rafael comenzó su formación durante el Plioceno Tardío, con el colapso del techo de la cámara magmática, se una columna eruptiva ultraplíniana de más de 45 km de altura, misma que dio origen a un potente depósito conocido como *ignimbrita verde*. Al terminar este evento hubo emisión de lavas andesíticas (1.87 Ma; García-Palomo et al., 2006).

Otro fenómeno postcaldérico frecuente es la formación de domos; en la de San Rafael tuvieron desarrollo en el borde superior. Estas estructuras, crecieron hasta un punto en el cual se volvieron inestables y colapsaron (parcial o totalmente), algunos de ellos estuvieron sometidos a nuevas intrusiones de magma y provocaron su destrucción violenta, hecho que generó pequeños pero numerosos flujos piroclásticos hacia el occidente. La actividad culmina con el colapso interior de la ladera NE; este fenómeno dispuso grandes bloques andesíticos con estructura en *rompecabezas* en el fondo de la depresión volcánica (García-Palomo et al., 2006).

La Caldera Chanjale tiene una evolución diferente, inicia con una emisión de lavas andesíticas hace 1 Ma (García-Palomo et al., 2006); el espesor de estos materiales alcanzó los 200 m y cuando se consolidaron obstruyeron los conductos que les dieron salida, generando sobrepresión en el sistema magmático; una vez que los gases superaron la presión litosférica, sobrevino una explosión violenta creando la caldera. Lo anterior generó una columna eruptiva ultraplíniana, cuyo colapso originó las ignimbritas que se conocen con el nombre de *blanco*.

Una vez formada la caldera se presentó una última explosión, que evento fue responsable de los depósitos de flujos piroclásticos localizados en la ladera sur. La constante emisión de piroclastos durante la historia eruptiva y el clima lluvioso característico de la región, favorecieron la formación de lahares (García-Palomo et al., 2006).

Al término de la actividad en Chanjale, los fenómenos magmáticos parecen haber migrado hacia el oriente, dando lugar a la formación de la caldera Sibinal; esta aparenta ser más joven (por posición estratigráfica) que las dos anteriores. Sin embargo, la falta de un depósito ignimbrítico hacen pensar que su génesis es diferente, asociada principalmente a colapsos gravitacionales (García-Palomo et al., 2006). A pesar de lo anterior, sus dimensiones, su estructura y su morfología le dan características de una caldera.

La historia eruptiva de la caldera Sibinal comenzó con el emplazamiento, en la ladera norte, de un domo de grandes dimensiones (tipo *coulée*) que se conoce con el nombre de Chamalecón (García-Palomo et al., 2006). Una vez terminado el proceso de extrusión se presentó una subsidencia del terreno que dio origen a la depresión caldérica, este proceso no generó explosión ni columna piroclástica, en lugar de ello se presentaron numerosos flujos de lava andesítica que ocuparon la porción norte del sector deprimido; este tipo de génesis se conoce como Glencoe. Por último, la acción de procesos de erosión-acumulación favoreció el desarrollo de abanicos aluviales hacia el fondo.

Fase Complejo Volcánico Tacaná

Las estructuras volcánicas que conforman el CVTa (Chichuj, Tacaná, domo Plan de las Ardillas y San Antonio), han tenido un desarrollo y evolución que en ocasiones han presentado eventos eruptivos en sincronía entre sus edificios. Cabe mencionar que una constante en la actividad, ha sido la construcción y destrucción de domos centrales, siendo el Tacaná el que ha presentado una mayor frecuencia de formas extrusivas durante su historia eruptiva; en total seis, por lo que tratándose de sus cúpulas se hará mención a la secuencia numérica de ellas (Tabla 4).

El volcán Chichuj comienza su formación en el Pleistoceno Tardío con la efusión de extensas y amplias coladas de lava que representan el basamento de toda la estructura. El edificio presentó un colapso parcial hacia el oeste; en esta dirección y sobre una supuesta avalancha se emitieron lavas andesíticas que conforman los sustratos basales del Tacaná (García-Palomo et al., 2006).

Una vez formado el Tacaná tuvo lugar su primer evento explosivo hace 40 000 años, al destruirse un domo central, que generó flujos de bloques y cenizas hacia el flanco sur (Macías, 2005); cinco mil años después sobrevino la emisión de lavas andesíticas cuya distribución se desconoce (Pompa-Mera, 2005).

La explosión de un segundo domo localizado en la cima del Tacaná, generó un flujo de bloques y ceniza hace 32 000 años A.P. El conducto recién liberado favoreció la ocurrencia de explosiones freatomagmáticas, producto de la interacción de piroclastos y gases incandescentes en ascenso, con cuerpos freáticos; el resultado fueron oleadas piroclásticas, cuyos depósitos se distribuyeron de manera radial en toda la cumbre. Una vez que las oleadas (surges) se depositaron se produce el levantamiento de una columna eruptiva constituida de gases, vapor de agua, pómez, ceniza y líticos *accidentales*. El material más fino llegó a alturas mayores a 25 km y fue dispersado hacia el NE; por otro lado, la caída libre de los fragmentos más densos, generó horizontes de pumitas (Arce et al., 2004; García-Palomo et al., 2006). De manera simultánea con este evento pliniano, se presenta extrusión de magma andesítico que forma al domo Plan de las Ardillas, el cual se emplazó en el sector SW de la cima del Tacaná. En sincronía con ambos sucesos, la alteración hidrotermal presente en el Chichuj, desestabiliza la ladera E del edificio y presenta un segundo colapso volcánico denominado *Muxbal* (García-Palomo et al., 2006).

La siguiente etapa eruptiva, inicia cuando un tercer domo se emplaza en la cumbre del Tacaná; que se destruye de manera violenta hace 28 000 años y genera flujos de bloques y ceniza, que se depositan hacia el sur (Macías, 2005). Simultáneo a esta actividad, aparece en la cima del Chichuj una estructura dómica, que al destruirse genera flujos de bloques y cenizas; una vez depositados estos materiales se presenta la emisión de lavas andesíticas, que al avanzar por las laderas se fueron *autobrechando*; este evento efusivo marcó el fin de toda actividad en el Chichuj.

La creación y destrucción de domos en la cima del Tacaná fue un fenómeno frecuente a lo largo de su historia eruptiva; se cree que el emplazamiento del cuarto domo debilitó el flanco NW y este factor sumado a la actividad de los sistemas disyuntivos regionales favoreció su colapso (~26 000 años) y originó una avalancha de escombros (Agua Caliente: Macías et al., 2010). El cuarto domo no sufrió afectación durante el desarrollo del deslizamiento volcánico, pero al quedar cerca del escarpe su base perdió estabilidad y comenzó su destrucción con la generación de flujos de bloques y cenizas. Los depósitos piroclásticos obturaron los principales escurrimientos formando represas temporales, su rompimiento generó lahares.

El quinto domo cumbral del Tacaná se destruyó hace 16 000 años, lo que propició la presencia de flujos de bloques y cenizas en la ladera norte; su avance fue obstaculizado por las laderas interiores de la caldera San Rafael (Mora et al., 2004).

A finales del Pleistoceno Tardío se presenta una fase efusiva andesítica en el Tacaná, dando lugar al conjunto de coladas denominado Agua Zarca, las cuales se localizan hacia el NW del edificio volcánico (Macías et al., 2010).

Al inicio del Holoceno la presencia de actividad freatomagmática en el Tacaná generó explosiones que desencadenaron oleadas piroclásticas húmedas y turbulentas que se desplazaron de manera radial hasta 6 km de la cima (Macías et al., 2000). El conducto al quedar liberado favoreció la emisión de flujos de ceniza, cuya distribución sobrepasó el área del edificio principal (Ordaz-Méndez, 2006), proceso que culmina con el desarrollo del sexto domo en la cumbre del Tacaná.

El último domo del Tacaná (*seis*), se mantiene hasta nuestros días, desde su emplazamiento y hasta la fecha ha presentado los siguientes eventos explosivos:

- Hace 7600 años A.P. y como consecuencia de una destrucción parcial, se generan flujos de bloques y ceniza que alcanzan una distancia de 2.5 km sobre la ladera sur (Ordaz-Méndez, 2006).
- El domo es atravesado por una intrusión súbita de gases y magma fragmentado, lo que dio como resultado flujos piroclásticos ricos en pómez (6910 años A.P.). Los materiales en su mayor parte fueron distribuidos hacia el SE del volcán (García-Palomo et al., 2006).
- La estructura dómica presenta un evento explosivo que da lugar a la formación de flujos de cenizas hace más de 5600 años; estos alcanzan hasta 7.5 km de distancia sobre la ladera NW (Ordaz-Méndez, 2006).
- Actividad freatomagmática y presencia de oleadas piroclásticas, ocurre hace menos de 5600 años A.P. y distribuyen materiales en un radio de 4 km respecto de la cima (Ordaz-Méndez, 2006).
- Hace 800 años A.P. explosiones freatomagmáticas anteceden al desarrollo de una columna eruptiva y su consecuente caída de pómez (Ordaz-Méndez, 2006).
- El último evento explosivo que afecta a este domo sucedió hace 280 años A.P.; generó un flujo de cenizas, hacia el sur que alcanza una distancia de 2.5 km (Ordaz-Méndez, 2006).

Por otra parte, el volcán San Antonio es considerado como el más joven del CVTa; si bien no se conoce el detalle de sus comienzos, su edad relativa es mayor a 10 000 años. Este dato se obtiene del análisis estratigráfico, que toma como referencia al flujo Agua Zarca perteneciente al Tacaná, que sobreyace las laderas del San Antonio.

Hace 1950 años A.P. el San Antonio presenta un evento peleano, a consecuencia de la destrucción de un domo en su cima; la actividad freatomagmática y explosiva, generó flujos de bloques y cenizas (flujo Mixcun: Macías et al., 2000) que ocuparon las laderas SW y posteriormente formaron lahares. El final de la actividad está caracterizada por la emisión de lavas andesíticas y dacíticas en la cumbre (Macías et al., 2000).

CVTa: Cronología	Calderas (Pre- CVTa)	Chichuj	Tacaná	Domo Plan de las Ardillas	San Antonio	Edad	
1986 d.C			Actividad explosiva: domo 6			Holoceno	
1949 d.C.				Erupciones freáticas			
1855 d.C				Flujo de ceniza			
280 A.P.				Oleadas y columna eruptiva			
800 A.P.							Actividad explosiva (flujo Mixcun)
1.9 ka							
>1.9 ka							
≤ 5.6 ka				Oleadas piroclásticas			
≥ 5.6 ka				Flujos de ceniza			Actividad efusiva
6.9 ka				Flujos de pómez			
≥ 7.6 ka				Explosiones freatomagmáticas			
8 ka				Actividad efusiva (colada Agua Zarca)			
~10 ka				Actividad explosiva: domo 5			
16 ka							
24.6 ka				Actividad explosiva: domo 4 (Avalancha Agua Caliente)			?
26->24.6 ka							
<26 ka		Actividad explosiva-efusiva	Actividad explosiva: domo 3	Extrusión de lavas y formación del Domo		Pleistoceno	
28 ka							
>28 ka		Actividad explosiva (Avalancha Muxbal)					
30 ka			Actividad explosiva: domo 2 (erupción pliniana)				
32 ka			Actividad efusiva				
35 ka							
40 ka			Actividad explosiva: domo 1				
> 40 ka		Actividad explosiva (probable colapso al W)	Actividad efusiva				
< 100 ka		Actividad efusiva					
> 100 ka	Sibinal (subsistencia)						
1 Ma	Chanjale (explosión)					Plioceno	
2 Ma	San Rafael (explosión)						

Tabla 4. Historia eruptiva de las estructuras que integran el CVTa. Las siglas que siguen a las fechas son: Ma, millones de años; ka, miles de años; A.P., antes del presente; d.C., después de Cristo (Macías et al., 2000; Mora et al., 2004; Macías, 2005; Pompa-Mera 2005; García-Palomo et al., 2006; Ordaz-Méndez, 2006; Murcia-Agudelo, 2008; Macías et al., 2010).

A manera de síntesis, podemos afirmar que el CVTa presenta una dinámica explosiva vinculada con la creación y destrucción de domos, desarrollados en la cima de los volcanes. Los flujos piroclásticos son resultado del colapso de los cuerpos extrusivos y su volumen está en función de la intensidad del evento. En este marco la explosión de grandes magnitudes, más reciente ocurrió hace 1950 años A.P. y la presentó el volcán San Antonio (Tabla 4).

El colapso parcial de edificio volcánico es un fenómeno que ha tenido importancia en el CVTa, así lo demuestran los depósitos de avalancha resultantes (Muxbal y Agua Caliente). El origen de estos eventos es complejo, pero están implicados la tectónica local, el hidrotermalismo y la generación de domos. En ocasiones, los detritos volcánicos han generado lahares, como es el caso de la removilización por lluvias de los derrubios Agua Caliente.

Explosiones freatomagmáticas y freáticas son las responsables de depósitos de oleada; su existencia como parte de la dinámica del CVTa, ha contribuido a la morfología actual, de la porción cumbre de todo el complejo (Tabla 4).

La actividad efusiva es característica de las primeras etapas de construcción del CVTa; en este rubro también se incluyen extrusiones de grandes dimensiones que se presentan asociadas a los edificios principales como el domo Plan de las Ardillas (Tabla 4).

La alternancia entre procesos explosivos y efusivos ha sido determinante en la consolidación de los grandes edificios.

Consideraciones Finales

El volcán Tacaná es resultado de una compleja interacción entre la tectónica regional (Cocos-Norteamérica-Caribe) y la presencia del sistema de fallas activas Polochic-Motagua (frontera sur de la placa Norteamérica y NW del Caribe). Estos dos elementos definen al CVTa como parte de un territorio más complejo que se conoce como Arco Volcánico Centroamericano.

A través del análisis geológico fue posible conocer la distribución espacial de la litología, composición y arreglo tectónico (deformaciones y fallas). Estos datos son indispensables en la clasificación del relieve y son el punto de partida en la evolución de la corteza terrestre. Las rocas ígneas (intrusiva y extrusivas) son las que predominan y su morfología es reflejo de la susceptibilidad de cada uno de los materiales a los procesos de erosión.

La columna geológica permitió conocer la temporalidad y secuencia de los distintos sustratos que existen en la zona de estudio. A partir de estos datos fue posible conocer a detalle los eventos que estuvieron implicados en la deposición de los materiales volcánicos (lavas y piroclastos), de esta manera se pudo reconstruir la historia eruptiva del CVTa y las relaciones que estuvieron implícitas entre los volcanes que lo integran (Tabla 4).

Capítulo III. Geomorfología

La geomorfología es la ciencia que estudia las formas del relieve terrestre. El análisis geomorfológico se realiza a partir de una cartografía detallada que permite identificar y clasificar las formas del relieve de acuerdo con su origen, morfología, procesos modeladores, etapas evolutivas y edad.

La representación espacial del relieve evidencia vínculos entre el tipo de roca y el arreglo que estos sustratos presentan (masivo, en estratos, detritos y existencia de estructuras disyuntivas); aspectos que tienen relación con la susceptibilidad erosiva de la litología y la morfología resultante.

El objetivo de este trabajo se centra en la elaboración de una cartografía geomorfológica donde se clasifica el relieve en función de su génesis endógena y exógena. En este marco se hacen evidentes los procesos responsables de la generación de cada forma de relieve, en algunas ocasiones esta dinámica de creación y destrucción resulta peligrosa para los asentamientos humanos. Este factor convierte a la cartografía geomorfológica en una fuente de información, que puede ser aprovechada en la prevención y mitigación de fenómenos naturales peligrosos. En este caso, en particular de futuros eventos volcánicos asociados al Complejo Volcánico Tacaná.

Para la elaboración de la cartografía geomorfológica del CVTa, 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).

El primer paso en su elaboración fue la interpretación de 60 fotografías aéreas (DETENAL, 1974, 1: 50 000; INEGI, 1994, 1: 75 000), bajo un criterio geomorfológico. Con la información obtenida se integró un mapa preliminar y se procedió a la clasificación genética del relieve. Una vez terminado este documento se verificó en campo, se discutió su contenido con otros especialistas (vulcanólogos) y el resultado es el que se presenta.

Por otra parte, se elaboró el mapa de pendientes, con el fin de cotejar la información interpretada y tener referencias con respecto a las inclinaciones generales del terreno, de esta manera se pudo caracterizar cuantitativamente los valores promedio de cada unidad (Fig. 26).

En el mapa geomorfológico del CVTa (ver documento anexo) se identifican estructuras como, estratovolcanes, domos, volcanes de escoria, calderas y sus formas asociadas, coladas de lavas, *levées*, rampas y cubiertas piroclásticas. Su identificación es útil para descifrar la historia eruptiva de los principales volcanes de la zona de estudio. Lo anterior hace de la cartografía geomorfológica un documento útil con fuertes base científicas que puede ser utilizado como punto de partida en la elaboración de mapas de peligros volcánicos, geomorfológicos o de riesgos.

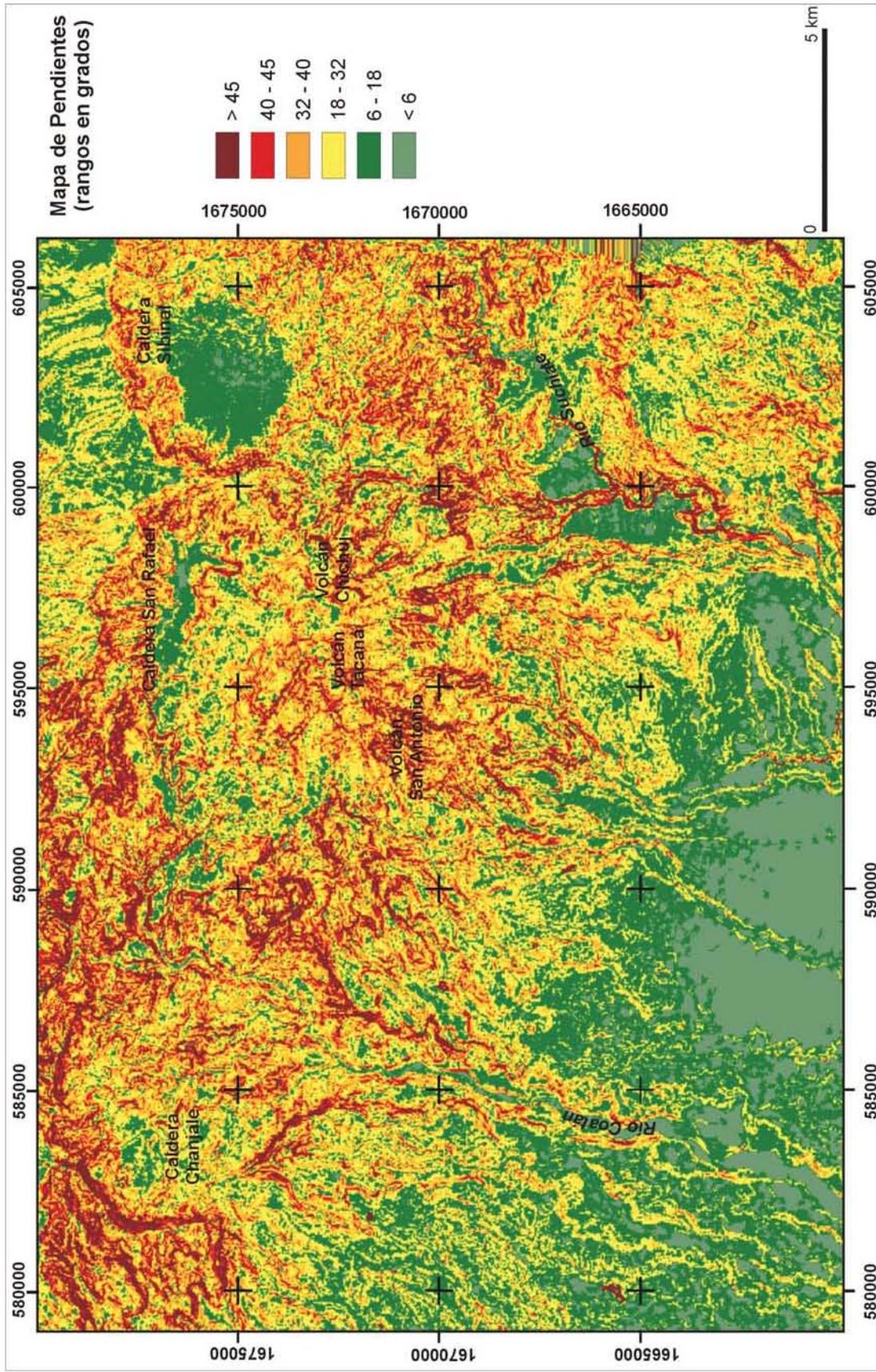


Figura 26. A partir de la inclinación del terreno se han delimitado las siguientes regiones morfológicas: llanuras aluviales, rampas de acumulación proluvial y de detritos volcánicos (< 6°-18°); piedemonte volcánico (18°- 32°); estratovolcanes y calderas (32°-40°) y laderas de valles profundos y escarpes (> 45°).

3.1 Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tacaná

Bajo un aspecto general la cartografía geomorfológica, puede considerarse como un inventario de formas de relieve, procesos modeladores y dinámica. En este sentido el territorio del CVTa se plasma en el documento elaborado (mapa geomorfológico anexo), mismo que se explica en una leyenda que ordena y clasifica el relieve de manera jerárquica que se desglosa a continuación:

RELIEVE ENDÓGENO

1. *Volcánico Acumulativo*

1.1 Complejo Volcánico Tacaná (CVTa): V. Chichuj, V. Tacaná, V. San Antonio.

1.2 Domos:

- a) Centrales
- b) Secundarios

1.3 Volcanes de escoria

1.4 Coladas de lava asociadas a: V. Chichuj, V. Tacaná, V. San Antonio, V. de escoria y domos

- a) V. Chichuj
- b) V. Tacaná
- c) V. San Antonio
- d) V. de escoria
- e) domos

1.5 *Levéés*

1.6 Crestas de compresión

1.7 Relieves asociados a flujos piroclásticos:

a) Mesiformes:

- Antiguos
- De transición
- Recientes

b) Laderas, rampas y mantos

c) Rampas fuertemente inclinadas

d) Laderas asociadas a las etapas tempranas del CVTa

1.8 Rampas laháricas con morfología lobulada

1.9 Rampas onduladas: avalancha de escombros

2. *Volcánico Explosivo*

- 2.1 Laderas de explosión
- 2.2 Laderas de colapso de domo
- 2.3 Cicatriz de colapso
- 2.4 Borde caldérico
- 2.5 Cráter freatomagmático

Formas asociadas al relieve volcánico

- a) Cráter cerrado
- b) Cráter en herradura
- c) Laderas interiores de cráter
- d) Fondo de cráter

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

3. *Volcánico*

- 3.1 Asociado a calderas:
 - a) Laderas interiores:
 - Explosivas-subsidencia
 - Efusivas postcaldéricas
 - b) Laderas exteriores
- 3.2 Laderas escalonadas: flujos piroclásticos
- 3.3 Volcán de escoria

4. *Relieves Graníticos*: laderas convexas, cúpulas y crestas

5. *Relieves Metamórficos*: lomeríos aislados de esquistos y gneiss

RELIEVE EXÓGENO

6. *Erosivo Fluvial*

- 6.1 Valles fluviales
 - a) < 20 metros de profundidad
 - b) 20 a 40 metros de profundidad
 - c) > 40 metros de profundidad

6.2 Circos erosivos

- a) Activos
- b) Inactivos

6.3 Laderas fluviales-gravitacionales de valles profundos

6.4 Lomeríos: abanicos aluviales antiguos

7. *Acumulativo Fluvial*

7.1 Llanura aluvial

7.2 Terrazas fluviales

7.3 Abanicos aluviales

7.4 Mantos aluviales: abanicos yuxtapuestos

7.5 Rampas detríticas complejas: graníticas y piroclásticas

8. *Erosivo Gravitacional*

8.1 Circos:

- a) Desprendimiento
- b) Deslizamiento

8.2 Superficie de deslizamiento

9. *Acumulativo Gravitacional*

9.1 Mantos coluviales

9.2 Depósitos volcánico-gravitacionales

9.3 Depósitos de deslizamiento

9.4 Flujos de lodo:

- a) Lóbulos
- b) En gradería

SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Escarpes

Cimas convexas

Contactos:

- a) Reales
- b) Inferidos
- c) Diferidos

Líneas de flujo en abanicos

Nivel altitudinal relativo

RELIEVE ENDÓGENO

Agrupar formas de relieve que tienen su origen en la dinámica interna de la Tierra (procesos magmáticos intrusivos, volcánicos y tectónicos), de esta manera la corteza terrestre se modifica de manera continua. La zona que se estudia se caracteriza por un predominio de relieve volcánico, lo que deriva en una amplia variedad de morfologías.

1. Volcánico Acumulativo

Este rubro hace referencia a la acumulación de materiales asociados a diferentes procesos volcánicos; las formas de relieve que se analizan en este apartado conservan su morfología original.

1.1 Complejo Volcánico Tacaná (CVTa): V. Chichuj, V. Tacaná, V. San Antonio

El Complejo Volcánico Tacaná, está compuesto por tres estratovolcanes que han ganado altura y volumen a partir de la constante emisión de lavas y piroclastos (de composición andesítica) desde el Pleistoceno Tardío a la fecha (Mora et al., 2004). La orientación de los edificios es NE-SW; las laderas que los constituyen son homogéneas en su morfología e inclinación ($\sim 40^\circ$), no obstante es posible observar evidencias de destrucciones parciales (explosiones o colapsos volcánicos). En general las estructuras tienen una forma de medio cono truncado y sus cimas están coronadas por domos andesíticos (Fig. 27).

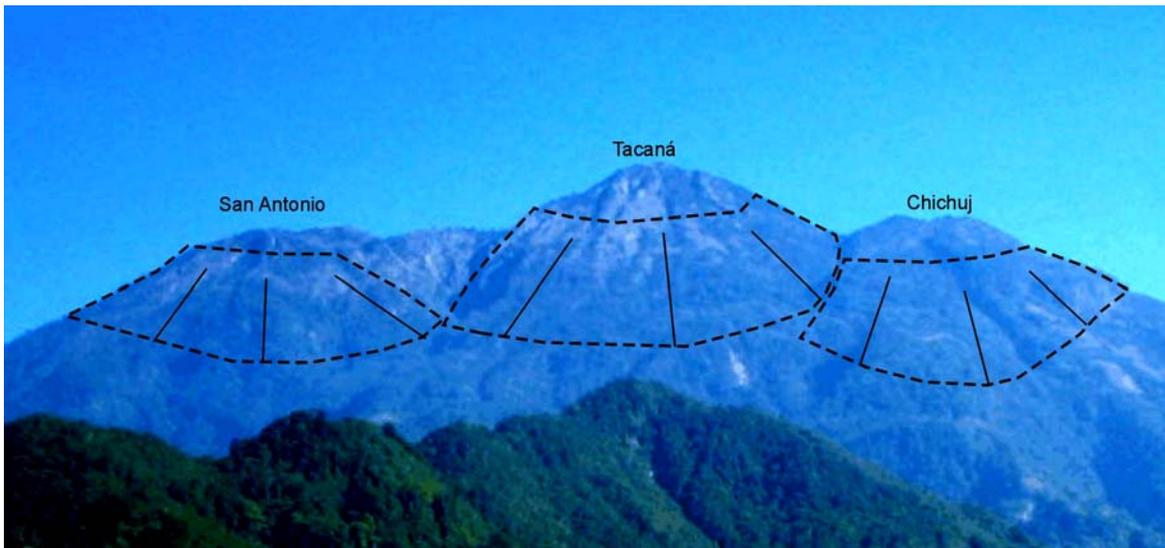


Figura 27. El Complejo Volcánico Tacaná se constituye de tres estratovolcanes.

La disección fluvial define un patrón de drenaje radial centrífugo que involucra a todo el CVTa; los ríos alcanzan hasta 40 metros de corte vertical, pero en la mayoría de los casos este dato no representa una erosión fluvial real, debido a que los valles han tenido su desarrollo en depresiones preexistentes; es decir, fronteras entre coladas de lava. La permeabilidad de los flujos lávicos no permite que el drenaje se densifique, no obstante existan las condiciones pluviales para mantener escurrimientos constantes (precipitación media anual de 4000 mm: INEGI, 2010).

V. Chichuj. Este volcán no muestra su morfología original, sin embargo supone un cono truncado. Hay que mencionar que la presencia de un flujo piroclástico emplazado en el flanco E, interrumpe la continuidad de la estructura. De esta manera en el Chichuj se reconocen sectores norte y sur. Su porción cumbral presenta un cráter abierto (hacia el NW y W), en donde se distingue atrio y fondo de cráter, formas de relieve en las que los procesos erosivos no han dejado huella. El cráter y los elementos que lo componen, seguramente fueron de mayor dimensión respecto a los que se observan ahora; dos medias lunas (Fig. 28) y que están parcialmente sepultadas por el domo central (3780 msnm) y flujos piroclásticos.

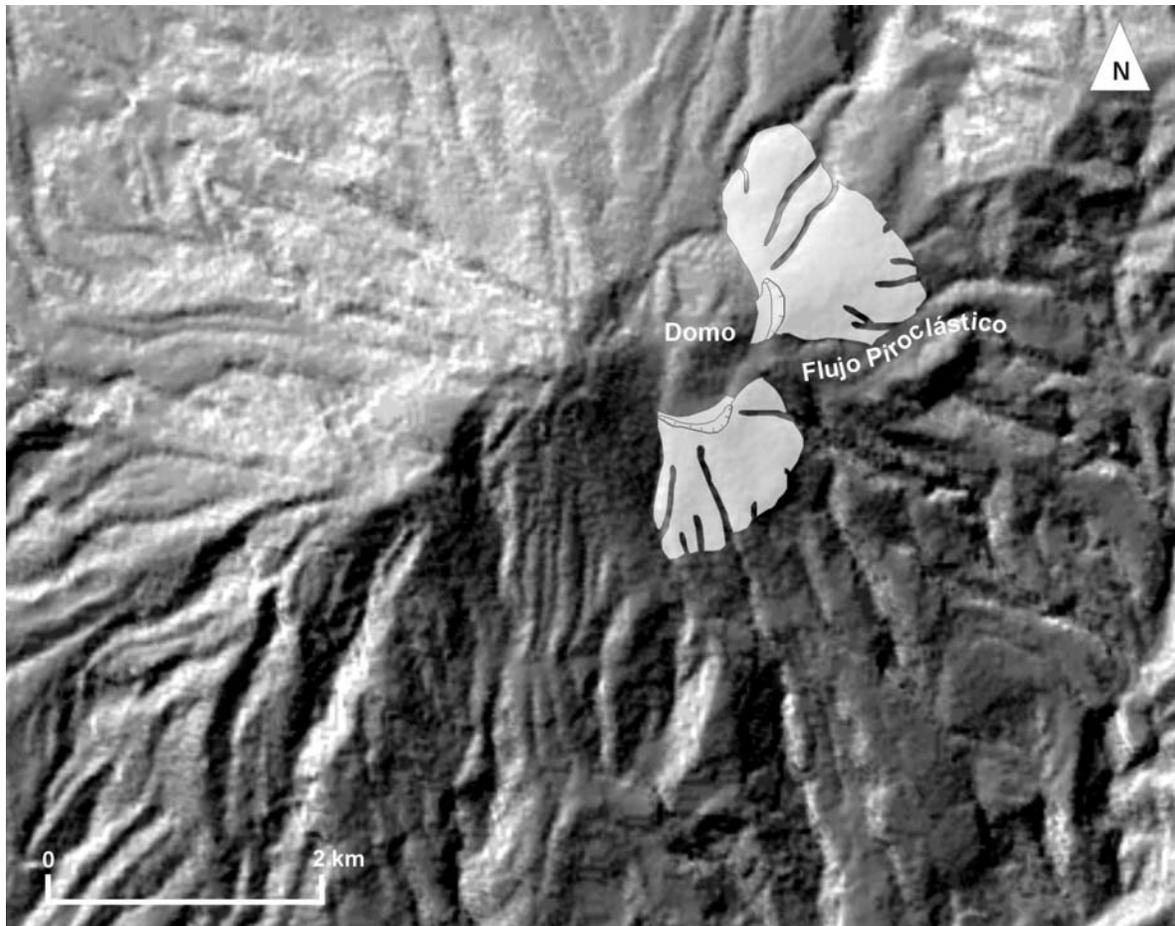


Figura 28. El volcán Chichuj es la estructura más antigua del CVTa y ocupa la porción NE del conjunto. El Modelo Sombreado del Terreno (MST) será la base en donde serán representadas a manera de áreas las formas de relieve que se analizan en este capítulo, los detalles de cada una de ellas; así como su simbología, se encuentran en el mapa geomorfológico anexo. Este criterio es válido para el resto de las figuras que componen el apartado.

V. Tacaná. La morfología que presenta el volcán es de cono truncado, interrumpido en su continuidad en el sector occidental, como consecuencia de un derrumbe parcial del edificio (~26 000 A.P.). El Tacaná representa la unidad mejor conservada de todo el conjunto. En su cima existen morfologías vinculadas con actividad explosiva reciente, entre ellas se identificaron escarpes de colapso y cráteres freáticos; de estos, uno se configura en *media luna* (Fig. 29).

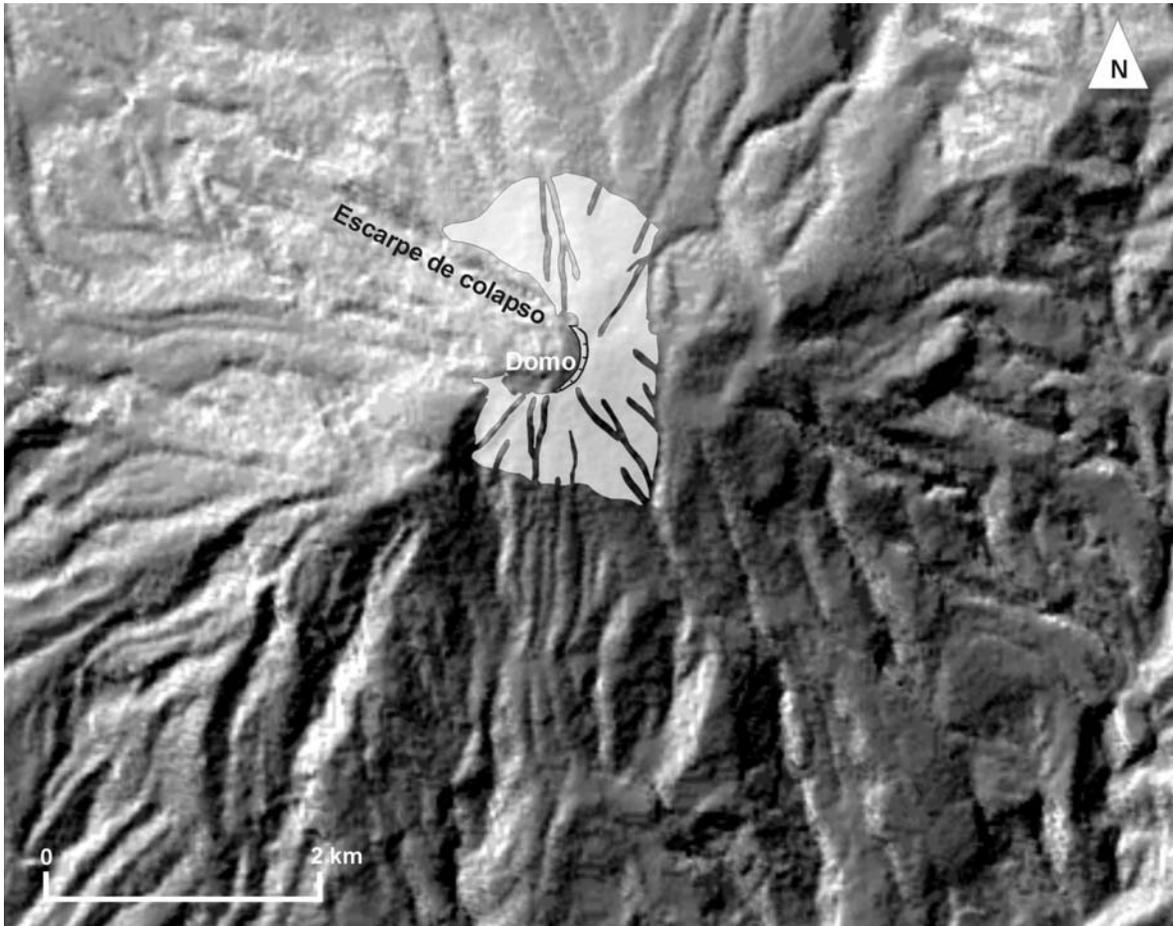


Figura 29. El Tacaná es el principal foco emisor y durante su evolución ha presentado eventos efusivos y explosivos.

V. San Antonio. Es la estructura más reciente del CVTa, sin embargo su actividad explosiva ha modificado su morfología, a tal grado que pareciera un volcán muy erosionado y por lo tanto antiguo. La erupción peleana de 1950 A.P. fue la responsable de segmentar la estructura original del San Antonio con el emplazamiento de un extenso flujo piroclástico (SW), con lo cual se perdió la morfología de cono truncado asimétrico y alargado en su base (Fig. 30).

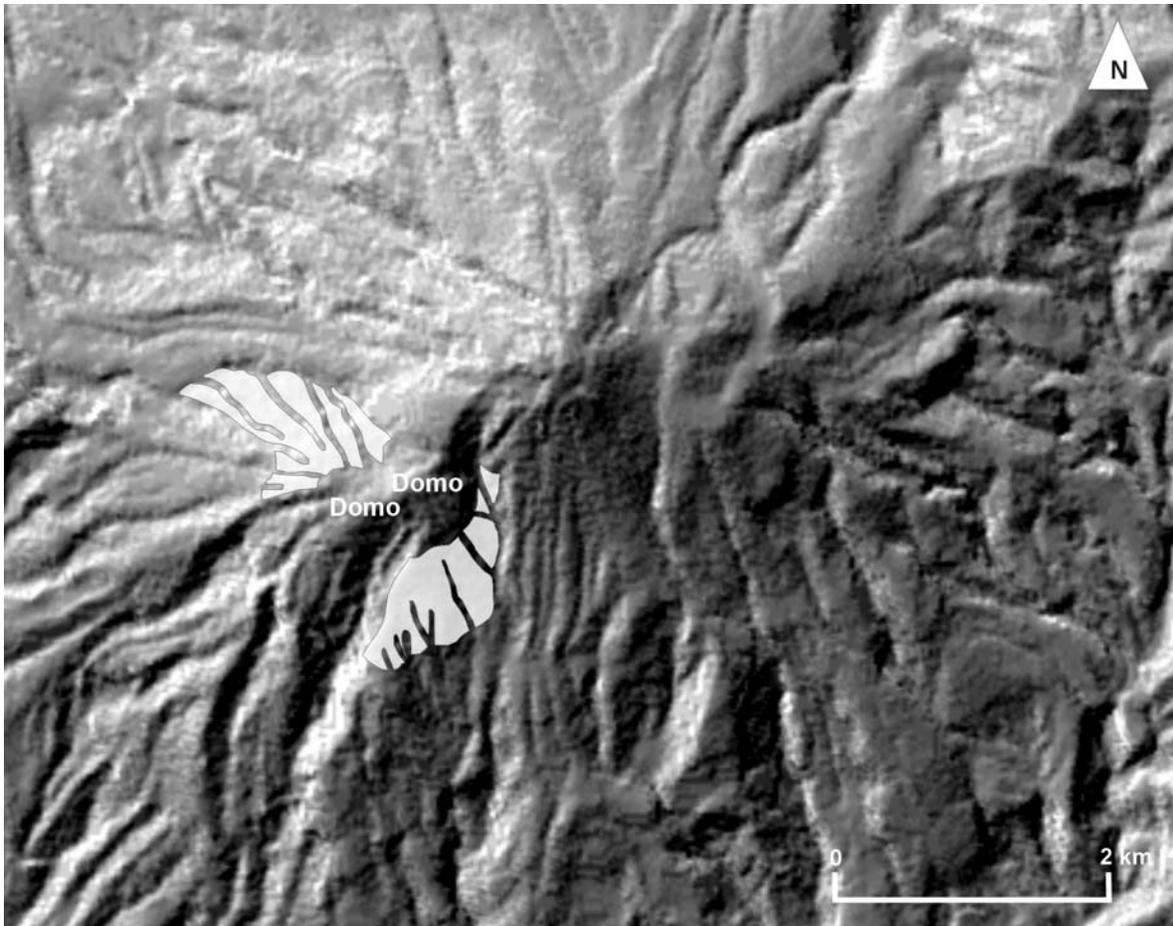


Figura 30. Volcán San Antonio, presenta una morfología de cono truncado asimétrico y alargado en su base, se encuentra interrumpido en el flanco SW debido a una explosión peleana que destruyo dicho sector.

1.2 Domos

Son formas de relieve volcánico producto de la acumulación paulatina en torno a un centro emisor de flujos de lava desgasificada y de baja temperatura ($\sim 700^{\circ}\text{C}$) (Schmincke, 2004). Se han reconocido 22 estructuras, clasificadas de acuerdo a la posición que guardan respecto a los focos emisores principales. De esta manera se tienen domos centrales y secundarios.

a) Centrales

Tienen desarrollo en la porción cumbre de los estratovolcanes del CVTa, en el Tacaná y Chichuj el domo prácticamente cubrió al cráter, que quedo reducido a una media luna; en el San Antonio dos domos ocuparon la totalidad de su cima. El último se conoce como Plan de la Ardillas y se ubica entre el Tacaná y el San Antonio. Todos ellos presentan morfologías cupuliformes variadas y se asocian con el término de los periodos eruptivos de cada uno de los volcanes (Fig. 31).

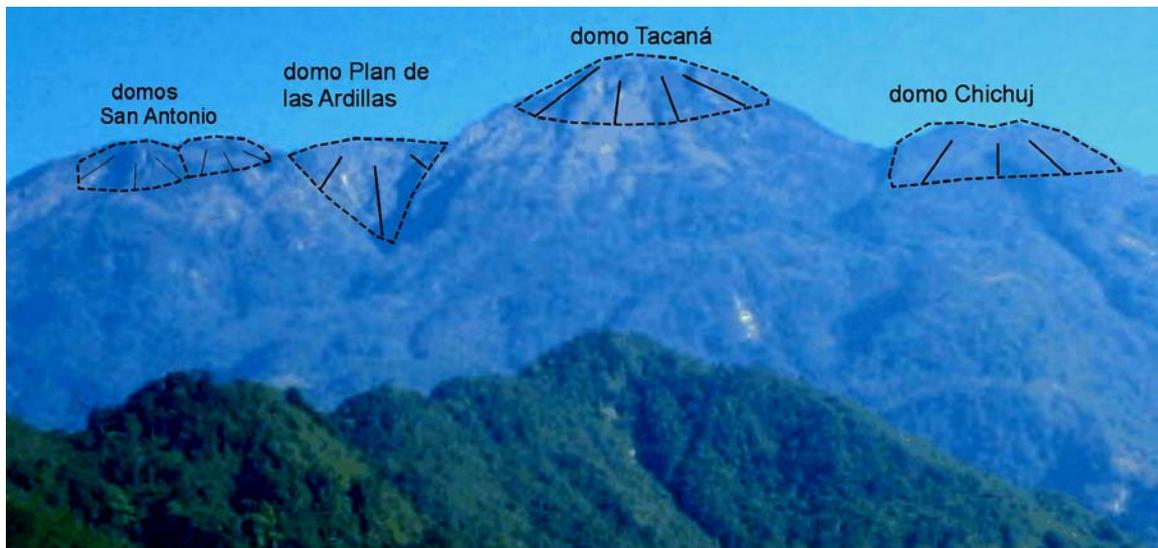


Figura 31. Domos centrales coronando la porción cumbral del CVTa su morfología es variable, de cúpula para el del Tacaná, cúpula elipsoidal para el del Chichuj, de *gota de agua* y media campana para los del San Antonio y de domo-mesa para el Plan de las Ardillas.

El domo del Tacaná tiene una morfología de cúpula simétrica, alcanza desde su base 180 m, sus laderas se inclinan hasta 30° y su diámetro es de 500 m aproximados. En algún momento de su desarrollo emitió por su flanco occidental coladas de lava de corta longitud.

En el Chichuj el domo es una cúpula ligeramente elipsoidal, sus laderas se inclinan hasta 40° excepto en su porción oriental en donde existe una cicatriz de colapso; su altura es de 480 m, medidos desde su base.

La cima del San Antonio está ocupada por dos domos yuxtapuestos, ambos con una morfología de cúpula asimétrica, el del NE tiene una altura es de 360 m y sus laderas alcanzan una inclinación de hasta 33° . El domo del SW, alcanza los 280 m de altura y la pendiente máxima de sus laderas es de 30° . De estas dos unidades la más reciente corresponde a la del domo NE, ya que se encuentra en una posición altitudinal relativa más alta.

El domo Plan de las Ardillas presenta una morfología compleja (domo de cima plana), la porción cumbral es de una convexidad no muy marcada, mientras que los bordes tienden a ser rectos y se inclinan hasta 45° . Esta estructura se emplaza entre el volcán San Antonio y el Tacaná (Fig. 31 y 32).

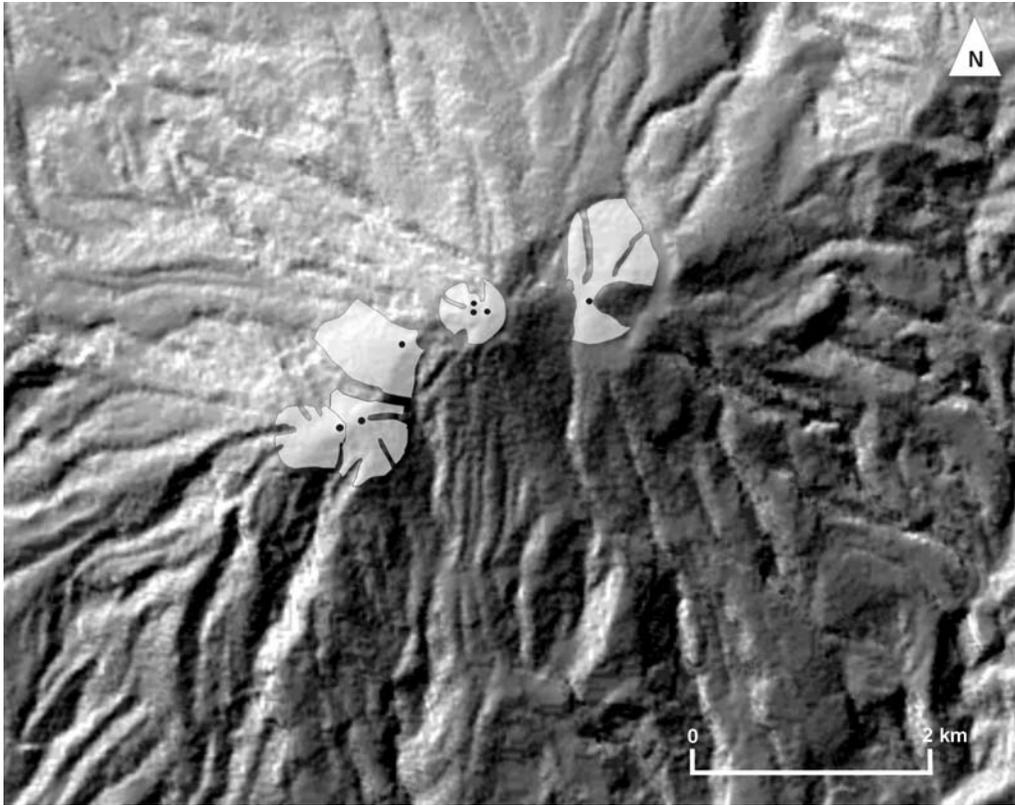


Figura 32. Los domos centrales ocupan la cima de las principales estructuras volcánicas del CVTa. El punto más alto se representa con puntos negros.

b) Secundarios

Este tipo de estructuras (un total de 16) se localizan en el norte de la zona de estudio, se vinculan a edificios caldéricos; excepto uno que se localiza en la vertiente E del volcán Chichuj. Para su análisis se han agrupado en los siguientes sectores: Sibinal, San Rafael, Chanjale y ladera E: Chichuj.

En el sector Sibinal existen ocho domos cuyas diferencias morfológicas permiten establecer una edad relativa. En el NW del borde caldérico se localizan los dos más recientes; sus laderas son convexas y rectas, sin rasgos erosivos significativos. No definen una morfología en particular, pero destaca la longitud de su eje mayor, debido a la influencia de una pendiente pronunciada y homogénea que condicionó el desplazamiento de las lavas.

En el sureste de la caldera se emplaza el domo más antiguo de este conjunto; sus laderas están modeladas por una red fluvial semiradial densa, con cabeceras a manera de circos y erosión remontante activa. De esta manera la morfología original (de campana asimétrica) se ha perdido.

El resto de los domos se encuentran en la mitad oriental de la caldera, presentan una forma convexa asimétrica, que está siendo afectada por el desarrollo de circos erosivos; no obstante se pueden distinguir muchos de sus rasgos primarios y esto los enmarca en una edad intermedia o transitoria entre los más jóvenes del NW y el más antiguo del SE (Fig. 33).

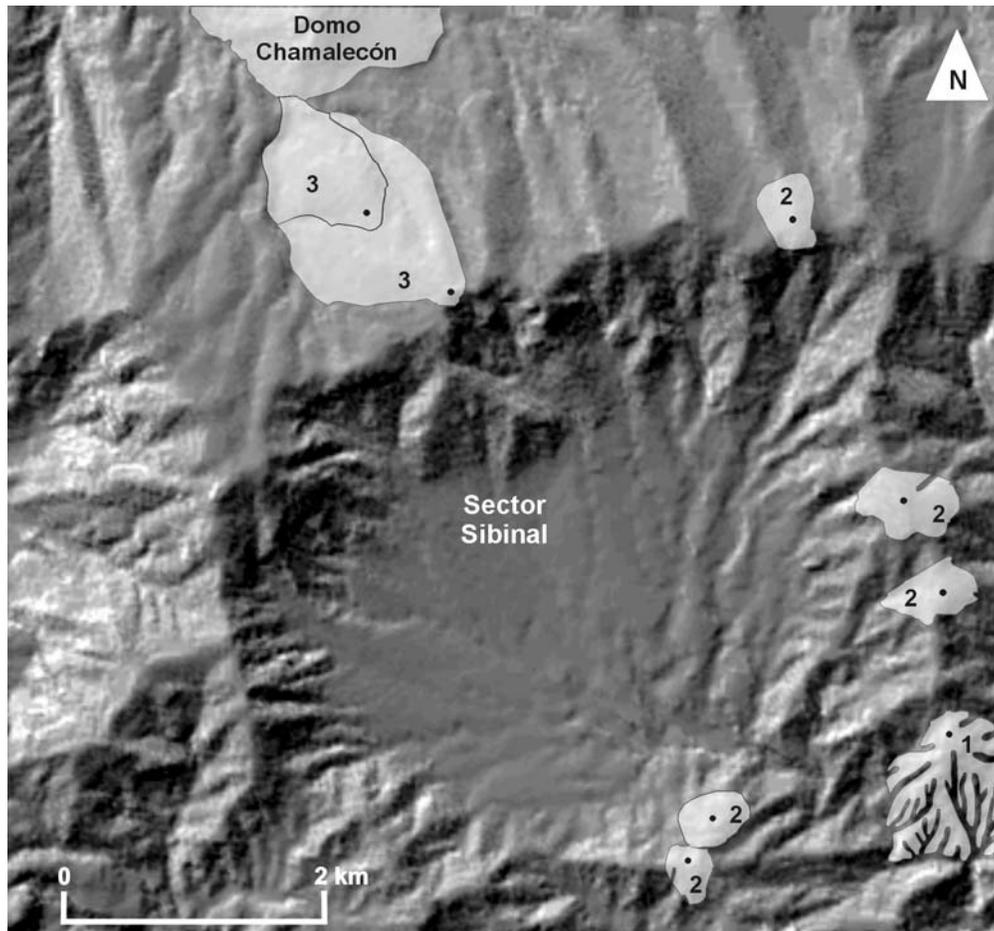


Figura 33. Domos en la caldera Sibinal. Los números que aparecen en cada uno de ellos indican su edad relativa, determinada en función de su morfología. El más antiguo (1) presenta una mayor disección en sus laderas; los de edad intermedia (2) conservan la mayoría de sus rasgos primarios, características que los enmarcan como de transición. Las estructuras más recientes (3) se localizan al NE y no presentan rasgos significativos de erosión.

En la Caldera San Rafael se ubican cuatro domos con morfología diversa, que pone de manifiesto distintos rasgos erosivos; a partir de este hecho es posible asignarles una edad relativa y analizarlos. El más antiguo se localiza al E, entre las calderas San Rafael y Sibinal, en él existen circos erosivos, tanto activos como inactivos; presenta una red fluvial radial centrifuga densa, en general su morfología es convexa asimétrica con cima plana.

El resto de los domos puede considerarse de edad intermedia, en ellos los sistemas fluviales han desarrollado valles profundos y circos de erosión (activos e inactivos). En general presentan una morfología convexa asimétrica, en donde el eje mayor indica la dirección general del terreno (Fig. 34).

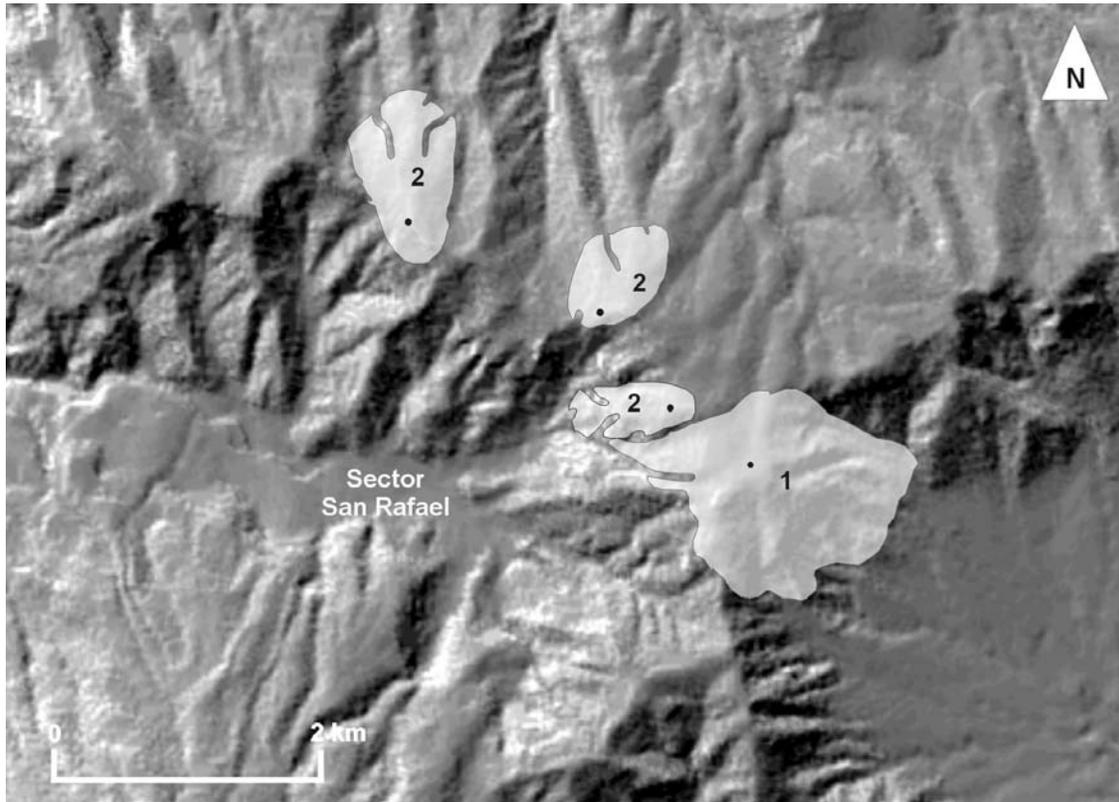


Figura 34. Domos en la caldera San Rafael. El más antiguo (1) es a su vez el de mayores dimensiones de toda la zona de estudio. Las estructuras de edad intermedia (2) conservan rasgos primarios, pero la erosión remontante y la disección vertical están modificando la morfología convexa asimétrica.

En la caldera Chanjale existen tres domos. La morfología más antigua corresponde a la estructura que se localiza en el borde N. Su desmantelamiento está regido por la erosión fluvial y gravitacional, la forma original de este domo posiblemente fue de cúpula asimétrica.

Sobre el borde superior W existen dos domos de morfología de cúpula asimétrica, las vertientes del E, en ambos casos, fueron destruidas de manera parcial por la actividad caldérica. Por otro lado, los flancos occidentales tienen una mínima evidencia de erosión; por lo tanto ambas estructuras se han considerado con una edad relativa reciente (Fig. 35).

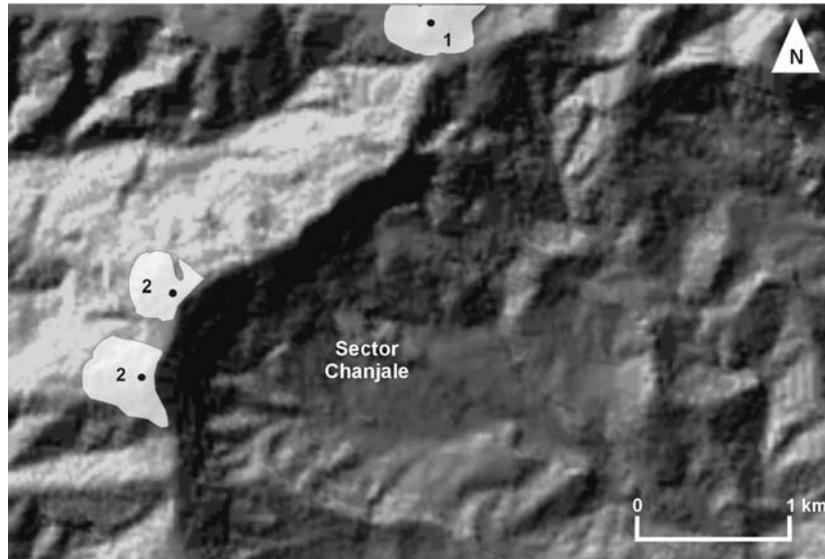


Figura 35. Domos secundarios que se localizan en Chanjale; el más modelado es el más antiguo y se localiza en el borde N. Al oeste los domos más recientes mantienen una morfología de cúpula asimétrica.

El último domo secundario se encuentra en la ladera E del Chichuj, ha sido cubierto por lavas y flujos piroclásticos, no obstante su morfología de campana simétrica es evidente, se le atribuye una edad relativa reciente (Fig. 37).

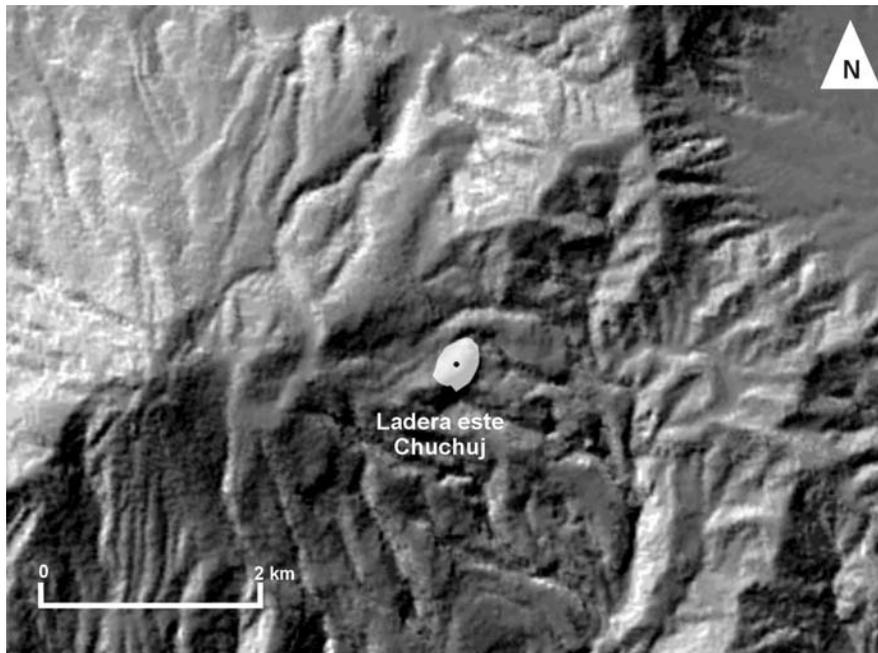


Figura 36. El origen de este domo no está asociado a las calderas, tampoco se puede establecer un vínculo con el Chichuj debido a la cobertura de lavas y piroclastos que lo cubren. La ausencia de rasgos erosivos en su morfología (campana simétrica) hace pensar que se trata de una estructura reciente

1.3 Volcanes de escoria

Presentan una morfología de cono truncado, sus laderas son regulares, en la mayoría de los casos tienen un cráter central, son de composición básica que varía entre los basaltos y las basalto-andesitas, y se construyen por la alternancia de lavas y piroclastos. En la zona de estudio se identificaron tres, el origen de dos de ellos están vinculado con fallas transcurrentes izquierda de rumbo E-W.

Dos de ellos se localizan al SE del CVTa y sus dimensiones son las siguientes: el occidental es el de menor tamaño con una base de ~140 m y 60 m de altura. El oriental presenta una base de ~500 m de diámetro y una altura de 100 m; éste sobreyace al primero y cubre más de la mitad de su área. Ambos conservan sus rasgos morfológicos primarios característicos (cráter, labio de cráter y atrio interior), no hay rasgos erosivos importantes, por lo que se consideran de reciente formación.

El tercer volcán de escoria interrumpe el borde norte de la caldera Chanjale; su origen se vincula con un sistema de fallas que no tiene expresión en el relieve, es una estructura de cono truncado de 850 m de base y 360 m de altura. Su porción cumbre no conserva sus rasgos primarios y además forma parte de una cabecera fluvial activa. Sus laderas presentan una erosión fluvial intensa, a partir de un drenaje que se dispone en un arreglo semiradial.

Existen evidencias morfológicas que relacionan las estructuras disyuntivas con la presencia de volcanes de escoria. Entre ellas, se identificaron lineamientos en donde domos, deflexiones fluviales, valles profundos rectilíneos y procesos gravitacionales, guardan un vínculo lineal con los conos (Fig. 37).

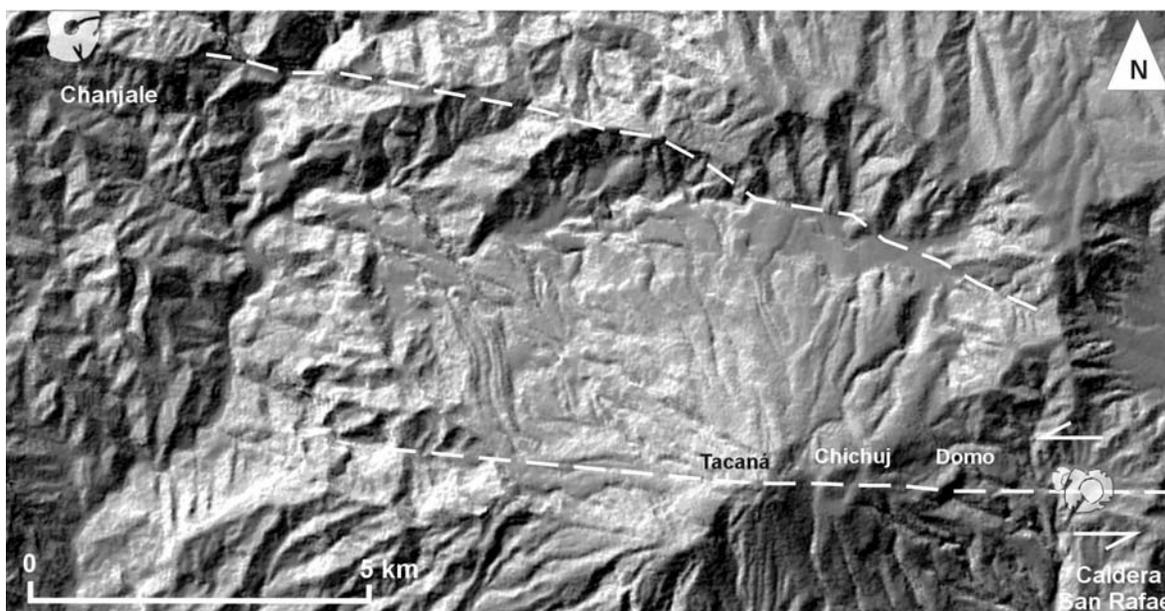


Figura 37. Los volcanes de escoria están asociados a la caldera San Rafael y Chanjale; su localización se relaciona con sistemas de fallas (líneas blanca discontinuas). Los conos escoriáceos tuvieron desarrollo en la zona de máximo desplazamiento-ruptura y se alinean con dos de las estructuras principales del CVTa. En Chanjale el cono de escorias está asociado a un sistema de fallas que no tiene una expresión directa.

1.4 Coladas de lava asociadas a: V. Chichuj, V. Tacaná, V. San Antonio, V. de escoria y domos.

Las erupciones efusivas en un volcán son comunes, a lo largo de su historia eruptiva generan coladas de lava, con morfología que depende de las características fisicoquímicas del magma que las constituye. Su longitud y espesor esta en función de la superficie donde se emplazan, en particular de la inclinación y rugosidad del terreno. Ambos factores pueden favorecer o retardar su recorrido, incluso determinar su expresión. En ellas existen rasgos primarios que permiten reconocer los flujos recientes: *levées* y crestas de compresión.

En la zona de estudio se han diferenciado 25 coladas de lava, cada una con distinta morfología. Para su análisis se han agrupado por centro emisor; las características morfológicas de cada grupo se explican a continuación:

a) V. Chichuj

Las lavas se distribuyen hacia el NE y SE del volcán, se consideran como las más antiguas del CVTa (García-Palomo et al., 2006). El sector más representativo, por área y extensión es el sureste, en el cuál adoptan una morfología lóbulada en escalones, definen escarpes de hasta 45° de inclinación y 260 m de altura. El flujo más corto llega al kilómetro y el más largo alcanza los 4 km de longitud.

La antigüedad de estas lavas se hace evidente en el desarrollo de un patrón de drenaje subdendrítico denso y la existencia de numerosos saltos de cabecera, lo que denota un mayor tiempo de exposición a los agentes de modelado.

En el sector NE existe un flujo que alcanza 1300 m de longitud, de morfología regular; no hay desniveles significativos en su superficie (Fig. 38).

b) V. Tacaná

Las lavas del Tacaná se distribuyen en tres sectores norte: oeste y sur. Los dos primeros son los más recientes e importantes en cuanto a su área y longitud. Las del sur son menos representativas y son más antiguas respecto a las anteriores, este hecho queda evidenciado con la existencia de un sistema fluvial bien integrado que las desmantela de manera paulatina.

El sector norte se compone de coladas yuxtapuestas en donde predominan las morfologías tabulares y lobuladas-escalonadas; todas ellas presentan rasgos recientes (*levées*, crestas de compresión) y representan los últimos eventos efusivos del Tacaná.

Del conjunto norte desatacan tres coladas por su longitud (2.5 km en promedio) y ocupan el piso altitudinal relativo más alto del sector. Todas ellas descienden desde la base del volcán Tacaná, en su porción distal definen escarpes de hasta 45° y alcanzan los 240 m de altura. Por debajo de este grupo de lavas recientes existen otras que también son muy jóvenes pero fueron extruidas en un evento anterior.

Con una longitud de 4.8 km y de 700 m de anchura promedio, la colada *Agua Zarca* ocupa el sector oeste del CVTa; su edad es de ~10 000 años (Macías et al., 2010). El flujo desciende desde la base del volcán; la regularidad de su morfología supone que sobreyace a un relieve preexistente suave.

Las lavas del sur ocupan un área menor con respecto al grupo anterior, presentan un sistema fluvial denso, característica que se asocia con superficies expuestas a periodos largos de erosión.

La inclinación general de las coladas es de 25° en promedio y sus longitudes varían entre 2-2.5 km. El flujo oriental se divide en tres *lenguas*. La colada occidental presenta una morfología más homogénea; sin resaltes y a manera de rampa; su avance logró una longitud máxima de 2.5 km. (Fig. 38).

c) V. San Antonio

Las coladas asociadas a este volcán son de composición basáltico-andesítica (Macías et al., 2000); se agrupan en dos sectores con respecto a su foco de emisión: NW y SE. El primero, agrupa cuatro unidades con lóbulos escalonados. Estas unidades subyacen al flujo Agua Zarca (Tacaná), por tanto su edad debe ser anterior a 10 000 años A.P., pero menor a 26 ka porque se encuentra por encima e la Avalancha Agua Caliente.

El sector SE está compuesto por tres flujos; uno central y dos laterales, el conjunto define una morfología escalonada; cada uno de los desniveles corresponde a un frente lávico. Los flujos laterales (oriental y occidental), conservan sus rasgos primarios (*levées*, crestas de compresión y un manto piroclástico superficial). En ambos casos no existen formas de erosión importantes (Fig. 38).

d) V. de escoria

Tres coladas integran este grupo, dos de ellas al oriente del CVTa, se asocian con la caldera San Rafael y una más al occidente vinculada con Chanjale.

Las lavas orientales presentan una potente cobertura de materiales volcánicos, que sólo dejan al descubierto el sector proximal. Los límites de estas pequeñas unidades, están definidos por profundos valles (>40 m) y saltos de cabecera activos. La colada norte alcanza una longitud visible de 160 m; la inclinación promedio de su superficie es de 20°. La sur tiene 700 m de largo, está segmentada por un valle profundo (~35 m).

El flujo occidental rompe la continuidad de la caldera Chanjale en su sector suroeste. Esta colada se divide en dos *lenguas*; una que se desplaza al interior de la caldera y otra que forma parte de las laderas exteriores. La superficie ha sido intensamente disecada (más de 40 m en sentido vertical) por la erosión fluvial, a partir de un drenaje subdendrítico denso (Fig. 38).

e) domos

Las lavas vinculadas a este tipo de estructuras son dos, una de ellas se asocia a un domo secundario (ladera E del Chichuj) y la otra a la cúpula central del Tacaná; ambas son emisiones viscosas y de poca extensión (1300 y 600 m, respectivamente). Las coladas definen en conjunto grandes escalones de hasta 160 m de altura (Fig. 38).

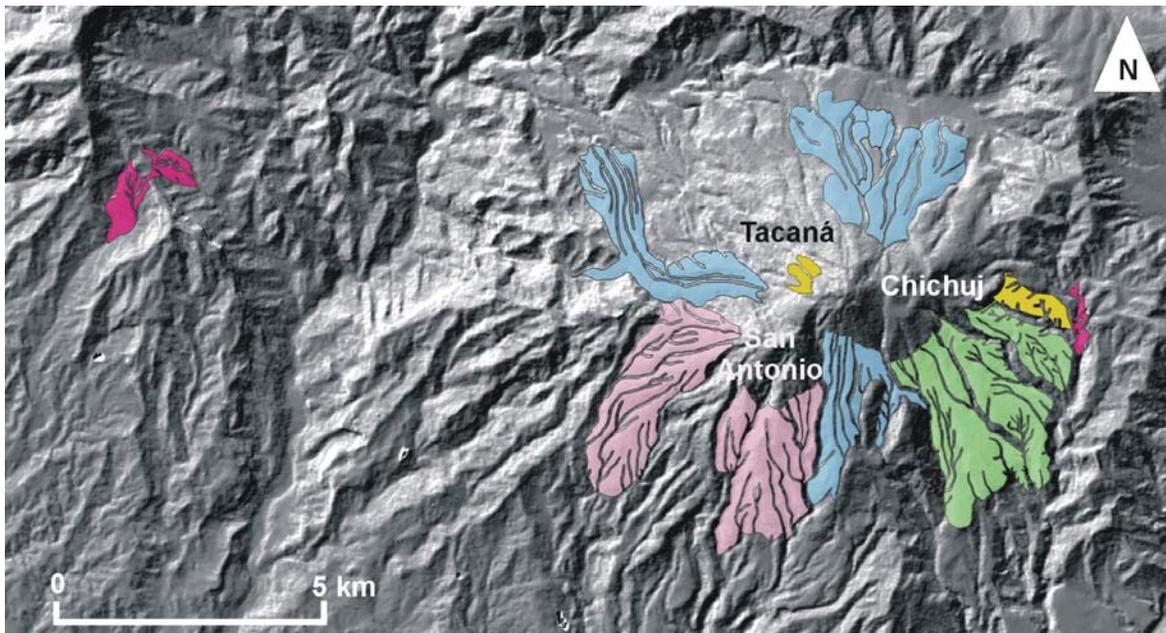


Figura 38. Coladas de lava: Chichuj (verde), Tacaná (azul), San Antonio (rosa), volcanes de escoria (magenta) y domos (amarillo).

1.5 Levées

Corresponden a bordes laterales que siguen la dirección general de un flujo lávico, se originan por un enfriamiento diferencial que permite que el sector central se mueva, mientras que las partes laterales endurecidas fingen como barrera. Cuando la expulsión de magma disminuye, el canal del centro se vacía y deja como huella crestas paralelas al flujo (levées) (Cas y Wright, 1993). Esta morfología es considerada primaria y asociada a flujos recientes. En la zona de estudio es característica de la colada Agua Zarca (~10 000 años A.P.), vinculada con el Tacaná (Fig. 39).

1.6 Crestas de compresión

Las crestas de compresión se definen como cordones transversales a la dirección general del flujo; su origen se asocia al enfriamiento y pérdida de velocidad del frente de la colada o por un alto en el movimiento, debido a resaltes u obstáculos topográficos (Ollier, 1972). En el área de estudio son características del sector norte del Tacaná donde los flujos son recientes (Fig. 39).



Figura 39. Levées y crestas de compresión asociados a lavas recientes del volcán Tacaná.

1.7 Relieves asociados a flujos piroclásticos

La destrucción parcial o total de domos y frentes de lava (tipo Unzen y Merapi; Ui et al., 1999), así como el colapso de una columna eruptiva generan corrientes turbulentas de material fragmentado (de ceniza, de pómez o de bloques y ceniza). Su movimiento está controlado por la gravedad y morfología del territorio. Se desplazan pendiente abajo por el fondo de los valles o sobre las laderas, dejando en ellas coberturas de espesor variable (Cas y Wright, 1993).

En la zona de estudio se identificaron un total de trece depósitos, distribuidos de manera heterogénea; su análisis se hace a partir de su morfología y edad absoluta y relativa.

a) Mesiformes

Este tipo de relieves se origina por la acumulación de grandes volúmenes de piroclastos, que sepultan formas preexistentes hasta formar superficies amplias, planas o ligeramente onduladas.

La morfología mesiforme es posterior al depósito piroclástico y se atribuye a un modelado fluvial intenso, que ocurre en las laderas de los valles como consecuencia de la susceptibilidad que tienen los piroclastos a ser removidos por los escurrimientos. De esta manera los barrancos comenzaron a crecer en profundidad y anchura, hasta definir el relieve mesiforme (Fig. 40). Tomando en cuenta la morfología y en algunos casos edades absolutas estas estructuras se dividen en antiguas, de transición y recientes.

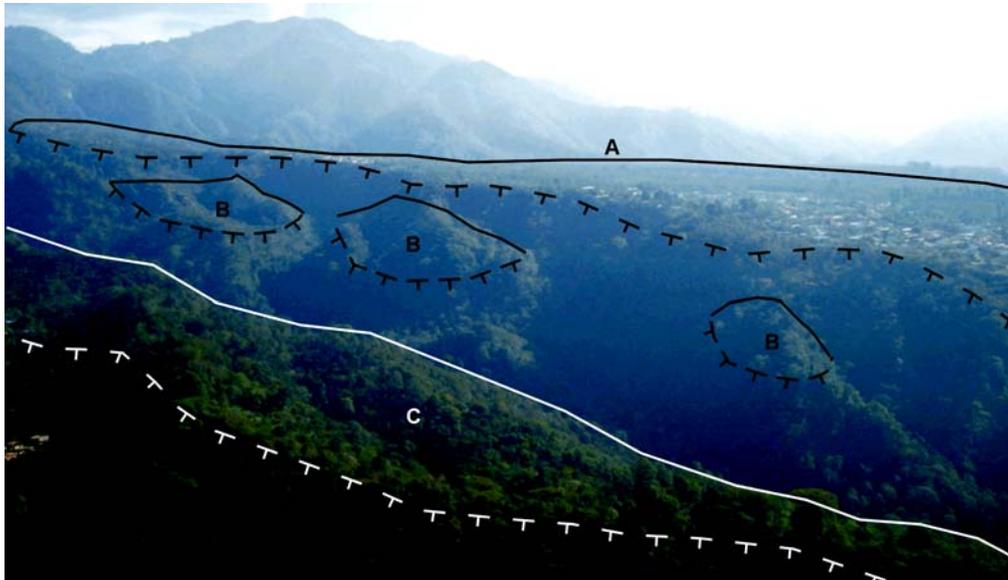


Figura 40. Mesas piroclásticas de superficie plana (A), la pendiente del terreno es de 2 a 5 grados; relictos (B), estas superficies fueron separadas del cuerpo principal debido a una intensa erosión remontante (saltos de cabecera); superficie piroclástica ondulada (C), la pendiente general es de 18°.

-Antiguos

Su antigüedad se deduce por su posición altitudinal relativa (más baja con respecto a los relieves adyacentes y a terrenos de génesis similar). Otra evidencia son los bordes escarpados que las limitan; estos en planta se dibujan sinuosos debido a la presencia de circos erosivos y saltos de cabecera activos.

Los escurrimientos se han encargado de separar sectores más pequeños del conjunto, este hecho a dado como resultado superficies a manera de *islas*, que están limitadas en todos sus bordes por valles escarpados de hasta 240 m de profundidad. Hay que mencionar que estas pequeñas mesas se encuentran a diferentes alturas, lo que pone de manifiesto por lo menos dos pulsaciones en el evento que originó todo el conjunto.

Los ríos que inciden en las porciones cumbreles tienen un patrón subparalelo, en respuesta a una morfología plana que se inclina de manera paulatina sin presentar desniveles de altura. La profundidad de los valles que se asocian a este sistema, son menores a los 20 m, no presentan afluentes, son rectilíneos y de longitud hasta de 3 km; en general no hay rastros erosivos de importancia en la porción cumbrele de estas superficies (Fig. 41).

-De transición

Estos relieves, en general están mejor conservados que la unidad anterior. Las superficies interfluviales son más anchas, lo que indica que los valles que las limitan, tienen menos afluentes y los saltos de cabecera no son numerosos o están inactivos. En conjunto sobre esta superficie se desarrolla un patrón de drenaje subparalelo poco denso. Esta unidad es atribuida a una explosión que tuvo el Tacaná hace 28 000 años (Macías, 2005), por lo que sus depósitos se encuentran en una posición estratigráfica superior a la de las mesas antiguas (Fig. 41).

-Recientes

Definen una superficie con una morfología de transición, entre rampa y mesa, está limitada por escarpes que tienen una altura entre 20 y 100 m. Su origen está relacionado con el volcán San Antonio y su edad se estima en 1950 años A.P. (Macías et al., 2000). Los depósitos que constituyen a este relieve, ocupan la posición más alta en la columna estratigráfica (Fig. 41).

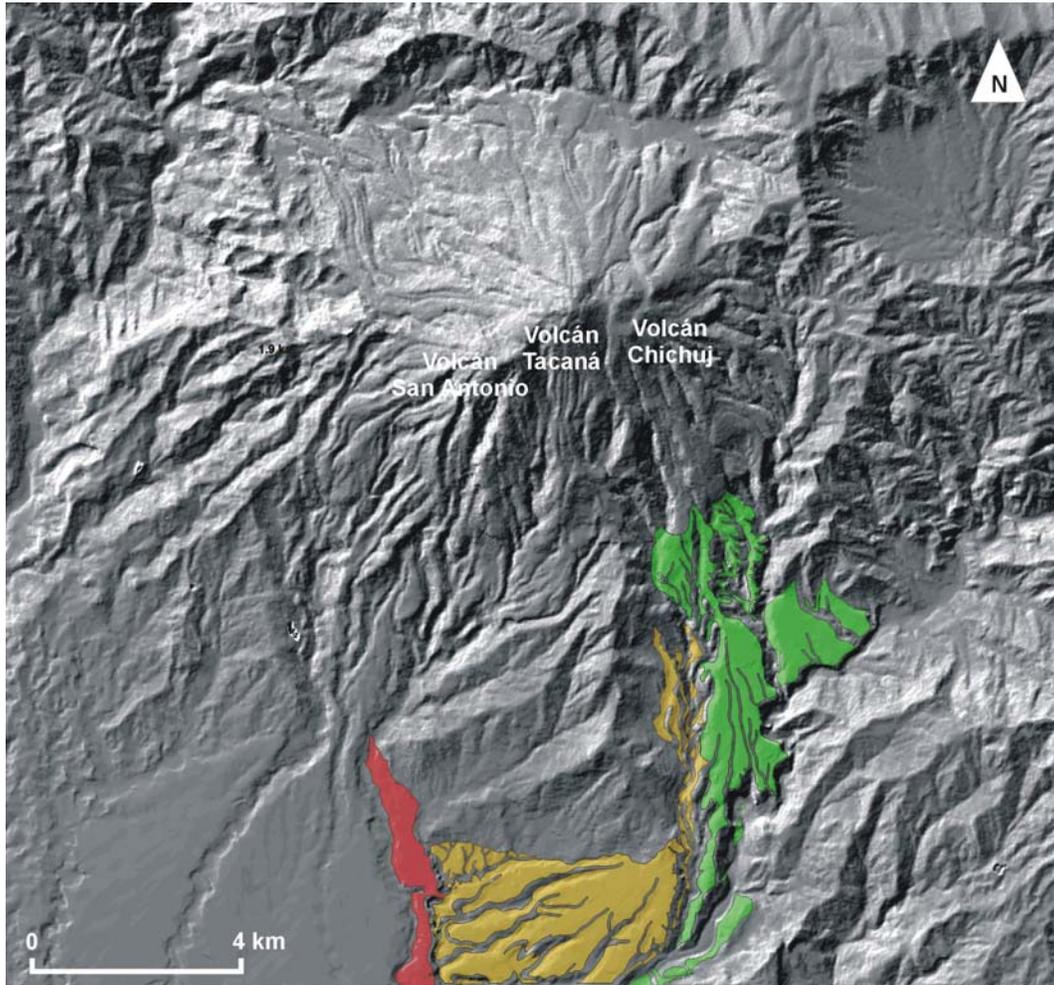


Figura 41. Mesas piroclásticas antiguas, se desconoce el origen y la edad (verde); intermedias, 28 000 años A.P.: Tacaná (amarillo); recientes, 1950 años A.P.: San Antonio (rojo).

b) Laderas, rampas y mantos

Las laderas tienen una morfología variada, son heterogéneas en inclinación, orientación, longitud y geometría; en total son cuatro y constituyen los flancos del Tacaná (S y NW), del Chichuj (E) y del San Antonio (SW). Estas superficies están modeladas por densos drenajes con patrones subparalelo y subdendrítico. La presencia de erosión remontante se hace evidente a partir de saltos de cabecera activos. En conjunto, estos sectores definen un terreno escalonado, en donde cada desnivel puede corresponder con el frente de pulsos piroclásticos. La ladera del Chichuj sale de este patrón, ya que adopta una forma de lóbulo alargado (Fig. 42).

Las laderas piroclásticas del Tacaná son dos: la sur cubre una superficie de $\sim 4 \text{ km}^2$, su morfología es irregular con numerosos desniveles topográficos; su origen se asocia a un evento explosivo de hace 40 000 años (Macías, 2005).

La noroeste abarca un área de 5.3 km^2 , con morfología (Fig. 42) similar a su equivalente sur, y su origen está relacionado con explosiones menores sucedidas después del colapso parcial (26 000 años A.P.: Macías et al., 2010).

En el volcán San Antonio existe una unidad de este tipo, cubre un área de 4.9 km^2 , su morfología es de gradería con numerosos escalones (escarpes) de 40 a 60 m de altura. Se asocia a los eventos explosivos de hace 1950 años A.P. (Macías et al., 2000) (Fig. 42).

La ladera piroclástica más pequeña, de 1.9 km^2 , de la zona de estudio se asocia al volcán Chichuj. Su morfología es de lóbulo alargado y escalonado, cada desnivel es un escarpe abrupto de 60 a 100 m de altura. Su origen se explica por la destrucción parcial del domo central hace 28 000 años A.P. (García-Palomo et al., 2006). Con las evidencias estratigráficas-geomorfológicas se deduce que el origen de la ladera en cuestión tiene la misma edad, ya que no le sobrepasa ningún otro tipo de material volcánico (Fig. 42).

Las rampas se localizan en el sector NW del volcán Tacaná, también se constituyen de flujos piroclásticos, no obstante la morfología es diferente. El rasgo distintivo de las rampas, es la inclinación suave de sus superficies (15° , promedio).

Su origen está vinculado a un episodio explosivo (26 000 años A.P.: Macías et al., 2010), la morfología sugiere que los flujos piroclásticos se emplazaron sobre un relieve donde predomina la geometría convexa, posiblemente flujos de lava o depósitos de avalancha. Esta idea surge por la disposición que tienen los ríos principales y sus tributarios (drenaje subparalelo), en donde la erosión vertical de los valles alcanza hasta 100 m de profundidad, separan unidades del relieve y hacen evidentes las fronteras geomorfológicas (Fig. 42).

Los mantos se disponen a manera de planicies ligeramente onduladas o subhorizontales, cubren un área de 2.1 km^2 . Se encuentran separados por cauces fluviales ($>40 \text{ m}$ de profundidad), presentan frentes escarpados atribuidos a la erosión remontante. Su formación se dio al emplazarse los materiales piroclásticos sobre zonas planas (Fig. 42).

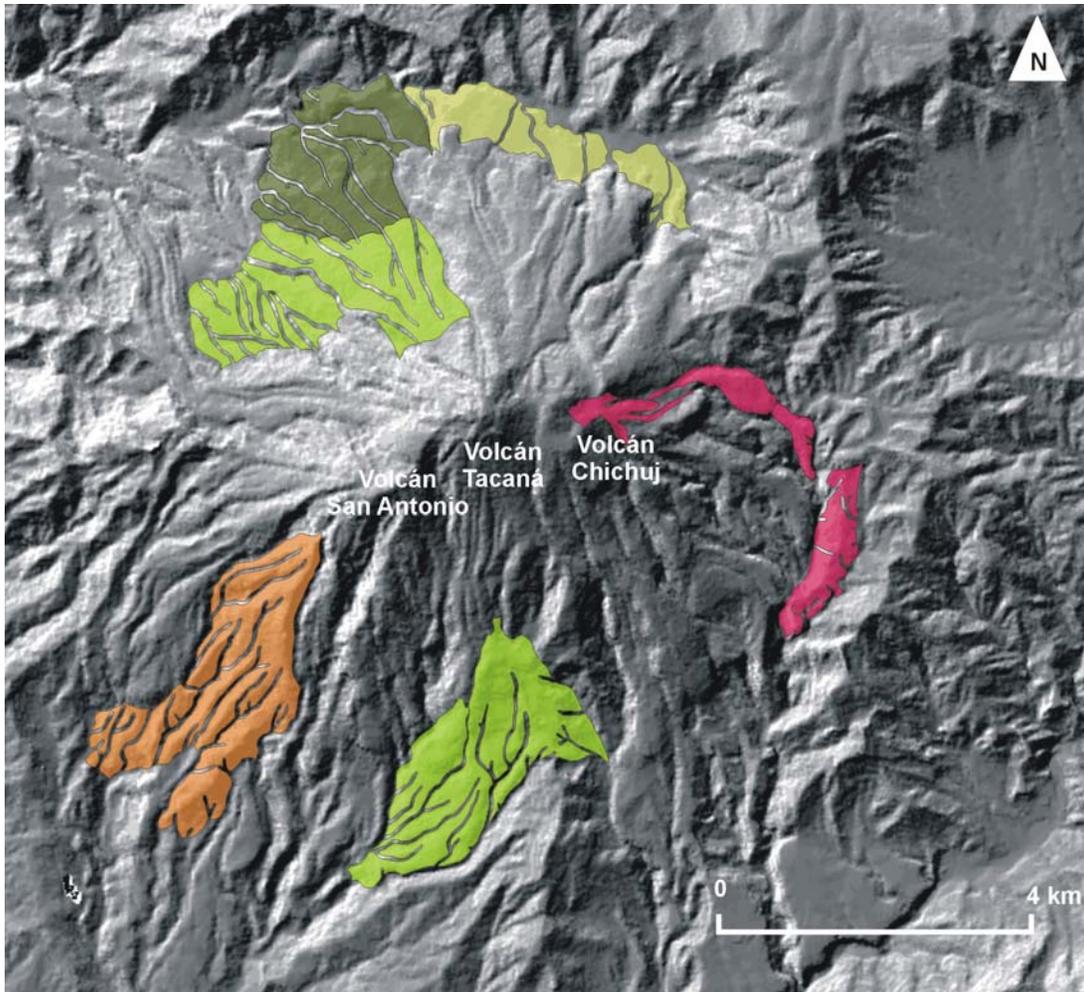


Figura 42. Laderas, rampas y mantos. Tacaná (verde manzana), Chichuj (rosa) y San Antonio (naranja). Las laderas piroclásticas se distribuyen principalmente en los flancos inclinados del CVTa. Las rampas (verde olivo) representan el sector más distal hacia el norte, cubren relieves antiguos y representan formas de relieve de transición entre terrenos abruptos y los de pendiente más suave. Los mantos (verde claro) definen terrenos con poca inclinación por lo que su morfología es a su vez subhorizontal a ondulada.

c) Rampas fuertemente inclinadas

Superficies asociadas a una deposición piroclástica de corto recorrido y escaso volumen. Son cubiertas que se emplazan sobre las laderas superiores del edificio, de ahí su fuerte inclinación y morfología homogénea. Existen dos unidades de este tipo en la zona de estudio, una de ellas se asocia con el volcán Tacaná (NW) y la otra con el San Antonio (SW).

La primera tiene una geometría recta con una inclinación de 33° , presenta escarpes en su porción más distal, es decir, hacia el NW. El drenaje que las modela es subparalelo, poco denso y sin afluentes, la superficie no muestra rasgos de erosión significativos. Su origen está asociado a explosiones de baja intensidad provenientes del último domo cumbral del Tacaná, por lo que su edad se enmarca durante el Holoceno (Fig. 43).

Al suroeste del San Antonio se localiza la segunda unidad y su inclinación general es de 31° . Las laderas son rectas y en la porción distal del depósito existen escalonamientos que definen un relieve en gradería, disecado por cauces poco profundos y sin tributarios. Su formación se vincula con los últimos eventos explosivos de la erupción peleana hace 1950 años A.P. (Fig. 43).

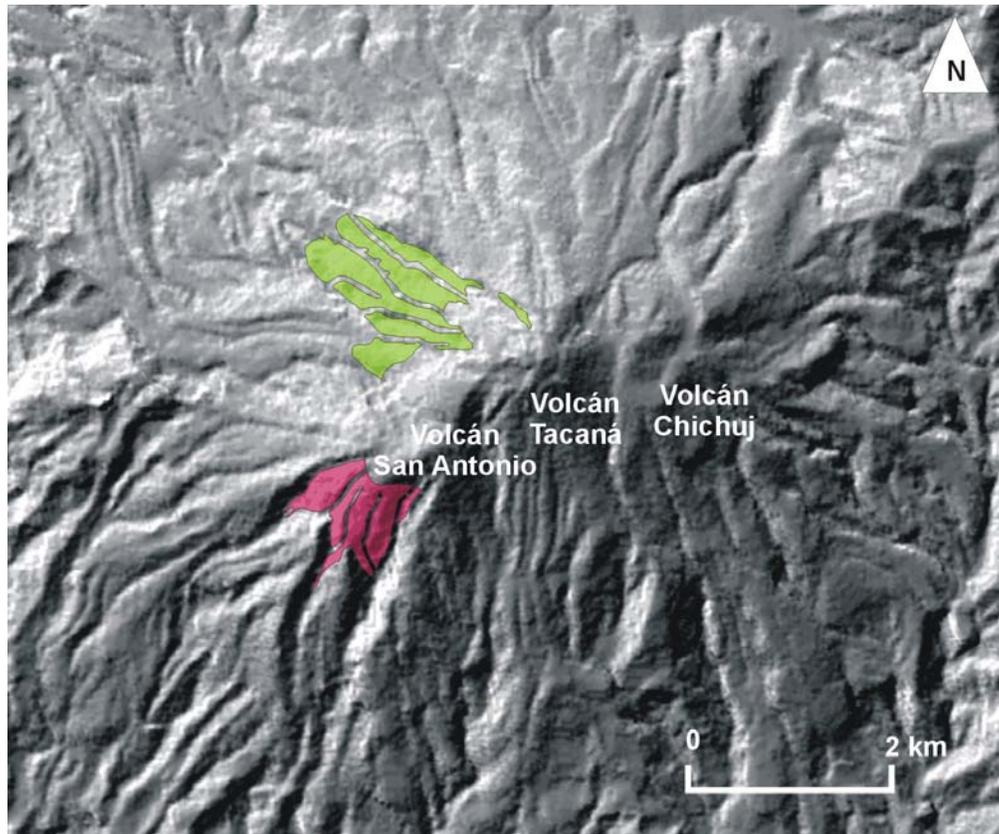


Figura 43. Laderas holocénicas, no muestran rasgos de erosión significativos.

d) Laderas asociadas a las etapas tempranas del CVTa

Estos depósitos representan los periodos explosivos más antiguos, forman el basamento sobre el cual se formaría el CVTa. La morfología de estos terrenos es irregular y su antigüedad hace compleja su interpretación.

Esta unidad agrupa dos sectores, el primero se localiza al sur del Chichuj, con morfología de escarpes discontinuos asociados a una intensa erosión fluvial y gravitacional. Los valles están dispuestos en forma semiradial (40 m de profundidad).

La segunda unidad se encuentra al suroeste del San Antonio, se trata de una superficie que mantiene un drenaje dendrítico muy denso y activo que ha borrado la morfología original; la disección vertical es de 200 m (Fig. 44).

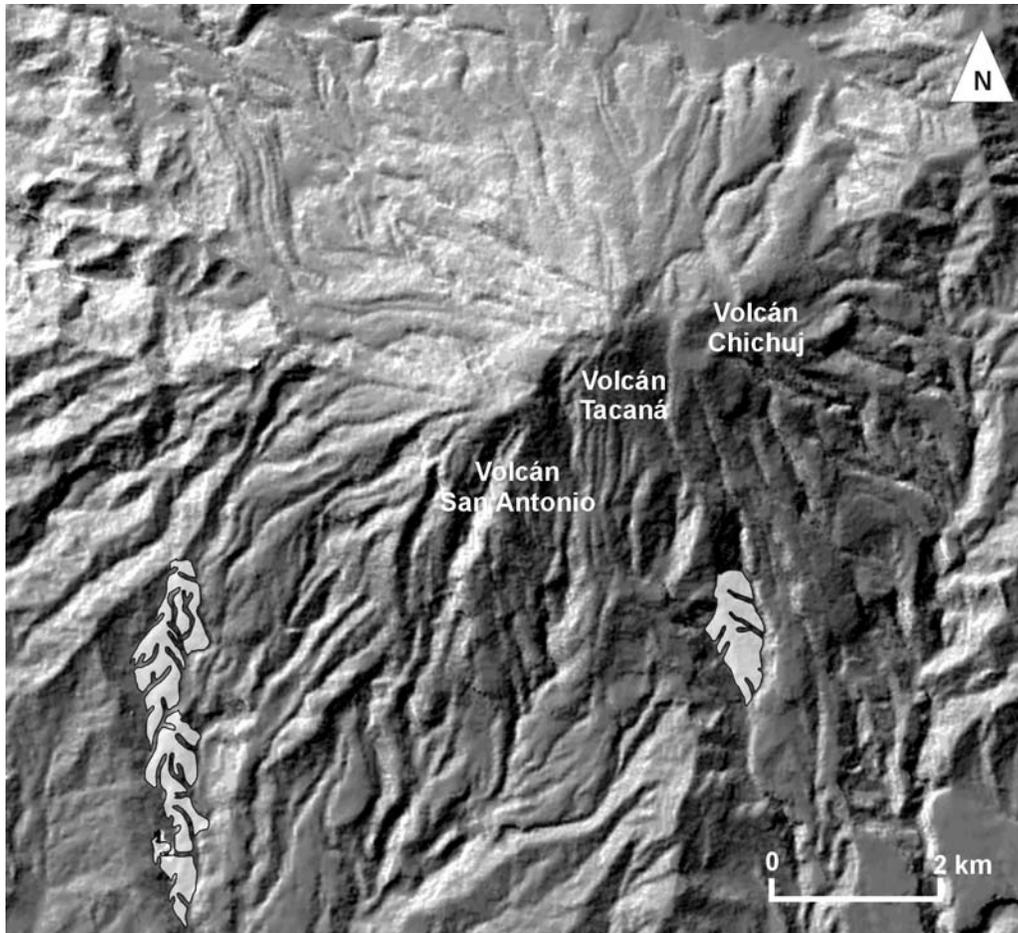


Figura 44. Estos relieves representan el basamento del CVTa; la morfología irregular producto de una intensa erosión fluvial, ha borrado todo rastro que permitiera asociar los depósitos a un evento en particular y por tanto a un foco de emisión.

1.8 Rampas laháricas con morfología lobulada

Esta unidad se vincula con flujos rápidos, mezcla de agua y escombros sobre las laderas de un volcán (Smith y Fritz, 1989; Rodolfo, 1989). En la zona de estudio estos terrenos se localizan al sur del volcán San Antonio, presentan una morfología lobulada de potentes y numerosos flujos de lodo, en donde, los interfluvios son amplios sin ningún rasgo erosivo significativo. Todos ellos están limitados por escarpes de 80 m de altura, promedio. Estas características puntualizan su origen, conocido como lahar secundario, asociados a precipitaciones copiosas que ocurrieron durante el episodio eruptivo principal, o bien años después (Thouret y Lavinge, 2000).

El territorio lahárico está desmembrado por valles fluviales de 80 m de profundidad, que se organizan en un patrón subdendrítico bien integrado. Los ríos principales están distribuidos de tal manera que en apariencia definen cinco *subunidades* laháricas, cada una de ellas adopta una expresión de flujo independiente; probablemente ese es su origen. También cabe la posibilidad de que se trate de un solo evento con diferentes pulsaciones. Cualquiera que sea el caso, estos depósitos se vinculan a la erupción peleana del volcán San Antonio 1950 años A.P. (Macías et al., 2000) (Fig. 45).

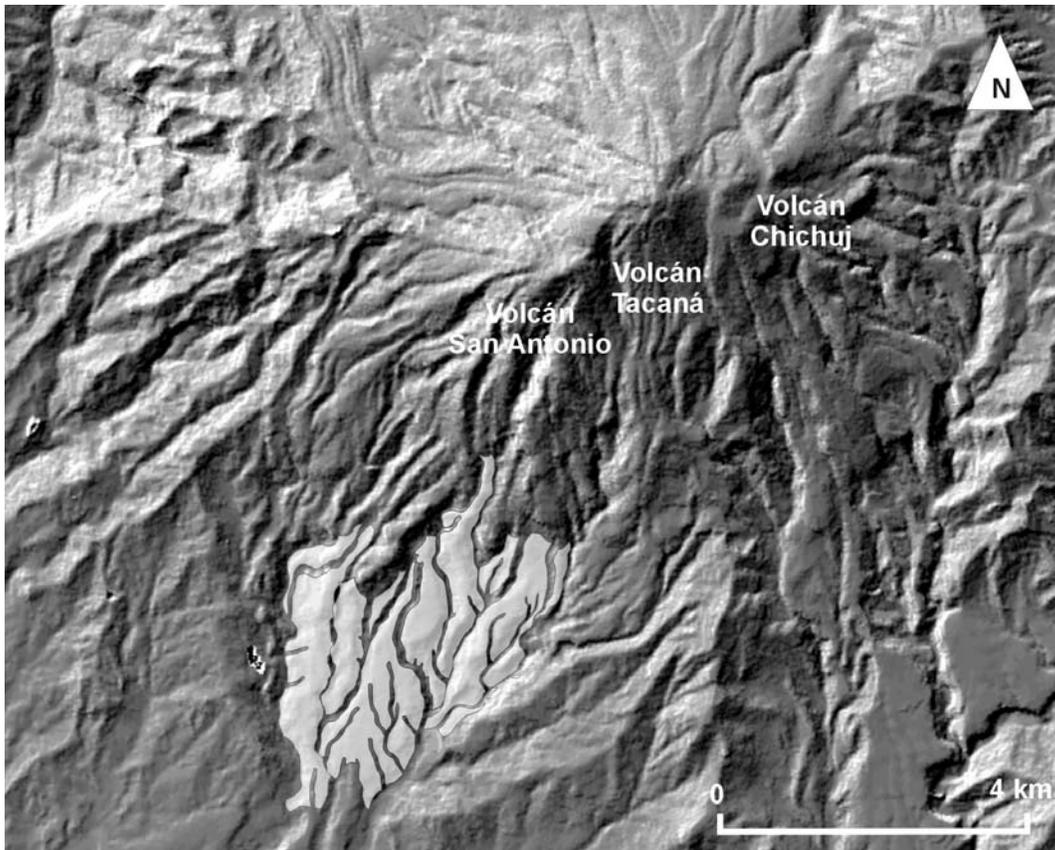


Figura 45. Las rampas laháricas tuvieron su origen en la removilización de los materiales volcánicos provenientes de la última erupción explosiva del volcán San Antonio. Se observan los lóbulos asociados a lahares.

1.9 Rampas onduladas: avalancha de escombros

Las avalanchas de escombros tienen su origen cuando se desliza un flanco del edificio volcánico; una vez que sucede los materiales involucrados se desplazan como un cuerpo masivo y llegan a extenderse por varios kilómetros (Schmincke, 2004). En la zona de estudio y vinculados con el Tacaná se presentan dos tipos de morfología, la primera de rampa y la segunda a manera de lengua (al NW y al N; respectivamente).

La avalancha del noroeste se origina a partir de un colapso ocurrido hace 26 000 años A.P., el depósito resultante recibe el nombre de Agua Caliente (Macías et al., 2010). En ella se observa lomas aisladas de hasta 40 m de altura, algunas de ellas definen geometrías cónica y convexa (*hummocks*).

La segunda, al parecer corresponde a la porción distal de un depósito de mayores dimensiones, cubierto por coladas de lava recientes. Por su localización, su origen se asocia al volcán Tacaná (ladera norte); no obstante, no existe evidencia geomorfológica de colapso. En general, la superficie de esta pequeña unidad no presenta rasgos erosivos de importancia, por tanto mantiene una expresión uniforme (Fig. 46).

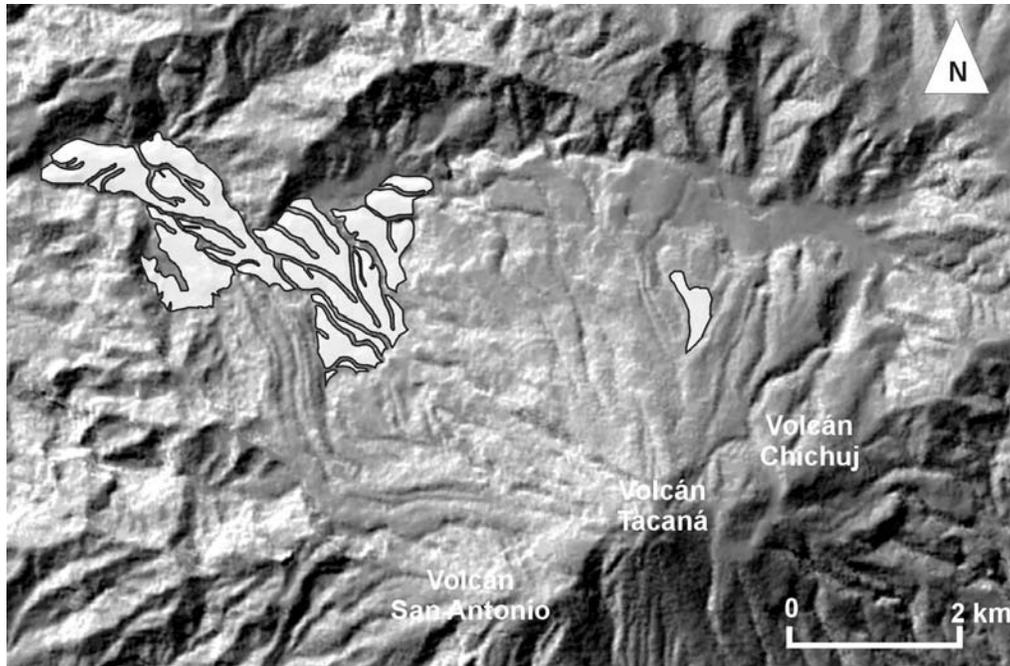


Figura 46. Las rampas onduladas asociadas a colapsos volcánicos involucraron las laderas noroeste y norte del volcán Tacaná.

2. Volcánico Explosivo

La actividad volcánica violenta es un mecanismo de creación de relieve. La ocurrencia de este tipo de actividad sucede de las siguientes maneras: cuando el magma enriquecido de volátiles, los libera de manera explosiva, colapsos de cámara magmática (calderas), actividad freatomagmática y deslizamiento de laderas volcánicas (Schmincke, 2004).

2.1 Laderas de explosión

Son superficies escarpadas que en algunos sectores llegan a ser francas, se localizan en la vertiente SW del volcán San Antonio y son dos. La pared oriental tiene una longitud de 1100 m y su altura máxima es de 200 m; la ladera occidental es un escarpe de 1200 m de longitud y un desnivel de 180 m.

Su posición, una enfrente de otra permite interpretarlas como parte de un amplio cráter en herradura (abierto hacia el SW), que quedó sepultado en el sector de máxima curvatura por los domos cumbres recientes del volcán San Antonio. Entre las laderas existe una depresión que está parcialmente cubierta, no obstante la morfología cóncava es aún visible y rompe la continuidad del edificio principal (Fig. 47).

2.2 Laderas de colapso de domo

Se trata de relieves con morfología cóncava delimitada en su parte superior por un escarpe a manera de circo, en la zona de estudio se encuentran sobre los domos del Tacaná y del Chichuj. En el primer caso existe un escarpe de morfología irregular, con una altura relativa de 100 m y un ancho máximo de 160 m. En el segundo, se presenta la misma morfología; la altura relativa es de 180 m y el ancho promedio es de 400 m.

Su génesis se asocia a colapsos gravitacionales que involucran las laderas fuertemente inclinadas de los domos centrales, hecho que se ve confirmado por relieves piroclásticos en la base de ambas laderas (Fig. 47).

2.3 Cicatriz de colapso

La evidencia de esta forma de relieve es un escarpe con un desnivel de 160 m, que tiene paredes con inclinaciones mayores a 55° . En planta los escarpes se observan a manera de *festones*. Este relieve es testigo de uno de los eventos volcánicos más violentos dentro de la historia eruptiva del CVTa, que dio origen a la avalancha de escombros *Agua Caliente* (26 000 años A.P., Macías et al., 2010).

La morfología original era de un cráter en herradura dispuesto sobre el flanco NW del Tacaná, sin embargo el emplazamiento de nuevos relieves volcánicos han sepultado la depresión, la cicatriz opuesta que debería encontrarse al sur está cubierta por piroclastos y por la colada Agua Zarca (Fig. 47).

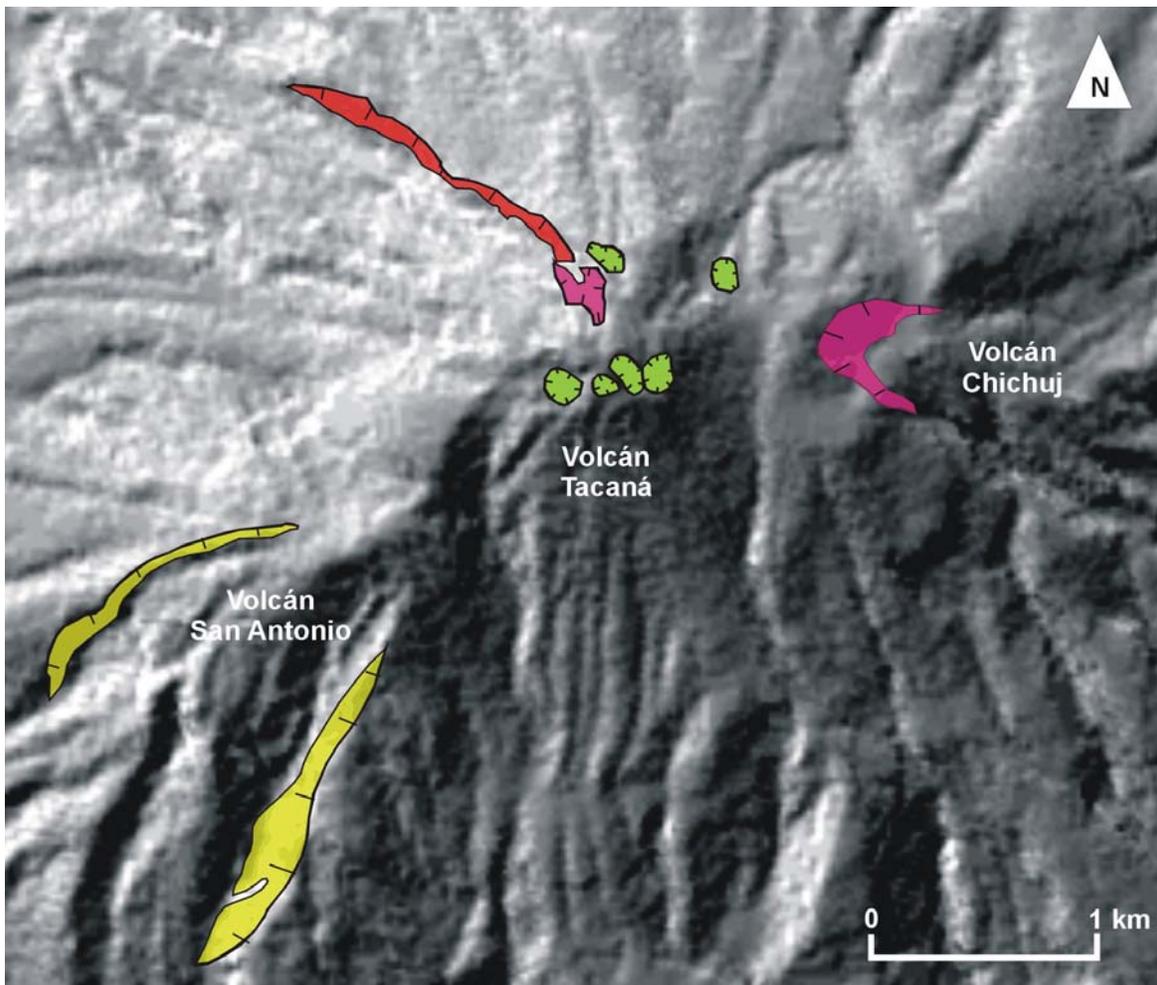


Figura 47. Relieves asociados a la actividad explosiva del CVTa. Laderas de explosión (amarillo) asociadas al San Antonio; laderas de colapso en domos (rosa), asociadas a las cúpulas centrales (Tacaná y Chichuj); cicatriz de colapso (rojo) y cráteres freatomagmáticos (verde) en el Tacaná.

2.4 Borde caldérico

Es una superficie estrecha, alargada e irregular de amplitud variable, geometría convexa-aguda en perfil y cóncava en planta (Fig. 48), característica de la cumbre de las calderas. Representa el límite entre las laderas exteriores e interiores de estos edificios.

Las cuatro calderas que existen en la zona de estudio presentan borde, mismo que registra hasta los mínimos procesos erosivos debido a su efímera área y a su sensible posición altitudinal. Los fluviales y gravitacionales lo hacen discontinuo e irregular en sus fronteras; las fallas activas desfazan el interfluvio caldérico y se interrumpe su continuidad por la presencia de domos y volcanes cineríticos.

En la mayoría de los casos existe un borde caldérico por estructura, sin embargo hacia el NE; entre la Sibinal y San Rafael, el cordón cumbral es compartido y sirve de frontera entre las respectivas laderas interiores de colapso-explosión. La anchura máxima en este sector es de 100 m y la mínima de veinte.

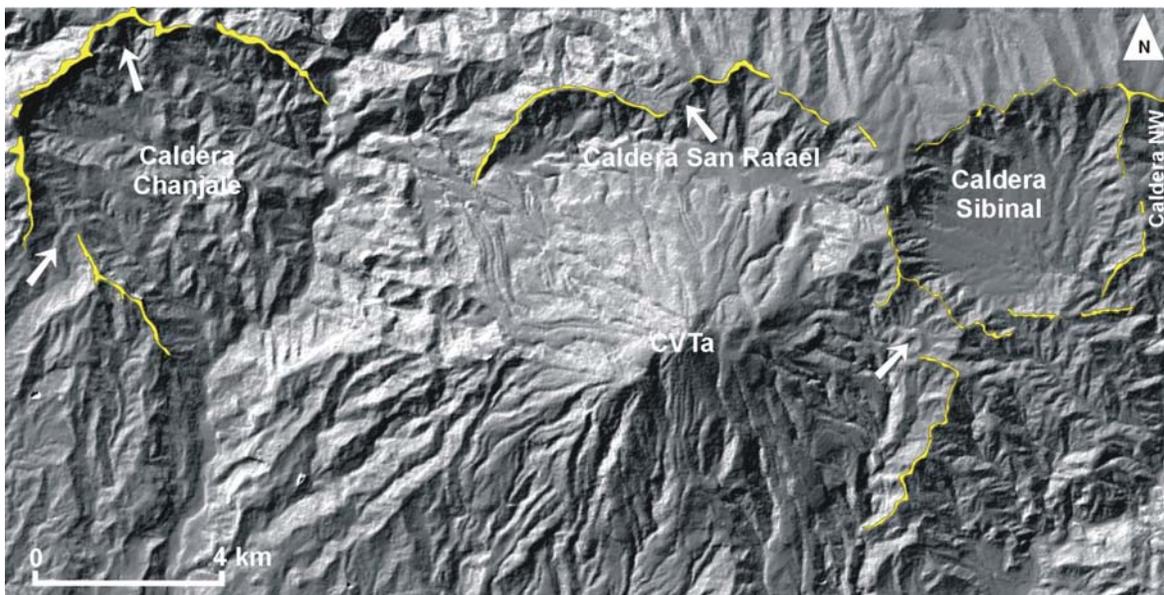


Figura 48. Bordes caldéricos (amarillo). Zonas desfazadas por la actividad de fallas: ⇨ .

2.5 Cráter freatomagmático

Estas formas de explosión se caracterizan por presentar morfología de circular a semicircular, con diámetro de entre 60 a 160 m. Se generan cuando el magma interactúa con mantos freáticos, por lo que pueden tener un pequeño cuerpo de agua en su interior (Fig. 47).

Estas formas son exclusivas del volcán Tacaná, se observan en la cumbre y se vinculan con las erupciones freáticas modernas de 1949-1950 (Macías, 2005). Por otro lado, se sabe que durante la erupción de 1986 se generó una depresión de este tipo hacia la base de la cicatriz de colapso, cerca de los 3600 msnm (De Cserna et al., 1988; de la Cruz-Reyna et al., 1989), sin embargo, no fue posible detectar esta depresión en la fotointerpretación.

Formas asociadas al relieve volcánico

a) Cráter cerrado

Son depresiones volcánicas con morfología circular o semicircular, comunes en los edificios volcánicos con actividad reciente; sin embargo, en la zona de estudio no es la condición que prevalece. Dentro de este rubro se contemplan los cráteres freatomagmáticos.

b) Cráter en herradura

Son depresiones abiertas hacia un flanco del edificio; su origen contempla los siguientes aspectos: emisiones constantes de lava hacia un sector de la estructura, el colapso parcial de una ladera o por el avance de la incisión fluvial (saltos de cabecera) hacia la cima de la estructura. En la zona, los cráteres en herradura están presentes en el Tacaná, Chichuj y en los volcanes de escoria.

c) Laderas interiores de cráter

Son formas cóncavas de laderas abruptas que convergen hacia el centro de la depresión, la profundidad y la inclinación son variables; estos aspectos dependen de la intensidad del último evento eruptivo. En la zona de estudio se presentan a manera de *media luna* en el Tacaná y Chichuj; así como en los volcanes de escoria.

d) Fondo de cráter

Es la parte más deprimida del interior de una estructura volcánica, por lo general suele ser una área plana; en la zona de estudio es posible observarlos en el Chichuj.

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Agrupar formas de relieve de origen endógeno que han perdido sus rasgos primarios por la acción de los procesos exógenos. La morfología que resulta, dependen de la susceptibilidad de las rocas al efecto de los distintos agentes de erosión.

Las unidades que forman parte de este grupo son antiguos edificios volcánicos, relieves asociados a rocas graníticas y de sustrato metamórfico.

3. Volcánico

Se conforma de estructuras y depósitos asociados a un vulcanismo antiguo, cuyo relieve original ha sido desmantelado, principalmente, por la actividad fluvial. El sustrato que lo constituye, al presentar distinta susceptibilidad a la erosión genera morfologías diversas y complejas. En la zona de estudio este tipo de relieve se creó hace más de un millón de años; en la actualidad se puede identificar gracias a alguno de sus rasgos característicos.

3.1 Asociado a calderas

En este apartado se agrupan laderas volcánicas de origen común (colapso-explusión y acumulación) y rasgos diversos. En este inciso, se analizan esas diferencias y su vínculo con los procesos que definieron su morfología actual.

a) Laderas interiores

Se trata de superficies inclinadas que constituyen los límites de una depresión volcánica y son los cráteres de las calderas San Rafael, Chanjale, Sibinal y La Noreste. Para su estudio se dividieron en dos tipos:

-Explosivas-subsidencia

Laderas asociadas a una depresión volcano-tectónica que se origina por el colapso, explosión o ambos procesos. La subsidencia ocurre cuando la cámara magmática que alimenta el volcán se encuentra a poca profundidad y tiene un vaciado parcial. Este hecho cambia la presión de su interior, el techo al no poder sostenerse cae y forma la depresión. En la zona de estudio a este proceso se sumó la influencia del sistema regional de fallas activas Polochic-Motagua.

Como resultado de lo anterior se crearon paredes cóncavas, de altura e inclinación heterogénea. Esta morfología favoreció el desarrollo de sistemas fluviales de valle o de anfiteatro (Karátson et al., 1999). Su particularidad es la capacidad de integración de numerosos afluentes a los cauces principales, de esta manera definen patrones dendríticos muy densos. La acción de estos procesos cambió la morfología primaria de la unidad, de simple (cóncava) a compuesta (cóncava, recta y convexa), de esta manera dio inicio la evolución de las laderas interiores, a partir de numerosos saltos de cabecera (erosión remontante) asociados a un desmantelamiento fluvial intenso.

En la actualidad las laderas interiores de todas las calderas pueden considerarse de morfología compuesta, es decir, se alternan geometrías distintas (cóncavas, convexas, rectas, agudas), diferentes alturas y grados de inclinación (por lo general $>20^\circ$). En conjunto, las pequeñas cuencas con patrón de drenaje dendrítico drenan hacia el centro de la depresión, característica que en planta define un diseño radial centrípeto, el más claro y completo está en la Sibinal (Fig. 49).

-Efusivas postcaldéricas

Estos relieves son característicos de la porción inferior de las paredes que constituyen el sector nororiental de la caldera San Rafael. Su morfología es de grandes bloques convexas, con laderas rectas, separados unos de otros por valles de hasta 200 m de profundidad.

Su origen se asocia a un vulcanismo fisural postcaldérico que tiene desarrollo a partir de un sistema de fallas anulares localizadas en la base nororiental del actual emplazamiento. Hay que mencionar que la morfología en bloques que las lavas adoptan fue condicionada por el relieve preexistente, es decir, las lavas sobreyacen un sustrato granítico por lo cuál al ser emitidas adaptaron su desplazamiento y se configuraron como geometrías convexas (Fig. 49).

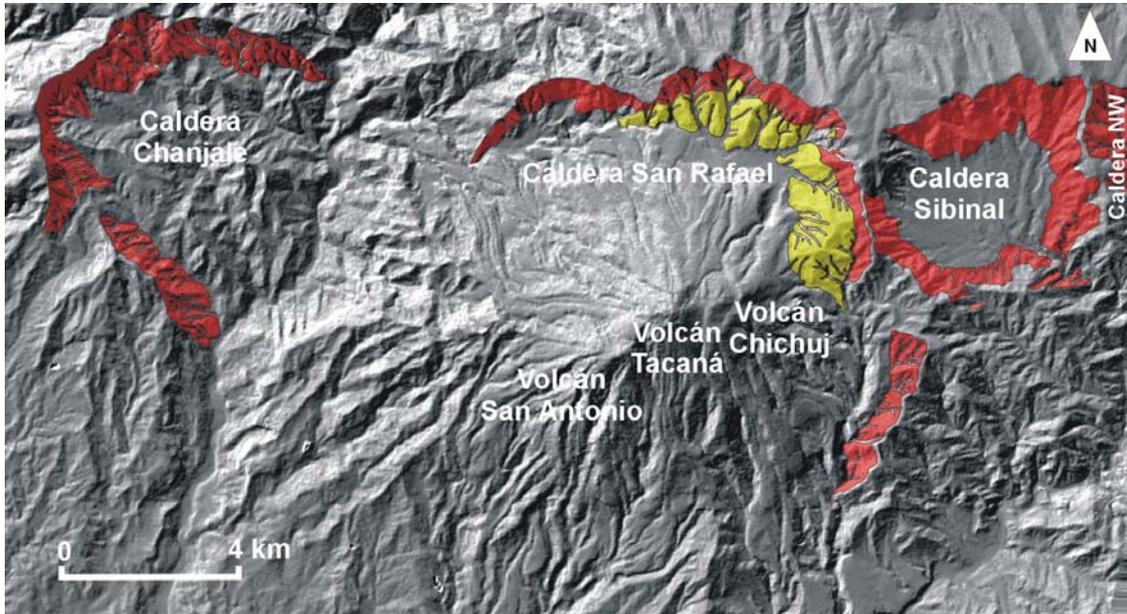


Figura 49. Laderas interiores de caldera (rojo); ladera inferior de geometría convexa (amarillo).

b) Laderas exteriores

Conforman las partes externas de los edificios caldéricos, son vertientes homogéneas, mantienen una inclinación gradual que varía de los 9° a más de 40°. Los procesos erosivos son de tipo diferencial.

La red fluvial con mayor integración de cauces y por tanto con un mayor poder erosivo modela las laderas exteriores de la caldera Chanjale, a partir de un patrón dendrítico denso.

La configuración de drenaje que se desarrolla en las vertientes exteriores de la San Rafael, es poco densa, mal integrada, de configuración subdendrítica. Los interfluvios de este sector son amplios, convexos; en sección longitudinal se presentan rectos y sin desniveles significativos. Los valles son amplios con pendientes suaves y en las cabeceras de los escurrimientos se definen circos inactivos de erosión. El pequeño sector de la caldera NE tiene condiciones de modelado similares a las descritas, aunque es difícil precisar detalles, debido a que la mayor parte de esa estructura se encuentra fuera del área de estudio.

La caldera Sibinal no presenta una disección importante en sus vertientes externas, los escurrimientos definen patrones paralelos poco densos, mal integrados. Este arreglo se conocen como *esqueleto de sombrilla* (*parasol ribbing*; Karátson et al., 1999) y define interfluvios de morfología convexa amplia y de cima plana. Estas evidencias permiten considerar a la estructura como la más reciente del conjunto (Fig. 50).

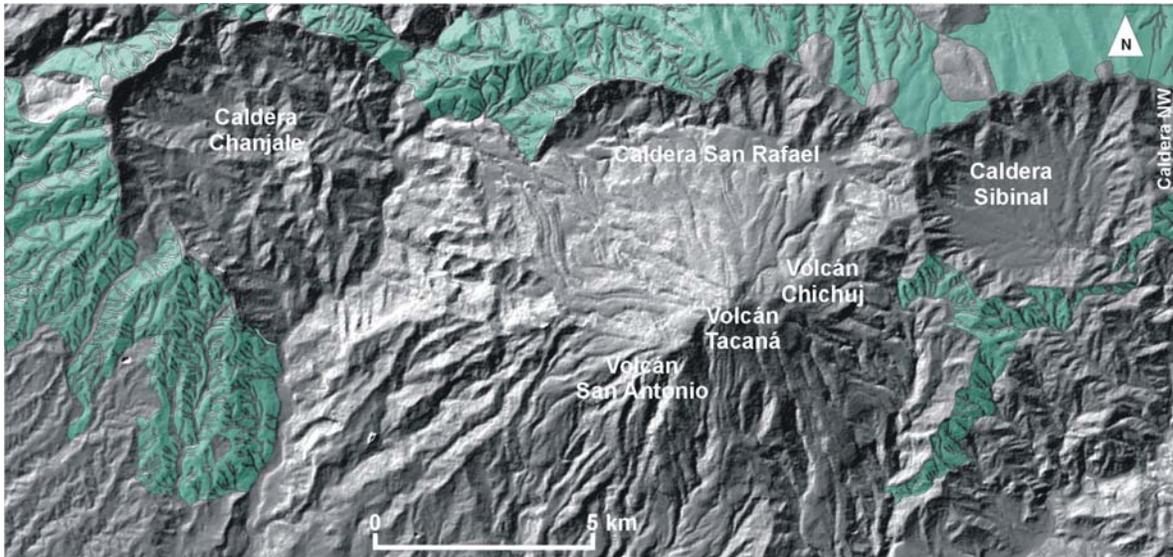


Figura 50. La caldera Chanjale presenta un drenaje dendrítico bien integrado y denso. San Rafael y La Noreste presentan una disección intermedia, con patrón subdendrítico, poco denso. La estructura más joven, la Sibinal, no presenta procesos de erosión importantes.

3.2 Laderas escalonadas: flujos piroclásticos

Conforman un terreno irregular de más de 35 km²; se localiza en el centro-occidente de la zona de estudio. El espesor del depósito que constituye esta unidad es constante, se observa en su límite oriental un escarpe de hasta 200 m de altura. La altitud máxima que alcanzan estos materiales es de 2780 msnm y la mínima de 640 msnm; el desnivel topográfico es de 2140 m en una distancia horizontal de 6 km, esta amplitud de relieve explica en gran medida la importancia que tiene la erosión fluvial en esta región.

Su origen se remonta a 2 Ma de años A.P. (García-Palomo et al., 2006); se vincula con la actividad de la caldera San Rafael. En este proceso se emitieron numerosos y potentes flujos piroclásticos dirigidos hacia el SW, los cuales son angostos, alargados y dispuestos en escalones. Esta morfología concuerda con la génesis planteada, no obstante la unidad que se analiza en este inciso, se encuentra desvinculada espacialmente de su foco de origen, por otros depósitos volcánicos provenientes del CVTa.

Este territorio soporta un drenaje dendrítico denso, los flancos de estas estructuras, están modelados por numerosos saltos de cabecera que favorecen la erosión remontante, misma que ya está afectando las cimas. La expresión general de este territorio es de desintegración y en esto tiene que ver la competencia de los materiales (Fig. 51).

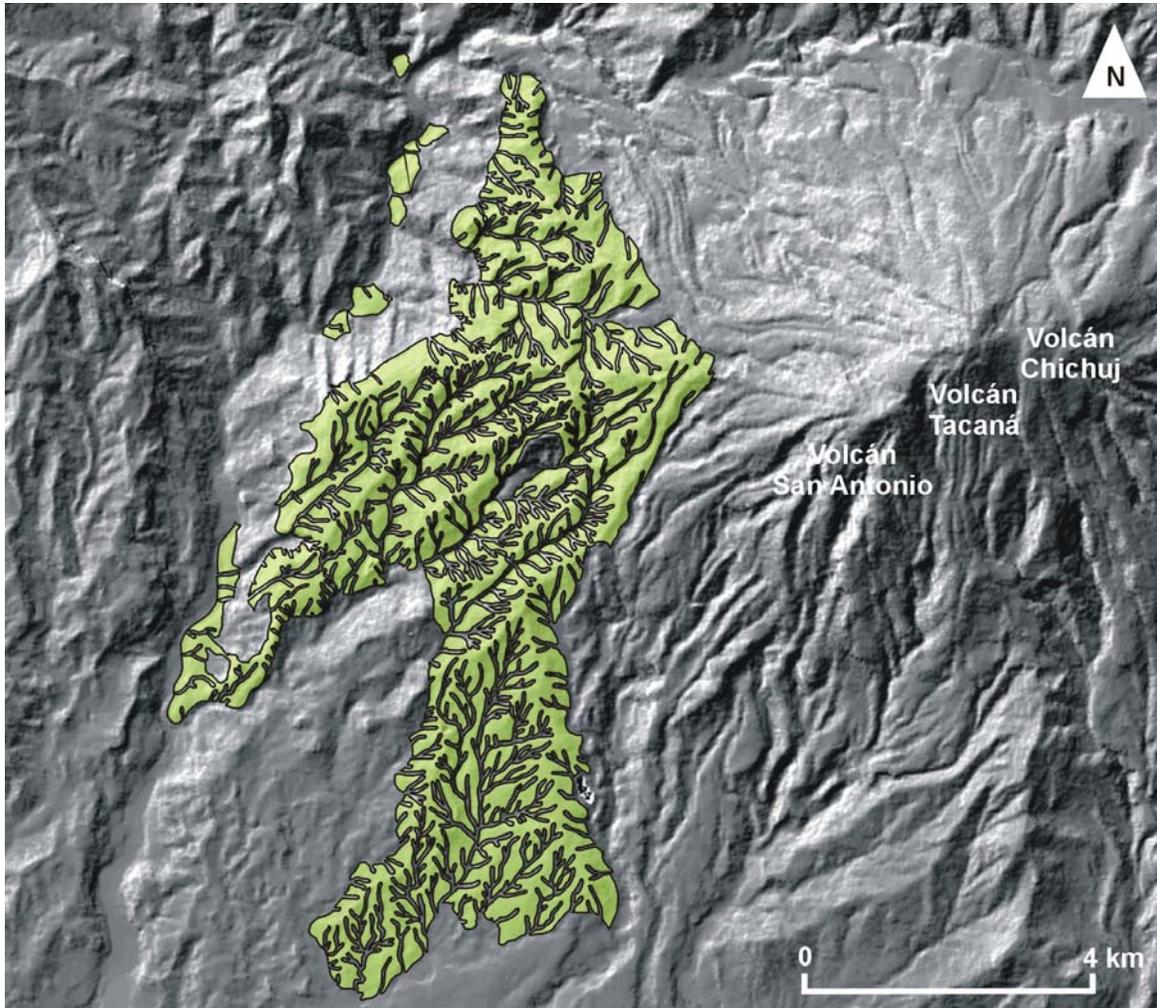


Figura 51. Un drenaje dendrítico denso caracteriza en laderas piroclásticas escalonadas.

3.3 Volcán de escoria

Se trata de una estructura volcánica con 400 m de diámetro y 80 m de altura; el cráter se erosionó y en su lugar queda una cima convexa. En sus laderas, tiene desarrollo un sistema radial centrífugo en donde la erosión remontante ha desarrollado circos erosivos activos. Este volcán se localiza al sur de la caldera Chanjale (Fig. 52).

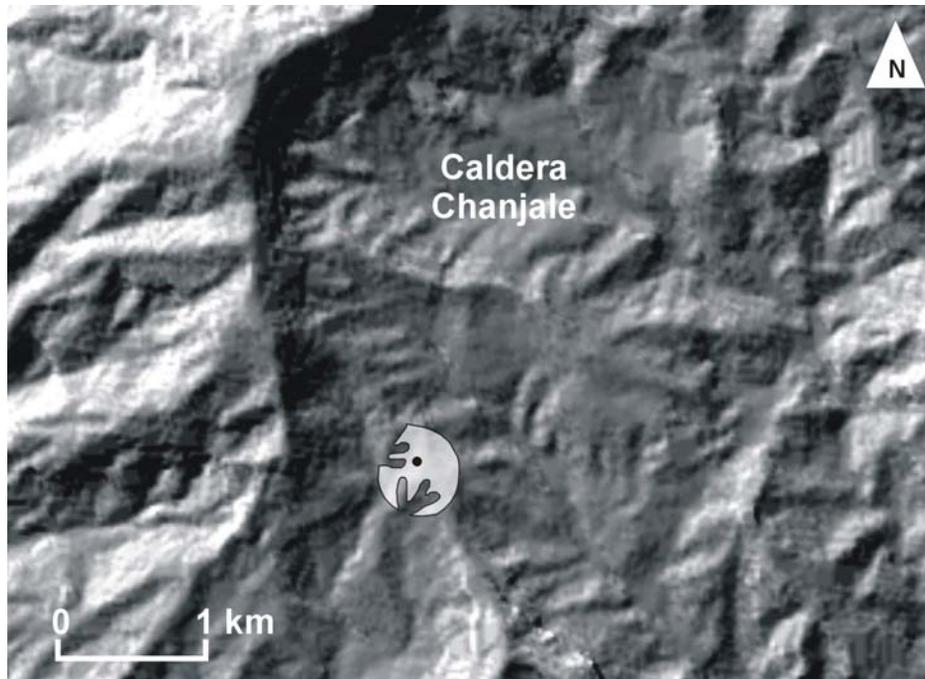


Figura 52. Cono de escoria erosionado en la caldera Chanjale.

4. Relieves Graníticos: laderas convexas, cúpulas y crestas.

Este tipo de relieve involucra un sustrato intrusivo que ha quedado expuesto debido a la acción prolongada de los procesos exógenos. Se asocia con la exhumación de cuerpos plutónicos vinculados al Macizo de Chiapas; la edad se estima entre 30 a 13 Ma (García-Palomo et al., 2006). En este marco se reconocen cinco zonas graníticas en la zona de estudio: extremo NW, extremo SE, periféricos al CVTa y relictos. Cabe mencionar, que no sólo se han visto afectados por la erosión, ya que los periféricos y remanentes han sido sepultados por diferentes tipos de depósitos volcánicos.

La quinta zona granítica se ha denominado de basamento caldérico y tiene una génesis distinta a las anteriores. La explosión que formó la caldera Chanjale la dejó al descubierto; dicho paroxismo fue tan violento que pulverizó el sustrato volcánico que sobreyacía a los granitos y de esta manera quedaron expuestos en el interior de la depresión volcánica (Fig. 53).

Los territorios intrusivos, están considerados como la roca basal de toda esta región; en la zona de estudio ocupa el 30%. Su morfología es de laderas inclinadas convexas y con una disección muy marcada (*all slope topography*). También se reconocen cúpulas (bornhardts) y crestas (inselbergs) (Vidal y Twidale, 1998). En conjunto definen un relieve heterogéneo en altura, inclinación, longitud y orientación (Fig. 54).

La susceptibilidad a la erosión de los terrenos graníticos se refleja en la existencia de las cúpulas; así como en la orientación preferencial de los principales cursos fluviales (NE-SW y NW-SW); esto se conoce como control estructural y obedece al arreglo tectónico de fallas y fracturas que se ve caracterizado por un arreglo romboidal, a este tipo de configuración se adapta el sistema fluvial (Fig. 54).

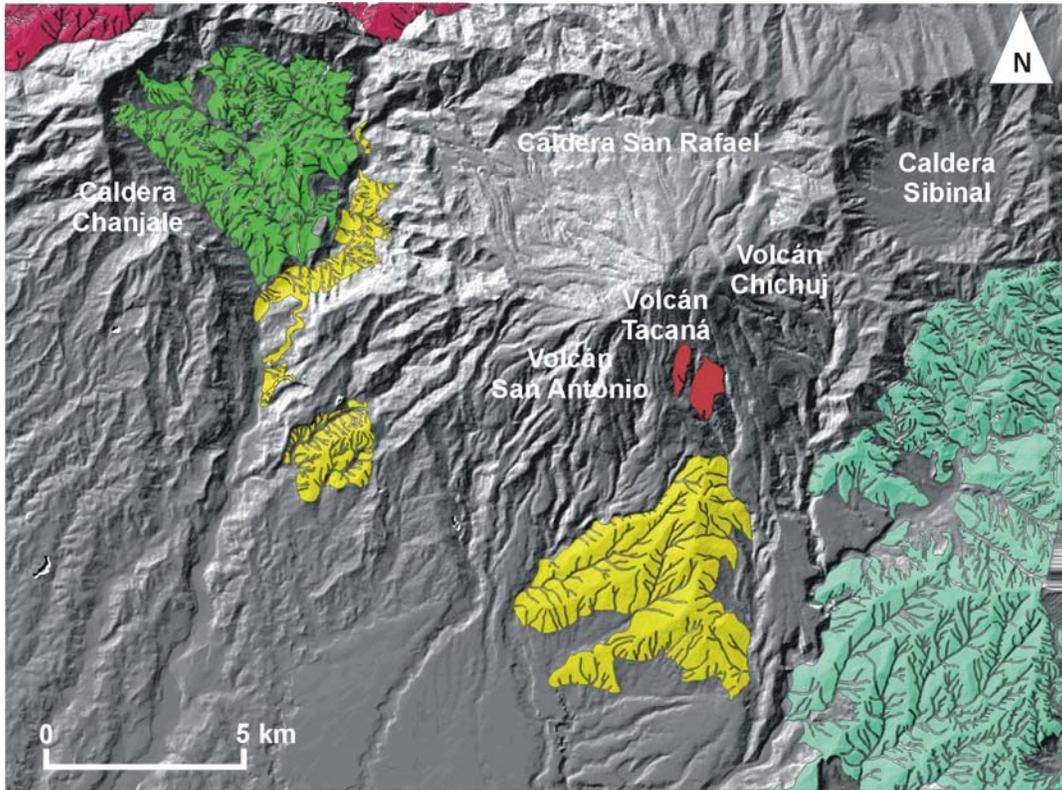


Figura 53. Relieves graníticos a) Áreas exhumadas: sector NW (rosa) y SE (verde claro). b) Terrenos exhumados y parcialmente sepultados: periféricos al CVTa (amarillo) y remanentes (rojo). c) De basamento caldérico (verde intenso).



Figura 54. Cúpulas en terrenos graníticos.

Los relieves graníticos han iniciado su desarrollo con la meteorización diferencial del sustrato y su posterior denudación selectiva o lavado. La primera es la más importante, se relaciona con las características químicas de la roca y su descomposición. Este proceso se intensifica en condiciones cálidas y húmedas, requisito que la zona de estudio presenta. El intemperismo ha creado potentes cortezas y formas de relieve como, crestas-crestones, pedrizas, berrocales, lanchares, bolos (Fig. 55) y grus (arenización residual). La mayoría de ellas son difíciles de observar, debido a una densa cobertura vegetal.



Figura 55. Bolo granítico típico de rocas cristalinas.

5. *Relieves Metamórficos*: lomeríos aislados de esquistos y gneis

Este territorio corresponde a una zona de metamorfismo de contacto asociado al batolito de Chiapas, por tanto se trata de rocas antiguas de 142 Ma de años (García-Palomo et al., 2006); se considera como parte del basamento geológico. Los afloramientos son poco representativos, en el área de estudio la mayor parte de ellos están cubiertos por secuencias volcánicas provenientes del CVTa.

Las rocas características de este territorio son los gneiss y esquistos, suelen presentar patrones semejantes (de morfología y disección) a los intrusivos. Su identificación no fue fácil, sin embargo se logró gracias a una revisión de cartografía geológica y la fotointerpretación. En la zona de estudio se presentan como dos superficies aisladas (norte y sur), localizadas en la porción centro-norte del mapa geomorfológico (Fig. 56).

En ambos sectores la actividad fluvial es constante y deja su huella en el retroceso de escarpes francos a lo largo de su recorrido (ríos principales), sobre todo cuando el curso se vuelve sinuoso y los meandros zapan la ladera de los valles para favorecer las caídas. Este es el mecanismo principal a través del cuál se han formado las paredes abruptas que delimitan esta unidad y los valles amplios que existen río abajo.

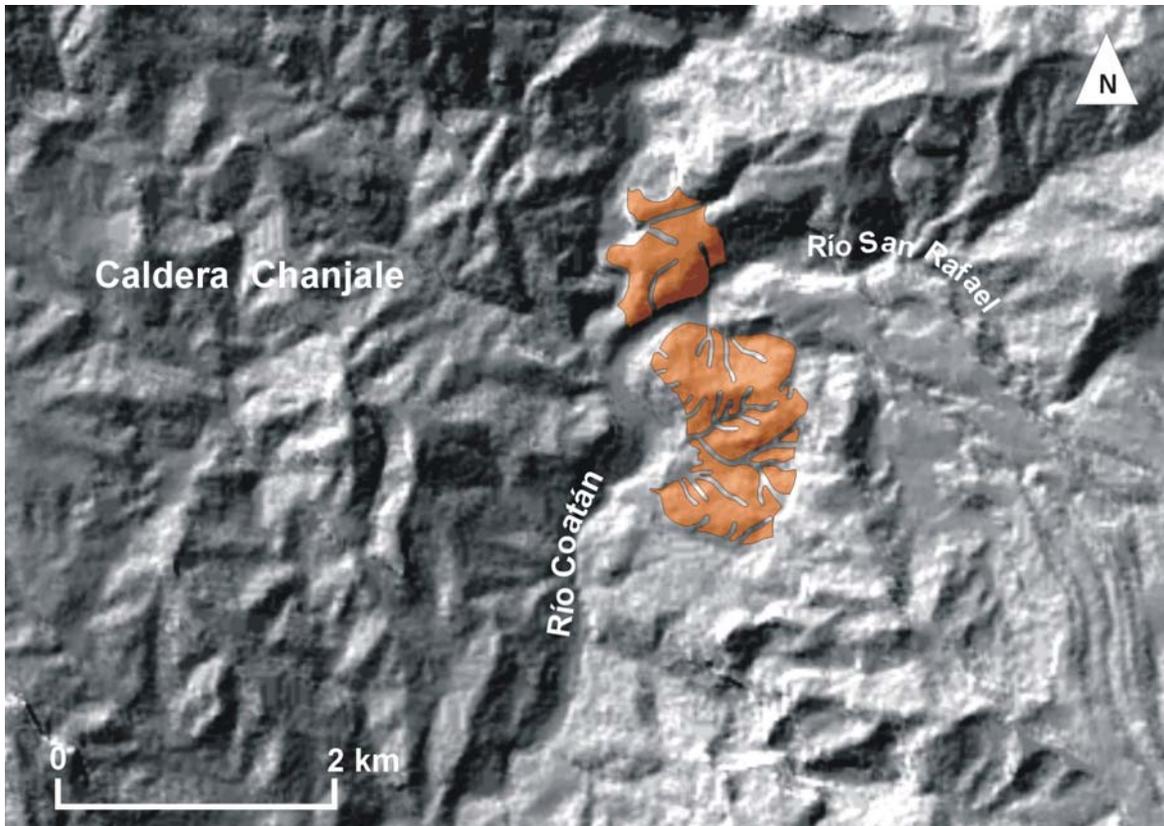


Figura 56. Afloramientos metamórficos.

RELIEVE EXÓGENO

Esta categoría agrupa formas erosivas y acumulativas, resultado de la acción de procesos exógenos; su intensidad, sobre todo en terrenos volcánicos, depende de la litología, la disposición de los materiales (estructura), la inclinación y condiciones climáticas locales.

6. Erosivo fluvial

Este tipo de relieve comprende formas erosivas creadas por la acción de los ríos (permanentes o temporales), la cual conduce a la formación de valles; la profundidad, anchura, longitud y densidad depende de la susceptibilidad a la erosión, de los sustratos donde se desarrollen. La intensidad del proceso estará determinada por la precipitación y la orientación de las laderas.

6.1 Valles fluviales

Los valles son formas negativas del relieve de geometría cóncava que concentran la escorrentía en una línea de flujo, que se mueve en la dirección de la pendiente del terreno; de esta manera erosiona los materiales por donde atraviesa (Pedraza, 1996).

Los ríos que existen en la zona de estudio se agrupan en torno a dos grandes sistemas fluviales: el del río Coatán (al oeste) y el del río Suchiate (al este). Los escurrimientos definen patrones de drenaje, los cuales reflejan las condiciones del terreno en las que se están labrando los valles.

Los patrones que se identificaron en el CVTa y terrenos adyacentes con base en la clasificación que recomienda Guerra-Peña (1980) son los siguientes: radial (centrífugo, centrípeto y dicotómico), subparalelo, dendrítico, subdendrítico (Fig. 57).

El diseño radial centrífugo es típico de volcanes (CVTa), domos (Plan de las Ardillas) y de cualquier elevación de geometría convexa o cónica.

El patrón radial centrípeto es común en depresiones como calderas (Sibinal), cráteres (en conos de escoria), circos de erosión (laderas interiores de la Sibinal) y cualquier otra forma de relieve cóncava que tenga la propiedad de concentrar los escurrimientos.

El arreglo dicotómico se desarrolla en abanicos aluviales (en la región de Mixcun) o sobre morfologías lobuladas (flujo piroclástico Santo Domingo). Ambos ejemplos, se localizan al sur del CVTa.

Las configuraciones dendrítica, subdendrítica y subparalela, forman parte del grupo denominado, drenajes ordenados. El patrón dendrítico (occidente y centro-orientado del área de estudio), pone en evidencia sustratos homogéneos en composición, inclinación, competencia o resistencia uniforme a la erosión. Cuando este tipo de patrón se ha establecido se asegura una rápida erosión, acumulación de los materiales en los canales y un continuo desmantelamiento de las divisorias. El subdendrítico (al sur del CVTa y en el norte y SE de toda el área de estudio) es una variante del anterior, la única diferencia es la menor densidad de afluentes, debido a que está en proceso de integración. En ambas variantes se observa un control estructural muy marcado, los ríos se alinean al NE y NW.

El arreglo subparalelo tiene desarrollo sobre pendientes uniformes que se inclinan de forma gradual o bien existe un control estructural a partir de la disposición de flujos, en este caso los ríos se disponen entre sus fronteras (rampas laháricas y flujos piroclásticos; al sureste y sur, respectivamente), guardando un pseudoparalelismo.

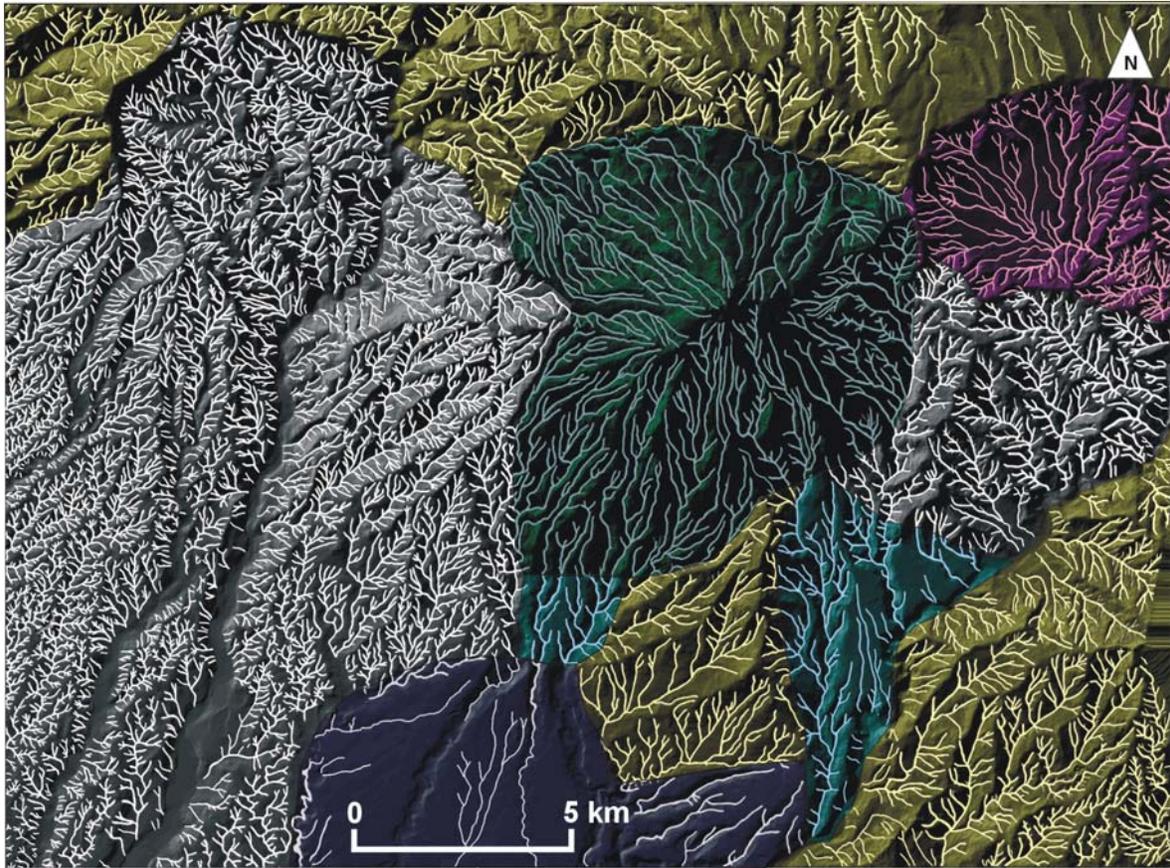


Figura 57. Patrones de drenaje: Dendrítico (gris), subdendrítico (amarillo), radial centrífugo (verde), radial centrípeto (rosa), subparalelo (azul) y dicotómico (morado).

Por otro lado, también se hace una jerarquización en función de la profundidad que adquieren los valles fluviales de la zona de estudio:

a) < 20 metros de profundidad

Se trata de barrancos en proceso de incisión fluvial, por tanto son altamente erosivos, se localizan en toda el área de estudio, han alcanzado los interfluvios gracias a la intensa erosión remontante; son característicos de patrones fluviales dendríticos.

b) 20 a 40 metros de profundidad

Son valles estrechos con un desarrollo vertical continuo, suelen localizarse entre fronteras geomorfológicas, debido a que estos espacios favorecen su crecimiento en la vertical. La zapa es el medio por el cual tienden a ensancharse; todos ellos se integran con el río principal. En la mayoría de los casos este tipo de fluvios mantiene orientaciones específicas como respuesta a un control estructural.

c) > 40 metros de profundidad

Estos valles son los que predominan en el área de estudio, presentan un perfil transversal en “V” y “U”; en el primer caso las condiciones geológicas, favorecen que la incisión tenga mayor significado en la vertical, dando como resultado el desarrollo de vertientes estrechas y profundas. En el segundo, el potencial erosivo se da en la horizontal, fomentando que los valles ganen amplitud hacia sus laderas con procesos tan específicos como la zapa y la remoción en masa.

Por sus dimensiones son las formas de erosión fluvial más significativas, su emplazamiento entre fronteras geológicas o geomorfológicas fue determinante en la identificación de formas de relieve.

6.2 Circos erosivos

Consisten en una forma cóncava del relieve, a manera de anfiteatro con laderas empinadas que se origina en las cabeceras de algunas corrientes fluviales, por erosión remontante y la acción erosiva de pequeñas escorrentías que inciden en un canal principal (Lugo-Hubp, 1989). Son frecuentes en las laderas interiores de las calderas Sibinal, San Rafael y Chanjale, y son responsables de estrechar la zona interfluvial de las estructuras volcánicas. En la zona de granitos (extremo SE) su disposición no guarda ningún arreglo aparente, pero se presentan con una alta densidad, que se favorece por la susceptibilidad de los sustratos a la temperatura y humedad.

a) Activos

Representan una intensa erosión remontante, definen inestabilidad en la cabecera de los escurrimientos, donde los procesos de lavado superficial y la concentración de la escorrentía no permiten el desarrollo de vegetación.

b) Inactivos

La forma cóncava de circo se conserva, es muy amplia y suavizada, debido a que las laderas alcanzaron o están muy cerca de alcanzar una pendiente de equilibrio que inhibe la erosión remontante y los procesos gravitacionales. Se consideran porciones estables del terreno en donde tiene desarrollo una cubierta vegetal sobre la superficie de anfiteatro.

6.3 Laderas fluviales-gravitacionales de valles profundos.

Una importante incisión fluvial combinada con procesos gravitacionales formó valles de hasta 240 m de profundidad; en el proceso de integración las corrientes aprovecharon las fronteras geomorfológicas y estructuras disyuntivas. La inclinación promedio de las laderas supera los 35° y son frecuentes las vertientes francas (cercanas a 90°).

Flujos piroclásticos expulsados por el Tacaná hace ~28 000 años A.P. y el San Antonio hace 1950 años A.P., son los materiales donde valles profundos tienen desarrollo; la susceptibilidad del material ha favorecido la incisión vertical y la zapa, que socava la base de las vertientes y condiciona los procesos de remoción en masa (principalmente las caídas); de esta manera el valle se hace amplio.

Los valles profundos se han encargado de dismantlar o romper la continuidad de las rampas de detritos volcánicos, este factor hace que se configure una morfología mesiforme (Fig. 58).

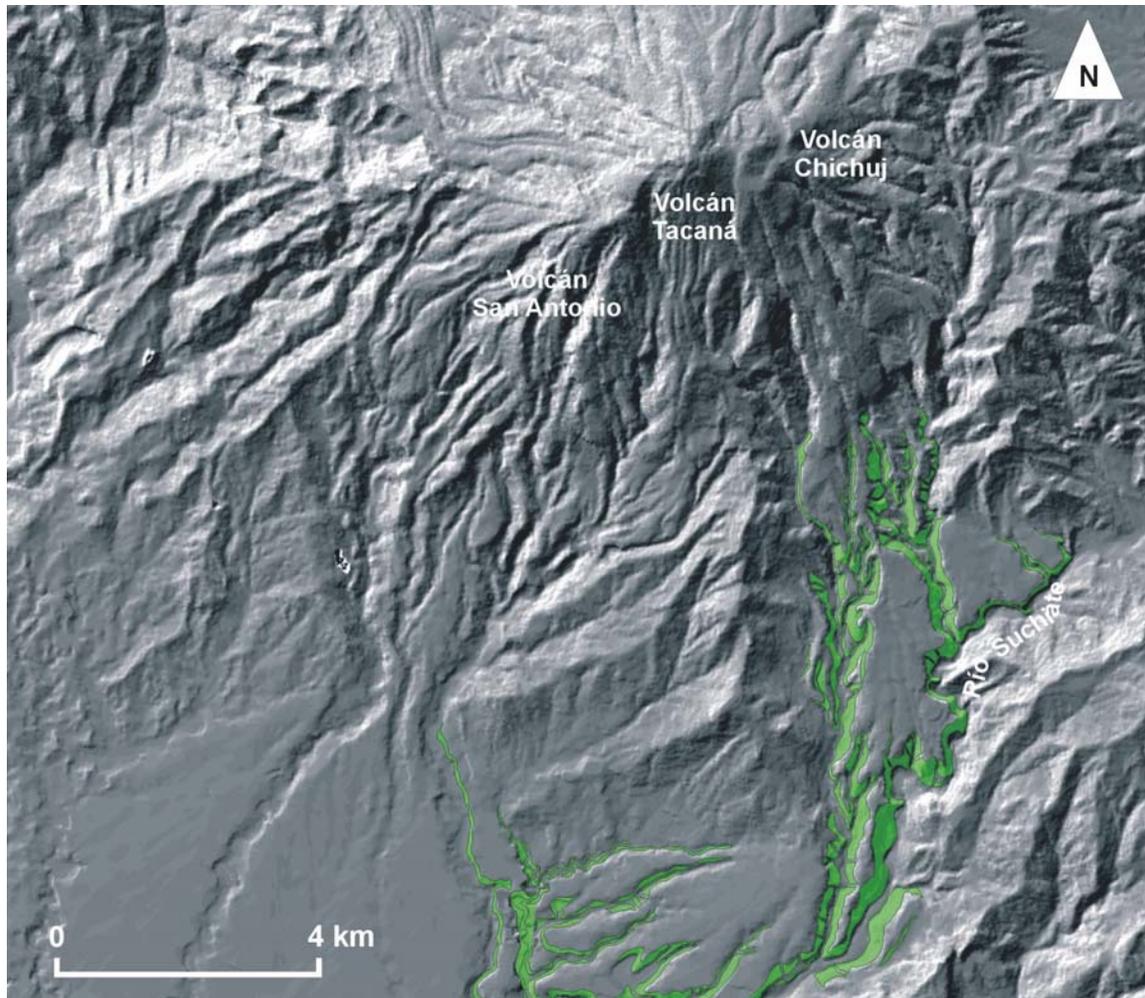


Figura 58. Valles fluviales profundos y mesas en condiciones de depósitos de flujos piroclásticos.

6.4 Lomeríos: abanicos aluviales antiguos

Una disección intensa y constante sobre un sustrato volcanoclástico poco inclinado dio origen a una extensa superficie de lomeríos, morfología que es resultado de la exhumación de abanicos aluviales antiguos. Estos territorios son característicos del occidente y suroccidente de la zona de estudio, el origen de los depósitos está vinculado con la actividad de la caldera Chanjale.

El sustrato que constituye los lomeríos favoreció el dismantelamiento de abanicos aluviales amplios; la evidencia morfológica que confirma su existencia es el drenaje. Si bien, en este territorio predomina un patrón dendrítico denso, algunos cauces conservan rasgos en su disposición que permite relacionarlos con un arreglo dicotómico, no obstante su notable transformación.

La existencia de esta unidad, probablemente tenga relación con un régimen pluviométrico más húmedo que el actual; de esta manera se explica la existencia de un relieve muy degradado y que no corresponde con las características climáticas actuales (Fig. 59).

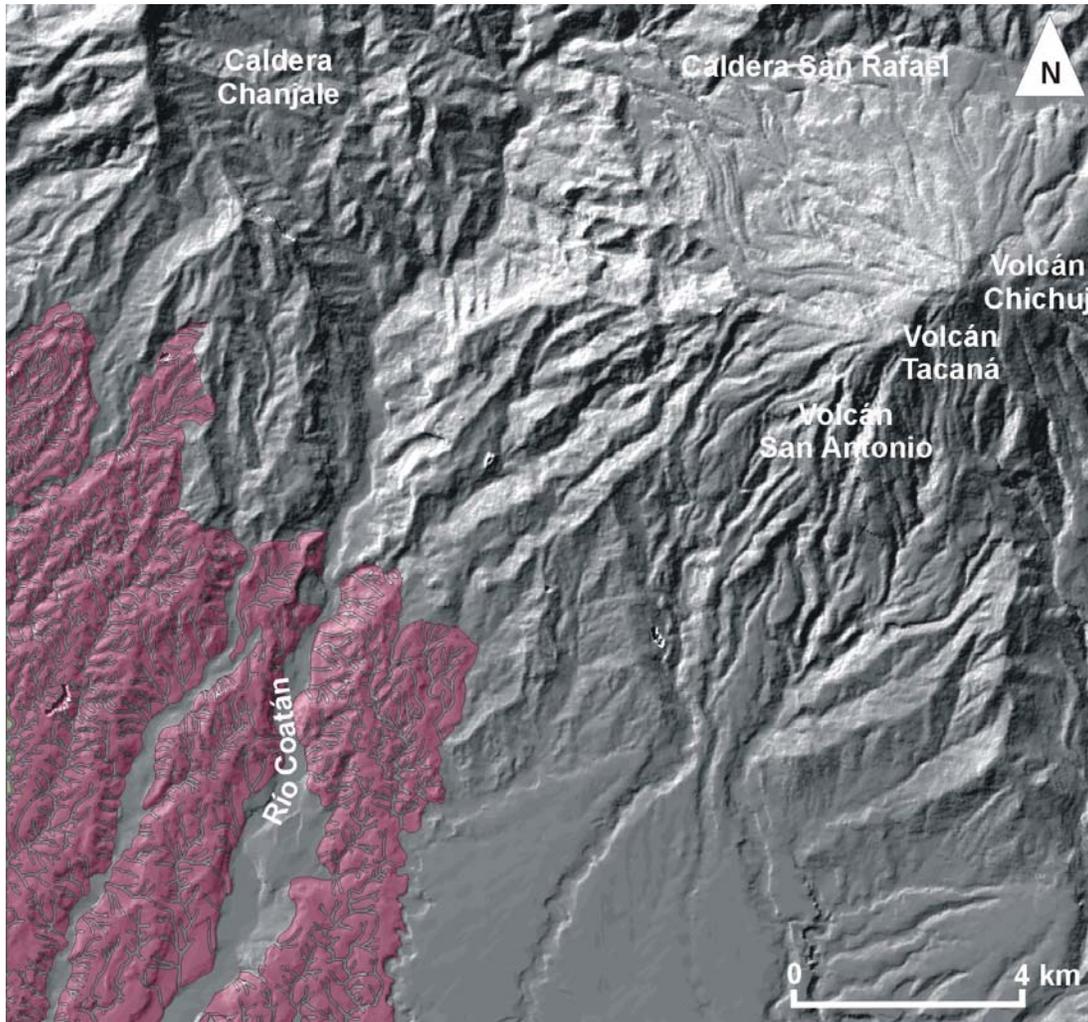


Figura 59. Lomeríos resultado de la exhumación de antiguos abanicos aluviales.

7. Acumulativo fluvial

Una corriente que alcanza una zona de menor inclinación pierde energía y capacidad de carga por lo cuál deposita los materiales transportados. De esta manera se construyen nuevas formas de relieve a partir de la acumulación.

7.1 Llanura aluvial

Es una superficie donde predomina la depositación, es la zona funcional y de influencia del cauce. La inclinación de la llanura aluvial es poco significativa lo que explica la existencia de formas vinculadas a los procesos de acumulación: bancos de aluvionamiento y terrazas (Fig. 60). Estas unidades tienen desarrollo en valles bien definidos, de anchura variable, fondo plano o ligeramente ondulado, cauce móvil y una inclinación gradual de su superficie.



Figura 60. Llanura aluvial del río Suchiate en las cercanías del poblado Unión Juárez. a) Fondo de valle amplio y plano (llanura aluvial); b) bancos de aluvionamiento; c) terraza.

Las llanuras aluviales más significativas, de acuerdo con su extensión, son las de los ríos Coatán y Suchiate, a ellas se integran numerosos afluentes erosivos que vierten sus depósitos a los cauces principales, de esta manera se favorece su desarrollo (Fig. 61).

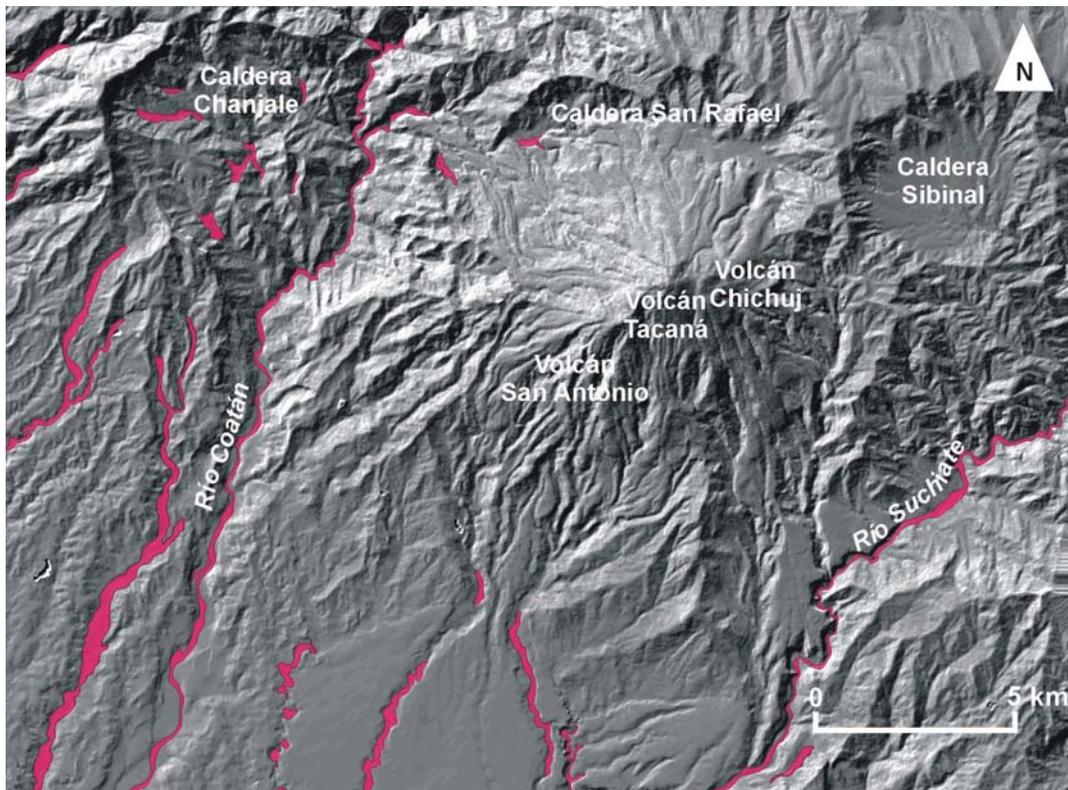


Figura 61. Las llanuras aluviales de los ríos Suchiate y Coatán. Alcanzan su máximo desarrollo cuando atraviesan los lomeríos y abanicos aluviales.

7.2 Terrazas fluviales

Son formas creadas por el avance de la incisión fluvial en la vertical, derivado de cambios climáticos o levantamientos tectónicos, donde la corriente profundiza y deja superficies más altas, continuas o discontinuas, que destacan sobre la llanura aluvial (Gutiérrez-Elorza, 2008). Los ríos Suchiate y Coatán presentan en sus respectivas llanuras terrazas bien definidas.

En el caso del Suchiate la morfología característica en planta es trapezoidal y en las zonas de mayor desarrollo presenta hasta tres niveles. En este valle los aterrazamientos tienden a perder anchura y ganar longitud río abajo (hacia el sur).

En el río Coatán se presentan morfologías similares a las anteriores, sin embargo, el tamaño de las terrazas es mayor, tanto en anchura como en longitud; esta característica es típica del sector sur, donde la pendiente se vuelve más homogénea (Fig. 62).

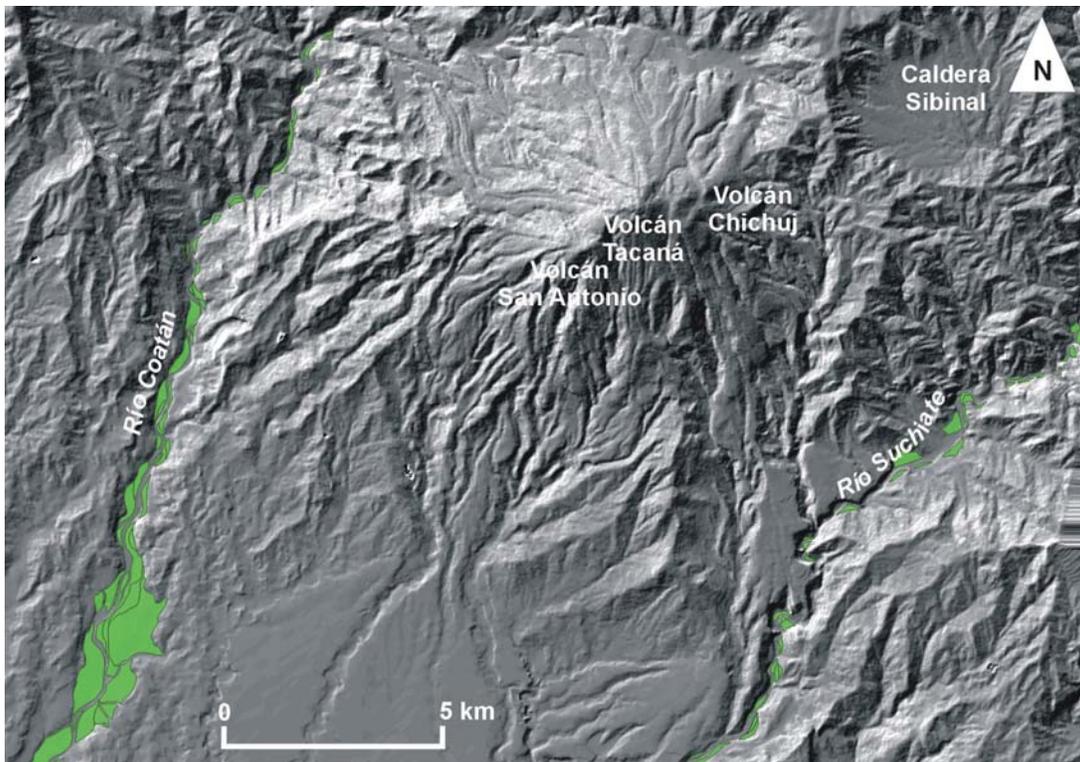


Figura 62. Las terrazas más importantes tienen desarrollo en el valle del Coatán donde se asocian a una llanura aluvial amplia; en este sector son más largas y más amplias río abajo.

7.3 Abanicos aluviales

Forma acumulativa con aspecto de medio cono recostado. Su origen se relaciona con la desembocadura de una corriente montañosa, a una superficie plana o de poca inclinación. El cambio brusco de pendiente provoca que la corriente deposite su carga, hacia el frente, expandiéndose.

En la zona de estudio se localizan al norte y sur, asociados a la caldera San Rafael y al volcán San Antonio. Los primeros tienen desarrollo en las laderas interiores, son pequeños ya que no tuvieron espacio para extenderse hacia el sur por la presencia inmediata de los relieves vinculados al CVTa. Este sector es una frontera geomorfológica que aprovecha el río San Rafael; su escurrimiento se encargó de zapar los depósitos proluviales, inhibiendo aún más su desarrollo.

Por otra parte, el espaciamiento entre cada abanico es reducido, lo que favoreció su yuxtaposición y coalescencia. Hay que mencionar que los abanicos presentan escarpes en su porción distal, debido a la acción combinada de zapa-caída, favoreciendo la morfología de falsa terraza.

Por otro lado, existen abanicos de gran tamaño, vinculados con el arrastre y deposición de detritos volcánicos que fueron expulsados hace 1950 años (Macías et al., 2000). La abundancia de material favoreció el desarrollo de tres estructuras; la primera en emplazarse fue la occidental y la última la oriental. En la superficie de las tres tiene desarrollo un drenaje dicotómico incipiente, característica que pone en evidencia la juventud de estas estructuras (Fig. 63).

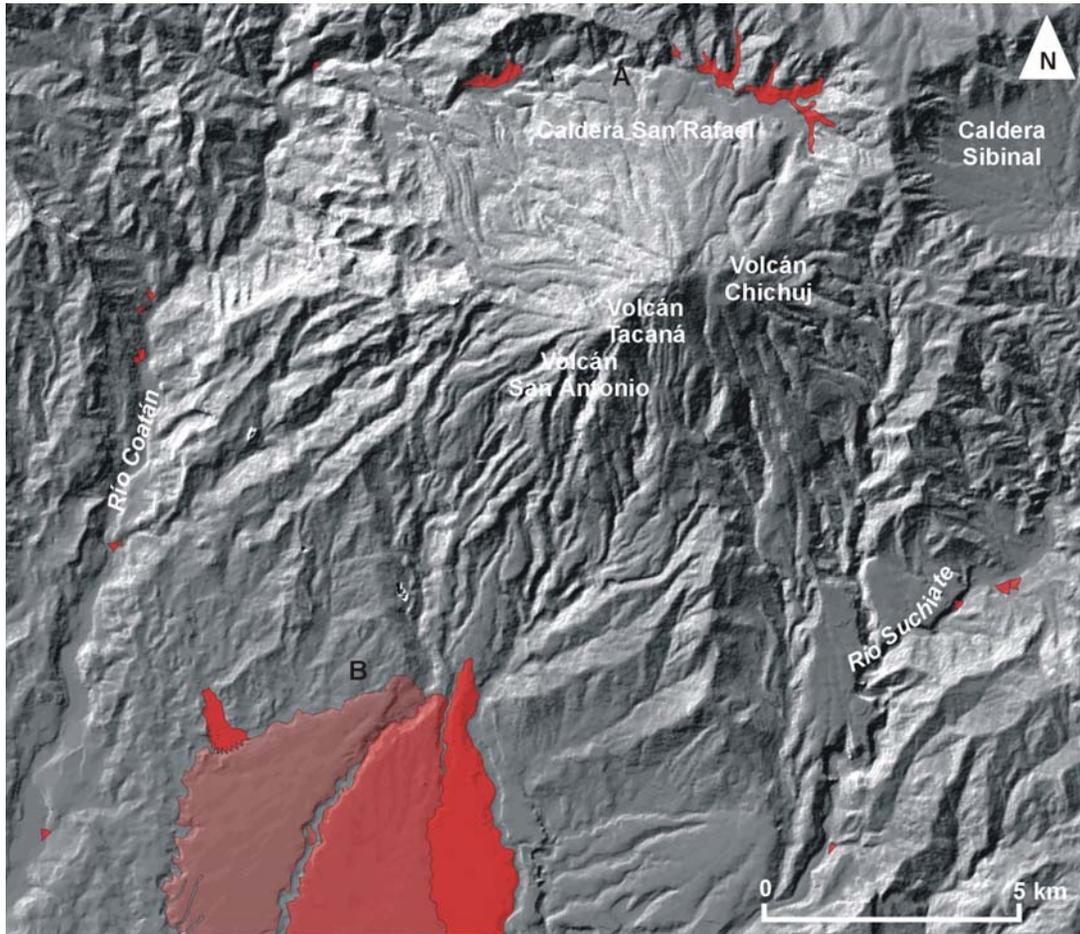


Figura 63. Abanicos aluviales. A) en las laderas interiores de la caldera San Rafael y B) al S-SW del volcán San Antonio; son los más representativos.

7.4 Mantos aluviales: abanicos yuxtapuestos

Se forman por la sobreposición y coalescencia de abanicos aluviales, se trata de superficies continuas y de poca inclinación, donde la individualidad de las estructuras ya no se reconoce. El desarrollo de esta unidad es hacia el interior de la caldera Sibinal, definen una rampa ligeramente inclinada que ocupa el fondo de la depresión volcánica. El relleno aluvial, esta diseado por un sistema fluvial que adopta un patrón radial centrípeto.

Su origen se vincula con los circos erosivos localizados en las laderas interiores del cráter de subsidencia, en ellas existen numerosas y activas microcuencas que han sido la fuente de los materiales que ocupan la porción más deprimida de la caldera Sibinal.

La porción distal de los antiguos abanicos está caracterizada por la formación de Tierras Malas (badlands), estas superficies de desmantelamiento tienen un crecimiento progresivo hacia el interior de la caldera y su presencia y actividad, puede vincularse con cambios del nivel de base local (Fig. 64).

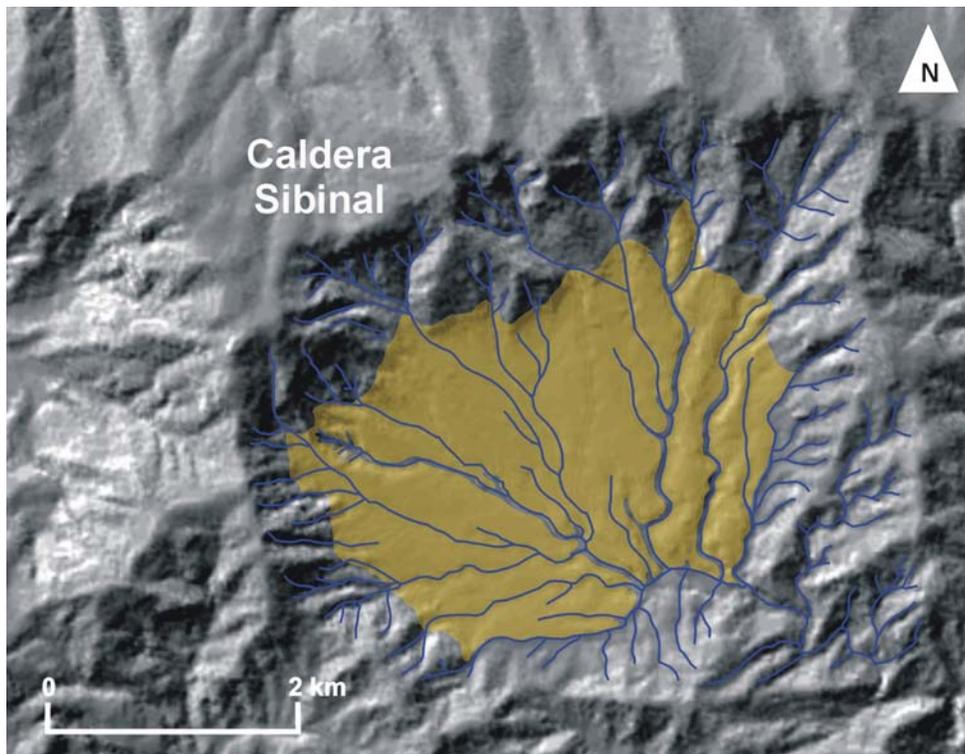


Figura 64. Los mantos aluviales ocupan el fondo de la depresión caldérica.

7.5 Rampas detríticas complejas: graníticas y piroclásticas

Se localizan en el sector sur y suroeste del CVTa; se han formado en la base de laderas graníticas y relieves piroclásticos antiguos, las que se vinculan con los macizos intrusivos, son resultado de la meteorización del sustrato (saprolitas graníticas) y de mezcla de detritos y sedimentos piroclásticos de caída y fluviales. Al estar constituidas de detritos de diverso origen son muy competentes a la erosión, por lo cual algunas de ellas soportan densas redes de drenaje que interrumpen su continuidad.

En el caso de las superficies complejas asociadas a los relieves piroclásticos antiguos, su origen está relacionado con procesos erosivos fluviales y volcánicos de caída. La disección fluvial sobre los terrenos piroclásticos tiende a ser más densa y profunda; los depósitos resultado de esta dinámica ocupan la periferia de los relieves escarpados. El proceso de depositación es continuo y se interrumpe por piroclastos provenientes de diversos focos volcánicos. A diferencia de los anteriores este grupo esta mejor conservado, y se desarrollan patrones de drenaje subparalelo poco densos (Fig. 65).

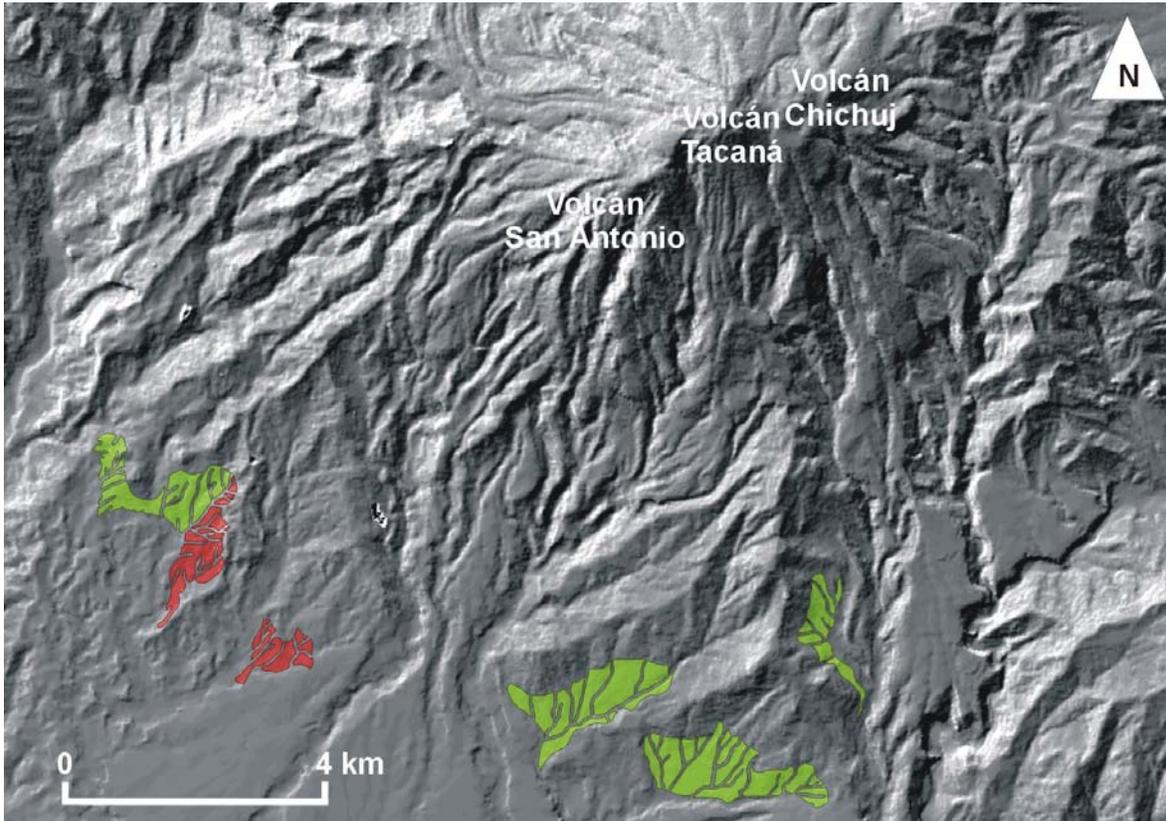


Figura 65. Las rampas detríticas, están asociadas a dos tipos de relieve específico; a) asociadas a macizos intrusivos (verde) y b) relieves piroclásticos (rojo).

8. Erosivo Gravitacional

Este rubro se compone de formas de relieve creadas a partir de la intervención directa de la fuerza de gravedad, la cual da lugar a los denominados procesos gravitacionales (De Pedraza, 1996). Esta dinámica crea en un espacio muy corto formas erosivas y acumulativas. En este apartado se analizarán las primeras; evidencia de la movilización de masas de roca y detritos desplazándose ladera abajo.

8.1 Circos

Es la zona de ruptura en donde el material inicia su movimiento, condicionado por la pendiente inmediata. Los circos son formas de relieve cóncavas a manera de anfiteatros o arcos, delimitados por laderas que los conforman son abruptas. Estas formas de relieve también se conocen como coronas.

a) Desprendimiento

Se generan producto de una masa de rocas que se desprende de una ladera abrupta o pared inclinada por medio de caída, sin la intervención de otro agente que no sea la gravedad (Gutiérrez-Elorza, 2008); por tanto, los circos de desprendimiento son formas muy localizadas. En la zona de estudio son característicos de laderas abruptas o francas, características de los valles profundos de los ríos Suchiate y Coatán.

La morfología de las superficies de desprendimiento presenta geometrías cóncavas efímeras, que en conjunto adoptan una configuración triangular o trapezoidal. La inclinación de las laderas en este sector, varía entre 35° y 60°. El origen de este tipo de circos tiene relación con la actividad de las fallas, la predisposición de estratos a favor de la pendiente y el zapamiento de la ladera inferior de los valles y de manera fundamental la existencia de agua subterránea (Fig. 66).

b) Deslizamiento

Se generan por el movimiento ladera abajo de una masa de suelo, detritos o rocas, la cual ocurre sobre una superficie de ruptura que corresponde al circo de deslizamiento. Su morfología se define como una superficie curva, cóncava o en forma de cuchara (Alcántara, 2000).

Esta forma de relieve es común en los valles del Suchiate y Coatán, donde se concentra la mayoría de estos fenómenos. Su disposición es a lo largo de los valles, su génesis esta vinculada de alguna manera con la erosión fluvial y con la actividad tectónica (fallas y sismos). También existen, aunque no con un arreglo específico, en todas las zonas adyacentes al CVTa (Fig. 66).

8.2 Superficie de deslizamiento

Es aquella sobre la cual se desliza el material removido, también se conoce como plano de deslizamiento; tiene una fuerte cohesión en los materiales que la definen, son de dimensiones variables, la superficie de resbalamiento se reconoce porque se dispone entre el circo de deslizamiento y el depósito.

En la zona de estudio esta superficie se inclina entre los 38° y 60° y tiene una geometría cóncava o recta. La existencia de este plano de deslizamiento esta relacionada con la juventud del evento al cuál se asocia (Fig. 66).

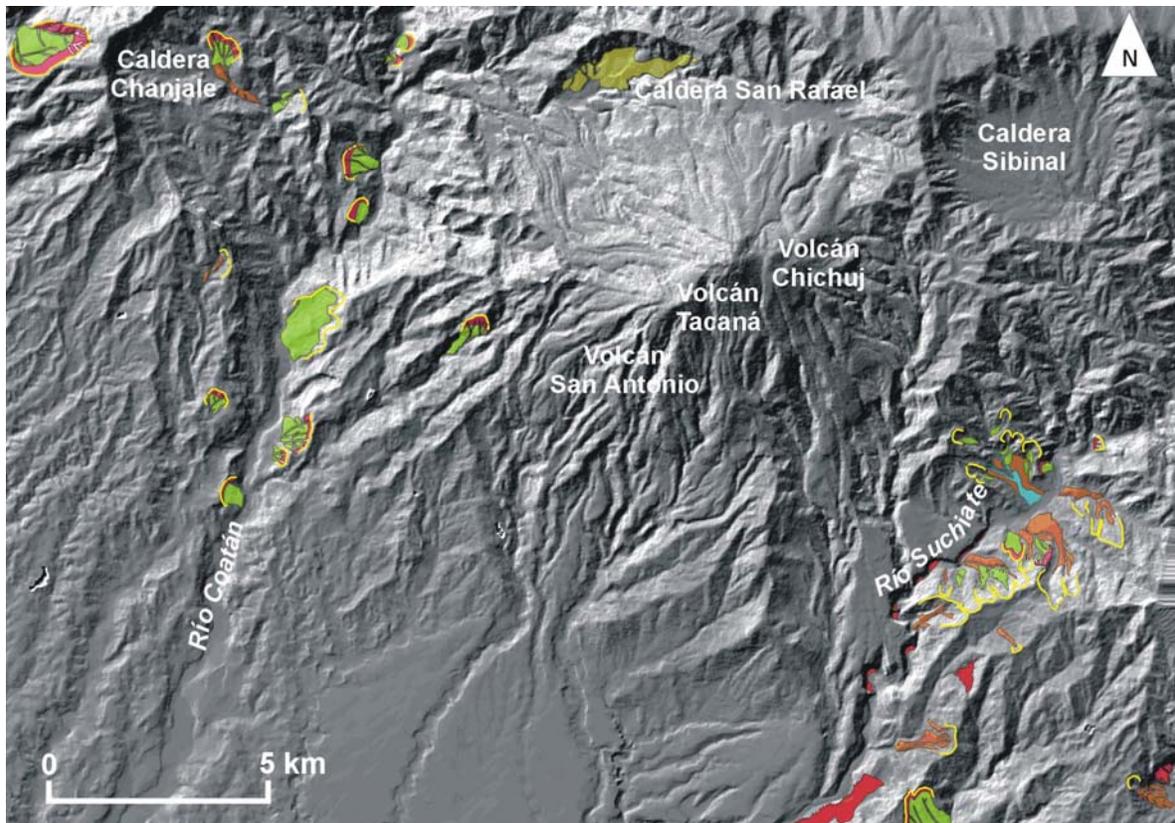


Figura 66. Las formas asociadas con procesos gravitacionales son las siguientes: a) debido a desprendimientos: circos (línea amarilla), mantos coluviales (rojo); b) por deslizamiento: circos, depósitos (verdes), superficie de resbalamiento (rosa); c) depósito volcánico-gravitacional (amarillo oscuro) y d) por flujos de lodo: lóbulos (naranja), en gradería (azul). La distribución de los procesos gravitacionales se presenta en tres grandes lineamientos: El primero con dirección NE-SW e involucra al río Suchiate. El segundo, presenta la misma dirección y se asocia al valle del Coatán. Estos arreglos guardan estrecha relación con el graben Tacaná. La tercera alineación, se observa al norte del CVTa; se dispone de E-W uniendo las calderas de Chanjale y San Rafael.

9. Acumulativo Gravitacional

En este apartado se analizan las características morfológicas de los depósitos que están vinculados con deslizamientos y caídas.

9.1 Mantos coluviales

Son depósitos localizados al pie de los escarpes y circos de desprendimiento; se trata de rampas continuas con inclinaciones de hasta 60° . Los materiales que coronan estas superficies reciben el nombre de coluviones y presentan un arreglo textural evidente; las rocas más grandes están en las porciones más distales ya que su peso hace que la gravedad las atraiga con mayor facilidad, a su vez el traslado se favorece debido a que se sucede sobre una rampa de finos (arenas y gravas) (Fig. 66 y 67).



Figura 67. La imagen corresponde al valle del río Suchiate. Mantos coluviales discontinuos (en línea punteada).

9.2 Depósitos volcánico-gravitacionales

Son detritos de origen volcánico que definen una morfología ondulada a manera de lomeríos, en donde predominan las geometrías cóncava y recta; se localizan al pie de las laderas de explosión de la caldera San Rafael.

El origen del depósito es complejo, involucra actividad volcánica y remoción en masa; es difícil saber cual de los dos factores predominó en el emplazamiento de los materiales. Como hipótesis se plantea la ocurrencia de una caída que involucra las laderas internas del extremo NW de la caldera San Rafael. El proceso gravitacional se favoreció por el debilitamiento de la estructura en este sector, mismo que se vincula con fallas anulares, actividad sísmica-volcánica y la fuerte inclinación del atrio caldérico.

La idea de que ocurrió un solo evento gravitacional se fundamenta en la falta de evidencia morfológica de la existencia de circos de desprendimiento. En este marco, también existe la posibilidad de que las supuestas huellas se hayan borrado por la actividad fluvial (Fig. 66).

9.3 Depósitos de deslizamiento

Se asocian a los deslizamientos de tierras, en la mayoría de los casos no conservan la morfología inicial; la acción erosiva ha reemplazado la morfología en bloques por una de geometría convexa alargada (loma), en donde los materiales están mal clasificados, son heterométricos y polilitológicos.

La mayoría de los depósitos se encuentran disecados, cuando este proceso es muy severo, se fragmentan. De alguna manera, esta característica puede asociarse con la edad relativa de ocurrencia del evento: a mayor densidad de la disección, mayor edad; a menor integración del drenaje, el proceso es más reciente (Fig. 66).

9.4 Flujos de lodo

El exceso de precipitación en un breve lapso favorece el desarrollo de flujos de lodo siempre y cuando exista disponibilidad de detritos; estos son heterogéneos, se desplazan como un fluido viscoso que se mueve a distintas velocidades; una vez que se detiene adopta una morfología lobulada.

En la zona de estudio se observó que algunos de ellos se han generado a partir de la transformación de los depósitos de deslizamiento (material disponible) en flujo de lodo; este hecho se explica por la pérdida de cohesión y fricción de los materiales por un exceso de agua en el subsuelo, proporcionado por lluvias intensas ocasionadas por frentes fríos y ciclones.

a) Lóbulos

Se caracterizan por presentar una morfología alargada con frentes convexos y escarpes laterales y frontales; esta es su expresión más común. Su localización, está vinculada a depósitos o circos asociados a deslizamientos de tierras.

b) En gradería

Esta morfología es adoptada cuando el flujo de lodo avanza sobre un terreno con desniveles y se adapta al relieve preexistente. Existe otra posibilidad que se asocia con una yuxtaposición de varios flujos consecutivos, acomodándose a manera de rampa escalonada (Fig. 66).

SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Escarpes

Son elementos lineales del relieve que definen cambios abruptos en la inclinación de las pendientes y que varían en cuanto a su génesis. En la zona de estudio se distribuyen en todo tipo de formas de relieve y se asocia, tanto a procesos endógenos como exógenos, en el primer caso, un ejemplo son los frentes y flancos de lava, mientras que en el segundo todas aquellas laderas abruptas que definen mantos coluviales.

Cimas convexas

Representan porciones cumbrales de edificios volcánicos o domos, en el primer caso puede ser un rasgo vinculado a la actividad erosiva. En el segundo, representa la zona emisora de las lavas viscosas que constituyen al domo. En el área de estudio estas morfologías se sitúan en todos los domos y en el volcán de escorias del oeste del mapa.

Contactos

a) Reales

Indican límites precisos y evidentes entre unidades de relieve.

b) Inferidos

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

c) Diferidos

Representan el límite o frontera más próxima entre unidades que a diferencia de los anteriores se pierden o funden unos con otros.

Líneas de flujo en abanicos

Indican la probable distribución de los depósitos de los abanicos a partir de su ápice y hacia sus partes distales.

Nivel altitudinal relativo

Representa la disposición altitudinal que guardan unas formas con respecto a otras, de esta manera es posible determinar una edad relativa del relieve y reconstruir su evolución.

Consideraciones Finales

En este apartado se ha integrado información geológica y estratigráfica con la geomorfológica (génesis, morfología, dinámica y de edad relativa del relieve). De esta manera fue posible realizar una cartografía coherente, estructurada y con límites precisos; que muestra la configuración espacial de las formas de relieve y los procesos asociados a ellas. El objetivo de este documento se cumple y a partir de él explican las etapas constructivas y destructivas en la evolución del CVTa.

El análisis de las formas de relieve a partir de la cartografía geomorfológica hace evidente la estrecha relación que existe entre morfología, dinámica y estructura geológica. De esta manera es posible valorar la influencia del clima de la región y la posibilidad de que un agente modelador se convierta en un fenómeno peligroso que ponga en riesgo al hombre y su actividad.

El mapa geomorfológico agrupa el relieve del CVTa en dos categorías genéticas (endógeno - exógeno) y una de transición (endógeno modelado). El relieve endógeno está representado por las formas derivadas de procesos volcánicos; se subdivide en positivo (lavas, domos, rampas y mantos) y negativo (laderas de explosión, de colapso y cráteres), aspectos que dependen del estilo eruptivo que los creó.

El relieve exógeno está vinculado a los factores geográficos locales. La existencia de formas erosivas y acumulativas permite entender las relaciones que existen entre los distintos elementos que constituyen la naturaleza y el relieve. La variedad de unidades que integran este rubro, ha derivado de la transformación de edificios y depósitos volcánicos, así como de su interacción con el sustrato preexistente (rocas metamórficas e intrusivas). La morfología que se aprecia en la cartografía geomorfológica no solamente plasma la relación de la corteza terrestre con la naturaleza, también refleja el control estructural (fallas).

El relieve endógeno-modelado tiene como característica, su formación endógena y por otro, la influencia de los procesos exógenos. Además fue posible establecer la edad relativa de algunas unidades geomorfológicas según parámetros de integración y disección del drenaje, que revelan un mayor tiempo de exposición a la acción fluvial. Por lo tanto entre más disección se presente, existe una mayor variedad del relieve, que favorece la pérdida de sus rasgos morfológicos originales.

Conclusiones

Se establece una secuencia histórica que involucra grupos humanos prehispánicos con la actividad volcánica. La sistematización y análisis de los datos investigados se plasma en un cuadro en donde se relaciona la secuencia espacio-temporal de las poblaciones prehispánicas localizadas en las cercanías del Complejo Volcánico Tacaná. De esta manera se hace evidente el vínculo que existe entre las sociedades, los momentos de auge y declive de sus culturas y el estrecho vínculo que mantienen con las erupciones volcánicas. El aprovechamiento de recursos naturales existentes, durante un periodo de calma volcánica (400 años), permitió el establecimiento de Izapa como un polo económico y religioso. Las condiciones de bienestar fueron interrumpidas por la erupción peleana de 1950 años A.P., las nuevas condiciones naturales ocasionaron la decadencia del centro ceremonial entre los años 50-100 d.C. El abandono definitivo del asentamiento ocurrió en el año 800 A.P., misma fecha en la que acontecen explosiones freatomagmáticas en el Tacaná (Tabla 1).

Se establecieron tres periodos modernos de calma en el CVTa; el primero de ellos con una duración de 92 años (1857-1949), el segundo de 34 (1951-1985) y el último de 21 (1989-actualidad); la disminución del lapso de tiempo entre ellos, enmarca al volcán en una probable etapa de reactivación. Hay que mencionar que como preludeo a un nuevo evento eruptivo la sismicidad ha estado presente, así lo atestiguan todos los testimonios que fueron encontrados. Los reportes científicos y la información periodística permitieron la elaboración de una tabla en la cuál se ordenan los eventos más recientes ocurridos en el Tacaná (Tabla 3) fue su análisis lo que permitió plantear la cercanía de una etapa de actividad en el volcán.

Se construyó una columna estratigráfica que complementa el conocimiento sobre la secuencia deposicional de los diversos materiales que componen a la zona de estudio (Fig. 21). Con esta información se reconstruyó la historia eruptiva del CVTa, misma que resume en una tabla cronoestratigráfica la alternancia de eventos explosivos y efusivos en los distintos volcanes (Tabla 4). El Complejo Volcánico presenta una recurrente dinámica de construcción y destrucción de domos, que han generado importantes y extensos depósitos piroclásticos. Bajo el supuesto de que los fenómenos naturales son cíclicos y repetitivos, la creación de los esquemas mencionados constituyen un aporte para la planeación de estudios sobre riesgos volcánicos.

La información geológica, tectónica y vulcanológica se integró al estudio del relieve por lo que se logró establecer una clasificación genética de las formas de la superficie estudiada, a manera de una tipología, que resulta de homologar criterios establecidos y publicados, así como del análisis de las particularidades de cada unidad. El arreglo espacial del relieve se encuentra definido de manera detallada, coherente y con límites precisos en el mapa geomorfológico, que junto con su leyenda explicativa es el principal aporte de esta investigación. Así mismo la tipificación de las formas de relieve en esta cartografía es susceptibles de ser utilizados en otras zonas de características similares.

Bibliografía

- Alcántara, I. (2000) Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 41, 7-21.
- Alvarado-González, R. (2003) *Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México*. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México, D.F.
- Anderson, T.H., Burkart, B., Clemons, R.E., Bohnenberger, O.H. y Blount, D.N. (1973) Geology of the western Altos Cuchumatanes, northwestern Guatemala. *GSA Bulletin*, 84, 305-826.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Hughes, S., Saucedo, R., Escobar, R., García-Palomo, A. y Mora, J.C. (2004) Late Pleistocene Plinian activity at the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. *IAVCEI General Assembly 2004, Symposium 03a-07*.
- Ahnert, F. (1998) *Introduction to Geomorphology*. Arnold. Londres, Gran Bretaña.
- Banks, N.G., Tilling, R.I., Harlow, D.H. y Ewert, J.W. (1993) Vigilancia volcánica y pronósticos a corto plazo. *Los peligros volcánicos*. Tilling, R. I., (ed.) 51-82.
- Bashenina, B. (1977) *Cartografía Geomorfológica*. Ed. Educación Superior, Moscú, URSS. (en ruso).
- Benítez, F. (1974) *La Ruta de Hernán Cortés*. Colección Popular. Fondo de Cultura Económica, México.
- Bergeat, A. (1894) Zur kenntnis der jungen eruptivgestein der Republik Guatemala. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gessellschaft*, 46, 131-157.
- Blake, M., Chisholm, B.S., Clark, J.E., Voorhies, B. y Lowe, M.W. (1992) Prehistoric Subsistence in the Soconusco Region. *Current Anthropology*, 33 (1), 83-94.
- Bloom, A.L. (1978) *Geomorphology*. Prentice Hall, Inc.
- Böse, E. (1902) Breve noticia sobre el estado actual del volcán Tacaná, Chiapas. *Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 18, 266-270.
- Böse, E. (1905) Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco. *Instituto Geológico de México, Boletín*, 20.
- Braidwood, R. J. (1960) The Agricultural Revolution. *Scientific American*, 203,130-148.
- Burkart, B. (1978) Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas Mexico. *Geology*, 6, 328-332.
- Burkart, B. y Self, S. (1985) Extension and rotation of crystal blocks in the northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13, 22-26.

- Burkart, B., Deaton, B.C., Dengo, C. y Moreno, G. (1987) Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement. *Tectonics*, 6, 411-422.
- Carneiro, R.L. (1974) A Reappraisal of the Roles of Technology and Organization in the Origin of Civilization. *American Antiquity*, 39 (2), 179-186.
- Carr, M.J. (1976) Underthrusting and Quaternary faulting in Northern Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 78, 825-829.
- Carr, M.J. (1984) Symmetrical and Segmented Variation of Physical and Geochemical Characteristics of the Central American Volcanic Front. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 231-252.
- Carr, M.J., Feigenson, M.D., Patino, L.C. y Walker, J.A. (2004) Volcanism and Geochemistry in Central America: Progress and Problems. En, *Geophysical Monographic Series*, 138. J.M. Eiler (ed.) AGU, Washington, D.C. 153-174.
- Carrera-Muñoz, M. (2007) *Estudio Geocronológico y Petroológico del Basamento del Complejo Volcánico Tacaná*. Tesis Profesional. ESIA Ticoman, IPN. México, D.F.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V. (1993) *Volcanic Successions*. Chapman & Hall, London.
- Cerda, R. (1940) Los mame. *Revista Mexicana de Sociología*, 2 (3), 61-100.
- Chan, L.H., Leeman, W.P. y You, C.F. (1999) Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas: implications for modification of sub-arc mantle by slab delivered fluids. *Chemical Geology*, 160, 255-280.
- Childe, V.G. (1944) Archaeological stages as technological stages. *Journal of the Royal Anthropological Institute*, 74, 7-24.
- Coe, M.D. (1961) *La Victoria*. Papers of the Peabody Museum of Archaeology and Ethnology 53. Harvard University. Cambridge.
- Damon, P. y Montesinos, E. (1978) Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, Mexico. *Arizona Geological Society Digest*, 11, 155-168.
- De Cserna, Z., Aranda-Gómez, J.J. y Mitre-Salazar, L.M., (1988). Mapa fotogeológico preliminar y secciones estructurales del Volcán Tacaná. *Carta Geol. y Min.*, 7. Inst. Geología, UNAM.
- De la Cruz, M.V. y Hernández, R. (1985) *Estudio geológico a semidetalle de la zona geotérmica del volcán Tacaná, Chiapas*. México, Comisión Federal de Electricidad, Reporte interno, 41/85.
- De la Cruz-Reyna, S., Armienta, M.A., Zamora, V. y Juárez, F. (1989) Chemical changes in the spring waters at Tacaná volcano, Chiapas, México: A possible precursors of the May 1986 seismic crisis and phreatic explosion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38, 345-346.

- DeMets, C. (2001) A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046.
- Pedraza, J. (1996) *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Editorial Rueda, Madrid, España.
- De Silva, S. (2008) Arc magmatism, calderas and supervolcanoes. *Geology*, 36 (8), 671-672.
- Dollfus, A. y Montserrat, E. (1897) Archives de la Commission Scientifique du Mexique,, Ministère de L'Instruction Publique. *El renacimiento*, 1, 451-457.
- Ekholm, S.M. (1969) *Mound 30a and the Early Preclassic Ceramic Sequence of Izapa, Chiapas, México*. Papers of the New World Archaeological Foundation 25. Brigham Young University. Provo, Utah.
- Erdlac, R.J., Jr. y Anderson, T.H. (1982) The Chixoy-Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. *GSA Bulletin*, 93, 57-67.
- Espíndola, J.M., Medina, F.M. y De los Ríos, M. (1989) A C-14 age determination in the Tacaná volcano (Chiapas, México). *Geofísica Internacional*, 28, 123-128.
- Ferrari, L., López-Martínez, M. y Rosas-Elguera, J. (2002) Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western México: implications for the late subduction history of the Farallón plate. *Tectonics*, 21 (4:17), 1-24
- Fisher, R.L. (1961) Middle American Trench: Topography and Structure. *GSA Bulletin*, 72, 703-720.
- Ford, A. y Rose, W.I. (1995) Volcanic ash in ancient Maya ceramics of the limestone lowlands: implications for prehistoric volcanic activity in the Guatemala highlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 149-162.
- Franco-Ramos, O. (2005) *Geomorfología del Volcán Popocatepetl*. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México, D.F.
- García-Palomo, A., Macías, J.L. y Espíndola, J.M. (2004) Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern México. *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., Espíndola, J.M., Escobar, R. y Layer, P. (2006) Geological Evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. *GSA, Special Paper*, 412, 39-57.
- Gerhard, P. (1991) *La frontera sureste de la Nueva España*. Traducción de Stella Mastrangelo. UNAM. México.
- Gorshkov, G. y Yakushova, A. (1970) *Geología General*. Editorial Mir, Moscú.

- Green, D.F. y Lowe, G.W. (1967) *Altamira and Padre Piedra, Early Preclassic sites in Chiapas, México*. Papers of the New World Archaeological Foundation 15. Brigham Young University. Provo, Utah.
- Guerra-Peña, F. (1980) *Fotogeología*. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria. México 20, D.F.
- Gutiérrez-Elorza, M. (2008) *Geomorfología*. Pearson Educación, S. A. Madrid.
- Guzmán-Speziale, M. (2001) Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of North America-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 337, 39-51.
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W.D. y Matumoto, T. (1989) The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates. *Tectonics*, 8, 981- 997.
- Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J.J. (2000) The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern México. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 459-468.
- Guzmán-Speziale, M., Valdés-González, C., Molina, E. y Gómez, J.M. (2005) Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to the subduction of the Cocos plate? *Tectonophysics*, 400, 241-254.
- Harlow, G.E., Hemming, S.E., Avé-Lallemant, H.G., Sisson, V.B. y Sorensen, S.S. (2004) Two high-pressure-low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions. *Geology*, 32 (1), 17-20.
- Holohan, E.P., van Wyk de Vries, B. y Troll, V.R. (2008) Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70, 773-796.
- Humboldt, A. (1862) *Cosmos; a sketch of the physical description of the universe*. London, H.G. Bohn.
- Jordan, B.R., Sigurdsson, H., Carey, S. N., Rogers, R. y Ehrenborg, J. (2000) Geochemical correlation of Caribbean Sea tephra layers with ignimbrites in Central America. *GSA, Special Paper*, 402, 175-208.
- Karátson, D., Thouret, J.C., Moriya, I. y Lomoschitz, A. (1999) Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. *Bulletin of Volcanology*, 61, 174-193.
- Klimaszewski, W. (1982) Detailed Geomorphological Maps. *ITC Journal*, 1982-3, 265-272.
- Lowe, G.W., Lee, J.A. y Martínez-Espinosa, E. (1982) *Izapa: an Introduction to Ruins and Monuments*. Papers of the New World Archaeological Foundation 31. Brigham Young University. Provo, Utah.
- Lugo-Hubp, J.I. (1989) *Diccionario Geomorfológico*. Instituto de geografía, UNAM. México.

- 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.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J. y Wolf, R. (2006) Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, 33 (L19309), 1-5.
- Macías, J.L., Espíndola, J.M., García-Palomo, A., Scout, K.M., Hughes, S. y Mora, J.C. (2000) Late Holocene Peléan-style eruption at Tacaná volcano, México and Guatemala: Past, present, and future hazards. *GSA Bulletin*, 112 (8), 1234-1249.
- 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. y Capra, L. (2005) *Los Volcanes y sus Amenazas*. Serie: La Ciencia para todos. No. 210, Fondo de Cultura Económica. México.
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Palomo, A., Mora, J.C., Layer, P.W. y Espíndola, J.M. (2010) Late-Pleistocene flank collapse triggered by a dome growth at Tacaná volcano, México-Guatemala, and its relationship to the regional stress regime. *Bulletin of Volcanology*, 72, 33-53.
- MacNeish, R.S., Nelken-Terner, A. (1983) The Preceramic Mesoamerica. *Journal of Field Archaeology*, 10, 71-84.
- Martini, M. (1993) Gases Volcánicos. *La volcanología actual*. Martí, J. y Araña, V., (coords.). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid. pp. 387-444.
- Memorial de Sololá (1950). *Memorial de Sololá, memorial de Tecpan-Atitlan: Anales de los Cakchikeles. Título de los señores de Totonicapán*. Recinos, A., (ed.), Fondo de Cultura Económica, México.
- Mercado, R. y Rose, W.I. (1992) Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala-México. *Geofísica Internacional*, 31, 205-237.
- Meschede, M. y Frisch, W. (1998) A plate tectonic model for Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296, 269-291.
- Molina-Garza, R.S., van der Voo, R. y Urrutia-Fucugauchi, J. (1992) Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern México: Evidence for rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of México. *GSA Bulletin*, 104, 1156-1168.

- Molnar, P. y Sykes, L.R. (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *GSA Bulletin*, 80, 1639-1684.
- Mooser, F., Meyer-Abich, H., y McBirney, A. R., (1958) Catalogue of the Active Volcanoes of the World, Part VI, Central America. *Napoli International Volcanology Association*, 1-36.
- Mora, J.C., Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Espíndola, J.M., Manetti, P., Vasselli, O. y Sánchez, J.M. (2004) Petrology and geochemistry of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala: Evidence for the last 40 000 yr of activity. *Geofísica Internacional*, v. 43 (3) 205-237.
- Muehlberger, W. y Ritchie, A.W. (1975) Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*, 3, 232-235.
- Mugica, R. (1987) *Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Macizo de Chiapas*. Instituto Mexicano del Petróleo.
- Müllerried, F.K.G. (1951) *La reciente actividad del Volcán de Tacaná, Estado de Chiapas, a fines de 1949 y principios de 1950*. Informe del Instituto de Geología, UNAM.
- Müllerried, F.K.G. (1957) *Geología de Chiapas*. México, D.F.
- Murcia-Agudelo, H.F. (2008) *Depósitos de lahar del complejo volcánico Tacaná y depósitos fluviales en el abanico de Tapachula, Chiapas, México*. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- Murcia, H.F. y Macías, J.L. (2009) Registro geológico de inundaciones recientes e inundación del 4 de octubre de 2005 en la ciudad de Tapachula, Chiapas, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 1-17.
- Norman, V.G. (1976) *Izapa Sculpture*. Papers of the New World Archaeological Foundation 30. Brigham Young University. Provo, Utah.
- Ollier, C. (1972) *Volcanoes*. The MIT Press, England.
- Ordaz-Méndez, C.A. (2006) *Reconstrucción de la historia eruptiva del volcán Tacaná-Chiapas, México, durante el Holoceno*. Tesis Profesional. ESIA Ticomán, IPN. México, D.F.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L.A., Keppies, J.D., Ortega-Gutiérrez, F. y Solé, J. (2008) Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America-Caribbean plate tectonics. *GSA Bulletin*, 20 (5/6), 556-570.
- Patino, L.C., Carr, M.J., Feigenson, M.D. (2000) Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in the subducted sediment input. *Contributions to Mineral Petrology*, 138, 265-583.

- Peña-Monné, J.L. (1997) *Cartografía Geomorfológica. Básica y Aplicada*. Geoforma ediciones, Logroño, España.
- Pompa-Mera, V. (2005) *Petrografía y geoquímica del complejo volcánico Tacaná, Chiapas México*. Tesis profesional. Facultad de Ingeniería, UNAM. México, D.F.
- Quintana-Hernández, F. y Rosales, C.L. (2006) *Mames de Chiapas*. CDI, México.
- Rodolfo, K.S. (1989) Origin and early evolution of lahar channel at Mabinit, Mayon Volcano, Philippines. *GSA Bulletin*, 101, 414-426.
- Rogers, R. D., Kárasón, H. y Van der Hilst, R. D. (2002) Epeirogenic uplift above a detached slab in Northern Central America. *Geology*, 30 (11), 1031-1034.
- Rose, W.I. (1972) Santiaguito Volcanic Dome, Guatemala. *GSA Bulletin*, 83, 1413-1434
- Rose, W.I., Conway, F.M., Pullinger, C.R., Deino, A. y McIntosh, W.C. (1999) An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America. *Bulletin of Volcanology*, 61, 106-120.
- Salinas-Sánchez, S. (2005) *Mapeo Morfogenético y Análisis Cuantitativo del depósito de avalancha de detritos del volcán Jocotitlán, Estado de México*. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.
- Sanders, W.T., Parsons, J. y Santley, R.S. (1979) *The basin of México. Ecological processes in the evolution of a civilization*. Academic Press, New York.
- Sapper, C. (1896) *La geografía física y la geografía de la Península de Yucatán*. Instituto Geológico de México.
- Sapper, C. (1899) *Ueper Gebirgsbau und Boden des noerdlichen Mittelamerika*. Petermanns Geographische Mitteilungen.
- Scott, W.E. (1993a) Los peligros volcánicos. *Los peligros volcánicos*. Tilling, R.I. (ed.) 9-24.
- Scott, W.E. (1993b) Zonificación de los peligros volcánicos y predicciones a largo plazo. *Los peligros volcánicos*. Tilling, R.I. (ed.) 25-50.
- SEAN, 11:01 (1986) Index of Monthly reports: Tacaná volcano, 01/1986. *Seismic Event Alert Network, Bulletin*, 11:01.
- SEAN, 11:02 (1986) Index of Monthly reports: Tacaná volcano, 02/1986. *Seismic Event Alert Network, Bulletin*, 11:02.
- SEAN, 11:05 (1986) Index of Monthly reports: Tacaná volcano, 05/1986. *Seismic Event Alert Network, Bulletin*, 11:05.
- Schmincke, H.U. (2004) *Volcanism*. Springer-Verlag, Germany.

- Siebe, C., Komorowski, J.C., Sheridan, M.F. (1992) Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 54, 573-589.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L. y Obenholzner, J. (1996a) Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the Future? *Geology*, 24 (5), 399-402.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Obenholzner, J. (1996b) La destrucción de Cacaxtla y Cholula: un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Ciencias*, 41, 36-45.
- Simonov, Y. (1985) *Análisis morfométrico*. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).
- Smith, G.A., Fritz, W.J. (1989) Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17, 375-376.
- Stoiber, R.E., Carr, M.J. (1973) Quaternary volcanic and tectonic segmentation in Central America. *Bulletin of Volcanology*, 37, 304-325.
- Strahler, A.N. (1979) *Geografía Física*. Ediciones Omega, S. A., Barcelona. Cuarta Edición.
- Thouret, J.C. (1999) Volcanic geomorphology – an overview. *Earth-Science Reviews*, 47, 95-131.
- Thouret, J.C. y Lavinge, F. (2000) Lahars: occurrence, deposits and behaviors of volcano-hydrologic flows. *Volcaniclastic rocks from magmas to sediments*. Leyrit, H. y Montenant, C. (eds.) 151-174.
- 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 Reaserch*, 89, 123-137.
- Urrutia-Fucugauchi, J.H. y Del Castillo, L. (1977) Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XXXVIII, 1, 18-28.
- Verstappen, H.Th. (1983) *Applied Geomorphology*. Elsevier Science Publishers, The Netherlands.
- Verstappen, H.Th. (2000) *Outline of the Geomorphology of Indonesia*. ITC Publication 79, The Netherlands.
- Vidal, J.R. y Twidale, Ch.R. (1998) *Formas y Paisajes Graníticos*. Universidade da Coruña, España.
- Voorhies, B. (1976) *The Chantuto People: An Archaic Period Society of the Chiapas Littoral, México*. Papers of the New World Archaeological Foundation 41. Brigham Young University. Provo, Utah.

- Voorhies, B. y Kennet, D. (1995) Buried sites on the Soconusco Coastal Plain, Chiapas, México. *Journal of field Archaeology*, 22 (1), 65-79.
- Waibel, L. (1946) *La sierra Madre de Chiapas*. Ediciones de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. México.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriondo, A. y Ortega-Gutiérrez, F. (2006) Provenance ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE México. Implications on the tectonic evolution of western Pangea. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23 (3), 262-276.
- 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.
- White, L.A., (1949). Ethnological theory. *Philosophy for the future*. Sellars, R.W., McGill, V.J. y Farber, M., (eds.) 357-384.
- Wohletz, K.H., (1993). Hidrovolcanismo. *La volcanología actual*. Martí J. y Araña, V. (coords.) Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid. pp. 99-195.

Hemerografía:

- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Viernes 23 de Diciembre de 1949, Año II Num. 319. pp.1.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Martes 3 de Enero de 1950, Año II Num. 328. pp. 1, 3, 4.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Miércoles 4 de Enero de 1950, Año II Num. 329. pp. 1, 4.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Jueves 5 de Enero de 1950, Año II Num. 330. pp. 1, 4.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Sábado 7 de Enero de 1950, Año II Num. 332 pp. 1, 4.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Sábado 18 de Enero de 1986, Año XXXVIII Num. 14,849. pp. 2.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Miércoles 22 de Enero de 1986, Año XXXVIII Num. 14,852. pp. 3.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula, Chis., Miércoles 29 de Enero de 1986, Año XXXVIII Num. 14,858. pp. 1, 4.
- DIARIO DEL SUR*, Tapachula Chiapas, Miércoles 5 de Marzo de 1986, Año XXXVIII Num. 14,888. pp. 1 .

DIARIO DEL SUR, Tapachula Chiapas, Viernes 9 de Mayo de 1986, Año XXXVIII Num. 14,939. pp. 1, 4.

DIARIO DEL SUR, Tapachula Chiapas, Sábado 10 de Mayo de 1986, Año XXXVIII Num. 14,940. pp. 1, 4

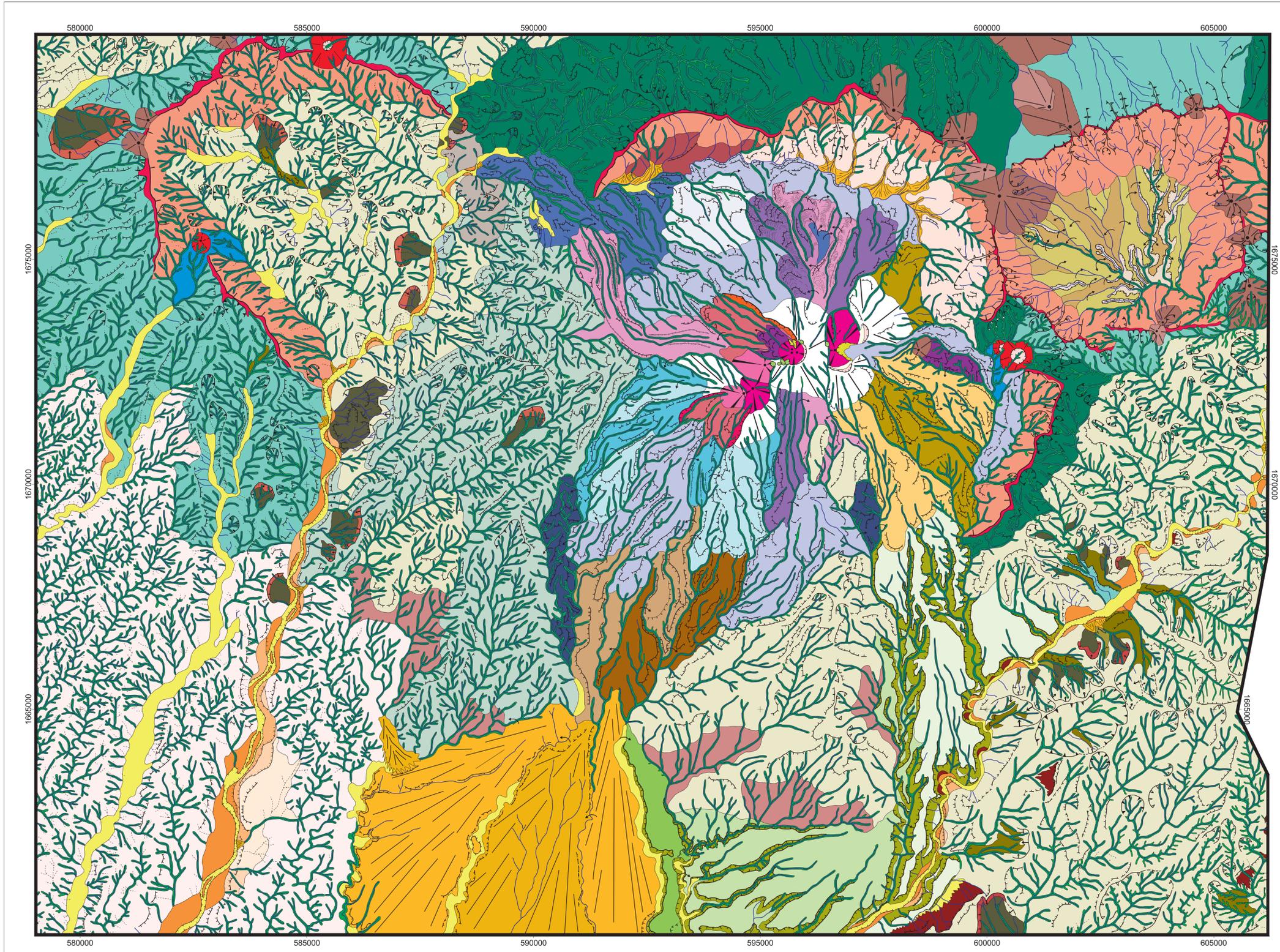
DIARIO DEL SUR, Tapachula Chiapas, Martes 13 de Mayo de 1986, Año XXXVIII Num. 14,942. pp. 1, 4

Paginas web consultadas:

www.famsi.org/research/loubat/Telleriano-Remensis/page_42r.jpg.

www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1401-13=&volpage=var.

www.inegi.gob.mx/monografias/informacion/chis/territorio/clima.aspx?tema=me&e=07



Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tacaná y zonas adyacentes

RELIEVE ENDÓGENO

- 1. **Volcánico Acumulativo**
 - 1.1 Complejo Volcánico Tacaná (CVTa): V. Chichuj, V. Tacaná, V. San Antonio.
 - 1.2 Domos:
 - a) Centrales*
 - b) Secundarios*
 - 1.3 Volcanes de escoria*
 - 1.4 Coladas de lava asociadas a: V. Chichuj, V. Tacaná, V. San Antonio V. de escoria y domos
 - a) V. Chichuj*
 - b) V. Tacaná*
 - c) V. San Antonio*
 - d) V. de escoria
 - e) domos
 - 1.5 Levées
 - 1.6 Crestas de compresión
 - 1.7 Relieves asociados a flujos piroclásticos:
 - a) Mesiformes:
 - Antiguos
 - De transición
 - Recientes
 - b) Laderas, rampas y mantos*
 - c) Rampas fuertemente inclinadas
 - d) Laderas asociadas a las etapas tempranas del CVTa
 - 1.8 Rampas laháricas con morfología lobulada*
 - 1.9 Rampas onduladas: avalancha de escombros
- 2. **Volcánico Explosivo**
 - 2.1 Laderas de explosión
 - 2.2 Laderas de colapso de domo
 - 2.3 Laderas de colapso en edificio volcánico
 - 2.4 Borde caldérico
 - 2.5 Cráter freatomagmático

Formas asociadas al relieve volcánico

- a) Cráter cerrado
- b) Cráter en herradura
- c) Laderas interiores de cráter
- d) Fondo de cráter

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

- 3. **Volcánico**
 - 3.1 Asociado a calderas:
 - a) Laderas interiores:
 - Explosivas-subsistencia
 - Efusivas postcaldéricas
 - b) Laderas exteriores
 - 3.2 Laderas escalonadas: flujos piroclásticos
 - 3.3 Volcán de escoria
- 4. **Relieves Graníticos:** laderas convexas, cúpulas y crestas
- 5. **Relieves Metamórficos:** lomeríos aislados de esquistos y gneiss

RELIEVE EXÓGENO

- 6. **Erosivo Fluvial**
 - 6.1 Valles fluviales
 - a) < 20 metros de profundidad
 - b) 20 a 40 metros de profundidad
 - c) > 40 metros de profundidad
 - 6.2 Circos erosivos
 - a) Activos
 - b) Inactivos
 - 6.3 Laderas fluviales-gravitacionales de valles profundos
 - 6.4 Lomeríos: abanicos aluviales antiguos*
- 7. **Acumulativo Fluvial**
 - 7.1 Llanura aluvial
 - 7.2 Terrazas fluviales*
 - 7.3 Abanicos aluviales

7.4 Mantos aluviales: abanicos yuxtapuestos

7.5 Rampas detríticas complejas: graníticas y piroclásticas

8. **Erosivo Gravitacional**

- 8.1 Circos:
 - a) Desprendimiento
 - b) Deslizamiento
- 8.2 Superficie de deslizamiento

9. **Acumulativo Gravitacional**

- 9.1 Mantos coluviales
- 9.2 Depósitos volcánico-gravitacionales
- 9.3 Depósitos de deslizamiento:
- 9.4 Flujo de lodo:
 - a) Lóbulos
 - b) En gradería

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

- Escarpes
- Cimas convexas
- Contactos:
 - a) Reales
 - b) Inferidos
 - c) Diferidos
- Líneas de flujo en abanicos
- Nivel altitudinal relativo



* Los diferentes tonos de color delimitan unidades individuales pertenecientes al mismo grupo genético

