



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores,
Unidad Morelia

RECONSTRUCCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE
LA CIMA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
TACANÁ, MÉXICO-GUATEMALA, DURANTE
EL HOLOCENO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

JUAN SALVADOR FERNANDEZ PEÑA

DIRECTOR DE TESIS: DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ
CO-DIRECTOR DE TESIS: MTRO. GUILLERMO CISNEROS MÁXIMO

MORELIA, MICHOACÁN

MAYO, 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES, UNIDAD MORELIA
SECRETARÍA GENERAL
SERVICIOS ESCOLARES

MTRA. IVONNE RAMÍREZ WENCE
DIRECTORA
DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR
P R E S E N T E

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión extraordinaria 10** del **H. Consejo Técnico** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día **21 de octubre de 2020**, acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional del alumno (a) **Juan Salvado Fernández Peña** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **416069864**, con el trabajo titulado: **“Reconstrucción estratigráfica de la cima del complejo volcánico Tacaná, México-Guatemala, durante el Holoceno”**, bajo la dirección como **tutor** del Dr. José Luis Macías Vázquez y como **co-tutor** el Mtro. Guillermo Cisneros Máximo.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

Presidente: Dr. Gabriel Vázquez Castro
Vocal: Dr. Antonio Pola Villaseñor
Secretario: Dr. José Luis Macías Vázquez
Suplente: Dr. Juan Manuel Sánchez Núñez
Suplente: Dr. Denis Ramón Avellán López

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
“POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU”
Morelia, Michoacán, a, 02 de junio de 2021.

DRA. YESENIA ARREDONDO LEÓN
SECRETARIA GENERAL

Agradecimientos institucionales

Reconocimiento a la Licenciatura en Geociencias, así como a todos los docentes que contribuyeron en mi formación académica.

Al proyecto No. 522 asignado al Dr. José Luis Macías Vázquez por CONACyT llamado “Elaboración del mapa de peligros del volcán Tacaná, Chiapas y análisis para la prevención de riesgos” correspondiente a la Convocatoria de Proyectos de Desarrollo Científico para Atender Problemas Nacionales.

A la beca de Ayudante de Investigador Nivel III, de CONACyT asignada a mi por el doctor José Luis Macías Vázquez para el apoyo a la investigación.

A mis sinodales: Dr. José Luis Macías Vázquez, Dr. Gabriel Vázquez Castro, Dr. Antonio Pola Villaseñor, Dr. Juan Manuel Sánchez Núñez y Dr. Denis Ramón Avellán López por su paciencia y revisión de la tesis, además de ser grandes profesores e investigadores que me ayudaron a formarme como estudiante.

Agradecimientos personales

Quiero agradecer a todos aquellos que me apoyaron y formaron parte de este trabajo

Al Dr. José Luis Macías Vázquez por brindarme la confianza para realizar este proyecto y tomarme como alumno, por acercarme al mundo de la investigación y ver en su ejemplo en lo que me gustaría convertirme algún día, gracias por su paciencia y por lo mucho que me ha apoyado.

Al Mtro. Guillermo Cisneros Máximo por ser la primera persona en recibirme dentro del Instituto de Geofísica, la increíble persona que es, sus consejos y su apoyo incondicional, por todas las horas que invirtió en enseñarme a usar SIGs y el arte de hacer mapas.

Al Laboratorio de Análisis de Partículas y Separación de Minerales (LAPSMi) del Instituto de Geofísica-Unidad Morelia donde lleve a cabo los análisis granulométricos de partículas gruesas y separación de componentes.

A la Geog. Irma Fabiola Mendiola López por su apoyo en la elaboración de los análisis de partículas finas por difracción láser, el graficado de los análisis granulométricos y de componentes, y la supervisión del uso del laboratorio LAPSMi.

A la Dra. María del Sol Hernández Bernal quien me transmitió ese amor tan grande hacia La Tierra, gracias por su pasión al momento de dar clases, por su empatía y por enseñarnos a todos los que pasamos por su aula a apreciar el mundo en que vivimos. Al Dr. Gabriel Vázquez Castro, al Dr. Antonio Pola Villaseñor, al Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez, al Dr. Sinuhé Haro Corzo, al Dr. Mario Rodríguez Martínez por formarnos como estudiantes, preocuparse por nosotros y transmitirnos su conocimiento.

Dedicatoria

Este trabajo está dedicado a mi madre con su amor incondicional y sin la cual estaría en un camino muy diferente, a mis hermanas quienes fueron mis segundas mamás y me dieron la mejor infancia que un niño podría desear. Gracias a ustedes soy el hombre que soy ahora.

A mis sobrinos que sin darme cuenta se convirtieron en lo más valioso que tengo.

Al resto de mis hermanos y a mi padre, que son un pilar fundamental de mi vida.

A Don Raúl por tomarme como su hijo y asegurarse de que nunca me faltara comida, techo y educación, esta carrera también es su logro.

Y a Canelita quien ha sido mi apoyo y compañía incondicional, la muestra viviente de que con una mirada y un lengüetazo todo puede mejorar.

Índice

Resumen.....	1
Abstract	2
1.- Introducción	3
1.1 Localización	4
1.2 Antecedentes	6
1.2.1 Estudios previos	6
1.3 Justificación.....	8
1.4- Hipótesis y objetivos.....	9
1.4.1 Hipótesis.....	9
1.4.2 Objetivo general	9
1.4.3 Objetivos Particulares	9
2- Metodología	10
2.1 Recopilación de la información.....	10
2.2 Trabajo de campo	11
2.3 Metodología de laboratorio	11
2.3.1 Análisis granulométricos.....	11
2.3.2 Separación de componentes	12
2.4 Trabajo de Gabinete	13
3.- Tectónica y geología regional	13
3.1 Marco tectónico.....	13
3.2 Geología regional	15
4. Mapas temáticos.....	18
4.1 Mapa hidrológico	20
4.2 Mapa de pendientes.....	21
4.3 Mapa hipsométrico.....	24
5.- Historia eruptiva del complejo volcánico Tacaná (CVT)	25
5.1 Volcán Chichuj.....	26
5.2 Volcán Tacaná.....	27
5.3 Domo las Ardillas	29
5.4 Volcán San Antonio	29
6.- Geología y estratigrafía de la cima del CVT.....	30
6.1 Estratigrafía.....	34
6.1.1 Deposito de flujo piroclástico amarillo (DFP) ~4,000 años A.P.....	37

6.1.2 Deposito de oleada piroclástica ocre (DOP2) de 760 años	43
6.1.3 Depósito de oleada piroclástica ocre (DOP1) de 450 años	49
6.2 Columna estratigráfica compuesta del Holoceno	55
7.- Evolución volcánica.....	58
7.1 Erupción de ~4,000 años	58
7.2 Erupción de ~760 años	58
7.3 Erupción de ~450 años	61
7.4 Recurrencia de las erupciones	63
8.- Conclusiones	64
9.- Bibliografía	65

Resumen

El complejo volcánico Tacaná (CVT) fue originado por la subducción de la placa de Cocos por debajo de las placas de Norte América y el Caribe. El CVT está constituido por los volcanes Chichuj de 3,797 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.), Tacaná de 4,060 m.s.n.m., San Antonio de 3,750 m.s.n.m. y el domo las Ardillas de 3,780 m.s.n.m. La actividad moderna del CVT se ha concentrado en los flancos SO y NO del Tacaná con dos erupciones históricas ocurridas en 1,949 y 1,986. Actualmente, el CVT se encuentra en estado de quietud, sin embargo, a unos 35 km del complejo habitan cerca de 350,000 habitantes, por lo que se posiciona como uno de los volcanes de mayor riesgo de la república mexicana, sólo después del volcán Popocatepetl. Por esta razón, el estudio del CVT es de gran importancia ya que nos permitirá definir el número de erupciones que han ocurrido durante el Holoceno y definir mejor su comportamiento.

Con este fin se llevó a cabo la recopilación de información bibliográfica y el análisis de toda la información topográfica y satelital del complejo. Se realizó un análisis morfológico de la cima del CVT, apoyado con la generación de mapas temáticos, como hipsométrico, pendientes y red de drenaje. Con esta información y trabajo de campo se actualizó el mapa geológico de la cima junto con la reconstrucción estratigráfica de los depósitos volcánicos del Holoceno distribuidos en la cima (>3,700 m.s.n.m.). De cada sección estratigráfica, se colectaron muestras de depósitos volcánicos, carbón y paleosuelos para su fechamiento. Con toda esta información se hizo una correlación estratigráfica para establecer la distribución espacial y temporal de los depósitos y el tipo de erupción asociada.

De acuerdo con estudios previos, se han identificado nueve erupciones ocurridas durante los últimos ~8,000 años, cuyos depósitos no son mencionados debido a que no son característicos de la cima del complejo. En este trabajo, se reconocieron tres depósitos distribuidos en la cima del CVT, asociados a tres erupciones ocurridas hace ~4,000 años (depósito de flujo piroclástico), ~760 y ~450 años A.P. (Antes del Presente). Los depósitos de ~4,000 y ~450 años A.P. no habían sido descritos anteriormente en la literatura. Para estas erupciones se estima un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 1 y 2 con una recurrencia de ~330 años.

Abstract

The Tacana volcanic complex (TVC) is in Mexico southwest, between the state of Chiapas and the Department of San Marcos, Guatemala. This volcanic complex is a consequence of the subduction of Cocos tectonic plate below North America and Caribbean plates. The TVC is composed for Chichuj (3797 m) (elevations are referred to the medium sea level), Tacana (4060 m) and San Antonio (3750 m) strato volcanoes and for las Ardillas dome (3780 m). The modern activity in the complex is concentrated in the SW and NW flanks where historically have occurred two volcanic eruptions in 1949 and 1986. At present the TVC is in a period of quiet but near the complex are living close to 350, 000 inhabitants, for this reason, is one of the riskiest volcanoes in Mexico only after the Popocatepetl volcano. For this reason, is very important the study the top of the TVC leads to a better understanding of how many eruptions have occurred during the Holocene and to define its behavior.

In terms of the work were recuperated bibliographic information, topographic and satellite data of the complex. Subsequently, it was realized a morphologic analysis supported by the creation of thematic maps (high, slopes and hydrology) for the top of TVC. With this information and data collected on fieldwork was done an actualization of the geologic map and a stratigraphic reconstruction of the volcanic deposits distributed in the summit of TVC (>3,700 m) during the Holocene. From each stratigraphic section were collected volcanic deposits samples, and charcoal and paleosols samples for its dating. It also was done granulometric and components analysis from the samples to determine the type of volcanic deposit and its characteristics. With the obtained information was made a stratigraphic correlation to establish the temporal occurrence, deposit distribution, and the kind of associated eruption.

Previous studies identified at least nine eruptions events occur during the last ~8,000 years, their deposits are not mentioned because are not representative of the top of the TVC. In this work were recognized three deposits distributed around the summit associated with three volcanic events with ages of ~4,000 (pyroclastic flux deposit), ~760, and ~450 years BP (surge deposits). The ~4,000 and ~450 years BP deposits had not been described in the literature. For these eruptions, it is estimated at 1 or 2 Volcanic Explosivity Index (VEI) and was calculated a recurrence eruption of ~330 years.

1.- Introducción

En la presente tesis se hace la reconstrucción estratigráfica de los eventos volcánicos ocurridos en la cima (<3,700 m.s.n.m.) del CVT durante el holoceno, además de describir los atributos geomorfológicos, geológicos, hidrológicos y de relieve de la zona, esto dada la necesidad de comprender la actividad volcánica reciente, para poder pronosticar el comportamiento de erupciones futuras y su posible distribución, ya que alrededor de este complejo hay gran cantidad de asentamientos humanos para los cuales puede significar un riesgo

Para esto se recopilaron una serie de muestras de sedimentos granulares de depósitos volcánicos de la cima del CVT, y se caracterizaron por medio de análisis granulométricos, separación de componentes, y una descripción detallada de sus secuencias estratigráficas. Una vez definidas sus características se hizo una correlación estratigráfica para determinar su distribución espacial. Se generaron mapas temáticos de hidrología, pendientes e hipsometría, mediante un MDE escala 1:23,000 en el software ArcGis 10.5., por medio de los cuales se hicieron descripciones detalladas de la cima.

La importancia de este trabajo radica en que alrededor del complejo viven ~350,000 personas en un radio de 35 km, esto incluye a la ciudad de Tapachula, lo cual lo posiciona como uno de los volcanes de mayor riesgo de la república mexicana (Vázquez *et al.*, 2019; Macías *et al.*, 2000). Actualmente, el CVT es considerado como un volcán activo en estado de quietud porque durante los últimos 180 años ha tenido por lo menos tres explosiones ocurridas en 1,855 - 1,856, 1,949 y 1,986 (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1989; Mullerried, 1951). En el último evento ocurrido en 1,986, el CVT presentó actividad sísmica previa y finalizó con una explosión freática que sensibilizó a los científicos, pobladores y autoridades sobre su peligro volcánico y riesgo potencial en caso de una nueva erupción (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1989). En la actualidad existe actividad fumarólica en el volcán San Antonio y, debido a sus flancos escarpados, ocurren procesos de remoción en masa que aumenta el peligro en su entorno. A pesar de que las erupciones históricas no han representado un gran riesgo para las poblaciones aledañas, dado que han ocurrido cerca de la cima del complejo, se sabe que durante el Holoceno el volcán ha tenido grandes erupciones, como es el caso de la erupción peleana de San Antonio que ocurrió hace 1,950 años A.P. Esta erupción inundó la ciudad prehispánica de Izapa, la más importante en su tiempo en la zona del Soconusco (Rosenswig, 2009), provocando su abandono temporal (Macías *et al.*, 2000; 2018).

A pesar de los avances logrados para entender la historia eruptiva del complejo durante los últimos años (García-Palomo *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2004; Macías *et al.*, 2015), hasta la fecha no se ha realizado un estudio geológico detallado de su cima. Ésta está compuesta por domos y cráteres que no han sido asociados de manera precisa a ninguna de las erupciones conocidas (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2021). Para dar solución a lo mencionado, este estudio presenta un mapa geológico actualizado, aunado a la reconstrucción, estratigráfica de su cima para poder mejorar su cronología eruptiva y las características de estos eventos, además de proponer un periodo de recurrencia para erupciones de baja intensidad según el IEV.

1.1 Localización

El CVT se localiza en el sur de México, entre el estado de Chiapas (Fig. 1) y el departamento de San Marcos de Guatemala; sobre el sistema montañoso de la Sierra Madre del Sur. Este representa un límite internacional entre México y Guatemala, siendo el punto más alto del estado de Chiapas y el segundo punto más alto de Centroamérica. Las ciudades cercanas más importantes son Tapachula localizada al SO, a 30 km de la cima; Tuxtla Gutiérrez al NO, a 210 km de la cima; y ciudad de Guatemala al SE a 180 km de la cima. En un radio de 10 km hay alrededor de 20 poblados, algunos de los cuales se localizan directamente sobre los flancos del complejo, como: Tonina, Talquian y La Aldea Chocabj localizados en el flanco SO (Fig. 1).

Para llegar a su cima hay tres caminos principales. Desde el lado mexicano se encuentra el sendero del Chuiquihuite (Fig. 1, línea amarilla) que es la más transitada; para acceder por este camino es necesario llegar al poblado del Chuiquihuite por carretera a aproximadamente 30 min de Unión Juárez. Desde México también se encuentra el sendero de Talquián (Fig. 1, línea roja), que parte del pueblo del mismo nombre, a este poblado se puede llegar por carretera y se encuentra cinco minutos al norte de Unión Juárez. Por ambos senderos el ascenso toma un promedio de siete a nueve horas. Desde el lado guatemalteco, hay un sendero que lleva a la cima desde un punto conocido como La Haciendita (Fig. 1, línea verde), a 10 minutos del poblado Vega del Volcán, y a 30 minutos del pueblo de Sibinal. Para llegar a este punto se debe tomar una brecha partiendo del pueblo de Sibinal o bien desde el puesto fronterizo ubicado al norte de Talquián, este sendero toma un promedio de 5 horas, sin embargo, es complicado su acceso si se viene desde México.

Regionalmente, el CVT está localizado en el Soconusco, que, en términos poblacionales, destaca por haber sido habitada por grupos mixes y mayas desde ~3500 años A.C. (Antes de Cristo), debido a las abundantes lluvias y suelos fértiles (Voorhies, 1989, 2004). Desde 1,500 A.C. hasta 1,200 A.C, el centro ceremonial más importante en la región fue Izapa (Rosenwig, 2009), esta cronología de ocupación implica que los pobladores han presenciado las erupciones ocurridas durante el Holoceno medio y tardío del CVT, al grado de ser afectados de manera indirecta por la erupción ocurrida hace 1950 años A.P. (Macías *et al.*, 2018).

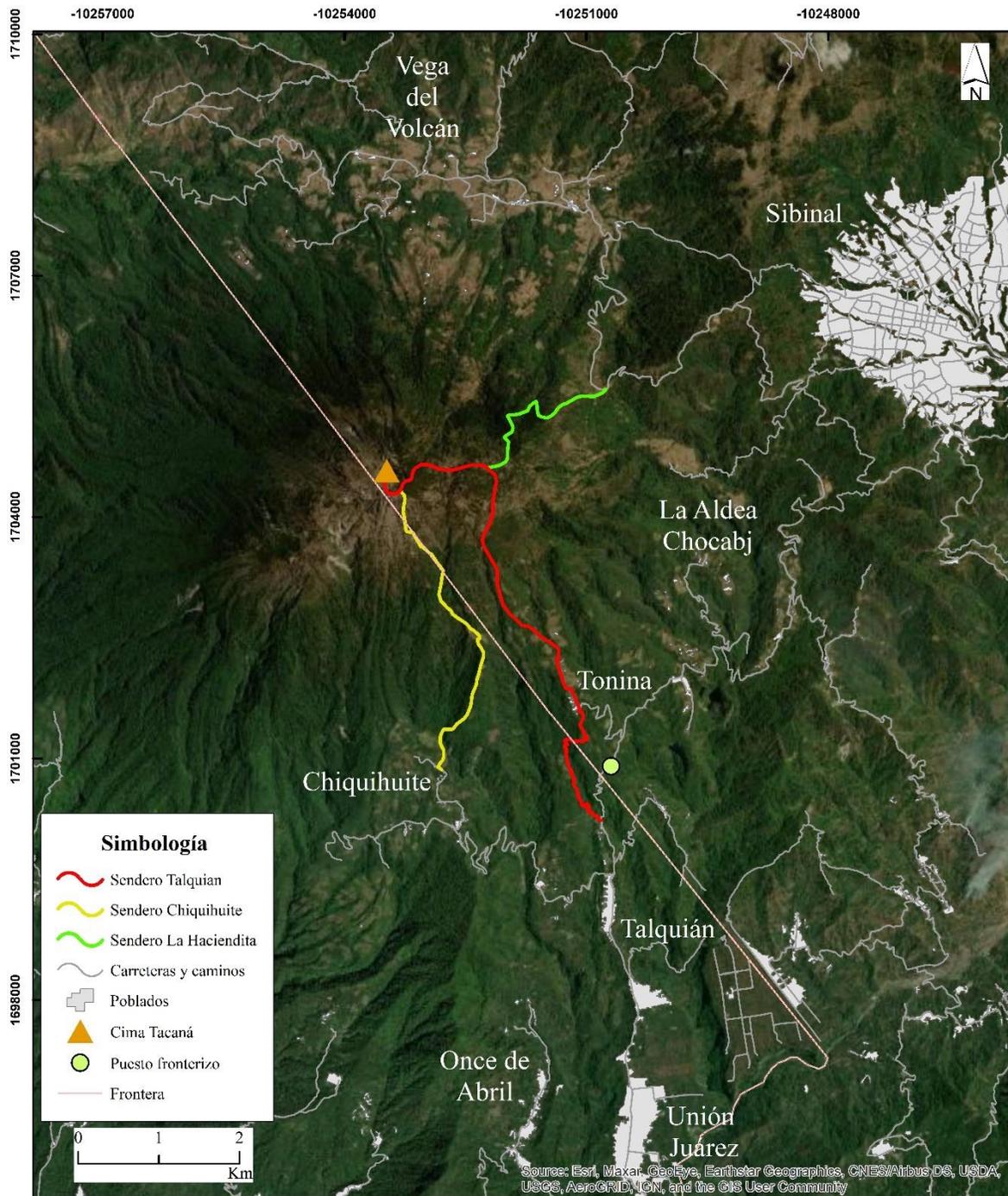


Figura 1. Mapa de localización y rutas de acceso del CVT, ubicado en el límite fronterizo entre México y Guatemala (línea rosa). Cerca del complejo se localizan varios poblados (polígonos grises), siendo los más grandes Sibinal y Unión Juárez. Para acceder a la cima del complejo (triángulo naranja), hay tres senderos principales: el sendero de Talquián (línea roja), el sendero del Chiquihuite (línea amarilla) y del lado guatemalteco, el sendero de La Haciendita (línea verde). Figura creada en el software ArcGis 10.5 por medio del Basemap Imagery, mapa escala 1: 60,000.

1.2 Antecedentes

1.2.1 Estudios previos

La primera mención del volcán en la literatura fue hecha por Humboldt (1867), quien lo llama volcán Soconusco. Dollfus y Monserrat (1867) lo nombran volcán Istak, y Sapper (1899) menciona que Tacaná es sinónimo de Soconusco y lo nombra volcán Tacaná. Los primeros estudios realizados en el volcán datan de finales del siglo XIX por Bergeat (1894), quien fue el primero en clasificar las rocas del volcán como andesitas de augita. Posteriormente, Sapper (1896;1899) hace referencias al volcán y es el primero en proponer su altitud máxima de 3,990 m.s.n.m. Sin embargo, el primero en hacer un análisis más detallado del volcán fue Böse (1905), quien clasificó a las rocas del volcán como andesitas de hiperstena y hornblenda sobre un basamento granítico, además, es el primero en describir las geoformas del volcán con su cráter principal, los distintos cráteres adyacentes y las fumarolas que lo conformaban. El mismo Böse (1905) propuso que la altitud de su cima era 3,995 m.s.n.m, este científico llevó a cabo entrevistas a los habitantes de la región, de las cuales, reportó emisiones de ceniza del volcán en los años 1855 y 1878 (Espindola *et al.*, 1989; Müllerried, 1951). Posteriormente, debido a la actividad volcánica iniciada en 1949 y que culminó en 1950 con una explosión freática, Müllerried (1951) visitó la zona de la explosión y describió que se trataba de actividad fumarólico-solfatárica con gran emanación de gases.

El primer mapa geológico del volcán fue generado por la CFE en los 80's (De la Cruz y Hernández, 1985), fue resultado de un exhaustivo estudio para evaluar el potencial geotérmico del volcán, en el cual también se propuso que las rocas superiores del basamento eran granodioritas del Paleógeno y algunas coladas de lava y flujos piroclásticos del Cuaternario. De acuerdo con estos autores, alrededor del volcán había tres depósitos de flujos piroclásticos asociados al mismo número de erupciones y la formación del cráter de Tacaná. Espíndola *et al.* (1989) realizaron fechamientos por medio de ^{14}C de los tres flujos piroclásticos propuestos por ellos y concluyen que tienen edades mayores a 42,000 años.

En el año de 1986 ocurre la explosión freática más reciente en la historia del Tacaná, que fue precedida por actividad sísmica intensa. De la Cruz-Reyna *et al.* (1989) hicieron un análisis químico de las aguas termales en el flanco del volcán (en el sitio Agua Caliente), meses antes de la explosión, e identificaron un incremento en las concentraciones de SO_4^{2-} , por lo que propuso una relación entre este cambio en la composición química de las aguas y los sismos precursores a la explosión. Posteriormente, Mercado y Rose (1992) presentan una cartografía general basada en fotointerpretación y presentan mapas preliminares de los peligros volcánicos y su recurrencia.

Al finalizar los años noventa, se iniciaron una serie de estudios vulcanológicos sistemáticos del Tacaná. Dentro de este se encuentran el realizado por Macías *et al.*, (2000) quienes son los primeros en postular que se trata de un complejo formado por tres edificios volcánicos (Chichuj, Tacaná y San Antonio). Además, de hacer un estudio estratigráfico para

entender la última erupción importante ocurrida hace 1950 años A.P. que provocó el colapso del volcán San Antonio y emplazó un flujo piroclástico denominado Mixcun. Más tarde, Mora *et al.*, (2004) presentaron un estudio petrológico de los tres edificios volcánicos principales del CVT, para determinar la composición de los productos volcánicos conocidos durante los últimos 40,000 años. Luego, García-Palomo *et al.*, (2006) propusieron la primera secuencia estratigráfica de las rocas del basamento del Cretácico tardío al presente y son los primeros autores en mencionar al domo de las Ardillas. Ese mismo año, Ordaz (2006) realizó un estudio de los depósitos piroclásticos de la parte alta del complejo, definiendo siete nuevas erupciones y reconstruyendo su historia eruptiva.

Fue principios de la década pasada, cuando Macías *et al.* (2010) presentaron un estudio sobre el colapso del flanco NO del volcán, que ocurrió durante el Pleistoceno tardío y originó una avalancha de escombros nombrada Agua Caliente. Posteriormente, Limón-Hernández (2011) presentó un estudio detallado de la actividad efusiva del volcán Tacaná, proponiendo tres etapas eruptivas con 23 unidades volcánicas en su columna estratigráfica, que abarca los últimos 40,000 años. Subsecuentemente, Mora *et al.*, (2013) realizaron el estudio del sistema magmático del volcán San Antonio y su erupción catastrófica, ocurrida hace 1950 años A.P. definiendo que los magmas antes de estas erupciones estuvieron estacionados a una profundidad de ~6 km por debajo de la cima del volcán.

Dos años después, en el año 2015, se publica el libro “*Active Volcanoes of Chiapas (México): El Chichón and Tacaná*”, el cual hace una recopilación de los artículos más recientes y detallados del CVT y el volcán Chichón hasta la fecha; en él, Garduño-Monroy *et al.* (2015) concluyeron que el CVT se encuentra en un régimen de subducción donde el ascenso del magma está controlado por la falla del Arco Volcánico y las fallas normales que dominan el graben Tacaná. En el mismo documento, Arce *et al.*, (2015) presentó un análisis de la petrología y geoquímica del CVT, concluyendo que sus rocas son de tipo calco-alcalinas con características de zonas de subducción. Así mismo, Macías *et al.* (2015) proponen la evolución geológica más completa del CVT, que va desde el Pleistoceno tardío al presente, utilizando los datos más recientes. Después, Rouwet *et al.* (2015) con su análisis químico de los manantiales, aguas termales y fumarolas de alrededores del volcán permitieron entender el sistema hidrotermal del volcán y detallar la geoquímica de los elementos traza de las aguas termales. Por último, en este mismo libro, De la Cruz-Reyna y Tilling (2015) analizan la respuesta de la sociedad ante eventos volcánicos, enfocándose en El Chichón y Tacaná, tomando como referencia la erupción del Chichón de 1982 para medir la capacidad de respuesta y manejo del riesgo en erupciones posteriores como la del Tacaná en 1986.

Para finalizar, los estudios más recientes llevados a cabo en el CVT fueron realizados por Vázquez *et al.*, 2019, quienes recrearon antiguos flujos de rocas y ceniza por medio de simulaciones numéricas en el programa TITAN 2D, con la finalidad de localizar las zonas susceptibles a este tipo de fenómenos, en caso de que ocurrieran en la actualidad; y el segundo estudio fue hecho por Alcalá-Reygosa *et al.*, (2021), quienes hicieron el primer fechamiento de los domos y lavas de la cima con el método de decaimiento radiactivo de ^{36}Cl y otras técnicas como la liquenometría y dendrocronología. En este estudio se definió que las edades

de los domos de la cima, coladas de lava y procesos de remoción en masa fechados tienen una edad dentro del Holoceno.

Gracias a las aportaciones mencionadas es que el conocimiento acerca del CVT se ha ido construyendo a lo largo del tiempo, desde solo tener descripciones generales sobre su morfología, mineralogía y comportamiento eruptivo, hasta tener estudios detallados y puntuales sobre su estructura, evolución volcánica, geoquímica, etc., y gracias a esto, es que trabajos como el presente pueden tener una base teórica más sólida.

1.3 Justificación

La vulcanología es un área que cobra cada vez más importancia en el ámbito social, debido a que en las últimas décadas han incrementado las catástrofes relacionadas con fenómenos volcánicos. Esto es resultado del rápido crecimiento de la población que ha provocado que las personas vivan cada vez más cerca de volcanes activos, representando un alto riesgo, derivando así en una mayor exposición a peligros volcánicos (Chester *et al.*, 2000). A inicios de este siglo se consideró que al menos 600 millones de personas vivían en áreas de riesgo volcánico (Auker *et al.*, 2013) y que por año entran en erupción al menos 50 volcanes activos (Carracedo y Pérez, 2015), lo que enfatiza en la necesidad del estudio de estos fenómenos.

México tiene una historia eruptiva bastante amplia, debido a que se encuentra en una zona de convergencia de placas, que ha generado al Cinturón Volcánico Trans-mexicano, la cual, es la región volcánicamente activa más grande del país y cuenta con 12 volcanes poligénéticos activos. Siendo los volcanes más significativos el Popocatepetl, Colima, Tacaná y Chichón, por su grado de actividad (Macías, 2005). En total se han registrado 153 erupciones volcánicas durante el Holoceno (Macías y Arce, 2019) y en tiempos modernos, al menos dos desastres asociados a erupciones volcánicas: la del volcán Parícutín en Michoacán entre los años 1943 a 1952, que sepultó completamente al pueblo de San Juan Parangaricutiro y devastó grandes áreas dedicadas a la agricultura; y la erupción del volcán Chichón en Chiapas en el año 1982, que mató poco más de 2,000 personas. A partir de esta última erupción se tomó conciencia del riesgo que podía significar para la población un fenómeno de este tipo, por lo que se creó el Centro Nacional de Desastres (CENAPRED) en la Protección Civil, donde se trabajó en la implementación de medidas de monitoreo, prevención y mitigación ante peligros volcánicos (De la Cruz Reyna y Tilling, 2015).

El CVT se encuentra dividido entre los territorios de México y Guatemala con diversos asentamientos humanos situados sobre los antiguos depósitos volcánicos. Se estima que en un radio de 5 km de la cima viven alrededor de 5,000 habitantes asentados en poblados con limitadas rutas de acceso (Vázquez *et al.*, 2019), los cuales se encuentran más expuestos ante erupciones futuras. A mayor escala se cree que una erupción de mayor intensidad podría afectar a 350,000 personas incluyendo la ciudad mexicana de Tapachula, y los grandes poblados como Cacahoatán, Unión Juárez y Sibinal en Guatemala (Limón-Hernández, 2011; Scolomacchia & Macías, 2015; Vázquez *et al.*, 2019). Regionalmente, una erupción pliniana

podría afectar por la caída de ceniza a varios países en Centro América, como a Belice, Honduras, El Salvador y Nicaragua (Vázquez *et al.*, 2019).

Históricamente el Tacaná ha tenido eventos eruptivos de baja intensidad en lo largo de los años de 1855-1856, entre 1949 y 1950, e igualmente entre 1985 y 1986, que han consistido en explosiones freáticas y caída de ceniza (Scolomacchia & Macías, 2015; de la Cruz-Reyna *et al.*, 1989; Mullerried, 1951). Sin embargo, hace 1950 años A.P. ocurrió una erupción peleana en el flanco SO de San Antonio que generó lahares y afectaron al antiguo asentamiento de Izapa, siendo el primer registro prehispánico de afectaciones causadas por el volcán (Macías *et al.*, 2000; 2018).

Debido a su historia eruptiva compleja y a su estado de actividad, es indispensable tener un conocimiento más amplio de sus erupciones más recientes para poder determinar el peligro potencial que representa para los pobladores. Es por esto que este trabajo busca definir sus erupciones Holocénicas que se encuentran mejor preservadas cerca de su cima. El mejoramiento de la cronología eruptiva ayudará a comprender sus peligros. Con esta información instituciones gubernamentales tales como Protección Civil, CENAPRED o sus equivalentes en Guatemala podrán mejorar su plan operativo y definir medidas de prevención y mitigación ante cualquier amenaza originada por el volcán.

1.4- Hipótesis y objetivos

1.4.1 Hipótesis

Mediante la reconstrucción de la estratigrafía volcánica de la cima se podrá conocer de manera más precisa la historia eruptiva del volcán durante el Holoceno, y así determinar el período de recurrencia de las erupciones a futuro que pueda tener el volcán, con base en fechamientos de radiocarbono en paleosuelos y fragmentos de carbón.

1.4.2 Objetivo general

- Reconstruir cronológicamente la estratigrafía volcánica de la cima del complejo volcánico Tacana, mediante la identificación de los depósitos asociados a erupciones Holocénicas, y su correlación estratigráfica

1.4.3 Objetivos Particulares

- Realizar mapas temáticos de la cima del CVT, por medio de un MDE de alta resolución, que sirvan para detallar sus características geomorfológicas, geológicas y de relieve
- Actualizar el mapa geológico y estratigrafía volcánica, mediante la recopilación de información de antiguas secciones estratigráficas, bibliografía e identificando depósitos no estudiados distribuidos en la cima

- Efectuar análisis granulométricos y de componentes de los depósitos, para describir detalladamente sus rasgos. Estos análisis también proporcionan características específicas sobre el comportamiento de la erupción
- Con la información obtenida definir el número de eventos que han ocurrido durante el Holoceno, para establecer una recurrencia volcánica tomando como parámetro el IEV
- Proponer un modelo evolutivo de la cima del CVT, por medio de la reconstrucción de cada evento volcánico

2- Metodología

2.1 Recopilación de la información

Se compiló información existente del CVT, como publicaciones y tesis, secciones estratigráficas, sedimentos volcánicos, fechamientos de paleosuelos e insumos cartográficos. Esta información es descrita a continuación:

- Se hizo un análisis de la literatura de publicaciones científicas, tesis de licenciatura y posgrado, de los últimos 70 años, con la finalidad de reconstruir de manera general la historia eruptiva del CVT y entender su proceso evolutivo, haciendo énfasis en las erupciones ocurridas en la cima durante el holoceno
- Para la creación de los mapas de ubicación, rasgos tectónicos y zonas tectonoestratigráficas, se descargaron modelos digitales de elevación (MDE) del software GeoMapApp (www.geomapapp.org) / [CC BY](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/) / [CC BY](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/) (Ryan *et al.*, 2009). Posteriormente se crearon los mapas a escala 1:4,100,000, generados en el software ArcGis 10.5, que también se utilizó para la elaboración de los mapas temáticos mediante un MDE de la cima del CVT elaborado por restitución topográfica a escala 1:23,000, generado por GYMSA S.A. de C.V. (2010), con separación de curvas de nivel cada 100 m, y por un MDE con resolución de 12.5 m disponible en “*Alaska Data Search*”.
- Se recolectó la información de 58 secciones estratigráficas obtenidas entre 2017 y 2019, y 27 muestras de depósitos volcánicos recolectados entre 2017 y 2019
- Específicamente para este estudio, durante el trabajo de campo del 2019, se recolectaron dos muestras de dos depósitos distribuidos en la cima del CVT para su fechamiento y análisis, también se utilizaron los resultados de nueve fechamientos hechos con el método de radiocarbono (^{14}C). Las muestras TAC1710-A y TAC1710-B fueron fechadas en el laboratorio *Beta Analytic Inc.* y el resto en el laboratorio *International Chemical Analysis Inc.*

2.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevó a cabo entre el 16 de febrero al 2 de marzo del 2019, durante el cual, se hizo un ascenso a la cumbre del domo Tacaná, se buscaron afloramientos donde estuvieran expuestos los depósitos asociados a actividad volcánica más recientes. En cada afloramiento se describió la estructura de los depósitos, y de cada capa se realizó una descripción de su textura, contactos, componentes y tamaños. Además de esta información se contaba con secciones estratigráficas realizadas en 2017 y 2018. Con toda esta información se compilaron 58 secciones estratigráficas usadas en este trabajo denominadas con el prefijo TAC. Se colectaron nueve muestras de carbón y paleosuelos y 29 muestras delezables para análisis de laboratorio.

2.3 Metodología de laboratorio

Para la elaboración de la reconstrucción estratigráfica se hizo la recopilación de muestras de la cima del CVT tomadas en salidas previas por parte de otros proyectos en 2017, 2018 y muestras del trabajo actual, tomadas en febrero de 2019. Estas muestras fueron tomadas de depósitos de caídas de ceniza, oleadas y corrientes piroclásticas. En total se hizo el análisis de 29 muestras, su preparación y análisis de manera general se describe a continuación, aunque debido a que algunas muestras ya estaban procesadas, no con todas se realizó el mismo procedimiento. Los análisis realizados fueron: granulométricos, separación de componentes y comparación de componentes.

2.3.1 Análisis granulométricos

El análisis granulométrico se llevó a cabo en dos partes, la primera con tamizado en seco, donde se obtuvieron tamaños de hasta 4ϕ (equivalente a una abertura de malla de 0.062 mm), y la segunda con tamizado húmedo con el láser SPECTREX, donde se obtuvieron tamaños de hasta 10ϕ (0.00098 mm). Para graficar los resultados, se emplearon los parámetros de Folk y Ward (1957) y se representaron en histogramas de frecuencia. Para este trabajo, solo las muestras TAC1710-A y TAC1710-B pasaron por este proceso, debido a que las 25 muestras restantes ya habían sido tamizadas.

1.- Para realizar este análisis las muestras deben estar secas y sin agregados de arcillas. Las muestras utilizadas presentaban agregados, por lo que se saturaron en agua al menos 48 hrs para ablandarlas y separar los agregados manualmente. Una vez terminada la disgregación de la muestra se puso a secar a 60°C , siendo monitoreada constantemente para evitar la formación de nuevos agregados, este último paso es importante para evitar problemas y tener que repetir el trabajo.

2.- De las muestras secas se obtuvo su peso total en una balanza digital y se pasaron por los tamices donde se agitaron alrededor de 10 min. En este punto se debe comprobar si los granos han pasado al tamiz del tamaño correspondiente, en caso contrario se debe agitar por unos minutos más.

3.- El tamizado en seco se realizó en las muestras entre las fracciones -5ϕ (32 mm) y 10ϕ (0.00098 mm) espaciadas a cada 1ϕ . Terminado el proceso de tamizado, se pesó el contenido de material retenido en cada tamiz para obtener un porcentaje parcial por tamaño. Por último, se embolsaron las diferentes fracciones de cada muestra por tamaño.

4.- El material inferior a 4ϕ (0.062 mm) se procesó con el método húmedo, empleando el instrumento láser SPECTREX, en donde se obtuvieron valores de tamaños de partículas de 4 hasta 10ϕ . Para saber si el láser está calibrado, se cuenta con tres controles de calibración que contienen esferas de poliestireno en agua. La fórmula especial diluyente es miscible y crea una suspensión muy estable con sedimentación lenta y proporcionan un medio para verificar que el instrumento funciona correctamente.

5.- Con los datos de peso total y peso parcial en cada ϕ se calculó el porcentaje en peso individual, peso acumulativo, y porcentaje de peso acumulativo ya que con estos datos se hace el análisis de distribución de tamaño granular.

6.- Se graficaron los resultados y se representaron en histogramas de frecuencia. Además, se obtuvieron los valores de la mediana, media, selección, asimetría y kurtosis, todo esto utilizando los parámetros y fórmulas de Folk y Ward (1957).

2.3.2 Separación de componentes

Para la separación de componente, se tomaron los tamaños de 0ϕ (1 mm) y 1ϕ (0.5 mm) de cada muestra, resaltando las tres muestras representativas (TAC1710-A, TAC1808 y TAC1815).

1.- Para la separación de componentes se tomaron las fracciones de 0ϕ (1 mm) y 1ϕ (0.5 mm) de cada muestra. Se eligieron estas dos fracciones ya que resultaron adecuadas para dar una idea general de las proporciones de componentes de los depósitos, porque en estas dos fracciones se presenta la mayor gama de componentes en las distintas muestras estudiadas (Metodología inédita implementada en el Laboratorio de Análisis de Partículas y Separación de Minerales del 2007 a la fecha). El proceso se llevó a cabo en un microscopio óptico estereográfico.

2.- Cada muestra fue puesta en el microscopio para su separación en tres grupos principales: juveniles, accesorios y accidentales. Cada uno de estos grupos a su vez se dividió en líticos, pómez, vidrio, cristales, agregados de ceniza e ignimbritas. Esta separación se hace a ojo, agrupando los componentes que compartan las mismas características físicas (color, forma, etc.)

3.- Al terminar la separación, se contó el total de cada tipo de componente para hacer un análisis de porcentajes y se describieron sus características principales (color, forma, redondez, vesicularidad, translucidez y, en el caso de los líticos y pómez, se describió su petrografía)

Terminada la separación, se hizo una comparación de componentes de las fracciones de 1 ϕ (0.5 mm) de las 27 muestras y se cotejaron con las muestras representativas de los depósitos seleccionados para establecer una relación entre los depósitos. Al final, se seleccionaron 18 muestras correspondientes a cuatro depósitos.

2.4 Trabajo de Gabinete

Se hizo la digitalización de columnas, de 18 secciones estratigráficas, y se seleccionaron tres correspondientes a los depósitos representativos, para la ejemplificación de las características generales donde se resumen los resultados granulométricos y de componentes.

Con los resultados de la comparación de componentes y las columnas estratigráficas digitales, se pudo establecer una correlación estratigráfica de los depósitos y, mediante el análisis de cada sección individual, se identificaron distintas fases eruptivas asociadas a la misma erupción.

Para la creación de los mapas temáticos (hipsometría, red de drenajes, pendientes y geología) se utilizaron dos MDEs distintos, un MDE de la cima del CVT elaborado por restitución topográfica a escala 1:23,000 generado por GYMSA S.A. de C.V. (2010) con separación de curvas de nivel cada 100 m, el cual, fue usado para los mapas presentados en esta tesis con mayor detalle de la cima; un MDE con resolución de 12.5 m descargado de “*Alaska Data Search*”, el cual, sirvió para hacer los mapas temáticos del CVT a mayor escala; los mapas fueron elaborados en el software ArcGis 10.5 y se recopiló información cartográfica de diversos autores para la cartografía de fallas, fracturas y estructuras geológicas. El mapa geológico fue elaborado en colaboración con Alcalá *et al.*, 2021.

3.- Tectónica y geología regional

3.1 Marco tectónico

El Arco Volcánico de América Central (AVAC) y el CVT son originados por la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe (Garduño-Monroy *et al.*, 2015). El CVT es el volcán más noroccidental del AVAC, donde la tectónica regional es muy compleja dado que forma un punto tripe difuso que no tiene una ubicación definida, distinta al modelo clásico de McKenzie y Morgan (1969), donde el punto de interacción entre placas está bien delimitado. En Centro América, el punto triple se expresa en forma de una amplia zona de deformación (Pennington, 1989; Guzmán-Speziale, 2001; Authemayou *et al.*, 2011) y de este se deriva el vulcanismo, fallamiento y sismicidad que existe desde el Istmo de Tehuantepec, México, hasta Honduras (Fig. 2) (DeMets, 2001; Guzmán-Speziale, 2001).

El límite entre las placas del Caribe y Norteamérica es de tipo transformante y está definido por el sistema de fallas Polochic-Motagua que se extiende alrededor de 400 km desde las Islas del Cisne en el mar Caribe, hasta la costa del Pacífico, donde se pierde en tierra cerca de la costa de Guatemala, y no hay evidencia de que el fallamiento alcance la trinchera mesoamericana (Guzmán-Speziale, 2001). Polochic-Motagua está gobernada por un sistema de esfuerzos lateral izquierdo con dirección NO y un movimiento relativo de 20 mm/año en promedio. Está conformado por tres zonas de fallamiento lateral organizadas de manera sub-paralela, las cuales son: Polochic, Motagua y Jocotán (Schwartz *et al.*, 1979; Lyon-Caen *et al.*, 2006; Ratschbacher *et al.*, 2009). De estas tres fallas, la que registra mayor deformación y actividad sísmica en el presente es el sistema Motagua y en menor medida Polochic (Schwartz *et al.* 1979; Guzmán-Speziale *et al.* 1989; Franco *et al.*, 2009, 2012). Desde el año 1528 se han registrado alrededor de 118 sismos de alta intensidad en la zona, 25 de ellos destructivos, siendo el de mayor magnitud el ocurrido el 4 de febrero de 1976 sobre la falla Motagua (Carr y Stoiber, 1977 ; Schwartz *et al.* 1979).

En el sur de México, al norte de la zona de falla Motagua y del CVT, se encuentra otro sistema de fallas laterales llamada Malpaso, el cual, está compuesto por al menos nueve grandes fallas transformantes de comportamiento lateral izquierda con un movimiento relativo de 6-10 mm/año y un alto nivel de actividad sísmica. En la costa del Pacífico, la falla de Salina Cruz que corta el Istmo de Tehuantepec. Se cree que al igual que el sistema de fallas Malpaso, son el límite norte de deformación causado por el punto triple de interacción de las placas (Guzmán-Speziale *et al.* 1989), esta deformación también da lugar a un sistema de graben orientados N-S, que abarcan desde la frontera de México-Guatemala, hasta Honduras, con una extensión relativa de 8 mm/año (Guzmán-Speziale, 2001), lo que podría estar controlando el ascenso de magma a la superficie en esta zona (García-Palomo *et al.*, 2004, 2006).

El AVAC es un arco volcánico activo conformado por alrededor de 75 volcanes de composición basáltica a dacítica principalmente (Carr y Stoiber, 1977). El magmatismo del AVAC es originado por la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa del Caribe con un ángulo de subducción de $\sim 45^\circ$, por lo que el arco volcánico es paralelo a la trinchera, a diferencia del centro de México donde los ángulos de subducción son mucho menores (Rebollar *et al.*, 1999). Por esta razón el CVT se encuentra a una distancia aproximada de 200 km desde la trinchera mesoamericana (Garduño-Monroy, *et al.*, 2015).

Actualmente, el istmo de Tehuantepec representa un límite en el comportamiento de la subducción de la placa de Cocos, se estima que el ángulo de subducción al oeste del istmo es de 25° con una profundidad sismogenética de 30 km, a diferencia de la parte oriental donde el ángulo de subducción es de 40° y aumenta a lo largo de la costa chiapaneca hasta los 45° bajo el AVAC, siendo en esta región una zona sismogenética poco definida (Rebollar *et al.* 1999). La mejor explicación para este cambio en la zona de subducción es el desplazamiento al sureste de México del bloque Chortís que ocurrió hace 45-25 Ma, lo que también ocasionó una migración del magmatismo desde el istmo de Tehuantepec, hasta a la costa sur del Pacífico Mexicano (Schaaf *et al.*, 1995).

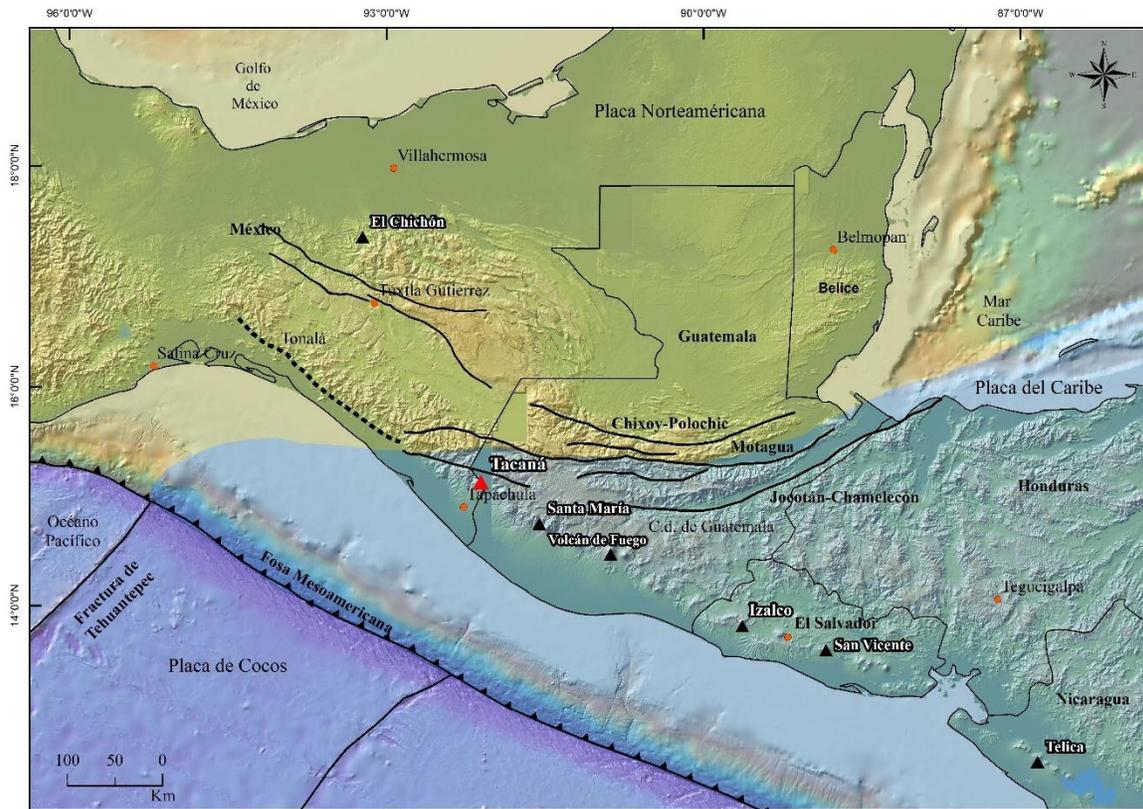


Figura 2. Mapa de los principales rasgos tectónicos y estructurales del Sur de México y Norte de Centroamérica, en la zona de deformación ocasionada por el punto de interacción triple de las placas tectónicas del Caribe, Cocos y Norteamérica. Las líneas continuas representan las fallas y fracturas más importantes del sistema de fallas Polochic-Motagua: Polochic, Motagua y Jicotán; y el sistema de fallas Malpaso y la fractura de Tehuantepec (Cordillera de Tehuantepec). La línea punteada representa la falla Tonalá. La línea dentada representa la Trinchera Mesoamericana. Los triángulos negros se son los volcanes más importantes del AVC, El Chichón que forma parte del Arco Volcánico Chiapaneco y el Campo Volcánico de Los Tuxtlas. El triángulo rojo representa el volcán Tacaná. Figura creada con GeoMapApp (www.geomapapp.org) / CC BY / CC BY (Ryan *et al.*, 2009) y mapa escala 1: 4,100,000 generado en el software ArcGis 10.5 (Modificado de Witt *et al.*, 2012; Rebollar *et al.*, 1999)

3.2 Geología regional

El CVT se encuentra situado sobre el bloque Chortís, el cual limita al norte con el bloque Maya, por lo que el CVT se encuentra en el límite entre estos dos bloques, y es adyacente a la provincia morfotectónica del macizo de Chiapas (Fig. 3) (Weber *et al.*, 2007). La división de estos terrenos tectonoestratigráficos es la zona de sutura Motagua (Fig. 3) por donde pasa el río del mismo nombre que va del centro al este de Guatemala. Ambos bloques se consideran terrenos exóticos y su origen aún es incierto (Donnelly *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993).

El bloque Maya, el cual abarca la península de Yucatán, Chiapas, Belice y el norte de Guatemala (Fig. 3) (Dengo, 1985; Donnelly *et al.*, 1990); en términos morfoestructónicos incluye la porción suroeste de la Sierra Madre del Sur, definida por el macizo de Chiapas (que se extiende sobre un área de ~20,000 km² al este del istmo de Tehuantepec de manera paralela a la costa del Pacífico en el estado de Chiapas), la Plataforma de Yucatán y la Cordillera Central de Guatemala (Dengo, 1985; Martens *et al.*, 2010). El bloque Maya se caracteriza por tener un basamento precámbrico de rocas metamórficas de origen ígneo, conformado por el grupo Chacús; seguido por rocas sedimentarias paleozoicas terrígenas del grupo Santa Rosa y Lutita Tactic, y marinas de la Caliza Chócal; cubierto en algunas zonas por una gruesa capa mesozoica de secuencias sedimentarias jurásicas terrígenas de la formación Todos Santos; y seguidas por secuencias cretácicas marinas principalmente calizas y dolomitas de la formación Cobán y Campur. Durante el límite entre el Cretácico y Paleógeno, en el borde sur del bloque, se encuentra una zona de plegamiento con sedimentación clástica del grupo Sepur, provocada por un evento de sutura, y el cabalgamiento de una secuencia ofiolítica del grupo El Tambor, lo que marca la unión entre el bloque Maya y Chortís. Durante el Paleógeno hay varias secuencias sedimentarias predominantemente clásticas, producidas por el levantamiento cortical originado por la zona de sutura, conformando a las unidades El Peten, Costa Caribeña y formación Sibinal (Dengo, 1985; Donnelly *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993).

Como ya se mencionó, el CVT se encuentra ubicado sobre el bloque Chortís, geográficamente este bloque incluye parte de Guatemala, El Salvador, Honduras y gran parte de la región norte de Nicaragua, y una parte por debajo del Mar Caribe (Fig. 3). El basamento del bloque Chortís está conformado por rocas metasedimentarias de bajo grado y rocas intrusivas del Paleozoico. Sobre este basamento se encuentran secuencias sedimentarias terrígenas y marinas del Mesozoico de los grupos: Honduras, Yojoa y Valle de Ángeles. Posteriormente, se encuentran secuencias sedimentarias marinas y rocas volcánicas del Paleógeno (Dengo, 1985; Sedlock *et al.*, 1993). Toda esta secuencia se encuentra afectada por cuerpos intrusivos con edades desde Paleozoico al Cenozoico. Durante el Paleógeno ocurrió sedimentación predominantemente de ambiente continental, debido al evento de sutura con el bloque Maya y actividad volcánica producida por una zona de subducción, dando lugar a la deposición de sedimentos terrígenos de la formación Sibinal), y rocas volcánicas de composición basáltica a andesítica del Oligoceno de la formación Matagalpa y Morazán. Durante el Neógeno se originó en la zona central y norte del bloque un periodo con vulcanismo de características predominantemente félsica, dando lugar a eventos ignimbríticos a finales del Plioceno, que son parte de la formación Padre Miguel y Chalatenango, producto de erupciones de las calderas de Chanjale y San Rafael (García-Palomo *et al.*, 2004; 2006). Las rocas Cuaternarias son de origen volcánico y están asociadas al AVAC y al sistema de graben que va desde el sur de Guatemala, hasta el centro de Honduras (Dengo, 1985; Donnelly *et al.*, 1990).

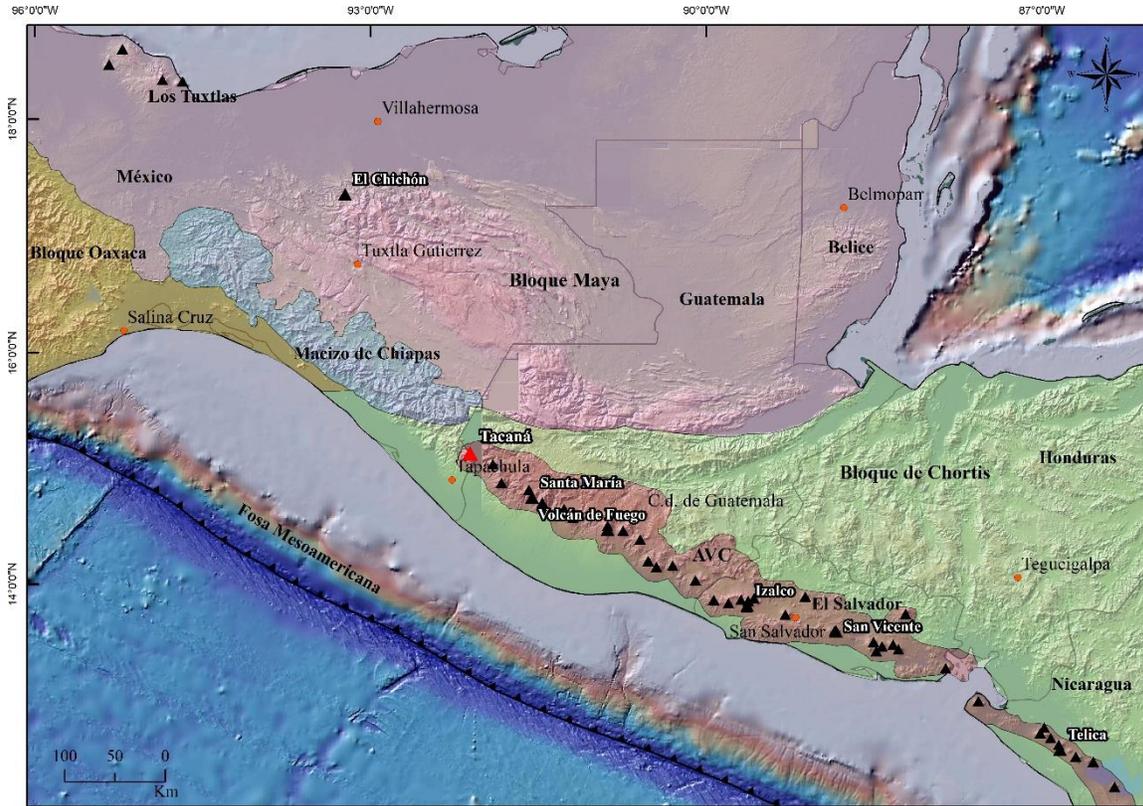


Figura 3. Mapa generalizado de las zonas morfotectónicas y tectonoestratigráficas de las regiones de interés para el estudio del CVT. En color amarillo se muestra el bloque Oaxaca al oeste, los bloques tectonoestratigráficos más importantes son el bloque Maya y Chortis de color rosa y verde respectivamente. La provincia morfotectónica del macizo de Chiapas se representa de color azul y el AVAC de color café con sus respectivos volcanes en triángulos negros, y el CVT en el triángulo rojo. Figura creada con GeoMapApp (www.geomapapp.org) / CC BY / CC BY (Ryan *et al.*, 2009) y mapa escala 1:4,100,000 generado en el software ArcGis 10.5 (Modificado de Sedlock *et al.*, 1993; Weber *et al.*, 2007; Garduño-Monroy, *et al.*, 2015).

La formación del AVAC es el evento volcánico más significativo del bloque Chortís. Este arco se extiende desde la frontera México-Guatemala hasta Irazú en el centro de Costa Rica, teniendo una extensión de ~1,100 km. Este arco es producto de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe; es un arco activo y se puede dividir en ocho lineamientos volcánicos paralelos a la trinchera, esto debido a que la placa Cocos esta fragmentada en ocho segmentos (Fig. 4), los cuales influyen el vulcanismo (Stoiber y Carr, 1973).

La geología regional del CVT es bastante compleja debido a la cercanía e interacción entre las provincias morfotectónicas y tectonoestratigráficas descritas anteriormente, lo que convierte a esta zona en un punto clave para estudiar la evolución geológica del Sur de México y Centroamérica. Es por esta razón que alrededor del complejo se pueden encontrar gran variedad de rocas y estructuras originadas por procesos distintos y varias temporalidades.

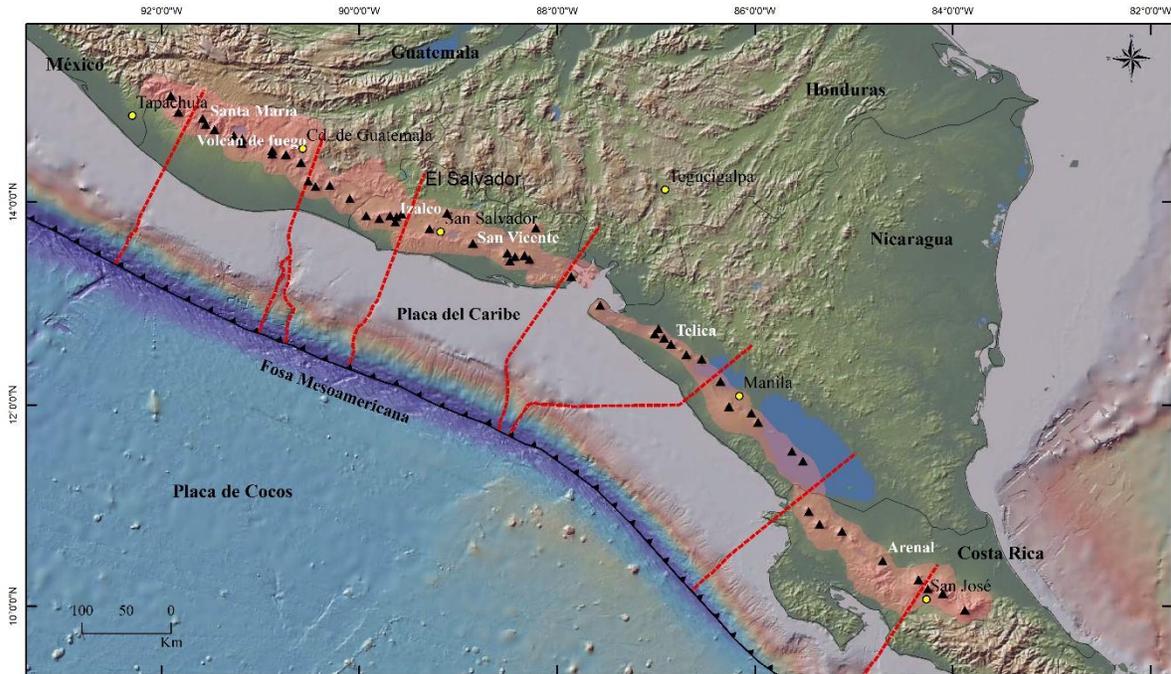


Figura 4. Mapa de fragmentación tectónica de la placa Cocos, se divide en ocho fragmentos cuyos límites se marca en líneas punteadas rojas. Esta fragmentación controla el vulcanismo del AVAC por lo que los volcanes dentro de un mismo fragmento tienen actividad similar. En el polígono rojo se delimita el AVAC y en triángulos negros se representan los aparatos volcánicos, en círculos amarillos se muestran las ciudades más importantes. Figura creada con GeoMapApp (www.geomapapp.org) / CC BY / CC BY (Ryan *et al.*, 2009) y mapa escala 1:4,100,000 generado en el software ArcGis 10.5 (Modificado de Stoiber y Carr, 1973).

4. Mapas temáticos

Los mapas temáticos son una herramienta para hacer análisis espacial de la zona de estudio y abordar sus distintas características ya sean de relieve, morfológicas, hidrológicas, etc., por separado. En el presente estudio son indispensables ya que nos permiten analizar de manera integral la zona donde se distribuyen las erupciones. A lo largo del capítulo se describen dichos atributos.

El volcán Chichuj tiene una forma semicónica con un cráter de ~1.4 km de ancho que está cortado en su parte oeste y está ocupado por un domo central. Este domo se eleva ~300 m desde su base y tienen un diámetro basal de ~1,100 x ~580 m, sus flancos están formados por lavas que descienden radialmente y algunos depósitos de flujos piroclásticos. El volcán Tacaná (4,060 m.s.n.m.) representa la cima más alta del CVT y consta de una estructura semicónica compuesta por un cráter de 600 m de diámetro en forma de herradura y abierto al NO. La morfología del cono del Tacaná la forman flujos de lava que están distribuidas de manera radial a partir del cráter. Dentro del cráter se levantan tres domos de lava de composición andesítica. Sobre el domo más alto (domo Este denominado así por Alcalá-Reygosa *et al.*, 2021) se encuentra una antigua antena de microondas (Fig. 5 punto rosa), este domo tiene una altura de 80 m desde su base. Los domos NO y SO se elevan ~60 metros desde su base y entre los tres forman un radio de aproximadamente 300 m. Los tres domos tienen edades

entre 9 y 8 ka. (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2021). El flanco NO del Tacaná tiene forma de anfiteatro (cráter de colapso abierto al NO) a partir del cual emanan lavas de composición andesítica en dirección NO. En la base de la cicatriz de este colapso aflora el sitio de la explosión freática ocurrida el 8 de mayo de 1986 (Fig. 5). El flanco SO del Tacaná presenta otra cicatriz de deslizamiento hacia el SO dentro de la cual se encuentran dos cráteres de 70 y 60 m de diámetro. El último cráter está ocupado por un lago. La explosión freática ocurrida el 22 de diciembre de 1949 se encuentra en esta zona muy cerca de una estación sísmica fuera de servicio (Fig. 5). El domo Plan de las Ardillas está ubicado entre los volcanes Tacaná y San Antonio, al SO de la cima y es la tercera estructura de mayor altitud (3, 782 m.s.n.m.) del CVT. Tiene una forma de meseta de 650 m de largo y 500 m de ancho. El volcán San Antonio está ubicado al SO del domo las Ardillas. Tiene un cráter en forma de herradura abierto al SO originado por un colapso hace ~1950 años A.P. En su interior aflora un domo de 70 m de altura y con un diámetro de ~240 m. En la actualidad afloran al NO de su cima un campo de fumarolas activas donde hay emisión constante de vapor (Fig. 5).

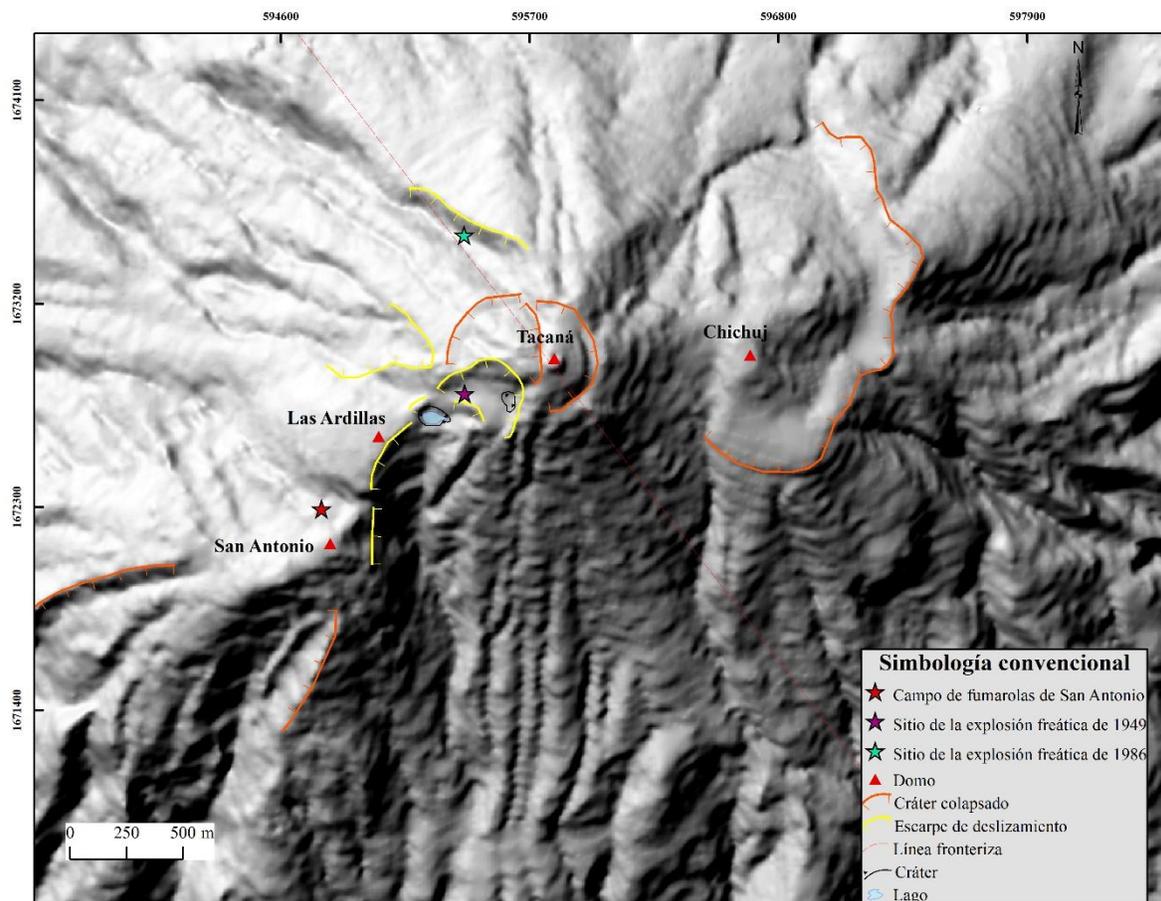


Figura 5. Modelo digital de elevación (MDE) de la cima del CVT. En el mapa se observan los principales rasgos estructurales del volcán; en líneas dentadas amarillas, los escarpes de deslizamiento y en líneas dentadas naranjas, los cráteres colapsados. También se muestran sitios de interés, como los sitios de las explosiones freáticas de 1949 y 1986, en estrellas roja y morada, respectivamente, y la estrella roja marca el campo de

fumarolas de San Antonio. Los domos del complejo están representados por triángulos rojos. Mapa elaborado mediante la restitución topográfica escala 1:23,000 elaborada por GYMSA S.A. de C.V. (2010) con separación de curvas de nivel cada 100 m. El MDE fue generado en el software ArcGis 10.5.

4.1 Mapa hidrológico

En la región del volcán Tacaná existen dos ríos principales, río Coatán al NO y el río Suchiate al SE. Ambos desembocan en el Océano Pacífico a una distancia aproximada de 55 km del volcán. Los dos ríos presentan una red de drenaje dendrítica.

La divisoria de aguas más importante del CVT es el volcán Tacaná y se encuentra entre las cuencas del río Suchiate y del río Coatán (García-Palomo *et al.*, 2006; Vargas y Mollard, 2005). El CVT tiene un drenaje de tipo radial que alimenta a ambas cuencas y sus escurrimientos en su mayoría son intermitentes. El flanco sur y una pequeña fracción de la parte NO del CVT, presenta un drenaje más disectado (Fig. 6) que el resto del volcán debido al emplazamiento de flujos y caídas piroclásticas (Macías *et al.*, 2015), por lo que el material es más susceptible a ser erosionado por el agua, a diferencia del resto de sus flancos dominados por flujos de lava.

El drenaje del volcán Chichuj es de tipo radial con escurrimientos intermitentes (Fig. 6), que drenan hacia el norte al río San Rafael, que posteriormente se integra al río Coatán, al este y al sur drenan al Arroyo Muxbal y al Arroyo Zarco los cuales son tributarios del río Suchiate. El volcán Tacaná tiene un drenaje de tipo radial que se aprecia mejor en la cara N y NO, sus arroyos son de tipo intermitente (Fig. 6) y drenan al norte al río San Rafael, y al sur al Arroyo Malá y al río Mixcun, que posteriormente, se integran al río Suchiate. El domo las Ardillas presenta baja densidad de escurrimientos de tipo intermitente con drenaje dendrítico que alimentan al río Mixcun en el sur y al NO al río San Rafael. El volcán San Antonio tiene un drenaje de tipo radial con escurrimiento intermitente (Fig. 6) que alimentan al río Mixcun y al río Coatán.

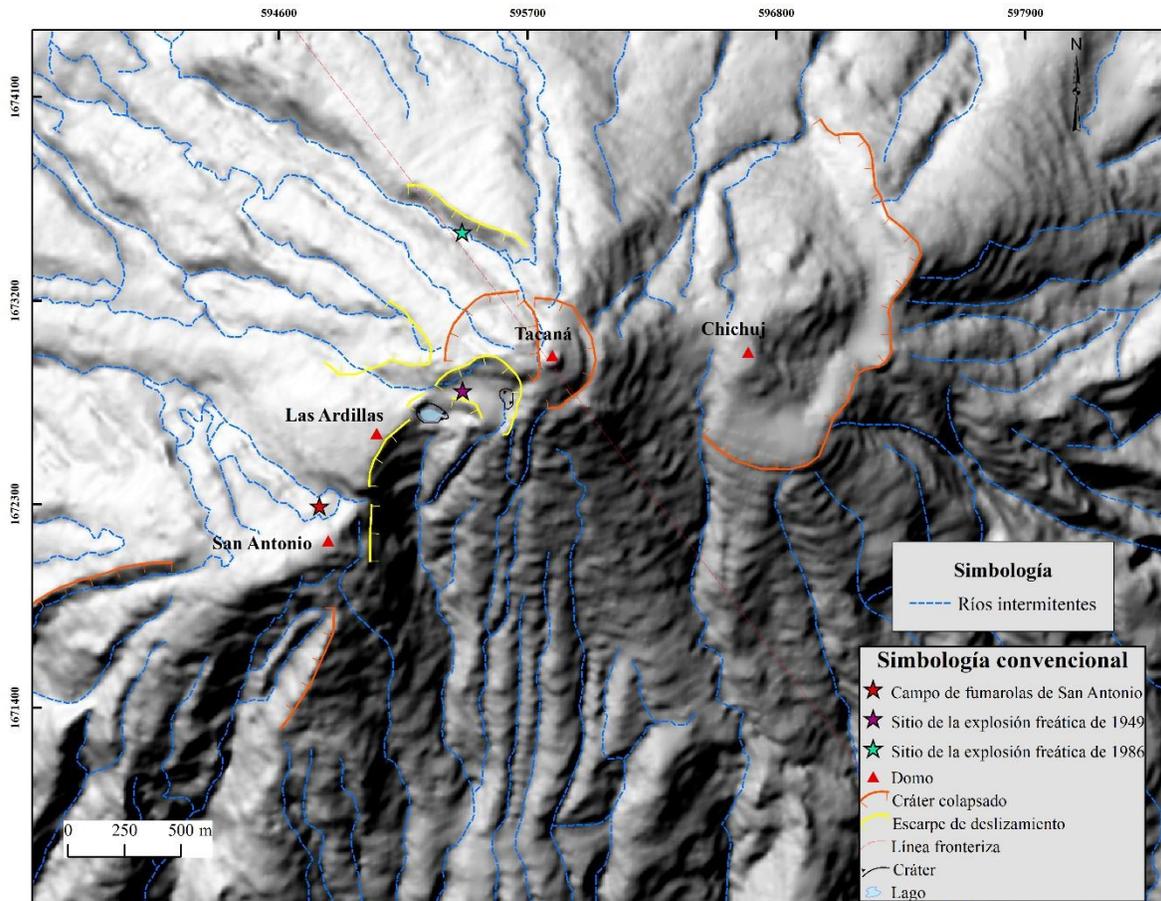


Figura 6. Escurrecimientos de la cima del CVT sobre el MDE, donde se aprecia el drenaje del complejo, compuesto por ríos dendríticos e intermitentes.

4.2 Mapa de pendientes

Las pendientes se agruparon en cinco rangos, que van de 0 a 10°, 10-25°, 25-45°, 45-60° y >60 (Fig. 7). La pendiente dominante es la >45° asociadas a las áreas cubiertas por antiguos colapsos o deslizamientos, como es el caso de la cicatriz del colapso del volcán San Antonio ocurrida hace ~1950 años A.P. y el cráter de colapso de ~15 ka del Tacaná al NO (Macías *et al.*, 2010). En ambos, existen pendientes >60° (escarpes pronunciados a verticales) en la porción NO y SO del CVT. Otra zona de pendientes pronunciadas está asociado a la zona de fracturas y colapso al SO del volcán Tacaná que también incluye la parte este del domo las Ardillas. En esta zona la pendiente es >45° donde existen derrumbes activos (Fig. 8). Estos derrumbes están asociados a una zona de inestabilidad originada por el sistema de fracturas NE-SO y que son causados principalmente por procesos gravitacionales.

Otras áreas con pendientes >45° son los frentes y *levées* de los flujos de lava característico del volcán Chichuj. El resto de los flancos tiene principalmente pendientes entre 25° y 45° por lo que su relieve es ligeramente más suave y característico de las laderas de un estratovolcán como el volcán Tacaná. Estos relieves son dominados por flujos de lava cubiertos por depósitos piroclásticos y paleosuelos. Las morfologías planas ubicadas en

algunas porciones de la cima están relacionadas a las partes bajas de los cráteres de Chichuj y Tacaná, así como a algunas pequeñas mesetas como la del domo las Ardillas donde se observan pendientes $< 10^\circ$ (Fig. 7 y 8).

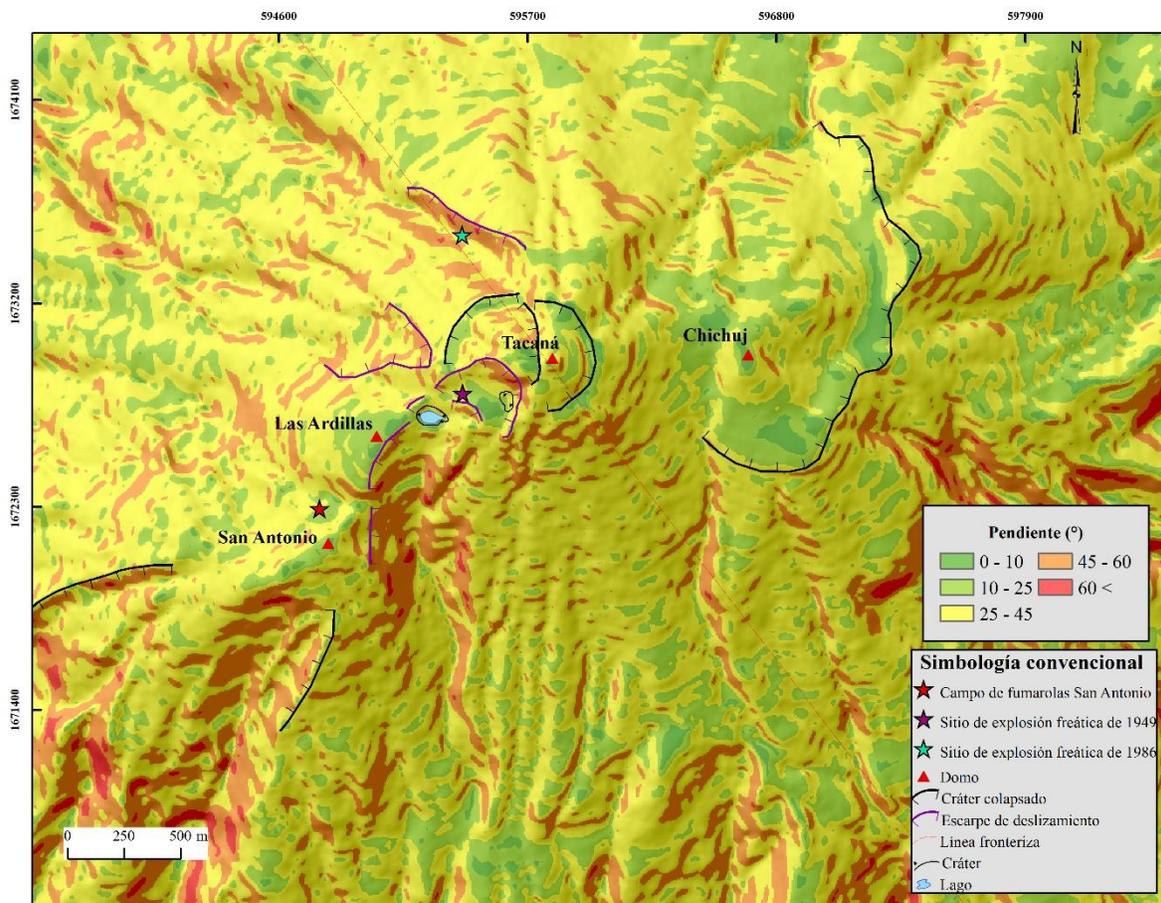


Figura 7. Mapa de pendientes del terreno del CVT representada en cinco rangos distintos. En color naranja oscuro se indican las zonas más inclinadas asociadas a barrancas, partes laterales de lavas y deslizamientos.



Figura 8. Imagen satelital de la cima del CVT a escala 1:15,000, se aprecia la zona de derrumbes activos en el flanco sur del complejo (polígono rojo). A la izquierda se observa el campo de fumarolas activo de San Antonio (polígono amarillo) (Rouwet *et al.*, 2009). La ubicación de los eventos recientes se representa con estrellas azules, al NW de Tacaná se localiza el cráter de la explosión freática de 1986 y al SO el cráter de la explosión freática de 1949. Los cráteres de las explosiones de 450 y 760 años (líneas punteadas verdes) se ubican al SW de Tacaná. En triángulos rojos se representan las cuatro estructuras volcánicas del CVT (SA: San Antonio, PA: las Ardillas, T: Tacaná, CH: Chichuj).

En el volcán Tacaná se han presentado varios procesos de remoción en masa, en seis de estos se aprecian cicatrices, de los cuales tres se ubican en la parte SO y tres en la parte NO del volcán Tacaná (Fig. 7 y 8). De estos, los más importantes son el escarpe ubicado al sur de San Antonio (3,600 m.s.n.m.), y el ubicado al NO y SO del volcán Tacaná (de 3,500 a 4,000 m.s.n.m.) (Fig. 8 y 9). Los cuatro restantes son más pequeños en dimensiones, dos con direcciones NE-SO y dos con direcciones NO-SO originados por procesos gravitacionales y se encuentran en altitudes de 3,500 y 3,900 m.s.n.m.

4.3 Mapa hipsométrico

La altitud comprendida en el sitio de estudio es de 2,228 hasta 4,060 m.s.n.m. (cima del volcán Tacaná). La parte alta del CVT se eleva por encima de 3,500 m y en una distancia horizontal menor a 1 km pasa a elevaciones superiores a 3,900 m.s.n.m. (Fig. 9).

La erupción de 1949 ocurrió a una altitud de 3,907 m en el borde SO del cráter, mientras que la erupción de 1986 ocurrió en la porción norte en la base del escarpe de colapso a una altitud de 3,600 m.s.n.m.

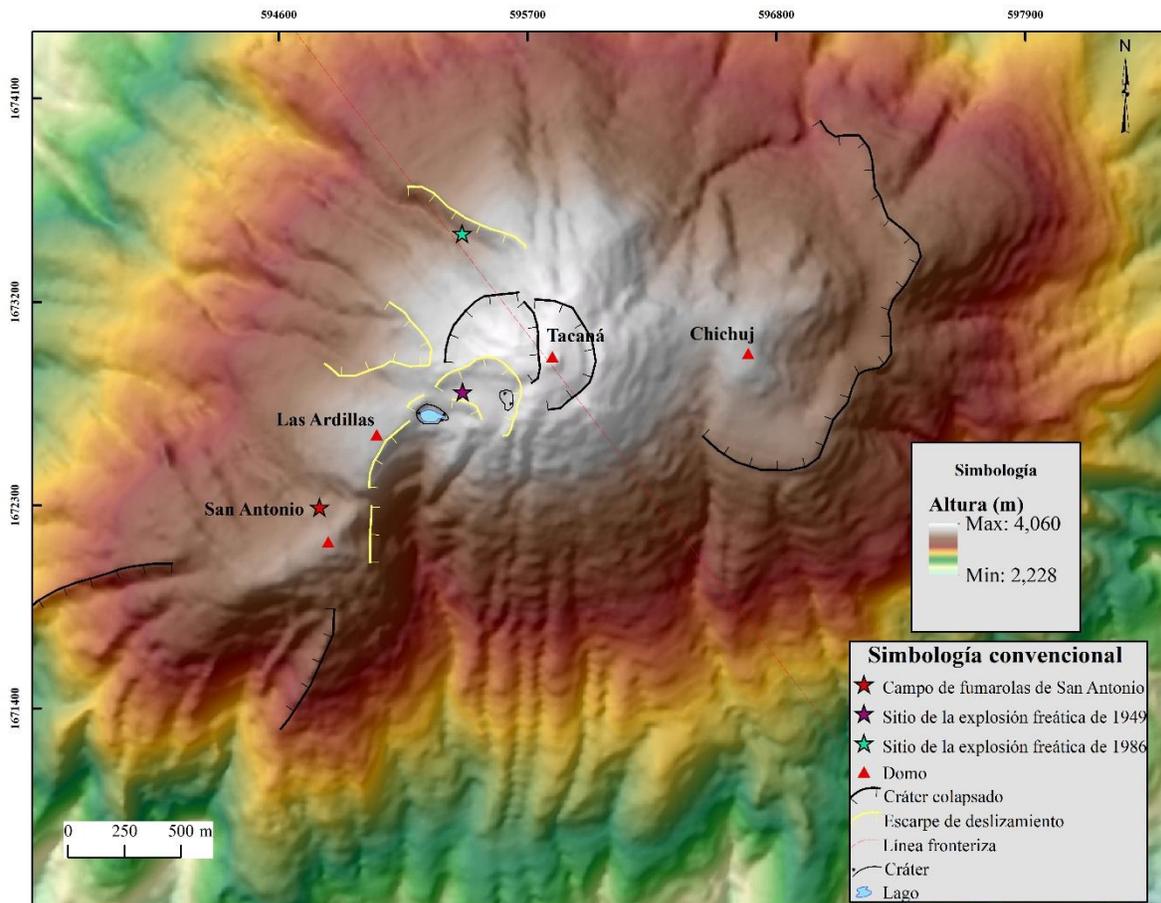


Figura 9. Mapa hipsométrico de la cima del CVT, se representa el gradiente de elevación del terreno por encima de los 2,228 m.s.n.m. Todas las cimas de las estructuras se encuentran por encima de los 3,600 m siendo el volcán San Antonio la estructura con la cima a menor altura (3,700 m.s.n.m.) y el volcán Tacaná representa la parte más alta del complejo con una cima de 4,060 m.s.n.m.

5.- Historia eruptiva del complejo volcánico Tacaná (CVT)

El complejo volcánico Tacaná (CVT) consta de cuatro edificios volcánicos alineados en dirección NE-SW, y son, del más viejo al más joven: Chichuj (~225 ka - ~24.6 ka), Tacaná (~45 ka - presente), el domo las Ardillas (~30 ka - ¿?) y San Antonio (<30 ka - presente) (Fig. 10) (García-Palomo *et al.*, 2006).

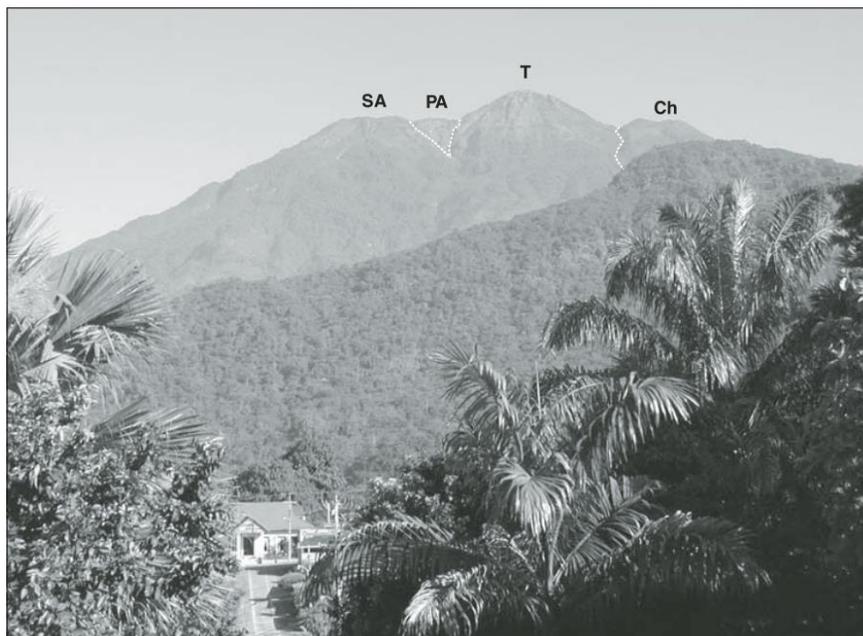


Figura 10. Flanco sur del CVT, en la parte superior de la imagen se observan los edificios volcánicos (de izquierda a derecha, el volcán San Antonio (SA), el domo las Ardillas (PA), el volcán Tacaná (T) y el volcán Chichuj a la derecha (Ch) (García-Palomo *et al.*, 2006)

El CVT está sobre un basamento regional, compuesto por rocas metamórficas del mesozoico, el cual, está intrusionado por rocas intrusivas de composición granítica, granodiorítica y tonalítica de edad Eoceno a Oligoceno (García-Palomo *et al.*, 2006). Esta secuencia está cubierta por depósitos volcánicos asociados a tres calderas reconocidas como San Rafael, Chanjale y Sibinal del Plioceno tardío y principios del Pleistoceno. El CVT se formó dentro de la caldera de San Rafael a partir del Pleistoceno tardío (~225 ka) (Fig. 11) (Macías *et al.*, 2015).

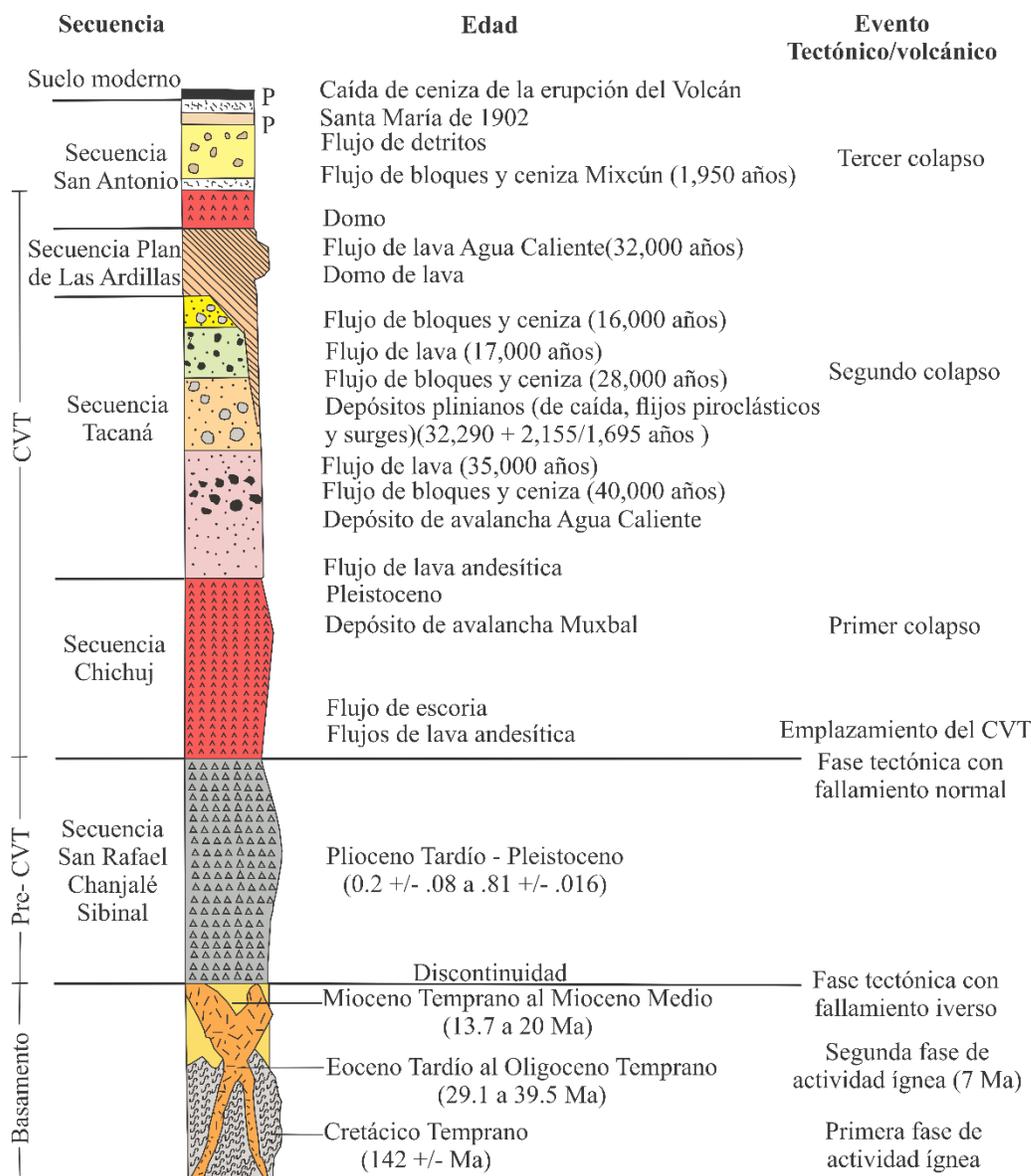


Figura 11. Columna estratigráfica del CVT, donde se muestra la secuencia de rocas y los eventos tectónicos y volcánicos ocurridos en la región (Modificado de García-Palomo *et al.*, 2006; Ordaz 2006).

En los siguientes capítulos, se hace un resumen de la historia y evolución geológica de los cuatro aparatos que conforman el CVT.

5.1 Volcán Chichuj

El volcán Chichuj (Fig. 12) es el edificio más antiguo del CVT, inició su formación hace ~225 ka. Este volcán se emplazó en la porción sur de la caldera de San Rafael. Se han reconocido seis unidades estratigráficas expuestas en el flanco este del volcán. Su construcción comenzó con emisiones de flujos de lava andesítica que formaron el edificio principal y que se extendieron hasta 4 km desde el cráter. Esta actividad fue seguida por la

formación de domos, los cuales fueron destruidos por actividad explosiva originando flujos de bloques y ceniza. Durante la formación del volcán Chichuj ocurrieron al menos dos pequeños colapsos, uno de los cuales ocurrió al NE del cráter hace ~24,650 años A.P. y el segundo, debido a la alta alteración hidrotermal del edificio que generó un colapso hacia el SE hace ~28,540 años A.P. (Mora *et al.*, 2004). Estos colapsos generaron avalanchas de escombros definidas como La Vega y Muxbal (García-Palomo *et al.*, 2006; Macías *et al.*, 2015).

Chichuj ha tenido además erupciones explosivas que han dado lugar a la emisión de depósitos de caída y otros productos piroclásticos. El edificio volcánico actual carece de su porción occidental, la cual pudo haber sido destruida por un colapso hacia el oeste. El último evento eruptivo emplazó al domo en su cima precedido por actividad explosiva que generó flujos piroclásticos de pómez (García-Palomo *et al.*, 2006; Macías *et al.*, 2015).

5.2 Volcán Tacaná

El volcán Tacaná (Fig. 12) creció sobre los remanentes de la parte oeste del edificio del Chichuj cubriéndolo parcialmente (García-Palomo *et al.*, 2006). El Tacaná se construyó a partir de flujos de lava andesíticos seguidos por erupciones peleanas y plinianas durante los últimos 45 ka. La construcción del edificio actual de Tacaná se desarrolló en cuatro etapas durante los últimos ~30,900 años, las cuales se caracterizaron por la emisión de flujos de lava andesíticos y el emplazamiento de domos centrales seguidos por la destrucción de estos (Limón, 2011). En la región sur del volcán los flujos de lava están cubiertas por un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza llamado la Trinidad y fechado en 42,000 años A.P. (Espindola *et al.*, 1989). Existen otros dos depósitos piroclástico de flujo de bloques y ceniza que se reportan en los flancos del volcán, los cuales tienen edades de ~28,540 y ~16,350 años A.P. (Mora *et al.*, 2004). Esto sugiere que el Tacaná es un estratovolcán de tipo peleano con la formación de domos que fueron destruidos por erupciones vulcanianas (Macías *et al.*, 2015).

Asociado a la actividad explosiva en el volcán Tacana, se han encontrado cuatro depósitos de caída denominadas como caída de pómez 1, caída de pómez 2, pómez Ocre, pómez Sibinal y pómez Tacaná con edades de 29,510, 24,650, 23,540 y 14,435 años A.P., respectivamente (Arce *et al.*, 2012; Macías *et al.*, 2015).

El Tacaná (Fig. 12) ha sido parcialmente destruido por dos colapsos volcánicos, el más grande destruyó la porción NO hace ~15 ka y su depósito fue llamado avalancha Agua Caliente. Este colapso fue causado por el emplazamiento de un domo central, el cual aunado a la influencia en el sistema estructural del volcán controlado por fallas normales de dirección NE-SO, generaron inestabilidad en el edificio lo que desencadenó el colapso, como consecuencia de esto el cráter presenta una morfología en herradura. Posterior al colapso hubo emisión de flujos de lava andesíticas que rellenaron parcialmente la zona donde ocurrió el colapso (Macías *et al.*, 2010). El segundo colapso ocurrió al inicio del Holoceno hace 10,050 años A.P. resultando en el derrumbe de su flanco norte con dirección hacia Guatemala, el cual produjo una avalancha de escombros llamada Tuimaj (Limón-Hernández,

2011). Después, de este evento ocurrió la erupción conocida como Once de Abril que disperso flujos y oleadas piroclásticas entorno al volcán (Macías *et al.*, 2010)

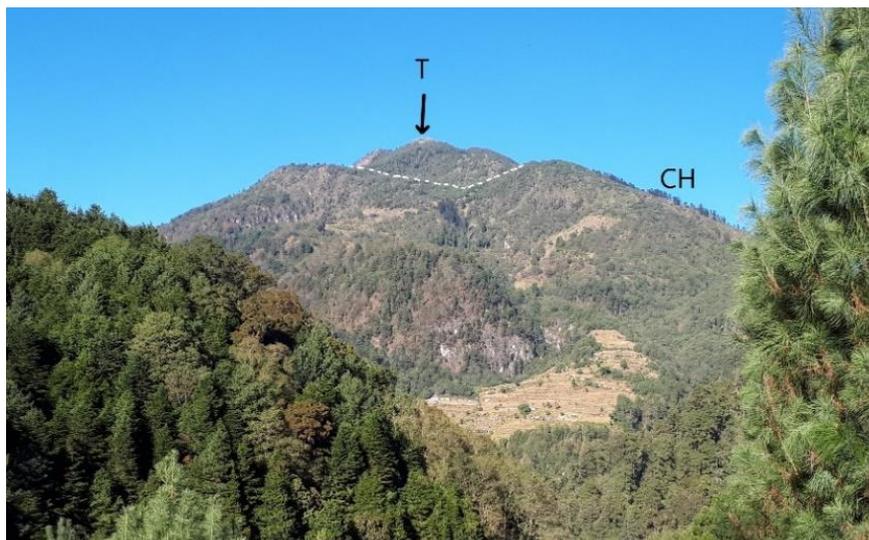


Figura 12. Flanco este del CVT tomada desde el Parque Ecoturístico Canjula, municipio de San Marcos, Guatemala. En la imagen se observa el volcán Chichuj (CH) y el volcán Tacaná (T) al fondo, la línea blanca punteada marca la división entre los dos volcanes.

Durante el Holoceno temprano, posterior a la secuencia de Once de Abril, el Tacaná experimentó un periodo de actividad efusiva, durante el cual, se emplazaron tres domos de lava de composición dacítica que rellenaron el cráter, los cuales representan actualmente, la parte más alta del CVT, con edades de 9,300, 8,900 y 8,600 años A.P. (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2021).

Durante los últimos 8,000 años se han reportado al menos nueve secuencias estratigráficas relacionadas a pequeñas erupciones. Los depósitos reportados han sido ubicados tanto en la cima del CVT como en los alrededores, el más lejano se encuentra a una distancia de 7 km del cráter. Las edades reportadas han sido obtenidas por medio de radiocarbono en fragmentos de carbón encontrados en los depósitos, y en paleosuelos. Las edades obtenidas fueron de 7,630, 6,910, 6,175-5,695, 2,660, 950, 850, 403, 280 y 150 años A.P. (García-Palomo *et al.*, 2006; Macías *et al.*, 2010; Limón, 2011). Sobreyaciendo a todos estos depósitos aflora la caída de ceniza blanca proveniente del volcán Santa María producto de la erupción de 1902 (Williams y Self, 1983), que afectó el crecimiento de los árboles del CVT, debido que provocó una supresión en los anillos de crecimiento entre 1903 y 1912 (Carlón *et al.*, 2020).

Durante los últimos 150 años se han reportado pequeñas explosiones, la primera ocurrió entre 1855 y 1856 y consistió en un evento explosivo de corta duración donde hubo caída de ceniza y actividad fumarólica (Mercado y Rose, 1992). Esta explosión influyó en el crecimiento de los árboles, provocando una supresión en los anillos de crecimiento entre 1857 y 1868 (Carlón *et al.*, 2020). La segunda explosión comenzó el 22 de diciembre de 1949 con la emisión de pequeñas cantidades de ceniza y vapor de agua y culminó en 1950. Este evento aunque no generó afectaciones, alertó a las autoridades y comunidades cercanas, por

lo que se llevaron a cabo varias investigaciones por parte de la Universidad Nacional Autónoma de México (Mulleried, 1951). En diciembre de 1985 se reportaron fuertes sismos que fueron aumentando en frecuencia e intensidad hasta el 8 de mayo de 1986, cuando ocurrió una erupción freática en el flanco NE del volcán, que produjo una columna de 1 km con emisión de vapor de agua y ceniza (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1989). Las dos erupciones freáticas ocurrieron en el escarpe de colapso que generó la avalancha Agua Caliente, lo que indica una zona inestable en el volcán que responde al sistema de fracturas NE-SO (Macías *et al.*, 2010).

5.3 Domo las Ardillas

El emplazamiento del domo las Ardillas (Fig. 13) ocurrió hace ~30,000 años y se ubica en el flanco oeste de Tacaná siguiendo una tendencia NE-SO. Su estructura se explica como un domo central y se le asocian al menos dos flujos de lava ubicados al NO y SO del domo. Su composición es andesítica con cristales de plagioclasa y anfíbol (García-Palomo *et al.*, 2006; Macías *et al.*, 2015). Por medio de fechamientos de ^{36}Cl se estimó una edad mínima para el domo en 254 ± 120 años y el del flujo de lava inferior asociado en 403 ± 95 años, sin embargo, este domo está cubierto por un depósito de ~760 años (Fig. 12), por lo que no puede ser más joven. Esta zona refleja el sistema de fracturas NE-SO sobre el cual han ocurrido los eventos recientes (Alcalá-Reygosa *et al.*, en revisión).

5.4 Volcán San Antonio

El último volcán en construirse fue el San Antonio (Fig. 13), localizado en el flanco SO del volcán Tacaná y el domo las Ardillas. Su cima tiene forma de herradura abierta hacia el SO y formo su edificio a partir de flujos de lava andesíticos, aunque aún no se sabe de manera precisa la edad de su formación (García-Palomo *et al.*, 2006; Macías *et al.*, 2000).

Hace 1950 años A.P. este volcán fue parcialmente destruido por una erupción de tipo Peleana ocurrida por la destrucción de un domo central de composición dacítica, lo cual generó un flujo piroclástico cuyo depósito lleva el nombre de Mixcun que abarcó un área de 25 km^2 y un volumen de 0.12 km^3 (Macías *et al.*, 2000). Esta erupción fue seguida por la formación de lahares hacia el flanco sur del volcán, que causaron inundaciones en el centro ceremonial de Izapa, lo que se cree está asociado al abandono de esta zona ceremonial (Macías *et al.*, 2018). Después de la erupción peleana el San Antonio continuó su actividad con la emisión de flujos de lava andesíticos que rellenaron el cráter, alcanzando distancias de hasta 4 km. Este periodo terminó con el emplazamiento de un domo en la cima y de un flujo de lava dacítico (Mora *et al.*, 2004; Macías *et al.*, 2010)



Figura 13. Fotografía tomada desde la estación sísmica (Fig. 15), hacía el sector oeste del CVT. Se muestra la erupción de 800 años (líneas punteadas negras). Al fondo se observan el volcán San Antonio (SA) a la izquierda y el domo las Ardillas (PA) a la derecha, su separación se muestra en líneas discontinuas blancas

6.- Geología y estratigrafía de la cima del CVT

El CVT está conformado por tres estratovolcanes y un domo. En la figura 14 se muestra el mapa geológico más reciente de la cima del CVT modificado de Alcalá-Reygosa *et al*, (2021) donde se aprecian los límites litológicos y las estructuras principales de la cima.

antigua antena de microondas (Fig. 15A). Este domo está separado de los domos “NO” y “SO” por una fractura y una pequeña barranca. El domo “NO” y “SO” están separados por una depresión de 15 m y tienen edades respectivas de 8,900 y 8,600 años. Los tres domos tienen composiciones andesíticas muy similares que varían de 63.6 a 62.4 en SiO₂ (porcentaje en peso). Una lava que se extiende hacia el oeste del domo “SO”, se caracteriza por presentar olivino y una composición andesítica (57.5% en peso de SiO₂) cercana a andesita-basáltica. Estos mismos autores concluyeron que esta lava fue emitida antes del emplazamiento de los domos “NO” y “SO” y que estos se emplazaron sobre los flujos de lava de composición andesítica y en menor medida con una composición dacítica distribuidas en el flanco noroeste del volcán (por ejemplo, Agua Zarca ~12 ka; Macías *et al.*, 2010). De acuerdo con estos últimos autores estos flujos de lava rellenaron parcialmente la depresión originada por el colapso del Tacaná ocurrido hace ~15 ka que emplazó a la avalancha de escombros Agua Caliente. Alcalá-Reygosa *et al.* (2021) también fecharon por medio de isotopo ³⁶Cl una lava andesítica ubicada al SO de la cima del volcán Tacaná con una edad de 403 ± 95 años A.P. Al frente de esta lava existe un escarpe de deslizamiento y por encima de esta, un cráter de aproximadamente 50 m de diámetro (Fig. 15A). Entre el escarpe y el cráter de explosión se encuentra una estación sísmica, actualmente en desuso (Fig. 15A). En la base oeste de esta lava se encuentra un lago al interior del cráter de 90 m de diámetro que ha sido asociado a una explosión freatomagmática ocurrida hace unos ~760 años (Fig. 15B) (Macías *et al.*, 2018).

El domo las Ardillas (Fig. 15A) se ubica en el flanco SO del volcán Tacaná y justo al oeste del flujo de lava de 400 años. Desde el domo las Ardillas surge por lo menos un flujo de lava que fluye hacia su flanco NO (Fig. 14) (García-Palomo *et al.*, 2006). Este domo tiene una composición dacítica entre 63-65% en peso de sílice. Alcalá-Reygosa *et al.* (2021) fecharon por medio del isotopo ³⁶Cl el borde oriental del domo las Ardillas con una edad media de 254 ± 120 años. Esta edad es muy joven y no representa la edad de emplazamiento del domo porque su cima está cubierta por el depósito de caída de ~760 años A.P. asociado al lago cráter (Macías *et al.*, 2008). Esta edad más joven del domo fue interpretada como una superficie de exposición debida a derrumbes recientes (Alcalá-Reygosa *et al.*, (2021).

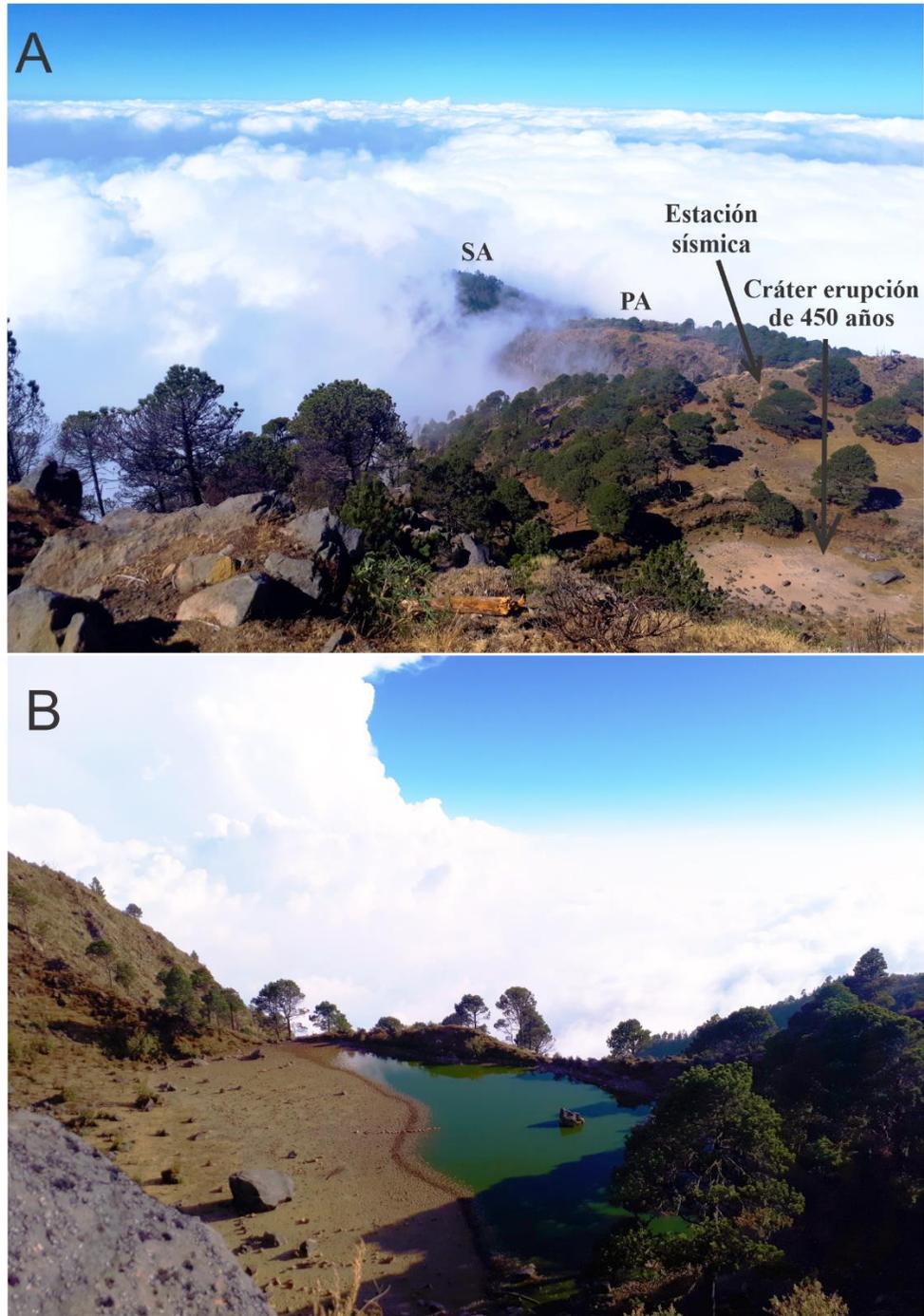


Figura 15. A. Fotografía tomada hacia el flanco SW del CVT desde el labio sur del cráter del Tacaná, donde se aprecian el cráter de la explosión ocurrida hace ~450 años, la estación sísmica y al fondo el domo las Ardillas (PA) y el volcán San Antonio (SA) entre nubes. B. Foto del lago cráter que generó la explosión freática ocurrida hace ~760 años.

6.1 Estratigrafía

Para este trabajo se compilaron 58 secciones estratigráficas de la cima realizadas entre 2017 y 2019. De estas se seleccionaron 24 secciones para su análisis, 18 muestras de depósitos volcánicos (Tabla 2), seis muestras de paleosuelo y tres de carbón encontrado debajo del depósito (Tabla 3). Para su selección se consideró que su distribución fuera más significativa dentro del área de estudio y que el fechamiento arrojará edades dentro del holoceno, o que en su defecto, se correlacionara con depósitos de estas características. Como se aprecia en el mapa de localización de la Figura 16, la mayoría de las secciones fueron tomadas en los flancos norte y oeste del volcán Tacaná y algunas en las demás estructuras volcánicas de acuerdo con su grado de preservación.

Tabla 2. Lista de secciones estratigráficas seleccionadas para su análisis, obtenidas en 2017, 2018 y 2019 con sus respectivas muestras (en * se indican las secciones y muestras mencionadas en este trabajo)

Sección	Latitud (N)	Longitud (O)	Altitud (m.s.n.m.)	Muestra	Erupción asociada
*TAC1710	15°07'53.72"	92°06'31.45"	4053	*TAC1710-A	760
				*TAC1710-B	450
*TAC1711	15°07'55.12"	92°06'24.77"	4069	*TAC1711	760
*TAC1715	15°07'36.18"	92°06'49.41"	3806	TAC1715-A	-
				*TAC1715-B	450
*TAC1716	15°07'55.12"	92°06'24.77"	3788	*TAC1716	760
*TAC1718	15°07'39.73"	92°07'05.58"	3616	TAC1718	760
TAC1720	15°06'23.52''	92°06'03.82''	2492	TAC1720-B	-
TAC1801	15°06'22.12"	92°06'02.79"	2525	TAC1801	-
TAC1802	15°08'01.24"	92°06'02.79"	3840	TAC1802-B	-
*TAC1803	15°08'0.15"	92°06'12.52"	3840	*TAC1803	4,000
TAC1806	15°07'55.77"	92°06'01.32"	3819	TAC1806	-
*TAC1808	15°07'59.08"	92°06'11.86"	3824	*TAC1808	4,000
*TAC1810	15°08'08.3"	92°06'30.58"	3976	*TAC1810	450
*TAC1811	15°08'02.69"	92°06'28.63"	4021	*TAC1811-A	450
				TAC1811-B	-
*TAC1812	15°07'51.9"	92°06'32.06"	4030	*TAC1812-C	760
TAC1813	15°07'52.73"	92°06'41.56"	3910	TAC1813	-
TAC1814	15°07'46.93"	92°06'37.24"	3908	TAC1814	-
*TAC1815	15°08'02.17"	92°06'45.85"	3836	*TAC1815	450
*TAC1817	15°07'49"	92°06'26"	3960	TAC1817	-
				*TAC1817-II	760
*TAC1819	15°05'38.99"	92°06'34"	1573	*TAC1819-A	4,000
*TAC1823	15°06'06.38"	92°05'01.12"	2210	*TAC1823-A	8,000
				TAC1823-B	22,400
TAC1832	15°08'00.15"	92°07'05.46"	1605	TAC1832	22,400
TAC1833	15°09'50.49"	92°10'40.96"	1100	TAC1833-A	22,400
				TAC1833-B	-
*TAC1834	15°10'02.38"	92°09'58.96"	1345	*TAC1834	4,000
*TAC1918	15°07'47.61"	92°06'40.55"	3929	*TAC1918	450

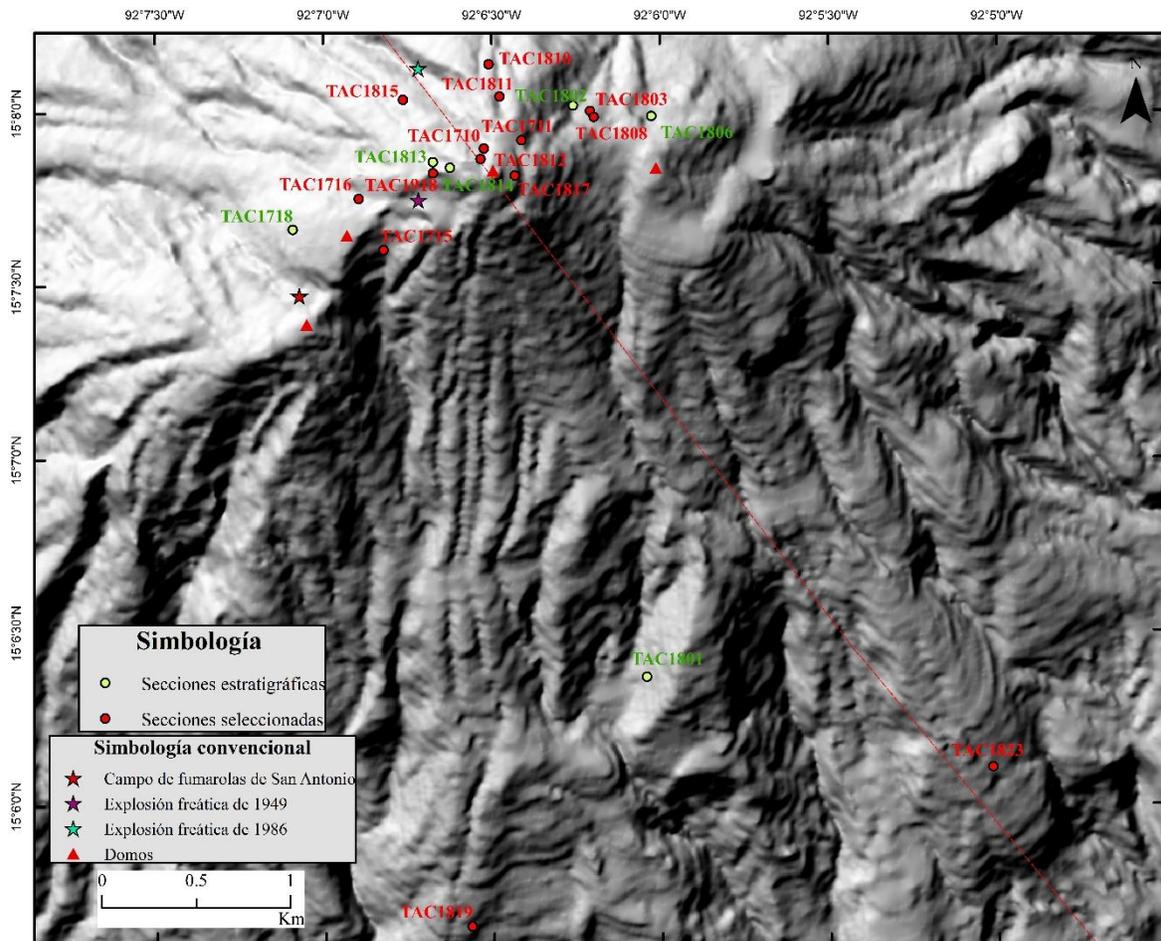


Figura 16. Modelo de sombras donde se muestra la localización de las secciones estratigráficas utilizadas (puntos rojos) en este estudio. Algunas de las secciones realizadas entre 2017 y 2019 que no se incluyen en este trabajo se muestran como puntos verdes. La mayoría de las secciones se localizan en la parte de la cima y en menor medida en sus partes medias.

Para este trabajo se realizó la correlación estratigráfica de los depósitos expuestos en la cima del CVT. Antes de este trabajo no se habían realizado estudios detallados sobre la estratigrafía holocénica del complejo por lo que se realizaron descripciones detalladas y se fecharon nueve muestras de fragmentos de carbón encontrados dentro del depósito o paleosuelos ubicados inmediatamente por debajo o por encima de los depósitos.

Tabla 3. Edades obtenidas mediante el método de radiocarbono de las muestras colectadas en la cima del Complejo Volcánico Tacaná.

Depósito	Código de muestra	Lab No.	Localización		Muestra Tipo	d ¹³ C (‰)	Edad Convencional años AP.	Edad Calibrada Rango 1σ AD/BC	Edad Calibrada Rango 2σ	Observación
			N	W						
Oleada piroclástica ocre (DOP1)	TAC1815	18OS/0362	15°07'57"	92°06'30"	Paleosuelo	nd	430 ± 30	AD 1435-1468	AD 1420-1520, 1600-1620	Flanco SW de Domo Tacaná
	TAC 1811A	18OS/0360	15°08'02"	92°06'28"	Paleosuelo	nd	450 ± 30	AD 1429-1452	AD 1410-1480	Cráter de domo de Tacaná
	TAC 1710B	476486	15°07'53.7"	92°06'31.4"	Carbón	22.2	560 ± 30	AD 1323-1347, 1393-1415	AD 1306-1363, 1385-1429	Sobre domo de Tacaná
	TAC1810	18OS/0359	15°08'08"	92°06'30"	Paleosuelo	nd	670 ± 30	AD 1281-1304, 1365-1383	AD 1270-1320, 1350-1390	Flanco NE de domo Tacaná
Oleada piroclástica café (DOP2)	TAC 1817-II	18OS/0364	15°07'49"	92°06'26"	Paleosuelo	nd	530 ± 30	AD 1335-1335, 1399-1432 (Macías et al., 2018)	AD 1310-1350, 1390-1440	Cráter de domo Tacaná
	TAC 1718	476488	15°07'39"	92°07'05"	Carbón	-26.64	760 ± 30	AD 1229-1230, 1246-1279	AD 1219-1284	nd
	TAC1710A	476487	15°07'53.7"	92°06'31.4"	Carbón	-22.9	940 ± 30	AD 1035-1051, 1081-1151	AD 1025-1160	Sobre domo de Tacaná
Flujo piroclástico amarillo (DFP1)	TAC1808	18C/0370	15°07'59"	92°06'11.8"	Carbón	nd	3,920 ± 30	BC 2470-2431, 2424-2402, 2381-2348	BC 2480-2290	Flanco E del domo Chichuj
	TAC1819A	18OS/0365	15°05'38.9"	92°06'34"	Paleosuelo	nd	4,420 ± 30	BC 3261-3255, 3098-3010, 2979-2960, 2952-2942	BC 3330-3230, 3180-2920	Cerca de la base S del CVT

Abreviación: nd = no disponible. Estas muestras fueron analizadas en los laboratorios Beta Analytic Inc, e International Chemical Analysis Inc.

Con base en los resultados de las mediciones de ^{14}C se pueden reconocer algunas variaciones en las edades del mismo paleosuelo de hasta 300 años con una incertidumbre de 30 años. Esto es derivado del grado de preservación del depósito en cada lugar que está relacionado con el sustrato y los factores climáticos y ambientales que intervienen en su formación. Los ambientes más favorables para el desarrollo de un suelo son climas húmedos y cálidos que promuevan la generación de materia orgánica y la degradación de la roca, así como un paisaje estable donde no ocurran eventos que puedan erosionar el suelo. La región de Chiapas y Guatemala es muy lluviosa y propicia para la formación de suelos, sin embargo, en la cima del CVT hay condiciones ambientales con temperaturas bajo cero que pueden impedir el desarrollo rápido de un suelo en comparación con los ambientes más favorables encontrados a menos altura. Por estas razones hay una variación temporal marcada entre las edades de los paleosuelos encontrados para este estudio. A pesar de estos inconvenientes cada una de las muestras fechadas se comparó con las edades de estudios previos y se determinó si eran correlacionables para hacer una analogía cronológica entre ellas. De este análisis se definieron tres unidades volcánicas que persisten en la zona de estudio. En las muestras de estas unidades se realizaron análisis granulométricos y de componentes para definir su origen y refinar su correlación estratigráfica.

6.1.1 Depósito de flujo piroclástico amarillo (DFP) ~4,000 años A.P.

Este depósito se describió en tres secciones alrededor de la cima del CVT con espesores que varían entre 30 y 70 cm. La sección más completa de este depósito es la TAC1808 (Fig. 17) ubicada al NE del volcán Tacaná, en el borde NO del cráter del volcán Chichuj a 3,824 m de elevación (Fig. 18).



Figura 17. Fotografía de la sección estratigráfica TAC1808 donde se observa el suelo moderno en la parte superior, una caída de ceniza color blanca producto de la erupción del volcán Santa María en 1902 y el DFP (depósito de flujo piroclástico amarillo) en la parte inferior.

El DFP es masivo de color amarillo, está compuesto por abundantes bloques y lapilli de pómez soportados por una matriz de ceniza fina a media compuesta de líticos, pómez y vidrio. La pómez es de color blanco, subredondeada a redondeada con textura vítrea poco vesiculada, compuesta por fenocristales de anfíbol y piroxeno. Sobre este depósito yace en contacto erosivo una capa masiva de color blanco con espesor variable (≤ 6 cm) compuesta de ceniza fina asociada a la erupción del volcán Santa María en 1902 (Fig. 17). Un fragmento de carbón encontrado dentro del depósito DFP se fechó en 3920 ± 30 años A.P. (muestra TAC1808) (Fig. 18). En la sección TAC1819 al sur del Tacaná este depósito está parcialmente convertido a suelo en su cima. Una muestra de este paleosuelo se fechó en $4,420 \pm 30$ años AP (muestra TAC1819-A). Por su edad y características este depósito no había sido reportado anteriormente.

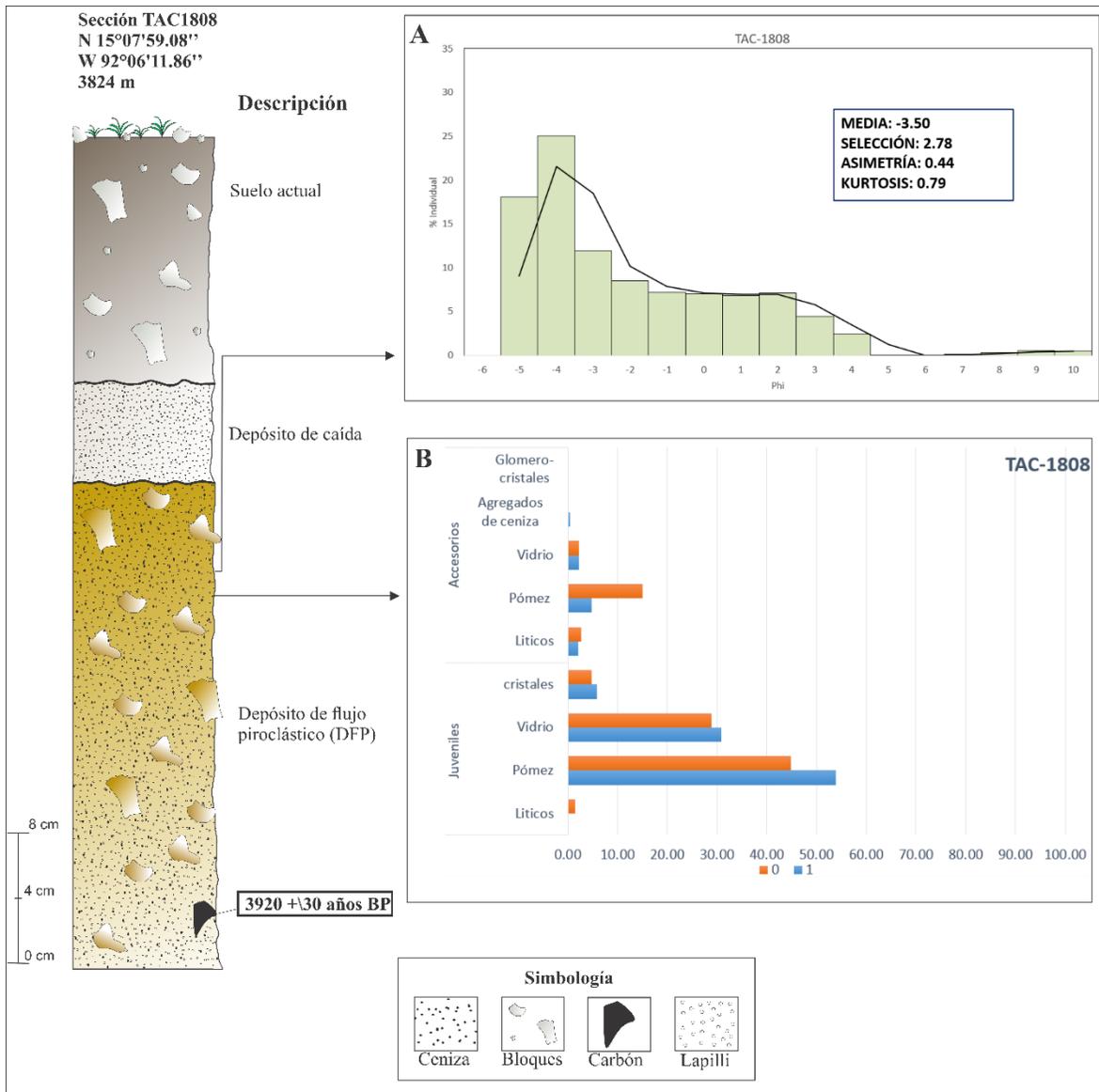


Figura 18. Sección estratigráfica que muestra al depósito de flujo piroclástico amarillo, así como el histograma granulométrico y gráfica de componentes. En el recuadro negro se muestra la edad del carbón fechado. **A.** Gráfica de porcentaje acumulado por tamaños (Phi), donde se muestra una distribución ligeramente bimodal. **B** Gráfica de porcentajes por abundancia de componentes, en azul se representan los tamaños de 1 phi y en naranja 0 phi.

El análisis granulométrico de la matriz de la muestra TAC1808 es ligeramente bimodal con un pico máximo en la moda -4ϕ y otro en la moda 10ϕ . Esta muestra tiene una mediana de $Md_{\phi} = -3.50$, pobremente seleccionada con $\sigma = 2.78$, asimetría muy positiva $\alpha_{\phi} = 0.44$ y una curva platicurtica con kurtosis $\beta_{\phi} = 0.79$. Este depósito está compuesto por abundante lapilli grueso (54%) seguido de ceniza mediana (14%), ceniza gruesa (13%), lapilli mediano (8%), lapilli fino (7%) y en menores proporciones ceniza muy fina (0.98%) y ceniza fina (0.47%).

En el análisis de componentes de la muestra (Tabla 4) indica que existe una abundancia de pómez juvenil (53.83%) (Fig. 19) seguida de vidrio juvenil (30.84%) (Fig. 19), cristales (5.79%) y en menor medida fragmentos accidentales parcialmente alterados de pómez (4.86%), vidrio (2.24%), líticos (2.06%) y agregados de ceniza (0.37%).

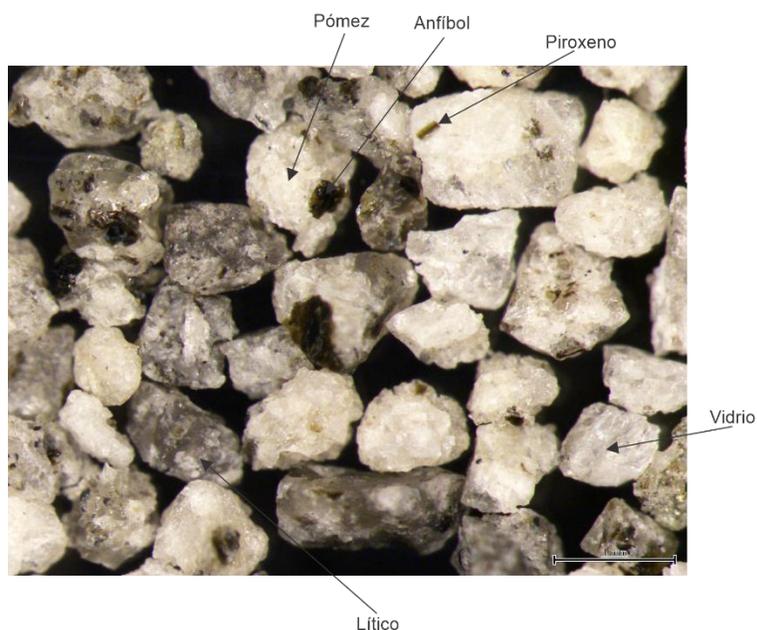


Figura 19. Fotografía de pómez de color blanco con textura vítrea, poco vesiculada con cristales de anfíbol y piroxeno, vidrio de color gris y translucido con cristales de anfíbol y piroxeno y líticos de color gris.

Tabla 4. Descripción de componentes de la muestra TAC1808		
Componentes	Características observadas	
	0 phi	1 phi
	Juveniles	
Líticos	De color negro y gris, subangulosos con cristales de óxido y un poco de vidrio blanco translucido	sin/componentes
Pómez	Blanca, subredondeada a redondeada con textura vítrea y poco vesiculada con cristales de anfíbol, piroxenos y óxidos.	Blanca, subredondeada a redondeada con textura vítrea y poco vesiculada con cristales de anfíbol, piroxenos y óxidos.
Vidrio	De color blanco y gris translucido, de anguloso a redondeado con gran cantidad de cristales de piroxenos, anfíboles y óxidos. Tiene presencia de esquirlas (pocas) y vidrio ligeramente pumítico	De color blanco y gris translucido, de anguloso a redondeado con gran cantidad de cristales de piroxenos, anfíboles y óxidos. Tiene presencia de esquirlas (pocas) y vidrio ligeramente pumítico

Cristales	Subangulosos a subredondeados de anfíbol alterado, clinopiroxenos y probables sanidinos blancos. La mayoría de los cristales tienen un poco de vidrio blanco translucido adherido	Subangulosos a subredondeados de anfíbol alterado, orto y clinopiroxenos, anfíboles, granate y óxidos. La mayoría de los cristales tienen un poco de vidrio blanco translucido adherido
Accesorios		
Líticos	Color rosa, café, gris y blancos alterados, subangulosos a subredondeados con cristales de plagioclasa, piroxenos, óxidos y vidrio	Color rosa, café, gris y blanco, alterados, subangulosos a subredondeados con cristales de plagioclasa, piroxenos, óxidos y vidrio
Pómez	Esta pómez es de dos tipos: -Blanca alterada, subredondeada a redondeada con vesículas y un poco fibrosa con cristales de anfíbol, piroxenos y óxidos -Gris y rosa alterada con vesículas tipo fiammes (alargadas) con algunos cristales de piroxeno y anfíbol	Esta pómez es de dos tipos: -Blanca, naranja, gris, rosa y amarilla alterada, subredondeada a redondeada con vesículas y un poco fibrosa con cristales de anfíbol, piroxenos y óxidos -Gris y rosa alterada con vesículas tipo fiammes (alargadas) con algunos cristales de piroxeno y anfíbol
Vidrio	Gris, rosa y blanco alterados, subangulosos a subredondeados con cristales de piroxenos, anfíboles y óxidos	Gris, rosa y blanco alterados, subangulosos a subredondeados con cristales de piroxenos, anfíboles y óxidos
Agregados de ceniza	sin/componentes	De color naranja alterados y de forma irregular

Para hacer la correlación estratigráfica de este depósito se conjuntaron tres secciones estratigráficas; muestran una distribución en entorno al E y S del domo de Tacaná (3,800 m.s.n.m.) y que continua hasta cerca de la base del flanco sur del volcán (<3,000 m.s.n.m.) (Fig. 20). En la parte alta muestra espesores que van de los 30 a 40 cm y pendiente a bajo cerca de la base presenta un espesor de 70 cm. Las características observadas en cada sección son variables y se diferencian principalmente en el grado de alteración de los componentes encontrados producto del intemperismo.

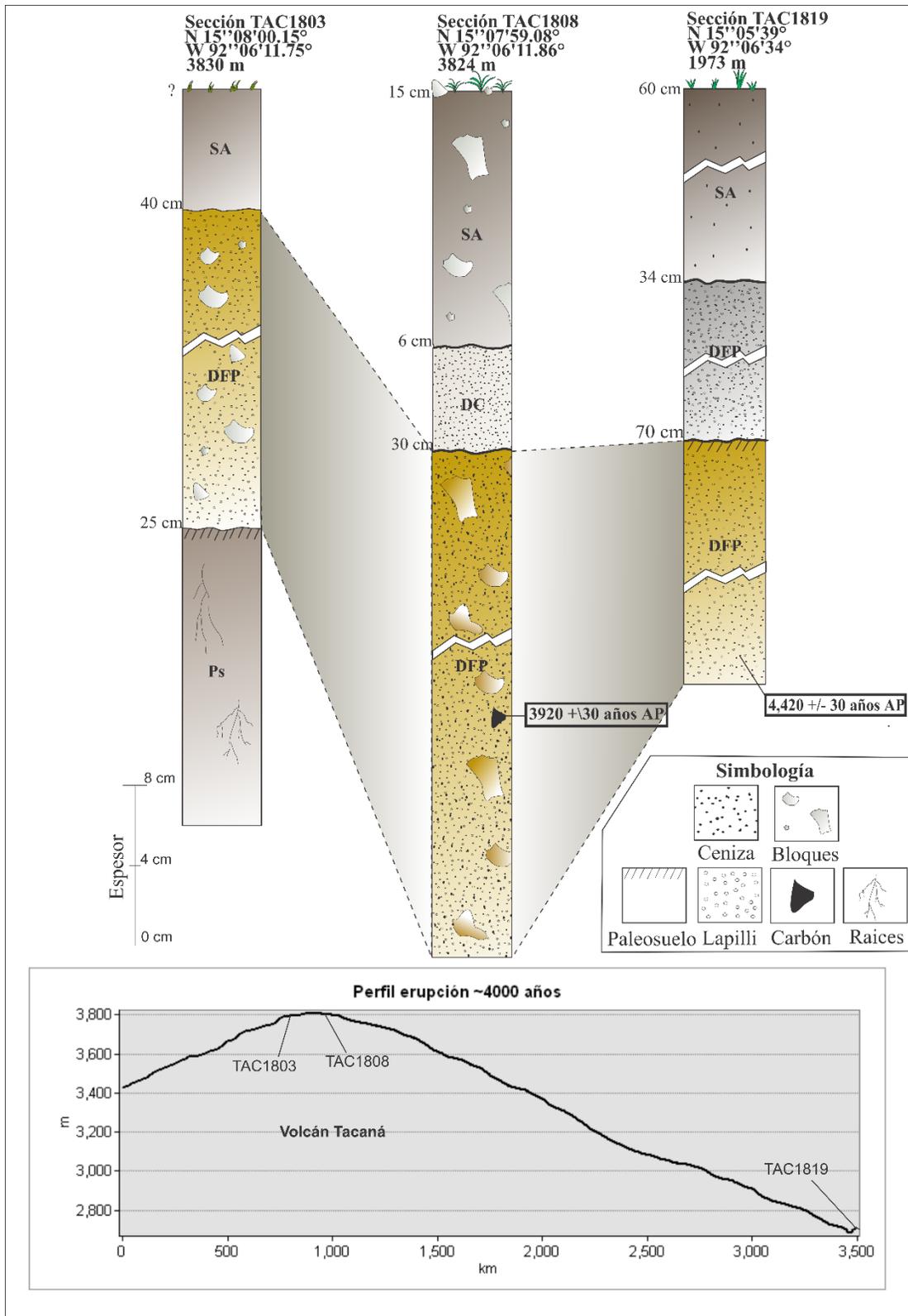


Figura 20. Correlación estratigráfica de la erupción de ~4,000 años y perfil topográfico compuesto de las secciones estratigráficas. Donde DFP: depósito de flujo piroclástico, SA: suelo actual, Ps: Paleosuelo y DC: Depósito de caída.

6.1.2 Deposito de oleada piroclástica ocre (DOP2) de 760 años

Este depósito fue descrito previamente por Ordaz (2006) y Macías *et al* (2018). Ordaz 2006 lo describe como un depósito compuesto por oleadas piroclásticas y una caída de ceniza, distribuido en la cima del CVT y en parte del flanco sur. Este autor establece que tiene una edad <800 años A.P. y que lo originó un magma con 54% en peso de SiO₂. Macías *et al* (2018) lo denominó como depósito de caída de pómez, el cual está intercalado por oleadas piroclásticas encontradas en la cima del CVT. Estos autores describen que el depósito consiste en varias capas y una caída con abundante pómez gris.

En este trabajo este depósito fue descrito en cuatro secciones con un espesor variable de 3 a 110 cm. En la Figura 21 se muestra la correlación estratigráfica de este depósito que se distribuye en las inmediaciones del lago, en el interior del cráter ubicado en el flanco SO del Tacaná a ~3,800 m.s.n.m. de elevación y disminuye alejándose del mismo.

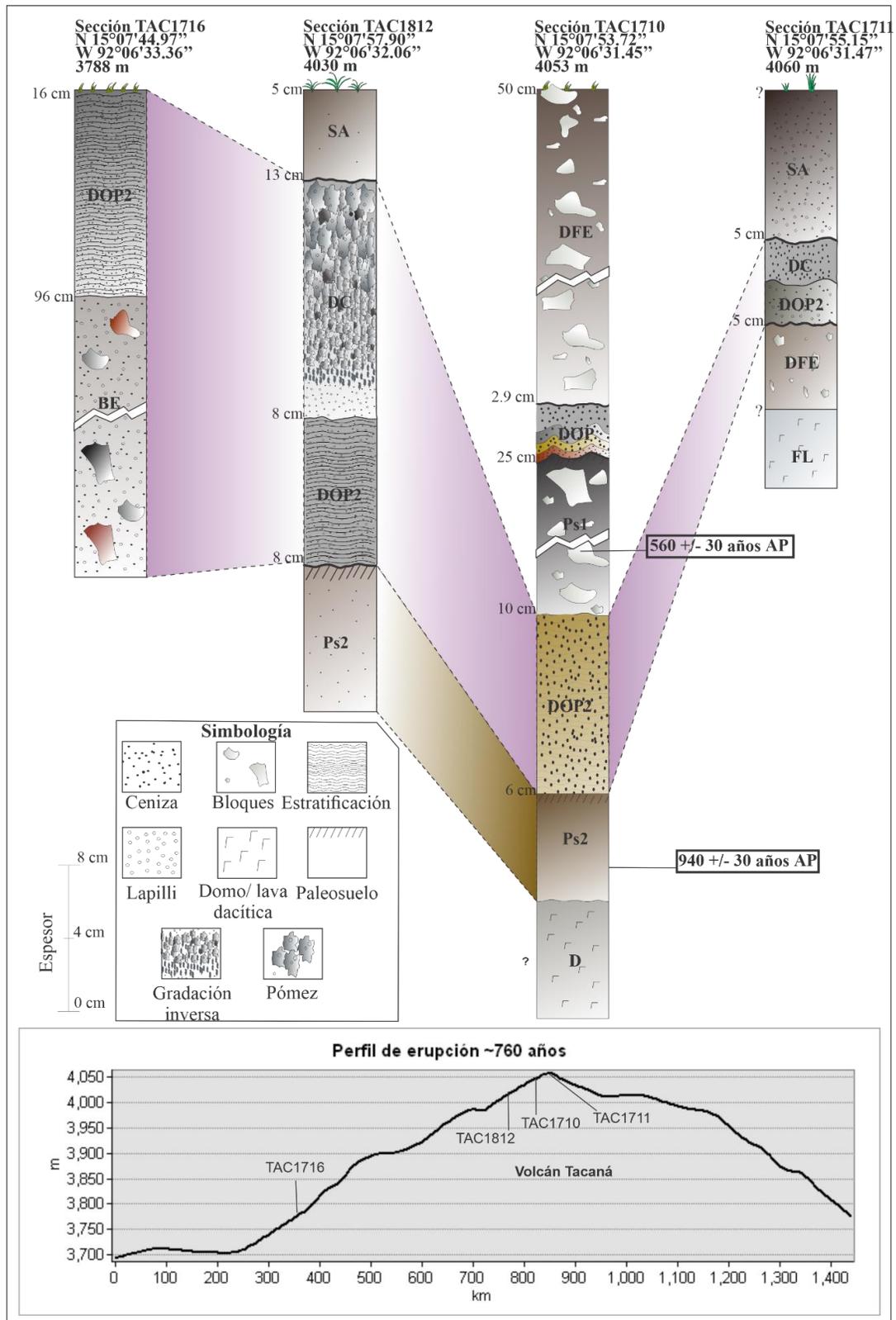


Figura 21. Correlación estratigráfica de la erupción de ~760 años y perfil topográfico compuesto de las secciones estratigráficas. Donde SA: suelo actual, Ps: Paleosuelo, DC: Depósito de caída, DOP: Depósito de oleada piroclástica, DFE: Depósito de flujo de escombros, BE: Brecha de explosión y FL: Flujo de lava.

La columna compuesta de este depósito (Fig. 22) consiste en una brecha de explosión, hetero litológica, en una matriz de lapilli, sobreyaciendo se presenta un depósito de oleada piroclástica ocre (DOP2) que presenta laminación y un depósito de caída de pómez en la parte superior. Solo en la sección más cercana se observa la brecha de explosión y conforme se aleja solo se observan el depósito de caída y el DOP2. En la cima del domo de Tacaná solo se encuentra el DOP2 con espesores de hasta 3 cm.

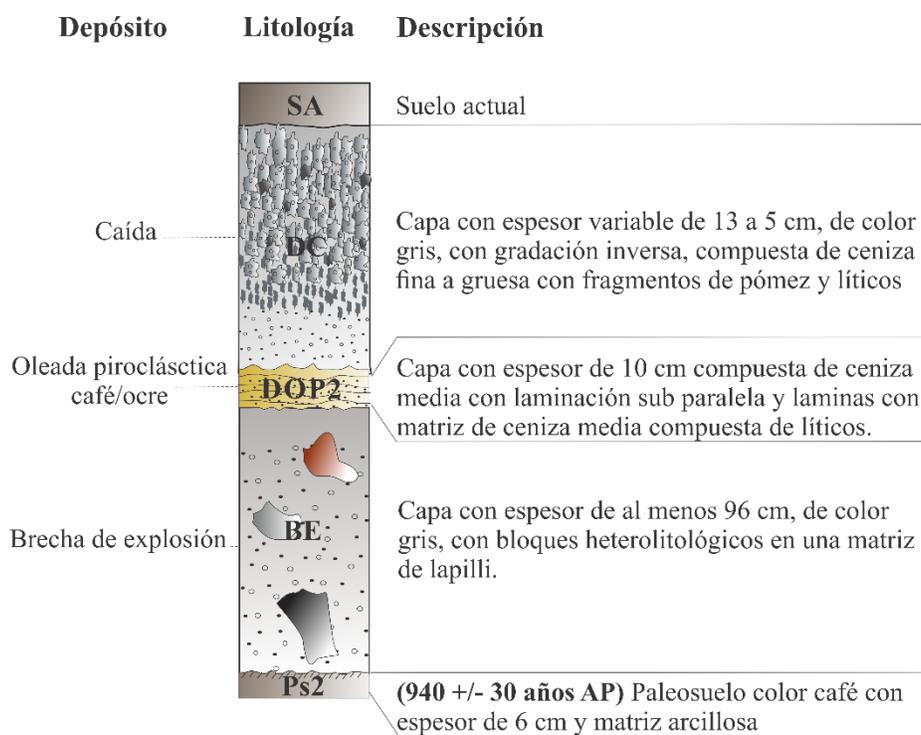


Figura 23. Columna compuesta de la erupción de ~760 años donde se observa: Ps2 (Paleosuelo de 560 años), BE (brecha de explosión), DOP2 (depósito de oleada piroclástica gris), DC (depósito de caída) y SA (suelo actual).

La sección más completa de DOP2 es la TAC1710 (Fig. 23 y 24) obtenida en la parte sur del domo “SO” del volcán Tacaná a 4,053 m.s.n.m. de elevación. Aquí el depósito tiene 10 cm de espesor con laminación sub paralela y laminas con matriz de ceniza media compuesta por líticos. Se encuentra en contacto erosivo sobre un paleosuelo de color marrón de matriz arcillosa que fue fechado en 940 ± 30 años A.P., y por encima se encuentra en contacto erosivo con un paleosuelo de color negro de 25 cm de espesor con matriz arcillosa y líticos del tamaño de gravas el cual fue fechado en 560 ± 30 años AP. De manera general este depósito está compuesto por líticos y pómez. En esta sección también se observa el DOP1.



Figura 24. Fotografía de la sección estratigráfica TAC1710 donde se observa un depósito de flujo de escombros (DFP) en la parte superior, el DOP1 (depósito de oleada piroclástica ocre), un paleosuelo con edad de 560 ± 30 años AP, el DOP2 (depósito de oleada piroclástica café/ocre) y en la parte inferior un paleosuelo con una edad de 940 ± 30 años AP.

La edad de este depósito varía de 530 hasta 970 años A.P. Se fechó un depósito de oleada piroclástica correlacionado con el paleosuelo subyacente cuya edad se determinó en 530 ± 30 años A.P. (muestra TAC1817-II) y de las muestras TAC0448a ($810 + 110/-105$ años A.P.) y TAC0453 (850 ± 40 años A.P.) (Macías *et al.*, 2018). Estos autores fecharon un fragmento de carbón dentro del depósito que dio una edad de 760 ± 30 años en la sección TAC1718 (Tabla 2). Este resultado debería corresponder con la edad más aproximada de este depósito.

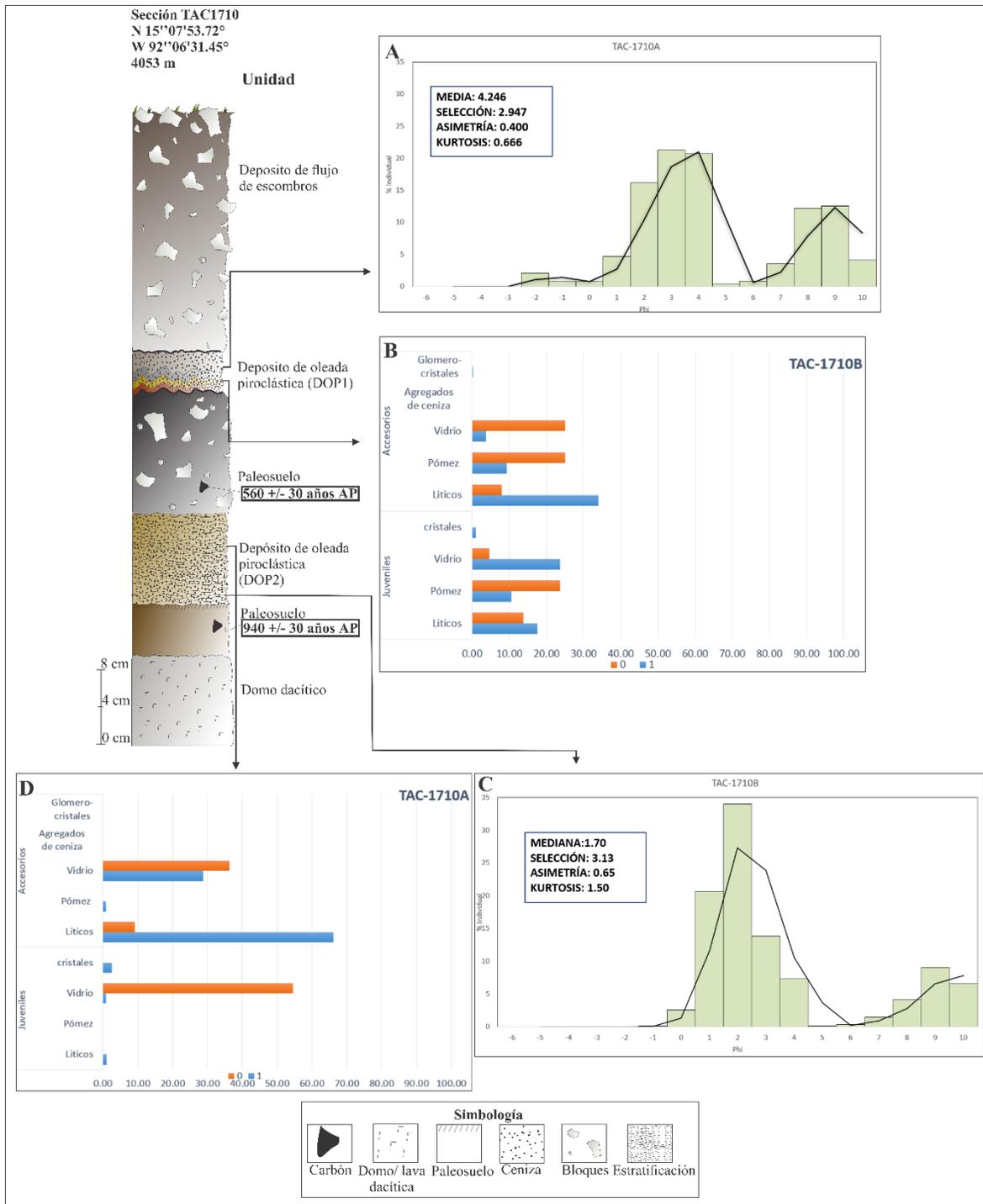


Figura 24. Sección estratigráfica donde se muestra la descripción de los distintos depósitos y paleosuelos encontrados, así como los histogramas granulométricos y de componentes de los DOP1 (deposito superior) y DOP2 (deposito inferior). En los recuadros negros se muestra la edad de los paleosuelos fechados. **A.** Grafica de porcentaje acumulado por tamaños (Phi), del DOP1, donde se muestra una distribución bimodal. **B** Grafica de porcentajes por abundancia de componentes, en azul se representan los tamaños de 1 phi y en naranja los de 0 phi, del DOP1. **C.** Grafica de porcentaje acumulado por tamaños (Phi), del DOP2, donde se muestra una distribución polimodal. **D.** Grafica de porcentajes por abundancia de componentes, en azul se representan los tamaños de 1 phi y en naranja los de 0 phi, del DOP2.

El análisis granulométrico de la muestra TAC1710-A es bimodal con picos en las modas 2 ϕ y 9 ϕ . Esta muestra tiene una mediana de $Md_{\phi}= 1.7$, pobremente seleccionada con $\sigma = 3.19$, asimetría muy positiva $\alpha_{\phi}=0.65$ y una curva muy leptocurtica con kurtosis $\beta_{\phi}= 1.50$. Este depósito está compuesto por abundante ceniza mediana (55.1%), seguido por ceniza gruesa (23.16%), ceniza muy fina (15.61%), ceniza fina (15.05%) y en menor medida lapilli fino (0.1%)

En este depósito (Tabla 6) abundan los líticos accidentales (34.04%) y fragmentos juveniles de vidrio (23.62%) (Fig. 25D), líticos (17.57%) (Fig. 25A) y pómez (10.57%) (Fig. 25C), seguidos de pómez accidental (9.33%) (Fig. 25B), vidrio accidental (3.64%), cristales (1.02%) y glomero cristales (0.22%).

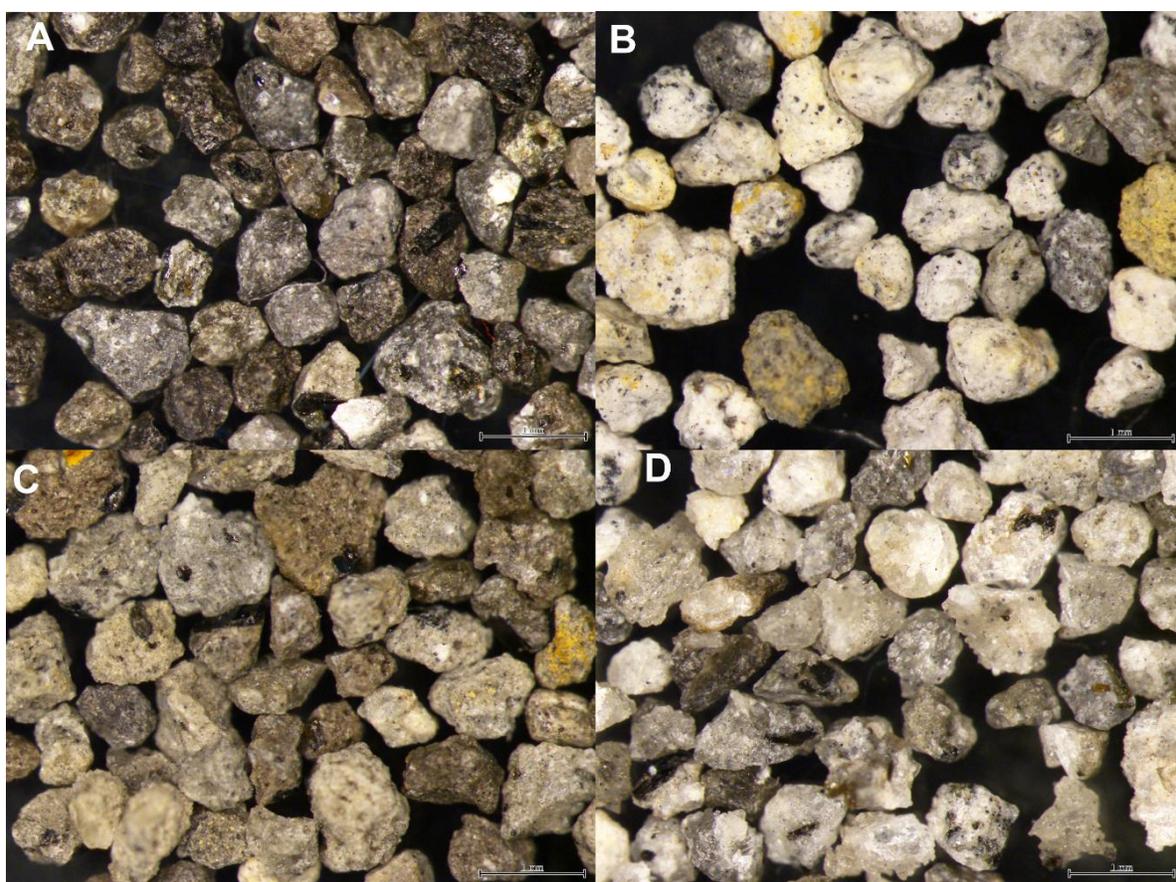


Figura 25. A. Imagen de líticos juveniles de color gris claro a gris oscuro con vidrio, anfíboles y piroxenos. B. Pómez accidental de color blanca y amarilla con anfíboles y piroxenos con alteración hidrotermal. C. Pómez juvenil de distintas tonalidades de gris, muy vesiculada, con cristales de anfíbol. D. Vidrio juvenil translucido y anguloso con clinopiroxeno y anfíbol.

Tabla 5. Descripción de componentes muestra TAC1710-A		
Componentes	Características observadas	
	0 phi	1 phi
	Juveniles	

Líticos	De color gris, subangulosos a subredondeados con cristales de anfíboles, óxidos y vidrio. El vidrio en algunos componentes se encuentra ligeramente vesiculado	Negros y grises, angulosos a subredondeados con incrustaciones de óxido y vidrio
Pómez	De distintas tonalidades de gris, subredondeados a redondeados de textura porosa, con incrustaciones de anfíbol, piroxeno y óxidos	De distintas tonalidades de gris, subangulosos a redondeados, de textura porosa, con incrustaciones de anfíbol y óxidos
Vidrio	Blanco y gris translucido, de subanguloso a subredondeado con incrustaciones de anfíbol tabular de color verde y negro tornasol	Blanco, gris y negro translucido, anguloso a redondeado con incrustaciones de cristales de anfíbol, piroxeno, olivino y óxidos. Tiene vidrio blanco en esquirlas
Cristales	sin/componentes	De plagioclasa de color blanco opaco, anfíbol, piroxeno y óxidos. Tiene material pumítico blanco
Accesorios		
Líticos	De color gris, amarillo, café y rosa, subredondeados a redondeados con cristales de anfíbol, óxidos y vidrio	De color gris, blanco, rosa, rojo, café, amarillo y negro, alterados con vidrio y óxidos.
Pómez	De color amarillo, blanco y gris por alteración hidrotermal, subredondeados a redondeados con pequeñas incrustaciones de óxidos, anfíbol, piroxeno y vidrio	De color amarillo, blanco y rosa, alterados, subredondeados a redondeados de textura vítrea con incrustaciones de óxidos y anfíbol
Vidrio	Gris, amarillo, café y blanco alterado, subredondeado a redondeado con incrustaciones de anfíbol alterado, óxidos y vidrio.	Blanco y gris alterado, subanguloso a redondeado, con incrustaciones de óxidos
Glomero-cristales	sin/componentes	Subredondeados de cristales de piroxeno, anfíbol y vidrio

6.1.3 Depósito de oleada piroclástica ocre (DOP1) de 450 años

Este depósito fue descrito en cuatro secciones estratigráficas con un espesor variable de 1.5 a 38 cm. La Figura 26 muestra la correlación estratigráfica de estas secciones en donde se aprecia una distribución alrededor del cráter de 450 años cercano a la estación sísmica. En la figura se puede apreciar que el depósito tiene un espesor mayor cerca del cráter y disminuye alejándose del mismo. Asimismo, se puede apreciar que el depósito está expuesto encima de los domos de Tacaná y Ardillas.

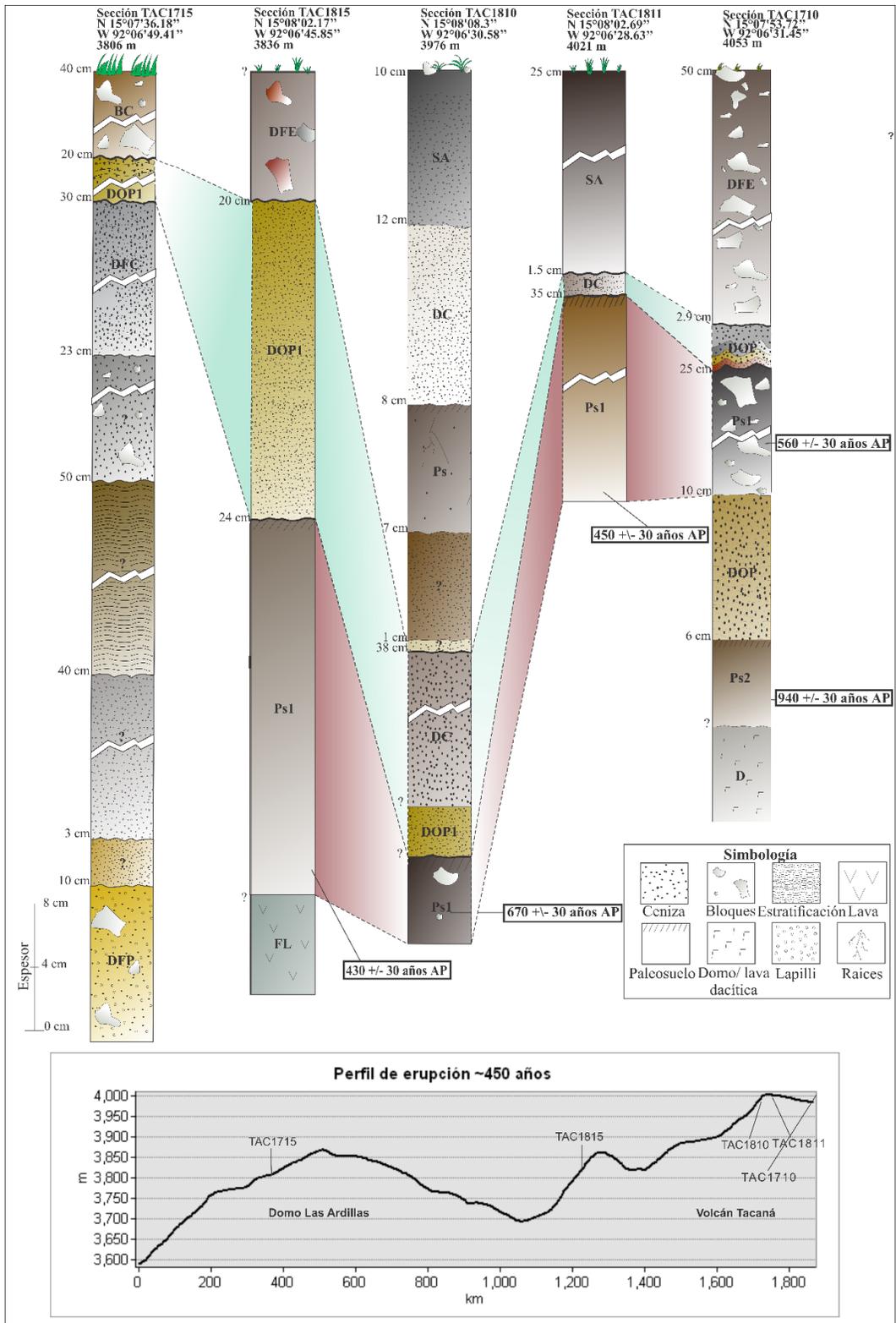


Figura 26. Correlación estratigráfica de la erupción de ~450 años y perfil topográfico compuesto de las secciones estratigráficas. Donde SA: suelo actual, Ps: Paleosuelo, DC: Depósito de caída, DOP: Depósito de oleada piroclástica, DFE: Depósito de flujo de escombros, DFP: Depósito de flujo piroclástico y FL: Flujo de lava

La columna compuesta (Fig. 27) está formada por el depósito de oleada piroclástica ocre (DOP1), el cual se encuentra laminado y en todas las secciones presenta menor espesor en la cima de Tacaná. Sobreyaciendo se encuentra un depósito de caída masivo el cual solo se observa en la cima del volcán.

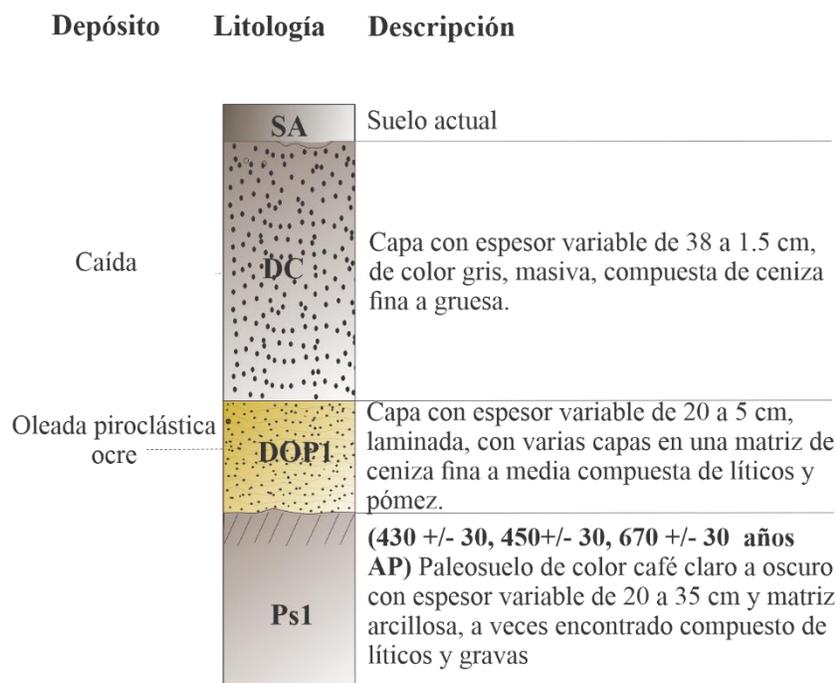


Figura 27. Columna compuesta de la erupción de ~450 años donde: Ps1(Paleosuelo con las distintas edades fechadas), DOP1 (oleada piroclástica ocre), DC (depósito de caída) y SA (suelo actual)

La sección más completa (TAC1815) está ubicada al NO del Tacaná a 3,824 m de elevación (Fig. 29) muy cerca del cráter de la explosión de 1986. En esta sección, el DOP1 tiene 20 cm de espesor y sobreyace en contacto erosivo a un paleosuelo de color marrón oscuro con matriz arcillosa fechado en 430 ± 30 años AP (Fig. 28). El depósito está laminado y consiste en varias capas con una matriz de ceniza fina a media, compuesta de vidrio y líticos. El depósito está cubierto en contacto erosivo por un depósito de flujo de escombros de color café y espesor variable, compuesto por líticos de color gris y rojo. El mismo paleosuelo que subyace al DOP1 fue fechado en otras tres secciones (TAC1811, TAC1810 y TAC1710) en 450 ± 30 , 670 ± 30 y 560 ± 30 años AP, respectivamente.

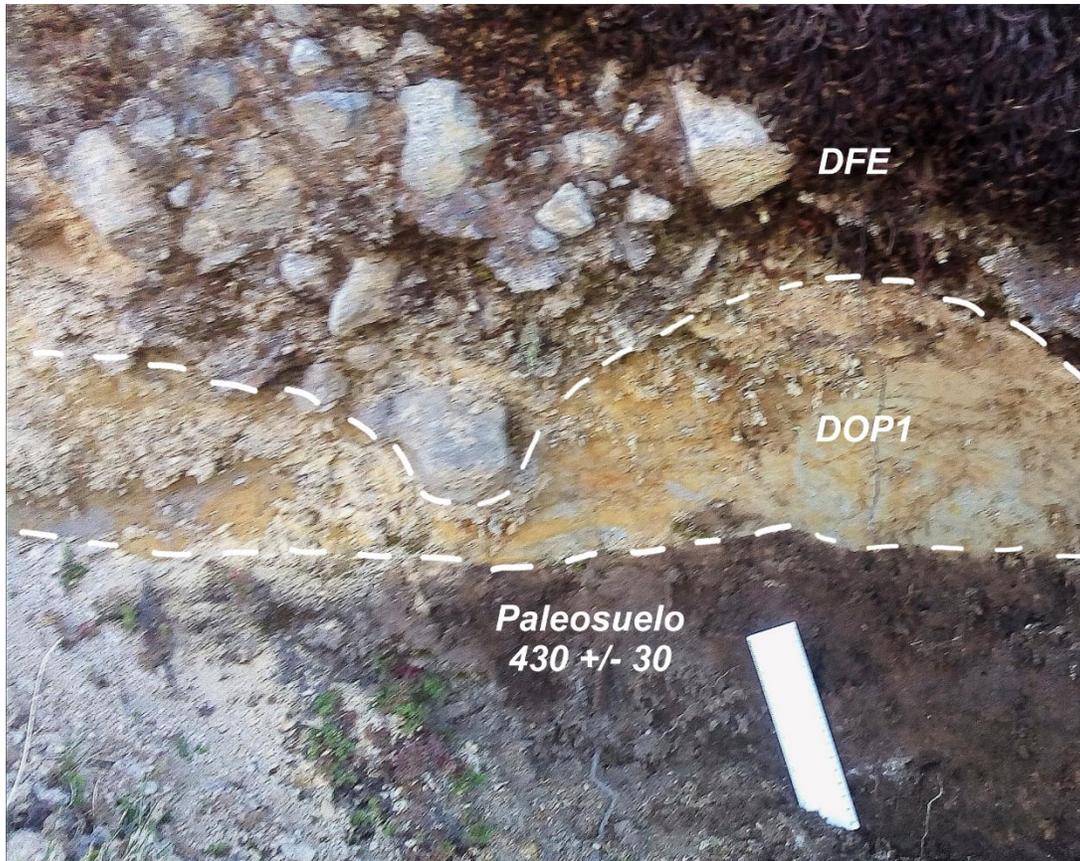


Figura 28. Fotografía de la sección estratigráfica TAC1815 donde se observa un depósito de flujo de escombros (DFE) en la parte superior, el DOP1 (depósito de oleada piroclástica ocre) y un paleosuelo con una edad de 430 ± 30 años AP en la parte inferior.

En la sección TAC1710 (Fig. 24) el DOP1 consta de cuatro capas masivas, cuyas características de la capa inferior a la superior son: capa rojiza de 5 mm de espesor con matriz de ceniza fina, capa ocre de 7 mm de espesor con matriz de ceniza media, capa gris de 7 mm de espesor con matriz de ceniza media, capa de color gris a café de 1 cm de espesor con matriz de ceniza media. Bajo este depósito yace en contacto erosivo un paleosuelo de color negro de 25 cm de espesor con matriz arcillosa y líticos de lava, del tamaño de bloques finos el cual fue fechado en 560 ± 30 años A.P. En la parte superior el depósito está cubierto en contacto erosivo por un depósito de flujo de escombros de color café oscuro y espesor de 50 cm, compuesto por líticos de tamaños de gravas soportados por una matriz arenosa de media a gruesa.

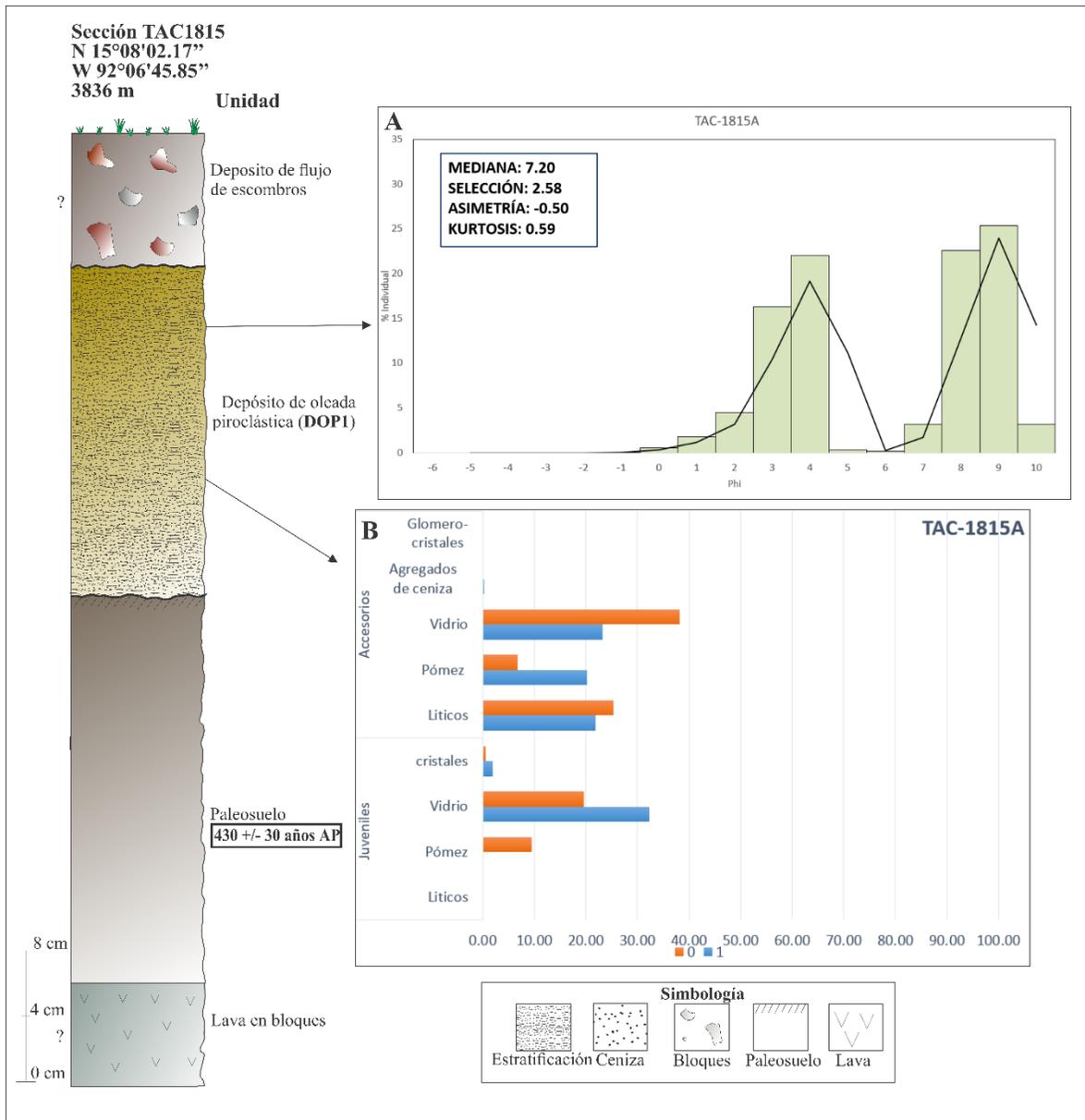


Figura 29. Sección estratigráfica donde se muestra la descripción de los distintos depósitos encontrados, así como los histogramas granulométricos y de componentes del depósito, señalado con flechas negras. En el recuadro negro se muestra la edad del paleosuelo fechado. **A.** Grafica de porcentaje acumulado por tamaños (Phi), donde se muestra una distribución bimodal. **B.** Grafica de porcentajes por abundancia de componentes, en azul se representan los tamaños de 1 phi y en naranja los de 0 phi.

El análisis granulométrico de la muestra TAC1815-A es bimodal con picos en las modas 4ϕ y 9ϕ . Esta muestra tiene una mediana de $Md_{\phi} = 7.2$, está pobremente seleccionada ($\sigma = 2.58$), es cercanamente simétrica $\alpha_{\phi} = -0.50$ y una curva muy platocúrtica con kurtosis $\beta_{\phi} = 0.59$. Este depósito está compuesto por abundante ceniza media (43 %) ceniza muy fina (28%), ceniza fina (26 %), y en menores proporciones ceniza gruesa (2 %) y lapilli fino (0.05%).

La muestra está compuesta de vidrio juvenil (32.3%) (Fig. 30B; Tabla 6) y fragmentos accidentales de vidrio (23.29%), líticos (21.92%), pómez (20.21%) (Fig. 30A), cristales (1.88%) y agregados de ceniza (0.34%).

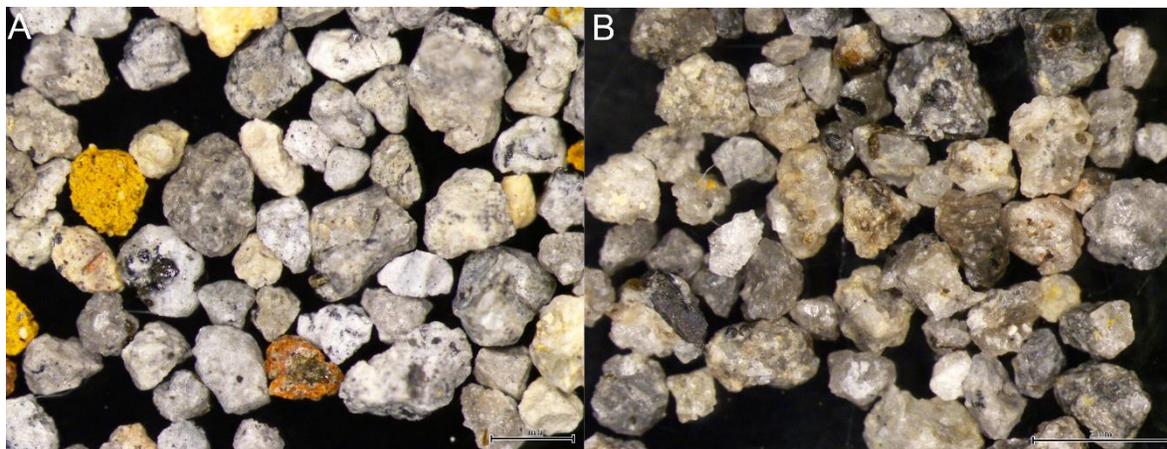


Figura 30. A. Imagen de pómez accidental de color blanco y gris con óxidos y amarilla. B. Vidrio juveniles con cristales de anfíbol, piroxeno y óxidos

Tabla 6. Descripción de componentes muestra TAC1815A		
Componentes	Características observadas	
	0 phi	1 phi
	Juveniles	
Líticos	sin/componentes	De color negro y gris, subangulosos con cristales de óxidos. Tienen vidrio blanco translucido
Vidrio	Blanco y gris, translucido, angulosos a subangulosos, otros de color gris subangulosos a redondeados con cristales de piroxenos y anfíboles.	Blanco y gris, translucido, angulosos a subangulosos, otros de color gris subangulosos a redondeado con cristales de piroxenos y anfíboles.
Cristales	Cristales de anfíbol color negro, subredondeados, alterados con material pumítico amarillo y un poco de vidrio blanco translucido	Cristales de anfíbol color negro, alterados con material pumítico amarillo y vidrio blanco translucido
	Accesorios	
Líticos	De color gris, café, naranja, amarillo y blanco, subangulosos a redondeados, muy alterados con cristales de anfíbol alterado y vidrio blanco translucido.	De color gris, café, naranja, amarillo y blancos muy alterados, subangulosos a redondeados con cristales de anfíbol alterado y vidrio blanco translucido.
Pómez	Pómez de dos tipos: -Blanca con gran cantidad de óxidos s, subangulosa, de textura vítrea, con cristales de piroxeno, anfíbol, plagioclasa y vidrio blanco translucido	Pómez de dos tipos: -Blanca con gran cantidad de óxido, subangulosa, de textura vítrea, con cristales de piroxeno, anfíbol, plagioclasa y vidrio blanco translucido

	-Amarilla de textura porosa, moderadamente densa y blanca de vesículas irregulares	-Amarilla de textura porosa, moderadamente densa y blanca de vesículas irregulares
Vidrio	Gris, café y blanco alterado, anguloso a subanguloso con cristales de anfíbol negro y marrón (alterado) y vidrio blanco translucido. La muestra tiene conglomerados blancos con diferentes formas en los bordes (Gómez, 2016)	Gris, café y blanco alterado, anguloso a subanguloso con cristales de anfíbol negro y marrón (alterado) y vidrio blanco translucido. La muestra tiene conglomerados blancos con diferentes formas en los bordes (Gómez, 2016)
Agregados de ceniza	sin/componentes	Alterados y de forma irregular

En el diagrama de la Figura 31, las muestras de los depósitos estudiados: DOP2 coincide con el campo de oleadas piroclásticas (corrientes de densidad piroclástica diluidas) y el DFP con el campo de flujos piroclásticos (corrientes de densidad piroclástica concentrada). Como ejemplo de un depósito de caída se hizo la granulometría de una muestra de la erupción de 1902 del Volcán Santa María y que cubre gran parte del CVT (Fig. 31).

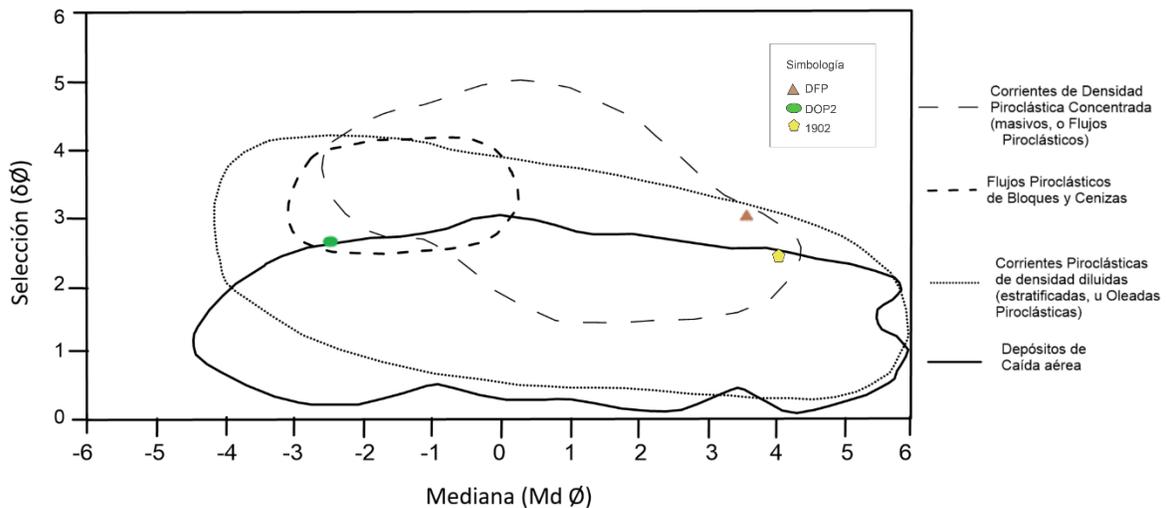


Figura 31. Diagrama de Brown y Andrews (2015), modificado de Walker (1971). En el diagrama se representa la distribución de las muestras según su selección y su mediana dentro de los campos marcados. Abreviaturas: DFP: Depósito de flujo piroclástico; DOP: Depósito de oleada piroclástica.

6.2 Columna estratigráfica compuesta del Holoceno

Con base en la caracterización de cada una de las erupciones, y la correlación estratigráfica se construyó una columna estratigráfica compuesta del holoceno de todos los depósitos que afloran en la cima del CVT (Fig. 32). En total se encontraron siete depósitos en los últimos

4,000 años, de los cuales cuatro ya habían sido mencionados en la literatura por Ordaz 2006 y Macías *et al.*, 2018. Entre los paleosuelos encontrados podemos diferenciar dos grupos, cuyos periodos de formación coinciden con las respectivas dos erupciones asociadas, lo que indica al menos dos periodos de quietud en el flanco oeste del complejo volcánico. Todas las erupciones aquí mencionadas son de baja magnitud con posibles índice de explosividad volcánica ≤ 3 , reflejando así la recurrencia de las erupciones.

Depósito	Edad Promedio	Litología	Descripción
Caída	119 años	SA DC	Suelo actual (1902 DC) Depósito de caída de la erupción del volcán Santa María, con espesor variable de 5 a 10 cm, de color blanco, masiva, compuesta de ceniza fina.
Caída	450 años	DC	Capa con espesor variable de 38 a 1.5 cm, de color gris, masiva, compuesta de ceniza fina a gruesa.
Oleada piroclástica ocre		DOP1	Capa con espesor variable de 20 a 5 cm, laminada, con varias capas en una matriz de ceniza fina a media compuesta de líticos y pómez.
		Ps1	(430 +/- 30, 450 +/- 30, 670 +/- 30 años AP) Paleosuelo de color café claro a oscuro con espesor variable de 20 a 35 cm y matriz arcillosa, a veces encontrado compuesto de líticos y gravas
Caída		DC	Capa con espesor variable de 13 a 5 cm, de color gris, con gradación inversa, compuesta de ceniza fina a gruesa con fragmentos de pómez y líticos
Oleada piroclástica café/ocre	760 años	DOP2	Capa con espesor de 10 cm compuesta de ceniza media con laminación sub paralela y laminas con matriz de ceniza media compuesta de líticos.
Brecha de explosión		BE	Capa con espesor de al menos 96 cm, de color gris, con bloques heterolitológicos en una matriz de lapilli.
		Ps2	(940 +/- 30 años AP) Paleosuelo color café con espesor de 6 cm y matriz arcillosa
Flujo piroclástico amarillo	4,000 años	DFP	(3,920 +/- 30, 4,420 +/- 30 años AP) Capa con espesor variable de 30 a 70 cm con matriz de ceniza fina a media, con abundantes pómez alteradas del tamaño de bloques y lapilli.

Figura 32. Columna estratigráfica compuesta del Holoceno de los depósitos que afloran en la cima del CVT

7.- Evolución volcánica

Con base en la correlación estratigráfica asistida por fechamientos de radiocarbono y los diversos análisis de laboratorio de las muestras (granulometría y componentes), se determinó que existen tres depósitos asociados a tres erupciones con edades aproximadas de 4,000, 760 (Macías *et al.*, 2018; Ordaz, 2006) y 450 años A.P. En este capítulo no se mencionarán otras erupciones ocurridas durante el Holoceno debido a que sus depósitos no están expuestos en la cima del CVT.

7.1 Erupción de ~4,000 años

El depósito asociado a esta erupción está compuesto casi en su totalidad (90%) por material juvenil, del cual un 50% es pómez, esto indica que hubo un alto grado de fragmentación. El depósito aparece distribuido en la porción sur del área de estudio por debajo de la cima de Tacaná. En la correlación estratigráfica (Cap. 6.1.1) se observa que hay una mayor concentración de fragmentos de tamaño de bloques más cerca de la cima y hacia la base hay presencia de material más fino. Dentro del depósito de flujo se encontró carbón para su fechamiento lo que indica que fue emitido a la temperatura suficiente para carbonizar materia orgánica.

Por sus características se trata de un flujo piroclástico de pómez, este pudo ser originado por un pulso magmático rico en volátiles, lo que generó fragmentación del magma por sobresaturación dando origen a una erupción de tipo explosiva. Los minerales encontrados en los fragmentos juveniles (orto y clinopiroxenos, hornblenda y plagioclasas) indican un magma de composición andesítica/dacítica. Las características granulométricas y de componentes coinciden con una erupción de tipo vulcaniana o sub-pliniana con un índice de explosividad volcánica estimado de 2 o 3. Debido a que no se encontró ninguna capa asociada a algún depósito de caída se puede concluir que la columna que generó el flujo de pómez era inestable, dispersando el material hacia el flanco sur del volcán y en menor medida hacia el flanco oeste, alcanzando una distancia mínima de 4 km desde la cima. Esta erupción no puede ser de tipo central debido a que no hay registro de actividad en los domos de Tacaná desde hace ~8,000 años, sin embargo, su flanco SO ha estado en constante actividad durante el Holoceno.

En la sección realizada en la parte baja el depósito se pudo fechar como paleosuelo, debido a que presentaba procesos pedogenéticos, esto es una muestra de que las condiciones favorables propician a una formación más rápida del suelo.

7.2 Erupción de ~760 años

Esta erupción fue causada por el ascenso de un magma de composición andesítica. La interacción del magma en ascenso con una zona de acumulación de agua propiciada por el sistema de fracturas en el flanco SO del volcán, generó una potente explosión freática inicial

que rompió el substrato y depositó una brecha de explosión (Fig. 33, etapa 1 y 2) (Macías *et al.*, 2018).

El contacto inicial entre el magma y el acuífero provocó un choque térmico. El rompimiento de la película de vapor entorno al magma causó la interacción magma-agua con una primera brecha de explosión que abrió el conducto volcánico. A este primer evento le siguieron una serie de explosiones freatomagmáticas que dispersaron oleadas piroclásticas entorno al cráter.

Los espesores más gruesos ocurren en las proximidades del lago al interior del cráter, por lo que se sugiere este sitio como la fuente de la erupción. Las paredes de este cráter tienen una altura variable ≤ 20 m y están compuestas por una brecha volcánica en la base de ~ 5 m de espesor, producto de la explosión inicial que abrió el conducto volcánico en superficie. A esta brecha de explosión le cubre una capa con abundante lapilli acrecional que son indicativas de explosiones freatomagmáticas. Esta actividad piroclástica en forma de oleadas piroclásticas generó seis pulsos (Ordaz, 2006) que alcanzaron distancias de al menos 800 m alrededor del cráter y que cubrieron la cima, así como el domo las Ardillas. Las explosiones generaron un cráter abierto de 100 m de diámetro (Fig. 33, etapa 3).

Después de esta fase de explosiones freatomagmáticas es muy probable que se haya consumido el agua disponible en el acuífero por lo que el magma fragmentado a profundidad fue emitido a través de una columna magmática vertical sub Pliniana (< 20 km de altura) que emplazó un depósito de caída de pómez entorno a la cima del volcán, alcanzando distancias de 1 km (Fig. 33, etapa 4) (Macías *et al.*, 2018). Durante la fase final de este evento, un nuevo ingreso de agua entró en contacto con el magma provocando algunas explosiones freatomagmáticas que depositaron oleadas piroclásticas húmedas intercaladas con depósitos de caída (Fig. 33, etapa 5).

Por su espesor y distribución se puede concluir que esta erupción fue un evento de baja magnitud que fue catalogada con un índice de explosividad volcánica de 2 (Macías *et al.*, 2018). Al término de la erupción quedó un cráter de 100 m de diámetro alojado en la base de un escarpe orientado NO-SE entre el domo Ardillas y el Volcán Tacaná. Por sus dimensiones es muy probable que este cráter haya tenido actividad fumarólica e hidrotermal por varios años o décadas como ha ocurrido en otros volcanes como en el Chichón al norte del estado de Chiapas.

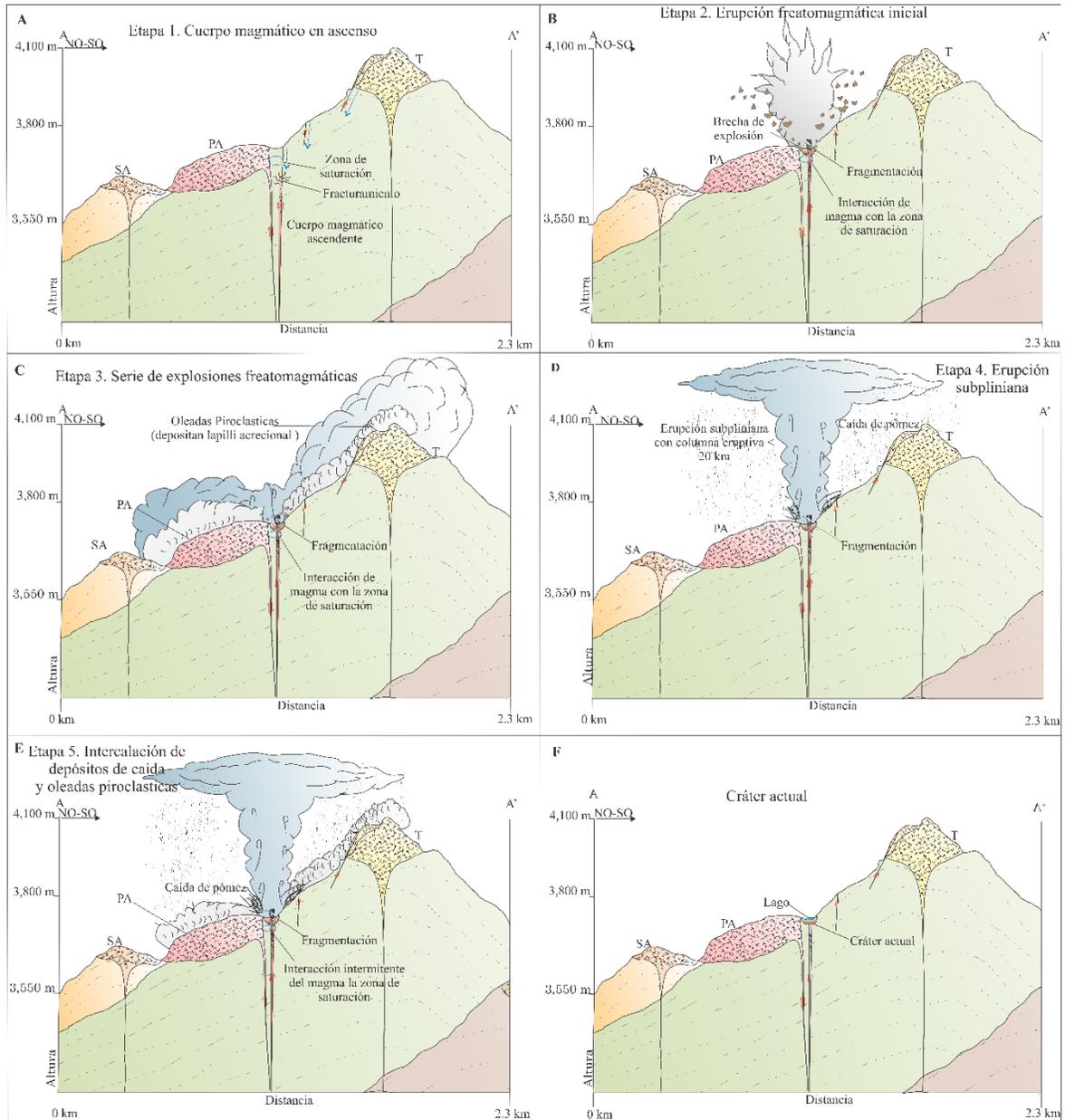


Figura 33. Esquema que muestra la evolución de la erupción ocurrida hace ~ 750 años en el flanco suroeste del Volcán Tacaná. En la figura se muestra un perfil en dirección NE-SW cuyo trazo aparece en la figura 15. Según Ordaz (2006) y Macías et al. (2018) esta erupción se puede dividir en cinco etapas como se presenta a continuación: A) Etapa 1. Cuerpo magmático en ascenso, B) Etapa 2. Erupción freatomagmática inicial, C) Etapa 3. Serie de explosiones freatomagmáticas, D) Etapa 4. Erupción subpliniana, E) Etapa 5. Intercalación de depósitos de caída y oleadas piroclásticas. Por último, en la sección F se muestra el perfil después de la erupción donde se aprecia el cráter actual.

7.3 Erupción de ~450 años

Aproximadamente 300 años después de la erupción ocurrida hace ~750 años un nuevo ascenso de magma ocurrió en el mismo sistema de fracturas que afecta al Volcán Tacaná. El magma en ascenso (Fig. 34, etapa 1) de volumen pequeño encontró nuevamente una zona de saturación de agua acumulada en el sistema de fracturas del volcán. En este caso el magma disponible fue capaz de vaporizar el agua acumulada generando nuevamente una serie de explosiones freáticas que abrieron un nuevo cráter al pie del escarpe.

La distribución de los depósitos de esta erupción se engruesa hacía un cráter seco ubicado unos ~150 m al SO de la cima del Tacaná. La columna estratigráfica de este depósito inicia en su base con un depósito de brecha volcánica que forma la base del cráter. El depósito es heterolitológico y contiene fragmentos angulosos por lo que se trata de una brecha de explosión originada por la explosión freática inicial. (Fig. 34, etapa 2)

La actividad sigue con una serie de pequeñas oleadas piroclásticas que se distribuyeron hacía el oeste y hacía la cima cubriendo esta y parte del domo las Ardillas, alcanzando una distancia de al menos 650 m de la fuente. Al final de esta etapa también, se generaron pequeñas nubes de ceniza producto de las explosiones cuando había menos aporte de agua en el sistema (Fig. 34, etapa 3).

Cabe destacar que es muy similar en componentes con erupciones anteriores (760 años) pero carece de pómez juvenil lo que es indicador de que la erupción no fue magmática. Por los espesores de sus depósitos y su distribución se trata de una erupción de baja magnitud con un índice de explosividad volcánica estimado entre 1 y 2. Las explosiones abrieron un cráter de 40 m de diámetro y 3 m de profundidad (Fig. 34, etapa 3).

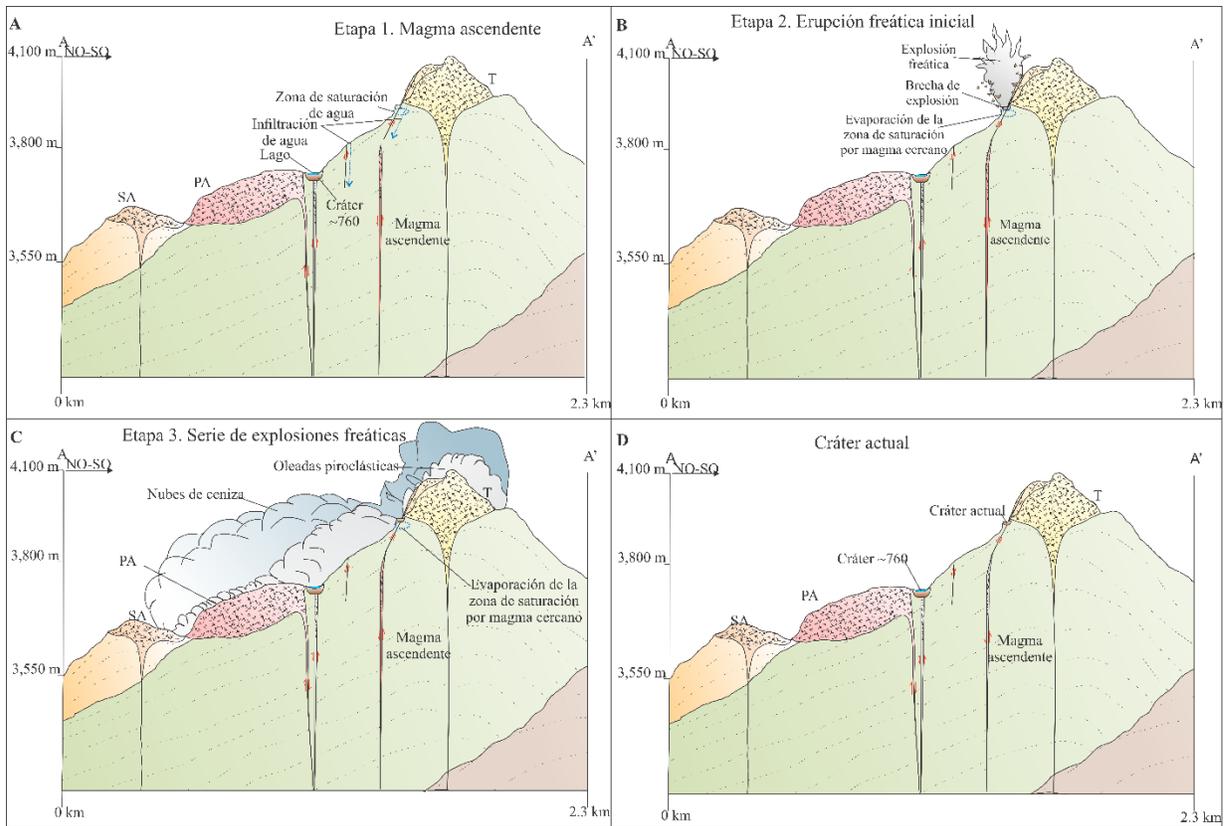


Figura 34. Esquema que muestra la evolución de la erupción ocurrida hace ~ 450 años en el flanco suroeste del Volcán Tacaná. En la figura se muestra un perfil en dirección NE-SW cuyo trazo aparece en la figura 15. Esta erupción se puede dividir en tres etapas: A) Etapa 1. Magma ascendente B) Etapa 2. Erupción freática inicial, C) Etapa 3. Serie de explosiones freáticas. Por último, en la sección D se muestra el perfil después de la erupción donde se aprecia el perfil volcánico de la actualidad con los cráteres de ~760 y ~450 años.

7.4 Recurrencia de las erupciones

Durante el Holoceno se han reportado al menos once erupciones más las dos nuevas reportadas en este trabajo (Tabla 7). Las tres explosiones ocurridas en 1856-1857, 1949-1950 y 1985-1986 no son mencionadas en la tabla 7 debido a que no dejaron depósitos, pero se consideraran para establecer la recurrencia de las erupciones. Macías *et al.* (2018) propusieron un periodo de recurrencia de 900 años para erupciones significativas durante el Holoceno en todo el CVT. Al considerar las erupciones más pequeñas que no dejan depósitos conocidas como erupciones efímeras, genera un grado de incertidumbre más alto, ya que al establecer una recurrencia con erupciones históricas de este tipo se vuelve más complicado, sin embargo, el promedio de las últimas tres erupciones históricas es de 65 años.

Para el caso específico de la recurrencia en la cima del CVT solo se consideraron aquellas erupciones que hayan tenido una distribución significativa en esta región, como las mencionadas en el presente trabajo. Para el flujo piroclástico al ser el único de su tipo presente en la cima no se puede especificar un lapso. Para los eventos freatomagmáticos de gran magnitud como la erupción de ~760 y ~450 años se puede establecer una recurrencia promedio de 300 años. Aunque al no tener más información, este período de tiempo puede ser ajustado. Para las de muy baja magnitud se puede tomar la misma recurrencia de 65 años debido a que las últimas tres erupciones históricas ocurrieron en las inmediaciones de la cima.

Tabla 7. Resumen de los depósitos reportados ocurridos durante el holoceno con su edad promedio. En azul se muestran los depósitos mencionados en este trabajo.

Unidad	Edad convencional promedio (años AP)	Referencia
Oleada piroclástica blanca	~150	2,6
Flujo de ceniza Papales 2	~280	3
Flujo piroclástico amarillo	~370	6
Oleada piroclástica ocre (DOP1)	~450	7
Flujo de ceniza San Antonio	~600	1
Oleada piroclástica gris/café (DOP2)	~760	6,7
Flujo de escoria	~920	4
Caída de bloques y ceniza Mixcum	~1,910	1,3,5
Oleada piroclástica del foso (moat)	~2,660	6
Flujo piroclástico amarillo (DFP)	~4,000	7
Oleada/flujo piroclástico	~5,910	2,4
Flujo de pómez Chocab	~6,910	3
Flujo de ceniza Papales 1	~7,630	3

Flujo de ceniza Once de Abril	~10,450	1,2,4,5
Referencias: 1) Macías et al. (2000), 2) Mora et al. (2004), 3) García-Palomo et al. (2006), 4) Macías et al. (2010), 5) Limón (2011), 6) Macías et al (2018) 7) Este estudio		

8.- Conclusiones

El CVT está compuesto por los volcanes Chichuj, Tacana, San Antonio y el domo Ardillas. Este complejo esta activo, pero en estado de quietud con intensa actividad fumarólica y derrumbes asociados a antiguos cráteres de explosión y deslizamientos. La mayor actividad ocurre entre los volcanes San Antonio y Tacaná zona en donde ocurrió la explosión freática de 1949.

Durante los últimos 10 mil años el complejo ha presentado 14 erupciones en su mayoría de baja intensidad en la escala IEV. La cima del TVC está cubierta por depósitos de tres erupciones ocurridas durante los últimos ~4,000 años.

La cartografía de la geología de la cima, la reconstrucción estratigráfica de los depósitos aunado a análisis de granulometría y componentes indica que existen tres depósitos asociados a tres erupciones distintas. Con ayuda de nueve fechamientos con el método de ^{14}C se definieron las edades de estas erupciones en ~4,000, ~760 y ~450 años A.P. Sorprendentemente, las dos erupciones más jóvenes formaron cráteres de explosión situados dentro de un escarpe de colapso originado en el Tacana.

Con la información compilada del Holoceno se obtiene una recurrencia promedio de 300 años para las erupciones del complejo con magnitud IEV entre 1 y 2. En cambio es sólo de 65 años para las explosiones freáticas ocurridas en tiempos modernos.

Estos resultados son muy importantes porque indican que el CVT ha sido un volcán muy activo durante los últimos miles de años. El complejo representa un peligro latente para la economía de la región (Soconusco). La reactivación del volcán podría generar diferentes peligros que podrían representar un riesgo para las comunidades, la economía y la agricultura. Volcanes que han tenido siglos de inactividad puede ser muy peligrosos porque los habitantes en su entorno pierden la percepción del peligro y el riesgo que implica una nueva erupción. Por lo tanto, este tipo de estudios ayudan a las autoridades locales y de protección civil a comprender al volcán para crear estrategias de prevención y mitigación ante un posible evento volcánico.

9.- Bibliografía

- Alcalá-Reygosa, J., Arce, J. L., Macías, J. L., Schimmelpfennig, I., Saucedo, R., Sánchez, J. M., Carlón, T., Vázquez, R., Cisneros-Máximo, G., Jiménez, A., Fernández, S., & Team, A. (2021). *New multimethod chronological constrains on intense Holocene eruptions and landslide activity at Tacana volcanic complex (México)*. *Quaternary Geochronology*, 101183.
- Arce, J. L., Macías, J. L., Gardner, J. E., & Rangel, E. (2012). *Reconstruction of the Sibinal Pumice, an andesitic Plinian eruption at Tacaná Volcanic Complex, Mexico–Guatemala*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217–218, 39–55.
- Auker, M. R., Sparks, R. S. J., Siebert, L., Crossweller, H. S., & Ewert, J. (2013). *A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record*. *Journal of Applied Volcanology*, 2(1), 2.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Gutiérrez, A., Chiquín, E. N., & Morn, S. (2011). *The Caribbean-North America-Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic-Motagua fault systems: Pull-up and zipper models*. *Tectonics*, 30(3), 1–23.
- Bergeat, A. (1894). *Zur Kenntniss der jungen Eruptivgesteine der Republik Guatemala*. *Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 131–137.
- Böse, E. (1905). *Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco (No. 20)*. Imprenta y Fototipía de La Secretaría de Fomento.
- Carlón, T., Macías, J. L., Mendoza, M. E., & Villanueva Díaz, J. (2020). *Evidence of volcanic activity in the growth rings of trees at the Tacaná volcano, Mexico–Guatemala border*. *Canadian Journal of Forest Research*, 50(1), 65–72.
- Carr, M. J., & Stoiber, R. E. (1977). *Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America*. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88(1), 151–156.
- Carracedo, J., & Pérez Torrado, F. (2015). *Peligros volcánicos ¿predecibles, prevenibles, mitigables? Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra: Revista de La Asociación Española Para La Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 23(1), 5–11.
- Chester, D. K., Degg, M., Duncan, A. M., & Guest, J. E. (2000). *The increasing exposure of cities to the effects of volcanic eruptions: A global survey*. *Environmental Hazards*, 2(3), 89–103.
- De la Cruz-Reyna, S., Armienta, M. A., Zamora, V., & Juárez, F. (1989). *Chemical changes in spring waters at Tacaná volcano, Chiapas, Mexico: A possible precursor of the May 1986 seismic crisis and phreatic explosion*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38(3–4), 345–353.

- De la cruz, V., & Hernández, R. (1985). *Estudio geológico a semidetalle de la zona geotérmica del Volcán Tacaná, Chiapas: México*, Comisión Federal de Electricidad.
- 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(21), 4043–4046.
- Dengo, G. (1985). *Mid America: Tectonic Setting for the Pacific Margin from Southern Mexico to Northwestern Colombia*. *The Ocean Basins and Margins*, 1980, 123–180.
- Dollfus, A., & Monserrat, E. (1867). *Archives de la Commission Scientifique du Mexique. Ministère de L'Instruction Publique: El Renacimiento*, 1, 451–457.
- Donnelly, T. W., Home, G. S., Finch, R. C., & López-Ramos, E. (1990). *Northern Central America; The Maya and Chortis blockse*. *The Caribbean Region*, 37–76.
- Espindola, J. M., Medina, F. M., & De Los Rios, M. (1989). *A C-14 age determination in the Tacana Volcano (Chiapas, Mexico)*. *Geofisica International*, 28(1), 121–128.
- Franco, A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Kostoglodov, V., Molina, E., Guzman-Speziale, M., Monterosso, D., Robles, V., Figueroa, C., Amaya, W., Barrier, E., Chiquin, L., Moran, S., Flores, O., Romero, J., Santiago, J. A., Manea, M., & Manea, V. C. (2012). *Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador*. *Geophysical Journal International*, 189(3), 1223–1236.
- Franco, A., Molina, E., Lyon-Caen, H., Vergne, J., Monfret, T., Nercessian, A., Cortez, S., Flores, O., Monterosso, D., & Requenna, J. (2009). *Seismicity and crustal structure of the polochic-motagua fault system area (Guatemala)*. *Seismological Research Letters*, 80(6), 977–984.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Saucedo, R., Espíndola, J. M., Escobar, R., & Layer, P. (2006). *Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala*. *Special Paper of the Geological Society of America*, 412(412), 39–57.
- Garduño-Monroy, V. ., Macías, J. ., & Molina, R. . (2015). *Geodynamic Setting and Pre-volcanic Geology of Active Volcanism in Chiapas*. In *Active Volcanoes of the World Active Volcanoes of Chiapas (Mexico)*: El Chichón and Tacaná (pp. 1–24).
- Guzmán-Speziale, M. (2001). *Active seismic deformation in the grabens of Northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America - Caribbean plate boundary*. *Tectonophysics*, 337(1–2), 39–51.
- Humboldt. (1867). Kosmos.
- Limón-Hernández, C. (2011). *Estratigrafía y morfología de los flujos de lava y depósitos asociados a la actividad efusiva del volcán Tacaná, México-Guatemala*. Posgrado en Ciencias de la Tierra.

- 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., & 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(19), 3–7.
- Macías, J. L., Arce, J. L., García-Palomo, A., Mora, J. C., Layer, P. W., & Espíndola, J. M. (2010). *Late-Pleistocene flank collapse triggered by dome growth at Tacaná volcano, México-Guatemala, and its relationship to the regional stress regime*. *Bulletin of Volcanology*, 72(1), 33–53.
- Macías, J. L., Espíndola, J. M., García-Palomo, A., Scott, K. M., Hughes, S., & Mora, J. C. (2000). *Late Holocene Peléan-style eruption at Tacaná volcano, Mexico and Guatemala: Past, present, and future hazards*. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112(8), 1234–1249.
- Macías, J. L., Arce, J. L., Capra, L., Saucedo, R., & Sánchez-Núñez, J. M. (2018). *Late formative flooding of Izapa after an eruption of Tacaná volcano*. *Ancient Mesoamerica*, 29(2), 361–371.
- Macías, J. L., Arce, J. L., Layer, P. W., Saucedo, R., & Mora, J. C. (2015). *Eruptive History of the Tacaná Volcanic Complex*. In *Active Volcanoes of the World Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná* (pp. 115–138).
- Macías, J.L., & Arce, J. L. (2019). *Volcanic Activity in Mexico During the Holocene*. In *The Holocene and anthropocene environmental history of Mexico: A paleoecological approach on Mesoamerica* (pp. 129–170).
- Macías, J.L., Saucedo, R., Espíndola, J. M., & Sosa-Ceballos, G. (2018). *Historical Phreatomagmatic activity at the summit of Tacaná volcano, México-Guatemala*. *Monogenetic Volcanoes: Eruption, Dynamics, Growth, Structure and Physical Modeling*, 22–23.
- Martens, U., Weber, B., & Valencia, V. A. (2010). *U/Pb geochronology of devonian and older paleozoic beds in the southeastern maya block, central America: Its affinity with perigondwanan terranes*. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(5–6), 815–829.
- Mercado, R., & Rose, W. I. (1992). *Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala/México*. *Geofísica Internacional*, 31, 205–237.
- Mora, J. C., Macías, J. L., García-Palomo, A., Arce, J. L., Espíndola, J. M., Manetti, P., Vaselli, O., & Sánchez, J. M. (2004). *Petrology and geochemistry of the Tacaná Volcanic Complex, Mexico-Guatemala: Evidence for the last 40 000 yr of activity*. *Geofísica Internacional*, 43(3), 331–359.
- Mullerried, F. K. G. (1951). *La reciente actividad del volcán Tacaná Estado de Chiapas, a fines de 1949 y principios de 1950* (No. 42).

- Ordaz, C. M. (2006). *Reconstrucción de la historia eruptiva del volcán Tacaná; Chiapas, Méx., durante el holoceno*. Instituto Politecnico Nacional.
- Pennington, W. D. (1989). *The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonics*. *Tectonics*, 8(5), 981–997.
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stübner, K., Nelson, B. K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M. O., Gordon, M., Meschede, M., & Bock, P. (2009). *The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras*. *Geological Society Special Publication*, 328, 219–293.
- Rebollar, C. J., Espíndola, V. H., Uribe, A., Mendoza, A., & Pérez-Vertti, A. (1999). *Distributions of stresses and geometry of the Wadati-Benioff zone under Chiapas, Mexico*. *Geofísica Internacional*, 38(2), 95–106.
- Rosenswig, R. M. (2009). *Early Mesoamerican Garbage: Ceramic and Daub Discard Patterns from Cuauhtémoc, Soconusco*. *Journal of Archaeological Method and Theory*, 16, 1–32.
- Rouwet, D., Inguaggiato, S., Taran, Y., Varley, N., & Santiago S., J. A. (2009). *Chemical and isotopic compositions of thermal springs, fumaroles and bubbling gases at Tacaná Volcano (Mexico-Guatemala): Implications for volcanic surveillance*. *Bulletin of Volcanology*, 71(3), 319–335.
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., & Zemsky, R. (2009). *Global multi-resolution topography synthesis*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3).
- Sapper, K. (1896). *Sobre la geografía física y la geología de la península de Yucatán (No. 3)*. Oficina tip. de la Secretaría de fomento.
- Sapper, K. (1899). *Über Gebirgsbau und Boden des nördlichen Mittelamerika*. 27 (127), 1–119
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. del S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., & Köhler, H. (1995). *Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence*. *Tectonics*, 14(6), 1339–1350.
- Schwartz, D. P., Cluff, S., & Donnelly, W. (1979). *QUATERNARY FAULTING ALONG THE CARIBBEAN-NORTH AMERICAN PLATE BOUNDARY IN CENTRAL AMERICA*. *Tectonophysics*, 52, 431–445.
- Scolamacchia, T., & Macías, J. L. (2015). *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná*. In José Luis Macías & T. Scolamacchia (Eds.), *Active Volcanoes of the World Active Volcanoes of Chiapas (Mexico) : El Chichón and Tacaná*. Springer.

- Sedlock, R. L., Ortega-gutierrez, F., Speed, R. C., & Ortega-gutierrez, F. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico*. In Special Paper of the Geological Society of America (Vol. 278).
- Stoiber, R. E., & Carr, M. J. (1973). *Quaternary Volcanic and Tectonic Segmentation of Central America*. Department of Earth Sciences, Dartmouth College Hanover, 1970, 304–325.
- Vargas, S., & Mollard, E. (2005). *Problemas socio-ambientales y experiencias organizativas en las cuencas de México* (No. 631.7 V33).
- Vázquez, R., Macías, J. L., Arce, J. L., Cisneros, G., & Saucedo, R. (2019). *Numerical simulation of block-and-ash flows for different eruptive scenarios of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 36–50.
- Vázquez, Rosario, Bonasia, R., Folch, A., Arce, J. L., & Macías, J. L. (2019). *Tephra fallout hazard assessment at Tacaná volcano (Mexico)*. *Journal of South American Earth Sciences*, 91(February), 253–259.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W. R., Hecht, L., & Schaaf, P. (2007). *New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif*. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), 253–269.
- Williams, S. N., & Self, S. (1983). *The October 1902 plinian eruption of Santa Maria volcano, Guatemala*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16(1-2), 33-56.
- Witt, C., Rangin, C., Andreani, L., Olaez, N., & Martinez, J. (2012). *The transpressive left-lateral sierra madre de chiapas and its buried front in the Tabasco plain (southern Mexico)*. *Journal of the Geological Society*, 169(2), 143–155.