



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**  
**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**  
**VULCANOLOGIA**

**ESTRATIGRAFÍA, GEOLOGÍA Y EVALUACIÓN DE PELIGROS  
VOLCÁNICOS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE SAN SALVADOR  
(EL SALVADOR)**

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
DOCTORA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MARIA DOLORS FERRÉS LÓPEZ

DR. HUGO DELGADO GRANADOS  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

DR. PETER SCHAAF  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA  
DR. JOAN MARTI  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MÉXICO, D.F.; ABRIL 2014



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



*“La entrada del volcán no es por aquí...  
es por el Jabalí... hay una puerta y debajo,  
una sala con siete columnas de oro....  
usted nunca las va a encontrar”*

(Habitante del caserío Finca La Mina,  
Cerro El Picacho, San Salvador)

*Para Berta, Azul, Irene, Alejandra, Sofia,  
Sara, Helen, Joshua, Arnau, Quim, Oriol y Guille;  
para que las encuentren*



## Agradecimientos

Mi agradecimiento al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México. A los comités, direcciones y personal administrativo del Posgrado, gracias por su guía durante el transcurso de esta investigación.

A mi tutor, Dr. Hugo Delgado Granados, quien me tendió la mano para iniciar este trabajo. Mi afecto para él y su familia, que me acogió en México.

A mis asesores, Dr. Peter Schaaf, por escucharme siempre y al Dr. Joan Martí, con el que inicié el camino en la vulcanología.

Al jurado de grado, Dra. Lucia Capra, Dr. Servando de la Cruz-Reyna, Dr. Joan Martí y Dr. Claus Siebe, que me apoyaron para concluirlo y que con sus observaciones me permitieron mejorar sustancialmente el documento final.

A la Dra. Julie Rogerge, que con su apoyo incondicional y acompañamiento, iluminó el túnel cuando estaba más oscuro.

Al Ing. Isaac Abimelec Farraz, por redirigir muchas veces el rumbo de este trabajo. Gracias por tu amistad sin simulaciones.

Esta investigación fue posible gracias al invaluable apoyo humano, técnico y logístico del Servicio Nacional de Estudios Territoriales de El Salvador (SNET), actual Dirección General del Observatorio Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (DGOA-MARN) de El Salvador, especialmente durante la realización de campañas de campo y el tratamiento de datos con el Sistema Nacional de Información Geoambiental. Gracias a Carlos Pullinger, que con su visión y empeño por mejorar el conocimiento de la geología en El Salvador impulsó esta investigación. A mis compañeros de batalla Eduardo Gutiérrez, Walter Hernández y Demetrio Escobar, este trabajo es también de ustedes. A mis compañeros del Servicio Geológico por hacerme sentir siempre como en casa. A Giovanni Molina, Luís Menjívar, Eliseo Martínez, Emilio Márquez y Carolina Rivas, por su inagotable disponibilidad.

También, gracias al apoyo de la Secretaría de Relaciones Exteriores de México, del Instituto Panamericano de Geografía e Historia, del Instituto de Ciencia y Tecnología del Distrito Federal, de la Fundación Díaz-Molina y del *Programa Integración Participativa para la Gestión Ambiental y de Riesgos del Área Metropolitana de San Salvador* (IPGARAMSS) ejecutado por Geólogos del Mundo, la Oficina de Planificación del área metropolitana de San Salvador y las catorce municipalidades que lo conforman y financiado por la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo.

Mi reconocimiento al Departamento de Arqueología de la Secretaría de Cultura de El Salvador y a la Academia Salvadoreña de la Historia por facilitar el acceso a documentos históricos e informes internos citados en este estudio; a la Universidad Politécnica de El Salvador por facilitar las instalaciones del Laboratorio de Suelos en el que se realizaron algunos de los análisis granulométricos de la investigación, a la Universidad Tecnológica de El Salvador, por su colaboración en los trabajos en el sitio arqueológico El Cambio, al *Center for Geohazard Studies* de la *State University of New York at Buffalo* y a la Dirección General de Cómputo y Tecnologías de Información

de la Universidad Nacional Autónoma de México por su asesoría y apoyo en los procesos de simulación de flujos y oleadas piroclásticas respectivamente.

Un agradecimiento especial para el historiador Carlos Cañas-Dinarte, por su volcánica pasión por El Salvador y sus raíces; a los arqueólogos Marta González y Rafael Castillo-Taracena por su invitación a participar en las excavaciones en el sitio El Cambio; a los arqueólogos Hugo Chávez, Marielba Herrera, Fernando Escobar y Marcelo Perdomo por tantas horas compartiendo el reducido espacio de los pozos de excavación y al Ing. Jaime Ávalos y sus estudiantes de servicio social por su colaboración en campo y laboratorio.

También para el Ing. Carlos Linares, por compartir su espacio conmigo y el apoyo en el uso de la microsonda electrónica. A las Dras. Galia González y Laura Beramendi, que me ayudaron a comprender las dataciones radiométricas. A Hester Carter por su ayuda en la digitalización de las secciones estratigráficas y a José Manuel Álvarez y Luis Salazar Tlaczani por su apoyo durante el proceso de simulación de flujos piroclásticos. Al Dr. Miguel Alatorre-Ibargüengoitía, Dra. Teresa Scolomacchia y al M. en C. Luke Bowman por la asesoría y revisión de varias partes de esta tesis.

## **Y gracias, muchas gracias a...**

Oscar Garza, Raffaele Vignola, Fabio Checcacci, Emilio Elías, Francisco Montalvo, Josué Murillo, chalanés de campo de lujo en jornadas tropicales y agotadoras, pero apasionantes.

A los geologists of the world por tantas discusiones sobre nuestra pasión común en el paisito. A Carolina Torrecilla y Pilar Montero, que creyeron en este trabajo; a Ryna Avila y Jesús Barrio que lo integraron en los proyectos en El Salvador y a Vincent Asensi y Jesús Guerrero que lo hicieron suyo para que no se quedara olvidado en una gaveta. Y como no, gracias a mi estimado Juli Rubio y a mis hermanas salvadoreñas Nines, Dinora y Montse, geólogas de corazón y convicción.

A Concha Maria, Sergio, Haydée, Karla y Lourdes, por recibirme siempre con los brazos abiertos. Y también a Elin y Vane, que llegaron a mi corazón cuando yo me fui a México, pero que siempre siguen ahí.

A Cinthia, a la que di lata infinitamente y que siempre tuvo una sonrisa para mí; a Marie-Noëlle, compañera de cubo, por regalarme su amistad y socializarme en el departamento de vulcanología; tarea que compartió Lilia, gracias amiga por estar siempre ahí y a Natalie, que en esta etapa final me lo puso todo fácil.

A Yolanda Molina y toda mi familia mexicana, gracias por su cariño y sus cuidados. Haberlos encontrado me alegró el corazón. A Azu y Roberto, por ofrecerme su casa y su cariño y por ser parte de esta familia.

A Diana, mujer linda, que con base en azares de la vida, me recibió en México para mostrarme este increíble país y entenderlo un poco, soportó mis nervios y amó un poco más El Salvador y sus volcanes leyendo y releendo este trabajo.

Per en Milio i l'Adelina i per a la Carme, tot l'amor del que sóc capaç. Us enyoro. La vostra alegria em fa pensar que ha valgut la pena. I per a la Marta, que sempre em va recordar que feia falta acabar perquè a 9,000 km algú m'estava esperant.

Oscar, amor, y a ti que te puedo decir. Lo hicimos, la hicimos! Tu enorme generosidad, tu coherencia y tu paciencia me conmueven. Espero que este final sea solo otro inicio de nuestra historia. Te quiero.

# ESTRATIGRAFÍA, GEOLOGÍA Y EVALUACIÓN DE PELIGROS VOLCÁNICOS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DE SAN SALVADOR (EL SALVADOR)

## Índice de Contenidos

Índice de Figuras, Tablas y Anexos

Resumen

*Abstract*

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Localización del Complejo Volcánico de San Salvador (CVSS)	
1.2. Trabajos previos	
1.3. Planteamiento de problemas geológicos y ejes de la investigación	
1.4. Objetivos	
1.5. Alcances	
1.6. Metodología	
<b>2. Marco geológico del área de estudio</b>	<b>25</b>
2.1. Marco geodinámico	
2.2. Marco tectónico-estructural	
2.3. Historia geológica y vulcanismo	
2.4. Geomorfología y cálculo de volúmenes de los edificios del CVSS	
2.5. Hidrología e hidrogeología	
2.6. Actividad volcánica actual del CVSS	
<b>3. Etapas de formación del CVSS: Antecedentes y nuevos aportes</b>	<b>49</b>
3.1. Secuencia estratigráfica general del CVSS	
3.2. Etapa I: El antiguo Volcán de San Salvador y su colapso	
3.3. Etapa II: Construcción del edificio activo Volcán Boquerón	
3.4. Etapa III: Erupciones centrales y de flanco de los últimos 3,000 años.	
3.5. Revisión de la actividad eruptiva histórica (últimos 500 años)	
<b>4. Estratigrafía, petrografía y caracterización geoquímica de los productos efusivos del CVSS</b>	<b>79</b>
4.1. Estratigrafía de los productos efusivos del CVSS	
4.2. Petrografía de productos efusivos del CVSS	
4.3. Caracterización geoquímica de flujos de lava y piroclastos del Volcán Boquerón	
4.4. Procesos petrogenéticos involucrados en la evolución de los magmas	



<b>5. Estratigrafía de depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón</b>	<b>117</b>
5.1. Secciones estratigráficas compuestas de los depósitos del Volcán Boquerón.	
5.2. Secuencia de depósitos G1	
5.3. Secuencia de depósitos G2	
5.4. Secuencia de depósitos B1	
5.5. Secuencia de depósitos Talpetate >3,000 años	
5.6. Secuencia de depósitos Talpetate I	
5.7. Secuencia de depósitos Talpetate II	
5.8. Depósitos piroclásticos de la erupción de 1917	
<b>6. Estratigrafía de las erupciones de flanco y su relación con los depósitos del Volcán Boquerón de los últimos 3,000 años</b>	<b>145</b>
6.1. Sitio arqueológico El Cambio	
6.2. Eventos eruptivos de flanco anteriores a la erupción Tierra Blanca Joven	
6.3. Eventos eruptivos de flanco posteriores a la erupción Tierra Blanca Joven	
<b>7. Caracterización de las erupciones explosivas del Volcán Boquerón</b>	<b>181</b>
7.1. Análisis sedimentológico de depósitos de caída	
7.2. Análisis de componentes y cálculo de densidades	
7.3. Mapas de isopacas y cálculo de volumen de los depósitos de caída	
7.4. Mapas de isopleas y cálculo de altura de columna	
7.5. Caracterización de las erupciones y asignación del Índice de Explosividad Volcánica	
7.6. Resumen de la caracterización de las erupciones explosivas	
<b>8. Mapas de escenarios de peligro volcánico del Volcán Boquerón</b>	<b>205</b>
8.1. Definición de escenarios de peligro volcánico del Volcán Boquerón	
8.2. Peligro volcánico por emisión de flujos de lava	
8.3. Escenarios de peligro volcánico por caída de ceniza	
8.4. Escenarios de peligro volcánico por emisión de proyectiles balísticos	
8.5. Escenarios de peligro volcánico por corrientes piroclásticas densas	
8.6. Peligro por colapso estructural en el CVSS.	
<b>9. Discusión y conclusiones</b>	<b>265</b>
9.1. Construcción y colapso del antiguo Volcán de San Salvador	
9.2. Construcción del Volcán Boquerón	
9.3. Actividad eruptiva de flanco durante los últimos 3,000 años	
9.4. Evolución magmática del CVSS	
9.5. Evaluación de peligros volcánicos	

- 9.6. Riesgos asociados al peligro volcánico en el área metropolitana de San Salvador
- 9.7. Implicaciones para la gestión de riesgos
- 9.7. Conclusiones
- 9.8. Propuestas de investigaciones futuras

## **10. Referencias**

285

### **Anexos (en formato digital)**



# Listados de Figuras, Tablas y Anexos

## I. Lista de Figuras

### Capítulo 1

Figura 1: Situación del Complejo Volcánico de San Salvador en la Cordillera Volcánica Centroamericana y en la Cordillera Volcánica Salvadoreña y ubicación del área de estudio.

Figura 2: Mapa del Complejo Volcánico de San Salvador, mostrando las partes del edificio central y la localización de los diferentes edificios volcánicos monogenéticos.

Figura 3: Vistas del Complejo Volcánico de San Salvador (edificio central y edificios monogenéticos) y de las ciudades del área metropolitana de San Salvador en sus alrededores.

Figura 4: Localización de afloramientos descritos en el Complejo Volcánico de San Salvador (ver anexo 3).

### Capítulo 2

Figura 5: Marco geodinámico de la Cordillera Volcánica de Centroamérica (CAVA).

Figura 6: Migración del vulcanismo en El Salvador en dirección N-S relacionado con cambios en la zona de subducción de la Placa Cocos-Caribe y segmentación de las principales estructuras tectónicas que controlan la posición del vulcanismo.

Figura 7: Mapa tectónico de El Salvador 1:100.000 (modificado de Bosse et al., 1976), con los segmentos identificados de la Zona de Fallas de El Salvador (Martínez et al., 2004) y las cuencas pull-apart existentes entre ellos (Agostini et al., 2006).

Figura 8: Mapa geológico del área de estudio, con base en el Mapa Geológico 1:100.000 de El Salvador (modificado de Bosse et al., 1976).

Figura 9: Imágenes de El Cerro Picacho y del Cerro El Jabalí, remanentes del antiguo Volcán de San Salvador.

Figura 10: Vistas áreas del cono y cráter del Volcán Boquerón, edificio joven y activo del Complejo Volcánico de San Salvador.

Figura 11: Reconstrucción del Modelo de Elevación Digital del antiguo Volcán de San Salvador para el cálculo de volúmenes.

Figura 12: Mapa hidrológico del área de estudio (modificado de DGSNET, 2005).

Figura 13: Mapa hidrogeológico del área de estudio (modificado de Polo, 2006; y Arévalo y Vásquez, 2005).

Figura 14: Red de monitoreo volcánico y sísmico en el Complejo Volcánico de San Salvador (modificado de DGOA, 2012).

Figura 15: Actividad fumarólica en el Cerro La Hoya, cono de escorias en la ladera SE del Volcán de San Salvador.

Figura 16: Flujo de escombros histórico (Montebello, 1982) en la ladera E del Cerro El Picacho y flujo de escombros de octubre de 2008 en la ladera E del Cerro El Picacho.

### **Capítulo 3**

Figura 17: Secuencia General de evolución del Complejo Volcánico de San Salvador (modificado de Sofield, 1998).

Figura 18: Imágenes de los trabajos de campo para el levantamiento estratigráfico del afloramiento DF75, en la Cantera Las Lajas, al S del Volcán de San Salvador.

Figura 19: Columna estratigráfica del afloramiento en la Cantera Las Lajas (DF75), al S del Volcán de San Salvador, presentando la historia eruptiva más completa del Volcán Boquerón.

Figura 20: Columna estratigráfica e imagen del afloramiento DF79, en la carretera de Los Chorros, cercano al sector occidental de la ciudad de Santa Tecla, donde se identificaron las secuencias de depósitos G2 y B1.

Figura 21: Imágenes de los depósitos de flujo de escombros o facies de matriz de avalancha de escombros en el afloramiento DF29 (Cumbres de la Escalón, San Salvador), al E-SE del Volcán Boquerón, al pie del Cerro El Picacho.

Figura 22: Depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Toba de San Andrés o Talpetate I en el afloramiento DF69, en la ladera N del Volcán Boquerón, donde se hallaron restos de un tronco carbonizado que permitieron la datación de estos depósitos.

Figura 23: Localización de los volcanes monogenéticos del Complejo Volcánico de San Salvador: (modificado de Sofield, 1998) sobre las estructuras tectónicas que controlan su posición (modificado de Bosse et al., 1976).

Figura 24: Imágenes de los efectos del terremoto del 7 de junio de 1917 en Santa Tecla, Armenia y San Salvador; que precedió la última erupción del Volcán Boquerón.

Figura 25: Imágenes de la formación del Boqueroncito en el interior del cráter durante la erupción de 1917.

Figura 26: Cálculo de la altura de columna de la erupción de 1917 a partir de imágenes del evento (cedidas por la Academia Salvadoreña de la Historia).

Figura 27: Imágenes de la laguna en el interior del cráter del Volcán Boquerón en 1915 (cedidas por la Academia Salvadoreña de la Historia).

### **Capítulo 4**

Figura 28: Mapa de flujos de lava en el sector N-NW del Complejo Volcánico de San Salvador (modificado de Sofield, 1998).

Figura 29: Imágenes de los flujos de lava muestreados pertenecientes al antiguo Volcán de San Salvador.

Figura 30: Secuencia de depósitos efusivos, piroclásticos y epiclásticos identificados en el interior del cráter Boquerón.

Figura 31: Imágenes de la superposición de flujos de lava en el interior del cráter del Volcán Boquerón.

Figura 32: Flujos de lava del Volcán Boquerón muestreados en su ladera SE.

Figura 33: Imágenes de afloramientos en el área metropolitana de San Salvador donde se muestrearon flujos de lava del Volcán Boquerón.

Figura 34: Imágenes de las lavas de la última erupción del Volcán Boquerón en 1917 y del cono de escorias Boqueroncito en el interior del cráter.

Figura 35: Microfotografías de las secciones delgadas de muestras de flujos de lava del antiguo Volcán de San Salvador.

Figura 36: Microfotografías de las secciones delgadas de muestras de flujos de lava de la serie inferior en el interior del cráter del Volcán Boquerón.

Figura 37: Microfotografías de las secciones delgadas de muestras de flujos de lava de la serie superior en el interior del cráter del Volcán Boquerón.

Figura 38: Microfotografías de las muestras correspondientes a lavas del Volcán Boquerón aflorando en sus laderas y en la ciudad de San Salvador.

Figura 39: Microfotografías de las muestras del flujo de lava de 1917 y de un bloque piroclástico del cono de escorias Boqueroncito obtenido en el interior del cráter.

Figura 40: Diagrama de TAS (*Total Alkalis vs. Silica* por sus siglas en inglés, Le Bas et al., 1986) y diagrama de afinidad calco-alcalina (Peccerillo & Taylor, 1976) de las rocas del Complejo Volcánico de San Salvador.

Figura 41: Diagramas de variación de Harker con base en el contenido de  $\text{SiO}_2$  de los flujos de lava del Volcán de San Salvador y del Volcán Boquerón.

Figura 42: Diagramas de TAS (Le Bas et al., 1986) de: a) flujos de lava del antiguo Volcán de San Salvador; b) flujos de lava de las series en el interior del cráter del Volcán Boquerón; c) lavas en las laderas y zonas distales del Volcán Boquerón y c) flujos de lava y piroclastos de los volcanes monogenéticos junto a los datos de la última erupción del Volcán Boquerón en 1917.

Figura 43: Clasificación de muestras de fragmentos juveniles de algunos depósitos piroclásticos de caída del Volcán Boquerón en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986).

Figura 44: Correlación de la variación del contenido de  $\text{SiO}_2$  en peso con el tiempo de los diferentes grupos de rocas de las etapas de formación del Complejo Volcánico de San Salvador.

## Capítulo 5

Figura 45: Mapa de sectores y columnas estratigráficas compuestas de las secuencias de depósitos del Volcán Boquerón en diferentes áreas del Complejo Volcánico de San Salvador.

Figura 46: Imagen, levantamiento estratigráfico y análisis granulométricos de los depósitos de caída de las secuencias G1 del Volcán Boquerón en la ladera E del Cerro El Picacho.

Figura 47: Depósitos de la secuencia G1 en afloramientos en la base del Cerro El Picacho (zonas proximal e intermedia), interestratificados entre los depósitos TB4 y TB3 de la caldera de Ilopango.

Figura 48: Correlaciones de depósitos de la secuencia G1 en diversos afloramientos del Complejo Volcánico de San Salvador. Correlación 1 (NW-SE) en Figura 48b y correlaciones 2-3 en anexo 5.

Figura 49: Depósitos de la secuencia G1 en afloramientos de la zona intermedia, en el centro y E de San Salvador (DF18 y DF39).

Figura 50: Depósitos de la secuencia G1 en afloramientos distales (DF37 y DF1 al E-NE y DF209 al NW) del Complejo Volcánico de San Salvador, hasta 19 km del cráter del Volcán Boquerón.

Figura 51: Levantamiento estratigráfico y granulometría de la secuencia G2 en el afloramiento DF94, en la base de la ladera SE del Volcán de San Salvador.

Figura 52: Levantamiento estratigráfico de las secuencias G2 y B1 en el afloramiento DF79 (Ctra. Los Chorros a la salida de Santa Tecla), en la base de ladera SE del Volcán de San Salvador. Detalle de los depósitos y análisis granulométricos de los depósitos de caída de estas secuencias.

Figura 53: Correlaciones de los depósitos de la secuencia G2 en afloramientos del sector SE del Complejo Volcánico de San Salvador. Correlación 1 (N-S) en Figura 54 y correlaciones 2 y 3 en anexo 5.

Figura 54: Correlación Núm. 1, indicada en Figura 53, establecida entre los depósitos de G2 presentes en afloramientos del sector SE del Complejo Volcánico de San Salvador.

Figura 55: Correlación de los depósitos de caída de la secuencia B1 en afloramientos del flanco NW y SE del Volcán Boquerón. La traza de la correlación está indicada en la Figura 53.

Figura 56: Mapa de isopacas de la unidad principal de oleadas piroclásticas de la secuencia Talpetate I y correlación de secuencias estratigráficas descritas en las laderas N y NW del Volcán Boquerón.

Figura 57: Imágenes de los depósitos de la secuencia Talpetate I en el borde del cráter del Volcán Boquerón (depósitos proximales).

Figura 58: Imágenes de los depósitos de la secuencia Talpetate I en zonas intermedias respecto al cráter del Volcán Boquerón.

Figura 59: Imágenes de los depósitos de la secuencia Talpetate II en el sector N del Volcán Boquerón.

Figura 60: Correlación de los depósitos de la secuencia Talpetate II y de caída de la erupción de 1917 en afloramientos en el sector E, próximo al cráter.

## Capítulo 6

Figura 61: Mapa de pozos de prospección en el sitio El Cambio donde se realizaron levantamientos estratigráficos durante las campañas de excavación arqueológica en 2005 y en 2006-2007. Las correlaciones indicadas se muestran en la Figura 73.

Figura 62: Panorámica del maar Plan de la Laguna, al SE del Complejo Volcánico de San Salvador.

Figura 63: Mapa de isopacas de los depósitos de Plan de la Laguna (modificado de Marroquín y Vásquez, 2007).

Figura 64: Correlación de depósitos del maar Plan de la Laguna en dirección a) N-S y b) en dirección W-E.

Figura 65: Imagen del cono de escorias del Cerro La Hoya, con su cráter en forma de herradura, ubicado sobre la ladera SE del Complejo Volcánico de San Salvador.

Figura 66: Imágenes de los depósitos proximales y de caída asociados al Cerro La Hoya.

Figura 67: Correlación y variación de espesores de los depósitos piroclásticos de Plan de la Laguna, Cerro La Hoya y Talpetate I en el flanco SE del Volcán Boquerón.

Figura 68: Vistas panorámicas de la Laguna de Chanmico desde la ladera NW del Volcán Boquerón.

Figura 69 Columna estratigráfica de los depósitos de la Laguna de Chanmico subyaciendo los depósitos de TBJ, en el afloramiento DF52.

Figura 70: Secuencia estratigráfica general del sitio arqueológico El Cambio, representada en el pozo S2 (modificado de Ferrés et al., 2011).

Figura 71: Depósitos de caída de la Tierra Blanca Joven en el sitio arqueológico El Cambio.

Figura 72: Serie superior de depósitos piroclásticos en el sitio El Cambio.

Figura 73: Correlaciones y variación de espesores de los depósitos de la Serie Superior en el sitio arqueológico El Cambio.

Figura 74: Panorámica del Complejo Volcánico de San Salvador desde el NW, con el Volcán de San Salvador- Boquerón al fondo y los volcanes monogenéticos de este sector: El Playón, Laguna Caldera, Loma Caldera, Laguna Ciega, Loma de Grandes Bloques, Laguna de Chanmico y Plan del Hoyo.

Figura 75: Depósitos del anillo de tobas Loma Caldera y restos arqueológicos en el sitio Joya de Cerén soterrados por estos.

Figura 76: Mapa de isopacas de la secuencia “Cerén” atribuida a la erupción de Loma Caldera y datada en cal. A. D. 610 - 671 (modificado de Miller, 1992).

Figura 77: Secuencia estratigráfica del pozo T5, con los depósitos de la erupción del Volcán Loma Caldera.

Figura 78: Depósitos del Volcán Loma Caldera (LC) en el sitio arqueológico El Cambio.

Figura 79: Depósitos de la secuencia Talpetate I en el sitio arqueológico El Cambio.

Figura 80: Imágenes del cono de escorias El Playón y del flujo de lava asociado.

Figura 81: Reproducción de la extensión del lago que ocupó el sector nororiental del Valle de Zapotitán, al represarse el Río Sucio por el alcance del flujo de la lava del cono de escorias El Playón.

Figura 82: Secuencia de depósitos de El Playón en el sitio arqueológico El Cambio, con las unidades de depósitos lacustres en el techo.

Figura 83: Depósito de caída de la unidad Playón inferior (PI).

Figura 84: Depósitos de cenizas finas compactas y laminadas, de la unidad Playón intermedio (PInt).

Figura 85: Depósito de caída de la unidad Playón superior (PS).

Figura 86: Mapa de isopacas preliminar de la erupción del Volcán El Playón.

Figura 87: Imágenes del afloramiento DF68; depósitos de caída de lapilli y bloques escoriáceos de 7 m de espesor, que constituyen parte de un cono de escorias identificado por primera vez en esta investigación.

## Capítulo 7

Figura 88: Mediana del diámetro ( $Md_{\phi}$ ) vs. Clasificación ( $\sigma_{\phi}$ ) (modificado de Walker, 1971) de las muestras de los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1.

Figura 89: Gráfico del porcentaje en peso de componentes en muestras proximales de los depósitos de caída principales de G1.



Figura 90: Gráfico del porcentaje en peso de componentes en muestras del sector proximal, intermedio y distal del depósito de caída principal de G2.

Figura 91: Gráfico del porcentaje en peso de componentes en muestras del sector proximal e intermedio de los depósitos de caída principal de B1.

Figura 92: Mapa de isopacas de las unidades de caída de la secuencia G1.

Figura 93: Mapa de isopacas de la unidad principal de caída de la secuencia G2.

Figura 94: Mapa de isopacas de la unidad de caída de la secuencia B1.

Figura 95: Mapa de isopletas del depósito de caída G1<sub>1</sub>.

Figura 96: Mapa de isopletas del depósito de caída G2.

Figura 97: Mapa de isopletas del depósito de caída B1.

Figura 98: Gráficos de área de las isopletas *v.* máximo tamaño de fragmentos de los depósitos de caída G1<sub>1</sub>, G2 y B1 (modificado de Carey y Sparks, 1986).

Figura 99: A) Dispersión *vs* fragmentación (Walker, 1973) y B) distancia del espesor medio *vs* ratio de la distancia del clasto medio/distancia del espesor medio (Pyle, 1989) para los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1.

## Capítulo 8

Figura 100: Rosas de los vientos de los meses de enero, abril, julio y octubre para tres rangos de altitud: a) inferiores a 10,000 m; b) entre 10,000 y 20,000 m y c) superiores a 20,000 m.

Figura 101: Mapa de peligro por caída de ceniza del Volcán Boquerón del escenario de mayor probabilidad estimada de ocurrencia, promediado de los resultados de 12 meses.

Figura 102: Mapa de peligro por caída de ceniza del Volcán Boquerón del escenario de probabilidad estimada de ocurrencia intermedia, promediado de los resultados de 12 meses.

Figura 103: Mapa de peligro por caída de ceniza del Volcán Boquerón del escenario de menor probabilidad estimada de ocurrencia, promediado de los resultados de 12 meses.

Figura 104: Imágenes de emisión e impacto de proyectiles balísticos del volcán Etna (Italia) y Santa Ana (El Salvador).

Figura 105: Localización de fragmentos balísticos asociados a depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón e imágenes de algunos de ellos.

Figura 106: Trazas de seis perfiles topográficos levantados sobre el MDE del Volcán Boquerón para reproducir las simulaciones del lanzamiento de balísticos y gráficos de trayectorias de alcance máximo y de altura máxima y de envolventes calculadas en el proceso de simulación de emisión de fragmentos balísticos sobre cada perfil.

Figura 107: Mapa de escenarios de peligro por emisión de balísticos del Volcán Boquerón.

Figura 108: Perfiles de escenarios de peligro por emisión de balísticos del Volcán Boquerón mostrando la distribución en el plano vertical de los diferentes fragmentos balísticos considerados.

Figura 109: Distribución de los depósitos de flujo piroclástico de las secuencias Talpetate I, G2 y G1, depósitos considerados para la definición de escenarios de peligro.

Figura 110: Distribución de los depósitos de oleada piroclástica basal de las secuencias Talpetate I (isopaca de 1 cm), Talpetate >3 ka y Talpetate II.

Figura 111: Simulaciones de flujos piroclásticos asociados al escenario de mayor probabilidad estimada de ocurrencia en diferentes direcciones alrededor del cráter del Volcán Boquerón realizadas con el software Titan2D<sup>®</sup>.

Figura 112: Simulaciones de flujos piroclásticos asociados al escenario de probabilidad estimada de ocurrencia intermedio en diferentes direcciones alrededor del cráter del Volcán Boquerón realizadas con el software Titan2D<sup>®</sup>. Visualización 3D elaboradas con el software Paraview<sup>®</sup>.

Figura 113: Mapas de las trayectorias y alcances máximos de los flujos piroclásticos simulados para los tres escenarios de peligro considerados en diferentes direcciones alrededor del volcán y delimitación del área total de afectación por estos fenómenos.

Figura 114: Mapa de escenarios de peligro por flujos piroclásticos del Volcán Boquerón.

Figura 115: Proceso de preparación de imágenes para la simulación de oleadas piroclásticas en el software Flow3D.

Figura 116: Imágenes resultantes de las simulaciones de oleadas piroclásticas de gran magnitud asociadas al escenario de menor probabilidad estimada de ocurrencia a través del módulo del cono de energía con el software Flow3D.

Figura 117: Áreas originales de las simulaciones en Flow3D, áreas modificadas por topografía y áreas de seguridad para los tres escenarios de peligro por oleadas piroclásticas considerados del Volcán Boquerón.

Figura 118: Mapa de escenarios de peligro por oleadas piroclásticas del Volcán Boquerón.

## **II. Lista de Tablas**

Tabla 1: Software de simulación de procesos eruptivos utilizados en esta investigación.

Tabla 2: Actividad eruptiva central y de flanco de los últimos 3,000 años del Complejo Volcánico de San Salvador (modificado de Sofield, 1998).

Tabla 3: Cronología de observaciones de la laguna en el interior del cráter del Volcán Boquerón.

Tabla 4: Síntesis de la secuencia estratigráfica de los depósitos efusivos del Complejo Volcánico de San Salvador identificados por autores previos y en esta investigación, para sus tres etapas de formación principales.

Tabla 5: Datos geoquímicos (elementos mayores y traza) de flujos de lava y piroclastos del Complejo Volcánico de San Salvador, obtenidos de análisis por fluorescencia de Rayos X (datos en base anhidra).

Tabla 6: Correlación de períodos arqueológicos (Sharer, 1978 en Castillo-Taracena, 2007) con los eventos eruptivos del Complejo Volcánico de San Salvador de los últimos 3,000 años identificados en el sitio El Cambio.

Tabla 7: Parámetros de Inman (1952) de los análisis granulométricos aplicados a depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1

Tabla 8: Densidades de los componentes principales de las unidades de caída de las secuencias G1, G2 y B1.

Tabla 9: Caracterización de las erupciones explosivas del Volcán Boquerón y de los depósitos piroclásticos resultantes.

Tabla 10: Descripción de los parámetros necesarios para la reproducción de escenarios de peligro volcánico por caída de cenizas.

Tabla 11: Parámetros de entrada y resultados de la simulación de tres escenarios de peligro por caída de cenizas y emisión de proyectiles balísticos para el Volcán Boquerón.

Tabla 12: Descripción de los parámetros utilizados para la definición de escenarios de peligro por emisión de balísticos.

Tabla 13: Base de datos de fragmentos de tamaño bloque asociados a depósitos de caída y de oleada piroclástica del Volcán Boquerón.

Tabla 14: Energías cinéticas de lanzamiento calculadas para los fragmentos balísticos encontrados en depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón.

Tabla 15: Tabla resumen de alcances máximos de fragmentos balísticos lanzados en doce diferentes direcciones alrededor del Volcán Boquerón.

Tabla 16: Parámetros utilizados para la definición y simulación de escenarios de peligro por corrientes piroclásticas densas de tipo flujo piroclástico y de tipo oleada piroclástica y resultados obtenidos.

Tabla 17: Parámetros considerados para la definición de escenarios de peligro por flujos piroclásticos y datos usados para el Volcán Boquerón.

Tabla 18: Cálculo de los parámetros de entrada para el software Titan 2D<sup>®</sup> para cada uno de los escenarios de peligro definidos con base a diferentes depósitos de referencia.

Tabla 19: Valores de los alcances máximos de los flujos piroclásticos simulados en diferentes direcciones alrededor del cráter del Volcán Boquerón para tres escenarios de peligro.

Tabla 20: Parámetros considerados para la definición de escenarios de peligro asociado a la ocurrencia de corrientes piroclásticas densas de tipo oleada piroclástica.

### **III. Lista de Anexos (en formato digital)**

Anexo 1: Datos de población en el área de influencia del Complejo Volcánico de San Salvador.

Anexo 2: Datos del Modelo de Elevación Digital.

Anexo 3: Base de datos de afloramientos estudiados.

3.1. Afloramientos con presencia de depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón.

3.2. Afloramientos del sitio arqueológico el Cambio.

3.3. Afloramientos con presencia de depósitos efusivos del Complejo Volcánico de San Salvador.

Anexo 4: Levantamientos estratigráficos de afloramientos de depósitos piroclásticos y levantamientos estratigráficos en el sitio arqueológico El Cambio.

Anexo 5: Figuras adicionales de correlaciones de depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón.

Anexo 6: Leyenda para las columnas estratigráficas.

Anexo 7: Base de datos geoquímicos.

7.1. Análisis petrográficos de muestras del antiguo Volcán de San Salvador y del Volcán Boquerón.

7.2: Análisis geoquímicos en trabajos previos.

7.3: Análisis geoquímicos de esta investigación (también en el texto).

Anexo 8: Base de datos de muestras de materia orgánica y dataciones radiométricas.

Anexo 9: Mapas de escenarios de peligro volcánico por caída de ceniza mensuales.

## Resumen

El Volcán Boquerón, formado en el interior del antiguo Volcán de San Salvador, es el edificio joven y activo del Complejo Volcánico de San Salvador, que integra también 25 volcanes monogénicos ubicados en sus flancos SE, N y NW. Este complejo volcánico está situado en el centro de El Salvador, rodeado por la capital del país y otras 13 municipalidades del área metropolitana de San Salvador. Está considerado uno de los seis principales volcanes activos de la Cordillera Volcánica salvadoreña y uno de los más peligrosos de Centroamérica por su historial de erupciones y por su cercanía a grandes áreas urbanas. Aunque en la actualidad presenta rasgos de actividad muy débiles, la caracterización de su peligrosidad es de gran importancia.

El historial eruptivo conocido del Volcán Boquerón incluye una abundante actividad efusiva y explosiva en el periodo de los últimos 36,000 años, siendo su última erupción en 1917. En la presente investigación se revisó y amplió el historial eruptivo de este volcán a través de trabajo de campo detallado, que permitió la identificación de 25 erupciones diferenciadas: Tanto erupciones estrombolianas y estrombolianas violentas que produjeron flujos de lava, proyectiles balísticos y caída de cenizas, las más recurrentes; pero también erupciones de tipo pliniano y subpliniano con la producción de depósitos de caída de gran volumen, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas, indicativos de erupciones de gran explosividad, muchas de las cuales tuvieron un componente freatomagmático significativo. La caracterización física y química de los principales depósitos de caída (G1, G2 y B1), de flujo y de oleada piroclástica identificados persigue caracterizar los mecanismos eruptivos y determinar los índices de explosividad de las erupciones del Volcán Boquerón, así como definir los criterios para el diseño de diferentes escenarios de peligro volcánico para este volcán.

Se definieron tres escenarios de peligro para los procesos de caída de ceniza, emisión de proyectiles balísticos, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas en el Volcán Boquerón, a partir de la integración de la información histórica, de los datos geológicos obtenidos en campo y de la simulación por computadora de cada uno de los procesos mencionados. Cada escenario se caracteriza por una probabilidad estimada de la tasa de ocurrencia (baja, media, alta) de eventos eruptivos de pequeña, intermedia o gran magnitud, identificados en el registro histórico y geológico de erupciones, los cuales

están definidos principalmente por la distribución espacial de sus productos. Los mapas de peligro resultantes muestran las posibles zonas de distribución de los productos de una futura erupción, con diferentes grados de afectación según el escenario considerado.

Estos mapas pueden constituir herramientas útiles para las instituciones de planificación territorial y de protección civil salvadoreñas en la consideración de los peligros volcánicos para la gestión de riesgos, la prevención de desastres y la protección de la vida y bienes de la población que vive y trabaja en el área de influencia de este volcán, la cual ha sido estimada en 1.5 millones de personas.

## ***Abstract***

*Boquerón Volcano, formed on the old San Salvador Volcano, is the youngest and active central edifice of the San Salvador volcanic complex, which also includes 25 flank vents.*

*The San Salvador volcanic complex is located in the vicinity of the San Salvador metropolitan area and is considered one of the most hazardous volcanic centers in El Salvador and Central America. Boquerón Volcano has a long record of effusive and explosive eruptions spanning 36,000 yr; the most recent eruption occurred in 1917. Its eruptive history was reviewed and updated through detailed fieldwork, allowing the recognition of up to 25 different eruptions. Lava flows, ash-fall, and ballistic projectile deposits produced by Strombolian or violent-Strombolian eruptions are the most recurrent events preserved in the stratigraphic record of Boquerón Volcano. Pyroclastic-flow, and especially pyroclastic-surge, deposits are also present, indicative of explosive subplinian and Plinian eruptions, some of which had significant phreatomagmatic components. We define three hazard scenarios regarding ash fall, ballistic projectiles, and pyroclastic density currents for Boquerón Volcano and constrain them using its documented explosive eruptive history, fieldwork, and computer simulations. Each scenario is characterized by an estimated likelihood based on the rate of occurrence (high, medium, low), assigned to eruptive events of small, intermediate, or large magnitude, which are mainly characterized for the areal distribution of the related volcanic products. Resulting hazard maps show areas likely to be affected by future eruptions, enabling decision makers and the general public to consider volcanic hazards in land development and risk mitigation planning.*

# 1. Introducción

El Complejo Volcánico de San Salvador (CVSS), de edad pleistocena-holocena, se localiza en la zona centro-occidental de la Cordillera Volcánica de El Salvador (Figura 1a y 1b), entre la Caldera de Coatepeque del Complejo Volcánico de Santa Ana, 28.5 km al W y la Caldera de Ilopango, 21 km al E (Figura 1c y 1d). Está constituido por un estratovolcán central compuesto, el volcán joven y activo Boquerón (VB), anidado en el interior del antiguo Volcán de San Salvador (VSS), y por veinticinco edificios volcánicos monogenéticos (Sofield, 1998; este estudio), que se ubican en sus flancos y planicies aledañas al SE, NW y N del edificio principal (Figura 1b y 2).

El historial eruptivo del CVSS de los últimos 36,000 años, conocido hasta el inicio de esta investigación, indicaba la ocurrencia de 14 eventos efusivos y 27 erupciones explosivas (24 de ellas de volcanes monogenéticos), magmáticas y freatromagmáticas (Meyer Abich, 1956; Fairbrothers, 1978; Sofield, 1998), la mayor parte con índices de explosividad volcánica (VEI) entre 1 y 3 (Simkin y Siebert, 1994; 2000; Sofield, 1998; Major et al., 2001; Global Volcanism Program, 2009), pero también otras con VEI = 4 y 6 (Sofield, 1998). Diversas investigaciones arqueológicas e históricas reflejan como las erupciones del VB y de algunos de los volcanes monogenéticos afectaron directamente a asentamientos humanos en el sector central de El Salvador desde el Preclásico Medio (900 – 400 B. C.) hasta tiempos recientes (Lardé y Arthés, 1960; Lardé y Larín, 1978; Sheets, 1983, 2004; Hart, 1983; Chandler, 1983; Amaroli y Dull, 1999; Ferrés et al., 2011). Ejemplos de estas afectaciones son los hallazgos de restos culturales bajo los depósitos del maar Plan de la Laguna, datados en 820 B.C. (Amaroli y Dull, 1999); los impactos al sitio arqueológico de San Andrés por los productos de una erupción de gran explosividad del VB (Hart, 1983) ocurrida alrededor de los 1,000 años antes del presente (B. P. por sus siglas en inglés); el abandono y soterramiento del sitio arqueológico Joya de Cerén, declarado Patrimonio de la Humanidad por la Unesco desde 1993, como consecuencia de la erupción del anillo de tobas Loma Caldera (cal. A.D. 610 - 671; Mckee, 2002); la reubicación de la población de Nexapa durante la erupción del cono de escorias El Playón en 1658-1659 y los daños a comunidades e infraestructura provocados por la última erupción del VB en 1917.

El CVSS está circundado por el área metropolitana de San Salvador (AMSS, Figura 1b), que integra la capital del país San Salvador y otras 13 municipalidades. Con 1,550,910 habitantes (Digestyc, 2007), el AMSS concentra el 27% de la población y el 70% de la inversión pública y privada de El Salvador, constituyendo el centro neurálgico del país en materia política, financiera, económica y cultural (Geólogos del Mundo-IPGARAMSS, 2009). Por otra parte, en el sector suroccidental y N del volcán se encuentran los municipios de Lourdes-Colón, San Juan Opico y Quezaltepeque, que durante los últimos 15 años han tenido el mayor crecimiento relativo anual de población de El Salvador (entre el 5 y el 16%), funcionando como zonas de descongestión del AMSS (Digestyc, 2007).

Se estimó que alrededor de 1.5 millones de personas están expuestas al peligro volcánico en el radio de 10 km del cráter del VB (Figura 2; anexo 1; DGSNET 2007).

La población e infraestructura del AMSS está asentada en una planicie donde se interestratifican los depósitos volcánicos y epiclásticos del CVSS y de la Caldera de Ilopango, ambos con registro de erupciones prehistóricas e históricas, algunas de ellas de gran magnitud. Además de las citadas para el CVSS, la última erupción de la Caldera de Ilopango, de tipo ultraplíniano, ocurrió alrededor de 1500 años B. P. y produjo los depósitos piroclásticos Tierra Blanca Joven (TBJ), que en la planicie de San Salvador tienen espesores de 2 a 20 m (Hernández, 2004) y cubrieron un área de 10,000 km<sup>2</sup> con un espesor de más de 50 cm (Sheets, 2004). Esta erupción está considerada una de las mayores en Centroamérica y el mundo de los últimos 2,000 años y causó impactos sociales y ecológicos a nivel global (Dull et al., 2001, 2012). Además, la planicie de San Salvador está surcada por numerosas quebradas, intensamente fallada y ha tenido actividad tectónica histórica, con recurrente actividad sísmica. Por otra parte, anualmente se producen impactos por inundaciones y procesos de inestabilidad de laderas, especialmente en forma de lahares en el sector E del CVSS.

Durante la década de los setentas y ochentas, los modelos de desarrollo implementados generaron un crecimiento de la población y la infraestructura poco planificado. En los últimos 30 años, el AMSS ha duplicado su tamaño y durante este rápido proceso de urbanización, los sectores más vulnerables de la población han tendido a asentarse en las zonas con mayores grados de riesgo por el impacto de fenómenos geológicos e hidrometeorológicos. En general, la población expuesta tiene un alto grado de vulnerabilidad física (asentamientos en las laderas de los volcanes, bordes de ríos y quebradas; condiciones precarias de la infraestructura habitacional), social (carencia de organización, desconocimiento de los fenómenos perturbadores, preparación deficiente) y económica (empleo informal, carencia de cultura del ahorro).

La combinación de factores de peligro (volcánico, sísmico, geológico e hidrometeorológico) y de vulnerabilidad (física, económica y social) de la población expuesta en el entorno del CVSS hacen que este constituya uno de los centros volcánicos de mayor peligrosidad de El Salvador, Centroamérica (Paniagua, 2002; Sofield, 2004; Ewert y Harpel, 2004; Palma et al., 2009) y el mundo. El riesgo de pérdidas y daños severos en el AMSS y en otros centros urbanos y rurales en el entorno del CVSS por el impacto una futura erupción del VB o un evento eruptivo de flanco, es muy alto. La evaluación de peligros volcánicos para este complejo es de enorme relevancia, ya que una futura erupción, aún de pequeña magnitud, afectaría directa e indirectamente a cientos de miles de personas y supondría un enorme y devastador retroceso en el desarrollo del país.

Por tanto, se hace imprescindible disponer de las herramientas técnicas para la emisión de pronósticos a corto y largo plazo, para un correcto funcionamiento del Sistema de Alerta Temprana por erupciones. La vigilancia volcánica es la base para realizar un pronóstico en el corto plazo que señale cuando podría producirse una reactivación de la actividad volcánica. Por ello, el CVSS está considerado en el Programa de Vigilancia Volcánica Permanente del Servicio Geológico de la Dirección General del Observatorio Ambiental (DGOA), antiguo Servicio Nacional de Estudios Territoriales (DGSNET, 2003), del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) de El Salvador. Sin embargo, se presenta el problema de determinar el impacto tanto a nivel espacial, temporal como de magnitud de una futura erupción.

El objeto de esta investigación es la revisión de la estratigrafía e historia eruptiva del VB como base para la caracterización de sus erupciones y la evaluación de su peligrosidad, a través de la definición de escenarios de peligro por diferentes procesos volcánicos y la elaboración de mapas de peligro volcánico, que puedan constituir herramientas útiles para la preparación de la población, la planificación territorial y la reducción del riesgo volcánico en el entorno del CVSS.

## **1.1. Localización del área de estudio**

El CVSS se localiza en la zona centro-occidental de la Cordillera Volcánica de El Salvador, la cual forma parte del Arco Volcánico Centroamericano (CAVA por sus siglas en inglés, Figura 1a). El conjunto de edificios volcánicos del CVSS se extiende en un área de 1180 km<sup>2</sup> aproximadamente (Figura 1b y 2), entre las coordenadas geográficas 13.66° a 13.88° N y 89.47° a 89.09° W, donde se interstratifican los depósitos de este complejo volcánico con los de las calderas volcánicas aledañas, de Coatepeque al NW (Figura 1c) y de Ilopango al E (Figura 1d).



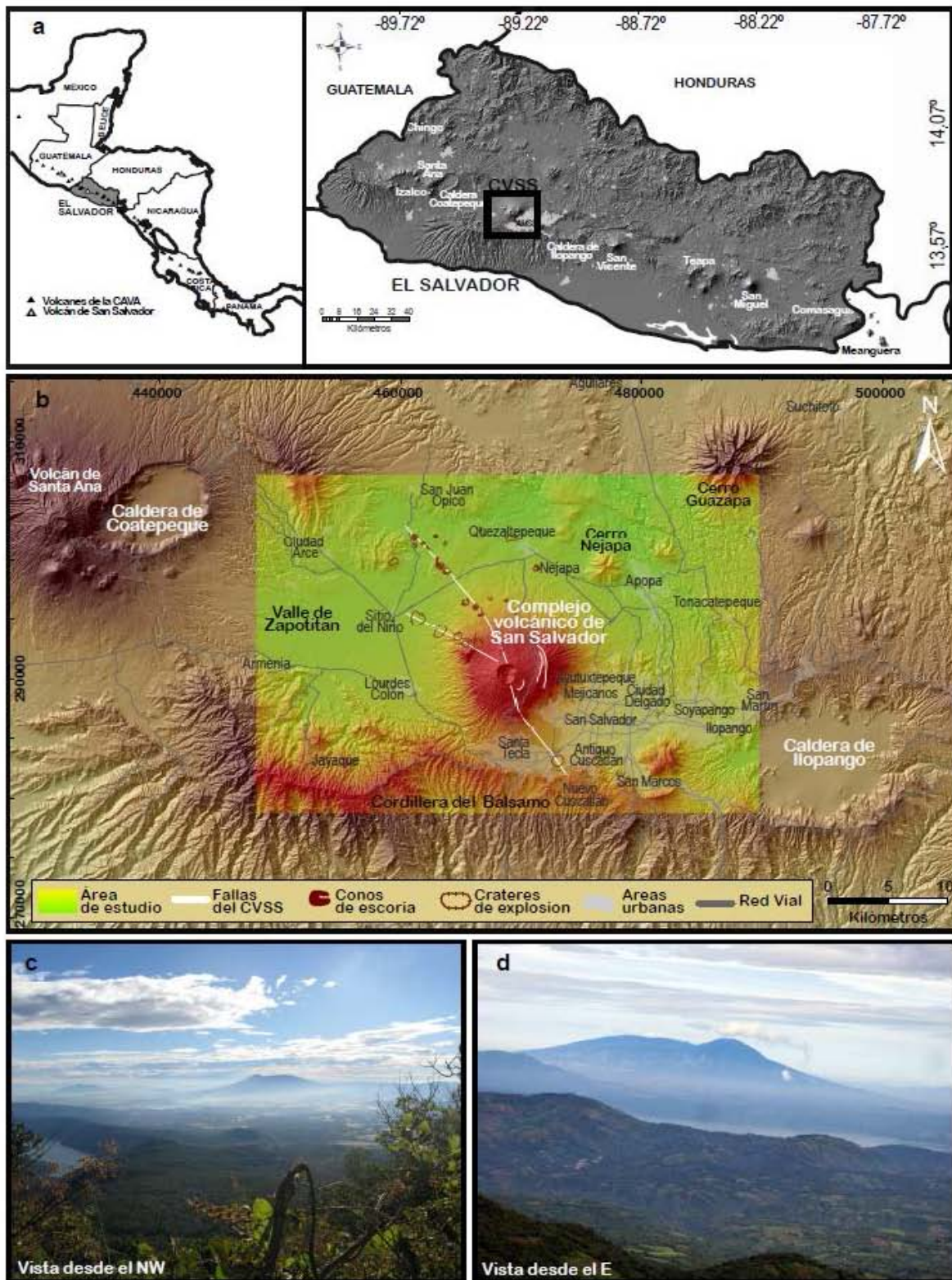


Figura 1: a) El CVSS en el contexto de la Cordillera Volcánica Centroamericana (CAVA, por sus siglas en inglés) y de la Cordillera Volcánica Salvadoreña; b) sector central de El Salvador, con el área de estudio coloreada entre las calderas de Coatepeque al W y de Ilopango al E; c) vista del VSS desde el Volcán de Santa Ana al W con la Caldera de Coatepeque en primer plano y d) vista del VSS desde el Volcán de San Vicente al E, con la Caldera de Ilopango y el Cerro San Jacinto en primer plano.

El edificio central del CVSS tiene una base de 180 km<sup>2</sup> y constituye el relieve de mayor elevación en el sector central del país. Está conformado por los antiguos remanentes del VSS, que pueden observarse al SW del edificio volcánico, al W en el Cerro El Jabalí y al E en El Cerro El Picacho, el cual con 1,950 msnm es el pico más alto del complejo (Figuras 2 y 3). El antiguo VSS colapsó entre los 40,000 y 30,000 años (Meyer-Abich, 1956; Italtেকna Consult, 1988; Sofield, 1998) dando origen a una depresión circular, denominada “caldera” en la literatura por su morfología, en cuyo interior se construyó el VB (Figura 2). El cráter del VB, en las coordenadas 13°44'N y 89°17' W, tiene un diámetro de 1.6 km, 498 m de profundidad promedio (Figuras 2 y 3) y su borde más alto se encuentra en el sector SW con una altitud de 1,870 msnm. Está ubicado a 7 km del centro de la ciudad de San Salvador.

Al S del CVSS se encuentran el escarpe N de la Cordillera del Bálsamo, que se extiende de W a E, separando la cordillera volcánica y las planicies del graben central de la franja costera de El Salvador y que constituye una barrera topográfica para la mayor parte de los depósitos de flujo y oleada piroclástica con origen en el cráter central del VB. Los relieves más relevantes al N-NW del CVSS son los cerros de Nejapa y Guazapa, antiguos volcanes de edad pliocena-pleistocena (Figura 2).

Los veinticinco edificios monogenéticos se localizan principalmente a lo largo de dos fallas normales con orientación NW-SE (Bosse et al., 1976; Italtেকna Consult, 1988; Sofield, 1998; Corti et al., 2005) (Figura 2), en los flancos N, NW, SE y en las planicies colindantes hasta 10 km al N del volcán principal: Al W-NW, la planicie de acumulación del Valle de Zapotitán y al E la planicie de San Salvador, con cotas entre 650 y 780 msnm, inclinada hacia el E y surcada por numerosos ríos y quebradas (Schmidt-Thomé, 1975, Sebesta, 2006).

En estas planicies se asienta actualmente el AMSS, integrado por las municipalidades de San Salvador, San Marcos, Mejicanos, Ayutuxtepeque, Cuscatancingo, Ciudad Delgado, Soyapango, Ilopango, Nejapa, Apopa y San Martín del Departamento de San Salvador y Santa Tecla, Antiguo Cuscatlán y Nueva Cuscatlán del Departamento de La Libertad. Las áreas urbanas de San Salvador, Santa Tecla, Mejicanos, Ayutuxtepeque y Lourdes-Colón crecen actualmente sobre las laderas del volcán (Figuras 2 y 3) y diversas comunidades rurales del municipio de Santa Tecla se ubican en el radio de 2 km alrededor del cráter. Las ciudades de Lourdes-Colón al SW, el Cantón El Niño del municipio de San Juan Opico al NW y Quezaltepeque al N del Departamento de la Libertad circundan también el volcán (Figura 2).

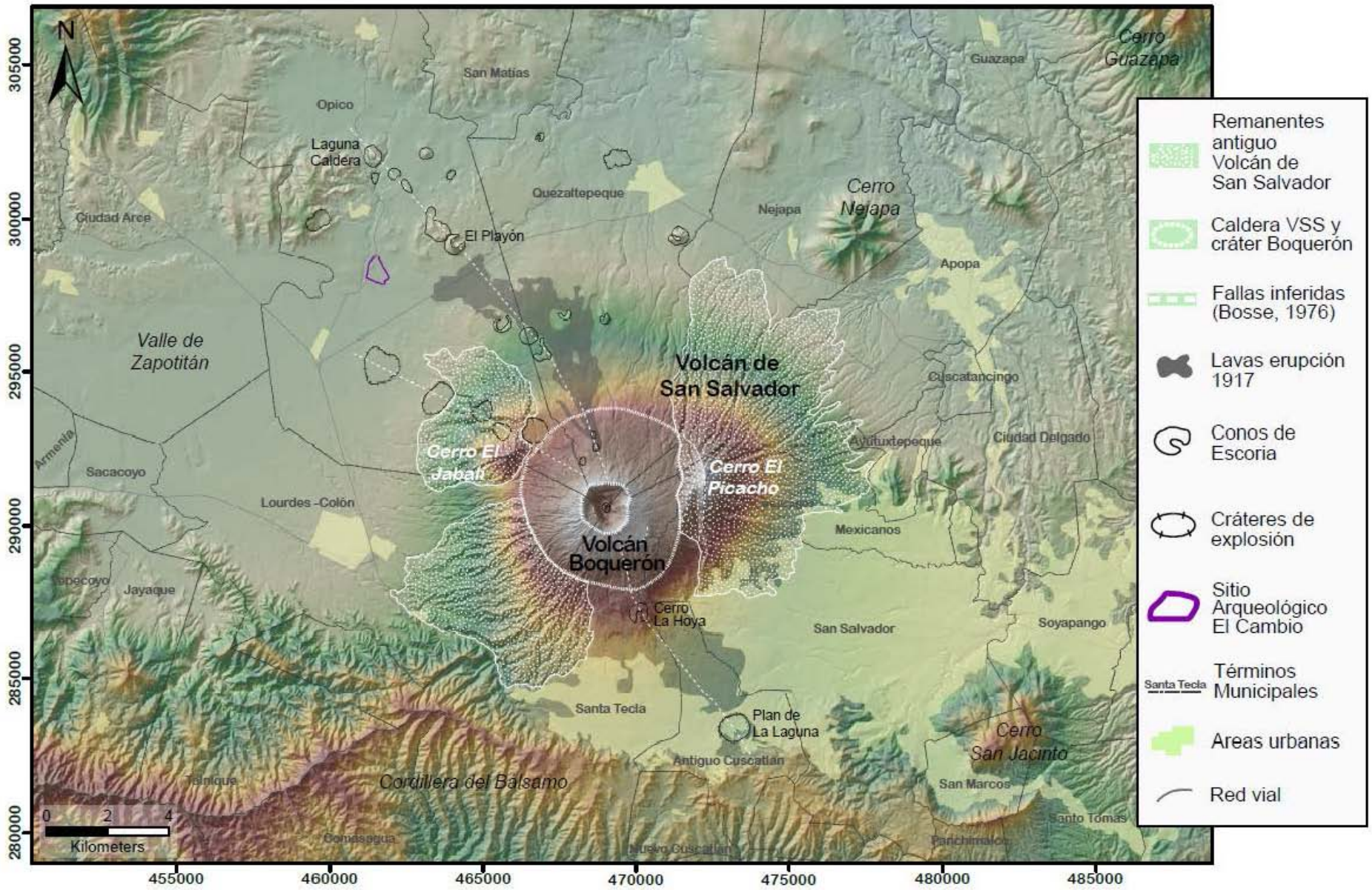


Figura 2: Localización del edificio central y de los volcanes monogenéticos del CVSS.

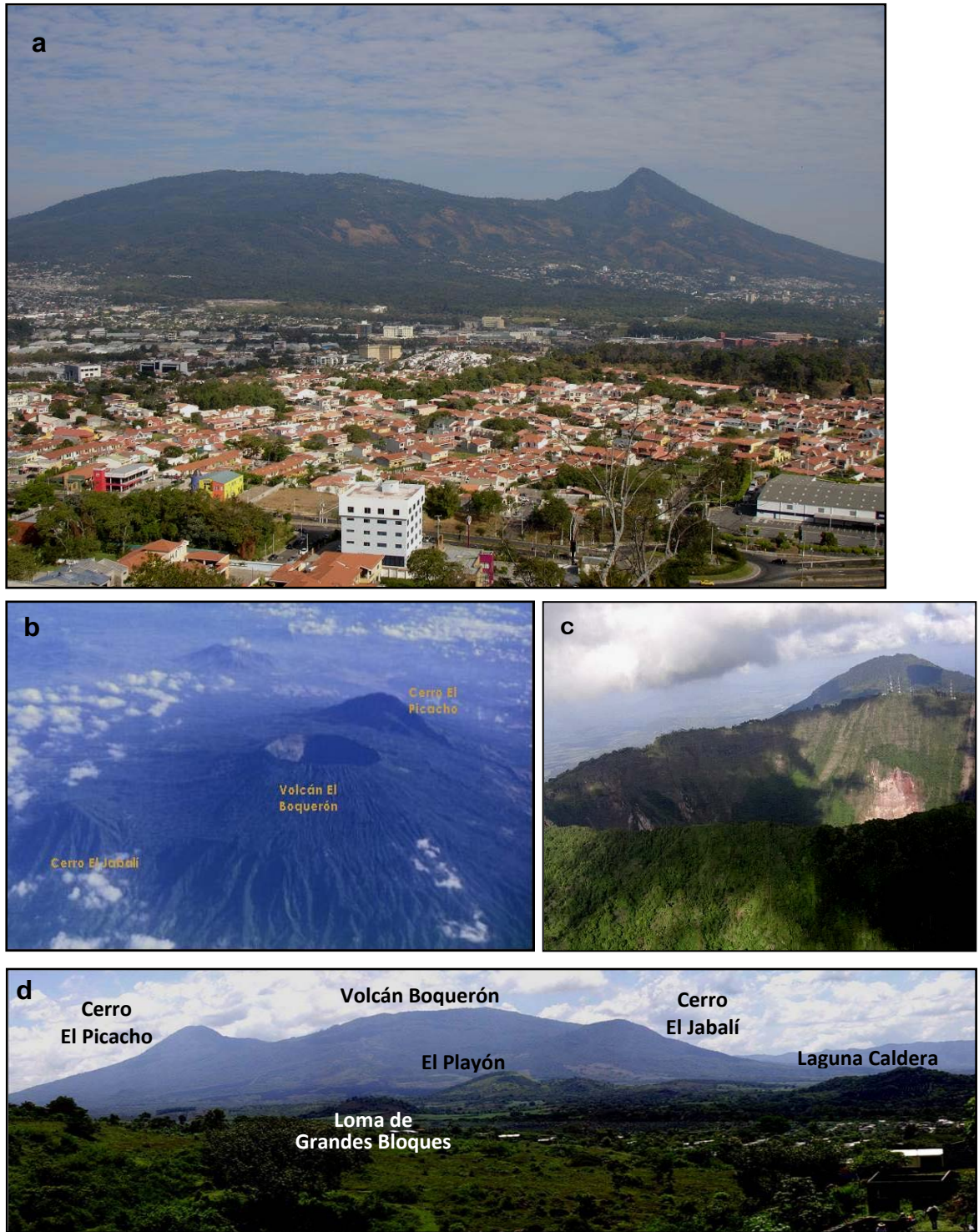


Figura 3: a) Vista del edificio central del CVSS desde el SE, con las ciudades de San Salvador y Santa Tecla creciendo sobre sus laderas (fuente: DGSNET, 2009); b) vista aérea del edificio y cráter del VB, con los Cerros El Picacho (al E) y El Jabalí (al NW) remanentes del antiguo VSS (fuente: Carlos Pullinger, 2001); c) vista aérea del cráter del VB desde el SE, con la cima del Cerro El Picacho al fondo; d) vista del CVSS desde el NW, en primer plano aparecen los volcanes monogenéticos Laguna Caldera, Loma de Grandes Bloques y El Playón y al fondo el edificio volcánico principal.

## 1.2. Trabajos previos

En El Salvador, la vulcanología y la geología en general han sido poco desarrolladas por investigadores locales. Un hecho significativo es que desde los años sesenta y hasta años recientes no existieron estudios de grado ni de posgrado en geología o geofísica en ninguna de las universidades salvadoreñas. Los estudios sobre peligros geológicos y más específicamente la vigilancia de la actividad sísmica y volcánica, estuvieron a cargo del Centro de Investigaciones Geotécnicas del Ministerio de Obras Públicas, desde 1964 hasta 2001, periodo durante el cual, los recursos humanos y técnicos fueron notoriamente limitados. A pesar de ello, existe un número importante de trabajos publicados o inéditos que abordan diferentes aspectos sobre la geología de los principales volcanes activos en el país. En los últimos años ha existido una mayor concentración de esfuerzos en este sentido, tanto en iniciativas nacionales, como sobretodo de universidades y centros de investigación extranjeros.

Los trabajos que contienen algún tipo de información de interés en relación al CVSS se revisaron, y clasificaron en cuatro bloques sobre la base de su temática:

- a) Investigaciones sobre el vulcanismo centroamericano: Estudios comparativos sobre la historia eruptiva, el marco tectónico y la petrología de volcanes del CAVA.
- b) Investigaciones específicas sobre el CVSS: Trabajos de caracterización geológica y petrológica, análisis de la actividad volcánica actual y caracterización de peligros, algunos de los cuales hacen propuestas preliminares de cartografía de peligros volcánicos.
- c) Investigaciones arqueológicas e históricas: Excavaciones de sitios arqueológicos en el Valle de Zapotitán, que integran descripciones de detalle de la estratigrafía de algunos edificios monogenéticos del CVSS.
- d) Proyectos de gestión de riesgos: Proyectos desarrollados en los últimos años o en curso, donde se integra la información existente sobre diferentes tipos de peligros geológicos en el área de influencia del CVSS. La mayor parte de ellos articulan sistemas de información geográfica (SIG) para analizar y mostrar los resultados.

Los primeros trabajos sobre volcanes (bloque a), de carácter principalmente descriptivo, aparecen a finales del s. XIX y primera mitad del s. XX. Las primeras cartografías y descripciones sobre los edificios de la Cordillera Volcánica Salvadoreña aparecen en obras como “Earthquake and volcanic phenomena: December 1879 and January 1880, in the Republic of Salvador, Central America” de Andrew Goodyear (1879-1880); “Temblores y erupciones volcánicas en Centroamérica” de Fernand de Montessus de Ballore (1881-1885) y “Los Volcanes de la América Central” de Karl Sapper (1925).

Posteriormente, Williams y Meyer-Abich (1955, 1956), realizan diversos trabajos sobre la historia eruptiva y caracterización de los principales volcanes activos de El Salvador y Guatemala, que son compilados en la obra “Los Volcanes de El Salvador y Guatemala”. En este trabajo se cita por primera vez el depósito G1 del VB y se citan los diferentes depósitos plinianos producto de las erupciones de la Caldera de Ilopango, denominados genéricamente Tierras Blancas (TB).

En la década de los sesentas y principios de los setentas la Misión Geológica Alemana genera la cartografía geológica 1:100,000 de todo el país (6 hojas, Bosse et al., 1976), que actualmente se utiliza. En ella se identifican más de setecientos centros eruptivos en El Salvador y se presentan las principales estructuras tectónicas que afectan el país. Más adelante, a finales de los años setenta y durante los ochentas, algunos autores como Richard Stoiber, Michael Carr y William Rose publican trabajos sobre el vulcanismo de la región centroamericana, que integran también los volcanes de El Salvador. Los trabajos anteriores son principalmente estudios comparativos sobre los rasgos geodinámicos, geomorfológicos, geoquímicos y tectónicos de los volcanes activos de la Cordillera Centroamericana.

De este último período son los documentos que tratan específicamente aspectos del CVSS (bloque b), como los trabajos de Fairbrothers et al. (1978) sobre la caracterización y evolución de los productos efusivos del VB y el estudio del Consorcio Salvador e Italtelkna Italconsult-Geotérmica Italiana (1988), orientado a localizar áreas viables para crecimiento urbanístico después del terremoto de San Salvador de 1986. Este trabajo incluye el primer estudio estratigráfico sobre el VB, con énfasis en la secuencia de depósitos G1 (abreviatura de Grey 1, denominación asignada por su coloración gris oscuro) y reconoce por primera vez las cuatro secuencias de depósitos de Tierras Blancas: TB4, TB3, TB2 y TBJ correspondientes a las erupciones plinianas de la Caldera de Ilopango, de los últimos 40,000 años. Los primeros estudios sobre la estratigrafía de algunos volcanes monogenéticos del CVSS son también de esta época y se desarrollaron principalmente en el marco de proyectos de investigación y recuperación arqueológica, en el sector oriental del Valle de Zapotitán (bloque c).

Cabe destacar el Proyecto Protoclásico (Sheets et al., 1983), enfocado al conocimiento de los asentamientos prehistóricos en el Valle durante los períodos Preclásico y Clásico. En el contexto de este proyecto, Hart y Steen-McIntyre (1983) estudiaron los productos de la última erupción de la Caldera de Ilopango, la Tierra Blanca Joven (TBJ), cuya edad determinaron en cal. A. D. 260±114. Esta edad fue revisada posteriormente y se estableció en cal. A. D. 429±107 (Dull et al., 2001) que fue tomada como referencia en esta investigación. Más recientemente, los mismos autores reportaron una edad calibrada de A.D. 440-550 para un tronco carbonizado dentro del flujo piroclástico de la secuencia TBJ (Dull et al., 2012). La TBJ es un excelente marcador estratigráfico y cronológico en el

campo, debido a su color claro y su extensa distribución. Además, Hart (1983) describió la secuencia Toba de San Andrés (SAT, por sus siglas en inglés) en diversos sitios arqueológicos del valle. Esta secuencia está asociada a la última erupción de gran explosividad del VB y a la apertura del cráter central. Se le atribuyó un volumen de 0.27-0.53 km<sup>3</sup> (Sofield, 1998). La edad relativa asignada a este depósito, a través de análisis arqueomagnéticos sobre el material cerámico del suelo subyacente indicaron una edad entre A. D. 1000 y 1300 (Sheets, 1983; Escamilla, 2000). También en el contexto de este proyecto, Chandler (1983) estudió la estratigrafía y arqueología del sitio arqueológico El Cambio (11 km al NW del Volcán de San Salvador) y reportó nueve niveles de depósitos volcánicos, asociados posteriormente a las erupciones de Laguna Caldera, Toba de San Andrés y El Playón, interestratificados con suelos ricos en material cultural. Por otra parte, en el marco del Proyecto de Recuperación del Sitio Arqueológico Joya de Cerén (0.5 km al N del sitio El Cambio), Miller (1989, 1992, 1993, 2000) definió la secuencia “Cerén” y la asoció con la erupción del cono de tobas Loma Caldera, a la que se atribuye una edad calibrada de A. D. 610 - 671 (Mckee, 2002). Además, estudió los eventos eruptivos relacionados con los conos de escorias Laguna Caldera y Laguna Ciega.

Los tres eventos históricos conocidos para el CVSS, fueron descritos por diversos historiadores y científicos: La erupción de Loma de Grandes Bloques en A. D. 1575 (Lardé y Arthés, 1960; Lardé y Larín, 1978; Sofield, 1998), la erupción de El Playón que inició en A. D. 1658-59 (Lardé y Artés, 1960; Meyer-Abich, 1956; Lardé y Arthés, 1960; Larde y Larín, 1978; Hart, 1983; Chandler, 1983; Sofield, 1998) y la última erupción del VB en A. D. 1917 (Sapper, 1925; Lardé y Arthés, 1960; Meyer-Abich, 1956; Lardé y Larín, 1978; Sofield, 1998).

Hasta la década de los noventa se inician diversos estudios vulcanológicos de mayor detalle (bloque b), que permitieron obtener información para la caracterización de las secuencias eruptivas y la elaboración de mapas de peligro volcánico de los volcanes de San Miguel, San Salvador, Santa Ana, San Vicente e Izalco. Para el CVSS el trabajo más completo es el de Darrell Sofield (1998): “*Hystory and Hazards of Volcán San Salvador, El Salvador*” que recopila toda la información existente sobre el volcán hasta ese año (14 erupciones efusivas y 27 explosivas, 3 desde el VB) y aporta nuevos datos sobre la estratigrafía del complejo volcánico, especialmente con relación en los volcanes monogenéticos del CVSS del período de los últimos 3,000 años (17 erupciones). En una ampliación posterior de este trabajo se presentan algunos modelos para obtener el alcance de algunas erupciones conocidas y una propuesta de análisis de recurrencia de erupciones (Sofield, 2004). Con base en esta investigación Escobar et al. (2000) y Sofield (2004) abordaron la construcción de mapas de peligros volcánicos para el VB, basados principalmente en la información histórica y geológica disponible. Solamente para los procesos de caída de ceniza (Sofield, 1998, 2004) y lahares (Major et al., 2001,

2004) se usó software de simulación y se establecieron escenarios de peligro. Los escenarios de peligro por lahares fueron compilados en una publicación de carácter divulgativo (Major et al., 2001).

Se consultaron también diversos proyectos de gestión de riesgos orientados a la integración de información sobre peligros de origen natural en el CVSS y su área de influencia (bloque d): “*Mitigación de los Efectos de Multiamenazas en el Volcán de San Salvador*” (BID y DGSNET, 2000-2002); “*Georriesgos en El Salvador. Área piloto: San Salvador y Área Metropolitana*” (DGSNET y Servicio Geológico Alemán) y “*Caracterización de los Riesgos Geológicos en la zona N de San Salvador*” (Servicio Geológico Checo, 2004).

En los últimos años se desarrollaron en El Salvador numerosas investigaciones en el ámbito de la geología, la geoquímica, el marco tectónico-estructural y la vulcanología por iniciativa de centros de investigación extranjeros, en colaboración con la DGSNET-MARN. Entre estas investigaciones cabe destacar los trabajos de evaluación de peligros volcánicos para los volcanes de San Miguel (Escobar, 2003; Escobar et al., 2004) y Santa Ana (Pullinger, 1998; Ferrés et al., 2004) desarrollados en colaboración con el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México y el Servicio Geológico de los Estados Unidos y el trabajo de Kutterolf et al. (2008) realizado en el marco del Proyecto “*Volatiles and Fluids in Subduction Zones. Climate Feedback and Trigger Mechanisms for Natural Disasters*”, que aporta valiosos datos sobre la cronología de las erupciones plinianas de diversos edificios volcánicos en Centroamérica. También cabe citar el proyecto “*Caracterización de la Deformación de la Corteza Terrestre en El Salvador con Técnica GPS*” de la Universidad de Wisconsin-Madison, que ha arrojado resultados preliminares de velocidades de desplazamiento horizontal de la corteza terrestre en El Salvador y el proyecto “*Estudio de paleo-sismicidad en el Segmento Tectónico San Vicente-Lempa-San Miguel-La Unión*”, de la Universidad Complutense y la Universidad Politécnica de Madrid, a través del cual se estudian los movimientos de la falla N del Graben Salvadoreño; que aportará información para el conocimiento de la dinámica estructural del sector central de El Salvador. También recientemente se desarrollaron proyectos orientados a la mejora del conocimiento del marco tectónico-estructural en varias zonas de El Salvador (Martínez et al., 2004, Corti et al., 2005, Agostini et al., 2006) y específicamente en el AMSS, permitiendo ampliar la cartografía de fallas conocida, así como investigaciones sobre la erupción del volcán de Santa Ana, el 1 de octubre de 2005 (Scolamacchia, 2010; Colvin, 2013), la más reciente ocurrida en El Salvador. En el ámbito nacional, Marroquín y Vásquez (2007) estudiaron en detalle la estratigrafía del maar Plan de la Laguna del CVSS, al SE del VB. Por otra parte, está en curso un proyecto de investigación doctoral (Hernández, W., 2004, 2008) para la reconstrucción de la historia eruptiva de la Caldera de Ilopango y la caracterización de secuencias eruptivas de los últimos 40,000 años.



### **1.3. Planteamiento de problemas geológicos y ejes de la investigación**

La revisión de trabajos previos arrojó información importante sobre la historia y estratigrafía del CVSS. Sin embargo, se identificaron diversos problemas sin resolver sobre los productos eruptivos, el comportamiento y la peligrosidad del complejo volcánico y en especial sobre el edificio central y activo (VB), que se agruparon en cuatro grandes temas:

- 1) Registro estratigráfico e historial de erupciones.
- 2) Tipología de erupciones: Mecanismos eruptivos y grados de explosividad (caracterización y cuantificación de los procesos magmáticos e hidromagmáticos).
- 3) Alcance de los productos (distribución espacial de los productos volcánicos).
- 4) Recurrencia de las erupciones (distribución temporal de erupciones).

#### **1.3.1. Registro estratigráfico e historial de erupciones**

La estratigrafía conocida del CVSS mostraba la ocurrencia de 17 erupciones con fases efusivas y explosivas con origen en el cráter central, algunas de gran magnitud y con la presencia de depósitos piroclásticos de naturaleza hidromagmática (secuencias de depósitos G1 y Toba de San Andrés). También los depósitos asociados a los veinticuatro edificios volcánicos monogenéticos del complejo volcánico fueron producidos tanto por eventos puramente magmáticos como por eventos freatomagmáticos.

La revisión de los trabajos sobre el CVSS evidenció que existían lagunas de información en el registro estratigráfico, especialmente en relación a la construcción del edificio central y activo (VB). La construcción de nueva infraestructura vial en el AMSS y en los alrededores del VSS, permitió tener acceso a nuevos afloramientos que aportaron valiosa información sobre la estratigrafía del VB y su relación con los depósitos de otros edificios volcánicos colindantes. El trabajo geológico de campo permitió el hallazgo y descripción de nuevas secuencias de depósitos no identificadas hasta el momento de esta investigación, así como en algunos casos de material orgánico susceptible de datación por el método de radiocarbono. Así, fue posible plantear la hipótesis que el VB ha tenido actividad eruptiva recurrente durante el período de su construcción (últimos 36,000 años).

Por otra parte, el registro de erupciones de época histórica conocido, presentaba algunas imprecisiones que se trató de solventar a través de la consulta de documentación histórica y material fotográfico.

### **1.3.2. Tipología de erupciones: Mecanismos eruptivos y grados de explosividad**

La revisión del registro estratigráfico y el trabajo de campo preliminar en el VB, y en algunos edificios volcánicos monogenéticos representativos, permitió observar la alternancia de depósitos de caída, de flujo y oleada piroclástica, mostrando la ocurrencia de fases de diversa tipología (magmáticas e hidromagmáticas) en un mismo evento. La presencia de depósitos de carácter freatomagmático tanto de caída como de flujo (laminaciones, presencia de líticos, presencia de niveles con lapilli acrecional) es común en la mayor parte de secuencias eruptivas estudiadas, incluso en algunas consideradas inicialmente como puramente magmáticas. Esto permitió plantear la hipótesis de que la actividad explosiva del VB fue predominantemente de carácter freatomagmático. Por otra parte, la actividad efusiva (flujos de lava), se ha producido tanto desde el edificio principal (central y fisural) como desde los volcanes monogenéticos ubicados en sus flancos y planicies aledañas.

Otro aspecto importante a estudiar es la relación y pertenencia al mismo sistema magmático de los edificios volcánicos monogenéticos identificados en el CVSS. Muchos de ellos se ubican sobre fallas de dirección NW-SE y WNW-ESE que cruzan el edificio volcánico principal y su geoquímica presenta cierta afinidad con las composiciones del VSS-VB (Sofield, 1998). Sin embargo, al menos siete de ellos se encuentran a distancias cercanas a 10 km al N del CVSS y no están alineados sobre las estructuras tectónicas principales. Es de interés determinar cuáles son las razones de la distribución de los volcanes monogenéticos y su fuente de alimentación, aspecto que queda fuera del alcance de esta investigación.

### **1.3.3. Alcance de los productos: Distribución espacial**

Los eventos eruptivos conocidos señalan que en una misma erupción se han producido fases de diferente tipología, tanto explosivas como efusivas, cada una con el emplazamiento y deposición de depósitos volcánicos específicos, algunos de los cuales se encuentran a distancias de más de 10 km del centro emisor. Por otra parte, como ya se ha indicado, el CVSS ha tenido actividad tanto central como fisural. El historial de erupciones conocido y la ocurrencia de la última erupción en 1917, en los últimos 100 años, avala la posibilidad de la ocurrencia de actividad eruptiva futura.

Se presenta el problema de conocer la magnitud de futuros eventos eruptivos y determinar cuáles serían las dimensiones de las áreas afectadas por los productos generados. Los mapas de peligros volcánicos producidos hasta el inicio de esta investigación pueden considerarse preliminares, en el sentido de que se basaron en formación histórica y geológica parcial. La ampliación del conocimiento de la

estratigrafía del VB debe permitir la definición de escenarios de peligro en función de la tasa de ocurrencia de erupciones de diferente magnitud. La modelación de estos escenarios a través de software de simulación especializado proporcionará la determinación del alcance y distribución de los productos de futuros eventos eruptivos posibles.

#### **1.3.4. Recurrencia de las erupciones: Distribución temporal**

Sofield (1998, 2004) y Major et al. (2001, 2004) plantean que el periodo de recurrencia de las erupciones del VB es de  $85 \pm 50$  años. Este dato se obtuvo al realizar la media aritmética entre el tiempo que transcurrió entre erupciones temporalmente más alejadas (135 años), y el tiempo transcurrido entre erupciones más cercanas (12 años), para todas las erupciones del CVSS. Estos datos presentan diversas limitaciones, ya que están basados en un registro parcial de seis erupciones datadas, e involucran datos de erupciones de distinta tipología, tanto del edificio principal como de los edificios de flanco. La ampliación del historial de erupciones conocido permitirá a futuro realizar un análisis probabilístico de recurrencia de erupciones mejor sustentado, sin embargo no ha sido abordado en esta investigación.

### **1.4. Objetivos**

Sobre la base de las problemáticas e hipótesis planteadas se concretó el objetivo general y se definieron diversos objetivos específicos organizados en tres ejes de investigación: I) Construcción del VB, II) Mecanismos eruptivos y grados de explosividad del VB y III) Evaluación de peligros volcánicos del VB asociados a la actividad explosiva.

#### **1.4.1. Objetivo general**

Evaluar la peligrosidad del VB, a través del estudio en detalle de su geología, estratigrafía y secuencias eruptivas; la reconstrucción de su evolución e historial eruptivo y la caracterización de las tipologías de actividad que ha presentado; y determinar el posible impacto de una futura erupción a nivel espacial y de magnitud.

#### **1.4.2. Objetivos específicos**

Eje I: Construcción del VB

- a) Estudiar y correlacionar la estratigrafía del VB.

- b) Reconstruir la historia eruptiva del VB, completando el registro de erupciones conocidas, a través del estudio estratigráfico de secuencias de depósitos piroclásticos.

Eje II: Mecanismos eruptivos y grados de explosividad del VB

- c) Reconstruir la evolución magmática y caracterizar los mecanismos eruptivos del edificio central y de algunos volcanes monogenéticos del CVSS de San Salvador, partiendo de estudios geoquímicos y de parámetros temporales absolutos y relativos.
- d) Determinar los índices de explosividad de las diferentes fases eruptivas identificadas y evaluar la peligrosidad de las mismas.

Eje III: Evaluación de peligros volcánicos del VB asociados a la actividad explosiva

- e) Establecer escenarios eruptivos calibrados con parámetros obtenidos mediante el trabajo geológico de campo y la información histórica disponible.
- f) Elaborar mapas de escenarios de peligro volcánico del VB.
- g) Establecer el estado de actividad actual del CVSS, a partir del entendimiento de la evolución geológica.

## **1.5. Alcances**

La evaluación de peligros volcánicos debe proporcionar información sobre dónde, cómo y cuándo puede producirse una futura erupción. El conocimiento del estado de actividad de un edificio volcánico, y la probabilidad de una reactivación eruptiva involucran la realización y la integración de investigaciones en diversas áreas de conocimiento (Tilling, 1993): El marco-tectónico estructural, la hidrogeología, la vulcanología física, la geoquímica y petrología y la vigilancia volcánica. La presente investigación consideró el conocimiento existente en estas diferentes áreas, pero se centró en el ámbito de la vulcanología física (estratigrafía, geocronología, caracterización de depósitos volcánicos), específicamente en el estudio de secuencias eruptivas del edificio central y activo (VB) del CVSS, con el fin de reconstruir su historia eruptiva, caracterizar sus mecanismos de actividad y definir escenarios de peligro volcánico, plasmados en cartografías de peligros. También se abordó, preliminarmente, el estudio de la geoquímica de los productos piroclásticos y efusivos de este volcán.

Específicamente para cada eje de la investigación se plantearon los siguientes alcances:

- Eje I) Construcción del VB: Establecer la estratigrafía de detalle del volcán y mejorar el conocimiento de la estratigrafía del CVSS.

- Eje II) Mecanismos eruptivos y grados de explosividad del VB: Enriquecer las bases de datos sobre las características físicas, químicas y temporales de los depósitos piroclásticos y efusivos del VB que permita definir cuáles son los mecanismos eruptivos, los estilos de actividad y los grados de explosividad más frecuentes en este volcán.
- Eje III) Evaluación de peligros volcánicos del VB asociados a la actividad explosiva: Construir mapas de escenarios de peligro para los procesos de caída de ceniza, emisión de proyectiles balísticos, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas del VB.

Los trabajos geológicos desarrollados en el marco de esta investigación permitieron revisar y ampliar la distribución de las secuencias de depósitos piroclásticos G1 y Toba de San Andrés, ya conocidas, e identificar seis nuevas secuencias de depósitos piroclásticos; así como revisar también los depósitos efusivos del VB. Para el período de los últimos 3,000 años se prestó especial atención a los depósitos de erupciones con origen en el cráter central, identificando una nueva secuencia de depósitos piroclásticos sobre la Toba de San Andrés (Ferrés et al., 2011). Adicionalmente se revisó la estratigrafía de algunos de los edificios volcánicos monogenéticos, cuyos depósitos se interstratifican con los del volcán central en su flanco NW y se localizó un nuevo edificio volcánico secundario en el flanco N. La mayor parte de las secuencias estudiadas muestran como las erupciones se desarrollaron a través de diferentes fases explosivas y efusivas, las cuales dieron lugar a depósitos de caída principalmente, aunque son abundantes los depósitos de flujo y oleada piroclástica.

A partir de la caracterización en detalle de algunas de las secuencias mencionadas, fue posible definir escenarios de peligro asociados a erupciones explosivas desde el cráter central del VB, considerando su tasa de ocurrencia y diferentes magnitudes de la actividad eruptiva. Estos escenarios se reprodujeron mediante software especializado de simulación para finalmente producir los mapas de escenarios de peligro volcánico, que señalan las áreas que podrían resultar afectadas por los diferentes tipos de procesos volcánicos primarios durante una erupción explosiva. Se elaboraron los mapas de escenarios de peligro volcánico por caída de ceniza, por emisión de proyectiles balísticos, por flujos piroclásticos y por oleadas piroclásticas.

Debido a la extensión de la presente investigación no fue posible abordar la construcción del mapa de escenarios de peligro por flujos de lava. Por otra parte, aun siendo altamente probable la ocurrencia de lahares con origen en las laderas del edificio central del CVSS, no se consideró este proceso volcánico por ser principalmente secundario, originado por lluvias intensas y por considerarse todavía válidos y en uso los mapas de peligro por lahares generados en años anteriores (Major et al., 2001, 2004).

## **1.6. Metodología**

El conocimiento en detalle de la geología, estratigrafía e historia eruptiva del VB permitió la identificación de los mecanismos eruptivos y de los grados de explosividad de la actividad de este volcán. La integración de la información geológica e histórica constituyó la base para la evaluación de la peligrosidad y la definición de diferentes escenarios de peligro, con base en parámetros físicos, químicos y geocronológicos de las erupciones estudiadas. La construcción de mapas de escenarios de peligro se abordó a través de simulaciones por computadora de los escenarios definidos, con el fin de obtener las áreas que posiblemente podrían ser afectadas por los diferentes procesos volcánicos explosivos primarios en erupciones futuras.

Para la consecución de los objetivos y alcances del proyecto se realizaron actividades en cinco bloques: 1) Revisión bibliográfica y documental; 2) obtención de información geológica y estratigráfica; 3) caracterización de secuencias eruptivas; 4) caracterización de estilos y mecanismos eruptivos y 5) evaluación de la peligrosidad y construcción de mapas de escenarios de peligro.

### **1.6.1. Revisión bibliográfica y documental**

El desarrollo de la investigación se ha sustentado en los contenidos y metodología propuestos en diversos tratados clásicos de vulcanología. Sin embargo, fue la revisión de trabajos previos la que proporcionó información sobre la historia eruptiva, el marco tectónico local y regional, la geología, la geoquímica, la estratigrafía y la evaluación de peligros en el área de estudio.

La mayor parte de los trabajos previos fueron consultados por la DGSNET en El Salvador. El Área de Cómputo de esta institución proporcionó el modelo de elevación digital (MDE) con resolución de 10 metros del área de estudio (especificaciones técnicas en anexo 2), que ha sido usado como base para la elaboración de todas las cartografías elaboradas en esta investigación, así como las capas de atributos y elementos existentes (geología, escenarios de peligro por lahares, red hídrica, red vial y poblaciones) y diversas imágenes satelitales (Landsat e Ikonos). El mapa geomorfológico del Área Metropolitana de San Salvador (Sebesta, 2006) fue facilitado por la Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS).

Se consultaron también diferentes materiales con documentación histórica desde la época colonial (A.D. 1524 para El Salvador) y de informes inéditos de proyectos de investigación arqueológica. El

acceso a estos materiales fue posible gracias a la colaboración de la Academia Salvadoreña de la Historia y del Departamento de Arqueología del Ministerio de Cultura de El Salvador.

La síntesis de la información permitió identificar las lagunas de conocimiento en el CVSS, diseñar de forma óptima las campañas de campo para la obtención de nueva información geológica y preparar diferentes bases de datos (levantamientos estratigráficos, historial de erupciones, datos geoquímicos y dataciones) como punto de partida de la investigación.

### **1.6.2. Obtención de información geológica y estratigráfica**

La cartografía geológica utilizada en esta investigación fue la disponible para El Salvador (Bosse et al., 1976).

Para determinar la distribución y características de los depósitos efusivos y piroclásticos asociados al VB y obtener nueva información estratigráfica, se realizaron diversas campañas de campo entre 2004 y 2008, en colaboración con técnicos de la DGSNET. Previamente, se revisaron los levantamientos estratigráficos realizados por Sofield (1998) y se digitalizó la cartografía de flujos de lava del sector N del VSS realizada por este autor.

Se describieron en detalle un total de 137 afloramientos para estudiar depósitos piroclásticos (Figura 4, anexo 3.1) ubicados sobre y en los alrededores del edificio central del CVSS y en algunos de los edificios monogenéticos más representativos. Los afloramientos de DF-1 a DF-99 y de DF-200 a DF-211 fueron seleccionados por presentar secuencias de depósitos piroclásticos de interés para la investigación y han sido representados con diferentes colores en el mapa de la Figura 4, según la secuencia de depósitos más representativa que se describió en cada uno de ellos. El afloramiento DF-47 corresponde al sitio arqueológico El Cambio (Figura 2), donde aprovechando la realización de trabajos de recuperación arqueológica en 2005 y 2006-2007, se realizó el levantamiento estratigráfico de detalle en 39 pozos de excavación (anexo 3.2).

Durante los trabajos de campo, se recolectaron un total de 61 muestras de depósitos piroclásticos: unidades de caída (37), de flujo (12) y de oleada piroclástica (12). En nueve afloramientos fue posible además la descripción (tamaño, volumen, orientación y alcance máximo) y muestreo de fragmentos balísticos relacionados con depósitos de caída o de flujo piroclástico de las secuencias estudiadas.

Los afloramientos DF-101 a DF-137 son localizaciones donde se describieron y muestrearon depósitos efusivos, principalmente flujos de lava en el interior del cráter del Boquerón, en las laderas SE y NE del edificio volcánico y en la planicie de la ciudad de San Salvador (anexo 3.3). Se muestrearon también algunos de los depósitos efusivos del antiguo VSS, en la base del edificio antiguo, en la base del cerro el Jabalí y en la cima del cerro El Picacho.

Los levantamientos estratigráficos consistieron en la elaboración de columnas estratigráficas y la descripción de las características físicas y texturales de los depósitos (anexo 4). Se tomaron datos de espesor, tipología, descripción de contactos entre diferentes niveles, descripción de componentes y máximo tamaño de clasto (promedio de 5 fragmentos) en el caso de depósitos piroclásticos, entre otros. Las descripciones y columnas estratigráficas se digitalizaron para trabajar la correlación de los depósitos identificados en áreas proximales y distales del edificio volcánico (anexo 5). La leyenda de tramas y colores utilizada para la representación de las unidades de depósitos piroclásticos y efusivos se encuentra en el anexo 6.

La integración de esta información con los aportes de trabajos previos permitió construir la propuesta de la secuencia estratigráfica general del VB.

### **1.6.3. Caracterización de secuencias eruptivas (tratamiento de datos)**

Con el fin de caracterizar en detalle los depósitos más representativos del VB, se realizaron diferentes tipos de preparaciones y análisis de las muestras recolectadas para la obtención de datos físicos, químicos y geocronológicos.

#### **Depósitos piroclásticos**

- 25 análisis granulométricos de depósitos de caída, realizados en el Laboratorio de Suelos de la Universidad Politécnica de El Salvador y en el Laboratorio de Sedimentología de la UNAM. Cálculo de parámetros de Inman.
- Cálculo de densidades de los fragmentos juveniles y líticos de los principales depósitos de caída.
- 50 análisis modales de depósitos piroclásticos de caída de las secuencias G1, G2 y B1, con lupa binocular y contador de puntos.
- Preparación de 6 láminas delgadas y análisis petrográfico de muestras de balísticos.
- 11 análisis químicos de roca total por Fluorescencia de Rayos X, sobre fragmentos juveniles seleccionados de los principales depósitos piroclásticos de caída, en el Laboratorio de Geoquímica



Isotópica de la UNAM (LUGIS). Los datos se integraron a la base de datos geoquímicos de flujos de lava (anexo 7).

- 8 análisis de  $^{14}\text{C}$  sobre muestras de carbón y suelos relacionadas con depósitos piroclásticos de caída. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Radiocarbono de la UNAM por el método de síntesis del benceno y por el Laboratorio de Espectrometría de Masa de la Universidad de Arizona. Previamente, para las muestras de suelo se realizó una determinación del contenido de carbono y nitrógeno en el Laboratorio de Edafología del Instituto de Geología de la UNAM (anexo 8).

### **Depósitos efusivos (flujos de lava)**

- Análisis petrográfico de 19 láminas delgadas de muestras de flujos de lava (anexo 7.1).
- 31 análisis geoquímicos de roca total (elementos mayores y traza) por Fluorescencia de Rayos X (FRX), sobre muestras pulverizadas de flujos de lava, en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica de la UNAM (LUGIS). Todos los análisis se normalizaron en base anhidra.
- Ampliación de la base de datos geoquímicos de rocas volcánicas en El Salvador compilada por DGSNET a partir de los trabajos de Carr y Rose (1987) y Chesner et al. (2003) principalmente. Esta base incluye 58 datos correspondientes al CVSS (Tabla 1 en anexo 7.2) estudiadas por Fairbrothers (1978) en el VB, Italtekná-Consult (1988) en los remanentes del antiguo VSS y Sofield (1998) en los volcanes monogenéticos. Los nuevos datos obtenidos en esta investigación se integraron a la base (Tabla 2 en capítulo 4 y anexo 7.3). Las muestras se clasificaron a través de diagramas TAS (Le Bas et al., 1986). Se analizaron las variaciones químicas de elementos mayores a través de diagramas de Harker y de elementos traza con diagramas de araña normalizados. Los gráficos se realizaron con el software PetroGraph<sup>®</sup> (Petrelli, M., 2005). Se plantearon diversas hipótesis y problemáticas a investigar en futuros proyectos de investigación, para profundizar en el entendimiento de los procesos de evolución magmática en el CVSS.

### **1.6.4. Caracterización de estilos y mecanismos eruptivos (análisis e integración de información)**

A partir de la obtención de los parámetros físicos de las principales secuencias de depósitos piroclásticos y con el fin de obtener información sobre el tipo y magnitud de las erupciones que las generaron se desarrollaron las siguientes actividades:

- Construcción de la base de datos de balísticos asociados a los depósitos de caída y de oleada piroclástica de las principales secuencias de depósitos del VB.



- Elaboración de la cartografía preliminar de la distribución de los depósitos de flujo piroclástico (G1, G2 y B1) y de oleada piroclásticas (Talpetate I, Talpetate II, Talpetate >3 ka) descritos en las secuencias del VB.
- Elaboración de los mapas de isopacas de los principales depósitos de caída y de oleada piroclástica del VB (secuencias G1, G2, B1, Talpetate I y II). Adicionalmente se construyó el mapa preliminar de isopacas del cono de escorias El Playón. Estos mapas se elaboraron a partir de la interpolación de los datos de espesores utilizando el método *Radial Basis* en el software Surfer<sup>®</sup>. El cálculo de áreas afectadas y de volumen de los depósitos se realizó utilizando como base el MDE del área de estudio en este mismo software.
- Elaboración de los mapas de isopleas de los depósitos principales de caída del VB (secuencias G1, G2 y B1) para el cálculo de altura de columna de las erupciones que los generaron. Las isopleas se generaron en el software ArcGIS<sup>®</sup> usando el método *Spline-Tension* el cual proporcionó el mejor ajuste de las isolíneas a los datos existentes. Las áreas calculadas dentro de cada isoplea se graficaron contra el tamaño de fragmento que representan y los resultados se usaron en los modelos de cálculo de altura de columna propuestos por Carey y Sparks (1986).

### **1.6.5. Evaluación de peligros (elaboración de productos finales)**

De la reconstrucción de la historia eruptiva del VB y la revisión de trabajos previos se identificaron como principales procesos volcánicos potencialmente peligrosos: La emisión de gases, los flujos de lava, la caída de piroclastos (proyección de balísticos, caída de tefras), los flujos y oleadas piroclásticas y la producción de lahares (flujos de escombros) *syn* y *post*-eruptivos. La síntesis de la información histórica, estratigráfica, la caracterización físico-química de los depósitos piroclásticos y los datos geocronológicos de erupciones pasadas permitió la definición de 3 escenarios de peligro para los procesos volcánicos primarios de caída de cenizas, emisión de proyectiles balísticos, oleadas piroclásticas y flujos piroclásticos.

El trabajo geológico de campo permitió delimitar áreas afectadas por los productos de erupciones pasadas. Se aplicaron diferentes modelos matemáticos para la simulación de los distintos fenómenos eruptivos, con el fin de reducir, al menos parcialmente, la subjetividad del trabajo realizado por cada investigador. Los criterios para la selección de los software utilizados en esta investigación (Tabla 1) fueron su accesibilidad y la adecuación de la reproducción a la física del fenómeno simulado.

En general, las simulaciones para cada proceso volcánico proveen las áreas afectadas y el alcance potencial de los productos eruptivos. Estos resultados se digitalizan y georreferencian sobre el MDE en el software ArcGIS<sup>®</sup> para convertirlos en archivos de capa (*shapefiles*), cuya adecuación (colores, leyendas, escala, otros elementos) permite la construcción de los mapas finales.

Tabla 1: Software de simulación de procesos volcánicos utilizados en la investigación

PROCESO VOLCÁNICO	SOFTWARE	AUTORIA
Caída de Cenizas	ASHFALL <sup>®</sup>	Hurst, W., 1994. Institute of Geological & Nuclear Sciences (Nueva Zelanda) basado en el software Difuse 2 (Universidad de Pisa, Italia).
Proyección de Balísticos	BALLISTIC	Alatorre-Ibargüengoitia, M., 2003, 2006 Instituto de Geofísica, UNAM
Flujos piroclásticos	TITAN 2D <sup>®</sup>	Pitman, E.B. et al., 2003. Geophysical Mass Flow Group, 2007. University at Buffalo.
Oleadas piroclásticas	FLOW3D (Cono de energía)	Malin y Sheridan, 1982. Department of Geology. Arizona State University.

Los mapas de escenarios de peligro muestran de forma gráfica las posibles zonas de distribución de los productos de una futura erupción, con diferentes grados de afectación, relacionados a diferentes escenarios definidos con base en la tasa de ocurrencia de erupciones de diferente magnitud en el historial del CVSS. Son también mapas de pronóstico ya que intentan definir cuál puede ser el comportamiento de un evento eruptivo futuro.



## **2. Marco geológico del área de estudio**

### **2.1. Marco Geodinámico**

El Salvador, en el sector N de América Central (antiguo bloque Chortis) está situado sobre los márgenes N y W de la Placa Caribe (Bosse et al., 1976; Carr et al., 1977; Rogers et al., 2002), donde la corteza tiene un espesor promedio de 35 km bajo la cordillera volcánica (Carr, 1984; Carr et al., 2004). En el límite N-NW, se encuentra el sistema de fallas transcurrentes sinistralas Motagua-Polochic, que se mueven a razón de 19 mm/año y conforman el punto triple entre las placas de Cocos, del Caribe y Norteamericana. En el margen W, se sitúa la trinchera mesoamericana, producto de la subducción de la litosfera relativamente joven de la Placa de Cocos (<25Ma) bajo la Placa del Caribe, a razón de 72-86 mm/año (Figura 5; De Meets, 2001; Rogers et al., 2002; Dewey et al. 2004).

Producto de esta subducción es la formación del CAVA, del cual el CVSS y el conjunto de la Cordillera Volcánica salvadoreña forman parte (Stoiber y Carr, 1973; Bosse et al. 1976; Carr et al., 1977, 2004; Carr, 1984; Rose et al. 1999). El CAVA, que se extiende con una longitud de 1,100 km, en dirección NW-SE, desde el sur de México hasta el norte de Panamá, a unos 150-175 km al NE de la trinchera mesoamericana (Figura 5), está conformada por 75 volcanes con composiciones basálticas a andesíticas, 31 de los cuales tuvieron actividad en época histórica (Simkin et al., 2000; Carr et al., 1984, 2004). Estos edificios volcánicos se sitúan en el interior o en los bordes de una depresión tectónica tipo graben, que se extiende longitudinalmente subparalela a la costa pacífica, con ancho promedio de 10 a 20 km, aunque alcanza los 40 km en El Salvador y los 50 Km en el centro de Nicaragua (Meyer-Abich, 1956; Stoiber y Carr, 1973; Carr y Stoiber, 1977; Carr et al., 2004). Stoiber y Carr, 1973; Carr y Stoiber, 1977 y Carr, 1984 consideran que el CAVA está dividido en ocho segmentos estructurales controlados tectónicamente, con diferentes características geológicas y geofísicas en cada uno de ellos. El segmento de El Salvador tiene una extensión aproximada de 240 km y ha presentado una intensa actividad sísmica y volcánica, esta última continua desde el Mioceno Temprano (Carr, 1984; Martínez et al., 2004; Corti et al., 2005; Agostini et al., 2006).

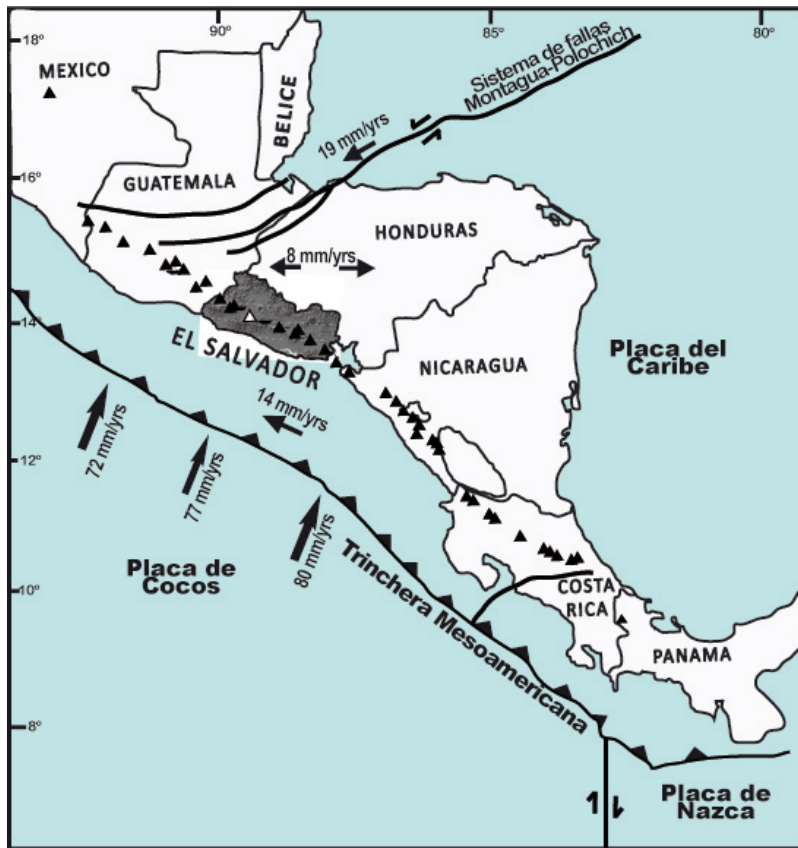


Figura 5: Marco geodinámico del CAVA. Se muestran las tasas de movimiento de la Placa de Cocos, del antearco de la Placa Caribe y del Sistema de Fallas Motagua-Polochic (DeMets, 2001; Alvarado et al., 2008; Rodríguez et al., 2009). La tasa de divergencia al S-SE de este sistema de fallas fue determinada por Guzmán-Speziale (2006)

Los estudios de deformación cortical y de sismicidad indican que la convergencia entre la Placa de Cocos y del Caribe al N de América Central es oblicua ( $10^{\circ}W$ ), con una componente normal perpendicular a la cordillera volcánica y una componente horizontal, evidenciada por el movimiento dextral hacia el NW, paralelo a la trinchera, de la porción frontal (antearco) de la placa Caribe, a razón de entre  $16 \pm 2$  mm/año en Nicaragua (De Mets, 2001; Alvarado, 2008; Correa-Mora, 2009). En El Salvador y Guatemala la tasa de desplazamiento del antearco es menor ( $14 \pm 2$  mm/año), posiblemente debido a la extensión hacia el E del arco volcánico (DeMeets, 2001; Martínez et al., 2004; Alvarado 2008; Correa-Mora, 2009). Recientemente, Alvarado (2008) señala que la dirección de convergencia de la Placa Cocos y Caribe en el sector de El Salvador es ortogonal, de manera que la partición de esfuerzos en la zona de subducción no puede explicar el movimiento del antearco hacia el NW, siendo el empuje del antearco nicaragüense la posible razón de este movimiento (Correa-Mora, 2009).

Estos trabajos abonan la hipótesis de segmentación del CAVA (Stoiber y Carr, 1973; Carr et al. 1977, 2004; Carr, 1984), sugiriendo que los diferentes tramos en los lineamientos de volcanes son producto de las estructuras tectónicas y discontinuidades en la placa continental del Caribe y de la convergencia oblicua de la Placa de Cocos bajo de esta (Carr et al., 2004).

La tasa de convergencia entre las placas Cocos y Caribe ha tenido variaciones durante el Neógeno (últimos 23 Ma), provocando cambios en el ángulo de buzamiento de la losa subducida (de los 30° a los 45-50° actuales; Carr 1984; Rogers et al., 2002), lo que se ha traducido en cambios en la posición del frente volcánico en el continente, así como en las tasas de efusión de magmas, provocando que el volcanismo sea episódico (Rogers et al, 2002). Estudios de tomografía sísmica (Rogers et al. 2002) indican que la Placa de Cocos presenta un *gap* de 300 km de ancho, a profundidades entre 100 y 500 km; siendo la parte superior de la losa subducida la correspondiente al plano Wadati-Benioff, zona de interfaz entre las dos placas y productora de sismos (Carr et al. 1984; Rogers et al., 2002; Dewey et al., 2004; Guzmán-Speziale, 2006).

Al inicio del Mioceno (23 Ma) la placa Farallón se divide, a través de la dorsal del Pacífico Este, en las Placas de Cocos y Nazca, con una tasa de dispersión de 96 mm/año. Durante el Mioceno Medio (19 a 10 Ma) se produce un incremento de la tasa de convergencia (180-210 mm/año) que tiene su respuesta en una mayor extrusión de magmas en la placa continental (*ignimbrite flare-up* miocénico, formación de calderas volcánicas de gran volumen), un incremento en el ángulo de subducción y finalmente la rotura y hundimiento de la placa que subduce. El cambio de ángulo de subducción en este periodo se traduce en un desplazamiento N-S de los centros eruptivos en el continente. En El Salvador, pueden reconocerse actualmente diferentes alineaciones de volcanes, desde la frontera N con Honduras hasta su posición actual, que se agrupan en dos grandes cordilleras: La norte del Oligoceno-Mioceno y la cordillera volcánica actual de edad Pliocena-holocena (Figura 6; Rogers et al., 2002; Hernández., 2009). Finalmente, en el Mioceno Tardío (12 a 7 Ma) se produce la rotura y hundimiento de la placa que subduce, permitiendo la inyección del manto más boyante en la zona de rotura y generando el levantamiento epirogénico de la parte central del continente (centro y S de Honduras; Rogers et al., 2002). La capacidad de arrastre de la placa subducida disminuye y se reduce la tasa de convergencia hasta los valores actuales (72-86 mm/año), manteniéndose estacionaria en el Plioceno y específicamente en los últimos 2.5 Ma (Rogers et al., 2002).

En el Plioceno se produce el desarrollo progresivo del Graben Central, con vulcanismo explosivo y efusivo desde diferentes centros eruptivos. Durante el Pleistoceno se incrementa el hundimiento en la parte central del graben y continúa la actividad volcánica, densificando la cordillera volcánica. La tasa de hundimiento del graben en Nicaragua se calculó en 1.6 mm/año y en El Salvador se encontraron depósitos de relleno de 1500-2000 m de espesor en el Valle de Zapotitán (Hernández, 2009).



El campo de esfuerzos a lo largo del arco volcánico es el resultado de la influencia de la compresión a lo largo del contacto de las Placas Cocos y Caribe, el movimiento hacia el NW del antearco y de la extensión E-W en la región detrás del arco, a razón de 8 mm/año, produciendo la generación de una docena de grabens de dirección N-S en Honduras, algunos de los cuales tienen continuidad en el N de El Salvador (grabens de Ipala y Citalá-San Ignacio) (Rogers et al., 2002; Guzmán-Speziale, 2006). Como resultado, se genera un sistema de fallas transcurrentes dextrales, subparalelas y al N del arco volcánico, que constituyen la Zona de Fallas de El Salvador (ESFZ, por sus siglas en inglés; Martínez et al., 2004; Agostini et al., 2006; Corti et al., 2005; Guzmán-Speziale, 2006), con diferentes familias de fallas normales asociadas (Figura 6).

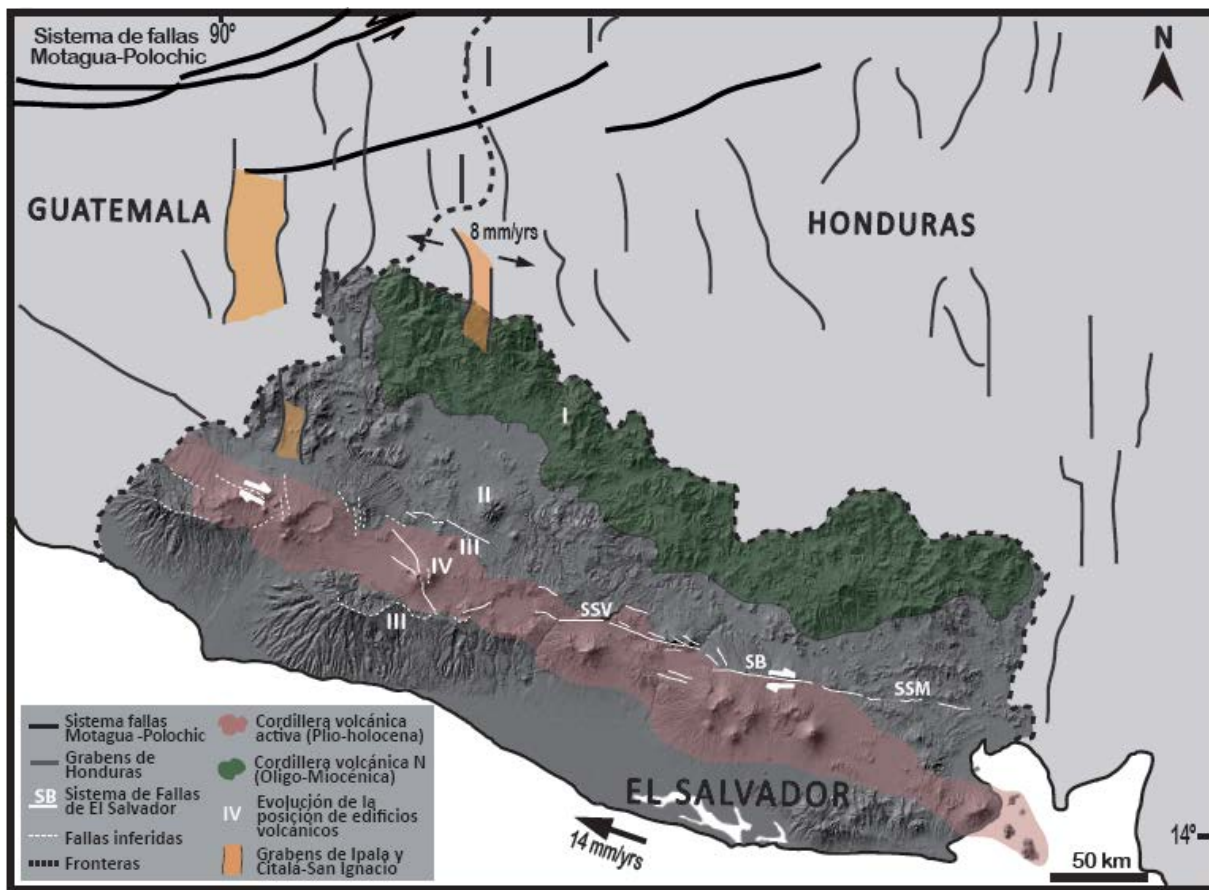


Figura 6: Los cambios en la tasa de subducción de la Placa de Cocos provocaron el desplazamiento de los centros volcánicos desde la zona norte durante el Oligoceno-Mioceno, hasta la posición de la Cordillera Volcánica activa en el Plioceno-Holoceno (I-IV). Esta última está situada en una estructura tectónica tipo graben, delimitada por la Zona de Fallas de El Salvador (ESFZ; Martínez et al., 2004), sistema de fallas transcurrentes dextrales, en el que se han reconocido diferentes segmentos: SB-Segmento Berlín; SSV- Segmento San Vicente (Corti et al. 2005) y SSM - San Miguel (Canora et al., 2010).

El movimiento de las fallas asociadas al arco volcánico produce parte de la intensa sismicidad en El Salvador, con sismos de magnitudes entre  $5.7 > M_s < 6.9$  y profundidades menores a 50 km, estimándose una recurrencia promedio de 2.5 años. La otra fuente principal de sismicidad es la subducción de la Placa de Cocos, con sismos de magnitudes  $>7$  (Dewey et al., 2004; Martínez et al., 2004; Guzmán-Speziale, 2006), algunos de los cuales inducen sismicidad en el arco volcánico (Martínez et al., 2004).

La actividad volcánica tiene su origen en la fusión parcial de la cuña del manto bajo la Placa del Caribe, a profundidades de 80 a 150 km de la placa subducida de Cocos, que añade agua y elementos incompatibles al manto. La zona de fallas transcurrentes dextrales que delimitan el graben y la cordillera volcánica inician en la base de la corteza continental, abriendo canales para la intrusión y el ascenso de magmas (Carr et al., 2004). Sin embargo, la posición de los volcanes está controlada por las características geológicas de la corteza continental y la ubicación de familias de fallas normales (Figura 7), asociadas a la zona de fallas principal (Bosse et al., 1976; Carr et al., 1984, 2004).

## **2.2. Marco Tectónico-Estructural**

El desarrollo tectónico del graben central que contiene la cordillera volcánica activa es complejo y está estrechamente vinculado a la actividad volcánica. El mapa de fallas de El Salvador, así como otros trabajos previos, muestran la existencia de cuatro familias de fallas de dirección E-W, NW-SE, N-S y NE-SW distribuidas por todo el país (Figura 7a; Meyer-Abich, 1956; Bosse et al., 1976; Stoiber y Carr, 1973; Carr 1984; Italtেকna Consult, 1988).

El sistema de fallas principal, con rumbo E-W, discurre paralelo a la línea de costa, al norte de la línea de volcanes y se extiende por casi 200 km desde el Lago de Ilopango hacia la frontera E con Honduras, controlando la posición del graben central y de los principales estratovolcanes activos (Meyer-Abich, 1956; Bosse et al., 1976). Evidencias geológicas, estructurales y geomorfológicas analizadas en los últimos años muestran que este sistema de fallas constituye una gran estructura tectónica, la Zona de Fallas de El Salvador (ESFZ), con orientación  $N94^\circ E$  y buzamiento  $70^\circ S$ , que incluye diversos segmentos estructurales (Martínez et al., 2004; Corti et al., 2005; Agostini et al. 2006). La ESFZ tiene cinemática transcurrente lateral derecha y rasgos típicos de fallas de desgarre, como escarpes prominentes y drenajes con desplazamiento horizontal de 11 mm/año y de 1 mm/año para la componente vertical. Esta estructura afecta depósitos pleistoceno-holocénicos (Martínez et al., 2004; Corti et al., 2005; Agostini et al., 2006).

Se han estudiado dos segmentos principales de la ESFZ, el segmento San Vicente y el segmento Berlín (Martínez et al., 2004; Corti et al., 2005) y otros dos han sido inferidos con base en modelos de elevación digital de alta resolución, el segmento San Miguel al E de El Salvador (Canora et al., 2010) y el segmento entre Ahuachapán y el Volcán Santa Ana al W (Figuras 8 y 9; Corti et al., 2005; Agostini et al., 2006). Estos segmentos aparecen escalonados y se sobreponen parcialmente formando estructuras *pull-apart* (Figura 7a). La actividad volcánica está presente en estos segmentos y ausente en las cuencas interiores de los *pull-apart*, aunque diversos volcanes monogenéticos están situados en sus bordes.

Adicionalmente se han identificado diversos conjuntos de fallas subordinadas a la ESFZ: Fallas sintéticas (WNW-ESE (N110°E);  $\sigma_2$ -NNE-SSW), antitéticas (NNW-SSE a N-S (N170-180°E);  $\sigma_1$ -N155°E) y tensionales (NW-SE (N130°E);  $\sigma_3$ -N65°E) (Corti et al., 2005). Las familias de fallas descritas por autores previos pueden agruparse dentro estos sistemas subordinados. El sistema de fallas NW-SE, producto de los esfuerzos tensionales, se considera localmente predominante y determina la posición de muchos edificios volcánicos de la cordillera volcánica salvadoreña (Bosse et al., 1976; Carr 1984), como es el caso del CVSS entre otros, delimita la configuración de las cuencas *pull-apart* entre los segmentos del ESFZ y puede ser la responsable de la apertura del graben (Agostini et al., 2006).

El edificio central del CVSS (Figura 7) está delimitado en su sector meridional por el borde S del graben, representado por las dislocaciones de la ladera N de la Sierra del Bálsamo y al N por fallas escalonadas de rumbo ENE-WSE (Meyer-Abich, 1956; Bosse et al., 1976). Estas estructuras estarían asociadas al segmento San Vicente de la ESFZ, que se extiende a través de la Caldera de Ilopango, al N del Volcán de San Vicente hasta el área del Río Lempa (Agostini et al., 2006). En algunos sectores de la Sierra del Bálsamo se observan morfologías semicirculares y estructuras de colapso, que reflejan la coincidencia de los límites de la depresión con estructuras de caldera de complejos volcánicos más antiguos de edad pliocénica (e.g. Caldera de Jayaque; III en Figura 6) (Meyer-Abich, 1956; Italtেকna Consult, 1988; Sebesta, 2006; Hernández, 2009). Los rasgos morfológicos del VSS y del Volcán de Santa Ana indican que entre ellos se desarrolla una cuenca de tipo *pull-apart*, que relacionaría el segmento San Vicente con el segmento Ahuachapan-Santa Ana, e incluiría el Valle de Zapotitán y la Caldera de Coatepeque (Agostini et al., 2006). El borde E de este *pull-apart* estaría asociado al sistema de fallas tensionales NW-SE (N40W en este sector), que cruza el edificio principal del CVSS (Figura 7b) y donde se ubican una gran parte de los volcanes monogenéticos asociados, principalmente conos de escorias.

El CVSS está afectado además por otros sistemas de fallas que funcionan de forma subordinada, uno de dirección WNW-ESE (N65W), donde se localizan diversos volcanes monogenéticos tipo maar (Figura 7b; Meyer-Abich, 1956; Italtেকna Consult, 1988; Sofield 1998) y otro de dirección N-S en la ladera W del Cerro El Picacho, que controlan el colapso del antiguo VSS. Estos sistemas de fallas están presentes en todo el AMSS (Schmidt-Thomé, 1975; Sofield, 1998).

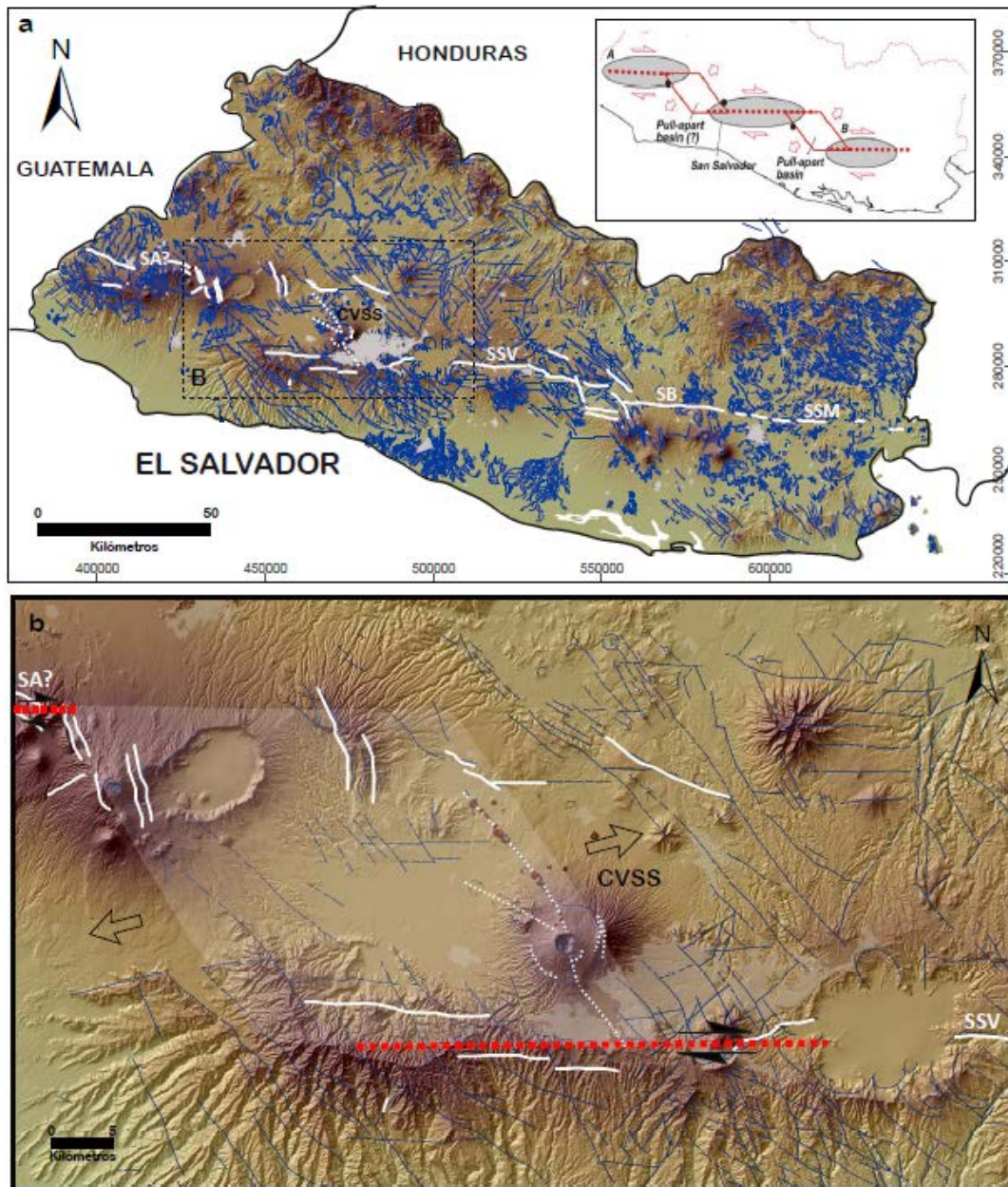


Figura 7: a) Mapa tectónico de El Salvador 1:100.000 (modificado de Bosse et al., 1976), con los segmentos estudiados de la ESZF (Martínez et al., 2004), de oeste a este: SA?-Segmento Ahuachapán (Agostini et al., 2006); SSV- Segmento San Vicente, SB-Segmento Berlín (Corti et al. 2005) y SSM- Segmento San Miguel (Canora et al., 2010). Recuadro: Cuencas *pull-apart* que relacionan los segmentos de la Zona de Fallas de El Salvador (Agostini et al., 2006). b) Principales estructuras tectónicas del sector central de El Salvador y del CVSS, aparece sombreada la cuenca *pull-apart* entre los segmentos de San Vicente y Santa Ana-Auchapán.

### **2.3. Historia geológica y vulcanismo**

El Salvador está constituido casi enteramente por rocas volcánicas cenozoicas y cuaternarias. El basamento sedimentario del Jurásico y Cretácico inferior está expuesto solamente en el borde NW del país, donde se encuentran rocas de la formación Metapán, conformada por conglomerados ricos en cuarzo, calizas y areniscas con intercalaciones esporádicas de rocas volcánicas (Bosse et al., 1976).

La cordillera volcánica norte (Figura) está constituida principalmente por materiales de las formaciones Chalatenango y Morazán, del Oligoceno Medio al Mioceno Medio (de 35 a 13 Ma), que incluyen la alternancia de depósitos efusivos y piroclásticos de naturaleza principalmente félsica. Durante este periodo, la actividad volcánica se traslada al N de El Salvador, desde el centro de Honduras, con el desarrollo de grandes calderas (e.g. La Montañona, zona I en Figura 6). Del Mioceno Medio al Tardío (12 a 7 Ma), los centros eruptivos se desplazan progresivamente hacia el S, con la formación de calderas y estratovolcanes. Se produce después un periodo de inactividad volcánica, alrededor de los 7 a 5 Ma que se traduce en la formación de suelos rojizos de gran espesor (Carr et al., 2004; Hernández, 2009).

Desde finales del Oligoceno y durante todo el Neógeno, pero con especial intensidad en el Plioceno y Pleistoceno se desarrolló el graben central (Meyer-Abich, 1956; Schmidt-Thomé, 1975; Sofield, 1998; Hernández, 2009). En la mitad occidental de El Salvador, los bordes N y S del graben están conformados mayoritariamente por materiales de la Formación Bálsamo (Mioceno Tardío al Plioceno) y en el interior de la depresión afloran los materiales de la Formación Cuscatlán (Plioceno Superior-Pleistoceno), sobre los que reposan los materiales volcánicos más jóvenes (Pleistoceno Superior a Holoceno) de la Formación San Salvador (Figura 8; Bosse et al., 1976). En el sector del CVSS, el basamento de rocas volcánicas calco-alcalinas tiene más de 30 m de espesor (Schmidt-Thomé, 1975).

La formación Bálsamo está constituida por lavas basáltico-andesíticas, tobas de materiales piroclásticos y brechas. Estos materiales afloran al sur del CVSS, en la Sierra del Bálsamo, con más de 100 m de espesor y en el Cerro de Guazapa, al NE, remanentes de antiguas calderas y estratovolcanes del Mioceno y el Plioceno Temprano (e.g. Caldera de Jayaque y Volcán Guazapa). El Cerro San Jacinto, al SE del VSS es también de esta edad.

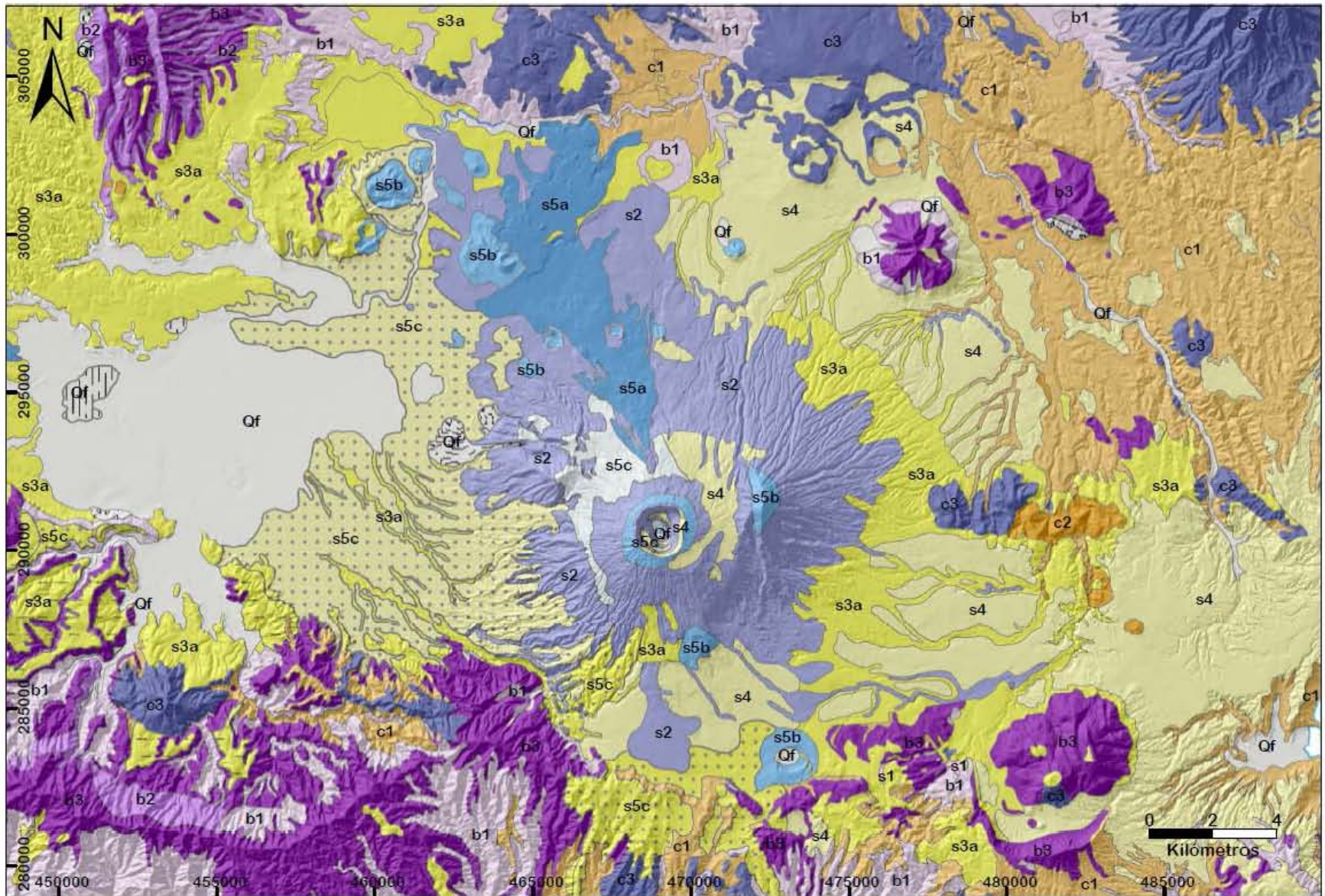
La formación Cuscatlán está compuesta principalmente de tobas riolítica y de sedimentos volcanoclásticos, superpuestos por domos riolíticos y lavas basálticas. Los materiales de esta

formación se encuentran en toda el área del CVSS y el AMSS, pero en su mayor parte están cubiertos por materiales más jóvenes. Tienen un espesor máximo de 80 m en la cordillera costera, unos 30 m en las orillas escarpadas del lago de Ilopango (Schmidt-Thomé, 1975) y afloran principalmente al E y NE de la ciudad de San Salvador (domos de los Cerros de Mariona y Santa Rosa) y en el interior de las quebradas más profundas (Schmidt-Thomé, 1975; Bosse et al., 1976). Estos materiales son producto de la actividad volcánica de calderas silícicas en el interior del graben, durante el Plioceno Tardío y el Pleistoceno Temprano, indicando un cambio en el estilo del vulcanismo.

La mayor apertura del graben y el hundimiento de su parte central durante el Pleistoceno favorecen la erosión de los edificios volcánicos y calderas preexistentes de la Formación Bálsamo y la aparición en su interior de nuevos estratovolcanes de menor tamaño (Bosse et al., 1976; Hernández, 2009), produciendo una densificación de la cordillera volcánica y un desplazamiento de los centros eruptivos hacia el S. En un primer episodio de formación, entre los 1.4 Ma y 100,000 años se construyeron los volcanes del Cerro Nejapa, Cerro Apaneca, Usulután, Berlín y San Vicente. El segundo episodio de densificación de la cordillera volcánica abarca los últimos 100,000 años, con la construcción de estratovolcanes y volcanes compuestos producto de la acumulación de flujos de lava y depósitos piroclásticos de composición calco-alcalina, desde basaltos a dacitas, siendo la mayoría andesitas de la Formación San Salvador. Estos volcanes son los que se consideran actualmente activos: Santa Ana, Izalco, San Salvador-Boquerón, Tecapa, San Miguel, Conchagua y Meanguera (Hernández, 2009).

En el área del CVSS, la Formación San Salvador inicia con series de rocas piroclásticas y epiclásticas amarillentas-café, de grano fino, de composición félsica (“tobas color café”), con espesores máximos de 25 m. Sobre estas se observan suelos de más de 1.5 m de espesor. Las rocas más jóvenes son lavas basáltico-andesíticas y la alternancia de depósitos piroclásticos y epiclásticos de color claro y naturaleza félsica (“Tierras Blancas”) con rocas efusivas de basálticas a andesíticas (Figura 8).

La tasa de producción de materiales volcánicos en el CAVA durante los últimos 200,000 años se estimó en 31-62 km<sup>3</sup>/Ma por cada km del arco (Rose et al., 1999). El volumen promedio de los estratovolcanes activos es de 100 km<sup>3</sup>, estimándose un volumen de 110 km<sup>3</sup> para el edificio central del CVSS (Carr, 1984; Carr et al., 2004). En el CAVA se encuentran también cinco calderas silícicas (Rose et al., 1999): Atitlán, Amatitlan y Ayarza en Guatemala y en El Salvador Coatepeque en el Complejo Volcánico de Santa Ana e Ilopango en el centro del país. Se estima que el volumen total emitido por las calderas en los últimos 200,000 años es de 300 a 500 km<sup>3</sup> (Rose et al., 1999).



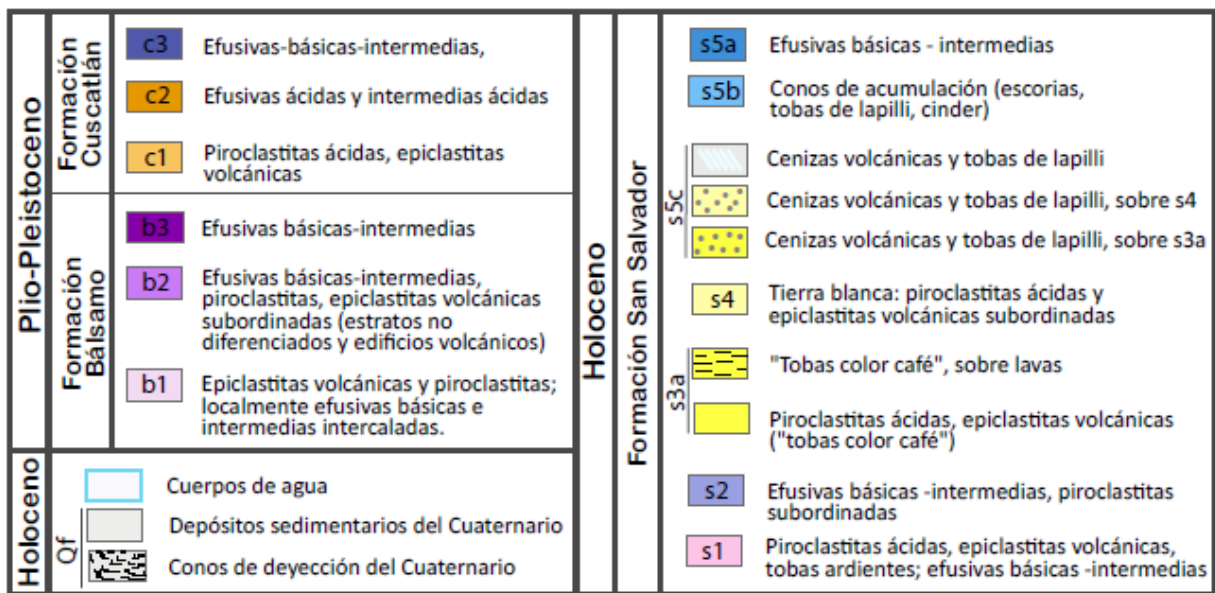


Figura 8: Mapa geológico del área de estudio, con base en el Mapa Geológico 1:100,000 de El Salvador (modificado de Bosse et al., 1976).

La historia de estas calderas es compleja y en gran medida anterior a los volcanes activos compuestos (>100,000 años), pero en parte se superpone a la actividad de estos (Rose et al., 1999). Para la Caldera de Coatepeque, actualmente ocupada por un lago de forma elíptica, se conocen los depósitos de cuatro grandes erupciones de tipo pliniano (Pullinger, 1998, Rose et al. 1999, Kutterolf et al., 2008). Los depósitos de estas erupciones, ocurridas en los últimos 80,000 años, fueron datadas por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : Bellavista ( $77 \pm 2$  ka, Rose et al., 1999), Arce ( $72 \pm 3$  ka, Rose et al., 1999), Congo (56.9 ka, Rose et al., 1999; 53 ka, Kutterolf et al., 2008) y Conacaste (51 ka, Kutterolf et al., 2008).

La Caldera de Ilopango, igualmente ocupada por un lago de  $74 \text{ km}^2$ , se desarrolló en diversas fases eruptivas durante las cuales tuvieron lugar más de una docena de erupciones explosivas plinianas, freatoplinianas y ultraplinianas (Vallance y Houghton, 2004; Hernández, 2009). Se desconocen los volúmenes y las dataciones de las erupciones de las tres fases iniciales (Meyer-Abich, 1956), cuyas ignimbritas asociadas son denominadas en su conjunto Tobas Inferiores (Italtekna Consult, 1988). La datación de una de las últimas ignimbritas antiguas reportó una edad de 2 Ma. (Vallance y Houghton, 2004). La última fase eruptiva de la caldera de Ilopango está representada por los productos félsicos de cuatro erupciones explosivas plinianas, ocurridas durante los últimos 40,000 años. Se trata de depósitos de caída, oleada piroclásticas e ignimbritas denominadas genéricamente Tierras Blancas (TB) por su coloración clara, lo cual permite que constituyan excelentes marcadores estratigráficos. Los productos



de la última de estas erupciones, la Tierra Blanca Joven (TBJ), datada en A. D.  $429 \pm 107$  (Dull et al., 2001), tienen una amplia distribución en todo el país. Afectaron asentamientos del Clásico provocando migraciones de las poblaciones prehistóricas hacia el N y el W. Las otras tres erupciones de esta fase fueron datadas por tefrocronología (Kutterolf et al., 2008) en 36,000 años para TB4, 30,000 años para TB3 y 16,000 años para TB2. Las erupciones del tipo efusivo han sido menores en la caldera de Ilopango y están asociadas a domos pericaldéricos en el escarpe NW y a los domos en el centro de la caldera que forman islotes. En el centro del lago emergen Las Islas Quemadas, resultado de la última erupción efusiva de la caldera, con la producción de domos de naturaleza dacítica en A. D. 1879-80 (Meyer-Abich, 1956).

La mayor parte de los estratovolcanes holocénicos en El Salvador y la caldera de Ilopango han tenido actividad eruptiva durante los últimos 2,000 años y muchos de ellos en época histórica, por lo que son considerados activos. Los volcanes de Santa Ana, San Miguel y San Salvador presentaron, al menos, una erupción en los últimos 100 años (Pullinger, 1998; Sofield, 1998; Escobar, 2003).

Actualmente, diversos procesos erosivos están activos en el área de CVSS. La poca consolidación de los materiales más jóvenes, aunado a las altas pendientes en los edificios volcánicos y a las cuantiosas e intensas precipitaciones (con promedio anual de 1800 mm) da lugar a procesos de inestabilidad de laderas (desprendimientos, deslizamientos y flujos de escombros). Estos procesos generan depósitos aluviales y coluviales que sedimentan en el fondo de ríos y quebradas (Schmidth-Tomé, 1975; Polo, 2006; Hernández, 2009). En el edificio central del CVSS se han identificado diversos depósitos de lahar interestratificados con los depósitos efusivos y piroclásticos en el sector S y E, algunos de los cuales tuvieron alcances de hasta 4 km (Major et al., 2001; 2004).

Por otra parte, la amplia actividad volcánica en la región resulta en una alta tasa relativa de flujo de calor, creando áreas de anomalía termal somera, que en algunos casos son explotadas en campos geotérmicos (Agostini et al., 2006).

## **2.4. Geomorfología y cálculo de volúmenes de los edificios del CVSS**

El edificio central del CVSS constituye el relieve más importante en la zona central de El Salvador. El edificio central del complejo tiene un área basal de  $205 \text{ km}^2$ , considerada en las cotas 470-550 msnm.

Los cerros El Picacho (1,952 msnm) al E, El Jabalí (1,400 msnm) al W y la parte basal del edificio volcánico en los sectores S y SW son los remanentes del antiguo VSS (Figuras 2 y 11), que en la actualidad presentan una pendiente media de 24.5°, aunque es mucho mayor en las ladera oriental del cerro El Picacho (Figura 9a, c y d), cuya cima constituye la altura máxima del CVSS.



Figura 9: a) Vista de la ladera oriental del Cerro El Picacho, con la red de drenaje desarrollada en forma radial; b) vista del Cerro el Jabalí desde el sur, con el VB al fondo, c) laderas interior y exterior del Cerro El Picacho, con fuertes pendientes, d) sector N del AMSS, asentada en la planicie de acumulación en la base del Cerro El Picacho al fondo y e) la capital San Salvador asentada en la planicie que se extiende desde el sector E del CVSS hasta el borde W de la Caldera de Ilopango y la Sierra del Bálamo al S.

Meyer-Abich, 1956; Italtekna Italconsult 1988 y Sofield 1998 postulan que el antiguo VSS pudo tener forma cónica, hasta alcanzar los 3,000 msnm, y que se destruyó parcialmente como consecuencia de una erupción freatoplíniana de gran magnitud. Esta actividad eruptiva causó el colapso del tercio superior del paleo-estratovolcán y la formación de una depresión elíptica (6.5x4 km) en el centro del edificio volcánico (Figura 2). Las laderas internas de esta depresión están preservadas únicamente en la parte occidental (interna) del Cerro El Picacho (Figura 9c), donde el escarpe de falla presenta una fuerte pendiente, cercana a la vertical, con una diferencia de altura máxima de 250 m (Sebesta, 2006). El resto de bordes de la depresión, situados a 1,200 msnm al N y W y a 1,400 msnm al S y SE, son observables someramente (Figura 10a), ya que fueron cubiertos por la acumulación de los productos efusivos del volcán joven Boquerón.

El VB tiene morfología cónica truncada, con una base de aproximadamente 24 km<sup>2</sup>, que se consideró situada en una cota promedio de 1,300 msnm en el interior de la depresión de colapso, una pendiente media de 14° en sus laderas y una altura máxima de 570 m (Figura 10b y c). La zona más alta de este volcán tiene su cota máxima al SW con 1,870 msnm y alturas promedio de 1,800 msnm al N y 1845 msnm en el resto del perímetro del cráter, con un diámetro promedio de 1.6 km. La base del cráter, de 600 m de diámetro, se sitúa entre los 1,325 y 1,350 msnm, siendo la profundidad promedio de 498 m (Figura 10d). El cráter constituye una cuenca endorreica y sus paredes internas presentan fuertes pendientes, produciéndose frecuentemente procesos de remoción de masa, tanto derrumbes como pequeños flujos de escombros de corto recorrido. Producto de la última erupción del volcán, en 1917, se formó en el interior del cráter el cono de escorias Boqueroncito, de 40 m de alto y 120 m de diámetro (Figura 10d). También se emitieron las lavas de tipo *a'a* o “malpaís” que pueden observarse en el flanco N del edificio volcánico, aún sin cobertura vegetal.

Los 25 edificios volcánicos monogenéticos del CVSS son principalmente conos de escoria de poca envergadura que en general no superan los 100 m de altura (Figura 3), con excepción de El Playón, al N del volcán principal, con 160 m de altura. Los maares, anillos de tobas y cráteres de explosión son estructuras de poca altura (entre 10 y 30 m), de pendientes muy suaves y prolongadas, algunos de los cuales están ocupados por lagunas.

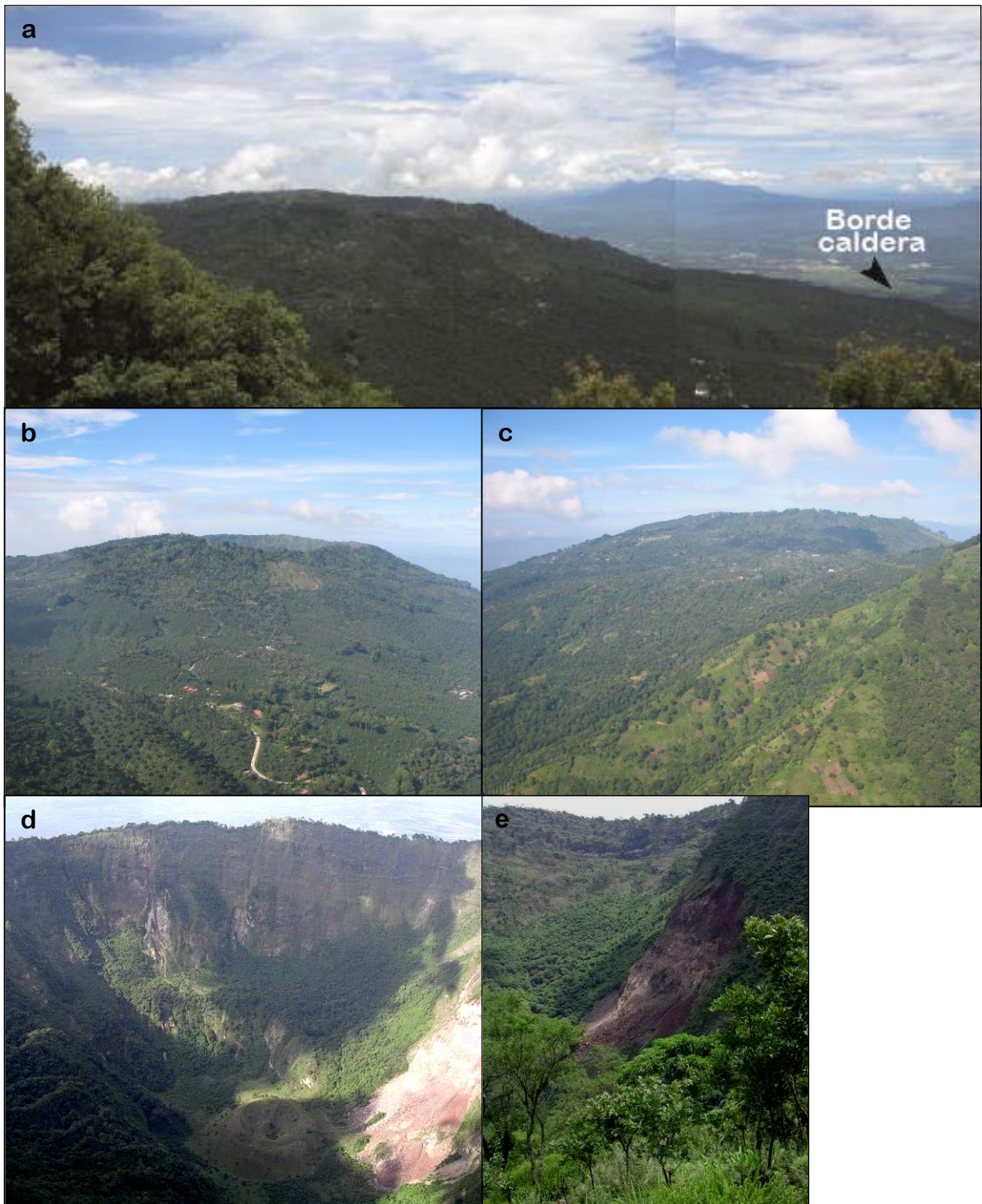


Figura 10: a) Vista aérea de la ladera N del VB, donde se señala el borde de la depresión originada por el colapso del antiguo VSS (cota 1200 msnm aprox.); en la planicie las lavas de la erupción de 1917 y al fondo parte del Valle de Zapotitán y el Complejo Volcánico de Santa Ana-Izalco, b y c) vistas aéreas del VB desde el NE y SE, el edificio joven y activo, tiene una pendiente media de  $14^\circ$  (fuente DGSNET, 2010); d) cráter del VB de 1.5 km de diámetro y 400 m de profundidad; en cuyo interior se observa el cono de escorias Boqueroncito y e) erosión por deslizamientos en las paredes internas, prácticamente verticales, del cráter Boquerón.

### 2.4.1. Cálculo de volúmenes del antiguo VSS y del VB

Carr, 1981 estimó el volumen del CVSS en  $110 \text{ km}^3$ . Con el fin de calcular los volúmenes del edificio central del CVSS, así como de obtener una estimación del volumen de materiales que colapsaron, se reconstruyó el antiguo VSS, usando el software Surfer<sup>®</sup> y el MDE del área de estudio con 10 m de resolución.

El volumen calculado para el edificio central actual del CVSS, que incluye los remanentes del antiguo VSS y el VB, se estimó en  $83.5 \pm 6 \text{ km}^3$  (Figura 11a). Los valores de error corresponden a los volúmenes a añadir por la variación en la cota considerada como base, 500 msnm para los cálculos, pero que en algunas partes es inferior (470 msnm).

Se calculó también el volumen del actual VB, considerando su base en una cota mínima de 1150 msnm. Utilizando la fórmula del volumen de un cono truncado se obtuvo una estimación de  $9 \text{ km}^3$ , restando del total un valor de  $0.8 \text{ km}^3$  correspondientes al volumen faltante en el cráter. Con el modelo de elevación digital se obtuvo un valor  $8.5 \pm 3 \text{ km}^3$  (Figura 11b). De igual forma, los valores de error corresponden a los valores de variación posibles considerando la base del VB entre las cotas 1150 y 1300 msnm.

Se obtuvo un volumen de  $75 \pm 5 \text{ km}^3$  para los remanentes del antiguo VSS, que corresponden al cuerpo del antiguo VSS que permaneció después del colapso y antes del inicio de la construcción del VB (Figura 11c).

Para la reconstrucción de la topografía completa del antiguo VSS antes de su colapso, se trazaron doce perfiles para prolongar las pendientes de los sectores remanentes (cerros El Picacho, El Jabalí y sector SW). Se obtuvo una altura máxima de 3,000 m, correspondiente a un posible cráter en la cumbre, que tendría una posición ligeramente al E-NE del cráter actual y un diámetro menor a 1 km. El volumen total de este edificio volcánico se estimó en  $93.8 \pm 6 \text{ km}^3$  (Figura 11d). Cabe señalar que la parte más alta de esta reconstrucción muestra altas pendientes y es posible que la altura máxima del antiguo VSS fuera menor (2,700-2,800 msnm) con un cráter más amplio.

Con estos datos fue posible determinar que el volumen de la parte reconstruida se encuentra en un rango entre 13 y  $19 \text{ km}^3$  ( $94 \text{ km}^3 - 75 \text{ km}^3$ ). Así, se estimó que el volumen del conjunto del material colapsado del antiguo VSS fue de  $16 \pm 3 \text{ km}^3$ .

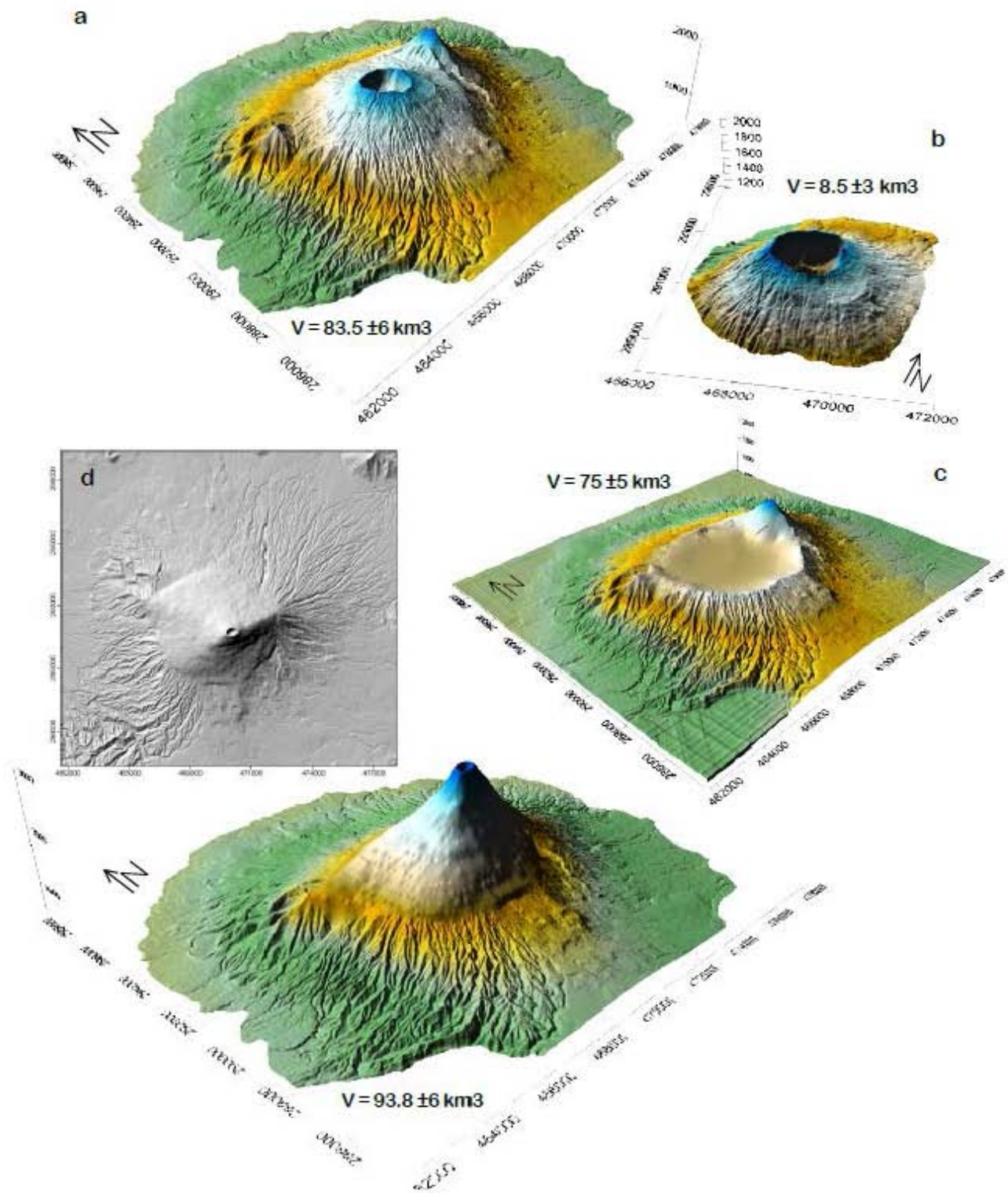


Figura 11: a) Estructura del edificio central actual del CVSS (VSS y VB); b) Cono truncado considerado para el cálculo de volumen del VB, c) remanentes del antiguo VSS posteriores a su colapso y d) reconstrucción de la topografía y del modelo de elevación digital del antiguo Volcán de San Salvador. Todas las figuras con exageración del eje z de 2:1.

## 2.5. Hidrología e hidrogeología

La densa red de drenaje desarrollada sobre las laderas del antiguo VSS es resultado de los procesos de erosión que han actuado por largo tiempo. Esta red tiene estructura radial y está constituida principalmente por quebradas de corto recorrido, pero anchas y profundas de hasta 60 metros (Sebesta, 2006; Polo, 2006). En las cabeceras de estas quebradas pueden identificarse escarpes y en el interior de ellas se encuentran frecuentemente depósitos de derrumbes y flujos de escombros. Estos cauces son muy rápidos y albergan caudales de bajos a moderados, muchas veces estacionales que no tienen puntas de crecida demasiado grandes, aunque al urbanizarse de forma creciente el territorio, ocurren frecuentes inundaciones (Polo, 2006). La red de drenaje desemboca al pie del edificio volcánico dando lugar a formas de sedimentación de tipo planicies de acumulación y conos aluviales (Sebesta, 2006), como es frecuente en el conjunto de estratovolcanes del país (Figura 9d y e).

La red de drenaje en el VSS forma parte de las cabeceras de dos cuencas principales (Figura 12): los sectores W, N y NE del edificio volcánico pertenecen a la cuenca del Río Sucio que drena el Valle de Zapotitán y las quebradas del sector S, SE y E pertenecen a la subcuenca del Río Acelhuate, que drena hacia el río Lempa al N. En el AMSS se encuentran también parte de las cabeceras de los ríos Quezalapa y Jiboa-Lago de Ilopango que drenan directamente hacia la costa pacífica.

Por otra parte, el edificio central del CVSS es considerado una de las principales zonas de recarga de aguas subterráneas del sector central de El Salvador, junto con las laderas de la Sierra del Bálsamo. Se estima que los materiales del edificio volcánico permiten la infiltración y almacenamiento del 40% de la precipitación pluvial en el sector (Barry, 1994; Cuellar y Duarte, 2001; Polo, 2006). Los cuerpos acuíferos del AMSS se encuentran en materiales piroclásticos, pero estudios recientes indican que son los materiales efusivos (lavas) los que tienen un mayor potencial de explotación. Como ocurre con la red superficial, la parte más alta del VB constituye el parteaguas de los acuíferos presentes en el subsuelo de San Salvador y el AMSS (Figura 13). Estos son el acuífero de San Salvador-Ayutuxtepeque (conocido como acuífero San Salvador) que recoge las aguas del sector oriental y drena hacia el SE; de Zapotitán-La Libertad que recoge las aguas del sector occidental y drena hacia el WNW y del acuífero Nejapa-Apopa que recoge las aguas de la ladera N y drena hacia el NE. Las isolíneas de flujo de estos acuíferos (DGSNET, 2005) no corresponden exactamente al de los cursos fluviales en superficie.

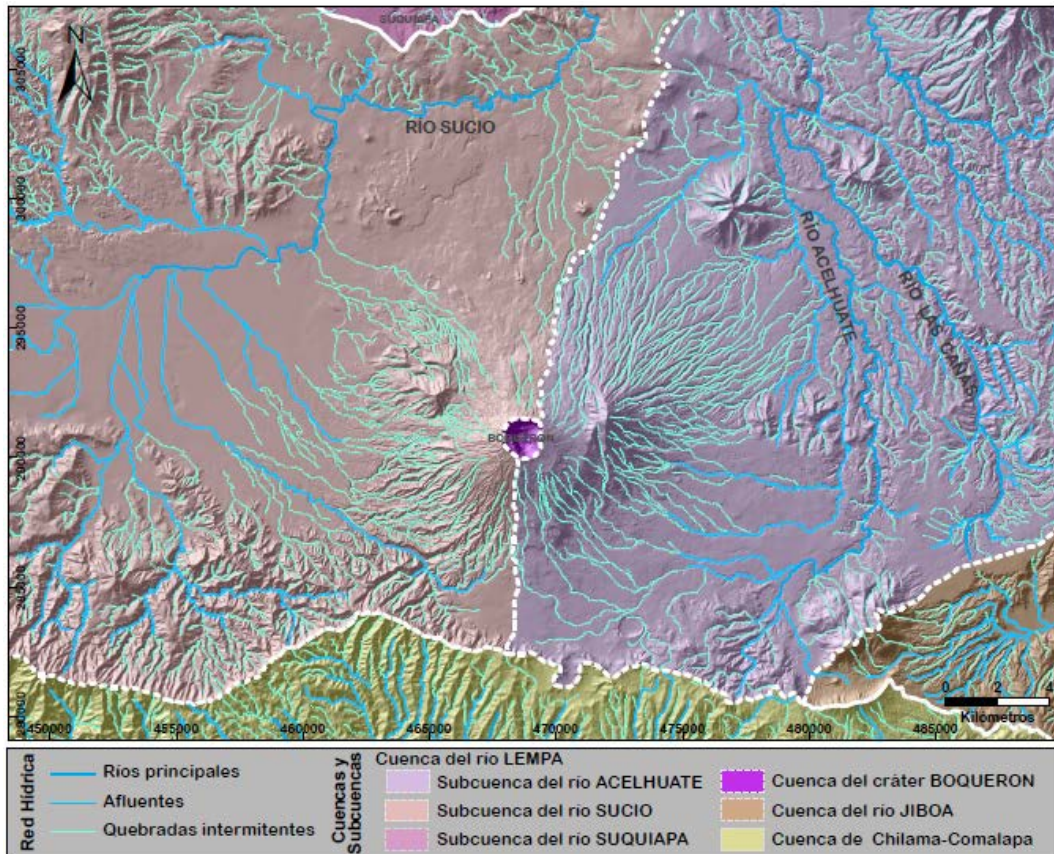


Figura 12: Mapa hidrológico del área de estudio (modificado de SNET, 2005). El VSS-VB pertenece a la cuenca del río Lempa, y constituye el parte aguas y cabecera de dos subcuencas principales: La de río Acelhuate al E y la del río Sucio al W.

El acuífero San Salvador tiene una extensión de 70 km<sup>2</sup> (Barry, 1994), su flujo dominante es W-E y se considera semiconfinado en gran parte de su extensión (Figura 13). Está limitado al S por las laderas de la Sierra el Bálsamo y al N por las elevaciones de los cerros El Carmen-Milingo y Mariona. Es un acuífero multicapa, formado por la alternancia de niveles efusivos, permeables por fisuración y niveles piroclásticos, con distintos grados de permeabilidad y que en muchos ocasiones constituyen acuitardos (Polo, 2006). Se considera que tiene dos niveles: Uno en la Formación San Salvador, de alta permeabilidad y poco espesor y otro profundo en la Formación Cuscatlán, de mediana productividad. En la base se encuentran los materiales consolidados e impermeables de la formación Bálsamo. No se conoce bien la relación entre el acuífero superior y el inferior, pero cabe la posibilidad de que algunos pozos los pongan en contacto. Los niveles freáticos en el área de San Salvador se encontraban entre los 30 y 200 m en los años 60's (Schmidt-Thomé, 1975) y presentaron descensos continuados (1 m/año desde 1969) debido a la reducción de las áreas de infiltración por urbanización (Barry, 1994, Cuellar y Duarte, 2001, Polo, 2006).



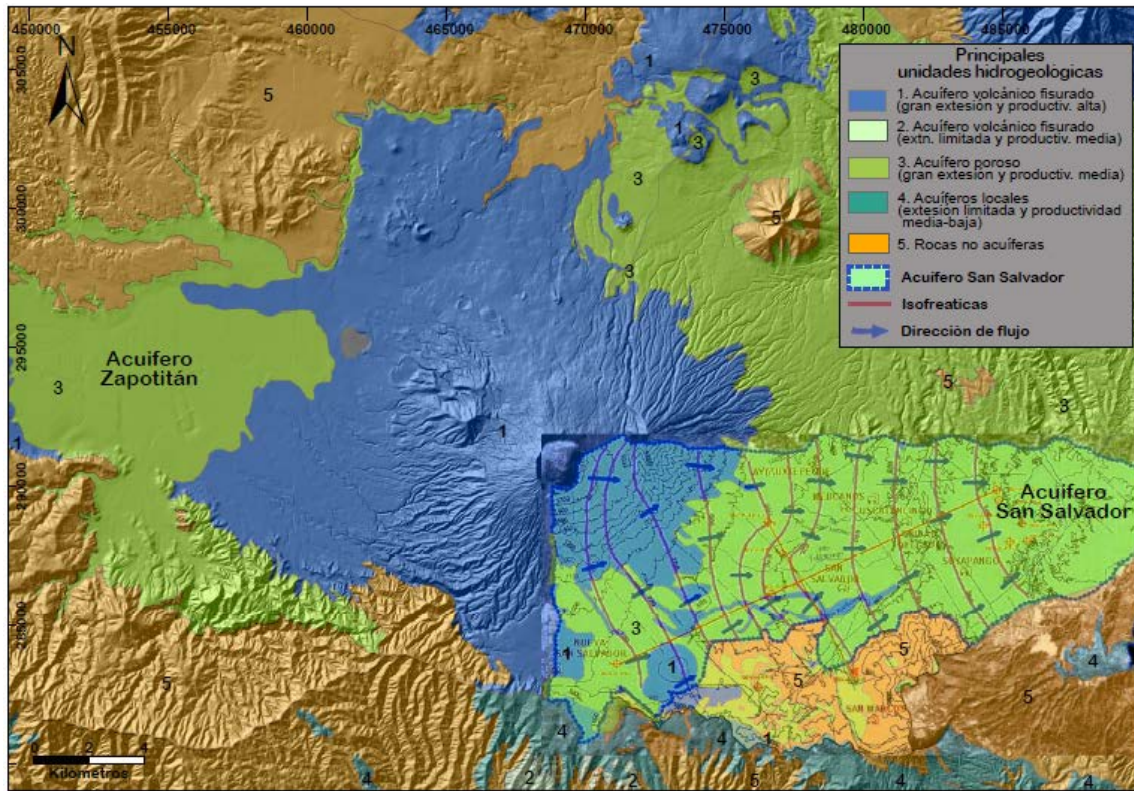


Figura 13: Mapa hidrogeológico del área de estudio. Principales unidades acuíferas definidas al nivel nacional. Se señala también la extensión del acuífero de San Salvador (modificado de Polo, 2006 y Arévalo y Vásquez, 2005).

## 2.6. Actividad volcánica actual del CVSS

El CVSS es vigilado de forma permanente desde el año 2002 por el Servicio Geológico de la DGOA (antigua DGSNET), a través de monitoreo visual, sísmico, hidrogeoquímico y térmico (Figura 14).

Durante la última década el CVSS ha presentado rasgos de actividad muy débiles. La actividad sísmica de origen volcánico ha sido relativamente baja, con valores promedio de la energía sísmica liberada (RSAM) menores a 20 unidades por día, medida en la estación Boquerón, situada en el sector oriental del cráter. Hasta 2010, los sismos de tipo volcanotectónico se registraron de forma aislada, con magnitudes entre 1 y 3 en la escala modificada de Richter (DGSNET, 2010). Sin embargo, la red sísmica en el CVSS, conformada por dos estaciones en el volcán central y cinco más en el AMSS registró un incremento en el número de sismos volcanotectónicos en los últimos dos años. Durante 2012, se produjeron un total de 221 sismos bajo el VSS, de los cuales 93 fueron localizados y 27 reportados sentidos por la población. Varios de estos sismos se presentaron en 2 enjambres en marzo y

abril, con epicentros dentro de un radio de 5 km al SE del cráter Boquerón, con magnitudes entre 1.3 y 3.3 y, profundidades menores a 6 km. Un comportamiento similar, pero en forma de sismos discretos se observó en 2011, con 246 sismos registrados, 105 localizados y 24 reportados sentidos. Estos datos superan en gran medida los de años anteriores, cuando eran alrededor de 5 los sismos sentidos durante un año (DGOA, 2012).

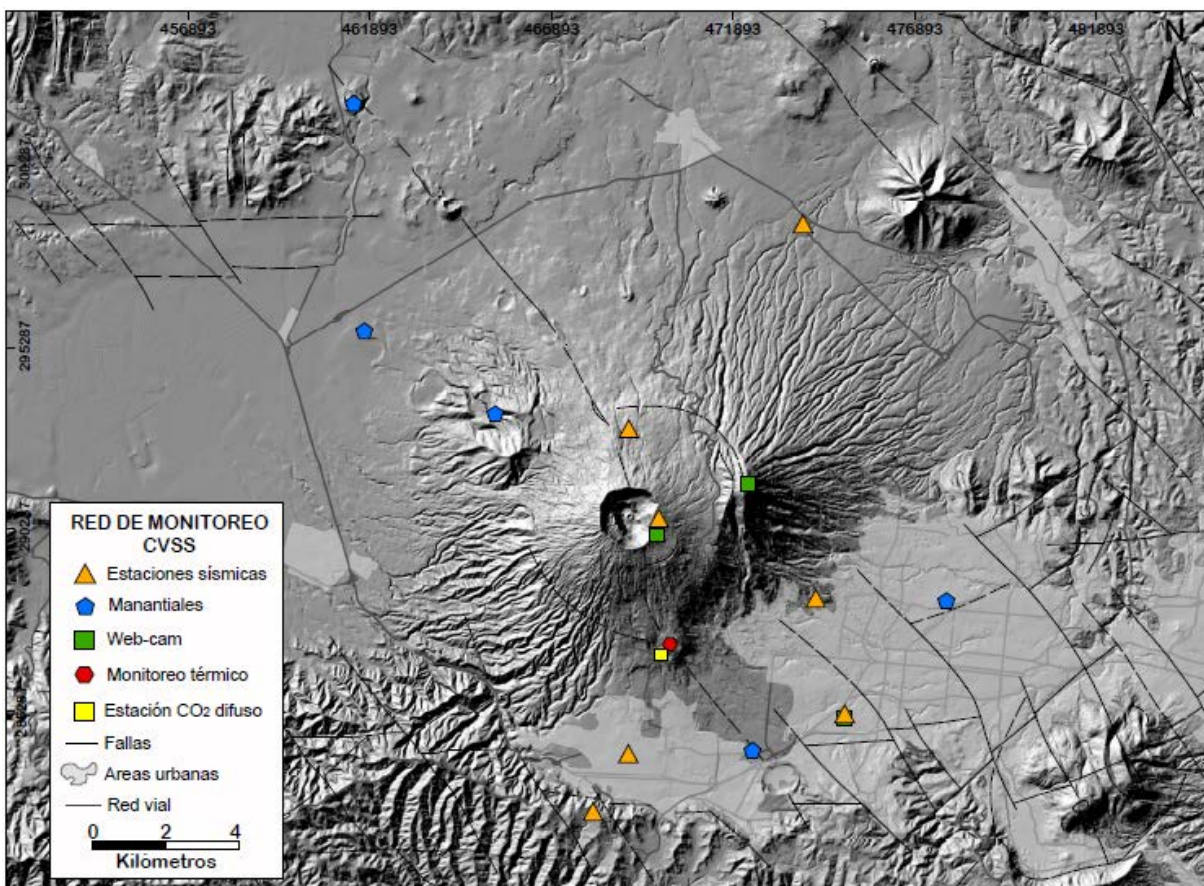


Figura 14: Red de monitoreo volcánico y sísmico en el CVSS (modificado de DGOA, 2012).

Además, el CVSS presenta una emisión de gases permanente a través de fumarolas en el cono de escorias Cerro La Hoya, en el flanco SE del VB (Figura 15), principalmente vapor de agua. En las fumarolas del Infiernillo de La Hoya se realiza monitoreo térmico e históricamente se midieron temperaturas por debajo de los 80°C, entre 63°C y 75.8°C en 2012 (DGOA, 2012). Por otra parte, el monitoreo periódico de cinco manantiales ha mostrado que las concentraciones de diversas especies químicas, se mantuvieron sin variaciones relevantes en los últimos años. Las aguas muestreadas son bicarbonatadas con calcio y magnesio.

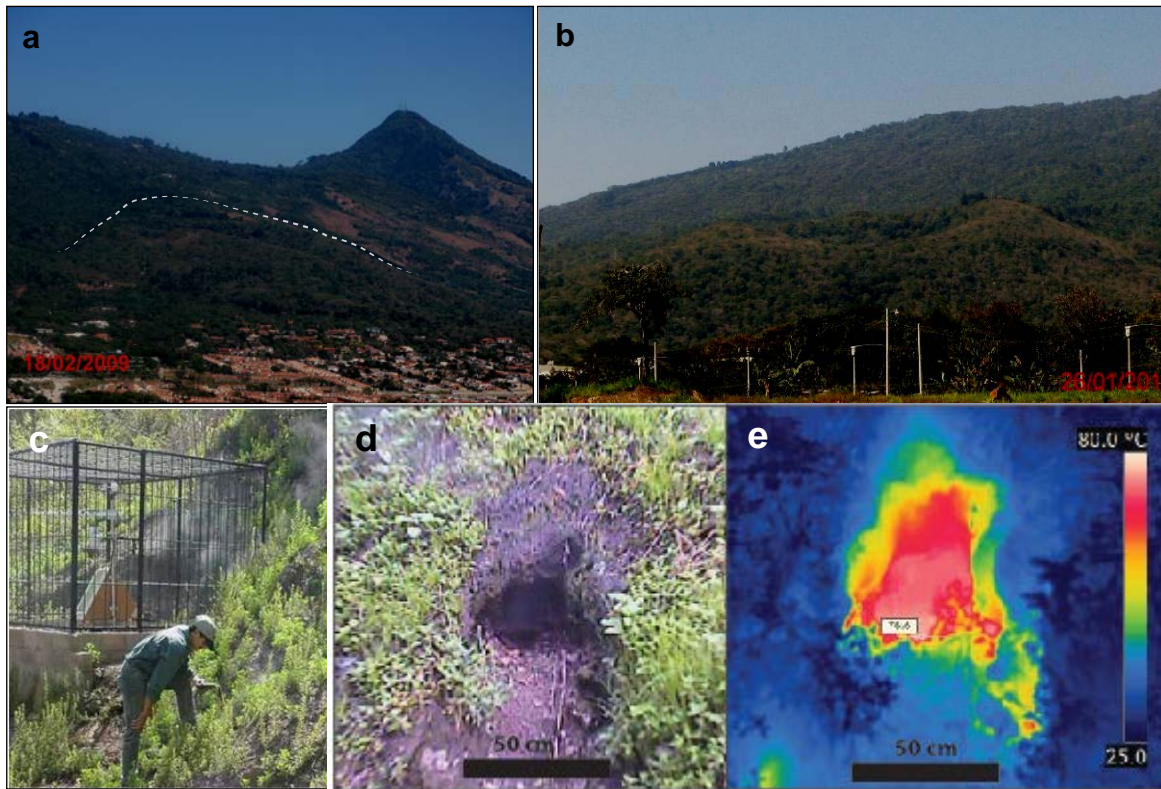


Figura 15: Vistas del Cerro La Hoya a) desde la Sierra del Bálsamo, al SW y b) desde la ciudad de Sta. Tecla, al SE del VB; c) zona de fumarolas en el Cerro la Hoya, donde se realiza monitoreo térmico (DGOA) y de CO<sub>2</sub> difuso por parte del grupo de vulcanología de la Universidad de El Salvador; d) detalle de la salida de una de las fumarolas de la zona de los infiernillos de La Hoya, e) imagen térmica obtenida durante los trabajos de monitoreo, mostrando las partes más calientes de las fumarolas con temperaturas entre los 75°C y 78°C (fuente DGSNET, 2011).

Pérez et al. (2004) determinaron que se emiten pequeñas cantidades de CO<sub>2</sub> difuso en el CVSS, así como valores relativos muy bajos de Radón (<sup>222</sup>Rd), en comparación con otros volcanes activos. La mayor parte de la desgasificación difusa se concentra fuera del cráter central Boquerón, en el sector NE del mismo, dentro de la depresión producida por el colapso del antiguo VSS y cerca de la posible intersección de las fracturas NNW-SSE y NW-SE; así como en el Cerro La Hoya, donde se ubican las fumarolas que se monitorean actualmente.

Los procesos de inestabilidad de laderas son los más comunes en el edificio central del CVSS y ocurren principalmente como procesos secundarios durante la época de lluvias en El Salvador. La diferencia de altura entre la cima del Cerro El Picacho con relación a la planicie de acumulación de San Salvador es de más de 1,000 m. La energía de erosión por la diferencia de altura es alta, por lo que los procesos exógenos son intensivos, especialmente en las zonas con mayor pendiente. Con frecuencia,

especialmente durante la época de lluvias, se producen derrumbes, deslizamientos y flujos de escombros, tanto en el interior del cráter (Figura 10), como en las laderas de El Picacho y del Jabalí, por la movilización de materiales por lluvias intensas.

Especialmente la ladera E del Picacho, debido a su configuración geológica y su alta pendiente, está clasificada como una zona de alta y muy alta susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos y flujos de escombros (Major et al., 2001; DGSNET, 2004; Geólogos del Mundo-IPGARAMSS, 2008). El Cerro Picacho está constituido principalmente por flujos de lava, entre los cuales se han desarrollado suelos. La alteración de estos y la formación de arcillas favorece la presencia de superficies de deslizamiento, sobre las que se movilizan los bloques de lava alterada y fragmentada (Figura 16). El evento conocido más importante de este tipo ocurrió en 1982, en la ladera E del Cerro El Picacho generando un flujo de escombros de entre 200,000 y 300,000 m<sup>3</sup>, que destruyó la infraestructura de diversas comunidades en el área de Montebello, en San Salvador, y provocó la muerte a 500 personas en este lugar (Figura 16a).

En el transcurso de la última década se han producido diversos eventos de este tipo, de magnitud variable, el más importante en 2008 (Figura 16b). Actualmente, este tipo de proceso es el que supone un mayor peligro para las áreas circundantes al VSS, por su alta tasa de ocurrencia durante las épocas de lluvia anuales. Major et al. (2001, 2004) y Blanco et al. (2002) elaboraron mapas de escenarios de peligro por lahares para el edificio central del CVSS, vigente y en uso en El Salvador.

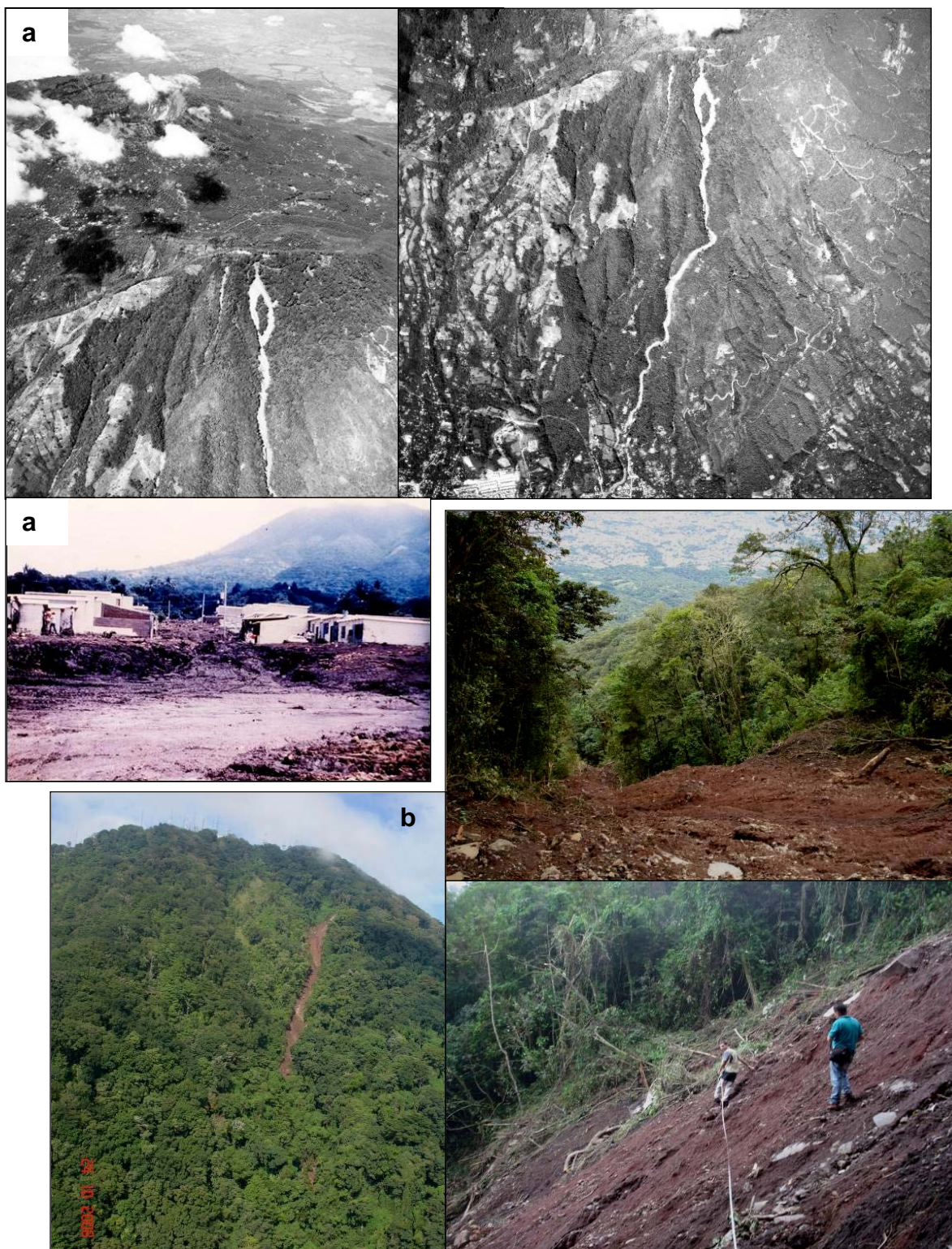


Figura 16: a) Vistas aéreas del VSS, en primer término la ladera E del Cerro El Picacho con la traza del flujo de escombros de 1982, que afectó diversas comunidades asentadas en ese sector, especialmente la colonia Montebello (fotos archivo DGSNET); b) Traza del flujo de escombros de octubre de 2008, también en la ladera E del Picacho; b) Cabecera del flujo de escombros en la parte alta del Cerro El Picacho (cota 1,750 msnm) (Fotos DGSNET y Geólogos del Mundo, 2008).

### **3. Etapas de formación del CVSS: Antecedentes y nuevos aportes**

El CVSS inicia su formación con anterioridad a los 72,000 años (Sofield, 1998; Rose et al., 1999) y se construye por la superposición de flujos de lava, depósitos piroclásticos y epiclásticos producto de un largo historial de erupciones efusivas y explosivas. Está constituido por un estratovolcán compuesto, el VSS-VB y veinticinco volcanes monogenéticos entre conos de escorias y cráteres de explosión (Figura 2).

Sofield (1998), basándose en criterios estructurales, morfológicos y estratigráficos, propone la división de los productos efusivos del CVSS en seis grupos de rocas, cada uno de los cuales está vinculado a un episodio de formación del mismo: I) antiguo edificio del VSS; II) serie inferior del VB; III) serie superior del VB; IV) centros eruptivos de flanco no alineados (no relacionados con las estructuras tectónicas principales); V) centros eruptivos de flanco alineados (relacionados con estructuras tectónicas principales) y VI) última erupción en 1917. Esta secuenciación se consideró para la revisión de los depósitos efusivos del CVSS que conforman el cuerpo del volcán central. Sin embargo, la nueva información estratigráfica obtenida en este trabajo con relación a la actividad explosiva del CVSS, y en específico del VB, ha permitido ampliar el historial de erupciones conocido para este volcán, revisar algunas ideas previas sobre la evolución del complejo y proponer una secuencia general de su historia, en la que se han diferenciado tres grandes etapas de formación (Figura 17). La primera etapa corresponde a la construcción y colapso del antiguo VSS, la segunda a la construcción del volcán activo Boquerón entre los 36,000 y los 3,000 años, con actividad eruptiva tanto de tipo efusivo como explosivo y la tercera abarca los últimos 3,000 años, en los que la actividad eruptiva se traslada principalmente a las laderas del volcán principal, con la generación de volcanes monogenéticos, siendo la actividad del VB casi exclusivamente de carácter explosivo. La geocronología de las erupciones de esta última etapa es la mejor conocida en el conjunto de la historia de formación del CVSS.

La secuencia general sobre la historia del CVSS y sus etapas de formación (Figura 17) fue propuesta a partir de la reconstrucción de la secuencia estratigráfica general, que se describe a continuación.

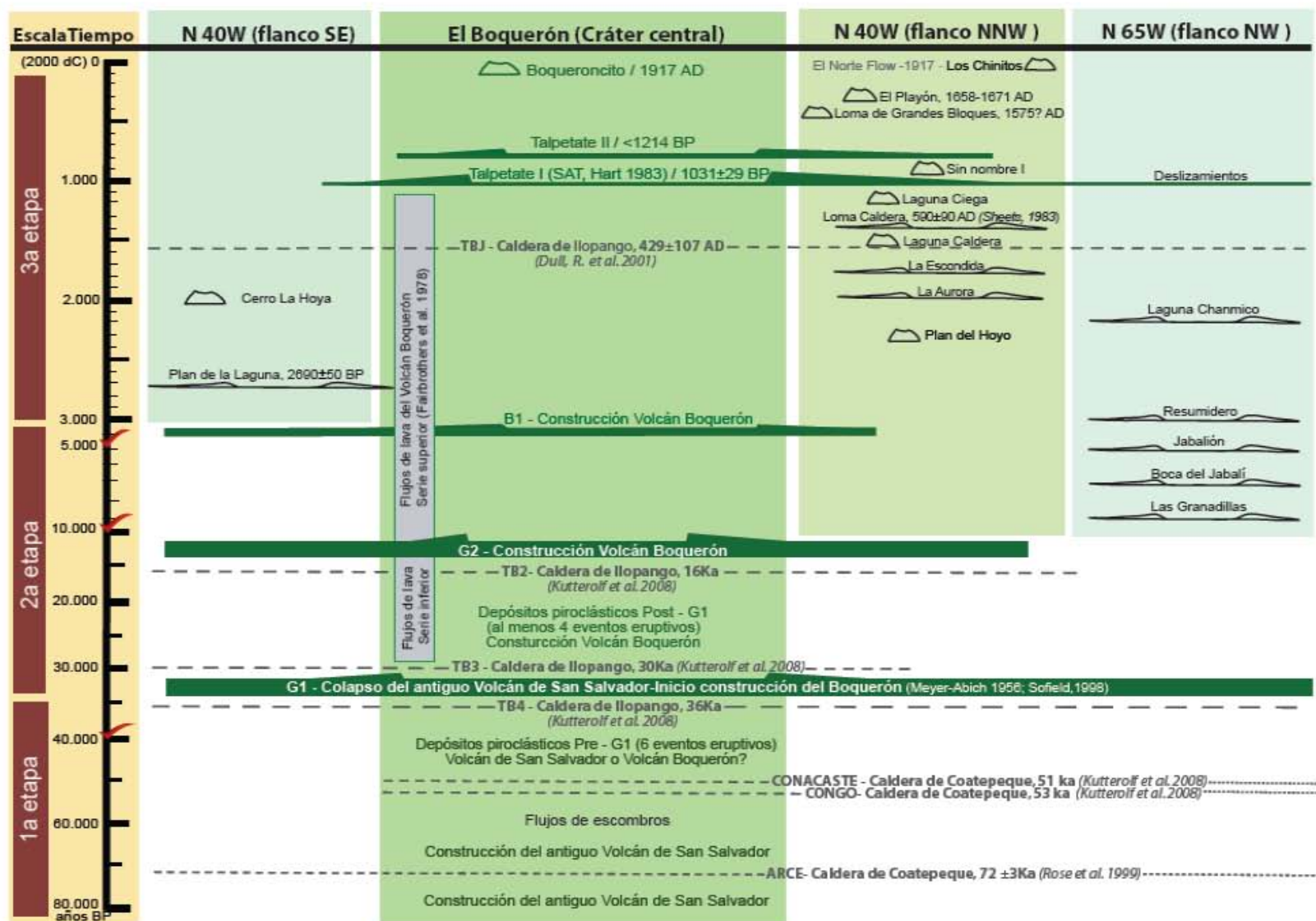


Figura 17: Secuencia general de evolución del CVSS (modificado de Sofield, 1998). El edificio principal se construye en dos etapas: el antiguo VSS inicia su formación antes de los 72,000 (Rose et al. 1999) y estuvo activo hasta cerca de los 36,000 años, coetáneamente a la actividad de la Caldera de Coatepeque. La segunda etapa consiste en la construcción del cono joven y activo VB, que inicia con los depósitos G1 sobre los depósitos riolíticos de TB4 (36 ka), de la Caldera de Ilopango. Los depósitos del VB se interestratifican con las secuencias de depósitos TB3, TB2 y TBJ de esta caldera. En la última etapa, que abarca los últimos 3,000 años, se intensifica la actividad eruptiva de tipo monogenético, que inicia alrededor de los 10,000 años (Hart 1983; Miller 1992; Sofield 1998; este estudio).

### 3.1. Secuencia estratigráfica general del CVSS

La secuencia estratigráfica general del CVSS fue reconstruida a partir de la descripción en detalle de 137 afloramientos en el área de estudio. Sin embargo, en dos de ellos, DF75 y DF79 (Figura 4), situados en el flanco S del edificio central, sobre la carretera de Los Chorros que va de Santa Tecla a Lourdes-Colón, es donde se encuentra más completa y mejor ilustrada la estratigrafía del edificio central del CVSS.

El primero, DF75, corresponde a la cantera Las Lajas, 6.8 km al SW del cráter del VB (Figuras 18a y 19). El segundo, DF79, se encuentra 4.5 km al E-SE del primero, también sobre la carretera, en el límite occidental del municipio de Santa Tecla (Figura 20).

En la cantera Las Lajas están expuestos más de 50 m de depósitos efusivos y piroclásticos, de los cuales los 13 m inferiores corresponden a un flujo de lava andesítico del antiguo VSS. En otro punto de la misma carretera, al oriente de DF75, estas lavas se encuentran por debajo de la ignimbrita Arce ( $72\pm 3$  ka) de la Caldera de Coatepeque (Rose et al. 1999). Sobre las lavas, se observa un depósito heterogéneo, sin estratificación, de 9 m de espesor (Figura 18b) y 130 m de extensión lateral mínima con bloques de lavas masivas de decimétricos a métricos, subredondeados los de menor tamaño y subangulosos los de mayores dimensiones, en una matriz arenosa de coloración café violáceo que se mezcla con el techo del flujo de lava sin que se observen características de presencia de agua durante su emplazamiento. Su base es erosiva y presenta estructuras de canal. Se clasificó este depósito como un flujo de escombros.

El resto del afloramiento muestra la superposición de 33.5 m de niveles de depósitos piroclásticos (Figura 18c y d), con alternancia de depósitos de caída, flujo y oleada piroclástica. Las secuencias descritas en Las Lajas (DF75) se dividieron en dos grandes series, inferior y superior, separadas a un tercio de su base por la capa guía TB4 de la Caldera de Ilopango (36 ka, Kutterolf et al., 2008), con un espesor de 2 m en este afloramiento. TB4 se reconoce por el color claro de la pómez de caída y el desarrollo de un suelo café anaranjado característico. Sobreyaciendo TB4 se encuentra la secuencia de depósitos G1, descrita en diferentes estudios previos, atribuida a un evento eruptivo de gran explosividad que provocó el colapso del VSS y que marca el inicio de la construcción del VB (Meyer-Abich, 1956; Italtেকna Consult, 1988; Sofield, 1998).



### **3.1.1. Serie inferior de depósitos piroclásticos en la Cantera Las Lajas**

La serie inferior (Figuras 18c y 19) tiene un espesor total de 11.5 m y está constituida por seis secuencias de depósitos piroclásticos que sobreyacen las lavas y el depósito de flujo de escombros en la base de la cantera. En el techo de esta serie se encuentra el depósito TB4. Se observaron 4 secuencias dominadas por unidades de caída y las 2 centrales por depósitos de flujo y oleada piroclástica. En el techo de cada una de ellas se identificaron paleosuelos con diferentes grados de desarrollo. Las secuencias que conforman la serie inferior son de base a techo: I6) 1.05 m de un depósito de caída escoriáceo de color negro, con un nivel central de ceniza fina, muy compacto y con laminación planar que se interpretó como depósito de oleada piroclástica; I5) unidad inferior de flujo piroclástico (1.65m) y unidad superior de caída granodecreciente (1.5 m); I4) secuencia de 1.65 m de espesor que incluye una unidad de caída de lapilli escoriáceo de poco espesor en la base y una unidad de flujo piroclástico con matriz fina de tamaño limo embebiendo fragmentos de pómez y líticos angulosos; I3) secuencia de 1.5 m de espesor con cinco unidades, dos de flujo piroclástico, una de oleada piroclástica en la parte central y dos depósitos de caída de poco espesor en la base y techo de la secuencia; I2) 70 cm de un depósito de caída escoriáceo de color negro y morado oscuro, incluyendo en el techo una unidad de ceniza fina muy compacta interpretada como una unidad de oleada piroclástica y I1) 80 cm de un depósito de caída de lapilli negro, friable, tamaño centimétrico, medianamente vesicular, con escaso contenido de líticos.

### **3.1.2. Serie superior de depósitos piroclásticos en la Cantera Las Lajas**

En la serie superior (Figuras 18d y 19) se identificaron 8 secuencias de depósitos piroclásticos que sobreyacen la TB4, con un espesor total de 22 m, interestratificadas con paleosuelos que marcan periodos de reposo o inactividad eruptiva. De base a techo estas secuencias son:

- S8) Secuencia con tres unidades y con un espesor total de 2.68 m. La unidad basal de caída, con el tercio superior alterado a arcillas y las dos superiores presentan alternancia de depósitos de oleada y flujo piroclástico. Estas unidades se correlacionaron posteriormente con los niveles de caída basales de G1 (G1<sub>2</sub> y G1<sub>3</sub>) que se describen en detalle en el capítulo 5.
- S7) Correspondiente a la secuencia G1, tiene un espesor total de 3.3 m de espesor en este afloramiento y está constituida por 4 subunidades: a) Unidad basal y principal de caída (G1<sub>1</sub>) de lapilli milimétrico a centimétrico, muy poco vesiculado, de color gris oscuro-negro, pobremente clasificado; con dos familias de líticos (lavas masivas de color negro y lavas masivas oxidadas);



Figura 18: a) Cantera de Las Lajas (afloramiento DF75) ubicada en el flanco S del VSS, donde se explotan las lavas andesíticas más antiguas de este edificio volcánico; b) depósito de flujo de escombros de 9 m de espesor, con continuidad lateral mínima de 130 m; c) serie inferior de depósitos piroclásticos (subyaciendo a TB4), constituida por una alternancia de 11.5 m de depósitos de caída, de oleada y flujo piroclástico y d) serie superior (sobre TB4), constituida por 22 m de depósitos piroclásticos.

incluye un nivel central de fragmentos tamaño bloque (10-20 cm); b) unidad central de ceniza fina, de color café, muy compacta y con trazas de laminación plana, se interpretó como una oleada piroclástica; c) unidad superior de caída (G1<sub>0</sub>), con lapilli centimétrico de color negro, poco vesiculado, con abundante presencia de líticos milimétricos a centimétricos, también de dos familias (lavas masivas subangulosas de color negro y fragmentos de lava redondeados oxidados, de color rojizo. Esta unidad está mejor clasificada que la unidad inferior de caída y es granodecreciente; y d) unidad de ceniza fina de color ocre-café, muy soldada, con niveles de lapilli acrecional en la base; la alteración de la mitad superior de esta unidad da lugar a un suelo café-anaranjado característico.

- S6) 80 cm de ceniza fina a muy fina, con alto grado de compactación y laminación planar. Un paleosuelo se desarrolla en la parte superior de este depósito.
- S5) 3.8 m de alternancia de niveles de caída con niveles de ceniza fina a muy fina, compacta, soldada con laminación planar (interpretadas como oleadas piroclásticas). En la base se encuentra una unidad de lapilli friable de menos de 5 cm de espesor, continua con un nivel de oleada piroclástica en la que se observa un bandeado en la parte basal con niveles de oxidación, lo que puede indicar presencia de materiales alterados hidrotermalmente en la zona de origen de esta unidad. Todas las unidades de caída de esta secuencia están mal clasificados.
- S4) 1.45 m de dos depósitos de caída de ceniza fina a muy fina, de color gris oscuro, friable, sin compactación. Se observa sana en los 50 centímetros basales, y alterada en la parte superior de cada unidad a un suelo café con contenido mediano a alto de arcillas. La unidad inferior está fosilizando una estructura de canal que erosionó los niveles de caída y de oleada piroclástica de la unidad subyacente (S5).
- S3) 2.05 m de alternancia de unidades de ceniza fina a muy fina de color gris (5 unidades), muy consolidadas (masivas) con depósitos de caída (4 niveles) de lapilli negro con líticos de lavas masivas oxidados. El espesor de las diferentes unidades va disminuyendo hacia el techo de la secuencia. Las unidades de caída inferiores (37 y 45 cm respectivamente), separadas por una unidad de 18 cm de ceniza fina muy compacta, están conformadas por lapilli con vesiculación redondeada y de pequeño tamaño e incluyen algunos fragmentos pumíticos con *magma-mingling*, así como líticos de color negro y rojizo; ambas son granocrecientes, aunque la unidad basal tiene granulometría más grande (Pm=4 cm). El techo del segundo nivel de caída es de color café por contacto con la unidad sobreyacente de 65 cm ceniza fina, masiva, con alto grado de compactación, donde se observa laminación planar en la parte superior. El resto de unidades de la secuencia tienen entre 5 y 20 cm de espesor.

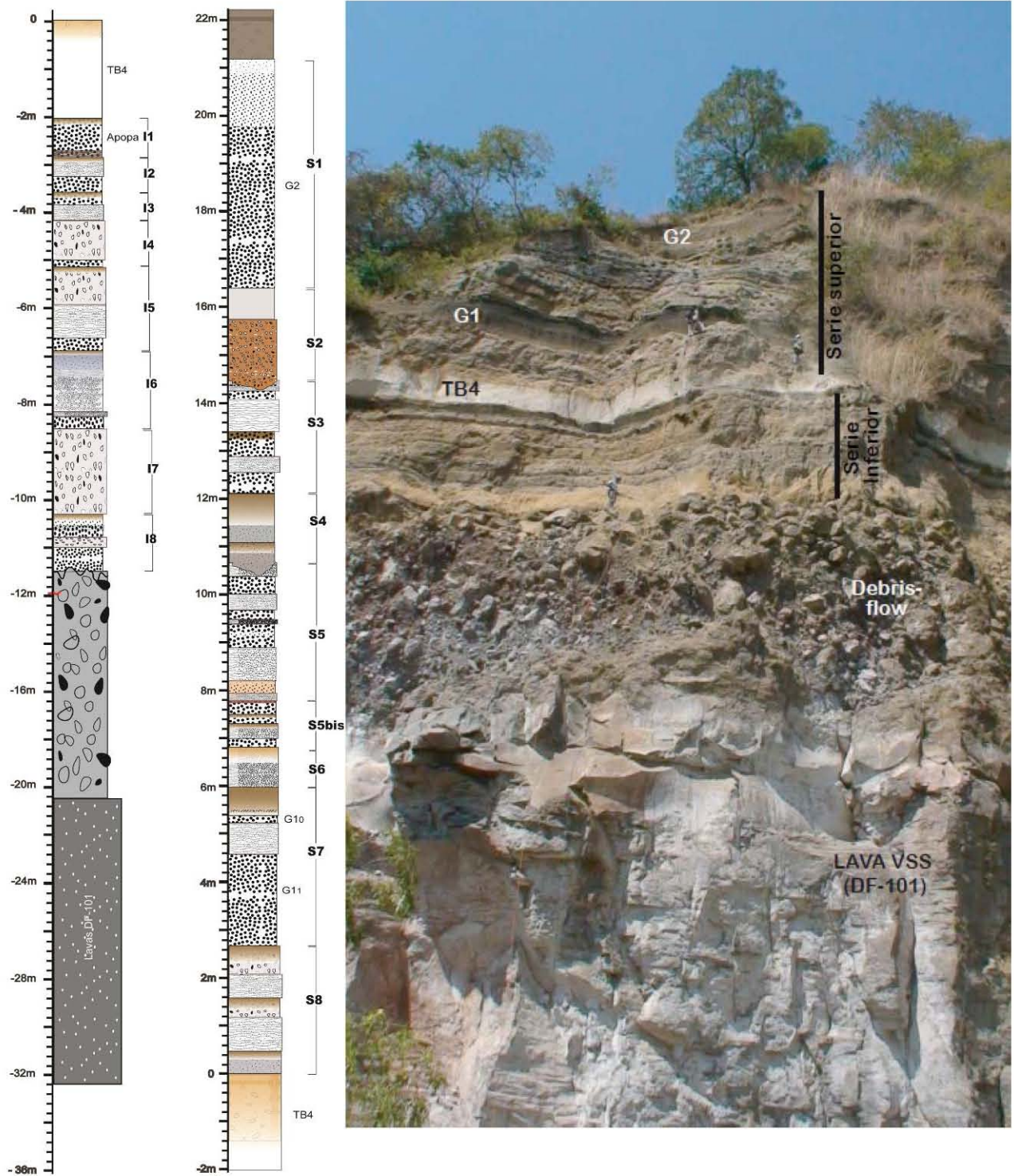


Figura 19: Columna estratigráfica e imagen de la cantera de Las Lajas (DF75). Las secuencias de depósitos piroclásticos sobre las lavas y flujo de escombros basales se dividieron en dos series, inferior (11.5 m) y superior (22 m), considerando los depósitos de TB4 (36 ka; Kutterolf et al., 2008) como límite entre ambas.

- S2) Depósito de flujo piroclástico de 1.36 m de espesor, con base erosiva que corta los depósitos de oleada piroclástica y caída subyacentes (S3). Presenta tres subniveles: inferior con lapilli suelto y fragmentos de varios tamaños, cierto grado de consolidación, el intermedio de color café (1.36 cm) con fragmentos de varios tamaños (Pm=4.5 cm) y el techo (50 cm) de granulometría fina soldada, en el interior hay un nivel de 5 cm de ceniza friable de color negro; la unidad superior está constituida por 50 cm de lapilli milimétrico, negro, soldado. En el techo de la unidad superior se observa un paleosuelo de 15 cm de espesor, color café con costras de oxidación.
- S1) 4.85 m de un depósito de lapilli friable de color gris oscuro, granodecreciente, con presencia de fragmentos pumíticos muy vesiculados en el tercio basal (Pm=4 cm) que presentan evidencia de *magma-mingling* y abundantes fragmentos líticos asociados a dos familias, de forma similar a como se encontró en el depósito principal de caída de G1. Los líticos más abundantes son fragmentos color gris oscuro, angulosos (Lm=2-3 cm); la segunda familia está constituida por fragmentos redondeados de lavas masivas oxidadas con tamaños de pocos milímetros a 1 cm. Se diferenciaron tres subunidades en el interior de este depósito, que de base a techo presentan una disminución del tamaño de fragmentos, así como una reducción en la cantidad de vesiculación:
  - Subunidad inferior (3.4 m) de granulometría gruesa a muy gruesa (Pm=6 cm), clastos pumíticos altamente vesiculados y quebradizos, algunos presentan *magma-mingling* con presencia de líticos de las dos familias mencionadas.
  - Subunidad intermedia (1.1 m) de granulometría media a gruesa, con lapilli color gris-negro y escasa vesiculación, se observa presencia de fragmentos líticos de lavas densas de color negro y rojizo (oxidados), así como fragmentos líticos escoriáceos, también rojizos.
  - Subunidad superior (35 cm) de granulometría fina a media de lapilli subangulosos con ausencia de vesiculación. También presenta fragmentos líticos de las dos familias mencionadas para las otras subunidades.

El aspecto general de la secuencia S1 es muy similar al de la caída principal de G1 (G1<sub>1</sub>), pero se encontró en una posición estratigráfica muy superior. Se denominó a este depósito G2 (Gris 2) por su coloración gris.

Sobre la unidad de caída S1 se encontró un depósito de material fino heterogéneo embebiendo fragmentos de pómez y líticos que constituye el techo de la serie superior de la cantera Las Lajas. Sobreyaciendo este depósito, ya en las laderas del antiguo VSS se identificó el depósito TBJ de la Caldera de Ilopango, sin poder determinar el espesor en este lugar, y sobre este un depósito de ceniza fina, de color ocre, con alto grado de compactación.

### 3.1.3. Secuencias de depósitos en el afloramiento DF79

En el afloramiento DF79 (Figuras 4 y 20) se identificó nuevamente la secuencia G2, conformada por otras tres unidades además del depósito de caída principal descrito en DF75 como S1. Además, se describió por encima de G2 otra secuencia de depósitos piroclásticos del VB, que en este afloramiento subyace los depósitos de TBJ de la Caldera de Ilopango.

La secuencia G2 se encuentra sobre el paleosuelo café-anaranjado de una secuencia de 3 m de espesor que se observa en la base del talud (Figura 20). Esta secuencia está conformada por un depósito de pómez blanca, muy friable y con fragmentos de pequeño tamaño ( $P_m=1$  cm), subyaciendo a un depósito de grano fino, masivo, con mediano contenido de arcilla, donde se encuentran embebidos clastos de pómez y líticos, más abundantes en los 20-30 cm basales. Estas unidades se identificaron como los depósitos de caída y de flujo piroclástico de TB2 de la Caldera de Ilopango, datado en 16 ka (Kutterolf et al., 2008).

En la secuencia G2 se identificaron 4 unidades con un espesor total de 4.25 m, que de base a techo son: a) 45 cm de lapilli escoriáceo de color negro, sano en la base y con aureolas de alteración en la mitad superior, granodecreciente, integra abundantes fragmentos líticos, algunos de gran tamaño ( $L_m=5-6$  cm); b) 90 cm de lapilli gris-negro, de tamaño centimétrico, muy poco vesiculados ( $P_m=4-5$  cm), con líticos abundantes pertenecientes a dos familias (lavas densas de color negro, subangulosas y lavas densas oxidadas), algunos de gran tamaño ( $L_m=6$  cm), granodecreciente; como en DF75 se distinguieron tres subunidades, de las cuales la inferior (17 cm) es la que presenta el lapilli de color gris más claro, de mayor tamaño ( $P_m=2-3$  cm) y con mayor cantidad de vesiculación, así como *magma-mingling*, los líticos son menos abundantes y de menor tamaño que en las subunidades superiores ( $L_m=2$  cm), los líticos más grandes de tamaño bloque se encuentran en la subunidad superior la cual progresivamente tiene granulometría más fina; c) 1.85 m de cenizas finas, de color café oscuro, medianamente consolidadas, embebiendo abundantes fragmentos líticos de lavas densas, algunos de gran tamaño ( $L_m=7-8$  cm) y fragmentos de cenizas finas endurecidas; el contacto de este depósito con la unidad de caída inferior es ondulado, se interpretó como un depósito de flujo piroclástico y d) 38 cm de un nivel discontinuo de cenizas finas grises, con alto grado de compactación y laminación plana marcada por patinas de oxidación, que se interpretó como un depósito de oleada piroclástica; en el nivel más superior de esta unidad se encontró lapilli acrecional de pequeño tamaño. La secuencia G2 finaliza con un paleosuelo café-anaranjado de 66 cm de espesor, con alto contenido de arcillas.

Sobre este paleosuelo se identificó una nueva secuencia de depósitos piroclásticos conformada por una unidad basal de 90 cm de lapilli gris oscuro-morado, muy vesiculado y friable, sin presencia de líticos, clasificado como un depósito de caída, el cual presenta un nivel intermedio de fragmentos de tamaño bloque con estructuras de corteza de pan; y la unidad superior de 76 cm de ceniza fina, de color café oscuro, compacta y medianamente arcillosa, que contiene abundantes fragmentos de lapilli alterado, fragmentos de lavas densas y de ceniza fina endurecida ( $L_m=2$  cm), la cual tiene el contacto inferior ondulado presentando inconformidad con la unidad de caída subyacente. Esta unidad se clasificó como flujo piroclástico. Se denominó al conjunto de esta secuencia Boquerón 1 (B1).

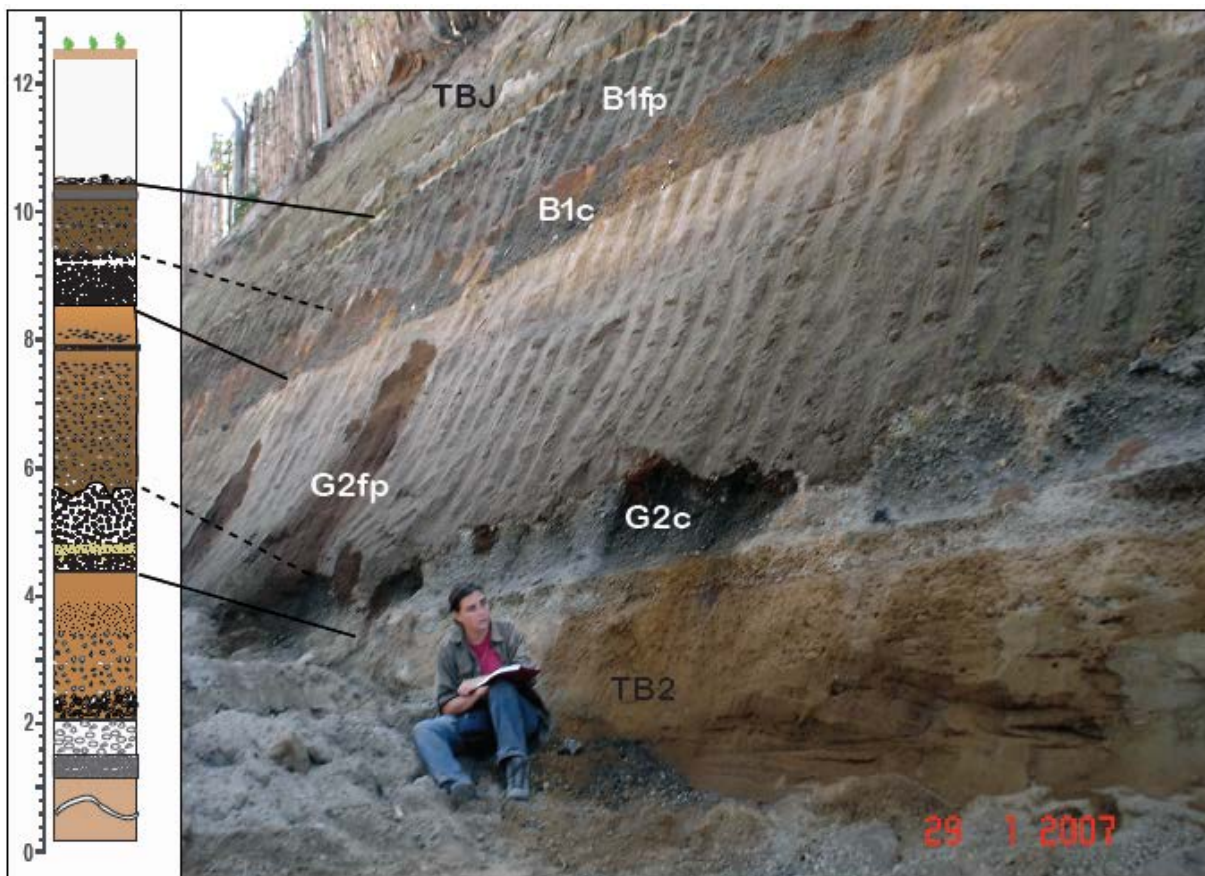


Figura 20: Columna estratigráfica e imagen del afloramiento DF79 en la carretera de Los Chorros, cercano al sector occidental de la ciudad de Santa Tecla. En la base del afloramiento se identificaron los depósitos de TB2 (16 ka; Kutterolf et al., 2008) de la Caldera de Ilopango, sobre los cuales se encuentran las secuencias G2 y B1 del VB. En el techo de la serie se observa la TBJ de la Caldera de Ilopango con su nivel basal centimétrico de pómez.

En la parte superior del talud se encontraron los depósitos de TBJ (cal. A. D.  $429\pm 107$ ; Dull et al., 2001), con 2 m de espesor, los cuales afloran sobre todo el trazo de la carretera de Santa Tecla a Lourdes-Colón, constituyendo el techo de la serie en este sector. Sin embargo, en el extremo oriental

del afloramiento DF79 se encontró, bajo la TBJ, una unidad de 15 cm de ceniza finas ocreas, con alto grado de compactación y un suelo café oscuro, característico de la base de TBJ conocido como “tierra negra”. El nivel de cenizas compacto se atribuyó al extremo distal de las oleadas piroclásticas del maar Plan de la Laguna (cal. 895- 800 B. C.; Amaroli y Dull, 1999).

Las series inferior y superior en Las Lajas (Figuras 18 y 19), junto al afloramiento DF79 (Figura 20), ilustran la historia eruptiva del edificio central del CVSS desde antes de los 72,000 años hasta la erupción del maar Plan de la Laguna, alrededor de los 3,000 años BP.

### **3.2. Etapa I: El antiguo VSS y su colapso**

La primera etapa de formación del CVSS corresponde a la construcción del antiguo VSS, durante el Pleistoceno Tardío. El VSS inicia su formación con anterioridad a los 72,000 años (Sofield, 1998, Major et al., 2001). Las lavas más antiguas de este edificio volcánico están expuestas en su flanco S-SW (DF101 y DF75, Figuras 4 y 18), subyaciendo los depósitos de la ignimbrita Arce de la Caldera de Coatepeque, (Complejo Volcánico de Santa Ana, Figura 1b), datadas en  $72\pm 3$  ka (Rose et al., 1999).

Los Cerros El Picacho y El Jabalí, así como la porción SW del edificio volcánico (Figura 2) son remanentes de las laderas de esta antigua estructura volcánica (Figura 9), que se construye por la superposición de flujos de lavas basáltico-andesíticos y andesíticos con extensiones entre 5 y 10 km (Italtekna Consult, 1988; Sofield, 1998; Major et al., 2001), depósitos piroclásticos, tanto de caída como de flujo piroclástico y epiclásticos (Sofield 1998; Major et al., 2001); clasificados en su conjunto como el miembro s2 de la Formación San Salvador (Figura 10; Bosse et al., 1976; Italtekna Consult, 1988; Hernández, 2008).

La petrografía de las lavas del VSS presenta rasgos diferentes a las características petrográficas de las lavas del edificio joven VB (Roy, 1954, Meyer-Abich, 1956, Italtekna Consult, 1988, Fairbrothers, 1978; Sofield 1998; ver capítulo 4). Los depósitos piroclásticos del VSS han sido poco estudiados, desconociéndose gran parte de sus características.

No se han identificado edificios volcánicos monogenéticos circundando o relacionados con el antiguo VSS. Hernández (2004, 2009) describe diversas estructuras volcánicas de tipo domo y cono de escorias situadas al N de la planicie de San Salvador, al E del Cerro El Picacho y al NW de la Caldera de



Ilopango, de las cuales se desconoce la edad en la mayor parte de los casos. Los cuerpos centrales de los Cerros El Carmen y Mariona, los más cercanos al VSS, son de edad Pliocena-Pleistocena, pertenecen a la Formación Cuscatlán y están cubiertos por los depósitos más jóvenes del VB. Cabe considerar que el espesor de depósitos piroclásticos y flujos de lava acumulados en la planicie de San Salvador en los últimos 40,000 años (Tierras Blancas de la Caldera de Ilopango y depósitos del VB) es de 100 a 200 m; por lo que algunas de las estructuras asociadas al antiguo VSS, de existir, podrían estar cubiertas por estos materiales.

La morfología y la estratigrafía de los remanentes del antiguo VSS indican la posibilidad de que el estratovolcán tuviera forma cónica y alcanzara una altura cercana a los 3,000 m de altura (capítulo 2). El volumen total estimado para el antiguo VSS, antes de su colapso, se calculó en  $93 \text{ km}^3$ .

Meyer-Abich, 1956; Italtেকna Italconult 1988 y Sofield 1998 postulan que el VSS se destruyó parcialmente como consecuencia de una erupción freatopliniana de gran magnitud, responsable también del emplazamiento de la secuencia de depósitos piroclásticos G1, considerada el inicio de la construcción del VB. G1 se encuentra ampliamente distribuida en todo el sector central de El Salvador y se encuentra sobre los depósitos TB4 de la Caldera de Ilopango, datados en 36 ka (Kutterolf et al., 2008). Así pues, la 1ª etapa de formación del CVSS abarcaría un período de alrededor de 40,000 años (>72,000 a 36,000 años), durante los cuales se construye y colapsa el antiguo VSS.

Sin embargo, la secuencia estratigráfica general descrita previamente plantea diversas interrogantes sobre el proceso de colapso y la contemporaneidad de este evento con el emplazamiento de la secuencia G1.

El mapa tectónico del área de estudio muestra la presencia de fallas de dirección NNW-SSE semicirculares en la base de la ladera interna del Cerro El Picacho y del Cerro El Jabalí, que se consideran las trazas del colapso de la mitad superior del antiguo VSS. Sin embargo, los depósitos producto del colapso para los cuales se estimó un volumen de  $16 \pm 3 \text{ km}^3$ , no han sido hallados en su mayor parte. Se estima que pudieron distribuirse de tres formas: Una parte estaría en el interior de la depresión formada por colapso, debajo del cono joven Boquerón, otra parte pequeña, constituiría la fracción lítica de los depósitos de caída y de flujo de la secuencia G1 y otra se habría emplazado en los bordes de la depresión y laderas remanentes, siendo susceptible de removilizarse de dos formas: a) Repentinamente constituyendo depósitos de avalancha de escombros o b) a lo largo del tiempo en forma de flujos de escombros de diversa magnitud.

Solamente en dos afloramientos al S y SE del VSS se encontraron depósitos que por sus características podrían formar parte de flujos de escombros de magnitud considerable o de facies de matriz de avalancha de escombros: 1) En la cantera Las Lajas (DF75, Figura 18) donde se describió un depósito de 9 m de espesor y 130 m de extensión lateral mínima con características de flujo de escombros y 2) en la base del sector sur del cerro El Picacho, en la parte más alta de la Colonia Escalón (DF29; Figuras 4 y 21) donde se observa un depósito masivo sin estratificación con un espesor superior a 5 m, con fragmentos de lavas angulosos y subredondeados, decimétricos, en una matriz fina, de tamaño limo y arena, de color ocre-anaranjado y en algunas partes con tonalidades moradas.

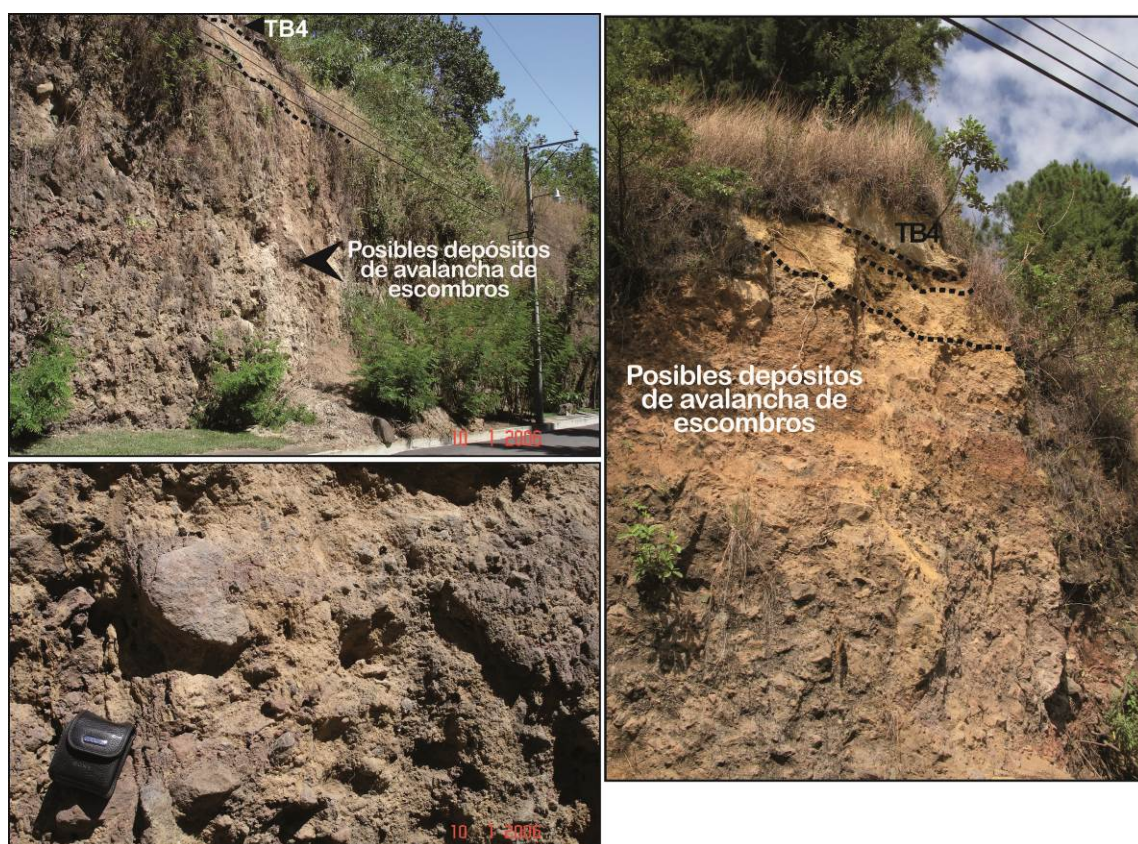


Figura 21: Depósitos de flujo de escombros o facies de matriz de avalancha de escombros en el afloramiento DF29 (Cumbres de la Escalón, San Salvador), al E-SE del Volcán Boquerón al pie del Cerro El Picacho. Sobre este depósito se observan diversos niveles de depósitos piroclásticos, incluyendo los depósitos de TB4 de la Caldera de Ilopango en el techo de la serie.

Recientemente, Hernández (2010; com. pers.) localizó otros depósitos con estas características en la colonia UVI-Cementerio (San Salvador), en la base de la quebrada Arenal de Montserrat, al SE del edificio central del CVSS, que están siendo estudiados en la actualidad. En el sector N, W y SW del volcán no se han identificado depósitos de estas características, que de haberse emplazado en este sector, fueron cubiertos por los depósitos piroclásticos y efusivos más jóvenes del VB y de la mayor

parte de edificios volcánicos monogenéticos (<3,000 años) y por los depósitos aluviales que rellenan el valle de Zapotitán. Estudios de mayor profundidad serán necesarios para corroborar la naturaleza de los depósitos citados, así como para la localización de otros afloramientos con depósitos similares.

Por otra parte, en la cantera de las Lajas, se identificaron sobre los posibles depósitos de flujo de escombros y subyaciendo a TB4, seis secuencias de depósitos piroclásticos que se emplazaron con anterioridad a los 36,000 años. La más superior de estas secuencias (I6) es un depósito de lapilli negro brillante, vesicular y muy friable, con poca presencia de líticos, con un espesor de 80 cm en este afloramiento, que corresponde al depósito Apopa ampliamente distribuido al S, E y NW del CVSS hasta distancias de 18 km del cráter Boquerón (Anexo 3; Hernández, com. pers. y este estudio).

De forma similar, en el afloramiento DF29, en la Colonia Escalón, sobre los posibles depósitos de avalancha de escombros se observaron otros dos niveles de depósitos piroclásticos que no son accesibles, con un espesor aproximado de 70 cm, a los que sobreyacen los depósitos de TB4 con un espesor estimado de 50 cm en este punto (Figura 21).

Estas secuencias de depósitos emplazadas con anterioridad a G1, no han sido caracterizadas en detalle, pero surge la duda de si fueron producto de erupciones del antiguo VSS o del VB.

### **3.3. Etapa II: Construcción del edificio activo VB**

La segunda etapa de formación del CVSS, corresponde a la construcción del edificio joven y activo VB. La morfología y la estratigrafía de este volcán revelan que está constituido por la superposición de flujos de lava basáltico-andesíticos a andesíticos (Meyer Abich, 1956; Italtেকna Italconsult-Geotérmica Italiana, 1988; Fairbrothers, 1978; Sofield, 1998), dentro de la depresión formada por el colapso del antiguo VSS; intercalados con diversos depósitos piroclásticos y epiclásticos con distribuciones variables. Se calculó un volumen de 8.5 km<sup>3</sup> para este edificio volcánico.

Fairbrothers (1978) identificó 14 flujos de lava en el interior del cráter, que agrupó en dos series, inferior y superior (capítulo 4), atendiendo a criterios estratigráficos y geoquímicos. Estas series están separadas por diversos niveles de depósitos piroclásticos y epiclásticos (flujos de escombros y lahares), que dan lugar a un prominente paquete de unos 100 m de espesor en niveles intermedios del interior del cráter. En el techo de estas series, en el borde del cráter se encuentran los depósitos de oleada

piroclástica de la secuencia Toba de San Andrés (Hart, 1983) o Talpetate I, datada en cal. A. D. 964.-1040 (Ferrés et al., 2011); sin embargo, en zonas altas de las laderas S y E del VB entre la secuencia Talpetate I y el techo de las series de lavas que conforman el cuerpo del volcán pueden encontrarse los depósitos de TBJ (A. D.  $429 \pm 107$ ; Dull et al., 2001), sin que se observe ningún flujo de lava en posiciones superiores.

La actividad explosiva del VB inicia con el emplazamiento de la secuencia de depósitos de caída, flujo y oleada piroclástica que conforman la secuencia G1 (Meyer-Abich, 1956; Italtেকna Consult, 1988; Sofield, 1998, 2004), ampliamente distribuida alrededor del volcán y especialmente en la planicie de San Salvador, donde se encuentra entre los depósitos de TB4 y TB3 (36 ka y 30 ka respectivamente; Kutterolf et al. 2008) de la Caldera de Ilopango.

En esta investigación, se identificaron seis nuevas secuencias de depósitos piroclásticos, sobre la secuencia G1, relacionadas con la actividad explosiva del VB, entre los 36,000 y los 3,000 años (Figura 17): Secuencias S6, S5, S4 y S3-S2 (cantera Las Lajas), secuencia G2 y secuencia B1. Las dos últimas, con una mayor distribución, se han estudiado en detalle para la caracterización de las erupciones que las generaron (capítulos 5 y 6). Estas secuencias son observables al S, E y NE del edificio central del CVSS y en zonas distales al SW. No son observables al N, NW y W por estar cubiertas de depósitos piroclásticos y aluviales más jóvenes en el Valle de Zapotitán.

Las secuencias del VB están interestratificadas con las cuatro secuencias de depósitos plinianos (TB) de la Caldera de Ilopango, que se emplazaron durante los últimos 36,000 años. La secuencia G2 se encuentra sobre los depósitos de TB2 (16 ka, Kutterolf et al. 2008), aunque probablemente sea mucho más joven. Se dataron fragmentos de carbón hallados en el paleosuelo de un flujo de lava basáltico-andesítico (DF131), que subyace a G2 en el afloramiento DF94 (Figura 4), situado en la colonia El Carmen, en la base del cerro El Picacho. El análisis de radiocarbono realizado en el Laboratorio de Espectrometría por Acelerómetro de Masas de la Universidad de Arizona arrojó una edad convencional de  $7868 \pm 51$  B. P. y calibrada de 6918 - 6596 B. C. (con una probabilidad del 92%; Stuiver et al., 1993). No fue posible corroborar esta edad con otras muestras de carbón asociadas a los depósitos de G2, por lo que es necesario tomar esta datación con reserva.

La secuencia B1 se encuentra sobre la secuencia G2 y bajo los depósitos del maar Plan de La Laguna (Núm. 16 en Tabla 2 y Figura 23), datados en cal. 791 - 933 B. C. (99% de probabilidad; Stuiver et al., 1993; modificado de Amaroli y Dull, 1999).

A partir de la erupción de este maar se intensifica la actividad eruptiva de flanco y se produce una pausa en la actividad eruptiva desde el VB. Así pues, la secuencia B1 se considera el resultado del último evento eruptivo de la etapa principal de construcción del VB que se prolonga por más de 30,000 años (36,000 ka – 3,000 ka).

### **3.4. Etapa III: Erupciones centrales y de flanco de los últimos 3,000 años**

La actividad eruptiva del VB reinicia alrededor de los 1,000 años B. P. y durante este período se registran tres erupciones con origen en el cráter central de tipo principalmente explosivo, la última de ellas en época histórica (A. D. 1917), que incluyó también una fase efusiva.

La primera de estas erupciones, de gran explosividad, da lugar a la secuencia de depósitos Toba de San Andrés (Hart, 1983), denominada en esta investigación Talpetate I (Figura 22), para diferenciarla de una nueva secuencia de depósitos piroclásticos, de características similares, identificada en afloramientos del flanco N del VB, en posiciones superiores. Talpetate es un vocablo de uso popular en El Salvador que proviene del náhuatl “Tali”— tierra, suelo y “Petate”—estera, duro (Geoffroy, 2009).

La secuencia Talpetate I incluye depósitos piroclásticos de caída y principalmente de oleada piroclástica, ampliamente distribuidos en el sector SW del CVSS. El emplazamiento de esta secuencia afectó el complejo arqueológico de San Andrés, en la zona central del Valle de Zapotitán (Figura 23), hallándose la unidad principal de oleada piroclástica entre dos niveles culturales del Clásico Tardío, lo que inicialmente ubicó su deposición entre los años A. D. 600-900 (Escamilla, 2000). Análisis arqueomagnéticos posteriores realizados en la base del depósito indicaron una edad entre A. D. 1000–1300 (Sheets, 1983). En esta investigación fue posible determinar la edad absoluta de la secuencia Talpetate I (Tabla 2, Anexo 8) a través de tres dataciones por radiocarbono de muestras de un tronco carbonizado (afloramiento DF69, Figuras 4 y 22) hallado en el contacto de la base del Talpetate I y el suelo subyacente, asociado a los depósitos de TBJ. Se obtuvo una edad convencional de  $1031 \pm 29$  B. P. (cal. A. D. 964 - 1040, con un 95% de probabilidad; Ferrés et al., 2011).

Hart (1983) y Sofield (1998) atribuyen la apertura del cráter del VB a la erupción de Talpetate I, sin embargo sus dimensiones y la estructura escalonada en su interior parecen indicar que su apertura se generó en diversos eventos eruptivos explosivos.

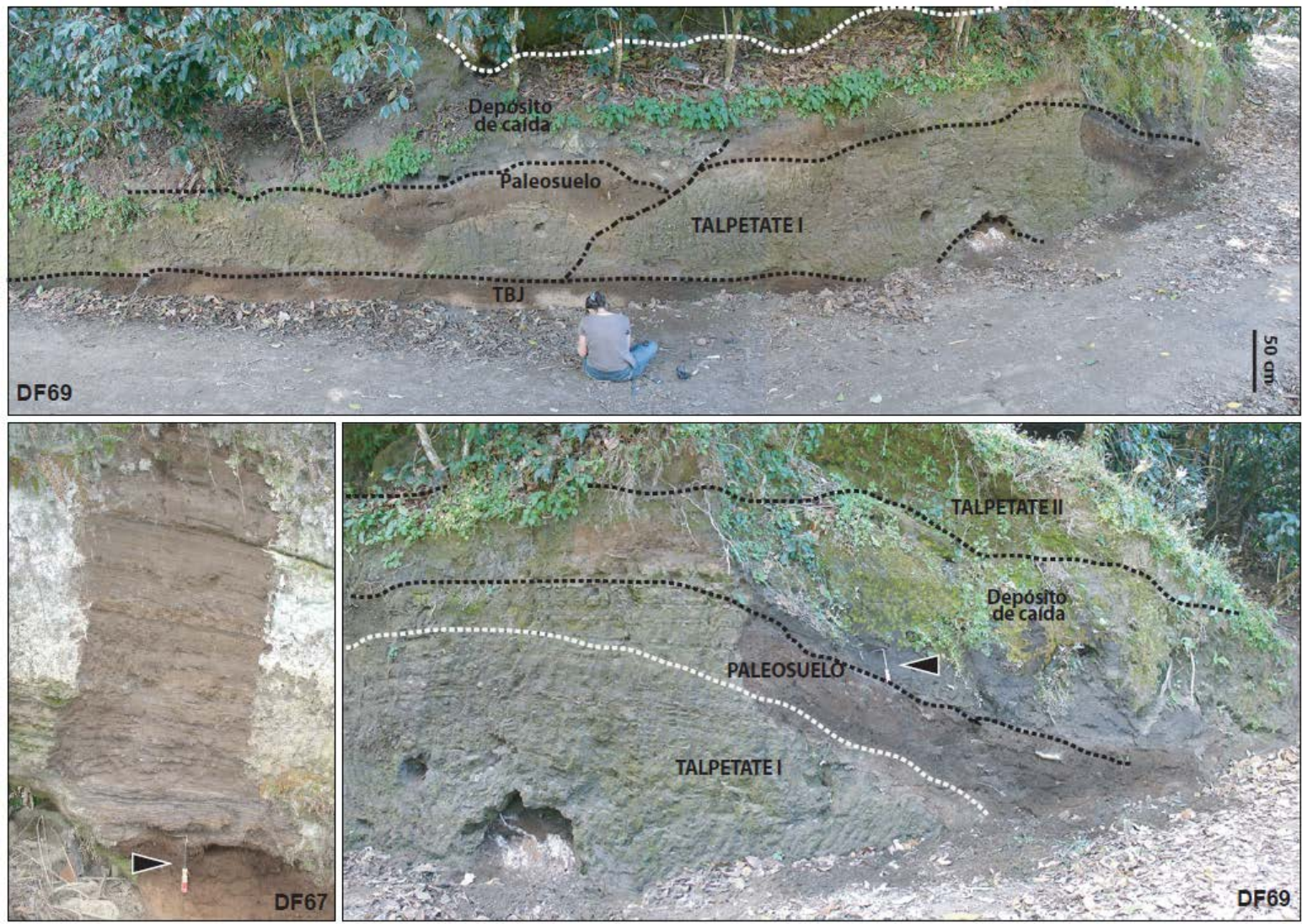


Figura 22: Depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Toba de San Andrés o Talpetate I en los afloramientos DF67 y DF69. En este último en la base de esta secuencia con el suelo de la TBJ se identificaron remanentes de un tronco carbonizado que permitieron la datación de la secuencia Talpetate I en  $1031 \pm 29$  B. P. También se identificaron motas de carbón en el suelo desarrollado sobre el Talpetate I, que permitieron datar de forma relativa la secuencia de depósitos sobreyacente, el Talpetate II, constituida por una unidad de caída y una serie de oleadas piroclásticas (DF69; capítulo 5) .

En diversos afloramientos en el flanco N del VB, se localizó, sobre la secuencia Talpetate I un paleosuelo bien desarrollado de entre 20 y 30 cm de espesor y sobre este una nueva secuencia de depósitos de caída y de oleada piroclástica que se denominó Talpetate II (Figura 22). La distribución de estos depósitos permitió atribuirlos a una erupción con origen en el cráter central del VB. En el afloramiento DF69 (flanco N) se halló carbón en el paleosuelo ubicado en el techo de la secuencia Talpetate I y en la base de la secuencia Talpetate II (Figura 22), que arrojó una edad convencional de  $766 \pm 34$  B. P. (cal A. D. 1214 – 1285, con una probabilidad del 99%). Por tanto, la secuencia Talpetate II tiene una edad posterior a A. D. 1285 (Tabla 2, Anexo 8).

La última erupción del VB tuvo lugar en A. D. 1917, produciendo una lava andesítica de tipo *a'a* localizada en el flanco N del edificio volcánico, todavía observable por la ausencia de vegetación (Figura 24; capítulo 4) y la construcción del cono de escorias Boqueroncito en el interior del cráter (Figura 25).

La actividad eruptiva de flanco inicia alrededor de los 10,000 años (Holoceno), con la formación de edificios volcánicos monogenéticos en las áreas circundantes del edificio volcánico principal del CVSS. Pero es en el período de los últimos 3,000 años que este tipo de actividad predomina, con erupciones de tipo efusivo y explosivo desde bocas eruptivas ubicadas en los flancos N, NW y SE del edificio central, sobre fallas de dirección WNW-ESE y NW-SE (Meyer-Abich, 1956; Bosse et al., 1976; Italtekná Consut, 1988; Figuras 17 y 23).

Sofield (1998), basándose en principios de superposición estratigráfica, reconoció un total de 24 volcanes monogenéticos, de los cuales 16 habrían tenido su formación en los últimos 3,000 años (Figuras 17 y 23, Tabla 2). Las erupciones que dieron lugar a estos volcanes fueron de tipo explosivo en un 50% (cráteres de explosión, maares, conos y anillos de tobas) y el resto conos de escorias, que en 11 casos tienen asociados flujos de lava. Durante esta investigación se identificaron depósitos de caída escoriáceos en la cota 1400 msnm del flanco N del VB, sobre la falla N40W, que se asociaron a un nuevo cono de escorias (sin nombre, Núm. 3' en Tabla 2 y Figura 23), no descrito previamente.

Los depósitos relacionados con erupciones de volcanes monogenéticos fueron estudiados por diferentes autores (Hart, 1983; Miller, 1993; Sofield, 1998) y más recientemente por estudiantes de la Universidad Centroamericana en El Salvador (Marroquín. y Vásquez, 2007). Sin embargo, muchas de las características específicas de estas erupciones, así como su edad precisa son todavía desconocidas.

Por su ubicación en el área de influencia del VSS-VB en términos de peligrosidad, los volcanes monogenéticos se consideraron como parte del CVSS. Sin embargo, no existen estudios de detalle concluyentes que permitan asociar estos edificios volcánicos monogenéticos al mismo sistema magmático que alimenta al VSS-VB.

Los ocho volcanes monogenéticos a los que se atribuyen edades anteriores a los 3,000 años son poco conocidos y se distribuyen principalmente entre 6 y 11 km al N del VB (Figura 23 y Tabla 2). Sofield (1998) los agrupa como volcanes de flanco no alineados, ya que no parecen ubicarse sobre fallas reconocidas y menciona que la geoquímica de sus depósitos es distinta (mayor porcentaje en peso de MgO) a la de los volcanes más jóvenes alineados sobre las fallas que cruzan el edificio volcánico central, por lo que la afinidad con este no es clara.

Los volcanes monogenéticos del período de los últimos 3,000 años se presentan alineados sobre las estructuras tectónicas que controlan el volcán central (Figura 23), a distancias entre 1.5 y 14 km del cráter del VB. Su geoquímica, aunque presenta un rango más amplio de composiciones, muestra una moderada afinidad con las lavas más antiguas del VSS-VB (Sofield, 1998; capítulo 4). A partir de estos datos, este autor plantea la hipótesis que los volcanes monogenéticos de este período están alimentados por el mismo sistema magmático que el volcán central. Menciona además que es frecuente en los sistemas volcánicos que la actividad de flanco ocurra en un estratovolcán maduro, una vez este alcanza su altura crítica (Rose et al., 1987), tal y como parece indicar el incremento de la actividad monogenética a partir de los últimos 3,000 años, coincidente con un cese de la actividad del VB por aproximadamente 2,000 años. Sin embargo, son necesarios estudios geoquímicos de mayor detalle para confirmar esta hipótesis.

El primer evento eruptivo de tipo monogenético del periodo de los últimos 3,000 años corresponde a la erupción del maar Plan de la Laguna (7 km al SE del VB; Figura 23), que generó depósitos de caída y oleada piroclástica emplazados principalmente al S de la planicie de San Salvador y sobre la Sierra del Bálsamo. Estos depósitos sobreyacen un paleosuelo rico en fragmentos de cerámica del periodo Preclásico Medio (900-650 B. C.) y fosilizan surcos de cultivo en este paleosuelo, que fue datado en  $2690 \pm 50$  B. P. (cal. 895 - 800 B. C.; Amaroli y Dull, 1999). En el área S y SE del edificio central también se identificaron los depósitos del Cerro La Hoya, para los cuales se está todavía estudiando su secuencia de depósitos y las relaciones estratigráficas con otros depósitos, aunque en afloramientos al S del VB pudo observarse que están en posiciones estratigráficas superiores a los depósitos de oleada piroclástica de Plan de la Laguna.



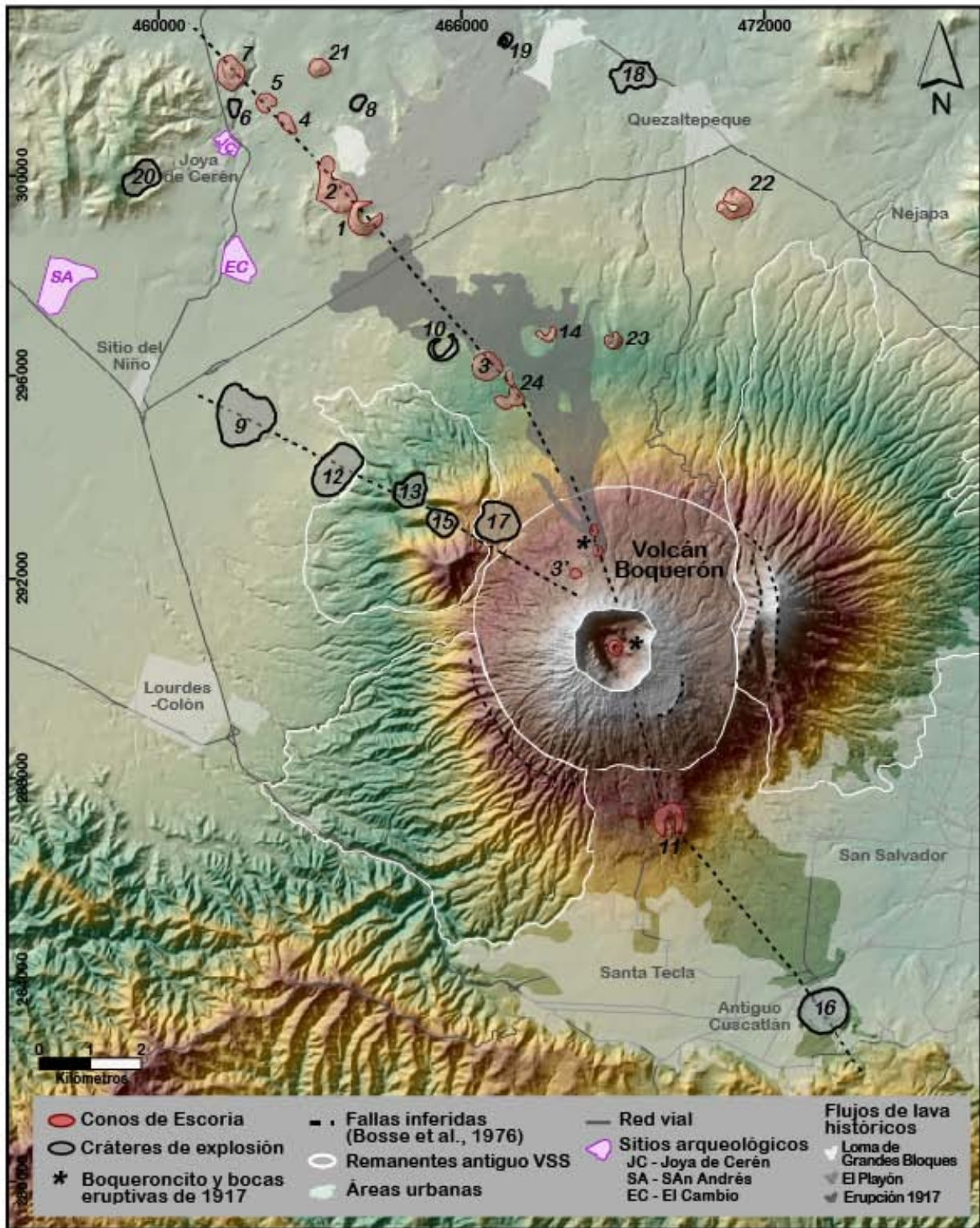


Figura 23: Localización de los edificios volcánicos monogenéticos del CVSS (modificado de Sofield, 1998) sobre las fallas N40W y N65W, que controlan su posición (modificado de Bosse et al., 1976). La numeración creciente indica mayor antigüedad de los depósitos, según criterios estratigráficos de Sofield, 1998; Miller, 1993 y de este trabajo de investigación, y corresponden a la numeración en la Tabla 2.

Tabla 2: Dataciones por radiocarbono y actividad eruptiva central y de flanco del CVSS durante los últimos 3,000 años (modificado de Sofield, 1998)

Núm.	Nombre volcán monogenético o erupción	Tipo de edificio	Falla asociada	Edad absoluta	Referencias
*	<b>Bocas de los Chintos Boqueroncito</b>	Cono de escorias en <b>Cráter Central</b>	N40W (lavas)	7/06/1917	Larde y Arques, 1917; Sapper, 1925; Meyer-Abich, 1956
1	El Playón	Cono de Escorias	N40W	1658-59/1671	Ximénez, 1721; Larde Arques, 1917; Larde y Larín, 1978; Meyer-Abich, 1956;
2	Loma de Grandes Bloques	Cono de Escorias	N40W	s.XV-s.XVI	Palacio, 1576; Larde y Larín, 1978
	<b>TALPETATE II</b>	<b>Cráter central</b>	Distribución NNW (max. 4.4 km)	<b>&lt;766 ± 34 BP (cal. AD 1214 -1285)</b>	Ferrés et al., 2011
3	Sin nombre (cerca del Matazano)	Cono de Escorias	N40W		Sofield, 1998
3'	Sin nombre (nuevo edificio)	Cono de Escorias	N40W		Ferrés et al., 2010
	<b>TALPETATE I (TOBA de SAN ANDRES)</b>	<b>Cráter central</b>	Distribución W-SW (max. 18 Km)	<b>1031 ± 29 BP (cal. AD 964 - 1040)</b>	Hart, 1983; Sofield, 1998; Ferrés et al., 2011
4	Boca Tronadora	Lavas fisurales	N40W		Sofield, 1998
5	Laguna Ciega	Cono de Escorias	N40W		Miller, 1993; Sofield, 1998
6	Loma Caldera	Maar/Cono de tobas	N40W	1403 ± 28 BP (cal. AD 610 - 671)	McKee, B., 2002; Miller, 1993; Sofield, 1998
7	Laguna Caldera	Cono de Escorias	N40W		Miller, 1993; Sofield, 1998
8	Cráter La Escondida	Cráter de explosión	N40W		Sofield, 1998
	<b>Tierra Blanca Joven (TBJ), Caldera de Ilopango</b>			<b>1605±20 BP (cal. AD 408 - 536)</b>	Dull, R. et al., 2001
9	Laguna de Chanmico	Maar	N65W		Ferrés et al., 2011
10	Cráter La Aurora	Cono de tobas	N40W		Sofield, 1998
11	Cerro La Hoya	Cono de escorias	N40W		
12	Resumidero	Anillo de tobas	N65W		
13	Jabalión	Cráter de explosión	N65W		
14	Plan del Hoyo	Cono de escorias	N40W		
15	Boca del Jabalí	Cráter de explosión	N65W		
16	Plan de la Laguna	Maar	N40W	2650±50 BP (cal. 791 - 933 BC)	Amaroli y Dull., 1999
17	Las Granadillas	Maar	N65W		Sofield, 1998
18	Cráter Quezaltepeque	Anillo de tobas	sd		
19	Cráter Lavas El Playón	Cráter de explosión	sd		
20	Plan de la Hoya	Cono de tobas	sd		
21	Montaña Las Víboras	Cono de escorias	sd		
22	El Cerrito	Cono de escorias	sd		
23	Cerro 14 de marzo	Cono de escorias	sd		
24	Sin nombre 2 (cerca del Matazano)	Cono de escorias	N40W		

Los edificios volcánicos monogenéticos más antiguos en los flancos N y NW del VB son los maares Boca del Jabalí, Jabalión, Plan del Hoyo, Resumidero (Sofield, 1998) y Chanmico. La posición estratigráfica de los depósitos del maar Chanmico, actualmente ocupado por una laguna, se encontraron subyaciendo los depósitos de TBJ y Talpetate I permitiendo modificar la edad relativa de este edificio volcánico (Tabla 2).

Miller (1989-1992) estudió, en el marco del proyecto de recuperación del sitio arqueológico Joya de Cerén, las erupciones de volcanes monogenéticos que dieron origen al complejo Loma Caldera, Laguna Caldera y Laguna Ciega, todos ellos posteriores al emplazamiento de TBJ. Los depósitos que afectaron al sitio arqueológico son atribuidos por este autor a la erupción de Loma Caldera (cal. A. D. 610 - 671; Mckee, 2002). Basándose en relaciones estratigráficas, sitúa el evento eruptivo de Laguna Caldera como anterior y el evento de Laguna Ciega posterior al de Loma Caldera.

Posteriormente, Sofield (1998) estudió en detalle los eventos eruptivos asociados al maar del Plan de la Laguna, al cráter de explosión de La Escondida y al maar de la Laguna de Chanmico, así como los conos de escorias del Cerro de Quezaltepeque y parcialmente la erupción del cono de escorias El Playón.

Los dos últimos eventos ocurrieron en época histórica (últimos 500 años): La erupción de Loma de Grandes Bloques, a la que se atribuye su ocurrencia en 1575 y la erupción del cono de escorias El Playón entre 1658 y 1671.

En resumen, para el periodo de los últimos 3,000 años se tiene conocimiento de 20 eventos eruptivos en el CVSS (Sofield, 1998; Major et al., 2001; este estudio) que dieron lugar a la formación de diecisiete volcanes monogenéticos y a tres erupciones desde el cráter central del VB (Tabla 2). Estas erupciones conjuntamente con la TBJ de la Caldera de Ilopango afectaron los asentamientos poblacionales en la zona central de El Salvador desde el período Preclásico Medio (900-400 B. C.). Tres de ellas, dos de conos de escoria y la erupción de 1917, ocurrieron en época histórica (últimos 500 años).

### **3.5. Revisión de la actividad eruptiva histórica (últimos 500 años)**

Las erupciones históricas, documentadas por escrito desde el inicio de la época de la colonia (A. D. 1524 en El Salvador) durante los últimos 500 años incluyen citas sobre las erupciones de los conos de escoria Loma de Grandes Bloques y El Playón; y sobre la erupción del VB en 1917.

Meyer-Abich (1956), en “Los Volcanes Activos de Guatemala y El Salvador”, revisa la historia de estas erupciones, basándose en citas del oidor de la Real Audiencia de Guatemala Lic. Diego García de Palacio (1576) y del historiador salvadoreño Jorge Lardé y Arthés (1917, 1960). En este trabajo se consultó documentación histórica de los historiadores salvadoreños Jorge Lardé y Larín (1978) y de Carlos Cañas-Dinarte (2001). Estos documentos incluyen citas de observaciones realizadas durante los s. XVI y XVII por diferentes personas que vivían o visitaron El Salvador. Igualmente se revisó material con datos sobre los siglos XVIII, XIX e inicios del siglo XX, para obtener información sobre la última erupción del VB en 1917 y la evolución de la presencia de una laguna en el cráter central.

#### **3.5.1. Erupción de Loma de Grandes Bloques**

Sofield (1998) señala el año 1575 como fecha probable de la erupción de Loma de Grandes Bloques (Núm. 2, Tabla 2). La revisión de la documentación histórica parece indicar que esta erupción se produjo con anterioridad a esta fecha.

Diego de Palacio (1576) realiza una visita al cráter Boquerón y señala intensa actividad fumarólica en el interior del cráter, con emisión de vapor de agua y gases azufrosos, así como una morfología similar a la actual (terrazas y ausencia de laguna). No menciona ninguna erupción en curso. Sí menciona haber observado en el sector N del VB, en la actual ubicación de El Playón, cerca de la antigua población de Nexapa, lavas frescas y abundante tierra quemada. La visita se realiza en respuesta a la solicitud de los pobladores de San Salvador a la Real Audiencia de Guatemala, debido a los efectos del terremoto del 2 de junio de 1575. Este evento es denominado “primera ruina sísmica” de San Salvador (Lardé y Arthés, 1960) y afectó también los territorios de Guatemala y Chiapas (Lardé y Larín, 1978; Cañas-Dinarte, 2001). Aunque se considera que el probable epicentro de este sismo estuvo ubicado entre San Marcos y Santo Tomás, en las cercanías de la Caldera de Ilopango (Cañas-Dinarte, 2001), tuvo una afectación regional lo que parece indicar un origen tectónico, más que volcanotectónico.

Lardé y Arthés (1960) y Lardé y Larín (1978) atribuyen las lavas recientes observadas por Palacio a las Bocas de Los Chintos, las que se abrieron también en la erupción de 1917, pero las ubica en una posición diferente, al N del actual volcán El Playón. Posteriormente, Sofield (1998) basándose en estas afirmaciones y en observaciones de campo atribuye estas lavas a un centro eruptivo que denomina Boca de Grandes Bloques, en el área del complejo Volcánico El Playón, por la tipología de las lavas que observa. Aunque Lardé y Arthés (1960) considera que estas lavas podrían haberse producido entre 1575 o 1593; la investigación de Lardé y Larín (1978) anota que estas lavas no pueden ser posteriores a 1524, ya que hay documentos históricos que recopilan citas de 1524, 1549 y 1575, donde se afirma que “no hay ningún volcán echando fuego”. Por tanto, parece más correcto ubicar la erupción de Loma de Grandes Bloques (Núm. 2, Tabla 2), en algún momento del s. XV o a inicios del s. XVI (antes de la llegada de los españoles).

### **3.5.2. Erupción de El Playón (1658/59 – 1671)**

La erupción del Volcán El Playón inició el 3 de noviembre de 1658 y consistió en la construcción de un cono de escorias de 160 m de alto y la emisión de lavas de tipo *a'a* o malpaís, hacia el NW, ocupando una extensión de 10 km<sup>2</sup>. La emisión de estas lavas cercó al antiguo pueblo de Nexapa, cuyos habitantes reconstruyeron la localidad actual de Nejapa en el sitio que actualmente ocupa (5 km al ESE de Quezaltepeque; Figuras 2 y 23) y represó el Río Sucio, lo que generó la formación de un lago de unos 25-30 m de profundidad en el sector occidental del Valle de Zapotitán (Meyer-Abich, 1956).

La actividad del Volcán El Playón fue precedida por diez años de actividad sísmica (Lardé y Larín, 1978). Existe cierta controversia en relación a la fecha de inicio de esta erupción, pero Lardé y Arthés (1960) demuestra a través de varias citas históricas que la erupción inició en 1658, ya que en enero de 1659 los pobladores de Nexapa ya estaban solicitando su reubicación.

La erupción de El Playón generó una columna eruptiva de “gran altura y una distancia que alcanzó las cincuenta leguas”, unos 200 km, afectando los pueblos de Nejapa y Opico. Sin embargo, los depósitos de esta erupción se han encontrado a distancias máximas hacia el W, afectando un obraje de añil en el sitio arqueológico de San Andrés (Gallardo et al, 1997). Las fases eruptivas principales de la erupción de El Playón se prolongaron hasta el 20 de noviembre de 1659, sin embargo, la emisión de materiales piroclásticos continuó por trece años más (Lardé y Larín, 1978), como se cita en una carta del Cabildo de San Salvador de 1669, en que los ediles exponen a Carlos II “la falta de agua y leña como

consecuencia de las muchas cenizas que un volcán vecino de ella y recién reventado está continuamente arrojando que lo abrasa todo”.

Finalmente la actividad explosiva termina con una fase eruptiva en 1671 (Ximénez, 1722 en Meyer-Abich, 1956 y Lardé y Larín, 1978; Paniagua, 2002). Se emitieron gran cantidad de cenizas y piroclastos, las más finas fueron transportadas hasta Comayagua (Honduras) (Ximénez, 1722 en Meyer-Abich, 1956). Esta erupción fue acompañada también de actividad sísmica intensa, la cual provocó la “3ª ruina sísmica de San Salvador” (Lardé y Larín, 1978). En el tiempo de esta erupción el Valle de Zapotitán continuaba anegado por las aguas del Río Sucio represadas durante la erupción de 1658.

Algunos autores citan una nueva actividad de El Playón en 1806 (Dollfuss y Montserrat en Lardé y Arthés, 1960; Cañas-Dinarte, 2001), asociada a un temblor que causa la destrucción de la ciudad de San Salvador; argumentando que este volcán pudo haber conservado el nombre de Cerro Nexapa hasta principios del s. XIX, nombre que aparece en las citas de referencia. No se han encontrado registros geológicos de esta posible actividad.

Los trabajos realizados en el sitio arqueológico El Cambio sobre los depósitos distales del cono de escorias El Playón, permiten aportar hipótesis sobre las características y productos emitidos por las erupciones de 1658 y 1671. Los depósitos lacustres resultantes del represamiento del Río Sucio y la formación del Lago de Zapotitán también están representados en el sitio El Cambio (Ferrés et al., 2011).

### **3.5.3. Erupción del VB en 1917**

La última erupción del VB tuvo lugar el 7 de junio de 1917 y fue de tipo fisural, con la emisión de lavas andesíticas desde el flanco N del VB (Figuras 2, 23 y 24) a través de varias bocas eruptivas, denominadas Los Chintos. Esta erupción tuvo también una fase explosiva que generó la evaporación de la laguna que se encontraba en su interior, la emisión de cenizas y la construcción del cono de escorias Boqueroncito (Figura 25) en el interior del cráter (Sapper, 1925; Meyer-Abich, 1956; Fairbrothers et al., 1978; Sofield, 1998).

La actividad eruptiva fue precedida por actividad sísmica, con dos temblores de alta intensidad la tarde del 6 de junio, que afectaron a varias poblaciones (Figura 24), desde Armenia (27 km al W del CVSS) hasta la Caldera de Ilopango (Meyer-Abich, 1956; Cañas-Dinarte, 2001).

La emisión de lavas inició desde varias bocas eruptivas (hasta 7 puntos de emisión), ubicadas en una fractura de dirección NNW-SSE en la ladera N del VB, en alturas desde los 1410 msnm (Boqueroncitos) hasta los 700 m (Los Chintos-El Tronador). En la tarde del día 7 la lava había alcanzado distancias de hasta 6.5 km desde las bocas activas, afectando la vía férrea (Figura 24). Posteriormente la lava tomó rumbo W hasta unos 3 km antes de alcanzar la Laguna de Chanmico. La emisión de lavas continuó hasta el día 11 de junio, alcanzando espesores de aproximadamente 5 m. La acumulación de material fragmentario escoriáceo en las bocas de salida de la lava fue de pequeño volumen. No se reportó actividad explosiva de consideración en el sector de salida de las lavas (Meyer-Abich, 1956).

Desde el día 9 hasta el 28 de junio, la laguna en el interior del cráter El Boquerón estuvo en ebullición y la noche del 29 de junio se inició la formación del cono de escorias El Boqueroncito, que se prolongó por ocho días (Figura 25). El Boqueroncito manifestó actividad hasta inicios de noviembre de 1917, con pulsos eruptivos cada 5-10 minutos durante las primeras semanas y cada 30 minutos a partir de agosto (Sapper, 1925; Meyer-Abich, 1956).

La actividad explosiva generó una columna eruptiva que dispersó cenizas (Figuras 25 y 26), afectando principalmente las ciudades de Santa Tecla, al S y de Lourdes, al SW del volcán (Lardé y Larín, 1978). El análisis del material fotográfico recopilado de la época (Colección Dr. Panadés Vides cedidas a la Academia Salvadoreña de la Historia), permite estimar que la altura de estas columnas no superó el 1.5- 2 km de altura (Figura 26).

#### **3.5.4. Presencia de laguna en el interior del cráter Boquerón**

La presencia de cuerpos de agua superficial en complejos volcánicos tiene especial relevancia por la posibilidad de ocurrencia de actividad explosiva hidromagmática. La cronología de observaciones sobre la presencia de la laguna en el interior del cráter central Boquerón (Tabla 3) se sintetizó a través de la revisión de documentación histórica.

La actividad eruptiva de 1917 evaporó por completo la última laguna conocida en el interior del cráter. En sus últimos años de existencia (1915-1917, Figura 27), su superficie se encontraba aproximadamente en la cota 1,460 msnm y se estimó una profundidad de 80 m (Roy, 1954). A partir de estos datos y del material fotográfico disponible se ha calculado una superficie del espejo de agua de  $0.31 \text{ km}^2$  y un volumen de  $13.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ .



Figura 24: Efectos del terremoto del 7 de junio de 1917 en Sata Tecla, Armenia y San Salvador y flujo de lava de la erupción de 1917, desde una fisura al N del VB, que afectó la vía férrea (fotos de la colección Dr. José Panadés Vides, cedidas a la Academia Salvadoreña de la Historia).





Figura 25: Formación del Boqueroncito en el interior del cráter. Columna eruptiva de la fase explosiva de la erupción de 1917 (fotos de la colección Dr. José Panadés Vides, cedidas a la Academia Salvadoreña de la Historia).

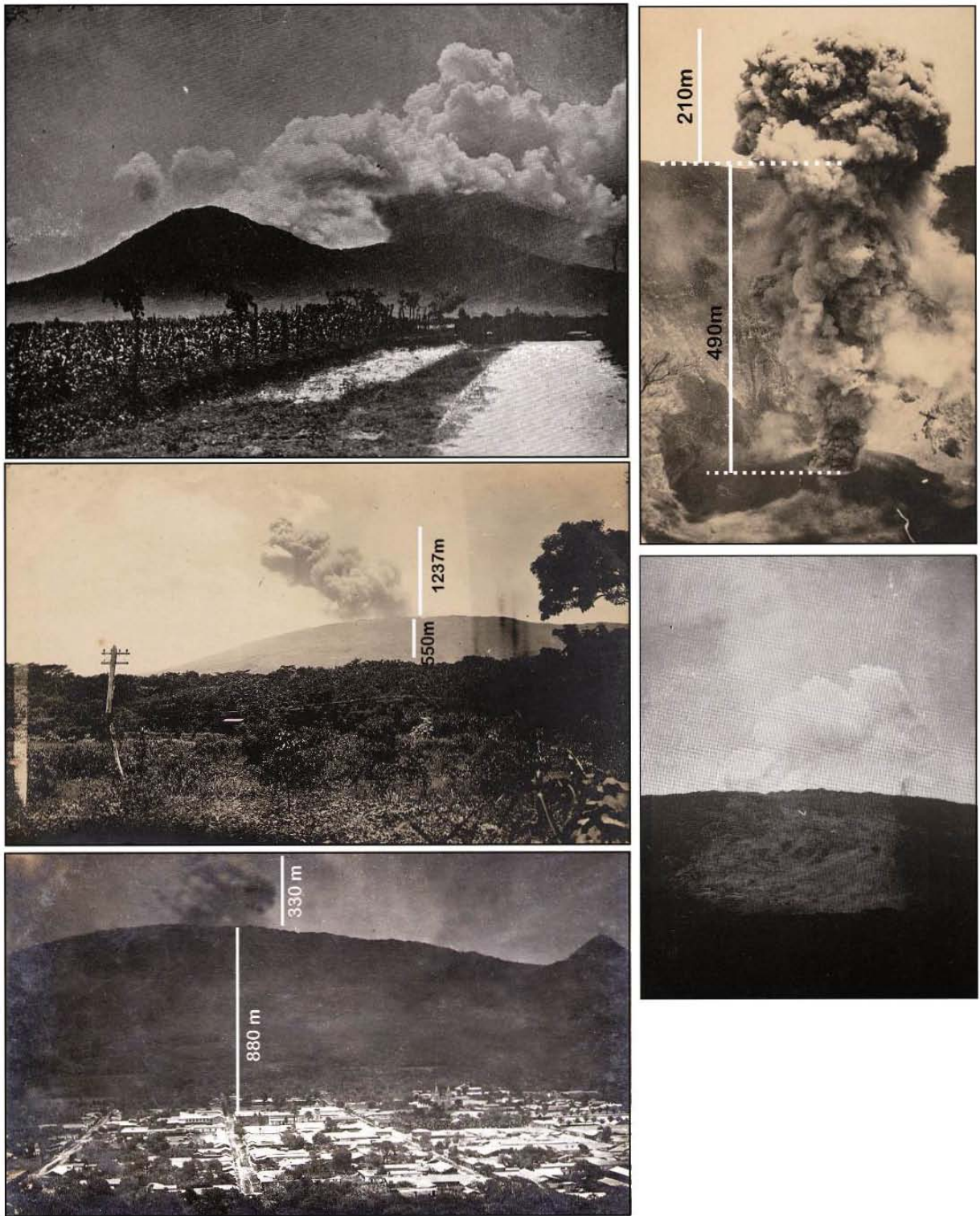


Figura 26: Altura de columna de la erupción de 1917. La dispersión de cenizas hacia SW afectó las poblaciones de Sta. Tecla y Lourdes-Colón (fotos de la colección Dr. Panadés Vides cedidas a la Academia Salvadoreña de la Historia).

Tabla 3: Cronología de observaciones de la laguna en el cráter del VB

AÑO	OBSERVACIONES	AUTOR	REFERENCIA
1575	No existe laguna dentro del cráter. Actividad fumarólica, con fuerte olor a azufre ("causó la muerte a un español que llegó a sus cercanías")	Diego García de Palacio, 1576 (Oidor de la Real Audiencia de Guatemala)	Lardé y Larín, 1978
1807	Pequeña laguna en el fondo del cráter de aguas azufrosas	Antonio Gutiérrez Ulloa, 1807 (Corregidor Intendente de San Salvador)	Lardé y Larín, 1978
1843	Laguna de 100 x 150 varas. Pantalla de agua en forma de cuero de res. El agua es clara y sin olor ("de un olor que agrada y potable"). Sin playas. Los visitantes beben el agua.	Marcos Idígoras y Pedro Rómulo Negrete	Lardé y Larín, 1978
1869	Laguna con forma similar a la Cruz de Malta.	Lic. Manuel Fernández	Lardé y Larín, 1978
1876	Laguna de color verde esmeralda. "El agua de la laguna es salóbrega y probablemente contiene sulfatos de soda o de magnesia"	Dr. Darío González	Lardé y Larín, 1978
1888	Presencia de una laguneta. El análisis de aguas aportó la presencia de bicarbonatos, sulfatos y cloruros de cal y de magnesia.	Grupo de inspección Dr. Francisco G. de Manchón (rector Universidad de El Salvador)	Lardé y Larín, 1978 Taracena-Arriola, 1983
1895	Lago de 400 metros de diámetro en dirección N-S y 350 m en dirección E-W, 370 m debajo del borde más bajo del cráter. Aguas de color verdusco y con mal olor, que en febrero (época seca) tenía medio metro por debajo de su nivel normal.	Dr. Karl Sapper, 1925	Sapper, 1925 Lardé y Larín, 1978
1915	Laguna navegable. La superficie del agua se encuentra a unos 1,420 msnm. Profundidad: 80 m. Área: 0,31 km <sup>2</sup> . Volumen: 13 millones de m <sup>3</sup> .	Fotografías Aníbal Salazar (cedidas por la Academia de Historia)	Cañas-Dinarte, 2001
1917	Laguna en ebullición y evaporación total	Fotografías Colección Dr. José Panadés Vides	Cañas-Dinarte, 2001

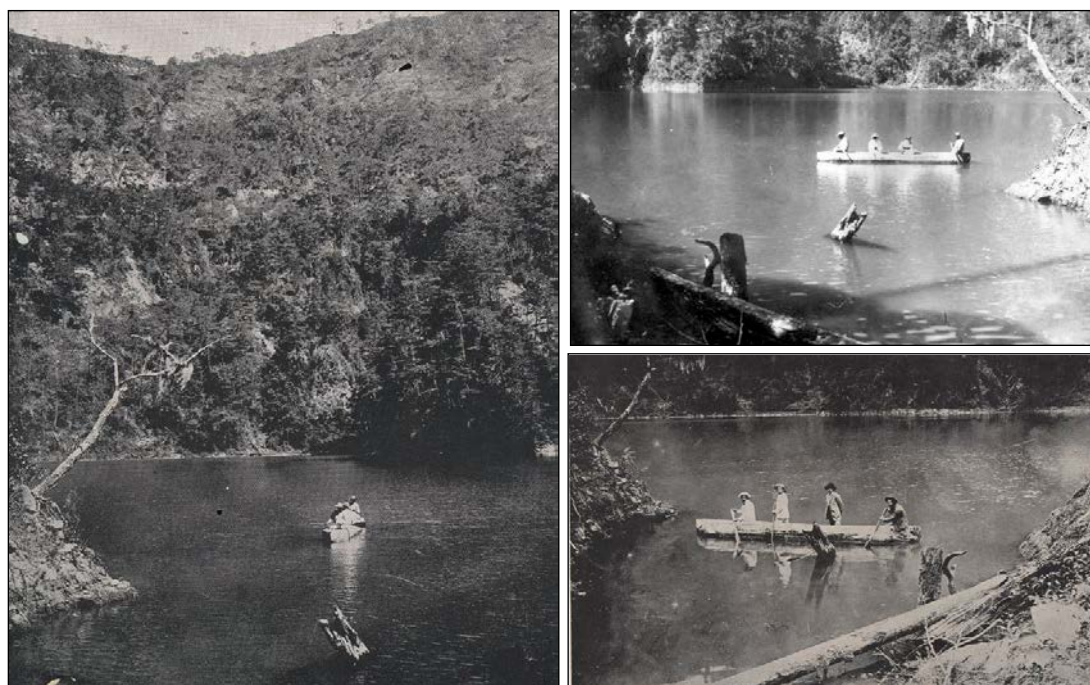


Figura 27: Laguna navegable del cráter del VB en 1915 (fotos de Aníbal Salazar cedidas por la Academia Salvadoreña de la Historia).

## **4. Estratigrafía, petrografía y caracterización geoquímica de los productos efusivos del CVSS**

Con el fin de conocer las características de las erupciones efusivas y completar la secuencia estratigráfica general del VB se desarrolló el estudio de las relaciones estratigráficas de los depósitos de flujos de lava con los depósitos piroclásticos del CVSS. Asimismo se revisó la caracterización geoquímica de los productos efusivos y explosivos del VB, propuesta por autores previos, y su comparación con las lavas del antiguo VSS, a través de análisis petrográficos y químicos de roca total (elementos mayores y traza), para tratar de comprender los mecanismos que rigen la evolución de los magmas en el CVSS e identificar la influencia de procesos de asimilación de roca encajante y/o de mezcla química o mecánica de magmas (*mixing o mingling*).

### **4.1. Estratigrafía de los productos efusivos del CVSS**

En trabajos previos, diversos autores habían reconocido 29 flujos de lava en el CVSS: 3 del antiguo VSS en su base S y en los cerros Picacho y Jabalí (Italtekna Consult, 1988; Sofield, 1998); 14 en el interior del cráter, que constituyen el cuerpo principal del VB (Fairbrothers, 1978), 11 flujos en las laderas N y NW del complejo volcánico, asociados a los edificios volcánicos de flanco y 1 en la ladera N producto de la última erupción del VB en 1917 (Sofield, 1998; Figura 28, Tabla 4). La base de datos geoquímicos de la Cordillera Volcánica de El Salvador compilada por DGSNET integra 58 análisis de lavas del CVSS (Tabla 7.2 en anexo 7).

Para la reconstrucción de la secuencia estratigráfica de erupciones efusivas del VB, se describieron un total de 40 afloramientos constituidos principalmente por flujos de lava (Figuras 4 y 28), en los cuales se tomaron 37 muestras (Tabla 4 y Tabla 7.3 en anexo 7). Se estudiaron principalmente las lavas en el interior del cráter del VB, en las laderas SE y NE del edificio volcánico y en la planicie de San Salvador. Se muestrearon también algunos de los depósitos efusivos del antiguo VSS, en la base del edificio antiguo, en la base del Cerro El Jabalí y en la cima del Cerro El Picacho y las lavas del cono de escorias El Playón.

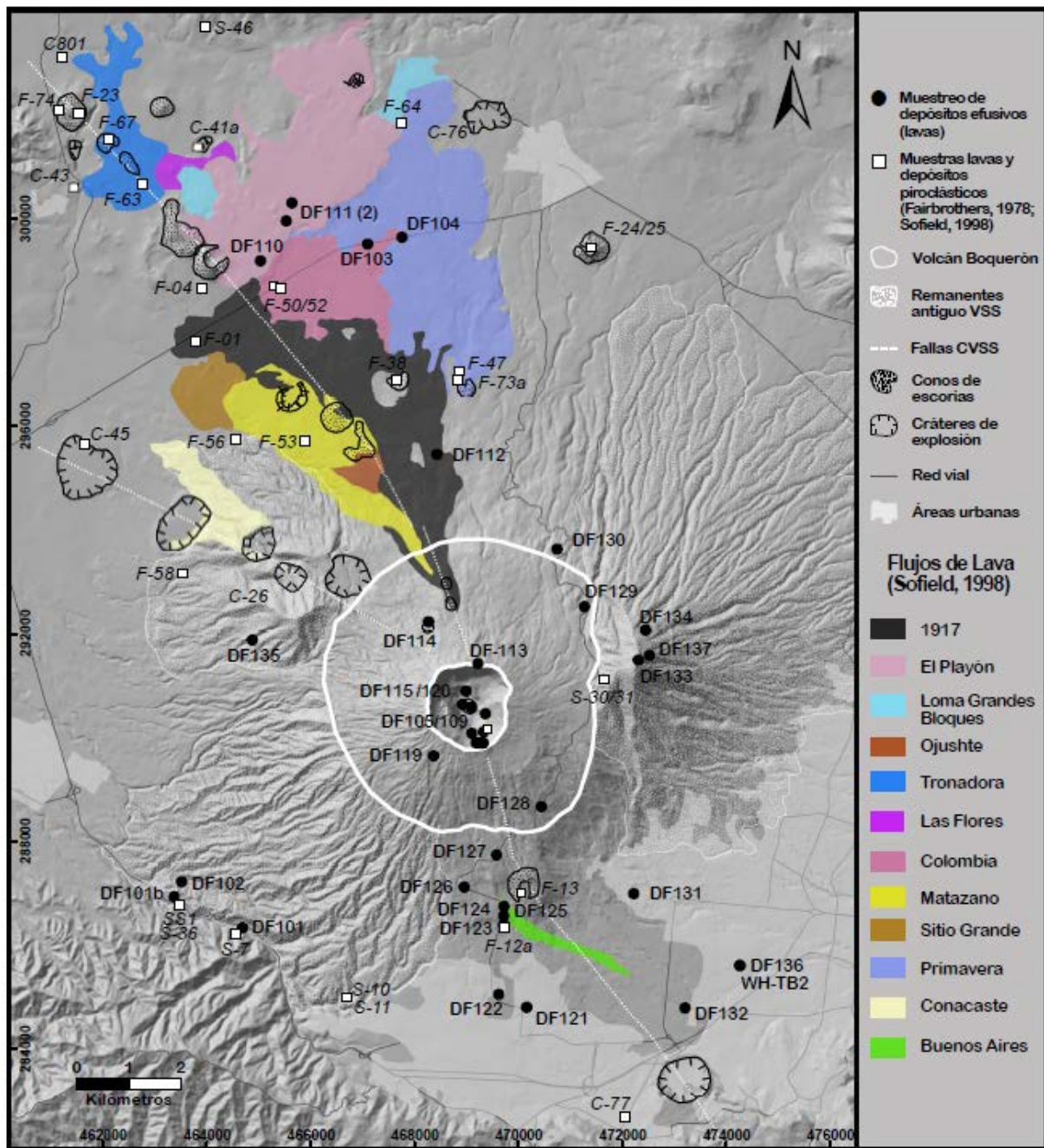


Figura 28: Cartografía de flujos de lava en el sector N-NW del CVSS (modificado de Sofield, 1998). Se señala la localización de muestras de lava y de depósitos piroclásticos estudiados por Fairbrothers, 1978 y Sofield, 1998 en cuadros blancos; y las muestras de lavas muestreadas en esta investigación en círculos negros.

El resumen de la estratigrafía de depósitos efusivos estudiados en esta investigación y por autores previos, la relación con los principales depósitos piroclásticos del VB y de la Caldera de Ilopango, su datación relativa y su agrupación según las tres etapas de formación establecidas para el CVSS (Figura 17, capítulo 3), se muestra en la Tabla 4.

Tabla 4: Estratigrafía de los productos efusivos del CVSS y su relación con las principales secuencias piroclásticas

EDIF VOLC	DEPÓSITOS /ESTRATIGRAFÍA	COMPOSICIÓN	FLUJOS IDENTIFICADOS	MUESTRAS	EDAD	CÓDIGO	
COMPLEJO VOLCÁNICO DE SAN SALVADOR ID VOLCAN BOQUERON	LAVAS LADERA N y BOQUERONCITO	Andesítica	2	<i>Fairbrothers, 1978</i> DF112, DF115-116	AD 1917.		
	III) LAVAS asociadas a EDIFICIOS MONOGENÉTICOS	Basáltico-andesítica y Andesítica	2	<i>Sofield, 1998</i> y DF110-111,	AD 1658 ~1500		
	SECUENCIAS TALPETATE I y TALPETATE II	¿?	Caídas y Oleadas		AD 1031-1285		
	III) LAVAS asociadas a EDIFICIOS MONOGENÉTICOS		5	<i>Sofield, 1998</i> y DF103-104	AD 1031 a 429		
	TBJ Caldera de Ilopango (cal. AD 429±107.; Dull et al., 2001)						
	III) LAVAS asociadas a EDIFICIOS MONOGENÉTICOS	Basáltico-andesíticas y andesíticas	4	<i>Sofield, 1998</i> y DF121	1,500 – 3,000 BP		
	BOQUERON 1	Basáltico-andesítica	Caída proximal y distal	DF77, DF79	>3,000 BP	●	
	SERIE SUPERIOR INTERIOR CRATER	Basáltico-andesíticas y andesíticas	7	<i>Fairbrothers, 1978</i> DF105 a 109 y DF113	3,000 - 8,000 BP		
	SECUENCIA G2	Dacítica	Caída proximal y distal	DF75, DF206	8,000	●	
	PLANICIE ESTE (SAN SALVADOR)		2	DF131, DF132	8,000 - 16,000 BP		
	TB2 Caldera de Ilopango (16,000 BP, Kutterolf et al., 2008)						
	LAVAS LADERAS SE y NE VB	Basáltico-andesíticas	8	DF122, DF123 y DF125-130	16,000 - 36,000 BP		
	SERIE INFERIOR INTERIOR CRATER	Basálticas y basáltico-andesíticas	7	<i>Fairbrothers, 1978</i> DF117- DF120			
	TB3 Caldera de Ilopango (30,000 BP; Kutterolf et al., 2008)						
	PLANICIE ESTE (SAN SALVADOR)	Dacítica (?)	1	DF-136	30,000 - 36,000 BP		
SECUENCIA G1	Andesítica-Dacítica	Caídas G10 y G11	<i>Sofield, 1998</i> ; DE10, 28G11, DF28G10		●		
TB4 Caldera de Ilopango (36,000 BP; Kutterolf et al., 2008)							
D VSS	LAVAS BASE y LAVAS TECHO	Basáltico-andesíticas y andesíticas	6 (2-base, 1-Jabalí y 3-El Picacho)	<i>Sofield, 1998</i> ; <i>Misión Italiana, 1988</i> y DF101-102, DF135, DF134	36,000 - 72,000 BP		

Las filas en gris indican secuencias de depósitos piroclásticos. Las filas en amarillo representan depósitos piroclásticos de las erupciones plinianas de la Caldera de Ilopango. Los cuadros en color indican los colores usados en los gráficos de clasificación geoquímica para los diferentes grupos de muestras.

#### **4.1.1. Antiguo Volcán de San Salvador**

Para la primera etapa de formación del CVSS, correspondiente a la construcción del antiguo VSS, que abarca de los 72,000 a 36,000 años B. P. (Figura 17 y Tabla 4) se reconocieron diversos flujos de lava en su parte basal, en el flanco S del edificio volcánico central, en el Cerro El Jabalí y en la cima del Cerro El Picacho. Las lavas del antiguo VSS, se presentan en lentes de espesor variable, son de color gris azulado a gris oscuro, mayoritariamente en bloques, aunque algunos flujos presentan disyunción lenticular en las partes basal y superior. En los cerros El Picacho y Jabalí se presentan frecuentemente meteorizadas, con el desarrollo de suelos arcillosos de coloración rojiza entre ellos. Se obtuvieron diversas muestras de estas lavas, en ubicaciones cercanas a las obtenidas por autores previos:

- En la base del flanco S, en la cantera Las Lajas y en la cantera de Lourdes-Colón (DF101 y DF102), corresponden a los flujos de lava más antiguos del antiguo VSS, los cuales en algunas zonas presentan más de 10 m de espesor, con disyunción planar en algunos niveles y textura escoriácea en la base (Figura 29a). En muestra de mano las lavas son afaníticas, hipocristalinas, con fenocristales de plagioclasa visibles de 1 y 2 mm, con máximos de hasta 5 mm.
- En la parte alta del Cerro El Picacho se obtuvieron diversas muestras (DF134 y DF137), tanto de su flanco W (interno), como E (externo), en cotas altas cercanas a la cima (Figura 29b). Los flujos de lava en este sector se presentan como lentes de poco espesor (máx. 2 m), en bloques e interestratificados con suelos arcillosos. En muestra de mano las lavas son gris oscuro, afaníticas, sin fenocristales visibles y con escasa vesiculación, muy masivas. Estas muestras corresponden a los flujos de lava más jóvenes del antiguo VSS, emplazados con anterioridad a su colapso.
- En el Cerro El Jabalí se muestreó un flujo de lava de unos 3 m de espesor máximo, de color gris, afanítico (DF135; Figura 29c) y masivo. Este flujo tendría una edad intermedia entre los flujos más antiguos de la ladera S del VSS y los reconocidos en la cima de El Picacho.

#### **4.1.2. Volcán joven y activo Boquerón**

Las lavas que conforman el cuerpo del volcán joven y activo VB, correspondientes al período principal de su formación entre los 36,000 y 3,000 años B. P., se muestrearon principalmente en el interior del cráter, donde se revisó la estratigrafía de las series inferior y superior descrita por Fairbrothers (1978), donde 14 flujos de lava de espesores variables se interestratifican con depósitos piroclásticos y epiclásticos (Figuras 30 y 31a).



Figura 29: a) Flujo de lava masivo (DF101), en la cantera Las Lajas, al S del edificio volcánico en la base del antiguo VSS, con 13 m de espesor en este afloramiento sobre el que se disponen 33.5 m de depósitos piroclásticos del antiguo VSS y del VB; a2) flujo de lava masivo en la cantera de Lourdes-Colón, en la carretera de Los Chorros (DF102), similar a DF101, con 10 m de espesor aproximadamente; b) lente de un flujo de lava (DF137) en la parte alta del Cerro El Picacho a 1,750 msnm (izquierda), con aproximadamente 3 metros de espesor, que quedó al descubierto en la cabecera del flujo de escombros ocurrido en agosto de 2008 en la ladera E del cerro (derecha) y c) flujo de lava (DF135) masivo, afanítico, en la ladera S del Cerro El Jabalí, al NW del CVSS, con unos 2 m de espesor.



Fairbrothers (1978) describió la serie inferior en el interior del cráter como la superposición de 7 flujos de lava. En esta investigación se muestreó parcialmente esta serie en las caras N y E del interior del cráter (muestras DF117 a DF120, Figura 30), desde su base hasta una cota aproximada de 1520 msnm. La principal dificultad para el reconocimiento de los flujos de lava de esta serie es que en su mayor parte, las paredes interiores del cráter están cubiertas por materiales de remoción, deslizamientos y flujos de escombros (Figura 31b). El depósito de lavas más cercano a la base del cráter (DF117) se observó fuertemente alterado en muestra de mano, con minerales blancos y amarillos de precipitación, que podrían indicar la presencia de un campo fumarólico antiguo. La lava DF118 es el primer flujo de lava sano en una posición más baja. Su espesor se estimó en 30 m e incluye algunos niveles con disyunción planar (lajas). Se trata de una lava de color gris oscuro, de afanítica a porfírica, muy masiva, con fenocristales de plagioclasa alargados menores a 3 mm. En el techo de la serie inferior se reconoció el flujo de lava DF120, el de mayor espesor (~ 60 m) en el interior del cráter. La lava es de color gris claro azulado, muy masiva, afanítica, sin presencia de cristales a ojo desnudo. Presenta en algunas partes alteraciones por oxidación y concreciones esféricas de carbonatos reprecipitados.

En el techo de la serie inferior se identificó una unidad de lapilli negro, con espesor indeterminado, y con cierto grado de friabilidad. Sobre este se encuentra un depósito de flujo de escombros, de aproximadamente 15 m de espesor, con una matriz color café, arcillosa y clastos semiangulosos. La posición de este flujo en el talud coincide con el techo del resto de terrazas que pueden observarse en los sectores NE y NW y que durante 1915 constituyeron los bordes de la laguna en el interior del cráter. Sobre este depósito se asientan, actualmente, los huertos que pobladores del caserío Boquerón cuidan en este sector el interior del cráter y se observó el almacenamiento de agua en pequeñas charcas. Sobre el depósito de flujo de escombros, se observó un depósito de bloques escoriáceos, soldados, de color rojizo y de gran espesor (~ 50 m). Estas tres unidades, piroclásticas y epiclásticas, tienen un espesor cercano a los 100 m (Figura 30) y se agruparon como niveles intermedios en el interior del cráter. Se interpretaron como los productos de un período de actividad explosiva durante la formación del VB, que significó una interrupción más prolongada de la actividad efusiva responsable de la construcción del volcán.

La serie superior del interior del cráter, que abarca desde el techo de los niveles piroclásticos intermedios hasta el borde del cráter, está constituida por una alternancia de depósitos de lavas masivas, con depósitos de lavas escoriáceas y depósitos piroclásticos. Fairbrothers (1978) identificó otros 7 flujos de lava en esta serie, de los cuales se muestrearon 4 en esta investigación, en el sector S-SE del interior del cráter (DF-105 a DF-109 y DF-113; Figuras 30 y 31c).

Las lavas DF105, DF107 y DF109 (Figura 30) son rocas masivas de color gris oscuro, afaníticas y presentan cristales de plagioclasa de diferente tamaño y abundancia según la muestra. En general, los depósitos efusivos no tienen continuidad en todo el perímetro del cráter y son de menor espesor que los descritos en la serie inferior, no superando los 30 m. Cabe señalar, que la abundante cobertura vegetal, así como los depósitos de deslizamientos, dificultan la observación de los contactos, por lo que los datos de espesor de los flujos de lava y los depósitos piroclásticos intercalados se estimó de forma aproximada.

Serie	Depósitos	Muestra	m	msnm	Descripción
AD 1917		<b>DF115/116</b>	15	Base cráter 1325	Lava base Boqueroncito (DF-116) y balístico (DF-115). Lava negra, masiva, afanítica, con plagioclasa abundante
SERIE SUPERIOR			6	1800	Talpetate I (SAT; unidades de caída y de oleada piroclástica)
		<b>DF109</b>	30		Flujo de lava basáltico-andesítico, color gris, con pequeños cristales de plagioclasa
		DF108	20?	1751	Flujo de lava escoriacea, en bloques. Andesítica. Similar a DF-106
		<b>DF107</b>	27	1724	Flujo de lava andesítico sano, color gris oscuro, niveles con disjunción planar (lajas)
		DF106	30?		Flujo de lava escoriacea, color rojizo; con niveles de lapilli y bloques soldados
		<b>DF105</b>	50?		Flujo de lava, andesítico, alterado, con plagioclasas abundantes. En el contacto basal con el depósito de lavas escoriaceas aparecen manantiales de agua.
N. INTERMEDIOS			50?		Nivel de bloques escoriacios de gran espesor
					Manantiales
			?		Depósito de deslizamiento o flujo de escombros, donde se asientan los huertos. Posiblemente en la base de este depósito se ubicó el nivel de la laguna en 1915
			?	1520	Depósito de caída, lapilli escoriaceo de color negro
SERIE INFERIOR		<b>DF120</b>	60?	1460	Flujo de lava andesítico, de color gris claro y de gran espesor. Presenta diferentes niveles con disjunción planar, bolar y cierta disjunción columnar en la parte superior
		s/m	15?		Depósitos de oleada piroclástica. Nivel de cenizas finas a muy finas de color gris muy claro. Nivel continuo en casi todo el perímetro del interior del cráter
			?		Depósito de caída, lapilli y bloques escoriaceo
		DF119	20	1430	Flujo piroclástico
		<b>DF118</b>	30	1410	Lava muy masiva, sana, sin alteración (presenta patinas de oxidación externas) ni vesiculación. Andesita gris oscuro con cristales elongados (plagioclasas). Disjunción planar con cierto buzamiento. junto a derrumbe principal.
		???	55?	1355	? Cubierto por depósitos epiclásticos (derrumbes y deslizamientos desde niveles superiores del interior del cráter).
		<b>DF117</b>	30?	1325	Lava basal en bloques (N60E), presenta rasgos de alteración hidrotermal (minerales blancos y amarillos reprecipitados)

Figura 30: Columna estratigráfica compuesta de la secuencia de depósitos efusivos, piroclásticos y epiclásticos identificados en el interior del cráter del VB (Serie inferior cara E y Serie intermedia y superior en la cara S). Los códigos de muestra señalados en negrita son los que se consideraron para el estudio geoquímico. Los datos de espesores son aproximados (ver también en anexo 4).

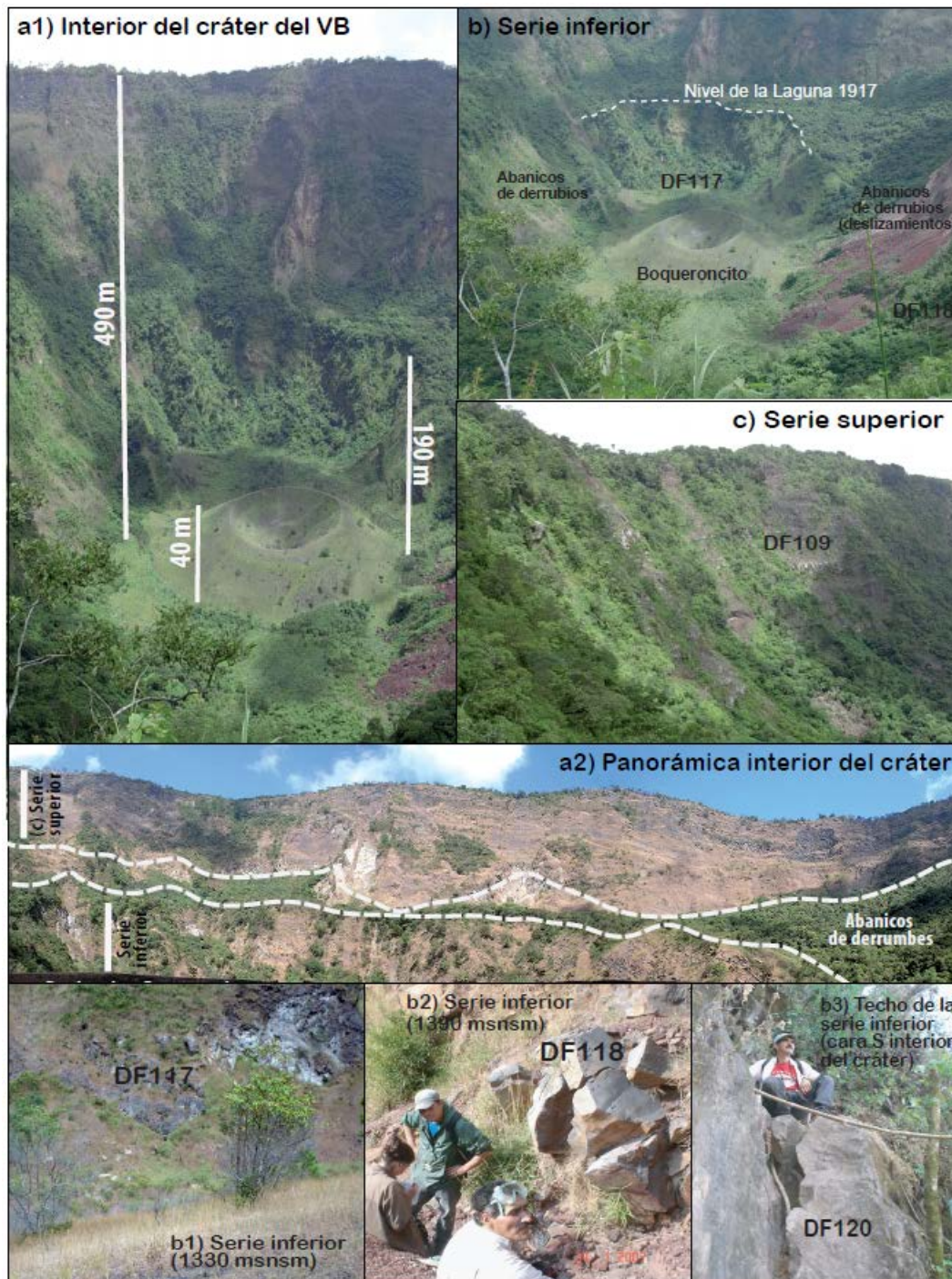


Figura 31: a1) Vista de la cara N del interior del cráter del VB, de 498 m de profundidad promedio; se observa en la base el cono de escorias Boqueroncito, de 40 m de altura promedio, con un cráter circular de 120 m de diámetro y a media altura las terrazas, que constituyeron los bordes de la laguna presente a principios del s. XX; a2) panorámica de las paredes W y NW del interior del cráter, tomada desde la cima del cono Boqueroncito, donde se señalan las series inferior y superior, así como el nivel intermedio, cubierto mayoritariamente por abanicos de derrumbes; b) detalle de la parte más baja del interior del cráter, de unos 190 m de altura total, donde se muestreó la serie inferior de flujos de lava: b1) flujo de lava DF117, b2) flujo de lava DF118 y b3) flujo de lava DF120 en el techo de la serie inferior y c) vista de la serie superior en la ladera S-SW del interior del cráter, los lentes de lava tienen menor espesor y en general no tienen continuidad en todo el perímetro del cráter.

También se identificaron y muestrearon 9 flujos de lava (DF121 a DF130), que se diferenciaron con base en criterios estratigráficos y de formación de suelos, en las laderas S, SE y NE del VB, a lo largo de la carretera que une Santa Tecla con Quezaltepeque (Figura 2 y 28). Con excepción del flujo del que se tomó la muestra DF121, los flujos tienen espesores entre 1.5 y 3 m. Se consideró que estos flujos tienen origen en el cráter central y que lograron sobrepasar los bordes de la depresión de colapso fluyendo sobre las laderas del antiguo VSS, alcanzando distancias de hasta 5 km (Sofield, 1998). Todas las lavas se encuentran en posiciones estratigráficas inferiores a la TBJ (cal. A. D. 429±107; Dull et al., 2001) y con probabilidad son anteriores a los 3,000 años B. P. En el caso de DF128 (Figuras 28 y 32a) pudo determinarse que los flujos de lava están inmediatamente en la base de los depósitos de caída B1.

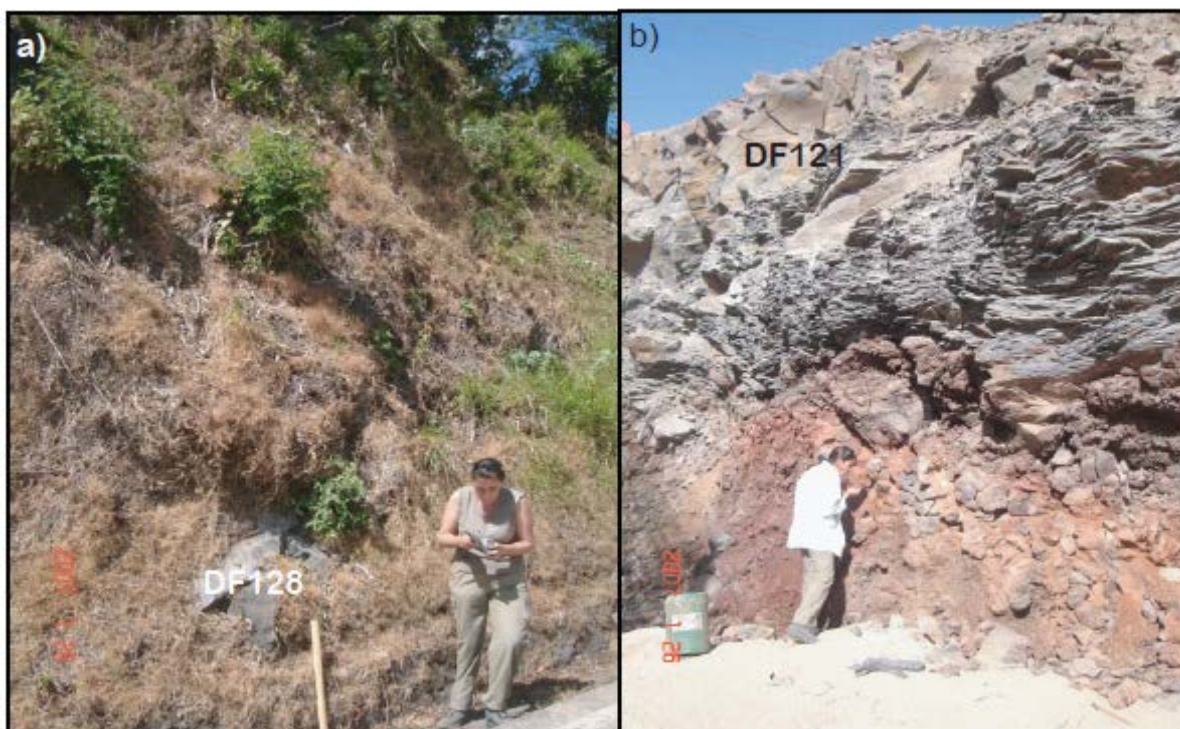


Figura 32: a) Lava DF128 de color gris claro, masiva, con ausencia de vesiculación en la ladera SE del VB, situada en la base del depósito de caída B1; el espesor observado es inferior a 1.5 m y b) Lava DF121, afanítica con ausencia de vesiculación, en la base de la ladera SE del VB, atribuida al cono de escorias Cerro La Hoya. El flujo tiene un espesor total de 5 m en este afloramiento, con una parte central masiva, entre dos niveles con disyunción planar de 1 a 1.5 m cada uno, la base está conformada por una brecha de escorias rojas soldadas y en bloques, con una característica coloración rojiza.

El flujo DF-121, en la base SE del VB, corresponde a una lava de color gris azulado, de unos 5 m de espesor, masiva en el centro y con disyunción planar en base y techo (Figura 32b). Sofield (1998) atribuyó este flujo al cono de escorias Cerro La Hoya y lo denominó Buenos Aires (Figura 28), aunque los rasgos geomorfológicos en el sector hacen pensar que podría tener su origen en las laderas del VB.

La muestra de mano presenta textura afanítica, con cristales de plagioclasa abundantes y poca vesiculación. Estratigráficamente este flujo de lava se encuentra sobre un depósito de escorias de tamaño bloque soldadas y bajo la TBJ, aunque entre esta y el flujo se observó un depósito de lapilli friable ( $P_m=2-3$  cm), negro, muy vesiculado, de entre 30 y 50 cm de espesor, atribuible a los depósitos de caída intermedios del Cerro La Hoya.

Por otra parte, en la planicie de San Salvador, se reconocieron 3 flujos de lava interestratificados con los depósitos piroclásticos del VB (G1 y G2) y de la Caldera de Ilopango (TB3 y TB2), que se relacionaron también con el período de construcción principal del VB (36,000 a 3,000 años B. P.), por encontrarse entre la TB4 y la TBJ de la Caldera de Ilopango (Figura 28 y 33). Estas lavas son:

- En la base de la ladera SE del VB, en el extremo occidental de la ciudad de San Salvador se observó el techo de un flujo de lava en bloques, de color gris azulado, masivo, con textura afanítica y con abundantes cristales de plagioclasa, situado en la base de la secuencia de depósitos piroclásticos G2 (DF131, Figuras 28 y 33a). No fue posible observar el espesor total de este flujo, pero la parte superior visible variaba entre 1.5 y 2 m.
- En la misma posición estratigráfica, bajo los depósitos piroclásticos de G2, 3 km al SE del afloramiento DF131, se observó un flujo de lava gris oscuro, masivo en el centro y con base y techo escoriáceos, de textura afanítica y con cristales de plagioclasa relleno vesículas de tamaño de pocos milímetros (DF132, Figura 28). Por su posición estratigráfica, se consideró la posibilidad de que este lente de lava sea una parte distal del mismo flujo observado en DF131.
- En el centro de la ciudad de San Salvador, en un afloramiento abierto por la construcción de un edificio, se observaron dos flujos de lava interestratificados con las TB de la Caldera de Ilopango. El de mayor espesor y en la base del afloramiento, es un flujo en bloques de color gris oscuro, muy masivo, con ausencia de vesiculación, situado en la base de TB3 (>30,000 años B. P.) (DF136; Figuras 28 y 33b). El espesor observado fue de alrededor de 6 m.
- En el mismo punto, sobre los depósitos de TB3 y TB2 se encontró otro flujo de lava en estructura de canal, con espesores variables de 1.5 a 3 m de espesor (ZRTB2; Figura 33b). Este flujo es masivo en el centro, sin disyunción y en bloques en base y techo. Sobre el flujo se observa un suelo arcilloso de color café oscuro, que en su mitad inferior engloba bloques semiredondeados de las lavas. En el techo de la serie en este afloramiento se encuentran los depósitos de TBJ. La posición estratigráfica de este flujo, por encima de la TB2, lo sitúa de forma similar a los flujos descritos previamente DF-131 y DF132; sin embargo en este lugar no aparecen los depósitos piroclásticos G2.

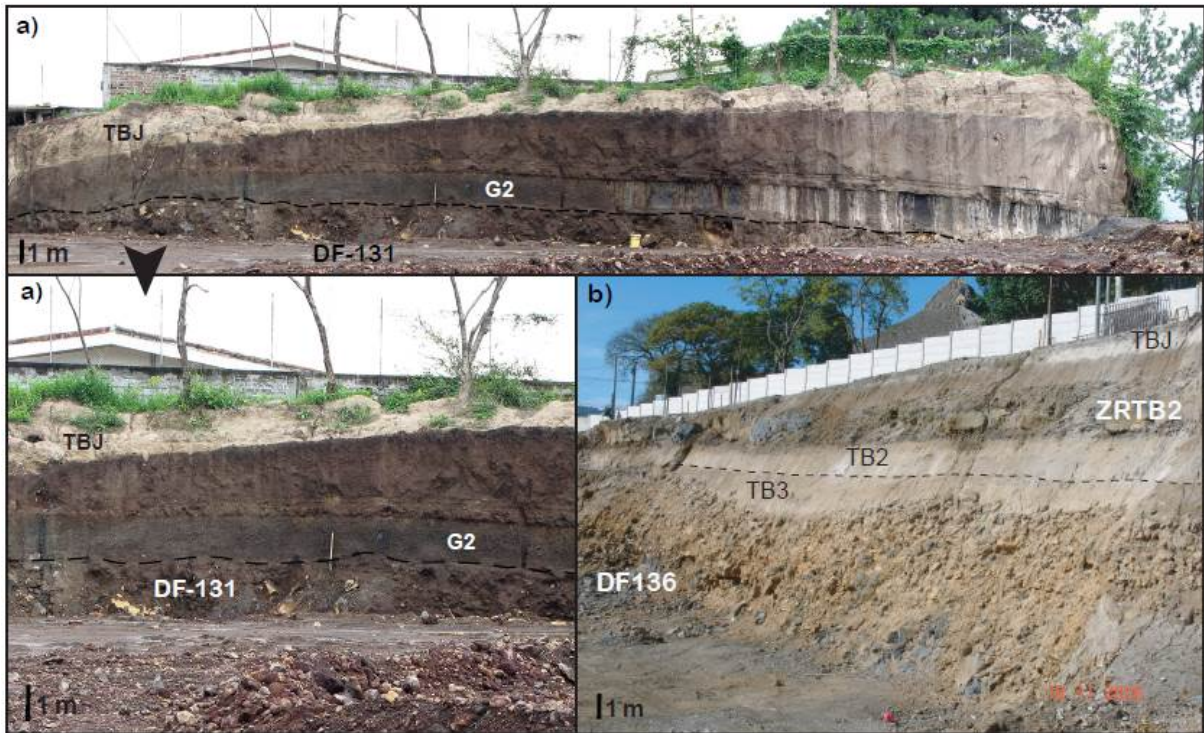


Figura 33: a) Lava DF-131 en la base de la secuencia G2, en la ladera SE del VB, en la colonia Escalón, al occidente de San Salvador; el espesor observable es de 1.5 a 2 m de un flujo masivo y en bloques, con ausencia de vesiculación y b) flujos de lava DF-136 y ZRTB2 interestratificados entre las secuencias de diversas TB de la Caldera de Ilopango, en el centro de San Salvador. DF136, en la base del afloramiento bajo TB3, tiene 6 m de espesor y estructura en bloques; ZRTB2, es un flujo en forma de canal con espesor variable entre 1.5 y 3 m.

#### 4.1.3. Actividad efusiva de flanco durante los últimos 3,000 años

Durante los últimos 3,000 años, la actividad eruptiva en el CVSS se trasladó principalmente a los flancos N y NW del VB (capítulo 3). Sofield (1998) reconoció y cartografió 11 flujos de lava, con volúmenes máximos de  $0.09 \text{ km}^3$  (Figura 28). De estos, siete flujos se encuentran en posiciones estratigráficas por encima de la TBJ (cal. A. D.  $429 \pm 107$ ; Dull et al., 2001), incluyendo la última lava del VB de 1917 (Figura 28). Mayoritariamente, estas lavas están relacionadas con centros eruptivos ubicados sobre la falla de dirección N40W que parte de las inmediaciones del cráter central. Tienen espesores entre 8 y 30 m, siendo los frentes de los mismos más anchos que el cuerpo principal. El flujo de lava de mayor magnitud es el asociado a la erupción del cono de escorias El Playón (A. D. 1658-59), que se extiende en un área de  $10 \text{ km}^2$ , desde el edificio volcánico hacia el NE. Las superficies de las lavas asociadas a volcanes de flanco suelen ser en bloques o de tipo *a'a* y su textura varía de afanítica a porfídica, y desde completamente masivas hasta con alto contenido en vesículas. Tienen hasta un 15% de fenocristales, principalmente plagioclasas con maclas, piroxeno y óxidos. La matriz consiste principalmente en vidrio y microlitos de plagioclasa (Sofield, 1998).

En los trabajos de campo de esta investigación se tomaron muestras del flujo de lava Colombia (DF-103) y del flujo de lava Primavera (DF-104), ambos más antiguos que el flujo de 1917, así como del flujo de lava emitido por el cono de escorias El Playón en 1658 (DF110 y DF111), con el fin de comparar estas lavas con las del edificio volcánico central (Figura 28).

Finalmente, se muestreó la lava de la última erupción del VB en 1917 (DF112, Figura 34a), en la ladera N del edificio volcánico; así como el material piroclástico y efusivo relacionado con el Boqueroncito en el interior del cráter (DF115, Figura 34b y DF116, Figura 34c). Las lavas de 1917 en la ladera N, todavía sin cobertura vegetal, se originaron en las bocas Los Chintos y se extendieron hasta 7 km al N del edificio volcánico y 3 km al W, alcanzando un espesor máximo de 5 km en su parte central. Son lavas de tipo *a'a*, rugosas y altamente vesiculadas en superficie y masivas en su interior. Su volumen fue estimado en  $0.09 \text{ km}^3$  (Sofield, 1998). El cono Boqueroncito está conformado por material piroclástico de tipo bloque y bombas principalmente, medianamente vesiculados. Este cono tiene 40 m de altura y un diámetro de 120 m en su base; desde la cual se emitió un flujo de lava de corto recorrido, de color gris oscuro, masivo e hipocristalino.

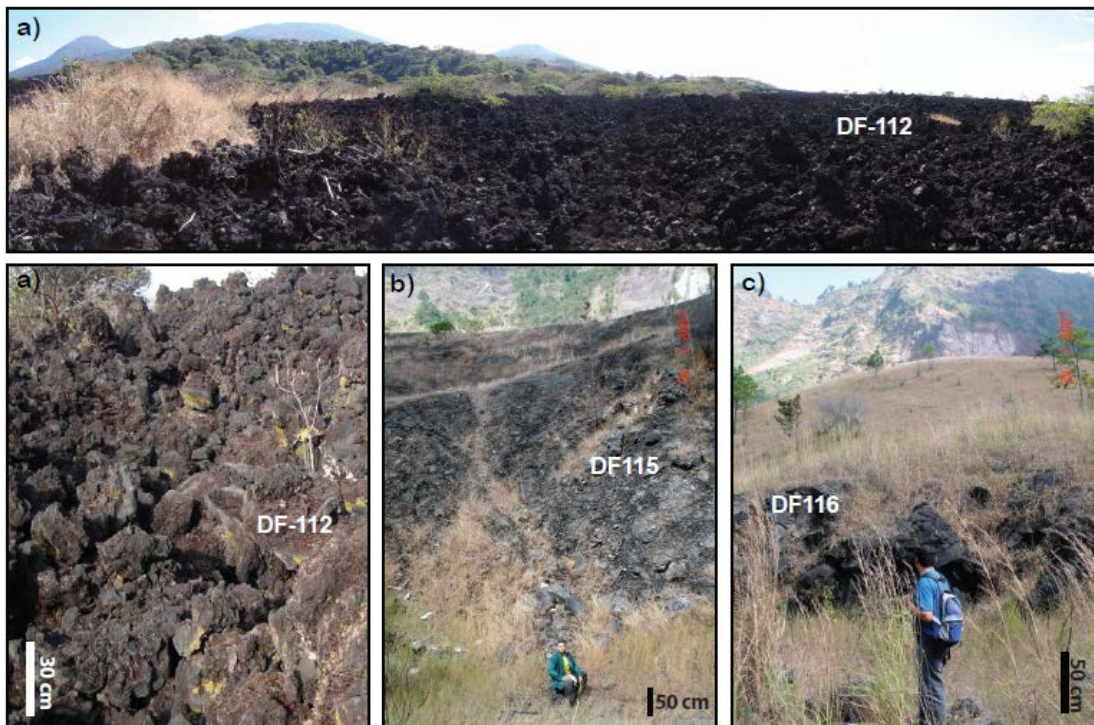


Figura 34: a) Flujo de lava tipo *a'a* emitido durante la última erupción del VB en 1917 (DF112), con un alcance de 7 km al N, presenta superficie rugosa y en bloques; la roca es altamente vesiculada, b) cráter del cono de escorias Boqueroncito, de 15 m de profundidad, en el interior del cráter del VB, conformado principalmente por bloques y bombas medianamente vesiculados y c) lóbulo del flujo de lava en la base del cono de escorias Boqueroncito (DF116).

## **4.2. Petrografía de productos efusivos del CVSS**

Se analizó la petrografía de 19 muestras de flujos de lava del edificio central del CVSS, 4 del antiguo VSS y 15 de las diferentes etapas de construcción del VB (Figuras 35 a 39 y anexo 7.1). Los resultados obtenidos concuerdan en su mayor parte con las descripciones petrográficas de autores previos. En general, la petrografía de las lavas del CVSS es relativamente homogénea, con variaciones en el porcentaje de fenocristales y en el grado de nucleación de microcristales de plagioclasa en la matriz, de textura traquítica en casi todos los casos. Las fases minerales presentes son Plg+Cpx+Opx+Ox+Olv, siendo la plagioclasa la más abundante, tanto en forma de cristales aislados como formando parte de glomeropórfidos con cristales de clinopiroxeno, óxidos y ocasionalmente de olivino. Los microcristales en la matriz, son mayoritariamente de plagioclasa, acompañados por vidrio en porcentajes similares y óxidos.

### **4.2.1. Flujos de lavas del antiguo VSS**

Los flujos de lava del antiguo VSS presentan un contenido promedio del 40% en Vol. de fenocristales con textura glomeroporfídica y 60% en Vol. de matriz de textura traquítica (Figura 35 a y b). Las fases minerales presentes en las muestras analizadas son Plag+Cpx+Opx+Ox+Olv. El contenido de fenocristales varía del 45% al 35% en Vol. entre las lavas más antiguas de este edificio volcánico (DF101, DF102) y las más jóvenes (DF135 y DF134), siendo en estas últimas los cristales de menor tamaño. La matriz está constituida por microcristales aciculares de plagioclasa (>25% en Vol.), vidrio (~20% en Vol.), óxidos y olivino en menor proporción (1 a 3% en Vol.). El vidrio está presente solamente en la matriz con un porcentaje entre el 20 y 25% en Vol., aunque es escaso en la muestra correspondiente al cerro El Jabalí (DF135). No se observó vesiculación en las muestras de la base de esta estructura volcánica, las más antiguas, mientras que es escasa (del 1 al 3% en Vol.) en las muestras de los cerros El Jabalí y El Picacho, más jóvenes.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, de formas tabulares, y se presentan en dos familias: La más abundante conformada por cristales <1 mm, forma parte de la matriz microlítica de la roca o bien de glomeropórfidos con clinopiroxenos y óxidos principalmente; la segunda está constituida por individuos de mayor tamaño, de 2 a 3 mm de tamaño, zonados, que generalmente se observan aislados o presentando maclas polisintéticas o de albita. Los cristales de esta última familia frecuentemente muestran texturas de desequilibrio, como golfos de reacción sustituidos por óxidos (Figura 35c) y/o texturas de tamiz. La plagioclasa varía entre el 32 y el 15% en Vol.



Los clinopiroxenos varían entre el 2 y 10% en Vol., sin que se encuentre una relación específica entre estas variaciones y la posición estratigráfica de las muestras. Los cristales son subhedrales y tienen tamaños alrededor de 1 mm, con excepción de la muestra DF101 donde pueden distinguirse dos familias de cristales, ambas de mayor tamaño: La primera de cristales <2 mm y la segunda de individuos aislados de entre 2 a 2.5 mm. La mayor parte de los individuos forman parte de los glomeropórfidos (Figura 35b y d) y frecuentemente los cristales presentan texturas de desequilibrio, con sustitución por óxidos y vidrio. Algunos individuos presentan maclas y ocasionalmente inclusiones de apatito.

Los fenocristales de ortopiroxeno son subhedrales, redondeados y/o rómbicos y de menor tamaño que los clinopiroxenos (Figura 35e). Estos cristales aparecen en una proporción similar a los clinopiroxenos (~10% en Vol.) en aquellas muestras donde el contenido de estos últimos es más alto.

Los óxidos son subhedrales y varios de ellos sustituyen antiguas estructuras de fenocristales (piroxenos) en los glomeropórfidos (Figura 35b). Su contenido es de alrededor del 4% en Vol. en las muestras más antiguas del antiguo volcán de San Salvador, mientras que no se observa en la muestra de la cima del cerro el Picacho, la más joven de este grupo.

Los fenocristales de olivino, los menos abundantes, se encuentran en una proporción ~1% en Vol. solamente en los flujos de lava más antiguos del antiguo VSS (DF101 y 102). En el resto de muestras se encuentran formando parte de la matriz microlítica con tamaños inferiores a 0.5 mm y con formas redondeados (Figura 35f).

#### **4.2.2. Flujos de lava del Volcán Boquerón**

Se analizaron petrográficamente flujos de lava del interior del cráter del VB (proximales), algunos de los flujos de lava sobre las laderas SE y NE (zona intermedia) y algunos flujos de lava muestreados en el centro de la ciudad de San Salvador (zona distal). Todos los flujos presentan texturas glomeroporfidicas, siendo las fases minerales presentes Plag+Cpx+Opx+Olv+Ox, aunque las tres últimas varían en orden de abundancia según los grupos de rocas analizadas. Los fenocristales están embebidos en una matriz traquítica con diferentes porcentajes de plagioclasa, vidrio, óxidos, clinopiroxeno y olivino. El flujo de lava de 1917 y el asociado al Boqueroncito se describieron en un apartado específico por tratarse de los productos de la última erupción del VB.

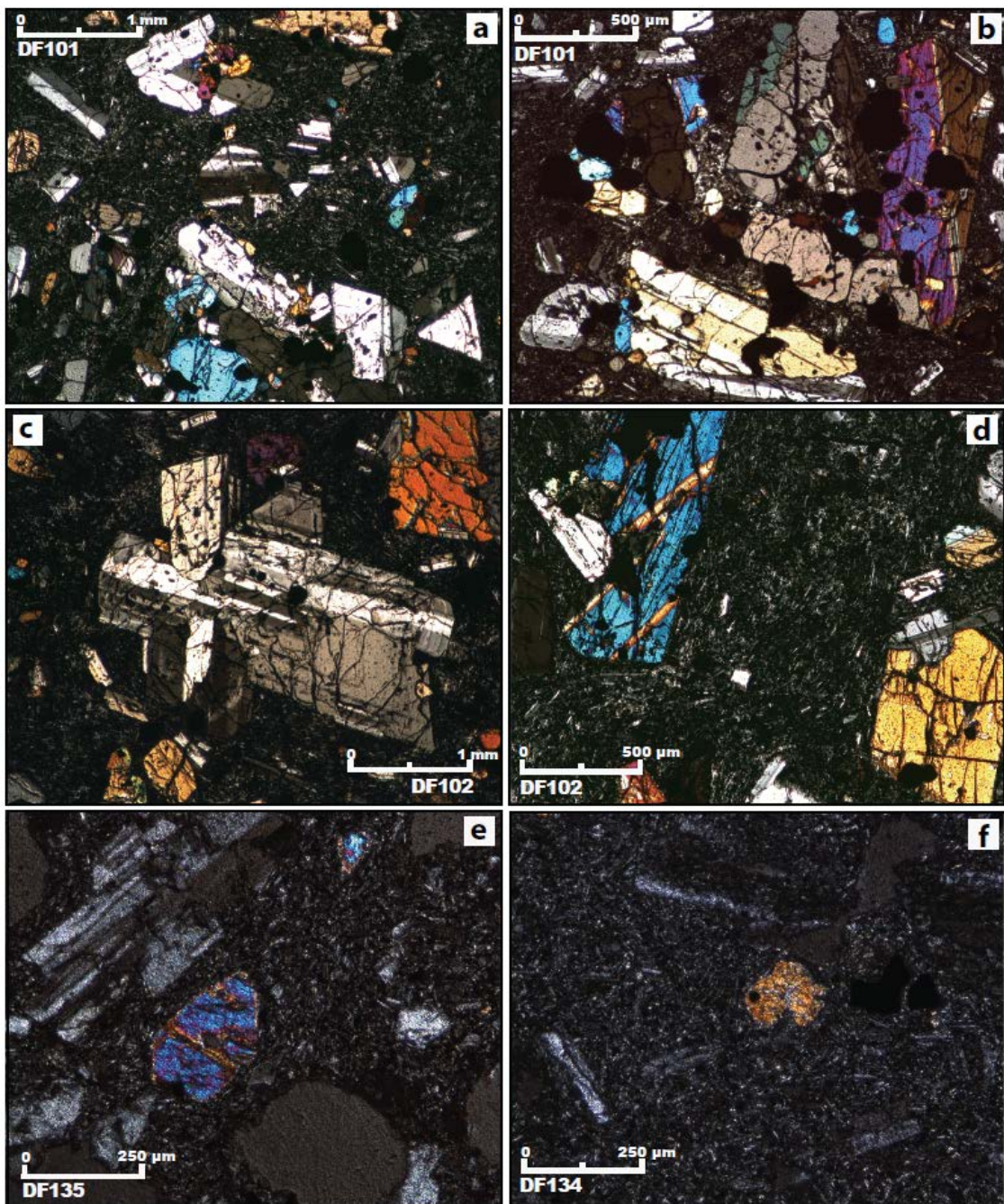


Figura 35: Microfotografías de las secciones delgadas de muestras de flujos de lava del antiguo VSS (DF101, DF102, DF135 y DF134), en a) fenocristales de Plag+Cpx+Opx+Ox con textura glomeroporfídica embebidos en una matriz traquítica con microlitos de plagioclasa, vidrio y óxidos; la plagioclasa es la fase mineral más abundante y aparece en dos familias de individuos (<2 mm y >2 mm); b) detalle de un glomeropórvido de 1.5 a 2 mm de tamaño, donde se agrupan cristales de Plag+Cpx+Ox principalmente, estos últimos en los golfos de reacción de la Plag y sustituyendo cristales de Px; c) individuo de Plg >2 mm, con maclas polisintéticas y de albita, presenta golfos de reacción rellenos por Ox; d) detalle de la sección delgada de DF102, con cristales de Plag de la población de menor tamaño, algunos formando parte de la matriz de textura traquítica y cristales de Px en glomeropórvidos con maclas, e) microcristal de Olv, suhedral en la matriz de la muestra DF135, conformada mayoritariamente por Plag y vidrio y f) microcristal de Opx en la muestra DF134, donde la matriz es más abundante (65% en Vol.) y en general se observa un menor tamaño de los fenocristales, así como un pequeño porcentaje de vesiculación.

Las lavas analizadas en el interior del cráter del VB presentan las características descritas y pequeños porcentajes de vesiculación (~1% en Vol.), con excepción de la lava DF108 que alcanza hasta un 20% en Vol., por ser un depósito de escorias rojas soldadas. Sin embargo, se observan diferencias petrográficas entre las lavas de la serie inferior y la serie superior.

En la serie inferior se analizaron tres muestras (DF117, DF118 y DF120; Figura 36). El contenido y porcentaje de fenocristales en ellas son similares a las del antiguo VSS (~40% en Vol.) y tienen textura glomeroporfídica, aunque las agrupaciones de cristales son de menor tamaño que los observados en los flujos de lava del volcán antiguo. En orden de abundancia las fases minerales presentes son Plag+Olv+Cpx+Opx+Ox (Figura 36a), las tres últimas en proporciones similares (~2-3% en Vol.). La matriz, de textura traquítica, está constituida principalmente por microcristales tabulares de plagioclasa (~40% en Vol.), de diferente tamaño según la muestra y por vidrio, óxidos, clinopiroxeno y olivino en proporciones variables (Figura 36b). Cabe destacar la presencia de olivino en la matriz de las muestras DF117 y DF120 (5 y 12% en Vol. respectivamente) en un mayor porcentaje al observado en las lavas del antiguo VSS.

Los fenocristales de plagioclasa son los más abundantes (30% en Vol. en promedio) en las lavas de la serie inferior del cráter y se presentan en dos familias: La de mayor tamaño (>2 mm) está constituida por cristales euhedrales a subhedrales, zonados, con maclas polisintéticas y de albita, que presentan frecuentemente texturas de desequilibrio, como golfos de reacción en sus bordes y en su interior (Figura 36c), sustituidos en ocasiones por óxidos (Figura 36d); la segunda familia está conformada por cristales de menor tamaño (0.4 a 1 mm), también zonados, que se presentan aislados y /o formando parte de la matriz traquítica (Figura 36a y b).

En los glomeropórfidos se encuentran cristales de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos. El olivino es especialmente abundante en la muestra DF120 (13% en Vol.), que se encuentra en el techo de la serie inferior. Estos cristales son subhedrales, con fracturas concoideas y en ocasiones presentan inclusiones de otros olivinos y de óxido (Figura 36e). En DF117 se observan dos grupos de olivinos, algunos cristales aislados, de tamaños alrededor de 0.6 mm pero algunos alcanzando 1 mm y formando parte de glomeropórfidos o como inclusiones de la plagioclasa con tamaños promedio de 0.3 mm. El clinopiroxeno se encuentra en una proporción del 5% en Vol. en la muestra DF117, en la base de la serie inferior y en una proporción menor en el resto de muestras (2% en Vol.). Generalmente se presenta con tamaños entre 0.3 y 0.6 mm (Figura 36f), aunque en la muestra DF118 se observan individuos aislados de hasta 2 mm.

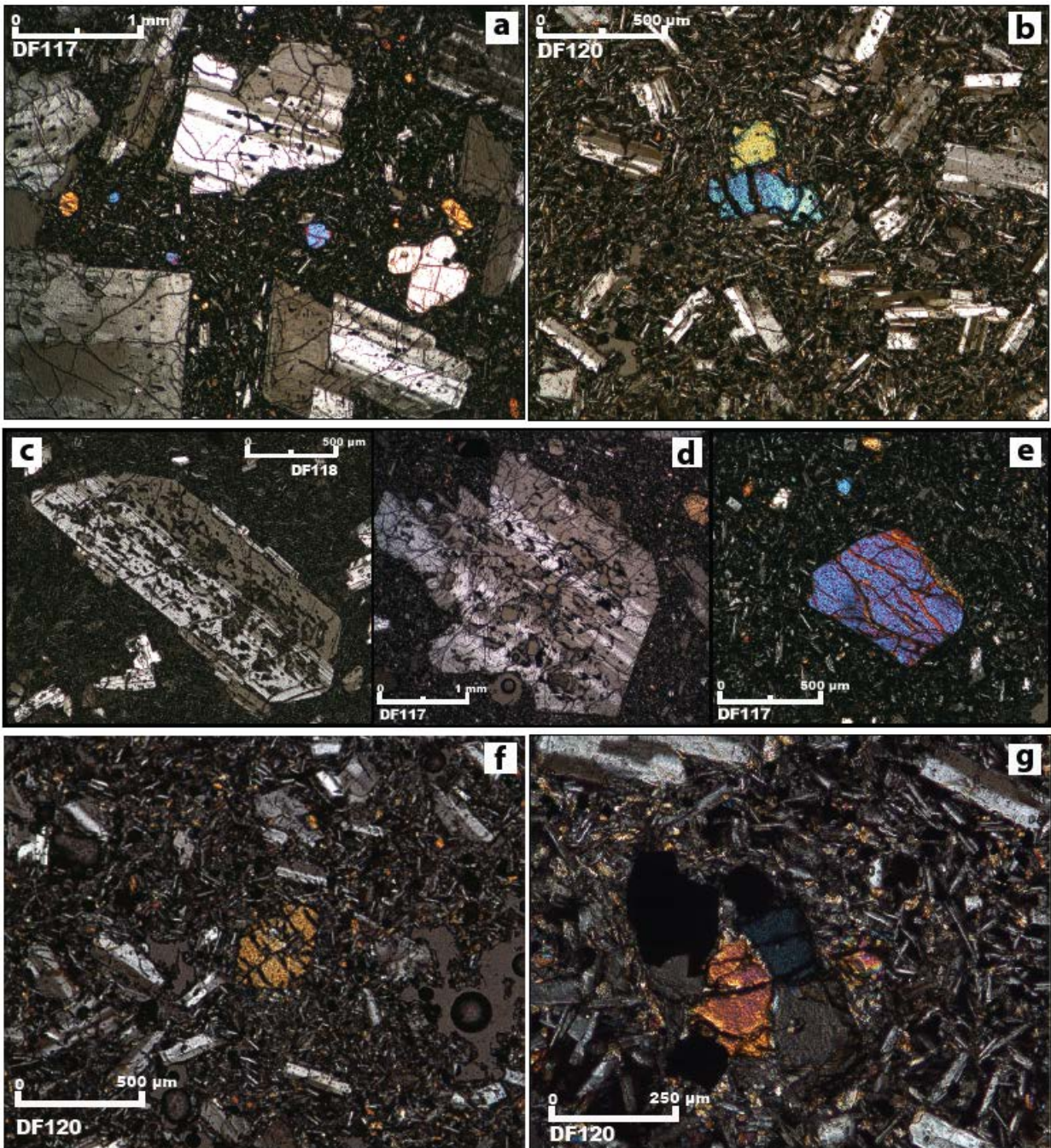


Figura 36: Microfotografías de muestras de los flujos de lava de la serie inferior en el interior del cráter del VB (DF117, DF118 y DF120): a) Fenocristales de plagioclasa en la muestra DF117, el porcentaje de fenocristales es del 40% en Vol. en el conjunto de las muestras de la series inferior; b) matriz traquítica de la muestra DF120, conformada mayoritariamente por microcristales de plagioclasa, óxidos y vidrio, pero con presencia de olivino y clinopiroxeno; c y d) texturas de disequilibrio (golfos de reacción) en el interior de los cristales de plagioclasa de mayor tamaño, muchos de ellos rellenos por óxidos; e) cristal de olivino, subhedral y con fractura concoidea, especialmente abundante en las muestras DF117 y DF120; aparecen tanto aislados como formando parte de glomeropórfidos; f) cristal de ortopiroxeno de pequeño tamaño (<0.4 mm), al contrario que los clinopiroxenos suelen encontrarse aislados, aunque son escasos y g) glomeropórfido con asociación de cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos, estos últimos sustituyendo parte de los cristales de piroxeno.

Los ortopiroxenos, menos abundantes (~2% en Vol.), son pequeños (hasta 0.6 mm) y se presentan generalmente aislados (Figura 36f). Los óxidos, subhedrales, sustituyen otros cristales, de piroxeno principalmente, pero también son abundantes como inclusiones en los golfos de reacción de las plagioclasas y en la matriz rellenando intersticios (Figura 36d y g). En la muestra DF117 se observaron algunas hematitas (coloración roja intensa) sustituyendo cristales de clinopiroxeno.

En las lavas de la serie superior (DF105, DF107 y DF109; Figura 37) se observa un menor contenido de fenocristales (15-20% en Vol.) y un mayor porcentaje de matriz (~85% en Vol.), en comparación con las lavas del antiguo VSS y de la serie inferior del cráter del VB (Figura 37a y b). La fase mineral más abundante como fenocristales es la plagioclasa (15% vol. en promedio) acompañada en pequeñas proporciones (1%-2% en Vol.) de Olv+Ox+Cpx (Figura 37a). La matriz de todas las muestras tiene textura traquítica, con abundantes cristales de plagioclasa (60% en Vol. en promedio), tabulares y poco desarrollados, y con una mayor cantidad de vidrio (~15% en Vol.) y óxido intersticial (~5% en Vol.) que el resto de muestras analizadas del VB. No se observan otros tipos de microcristales en la matriz, con excepción de la muestra DF109, que se encuentra en el techo de la serie, la cual contiene microcristales de olivino y piroxeno (~2% en Vol.; Figura 37b), un mayor tamaño de los microcristales de plagioclasa y abundante vidrio intersticial (~40% en Vol.).

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, zonados y con maclas polisintéticas. De forma similar a lo descrito para las muestras de la serie inferior se presentan en dos poblaciones. La familia de mayor tamaño está constituida por cristales aislados, superiores a 2 mm (incluso >3 mm en DF105), con texturas de desequilibrio, como golfos de reacción, texturas de tamiz y bordes de reacción (Figura 37c), aunque menos frecuentes que las observadas para las muestras de flujos de lava de la serie inferior. La segunda población está constituida por cristales entre 0.3 y 1 mm, alargados, generalmente euhedrales, que presentan maclas de albita.

Se observaron también fenocristales de olivino y óxidos, que en su conjunto son más abundantes que el clinopiroxeno, lo que constituye una diferencia con relación a lo observado en las muestras de la serie inferior del interior del cráter. Los fenocristales de olivino (1%-3% en Vol.) son pequeños en su mayor parte, con tamaños alrededor de 0.2 mm (solamente se observan algunos individuos aislados de hasta 1 mm, en la muestra DF105), y en general están incompletos o rotos, con bordes de reacción e inclusiones de óxidos, como la espinela (óxidos euhedrales, cúbicos, de entre 0.1-0.2 mm; Figura 37d). Los clinopiroxenos y ortopiroxenos son muy escasos, solamente aparecen en 1% en Vol. en la muestra DF109 (en las muestras DF105 y DF107 aparecen como trazas), donde forman parte de

glomeropórfidos aislados de pequeño tamaño con cristales de plagioclasa, olivino y óxidos (Figura 37e). En esta muestra se observan también unos pocos individuos de clinopiroxeno aislados de subhedrales a anhedrales, muy rotos (<1 mm a 1 mm; Figura 37e) y también cristales de ortopiroxeno, generalmente mayores que los primeros (0.8 mm en promedio) y mejor formados, con inclusiones de óxidos. Los óxidos, són de euhedrales (cúbicos) a subhedrales, se presentan como inclusiones, como se mencionó, tanto en los olivinos, como en los golfos de reacción de las plagioclasas y sustituyendo a cristales de piroxeno (Figura 37f).



Figura 37: Microfotografía de las muestras correspondientes a la serie superior en el interior del cráter del VB (DF105, DF107 y DF109): a) Aspecto general de la muestra DF105, con un promedio del 20% en Vol. de fenocristales y 80% en Vol. de matriz, de textura traquítica; la fase mineral más abundante es la plagioclasa, cuyos cristales se presentan en dos familias, la de mayor tamaño (>2 mm) constituida por individuos de euhedrales a subhedrales con frecuentes texturas de desequilibrio (golfos de reacción) rellenos por óxidos y la segunda con cristales de tamaños alrededor de 1 mm; b) detalle de un cristal de plagioclasa de la segunda familia y de la matriz traquítica en la muestra DF109, conformada por plagioclasas, vidrio y óxidos principalmente; c) detalle de los golfos de reacción en el interior de un cristal de plagioclasa de la muestra DF107, rellenos por óxido y en ocasiones por olivino; d) cristales de olivino y piroxeno formando parte de la matriz, rotos y con bordes de reacción; e) glomeropórfido de 1 mm de diámetro con cristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno y f) glomeropórfido aislado <1 mm en DF109, con un cristal de óxido asociado con cristales de plagioclasa y sustituyendo parcialmente cristales de olivino.

Se analizaron las muestras DF125 y DF130 correspondientes a cuerpos de lava en las laderas del VB, considerada una zona intermedia respecto al cráter (Figura 38a, b y c) y las muestras DF131, DF132 y

DF136, obtenidas en afloramientos en el centro de la ciudad de San Salvador, consideradas los términos más distales de los flujos de lava identificados (Figura 38d, e y f).

Los flujos de lava en las laderas del VB presentan también textura glomeroporfirica, con un porcentaje de fenocristales entre el 25 y 45% en Vol., embebidos en una matriz traquitica, con predominancia de la plagioclasa y el vidrio. Las fases minerales presentes en estas lavas son Plag+Cpx+Olv+Opx+Ox (Figura 38a). Solamente se observó un pequeño porcentaje de vesiculación en la muestra DF130 (2% en Vol.).

La muestra DF125 tiene características parecidas a las lavas de la serie superior del interior del cráter, con un mayor porcentaje de matriz (75% en Vol.), donde dominan la plagioclasa y el vidrio (55% y 18% en Vol. respectivamente), sin que se observen otros tipos de microfenocristales, con excepción de un pequeño porcentaje de óxido (2% en Vol). Los fenocristales, mayoritariamente de plagioclasa (18% en Vol.), son subhedrales y presentan en general texturas de desequilibrio (estructuras de tamiz y disolución). Al contrario que en las muestras de la serie superior se observan cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno en un mayor porcentaje (5% en Vol.) y una menor cantidad de olivino y óxidos, presentándose estos últimos mayoritariamente como inclusiones en los golfos de reacción de las plagioclasas. La muestra DF130 tiene un porcentaje de fenocristales y matriz similar al de las lavas de la serie inferior (45 y 55% en Vol., respectivamente). En la matriz predominan la plagioclasa y el vidrio, pero se observa la presencia de clinopiroxeno (5% en Vol.), también de forma similar a como ocurre con las muestras de la serie inferior del interior del cráter. Presenta dos familias de fenocristales de plagioclasa, la primera con cristales de subhedrales a anhedrales, con bordes de reacción y texturas de tamiz (Figura 38b) y una familia de cristales mejor formados, euhedrales, con maclas polisintéticas y de Carlsbad de gran tamaño, con algunos individuos de hasta 6 mm (Figura 38c).

Las lavas en posiciones distales con relación al cráter del VB presentan un alto porcentaje de matriz (90% en Vol. en promedio), de textura traquitica, con abundancia de plagioclasa (45 al 60% en Vol.) y alto contenido de vidrio (30% en Vol.) (Figura 38d). Cabe destacar que en la muestra DF132, la más distal de las analizadas, el contenido de vidrio en la matriz es del 80% en Vol., siendo el porcentaje de plagioclasa del 17% en Vol. (Figura 38e). Cabe señalar también que algunas de las muestras presentan alto porcentaje de vesiculación, 20% en Vol. en el caso de la muestra DF136 y 40% en Vol. en el caso de la muestra DF132. Los fenocristales más abundantes son los de plagioclasa, con tamaños máximos de 2 a 3 mm, subhedrales y con texturas de desequilibrio (golfos de reacción y estructuras de tamiz), en ocasiones con inclusiones de óxidos y clinopiroxeno. También se encuentran fenocristales de

clinopiroxeno y ortopiroxeno (1 al 4% en Vol.). Los primeros tienen tamaños de alrededor de 0.5 mm, presentan frecuentemente bordes de reacción (halo dorado) y aparecen asociados a la plagioclasa en glomeropórfidos aislados de pequeño tamaño, no superiores a 1 mm (Figura 38f). Los cristales de ortopiroxeno son de muy pequeño tamaño (0.1 mm) y se presentan aislados.

#### **4.2.3. Flujos de lava de la última erupción del Volcán Boquerón en 1917**

Finalmente, se analizó la petrografía de las lavas de la última erupción del VB en 1917 (DF112) y de la lava y el cono de escorias Boqueroncito emplazado en el interior del cráter (DF115 y DF116), que tienen textura glomeroporfídica. Las fases minerales presentes como fenocristales son Plag+Cpx+Olv+Ox, estos últimos prácticamente como trazas. Las muestras presentan un porcentaje más elevado de matriz (>85% en Vol.) que las del resto de flujos de lava del VB analizados (Figura 39a y d), de textura traquítica, conformada por microcristales de plagioclasa y vidrio en proporción similar y un pequeño porcentaje de óxidos (~5% en Vol.), que se presenta rellenando intersticios. Solamente la muestra correspondiente al flujo de lava en la ladera N del VB presenta vesiculación (Figura 39a), que es variable en diferentes partes de la muestra (3-10% en Vol.), mientras que no se observa en la lava y piroclastos del cono de escorias Boqueroncito.

La muestra correspondiente al flujo de lava de 1917 emplazado en la ladera N del VB (DF112), presenta un bandeo en la matriz, con partes más ricas en vidrio, otras más ricas en óxido intersticial y otras vesiculadas (entre el 3 y 10% en Vol.). Los fenocristales más abundantes son los de plagioclasa (10% en Vol.), en forma cristales aislados de hasta 1 mm (Figura 39a), agrupados en glomeropórfidos de pequeño tamaño (1 a 2 mm), esporádicos, con fenocristales de clinopiroxeno (3% en Vol.) y olivino (1% en Vol.) (Figura 39b). En algunos de los fenocristales de olivino, además de inclusiones de óxido, se observaron trazas de apatito (Figura 39c).

En la sección delgada de un bloque del cono de escorias Boqueroncito (DF115), la matriz presenta mayor cantidad y mayor tamaño de los microfenocristales de plagioclasa (65% en Vol.) y proporciones similares de óxido y vidrio (Figura 39d). Los fenocristales mayoritarios son también de plagioclasa, que vuelven a presentarse en dos poblaciones: Una de cristales euhedrales de 1 a 1.5 mm, con maclas de albita y frecuentemente con texturas de desequilibrio, incluidas en glomeropórfidos con fenocristales de piroxeno y olivino (Figura 39e); y otra familia de cristales de subhedrales a anhedrales de 0.3 a 0.5 mm sin prácticamente estructuras de tamiz.



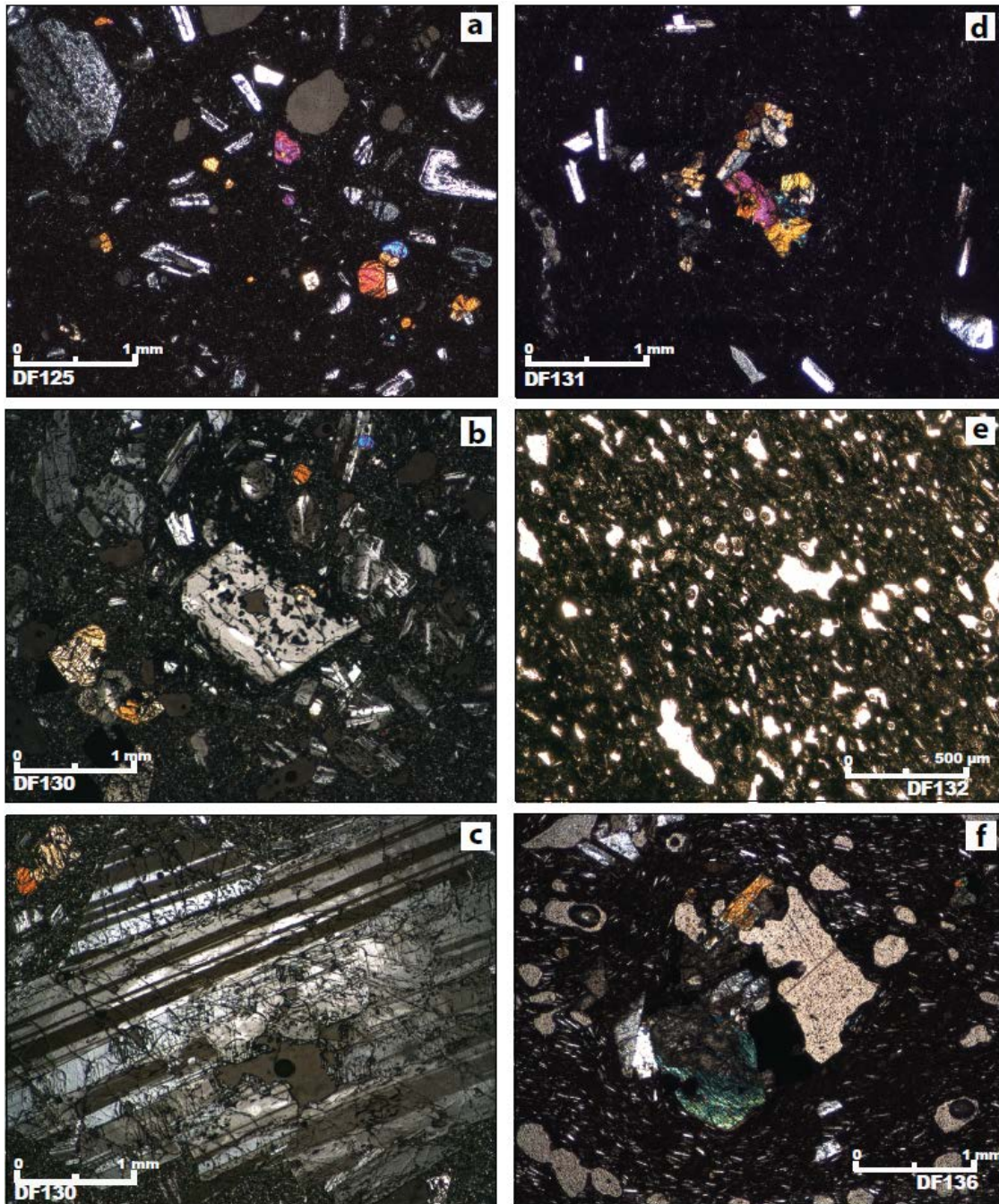


Figura 38: Microfotografías de las muestras correspondientes a lavas del VB aflorando en sus laderas (DF125 y DF130) y en la zona de San Salvador (DF131, DF132 y DF136): a) Aspecto general de la muestra DF125, con mayor porcentaje de matriz, presenta fenocristales aislados de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno y en menor medida olivino, con inclusiones de óxidos en todos ellos; b) la muestra DF130, contiene dos familias de fenocristales de plagioclasa; c) individuo >5 mm de la familia de plagioclasa de mayor tamaño de la muestra DF130, con texturas de tamiz en su interior; d) aspecto general de la muestra DF131, con un alto porcentaje de matriz (80% en Vol.) y fenocristales de plagioclasa aislados, así como clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos asociados en glomeropórfidos de pequeño tamaño; e) detalle de la matriz de la muestra DF132 constituida casi exclusivamente por vidrio (87% en Vol.) y microcristales de plagioclasa (17% en Vol.) y f) glomeropórfido de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos en la muestra DF136, los clinopiroxenos se presentan incompletos.

También se observan fenocristales de clinopiroxeno asociados a otros de olivino y óxidos en los glomeropórfidos (Figura 39e), algunos de ellos con texturas de disequilibrio, muy rotos (Figura 39f). Los olivinos son subhedrales y muestran abundantes golfos de corrosión. Los óxidos son euhedrales, cúbicos y en ocasiones se presentan como inclusiones de los olivinos (Figura 39e).

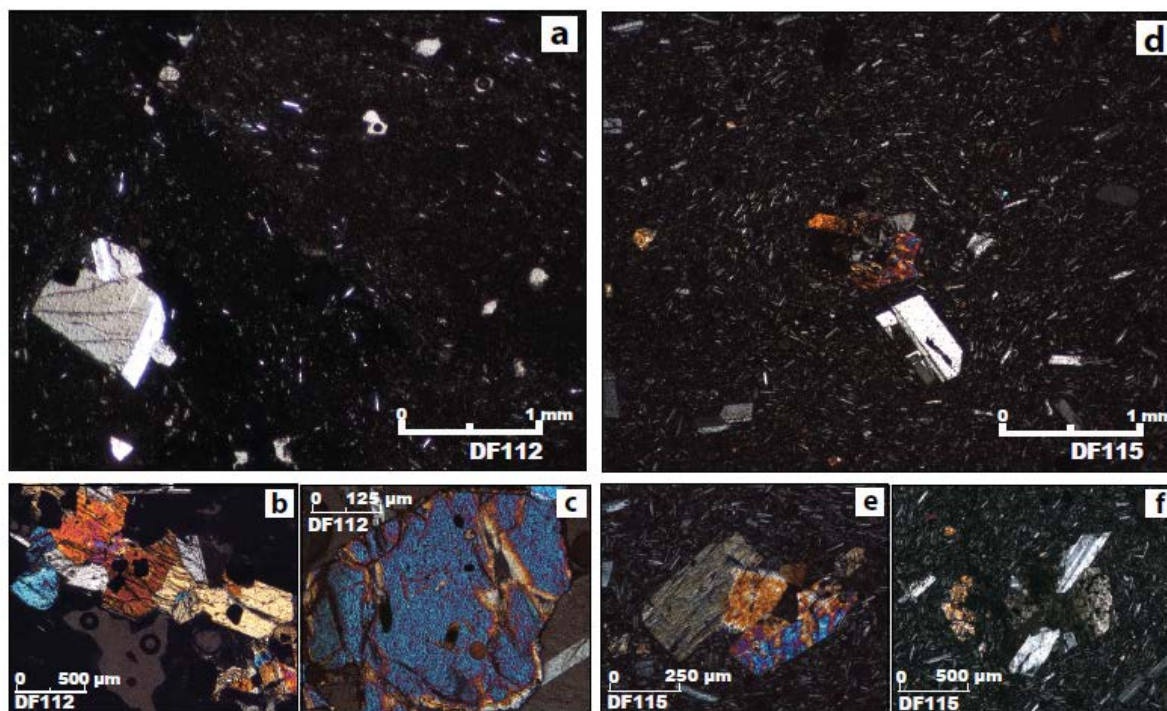


Figura 39: Microfotografías de las muestras correspondientes del flujo de lava de 1917 (DF112) y de un bloque piroclástico del cono Boqueroncito en el interior del cráter del VB (DF115), ambas con un alto contenido de matriz (~90% en Vol.): a) Matriz bandeada de la muestra DF112, con franjas con mayor contenido de óxidos y otras con mayor contenido de vidrio, se observan también fenocristales aislados de Plag, mayoritariamente de pequeño tamaño (<1 mm); b) detalle de un glomeropórfido de la muestra DF112 incluyendo cristales de Plag+Cpx+Olv+Ox, estos últimos como inclusiones en el resto de cristales; c) detalle de un cristal de olivino, subhedral, con fractura concoidea y con inclusiones de óxidos y trazas de apatito; d) aspecto general de la muestra DF115, con matriz traquitica conformada principalmente por plagioclasa y vidrio, los fenocristales de plagioclasa se presentan aislados; e) la muestra DF115 contiene cristales de Cpx+Olv+Ox asociados en glomeropórfidos de pequeño tamaño (< 1 mm) y f) en algunas ocasiones los clinopiroxenos están asociados con plagioclasa y se presentan fuertemente alterados y rotos.

### 4.3. Caracterización geoquímica de flujos de lava y piroclastos del VB

La composición de las lavas del CVSS se obtuvo a partir del análisis geoquímico de roca total (elementos mayores y traza) por fluorescencia de rayos X (FRX) de 31 muestras de flujos de lava, principalmente del VB y del antiguo VSS (Tabla 5 y Figura 40). Se analizaron también ocho muestras de fragmentos juveniles representativos de los principales depósitos piroclásticos de caída del VB: G1,

G2 y B1, con el objetivo de estudiar la relación composicional y afinidad con los depósitos efusivos. Además, para el estudio de la geoquímica se utilizaron los datos obtenidos por autores previos (Tabla 7.2 en anexo 7 y Figura 40), especialmente de elementos mayores de los de piroclastos y lavas de los edificios volcánicos monogenéticos (Sofield, 1998). Para estas rocas no se tienen datos de elementos traza. Todos los datos utilizados se recalcularon en base anhidra.

Los datos geoquímicos se analizaron por grupos de rocas de las diferentes etapas de formación establecidas para el CVSS (capítulo 3) que se correlacionan con uno o varios de los ciclos propuestos por Sofield (1998) para estudiar la evolución del complejo. La etapa I) Formación del antiguo VSS corresponde al ciclo i, la etapa II) construcción del VB corresponde a los ciclos ii y iii y la etapa III) actividad eruptiva de los últimos 3,000 años corresponde a los ciclos iv, v y vi y está representada principalmente por las lavas y piroclastos de los volcanes monogenéticos, así como por las lavas de la última erupción del VB en 1917.

De acuerdo al diagrama de clasificación de roca TAS de Le Bas et al. (1986), que relaciona los contenidos de  $\text{SiO}_2$  vs. álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), las rocas del CVSS tienen composiciones máficas e intermedias. Los flujos de lava del CVSS van desde basaltos a andesitas. Los depósitos piroclásticos de caída con origen en el edificio central VB varían de basalto-andesitas hasta dacitas, mientras que los depósitos piroclásticos con origen en los volcanes monogenéticos tienen composiciones de basaltos a andesitas (Figura 40a).

Para las lavas del antiguo VSS y de las series en el interior del cráter del VB, el diagrama Peccerillo y Taylor (1976), muestra su afinidad calco-alkalina (Figura 40b), incrementando el porcentaje en  $\text{KO}_2$  conforme aumenta el porcentaje en  $\text{SiO}_2$ . Las muestras de flujos de lava de las laderas y de zonas distales del VB tienen un contenido intermedio de  $\text{KO}_2$  y su incremento es menos acusado al incrementar el  $\text{SiO}_2$ . Los datos geoquímicos correspondientes a la etapa III de formación, que abarca los últimos 3,000 años de historia del CVSS, presentan una variación composicional más amplia que el resto de grupos del CVSS, que va desde basaltos a basalto andesitas y a andesitas; y por rocas de la última erupción del VB en 1917 y del cono de escorias Boqueroncito de composición andesítica, con un alto contenido en  $\text{KO}_2$ , que incrementa a mayor contenido de sílice, lo que sitúa a estas rocas en el campo de las rocas calco-alkalinas ricas en K (Figura 40b).

Tabla 5: Elementos mayores de flujos de lava y piroclastos del Complejo Volcánico de San Salvador (datos normalizados en base anhidra) - Parte I (% en peso)

MUESTRA	EDIFICIO	UBICACIÓN	LAT	LONG	TIPO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeTOT	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SUMA	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O
DF101	VSS	Cantera Los Chorros	13.698333	-89.3265000	Lava	57.49	18.01	0.85	8.06	0.18	7.19	3.06	1.28	3.68	0.20	100.00	4.96
DF101(2)	VSS	Cantera Los Chorros (DF-75)	13.703736	-89.338706	Lava	57.79	18.24	0.81	7.90	0.17	7.11	2.96	1.28	3.56	0.18	100.00	4.84
DF102	VSS	Cantera de Colón (DF10)	13.706361	-89.3373889	Lava	57.77	17.96	0.84	7.95	0.18	7.16	3.11	1.28	3.58	0.18	100.00	4.86
DF134	VSS/El Picacho	Calle al Picacho (1700 m)	13.750317	-89.25485	Lava	51.86	18.25	1.06	10.55	0.19	9.31	4.78	0.72	3.09	0.19	100.00	3.81
DF135	VSS/El Jabalí	Cerro El Jabalí	13.739990	-89.313069	Lava	52.92	18.49	0.96	9.99	0.20	8.86	4.32	0.66	3.39	0.21	100.00	4.05
DF103	VSS/VB ?	Ctra.Quezaltepeque	13.817583	-89.3044444	Lava	56.05	16.14	1.34	10.90	0.24	6.74	2.78	1.73	3.72	0.36	100.00	5.44
DF104	VSS/VB ?	Ctra. Quezaltepeque	13.818778	-89.2983056	Lava	55.59	18.69	0.96	8.50	0.20	7.70	2.76	1.63	3.68	0.27	100.00	5.31
DF118	VB/INF int. cráter	Interior del cráter.	13.735694	-89.283333	Lava	57.09	18.83	0.85	7.86	0.22	7.29	2.31	1.62	3.67	0.26	100.00	5.28
DF120	VB/INF int. cráter	Interior del cráter. Techo.	13.732558	-89.283666	Lava	54.56	18.08	1.18	10.27	0.21	7.46	3.11	1.33	3.51	0.28	100.00	4.84
DF105	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter, sector SE.	13.730694	-89.2849722	Lava	55.16	19.44	0.95	8.44	0.18	8.43	2.28	1.36	3.49	0.26	100.00	4.86
DF107	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter. Sobre huertos	13.730583	-89.2847778	Lava	54.60	19.68	0.96	8.60	0.17	8.45	2.39	1.30	3.60	0.25	100.00	4.90
DF108	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter, SSE	13.730583	-89.2841944	Lava	54.64	18.37	1.13	9.79	0.21	7.84	2.85	1.35	3.53	0.29	100.00	4.88
DF109	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter, borde SE.	13.730611	-89.2837222	Lava	58.22	16.39	1.11	9.30	0.21	6.23	2.41	1.93	3.88	0.31	100.00	5.81
DF113	VB/SUP int. cráter	Borde del cráter, sector NE	13.744444	-89.2846667	Lava	54.42	19.11	1.05	8.98	0.19	8.55	2.75	1.23	3.48	0.23	100.00	4.71
DF122	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.68675	-89.280889	Lava	56.65	16.87	1.11	9.80	0.22	6.99	2.91	1.61	3.54	0.29	100.00	5.15
DF123	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.698861	-89.280083	Lava	51.74	18.65	1.09	10.64	0.20	9.18	4.39	1.07	2.83	0.21	100.00	3.90
DF125	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.702139	-89.279972	Lava	51.46	19.17	1.07	10.58	0.20	9.01	4.39	1.07	2.86	0.20	100.00	3.93
DF126	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.705472	-89.287083	Lava	51.42	19.13	1.07	10.56	0.20	9.02	4.38	1.03	2.98	0.21	100.00	4.02
DF127	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.711111	-89.281333	Lava	53.60	18.14	1.17	10.18	0.20	8.68	3.21	1.41	3.14	0.26	100.00	4.56
DF128	VB/Ladera SE	Calle subida al VB - km 18.	13.7195	-89.273389	Lava	52.42	18.96	1.06	10.19	0.21	9.06	3.99	0.88	3.04	0.20	100.00	3.93
DF129	VB/Ladera NE	Calle pasado caserío Boquerón.	13.754389	-89.265722	Lava	52.73	18.00	1.04	10.34	0.20	8.96	4.26	0.98	3.28	0.21	100.00	4.25
DF130	VB/Ladera NE	Calle del Boquerón a Quezalte	13.764444	-89.270611	Lava	53.48	17.89	1.14	10.13	0.20	8.52	3.55	1.25	3.58	0.25	100.00	4.83
DF131	VB/San Salvador	Avda. Escalón, sobre Masferrer.	13.70437	-89.25687	Lava	59.56	16.70	0.98	8.18	0.19	5.75	2.12	1.86	4.31	0.34	100.00	6.18
DF132	VB/San Salvador	Diego de Holguín y Chiultipán.	13.68442	-89.24775	Lava	60.06	15.69	0.95	8.66	0.19	5.31	2.22	2.25	4.33	0.34	100.00	6.58
DF136	VB/San Salv	Antigua Cuscatlán. Base TB3.	13.691880	-89.237970	Lava	63.43	15.97	0.86	6.44	0.17	4.27	1.53	2.17	4.82	0.34	100.00	6.99
DF112	VB/ 1917	Plan del Hoyo (flujo 1917)	13.780889	-89.2920833	Lava	59.39	15.90	1.16	9.36	0.23	5.42	1.93	2.22	3.96	0.43	100.00	6.18
DF115	Boqueroncito	Cono escorias	13.73675	-89.285750	Bomba	61.40	15.88	1.00	8.20	0.21	4.74	1.47	2.56	4.14	0.39	100.00	6.70
DF116	Boqueroncito	Flujo de lava en la base	13.737361	-89.287444	Lava	61.41	15.75	1.01	8.27	0.21	4.74	1.49	2.59	4.14	0.40	100.00	6.73
<b>MUESTRAS VOLCANES MONOGENÉTICOS</b>																	
DF121	VB?/ Cerro Hoya?	Av. Diego de Holguín	13.684500	-89.275944	Lava	61.07	16.38	0.94	7.82	0.20	4.95	1.74	2.26	4.24	0.41	100.00	6.50
DF111	El Playón	Flujo El Playón.	13.824750	-89.3178889	Lava	55.08	17.88	1.15	9.81	0.22	7.72	2.78	1.43	3.64	0.29	100.00	5.07
DF110	El Playón	Cantera en Ctra a Quezalte	13.814639	-89.3234722	Lava	56.36	16.28	1.31	10.67	0.24	6.58	2.71	1.75	3.73	0.36	100.00	5.49
<b>MUESTRAS DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE CAÍDA</b>																	
DF-28G1 <sub>1</sub>	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	13.7186389	-89.2473056	Juvenil	63.23	16.18	0.91	6.36	0.22	4.35	1.61	1.92	4.88	0.34	100.00	6.80
DF-28G1 <sup>0</sup>	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	13.7186389	-89.2473056	Juvenil	62.10	16.77	0.93	6.69	0.19	4.68	1.89	1.80	4.57	0.37	100.00	6.38
DE-10G1 <sub>2</sub>	VB - G1	Prol. Blvdr. Constitución	13.7565500	-89.2161900	Juvenil	63.38	17.11	0.91	7.08	0.19	3.97	1.40	1.92	3.71	0.32	100.00	5.63
DF-79G2	VB - G2	Ctra. Los Chorros	13.677167	-89.307444	Juvenil	61.33	16.51	0.95	8.17	0.21	4.61	1.73	2.13	3.96	0.39	100.00	6.09
DF-751G2	VB - G2	Cantera Las Lajas	13.703736	-89.338706	Juvenil	65.45	16.49	0.74	5.56	0.19	3.40	1.16	2.16	4.62	0.23	100.00	6.78
DF-206G2	VB - G2	Jayaque	13.669517	-89.44025	Juvenil	64.48	17.95	0.87	6.98	0.15	2.90	0.88	2.02	3.58	0.19	100.00	5.59
DF-77B1	VB - B1	Acceso al Boquerón	13.7012	-89.27993	Juvenil	58.24	16.42	1.15	9.57	0.21	5.85	2.65	1.82	3.80	0.29	100.00	5.62
DF-79B1	VB - B1	Ctra. Los Chorros	13.677167	-89.307444	Juvenil	56.57	16.10	1.15	10.30	0.21	6.95	3.18	1.56	3.68	0.30	100.00	5.25

Tabla 5: Elementos traza de flujos de lava y piroclastos del Complejo Volcánico de San Salvador -Parte II (ppm)

MUESTRA	EDIFICIO	UBICACIÓN	Ni	Cr	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Pb	Co	Th	
DF101	VSS	Cantera Los Chorros	8	109	182	632	24	414	119	23	3	65	59	<5	19	<3	
DF101(2)	VSS	Cantera Los Chorros (DF-75)	9	106	174	669	23	411	119	23	3	46	53	<5	18	<3	
DF102	VSS	Cantera de Colón (DF10)	6	116	175	680	23	409	119	22	3	62	56	<5	16	<3	
DF134	VSS/El Picacho	Calle acceso al Picacho	15	163	302	381	12	454	74	16	1	140	80	<5	28	<3	
DF135	VSS/El Jabalí	Cerro El Jabalí	11	131	277	426	10	396	71	19	1	142	93	<5	29	<3	
DF103	VSS/VB?	Carretera a Quezaltepeque	5	137	189	783	32	370	134	28	5	106	99	<5	15	<3	
DF104	VSS/VB?	San Juan Opico-Quezaltepeque	7	99	170	673	34	508	135	24	4	60	68	<5	18	<3	
DF118	VB/INF	Interior del cráter. Serie inferior.	7	77	130	685	32	423	138	26	3	46	77	<5	18	<3	
DF120	VB/INF	Interior del cráter.	6	98	238	665	26	405	117	25	3	96	87	<5	19	<3	
DF105	VB/INF	Interior del cráter, sector SE. .	7	205	196	621	25	462	124	21	3	127	77	7	15	<3	
DF107	VB/SUP	Interior del cráter.	7	71	197	655	25	458	121	23	3	95	77	<5	20	<3	
DF108	VB/SUP	Interior del cráter, SSE hasta zona de huertos. Serie superior	8	193	229	647	28	436	118	25	3	106	96	<5	22	<3	
DF109	VB/SUP	Interior del cráter, borde SE	7	123	182	818	34	362	152	27	4	126	91	7	11	<3	
DF113	VB/SUP	Borde del cráter, sector NE	7	128	207	547	23	481	117	22	2	86	77	6	18	<3	
DF122	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	7	70	199	763	29	387	134	26	4	113	101	9	20	<3	
DF123	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	12	114	311	512	21	461	96	22	2	132	90	<5	31	<3	
DF125	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13	118	325	492	21	451	97	22	2	135	90	<5	30	<3	
DF126	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	12	114	325	527	22	451	97	21	2	154	86	<5	28	<3	
DF127	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	7	116	290	549	28	457	114	24	3	164	84	<5	23	<3	
DF128	VB/Ladera SE	Calle subida al Boquerón km 18	9	79	270	478	18	491	93	21	2	93	72	<5	30	<3	
DF129	VB/Ladera NE	Calle pasado caserío Boquerón	10	156	297	485	19	448	94	19	2	73	73	<5	23	<3	
DF130	VB/Ladera NE	Calle del Boquerón a Quezalte	8	86	257	573	24	454	110	23	2	111	84	<5	23	<3	
DF131	VB/San Salvador	Avenida Escalón. Base G2	7	222	96	42	33	314	143	26	2	37	85	7	11	<3	
DF132	VB/San Salvador	Diego de Holguín y Chiultipán.	7	199	90	892	43	322	165	29	4	37	88	7	11	<3	
DF136	VB/San Salv	Antigua Cuscatlán. Base TB3.	7	207	53	978	36	248	161	28	3	53	90	6	7	4	
DF112	VB/ 1917	Plan del Hoyo (flujo 1917)	7	302	76	898	42	330	167	31	6	47	101	<5	9	<3	
DF115	VBueroncito	Cono escorias	6	150	36	1028	51	310	194	33	6	47	90	9	8	<3	
DF116	VBueroncito	Flujo de lava en la base	7	264	43	1043	50	310	194	33	6	48	93	8	8	<3	
<b>MUESTRAS MONOGENÉTICOS</b>			<b>Ni</b>	<b>Cr</b>	<b>V</b>	<b>Ba</b>	<b>Rb</b>	<b>Sr</b>	<b>Zr</b>	<b>Y</b>	<b>Nb</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>Pb</b>	<b>Co</b>	<b>Th</b>	<b>Ce</b>
DF121	VB?/Cerro Hoya?	Av. Diego de Holguín	6	83	42	921	44	361	177	31	5	23	87	7	10	<3	
DF111	El Playón	Flujo El Playón	7	202	201	647	27	422	122	24	4	100	92	7	16	<3	
DF110	El Playón	Cantera en Ctra a Quezalte.	5	159	182	792	33	360	135	30	4	110	101	<5	17	<3	
<b>MUESTRAS DEP. CAÍDA</b>			<b>Ni</b>	<b>Cr</b>	<b>V</b>	<b>Ba</b>	<b>Rb</b>	<b>Sr</b>	<b>Zr</b>	<b>Y</b>	<b>Nb</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>Pb</b>	<b>Co</b>	<b>Th</b>	<b>Ce</b>
DF-28G1 <sub>1</sub>	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	7	120	17	890	35	316	165	32	4	21	101	7	12	3	
DF-28G1 <sub>0</sub>	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	6	110	44	807	30	348	159	27	5	16	92	6	7	<3	
DE-10G1 <sub>2</sub>	VB - G1	Prol. Blvdr. Constitución	5	73	13	1029	36	283	197	30	4	15	92	7	4	<3	
DF-79G2	VB - G2	Ctra. Los Chorros	6	132	42	913	44	292	175	28	3	26	92	8	8	3	
DF-751INF	VB - G2	Cantera Las Lajas	7	59	<1	983	36	234	179	30	3	11	95	8	6	<3	
DF-206G2	VB - G2	Jayaque	5	54	<1	1143	35	227	226	26	5	17	88	8	<3	3	
DF-77B1	VB - B1	Acceso al Boquerón	6	167	136	825	34	323	141	24	3	79	93	6	10	<3	
DF-79B1	VB - B1	Ctra. Los Chorros	7	222	239	738	29	365	127	26	3	122	99	<5	19	<3	

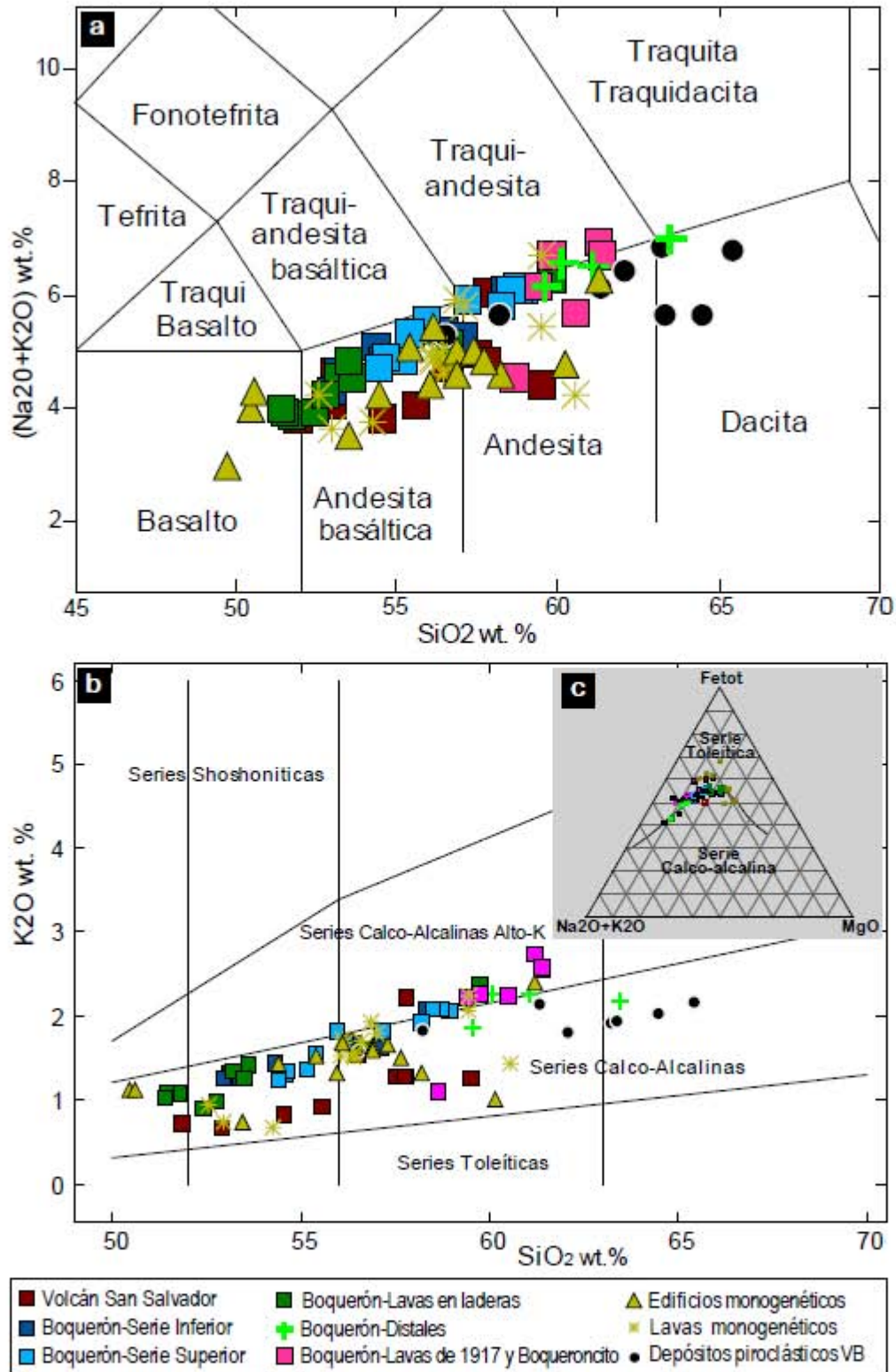


Figura 40: a) En el diagrama de clasificación TAS (*Total Alkalies vs. Silica* por sus siglas en inglés) propuesto por Le Bas et al., 1986; se muestra que la composición de las lavas del CVSS es de basaltos a andesitas, mientras que la de los productos piroclásticos del VB es de basalto-andesitas a dacitas, b) en el diagrama de Peccerillo y Taylor, 1976, se nota una afinidad calco-alcalina de las rocas del CVSS y c) el diagrama de AFM, que muestra los límites entre campos de rocas calco-alcalinas y toleíticas (Irvine y Baragar, 1971), se observa que las rocas del CVSS se encuentran en la transición de ambos campos.

Para el conjunto de rocas analizadas, los diagramas de variación de Harker (Figura 41) muestran tendencias negativas pronunciadas para los óxidos de Al, Ca y Mg, que indican un proceso de cristalización fraccionada reflejada en fases minerales como el olivino, piroxeno y plagioclasas y patrones negativos discretos de óxidos de Fe y Ti, que se deben al fraccionamiento de la magnetita. Por otro lado, los patrones positivos en óxidos como el Na, Ca y Mn con respecto a la sílice se atribuye a la retención de estos elementos en la matriz vítrea de la rocas (Wilson, 1989).

#### **4.3.1. Rocas del antiguo VSS (Ciclo i de Sofield, 1998)**

Las lavas del antiguo VSS tienen composiciones en los campos de las andesitas-basálticas hasta las andesitas, con porcentajes de SiO<sub>2</sub> que varían entre el 51.7 % y el 59.4% en peso (Figura 42a).

Las muestras correspondientes a la base del antiguo VSS, tienen los contenidos de SiO<sub>2</sub> más altos y caen en la clasificación de andesitas. Las muestras obtenidas en el cerro El Jabalí (DF135) y especialmente en la cima del cerro El Picacho (DF134), son las más máficas, con contenido de SiO<sub>2</sub> del 52.9% y 51.7% en peso respectivamente, situándose la primera de ellas en el límite de los basaltos y las andesitas-basálticas. También el contenido de álcalis es menor en las muestras de los cerros El Jabalí y Picacho, que corresponden a flujos de lava en posiciones estratigráficas superiores, representando un estadio de formación más avanzado del volcán.

Para las rocas del antiguo VSS, los diagramas de variación de Harker muestran un patrón negativo acusado y continuo para los óxidos de Ca y Mg, y también negativo, pero menos acusado para los óxidos de Al. Los óxidos de Na y K muestran un patrón positivo. El FeO<sub>tot</sub> total no muestra un patrón claro, siendo muy variable el contenido de este óxido en las diferentes muestras del grupo (Figura 41). En general, las rocas del edificio antiguo VSS tienen menores contenidos en álcalis y mayores contenidos en FeO<sub>tot</sub> que las lavas del VB (Figuras 41 y 42a y b). También son menores los contenidos de TiO<sub>2</sub>, aunque estos se encuentra siempre en proporciones alrededor del 1% en peso.

#### **4.3.2. Rocas del Volcán Boquerón (ciclos ii y iii de Sofield, 1998)**

La composición de las lavas del VB es de basalto-andesitas a andesitas (Figura 40a). Algunas de las muestras, tanto de la serie inferior, como de la serie superior del interior del cráter se ubican en el límite de las traquiandesitas. En general, para ambas series el contenido de álcalis es mayor que en las rocas del antiguo VSS (entre 1-3% en peso).

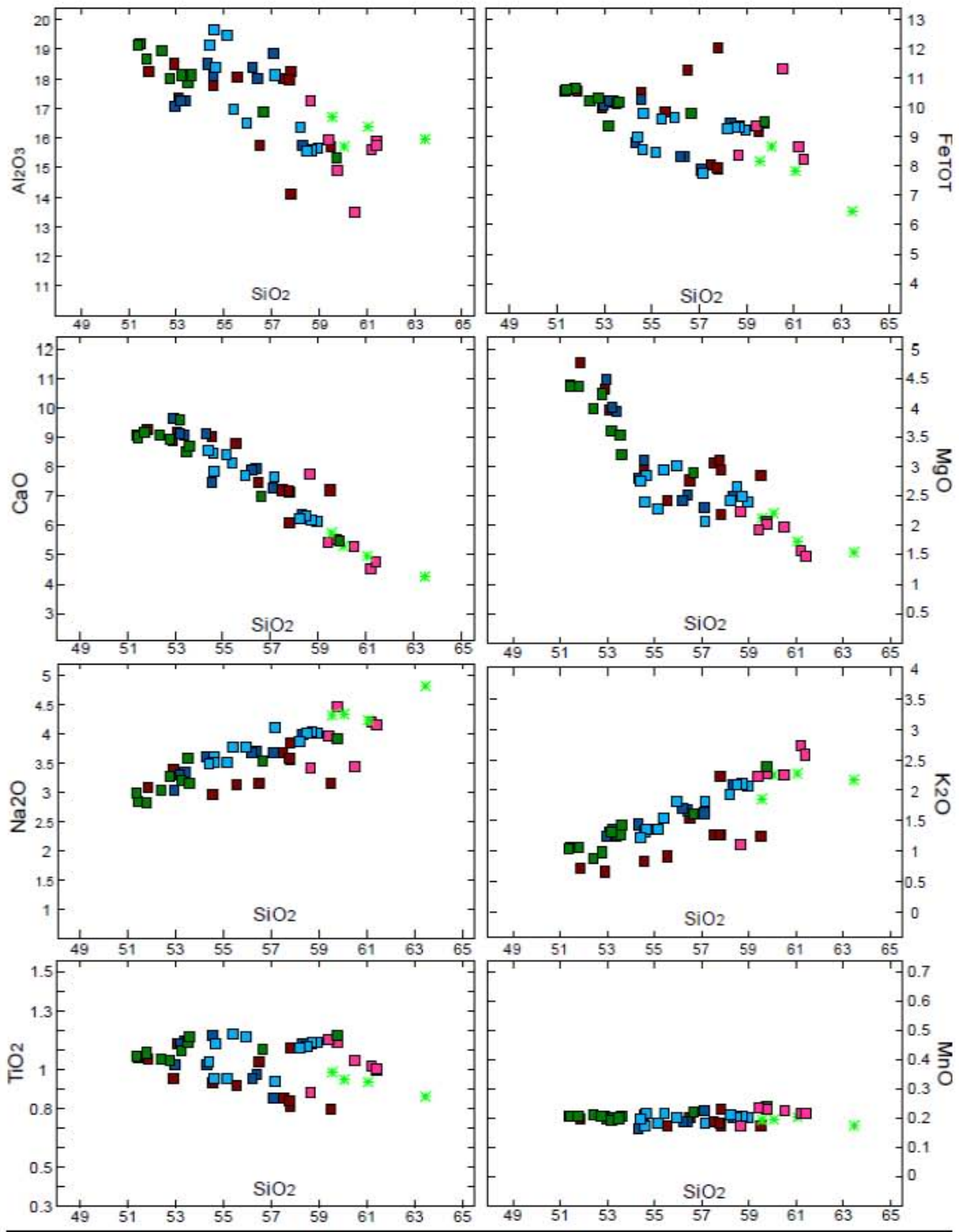


Figura 41: Diagramas de variación de Harker de elementos mayores vs. contenido de  $\text{SiO}_2$  de las lavas del edificio central del CVSS (VSS y VB). La leyenda para los diferentes grupos de muestras es la misma que en la Figura 40 y la Tabla 4.



La composición de la serie inferior es principalmente basáltico-andesítica (Figura 40 y 42b), con porcentajes de SiO<sub>2</sub> que varían entre el 52.9% y el 58.3 % en peso. La composición de la serie superior varía de basalto-andesitas a andesitas (Figura 42b), con porcentajes de SiO<sub>2</sub> que varían entre 54.4% hasta 58.9 % en peso, siendo los términos inicial y final de esta serie ligeramente más félsicos que los de la serie inferior.

Los variaciones de otros elementos mayores reflejadas en los diagramas de Harker (Figura 41) muestra que los flujo de lavas de las series en el interior del cráter presentan en general los patrones descritos para el conjunto de muestras del CVSS, positivos y continuos para los óxidos de Na y K y negativos para los óxidos de Ca, Fe, Al y Mg. Cabe destacarse que el patrón de decrecimiento de los óxidos de Al y Mg no es continuo, sino muy marcado en las rocas de la serie inferior pero discreto para las rocas de la serie superior.

Se consideraron también dentro de este grupo, las lavas muestreadas en las laderas SE y NE del VB y en la planicie de San Salvador, zona distal respecto al cráter del VB, las cuales se asociaron a las series en el interior del cráter, por criterios estratigráficos y por comparación de los patrones de comportamiento de los principales elementos mayores.

Las lavas en las laderas SE y NE del volcán tienen composiciones de basaltos a basalto-andesitas, predominando estas últimas, con contenidos de SiO<sub>2</sub> que varían entre el 51.4 % y el 56.6% en peso y un contenido intermedio en KO<sub>2</sub>. La petrografía y composición de estas rocas es similar a las lavas de la serie inferior en el interior del cráter, aunque algunas de ellas presentan contenidos más bajos de SiO<sub>2</sub>. En general los datos muestran un incremento del contenido SiO<sub>2</sub> en los flujos de lava en cotas más altas. Se considera que este conjunto de flujos pudo tener origen en el cráter central, logrando sobrepasar los bordes de la depresión del colapso del antiguo VSS (1,200 msnm en el borde N y 1,400 msnm en el SE) en estadios iniciales de la formación del VB, si consideramos que el cráter original estuviera en una posición similar o ligeramente por encima del cráter actual (1,380 msnm). Otra posibilidad, es que la emisión de lavas en los estadios iniciales de formación del VB se produjera desde fisuras en los bordes de la depresión generada por el colapso. Esto supondría que algunas de las lavas de flanco son más antiguas que las observadas en el interior del cráter.

El grupo de muestras obtenidas en posiciones más distales (hasta 6.5 km) respecto al cráter del VB presentan, en general, los mayores contenidos en SiO<sub>2</sub> (59.5% - 63.4% en peso) de todo el conjunto de muestras del VB. Principalmente son andesitas, aunque se analizaron dos muestras en el límite de

traquiandesitas y una muestra de composición dacítica. La petrografía y geoquímica de las muestras obtenidas al SE del VB (DF131 Y DF132) de composición andesítica son similares a la serie superior en el interior del cráter, correlacionando con sus términos finales. Sin embargo, su posición estratigráfica, subyaciendo la secuencia de depósitos piroclásticos G2 y sobre la TB2 (Tabla 4), indicaría que se emplazaron en los estadios iniciales de la serie superior o a finales del emplazamiento de la serie inferior.

También es andesítica la lava DF121. Su composición correlaciona bien con una lava muestreada por Fairbrothers (1978) en la ladera SE del Boquerón (Figura 42d). La posición estratigráfica de esta lava, inmediatamente subyaciendo TBJ (Tabla 4) indica que es una de las más jóvenes y coincidiría con el patrón de enriquecimiento de SiO<sub>2</sub> a medida que el volcán se desarrolla. Sin embargo, es posible que esta lava corresponda a la emitida por el cono de escorias Cerro La Hoya, en la ladera SE del VB y por tanto estaría asociada a otro ciclo de formación del CVSS.

DF136, muestreada en la planicie de San Salvador, subyaciendo TB3 es la única lava con composición dacítica y constituye una excepción en el conjunto de lavas del VB. La posición estratigráfica de esta muestra indica que es coetánea o algo posterior a la erupción de G1, cuyos juveniles tienen también composición dacítica (Figura 43). Sin embargo, no se ha podido identificar la continuidad de este flujo de lava hacia las laderas del volcán.

Con base en las variaciones de elementos mayores, los patrones que pueden observarse en las series de lava del cuerpo central del VB son: a) Una alternancia cíclica de basalto-andesitas a andesitas dentro de cada una de las series; b) solapamiento de los términos iniciales e intermedios de la serie superior con el ciclo precedente, pero extendiéndose hasta términos finales más félsicos y c) patrón general de largo plazo de enriquecimiento progresivo en SiO<sub>2</sub> y álcalis.

#### **4.3.2.1. Rocas del VB: depósitos piroclásticos de caída**

La actividad efusiva del VB se intercaló con episodios de gran explosividad, tanto al inicio de su formación como en un período intermedio de construcción del cono volcánico (Fairbrothers, 1978), representado por niveles de depósitos de caída y flujo de escombros entre las dos series de flujos de lava en el interior del cráter. Las muestras de piroclastos juveniles de los principales depósitos de caída del VB son las más félsicas de todo el grupo de rocas analizadas del CVSS y muestran composiciones de basalto andesitas a dacitas.

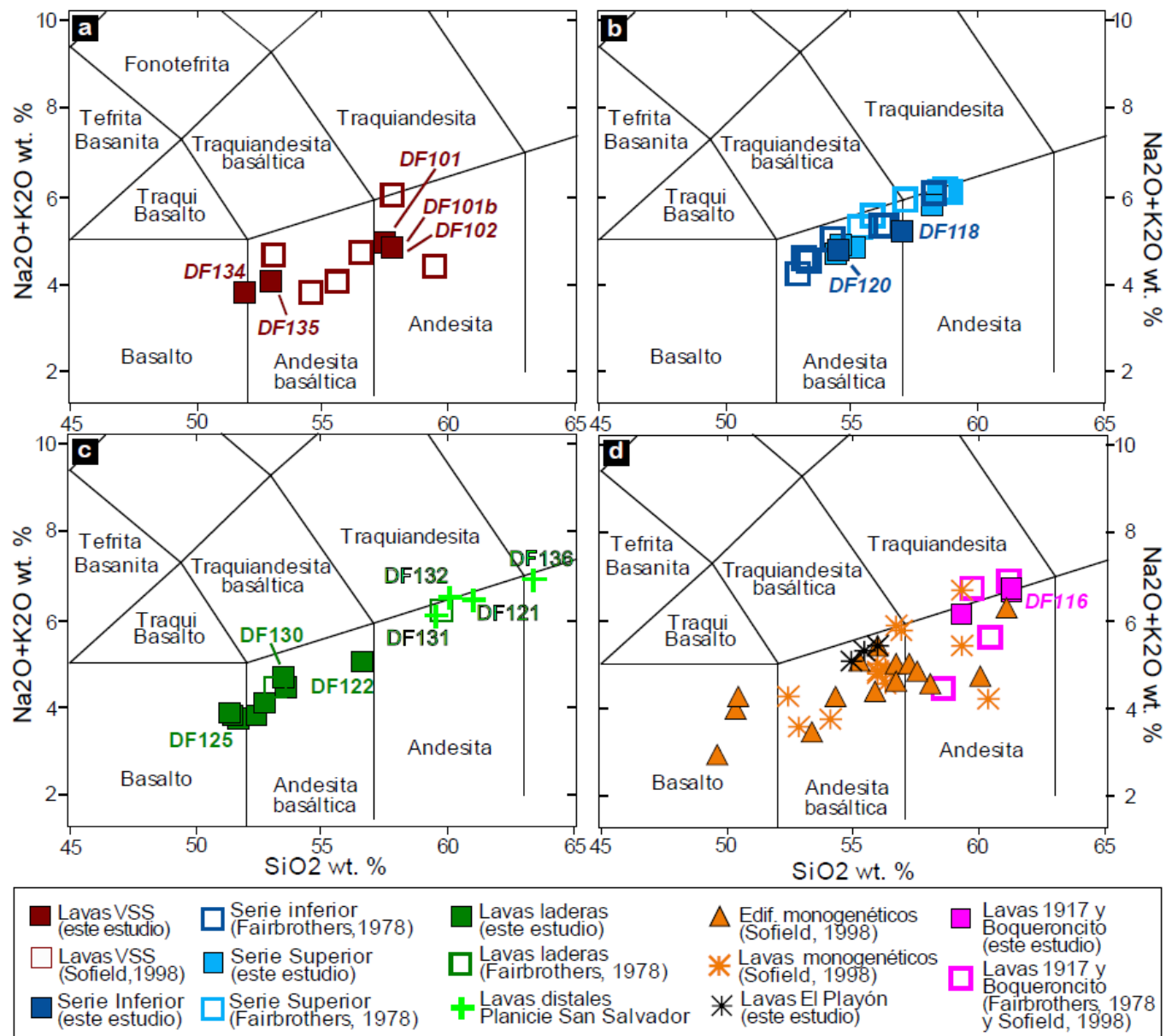


Figura 42: Diagramas de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) para: a) Lavas del antiguo VSS; b) lavas de la serie inferior y superior en el interior del cráter del VB; c) lavas del VB en sus laderas y en zonas distales y d) lavas y piroclastos de los volcanes monogenéticos (modificado de Sofield, 1998) en color naranja y de la última erupción en 1917 (rosados). Los cuadros sin relleno corresponden a datos de autores previos, los cuadros opacos corresponden a muestras obtenidas y analizadas en esta investigación.

El análisis geoquímico de fragmentos juveniles de la secuencia G1 (Figura 43), la primera de las erupciones explosivas del VB, mostró una composición andesítica y dacítica (modificado de Sofield, 1998). Cabe recordar que en la parte basal del depósito de caída principal se observó la presencia de procesos de mezcla de magma, observando diferentes colores y textura de diferentes flujos en la roca (*magma-mingling*). También se obtuvo una composición dacítica para la muestra de la base de la unidad de caída principal de G2 (Figura 43). Se han observado también procesos de mezcla de magma (*magma-mingling*) en algunos fragmentos de la base de este depósito. Finalmente, se analizaron fragmentos juveniles del depósito de caída B1, para los cuales se obtuvo una composición basáltico-andesítica y andesítica. La ocurrencia de la erupción que dio lugar a la secuencia de depósitos B1 es anterior a los 3,000 años B.P., cuando se intensifica la actividad del flanco en el CVSS.

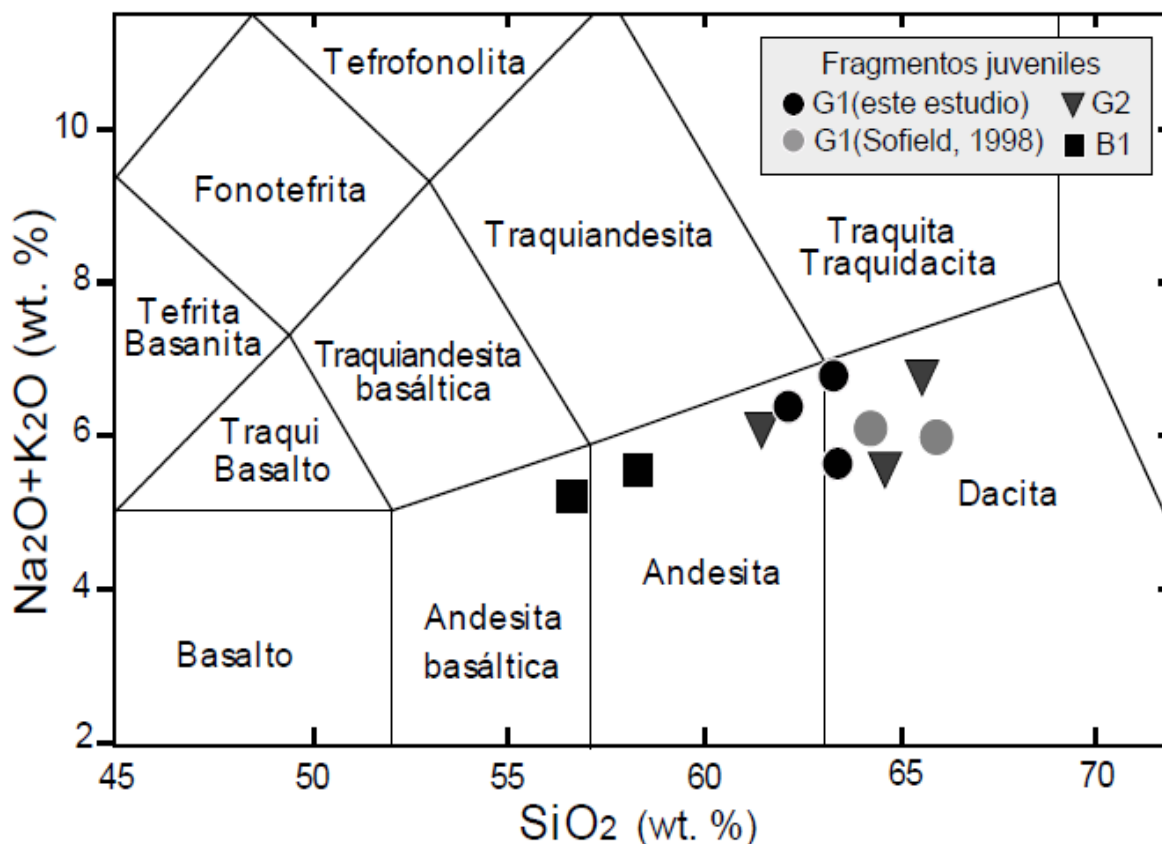


Figura 43: Diagrama de clasificación TAS (Le Bas et al., 1986) que muestra la composición de los fragmentos juveniles de depósitos piroclásticos del VB: G1, producto de la erupción pliniana asociada a la destrucción del antiguo VSS, G2, posible producto de una erupción en un periodo intermedio de formación del VB y B1, producto de una erupción de menor magnitud anterior a los 3,000 años B. P.

### **4.3.3. Rocas de la actividad eruptiva de flanco: Edificios monogenéticos (Ciclos iv y v).**

Sofield (1998) estudió la geoquímica de la actividad eruptiva de flanco. Los veinticuatro centros eruptivos monogenéticos de tipo cono de escorias y cráteres de explosión, emitieron productos piroclásticos con composiciones que van desde basaltos (El Cerrito de Quezaltepeque, 50.6% en peso de SiO<sub>2</sub>) a andesitas (Laguna Chanmico, 60.15 % en peso de SiO<sub>2</sub>), lo que supone un rango de composiciones más amplio que el de los edificios centrales VSS y VB (Figura 42 d). Relacionados con estos centros eruptivos este autor identificó hasta 11 flujos de lava (Tabla 7.2 en anexo 7, Figura 28) de composiciones que varían entre basalto-andesitas, andesitas y traqui-andesitas (Figura 42d). El contenido de K<sub>2</sub>O en el conjunto de estas muestras es intermedio y no hay una variación significativa de este óxido a pesar del incremento del sílice (Figura 40b).

Sofield (1998) propone dividir los productos de erupciones de flanco en dos grupos, según su afinidad geoquímica con los productos de los edificios centrales del CVSS: Ciclo iv) lavas más antiguas relacionadas con centros eruptivos no alineados sobre la falla N40W, las cuales presentan un mayor contenido de MgO y menor afinidad con las lavas del antiguo VSS y del VB y ciclo v) lavas de los centros eruptivos alineados sobre la falla N40W, las cuales presentan una moderada afinidad con las lavas de los edificios volcánicos centrales. Con base en los datos de elementos mayores, Sofield, 1998 y Major et al., 2001 sugieren que los depósitos de los volcanes monogenéticos derivan de una fuente de magma similar y que las lavas del ciclo v proceden de la misma fuente o cámara magmática que alimenta el volcán central.

No existen suficientes datos de elementos traza para corroborar dicha hipótesis. Solamente para las lavas del Cerro La Hoya y del Playón (A. D. 1658-1659) se obtuvieron este tipo de datos. Sin embargo, serán necesarios estudios de mayor profundidad para establecer la pertenencia o no de los volcanes monogenéticos al mismo sistema magmático que el VB.

### **4.3.4. Rocas de la erupción de 1917 (ciclo vi de Sofield, 1998)**

Las lavas de tipo “malpaís” de la última erupción del VB en 1917 son de composición andesítica (Figura 42c), así como las escorias y lavas del cono de escorias Boqueroncito, aunque estas últimas presentan un ligero incremento en el contenido de sílice, álcalis y FeOtot (Fairbrothers, 1978, este estudio). Constituyen las lavas más evolucionadas de todo el grupo de rocas correspondiente al VB y la variación química sigue los patrones señalados para los elementos mayores.

#### 4.4. Procesos petrogenéticos involucrados en la evolución de los magmas

El análisis de variaciones químicas de las lavas del VSS-VB, incluyendo las series del interior del cráter, los flujos de lavas en sus laderas y las de la erupción de 1917, permite resumir los patrones de comportamiento de los elementos mayores durante el enfriamiento de magmas.

a) Elementos con patrones de empobrecimiento: Tanto para las lavas del VSS como para las lavas del VB se observa una fuerte disminución de los contenidos en óxidos de Mg y Ca. Un comportamiento similar se observa para el  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ , aunque con un grado de empobrecimiento más débil. En la variación del MgO (Figura 41) se produce un cambio de pendiente en la tendencia a disminuir, coincidente con la etapa de transición entre las rocas de la serie inferior y superior del interior del cráter del VB. El CaO presenta un patrón continuo de empobrecimiento en las diferentes etapas de formación del CVSS. El empobrecimiento que muestran el CaO, el MgO y el FeO, indican que con probabilidad estos elementos controlan el proceso de cristalización fraccionada a través de la formación de los olivinos, de plagioclasas cálcicas y piroxenos cálcicos.

b) Elementos con patrones de enriquecimiento: Los componentes del álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}$  y más claramente el  $\text{K}_2\text{O}$ ) incrementan su contenido en las rocas con mayor contenido de sílice (andesitas y dacitas). Este incremento es ligeramente menor en las lavas del VSS, al que se observa para las lavas del VB. Estos quedan en el fluido residual, hasta que el magma solidifica por completo e incorpora estos elementos en los minerales que se forman en las últimas fases de la cristalización fraccionada (plagioclasas sódicas).

El MnO (Figura 41) y también el  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Tabla 5) se presentan en contenidos similares para los diferentes contenidos de sílice de las muestras, aunque se aprecia un ligero incremento de estos en las lavas de la erupción de 1917 y del Boqueroncito. Cabe mencionar, que para ambos elementos las cantidades en todas las muestras es menor al 0.5% en peso.

Los datos geoquímicos de las lavas en el interior del cráter y de las laderas del VB y de los volcanes monogenéticos parecen corroborar inicialmente los patrones de incremento de  $\text{SiO}_2$  a medida que crece el edificio volcánico y el CVSS en general. Sin embargo, para las lavas del antiguo VSS y para algunas de las muestras en las laderas del VB la correlación de los datos geoquímicos con la información estratigráfica, indica que no existe una vinculación tan clara entre las etapas de construcción del edificio volcánico principal y el incremento del  $\text{SiO}_2$ .

La relación de los contenidos de SiO<sub>2</sub> con la escala temporal (Figura 44) muestra como efectivamente existe un incremento del SiO<sub>2</sub> en cada una de las grandes etapas de formación del CVSS. Muestra también una relación inversa de los miembros iniciales y finales de cada etapa, mientras los miembros iniciales de cada uno de estos ciclos están compuestos de magmas menos evolucionados que los de la etapa anterior, los miembros finales presentan composiciones más evolucionadas.

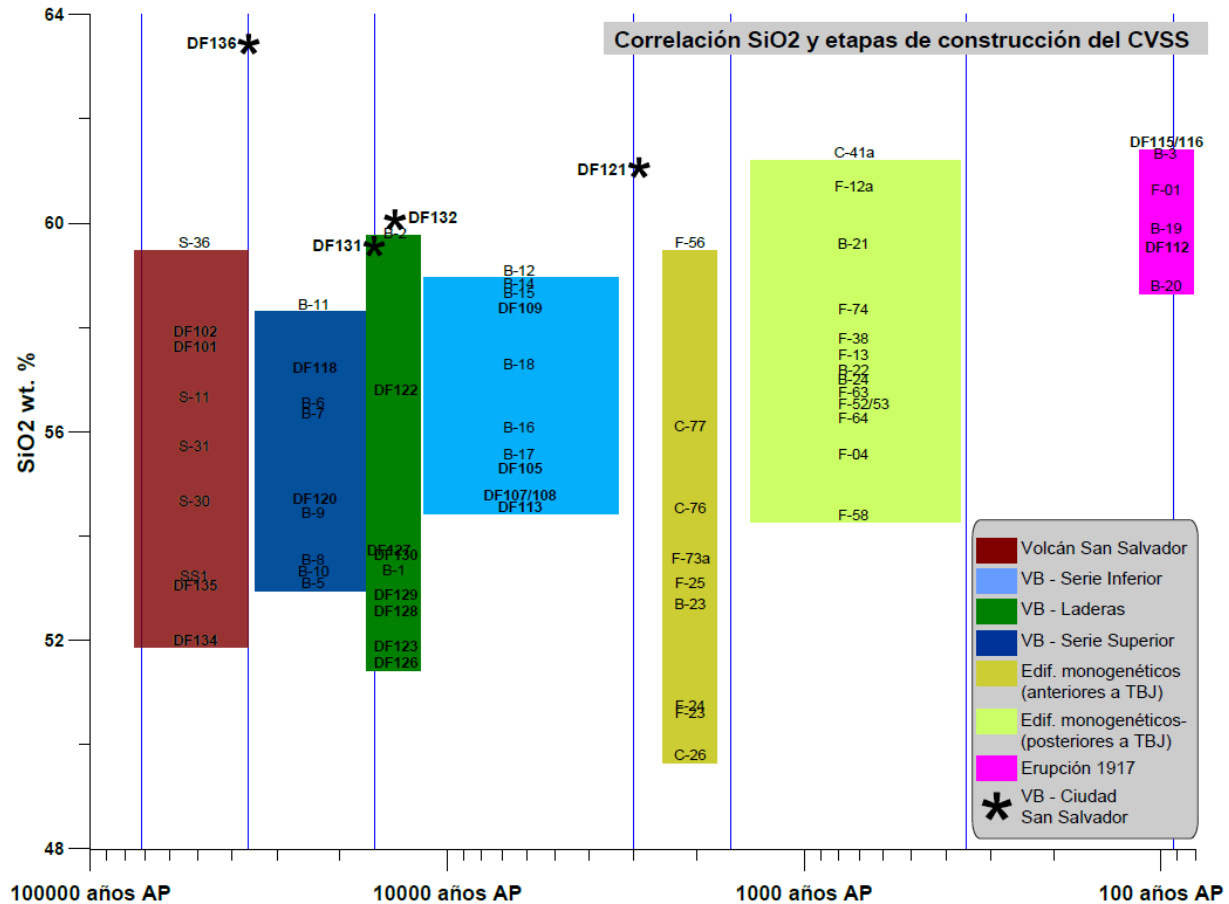


Figura 44: Correlación de la variación de SiO<sub>2</sub> de las rocas del CVSS con respecto al tiempo. Se muestra la composición de los grupos de lavas de cada uno de los episodios de formación del CVSS definidos por Sofield (1998). Se observa un patrón de duración a largo plazo en el incremento de SiO<sub>2</sub> en cada una de las etapas y una ampliación de los miembros iniciales (más máficos) y finales (más evolucionados) de cada etapa a medida que el volcán crece.

Las composiciones de las lavas muestreadas en las laderas del VB marcan continuidad en los contenidos en SiO<sub>2</sub> que relaciona las composiciones de la serie inferior y de la serie superior. Los miembros finales de este conjunto de lavas coinciden con las lavas muestreadas en la planicie de San Salvador en la base de G2 (DF131 y DF132). La correlación SiO<sub>2</sub> vs. Tiempo no permite confirmar la pertenencia de la muestra DF121 a lavas asociadas al cono de escorias Cerro La Hoya. La posición de esta muestra parece indicar que no está relacionada al ciclo de emplazamiento de edificios volcánicos

monogenéticos, sino a la etapa final (más félsica) de la construcción del VB. Finalmente, como ya se apuntó, DF-136, con una composición parecida a la de los depósitos de caída G1, no parece guardar relación con los patrones geoquímico-temporales del resto de muestras del CVSS.

Fairbrothers (1978) asocia esta variación de patrones de las dos series en el interior del cráter a procesos de cristalización fraccionada. Sugiere que las lavas andesíticas están evolucionadas a partir del fraccionamiento de magmas basálticos. Los cambios cíclicos en el contenido de  $\text{SiO}_2$  se interpretan como la combinación del fraccionamiento de cristales, seguidos por influjos de magma menos evolucionado que se mezcla con el magma residual enriquecido en  $\text{SiO}_2$ . El enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$  en cada ciclo se atribuye a que son mayores los volúmenes de magma fraccionado que permanecen en la cámara magmática antes de cada influjo de magma máfico. Esto apoya la hipótesis de que sólo los magmas más evolucionados, más enriquecidos en volátiles, son capaces de fluir a través del conducto central, mientras que el resto lo hace a través de conductos que tienen salida en las fracturas del cono volcánico, por sus flancos o su base.

Sofield (1998) plantea la hipótesis de que cada uno de los ciclos de construcción del VB concluye con un periodo de actividad explosiva que se produce por la extrusión de productos más evolucionados. La secuencia de depósitos piroclásticos G1 marcaría el final del ciclo i (construcción del antiguo VSS), el final del ciclo ii (serie inferior del cráter) correspondería a los depósitos piroclásticos que se observan en posiciones intermedias de la secuencia en el interior del volcán y que en las laderas del volcán y zonas distales podría corresponder a la secuencia de depósitos G2. Para el fin del ciclo iii (serie superior del cráter), Sofield (1998) considera la erupción de la Toba de San Andrés (Talpetate I) como la más probable de cierre de este periodo.

La reaparición de lavas menos evolucionadas después de periodos de erupción de productos félsicos sugieren que la cámara en fraccionamiento ha recibido recargas parciales de magmas máficos. Con relación a la erupción de 1917, Fairbrothers (1978) y Sofield (1998) plantean que aunque el Boqueroncito podría considerarse como el inicio de un nuevo ciclo de construcción del Boquerón, esto parece improbable, ya que el hecho de que solamente el 1% en Vol. de lava ligeramente más félsica se implicara en la erupción por el cráter central, parece corroborar la hipótesis según la cual esta erupción es el miembro final, más evolucionado, del conjunto de erupciones monogenéticas, que es las que cabría esperar que continuaran ocurriendo.





## **5. Estratigrafía de depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón**

En el registro estratigráfico del VB, estudiado en 137 afloramientos (Figura 4, anexos 3 y 4), se han reconocido las secuencias de depósito de 10 erupciones explosivas, siete para el período de los 36,000 a los 3,000 años y tres para el periodo de los últimos 3,000 años (Figura 17, capítulo 3).

Estas secuencias están constituidas por diferentes tipos de depósitos, de caída, flujo y oleada piroclástica principalmente, que se clasificaron con base en sus características de espesor, litología, sucesión sedimentaria interna, composición de los fragmentos juveniles, posición estratigráfica y presencia de paleosuelos entre ellos. Con estos datos se realizaron diversas correlaciones (anexo 5) para estudiar las relaciones estratigráficas y distribución de las principales secuencias de depósitos del VB. Como síntesis de esta información, se construyeron cinco secciones estratigráficas compuestas para ilustrar la superposición de los productos explosivos y efusivos del VB en el área de influencia del CVSS (Figura 45).

Con el fin de caracterizar los eventos eruptivos que las generaron y obtener criterios para la definición de escenarios de peligro, se estudió la distribución y características sedimentológicas de los depósitos de caída, flujo y oleada piroclástica de las secuencias de depósitos G1, G2 y B1, correspondientes al periodo central de construcción del VB entre los 36,000 y 3,000 años. Se estudiaron también en detalle la estratigrafía y distribución de las secuencias de depósitos piroclásticos del VB de los últimos 3,000 años: Talpetate I, Talpetate II y de la erupción de 1917. Los depósitos de las secuencias post-G1 y pre-G2 (S5 a S2) identificadas en la cantera Las Lajas (afloramiento DF75) se muestrearon, pero no han sido estudiados en esta investigación.

### **5.1. Secciones estratigráficas compuestas de los depósitos del VB**

Los depósitos correspondientes al período de construcción principal del VB (36,000-3,000 años; Figura 17) son observables principalmente en los sectores S, SE y E del edificio volcánico central del

CVSS (sector 2 en Figura 45) y los de mayor distribución, como las secuencias G1 y G2, se encuentran en buena parte del AMSS (sectores 3 y 4 en Figura 45), donde se interestratifican con las cuatro secuencias de TB de la Caldera de Ilopango (Hart y Steen-McIntyre, 1983, Dull et al. 2001, Vallance y Houghton, 2004, Kutterolf et al., 2008). Las secuencias G1 y G2 también se identificaron aflorando en el extremo NW y SW del área de estudio (~20 km desde el cráter del VB).

En los sectores N, W y SW del CVSS, así como en las zonas proximales del cráter Boquerón (<2 km), estas secuencias de depósitos se encuentran cubiertas por otros depósitos piroclásticos y efusivos más jóvenes correspondientes a los diversos eventos eruptivos de flanco que tuvieron lugar en los últimos 3,000 años, por la TBJ de la Caldera de Ilopango y por los depósitos de las secuencias Talpetate I ( $1031 \pm 29$  B. P.) y Talpetate II ( $>766 \pm 34$  B. P.) del VB, así como por los depósitos fluviales y lacustres que rellenaron el Valle de Zapotitán (sectores 1 y 5 en Figura 45).

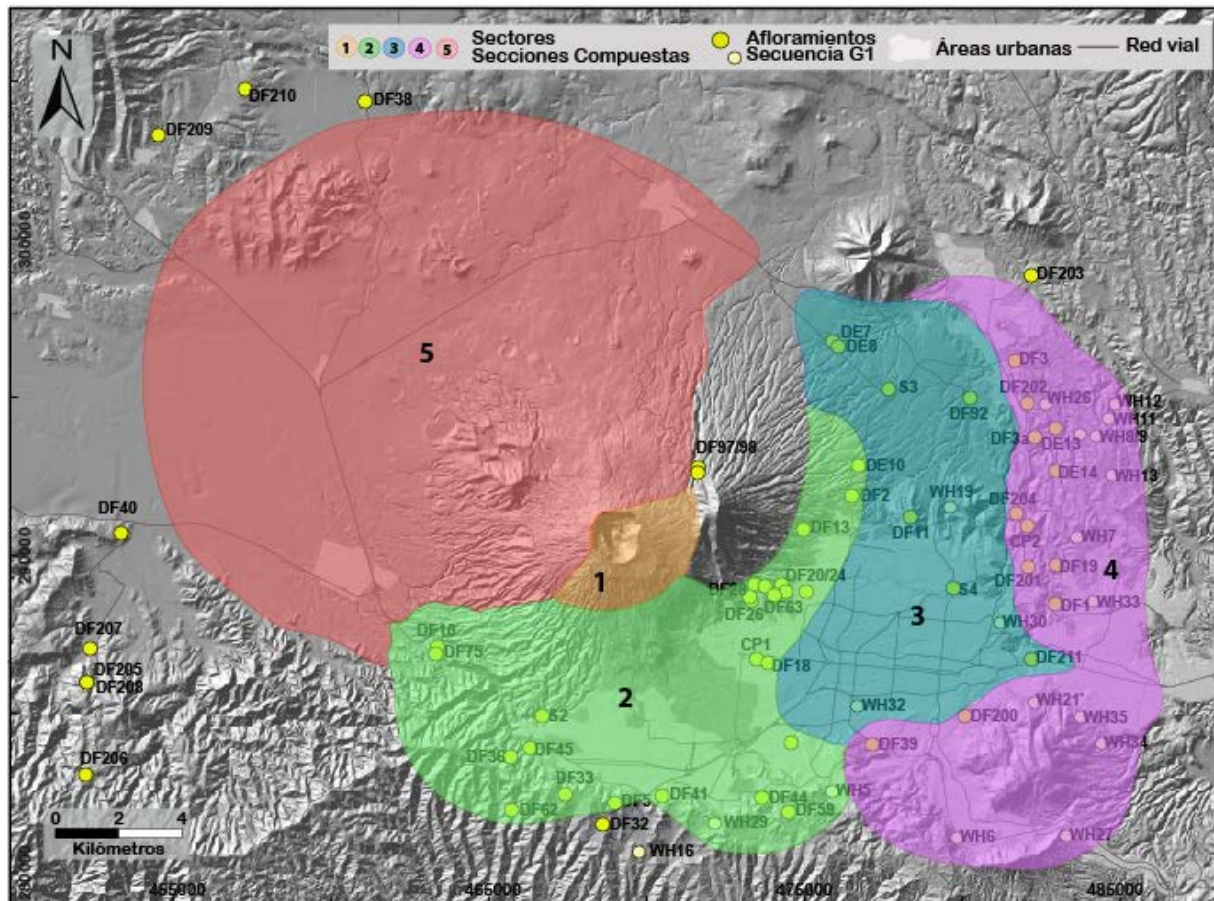
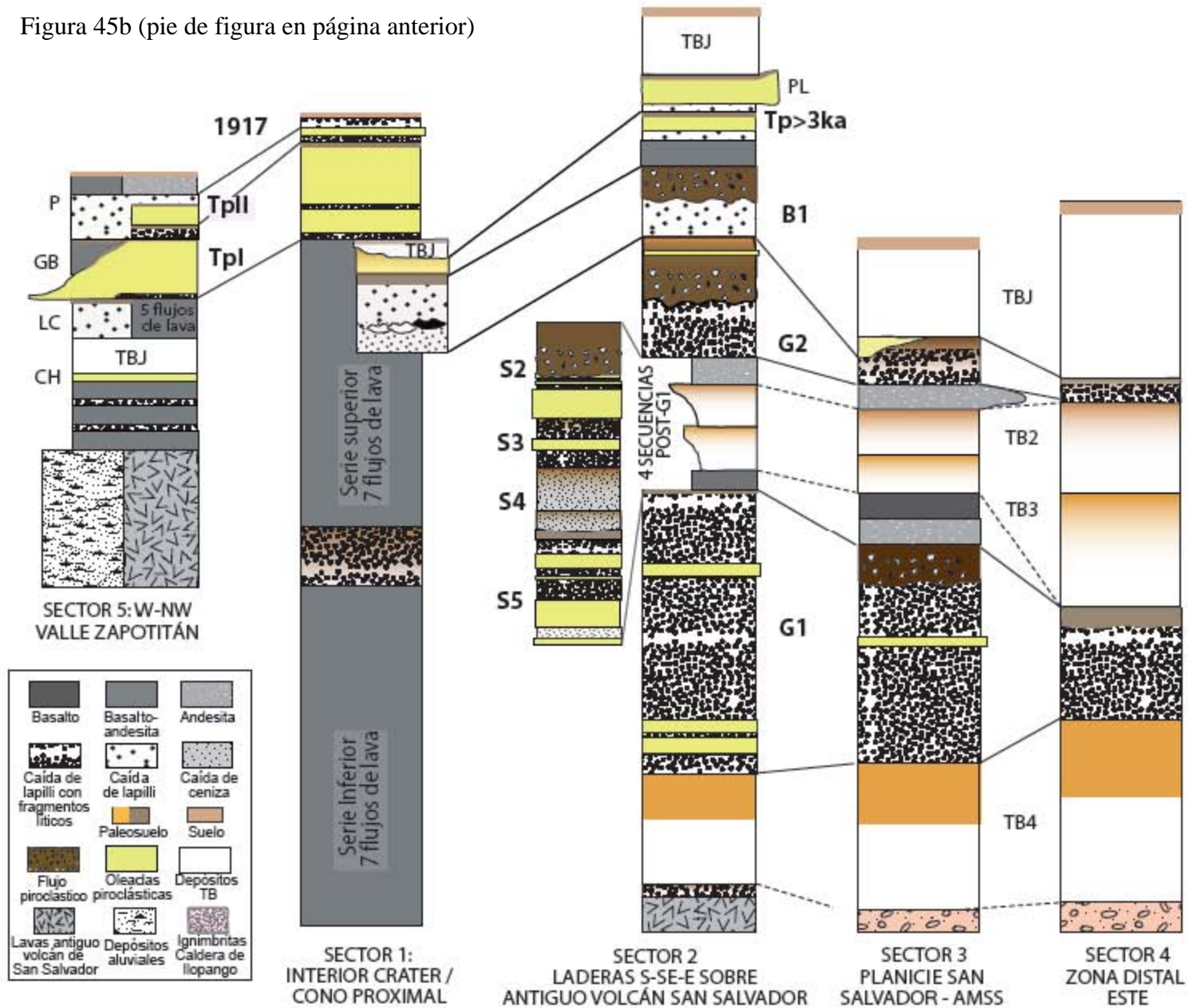


Figura 45: a) Mapa de sectores del CVSS cuya estratigrafía general es representada en las secciones compuestas de la figura 45b. Como referencia, se señalaron los afloramientos con presencia de la secuencia G1; b) secciones estratigráficas compuestas del VB; en los sectores 2 y 5 se muestra la relación con las secuencias piroclásticas de algunos de los edificios volcánicos monogenéticos del CVSS: PL, maar Plan de la Laguna, CH, maar Laguna de Channico, LC, anillo de tobas Loma Caldera, GB, lavas Loma de Grandes Bloques y P, cono de escorias El Playón (página 119).

Figura 45b (pie de figura en página anterior)



## 5.2. Secuencia de depósitos G1

La secuencia de depósitos G1 fue descrita en detalle al pie de la ladera E del cerro El Picacho (Figuras 46 y 47), 8 km al E-NE del cráter central (afloramientos DE10, DF2, DF63 y colindantes, Figura 4), donde están bien representadas todas sus unidades, que de base a techo son:

- a) Unidad G1<sub>3</sub>: 50-60 cm de lapilli pumítico grisáceo, vesiculado, con *magma-mingling*, sin compactación (Pm= 4 cm). Tiene presencia de líticos de lavas densas (Lm= 1.5 cm), aunque menos abundantes que en las unidades superiores de la secuencia. Este depósito es considerado la primera unidad de caída de la secuencia G1.
- b) Unidad de 40 a 70 cm de ceniza fina, de color café grisáceo o anaranjado cuando está alterado, con alto grado de compactación, especialmente en la mitad inferior. Esporádicamente integra fragmentos de lapilli o de lavas densos milimétricos subredondeados. Se observa bandeado paralelo, con niveles de oxidación entre las laminaciones.
- c) Unidad G1<sub>2</sub>: 40-67 cm de lapilli pumítico gris oscuro (Pm= 3-4.5 cm), vesiculado, con *magma-mingling*, sin compactación, con buena granoclasificación. Presencia de líticos de lavas densas, oxidados, más abundantes que en G1<sub>3</sub> (Lm=1.8 cm). Se clasificó como un depósito de caída.
- d) Unidad de 18 a 50 cm de ceniza fina de color café grisáceo, con alto grado de compactación. Presenta laminación planar y en ocasiones cruzada en la base, lo que sugiere que se trata de un depósito de oleada piroclástica.
- e) Unidad G1<sub>1</sub>: Depósito de lapilli negro y gris oscuro centimétrico (Pm= 4 cm en zonas intermedias y Pm=2.5 cm en zonas distales), subangulosos, con vesiculación de pequeño tamaño o ausente, aunque son livianos, sin compactación (Figura 47). Su espesor varía entre los 4.7 m al ES del edificio volcánico hasta los 50 cm en los afloramientos más distales. Depósito granodecreciente (gradación normal) con muy buena granoclasificación. El tercio basal está constituido por lapilli pumítico, de granulometría más gruesa (Pm=5-6 cm), de color más claro (grisáceo-amarillento), más vesiculado, que frecuentemente presenta *magma-mingling*. En zonas intermedias se observa en el techo de esta subunidad (un tercio de la base) un nivel de bloques densos y escoriáceos, de 15 a 20 cm de tamaño, los cuales se rompen con facilidad. En zonas distales en el techo de la subunidad basal está representado por un nivel de ceniza gruesa, friable, de pocos centímetros, que en ocasiones está oxidado. La granoclasificación de los depósitos distales es menor que en los depósitos proximales, de buena a moderada. El depósito contiene abundancia de líticos, de dos familias, fragmentos de lavas densas de color negro, angulosos (Lm= 3.5 cm), algunos de hasta 5.5 cm y fragmentos de lavas densas de color rojo, alterados (oxidados) y subredondeados (Lm=2.5

cm), que pueden llegar a alcanzar tamaño bloque. En algunos afloramientos de zonas intermedias, pero especialmente en los distales se observa una ligera estratificación, más evidente en la parte superior del depósito de granulometría más fina. En zonas distales la fracción fina del depósito está alterada, transformándose a arcillas, lo que produce cierto grado de compactación. Estas características permiten clasificar esta unidad como el depósito de caída principal de la secuencia G1.

- f) Unidad intermedia: Depósito de 45 cm de espesor promedio (5 a 83 cm) de ceniza fina, de color ocre claro o gris, de medianamente a altamente consolidado (Figura 49). Presenta base erosiva, el contacto con la unidad de caída subyacente es ondulado. Embebidos en la matriz contiene fragmentos de lapilli gris oscuro, vesiculados, milimétricos y centimétricos. Presenta ligera laminación planar y cruzada en la base, ocasionalmente con oxidación en los contactos de estas. En los niveles superiores se observa alternancia con niveles de lapilli acrecional. La mitad superior es masiva. Se clasificó como un depósito de oleada piroclástica de tipo *ground-surge*.
- g) G1<sub>0</sub>: Depósito de 80 cm de espesor promedio (30 a 210 cm) de lapilli escoriáceo de color gris oscuro, poco vesiculado, pero liviano y subanguloso (Pm=3 cm). Contiene líticos de dos familias: Fragmentos de lavas densos negros (Lm= 2.5-3 cm) y fragmentos líticos redondeados, oxidados, de tamaño menor que los primeros (Lm= 1.5-2 cm), aunque en depósitos proximales se identificaron algunos de tamaño bloque (Lm=7 cm), especialmente en la parte inferior. Esta unidad tiene características de sus componentes muy similares a la unidad G1<sub>1</sub>, pero tiene mayor cantidad de líticos de ambos tipos. Tiene buena granoclasificación, pero menor que la unidad G1<sub>1</sub>, y estratificación mucho más marcada, con laminaciones granodecrescientes hasta el techo, donde se observa cierto grado de compactación por el contacto con la unidad sobreyacente (Figura 47).
- h) Unidad del techo: Depósito de 30 a 80 cm, masivo, de fragmentos de lapilli escoriáceo, lapilli pumítico y de lavas densas (Lm=6 cm) embebidos en una matriz de ceniza fina a muy fina, arcillosa, de color café oscuro. Tiene base erosiva y presenta una menor distribución que las unidades de caída. En la base del tercio superior integra un nivel de cenizas finas de color ocre, endurecidas de pocos centímetros de espesor y que en algunos afloramientos muestra laminación planar. Se clasificó a esta unidad como un depósito de flujo piroclástico integrando un depósito de oleada piroclástica de tipo *ash-cloud surge* (nube de ceniza; Figura 46).

La secuencia G1 está interestratificada entre los depósitos TB4, en la base y TB3, en el techo (Figuras 46 a 48), por lo que su edad estaría comprendida entre los 36,000 a los 30,000 años B. P. (Kutterolf et al., 2008). No se hallaron restos de carbón en los depósitos de la secuencia G1, ni en su base, por lo que no ha podido ser datada de forma absoluta.

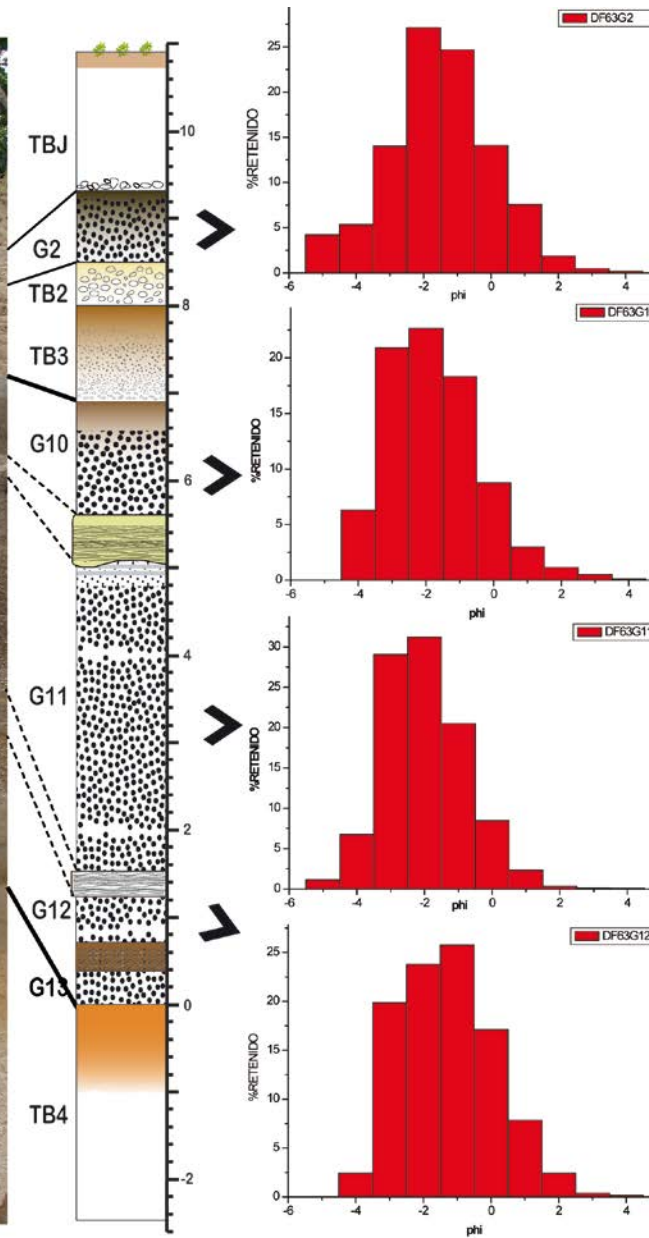
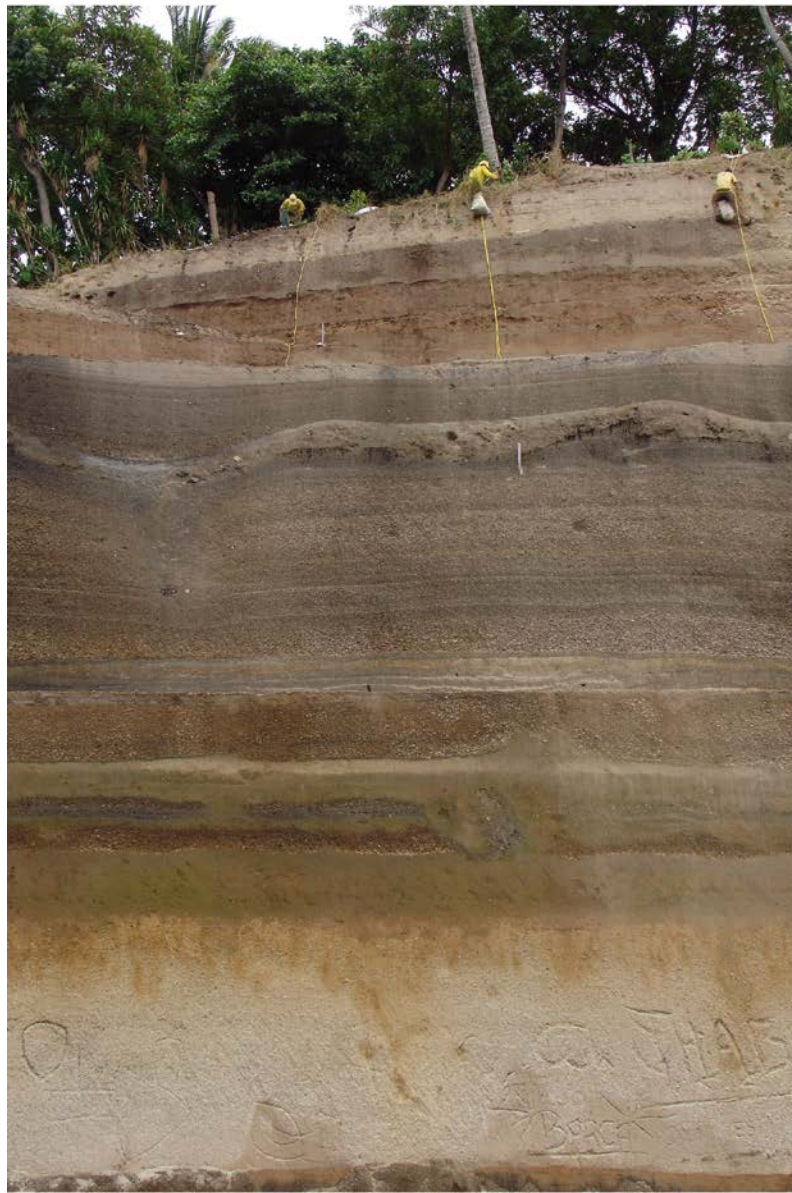


Figura 46: Sección de detalle de los depósitos de la secuencia G1 en la ladera E del cerro El Picacho, interestratificados con los depósitos plinianos de la caldera de Ilopango. La fotografía corresponde a los taludes de la prolongación de la Av. Masferrer hacia la 75 Av. Norte. La columna estratigráfica corresponde a los datos obtenidos en los afloramientos DE10, DF2, DF63 y colindantes. Leyenda en anexo 6.

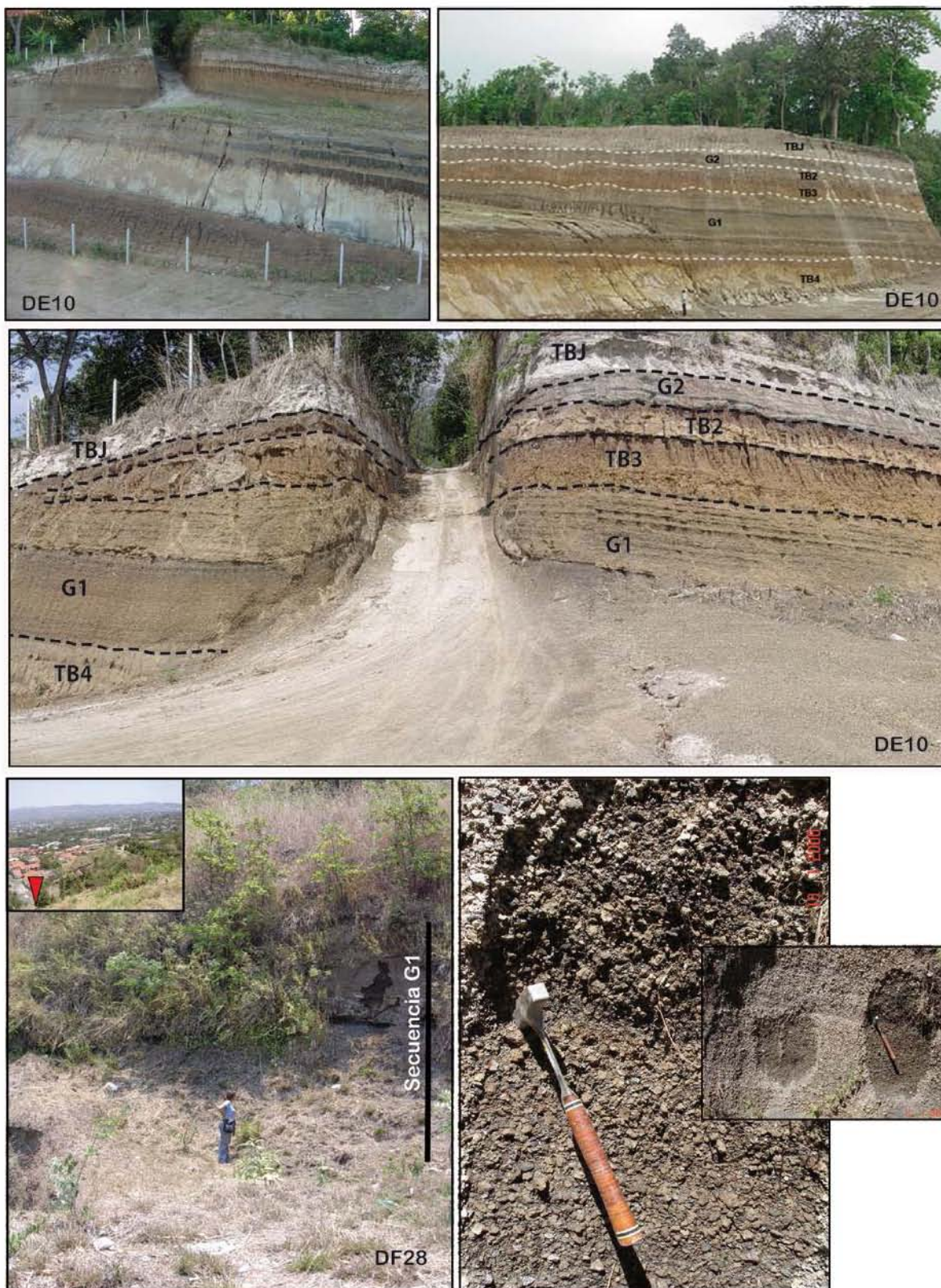


Figura 47: Depósitos de la secuencia G1 en afloramientos en la base del Cerro El Picacho (Sector 3 en Figura 45). Los depósitos G1 se encuentran interestratificados entre los depósitos TB4 y TB3 de la Caldera de Ilopango.



### 5.2.1. Distribución de los depósitos de caída G1

Los depósitos de la secuencia G1 se encuentran ampliamente distribuidos en toda el área de influencia CVSS. La intercalación de depósitos de caída y oleada piroclásticas basales (unidades a, b, c y d) solamente están presentes en zonas intermedias respecto al centro emisor (sector 3 en Figura 45), en afloramientos en la ladera E del cerro El Picacho (DF2, DF63) y en la ladera S del antiguo VSS (DF10, DF75). Las unidades principales de caída y la oleada piroclástica intermedia se encuentran bien representadas en zonas intermedias (4-10 km del cráter del VB), en la parte baja de las laderas E, SE y S del antiguo VSS, sobre la Cordillera del Bálsamo y en la planicie de San Salvador, donde la secuencia alcanza espesores máximos de 6.6 m (Figuras 45 a 48).

La secuencia G1 no se encuentra en la zona proximal del actual cráter Boquerón (<2 km de radio), ni sobre sus laderas ( $\approx 3$  km) (Figuras 45 y 48). Cabe recordar que este cráter no fue la boca eruptiva de la erupción que generó G1. El afloramiento con presencia de G1 más cercano al actual cráter Boquerón (DF98) se encuentra situado en la ladera interna (W) del cerro El Picacho, donde los depósitos de esta secuencia tienen 1.3 m de espesor y presentan signos de removilización, por ser una zona con fuerte pendiente y procesos de remoción activos.

En zonas distales (>10 km) solamente es identificable la unidad de caída principal de la secuencia ( $G1_1$ ), con espesores que varían entre 0.75 a 1 m al E del volcán y de 35 a 50 cm al W (Figuras 48 y 50). En estas zonas, los fragmentos juveniles están alterados, especialmente la fracción fina, que se transforma a arcillas y desarrolla un paleosuelo de 0.5 a 1 m de espesor de color café-anaranjado (Figuras 49 y 50; anexo 5).

Los afloramientos más distales donde se identificó G1 se encuentran 16 km al E - NE del VB (municipio de Apopa), 19 km al NW (municipio de San Juan Opico), 18.3 km al SW (municipio de Jayaque) y 17 km al SE sobre el borde de la caldera de Planes de Renderos (Figuras 48 y 50; anexo 5).

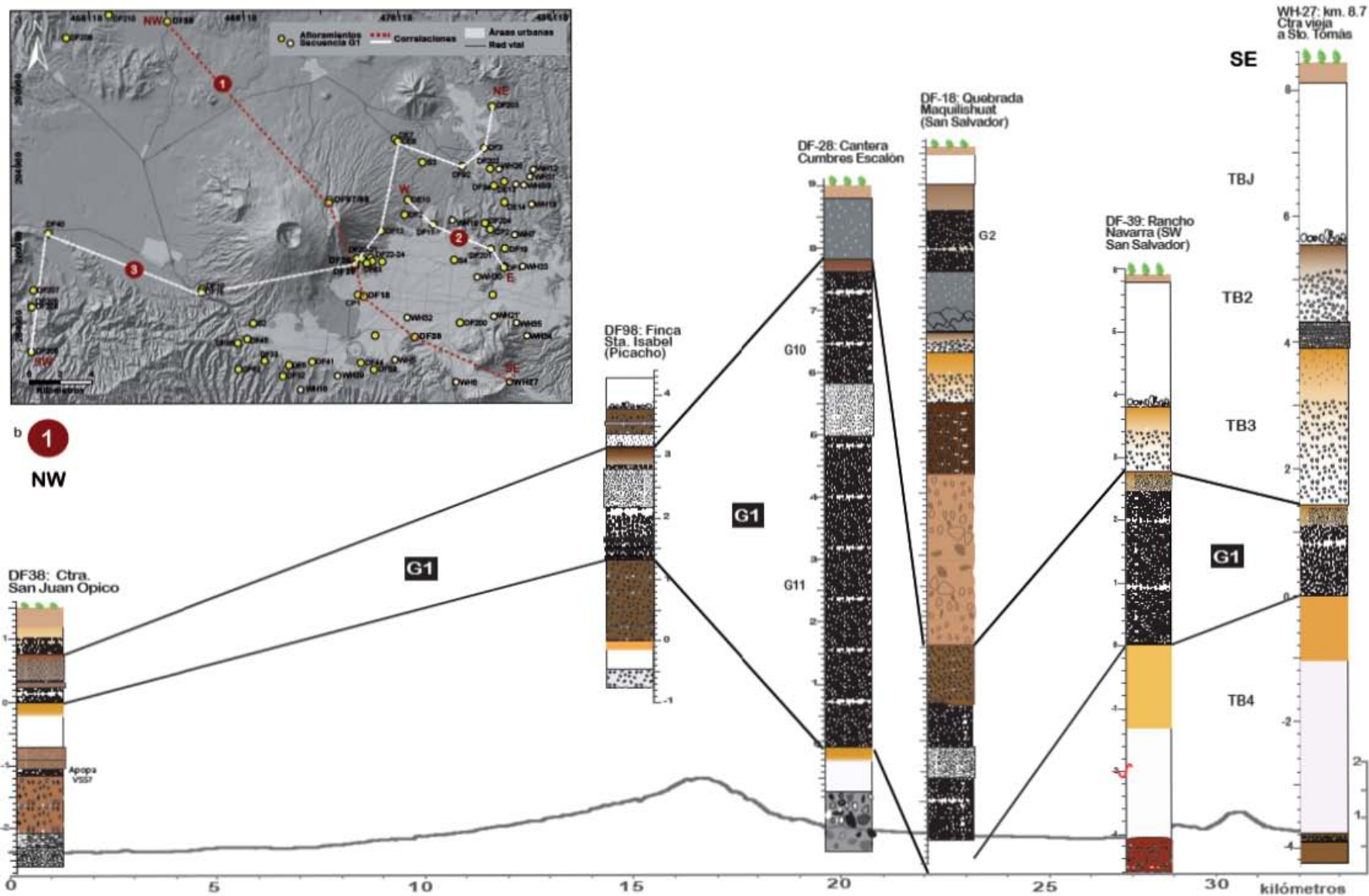


Figura 48: a) Relación de las correlaciones de depósitos de la secuencia G1 en diversos afloramientos del CVSS; b) correlación Núm.1 (NW-SE) de la secuencia de depósitos G1. Las correlaciones Núm. 2 y Núm. 3 se encuentran en el anexo 5.



Figura 49: Depósitos de la secuencia G1 en afloramientos en zonas intermedias y distales, en el centro y E de San Salvador (afloramiento DF18 en sector 3 y afloramiento DF39 en sector 4 de la figura 45).



Figura 50: Depósito de caída principal de la secuencia G1 en afloramientos distales (sector 4 en Figura 45); DF37 y DF1 al E-NE del CVSS y DF209 en el extremo NW del área de estudio, a 19 km del cráter del VB. En los primeros el depósito G1<sub>1</sub> tiene un espesor aproximado de 1 m y se adelgaza hacia el E. En el afloramiento DF209 el depósito tienen 50 cm de espesor, con importantes variaciones ya que se adapta al relieve preexistente.

### 5.3. Secuencia de depósitos G2

La secuencia G2 fue identificada en los afloramientos al S del edificio central (capítulo 3), pero es en afloramientos del sector SE y al E, en la base del cerro El Picacho, donde pudo reconocerse la secuencia completa. Se describieron sus diferentes unidades en los afloramientos DF94, DF79 y colindantes (Figuras 51 y 52), que de base a techo son:

- a) Unidad basal: Nivel de 5 a 10 cm de ceniza fina a muy fina, de color gris, con alto grado de compactación y con marcada laminación planar, que presenta base ondulada que se adapta al terreno preexistente. Se clasificó con un nivel basal de oleada piroclástica de tipo *ground-surge*.
- b) Unidad principal: depósito de lapilli gris oscuro vesiculado, centimétrico ( $P_m=4$  cm en zonas proximales y  $P_m=2$  cm en zonas intermedias y distales), granodecreciente y friable. Tiene buena clasificación. Contiene abundantes líticos tanto de lavas masivas de color negro ( $L_m=2-3$  cm), como rojizos (oxidados), algunos de gran tamaño. Su espesor máximo es de 4.85 m en la ladera S del volcán (DF75). En las zonas proximales se observa una gradación de tamaños clara sin discontinuidades, sin embargo en zonas intermedias pueden distinguirse tres subunidades: a) subunidad inferior, corresponde a la mitad inferior del espesor total del depósito, conformada por lapilli y bloques pumíticos, con abundante vesiculación de gran tamaño, que en ocasiones presentan *magma-mingling*. Esta subunidad es muy similar a la parte basal de  $G_{11}$  pero puede distinguirse porque tiene mayor espesor, los fragmentos juveniles son más vesiculados y más livianos; b) subunidad intermedia, conformada por lapilli gris oscuro de grueso a medio, vesiculado, con presencia de líticos escoriáceos (negros y rojizos y también de lavas densas alteradas y oxidadas y c) subunidad superior, contiene lapilli vesiculado de medio a fino, con fragmentos subangulosos con poca vesiculación y redondeada, y líticos densos de lavas y fragmentos de tobas de ceniza de color gris. Se clasificó como depósito de caída.
- c) Unidad central: Nivel de 30 a 60 cm de laminaciones de ceniza fina, endurecida, de color ocre claro intercaladas con niveles de lapilli acrecional, con tamaños máximo de fragmento de 4-5 cm. Se clasificó este depósito como un depósito de oleada piroclástica de tipo *ground-surge*.
- d) Alternancia de dos niveles de varios centímetros de espesor de lapilli escoriáceo y de niveles de ceniza fina a muy fina de color grisáceo, endurecidos. El lapilli es subanguloso, friable, de color negro, con abundante presencia de líticos de dos familias, de color negro y rojizos de pequeño tamaño ( $L_m= 3-4$  cm). El nivel basal de caída tiene un espesor de 12 cm en promedio y el resto de niveles tienen de 2 a 3 cm cada uno. El nivel de ceniza fina endurecida del techo presenta oxidación en la parte superior, en contacto con la unidad de techo.

- e) Unidad superior: Depósito masivo sin estratificación, con fragmentos de lapilli alterado, líticos de lavas densas de tamaño centimétrico y fragmentos de cenizas finas endurecidas en un matriz de color café oscuro, de grano fino y medianamente arcillosa. Su base es erosiva. Se clasificó este depósito como un flujo piroclástico, para el que se observó un espesor máximo de 1.87 m. En zonas proximales e intermedias se identificó en el tercio superior de esta unidad un nivel de cenizas finas de color ocre, altamente endurecido y con rasgos leves de laminación paralela. Este nivel se clasificó como una oleada piroclástica asociada a la nube de cenizas acompañante del flujo piroclástico (*ash-cloud surge*). En algunos afloramientos este depósito se presenta discontinuo.

En el techo de la unidad superior, sobre el depósito de oleada piroclástica se desarrolla un paleosuelo de coloración café oscura, altamente arcilloso. En zonas distales, de forma similar a como ocurre para G1, el depósito de flujo piroclástico se observa alterado, con frecuencia con la fracción fina meteorizándose y transformándose a suelo.

La secuencia G2 pudo reconocerse en todo el perímetro E, SE y S del volcán sobre los depósitos TB2 de la caldera de Ilopango (16 ka; Kutterolf et al., 2008) y en la base de la TBJ. En el afloramiento DF94, se localizó carbón en el paleosuelo subyaciendo a la secuencia G2 y en concreto a la unidad basal de oleada piroclástica. Este paleosuelo pertenece a un flujo de lava andesítico (DF131 en capítulo 4) que se encuentra en la base de la secuencia G2 en este afloramiento (Figura 51). El análisis de este carbón en el Laboratorio de Espectrometría de Masa (AMS) de la Universidad de Arizona arrojó una edad de  $7868 \pm 51$  B. P., que fue calibrada con el software Calib<sup>®</sup> en cal. 6918 - 6596 B. C.

### **5.3.1. Distribución del depósito de caída principal de la secuencia G2**

La unidad principal de caída de la secuencia G2 está ampliamente distribuida alrededor del CVSS, especialmente en los sectores S, SE y E del edificio volcánico central y en la planicie de San Salvador hasta cerca del borde oriental de la caldera de Ilopango (Figuras 53 y 54). Igual como ocurre con los depósitos de la secuencia G1, G2 no pudo reconocerse en afloramientos sobre el cono del VB, ni en los sectores N y NW, donde con seguridad está presente, pero cubierto por depósitos piroclásticos y efusivos más jóvenes del mismo volcán y de los edificios volcánicos monogenéticos circundantes.

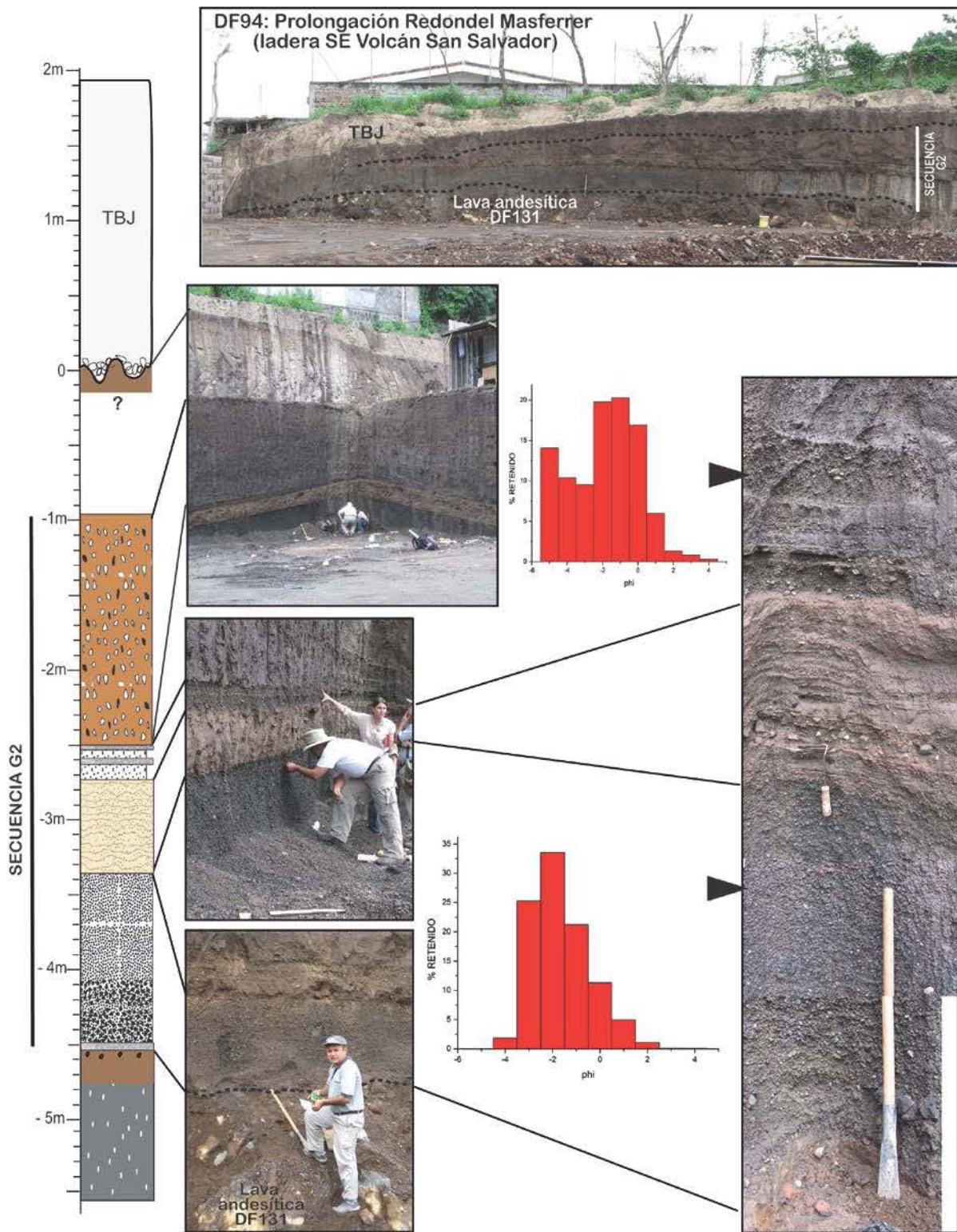
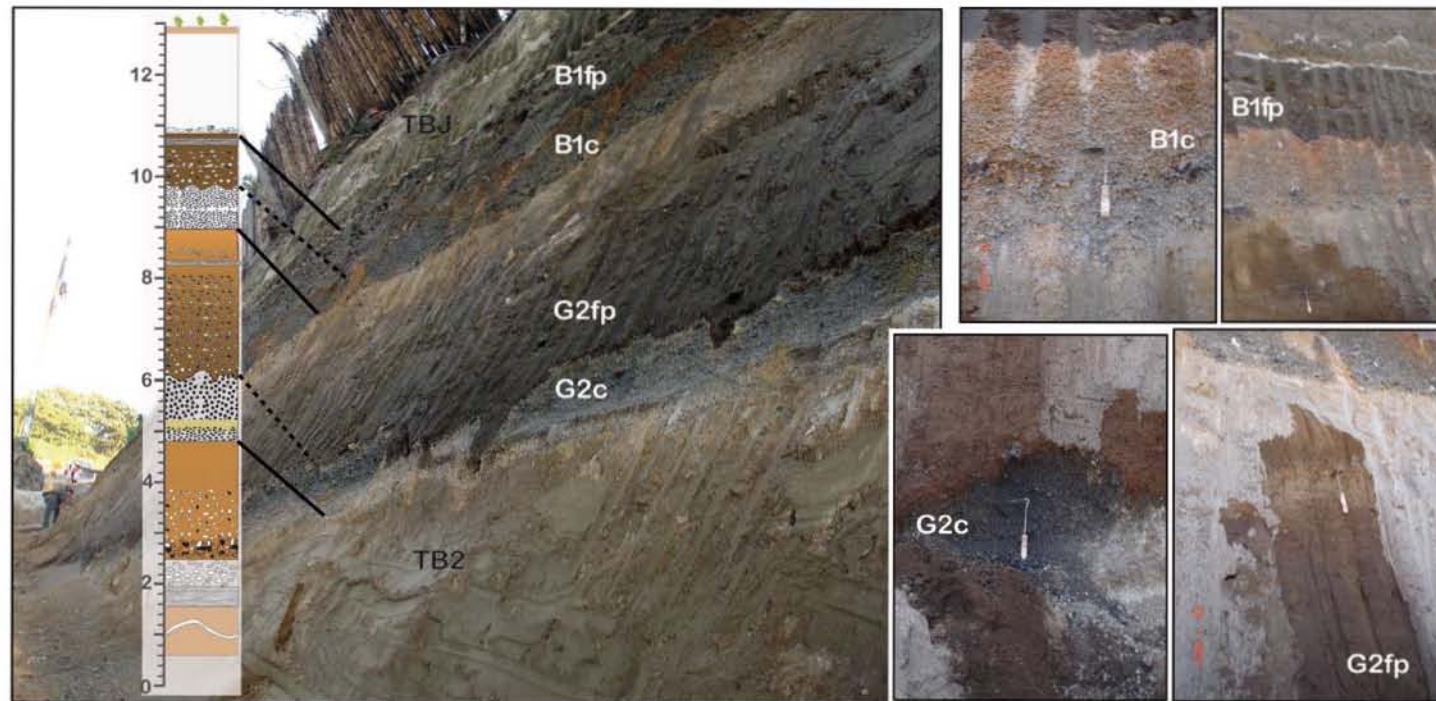
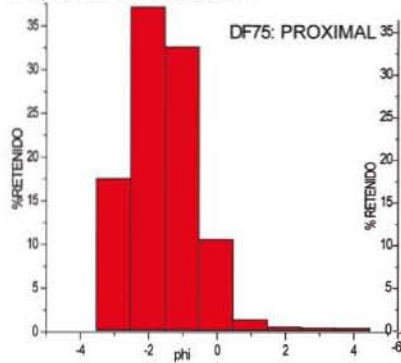


Figura 51: Depósitos de la secuencia G2 descritos en el afloramiento DF94, en la base de la ladera SE del VSS. En la base de la secuencia G2, en el paleosuelo de una lava andesítica (DF131), se localizó carbón, que permitió su datación radiométrica.



Depósitos de caída G2



Depósitos de caída B1

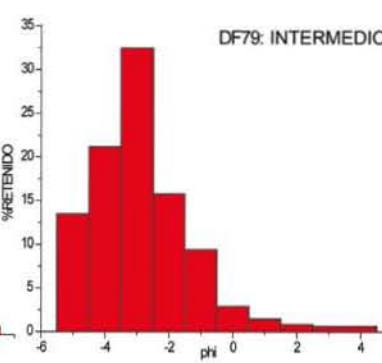
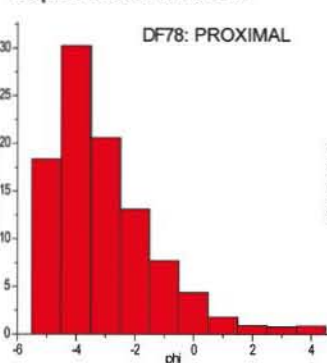
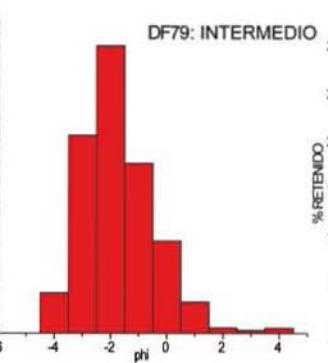


Figura 52: Secuencia de depósitos en el afloramiento DF79 (Ctra. Los Chorros a la salida de Santa Tecla), en la base de ladera SE del VSS. Sobre los depósitos TB2 de la caldera de Ilopango se reconoció la secuencia de depósitos G2 y sobre estos y subyaciendo la TBJ, la secuencia de depósitos B1. En el lateral fotos de detalle de las unidades que componen la secuencia. En la base representación de los análisis granulométricos realizados en los depósitos de caída G2 y B1 en muestras de este afloramiento y de los mismos depósitos en afloramientos del área proximal. Leyenda de la columna en anexo 6.





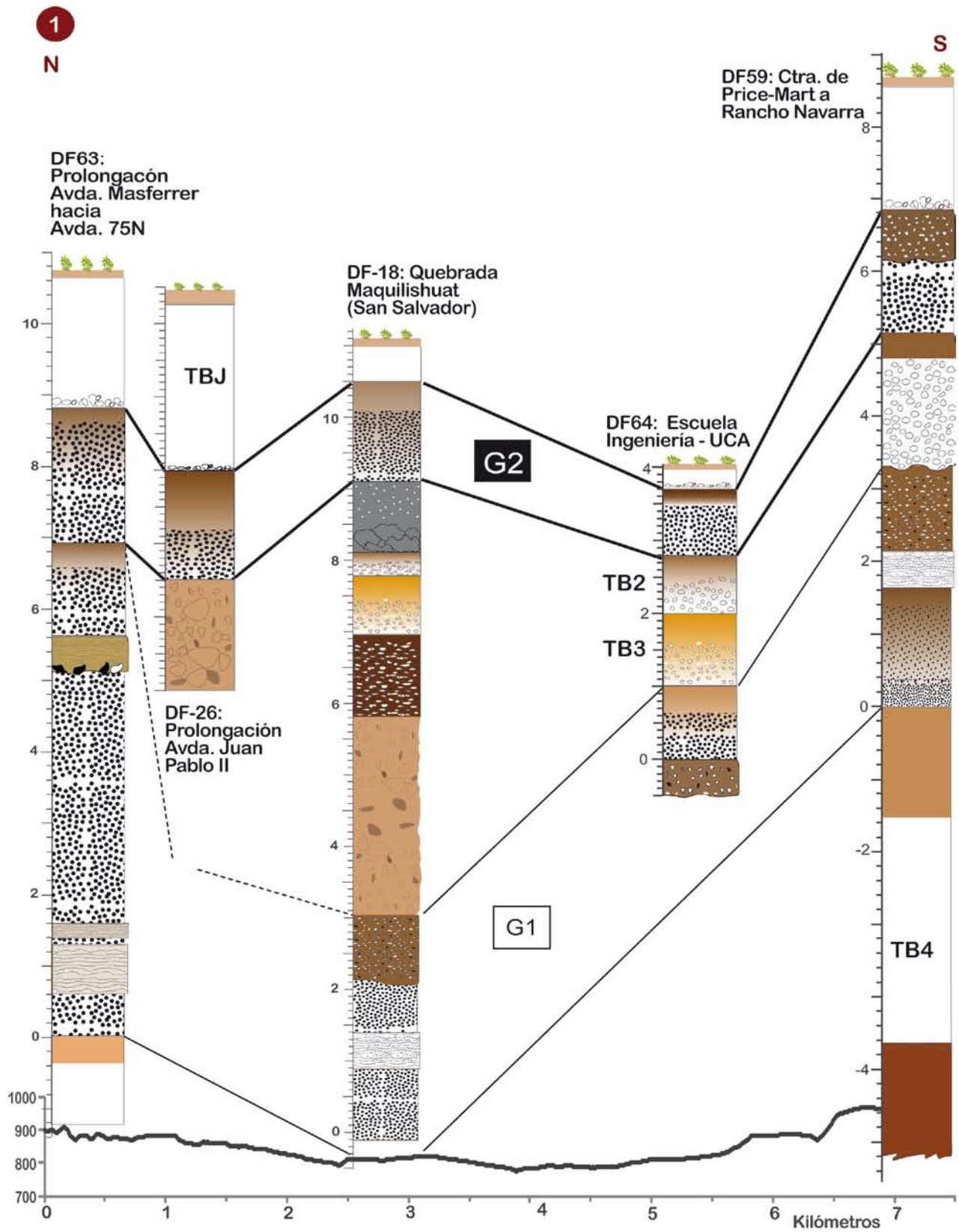


Figura 54: Correlación Núm. 1, indicada en Figura 53, establecida entre afloramientos del sector SE del CVSS.

## 5.4. Secuencia de depósitos B1

La secuencia de depósitos B1 (Boquerón 1 o “*Black 1*” por su coloración más oscura que las secuencias G1 y G2) fue identificada y descrita en el afloramiento DF79, al S del Volcán Boquerón (Figura 52). Se identificaron las siguientes unidades:

- f) Unidad basal: 90 cm de espesor promedio de lapilli negro, escoriáceo, muy vesiculado, liviano, de tamaño centimétrico ( $P_m=4-5$  cm). Algunos de los fragmentos juveniles de mayor tamaño presentan texturas de “corteza de pan”. No contiene líticos. En la parte basal se observa un subnivel de cenizas finas, aumentando el tamaño hacia el centro del depósito, que presenta mala granoclasificación. Tiene un nivel central de bloques y bombas (10-12 cm) de coloración morada y rojiza (oxidación) con texturas de corteza de pan. La mitad superior es granodecreciente, con buena granoclasificación, y con lapilli menos vesiculados, subangulosos y con líticos oxidados poco abundantes. Se clasificó esta unidad como depósito de caída. En los afloramientos donde solo está presente esta unidad, en el techo del depósito se observa el material más fino alterado, de color café-anaranjado, transformándose a suelo.
- g) Unidad superior: 76 cm de un depósito masivo sin estratificación con fragmentos de lapilli escoriáceo de color oscuro (del depósito de caída subyacente) en una matriz de color café muy oscuro de cenizas finas, alteradas a arcillas. Los fragmentos de lapilli se observan principalmente en la mitad inferior. Su base es erosiva y el techo está alterado, transformándose a suelo. Se clasificó como flujo piroclástico.

En el afloramiento DF79, la secuencia B1 está inmediatamente debajo de la TBJ, y en el extremo más oriental del mismo está subyaciendo los niveles de oleada piroclástica más distales del maar Plan de la Laguna, fechados por radiocarbono en  $2690\pm 50$  B. P. (Amaroli y Dull, 1999), por lo que se le atribuye una edad superior a los 3,000 años B. P.

### 5.4.1. Distribución del depósito de caída de la secuencia B1

Los depósitos de caída de la secuencia B1 se identificaron en afloramientos del área proximal del Volcán Boquerón y del sector SE del CVSS. En zonas proximales el depósito tiene 1.3 m de espesor y se adelgaza hacia el S hasta espesores próximos a los 30 cm, en el afloramiento DF32 ubicado 9 km del VB (Figura 55).

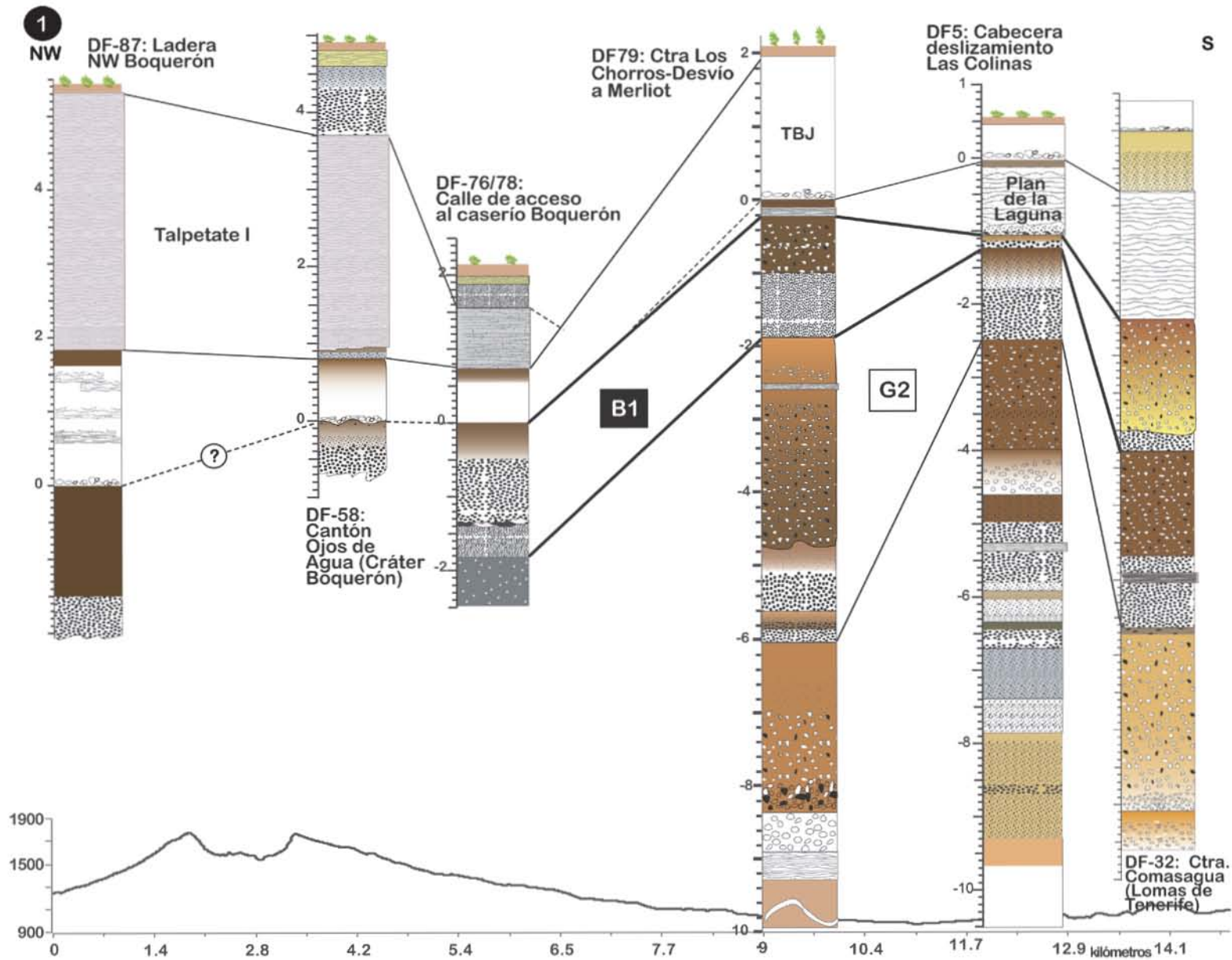


Figura 55: Correlación de los depósitos de caída de la secuencia B1 en afloramientos del flanco NW y SE del VB. La traza de la correlación está indicada en la Figura 53.

## **5.5. Secuencia de depósitos Talpetate >3,000 años**

En el techo de la serie del periodo de construcción del VB, subyaciendo a los depósitos de TBJ en la zona proximal del cono volcánico y subyaciendo a los depósitos de Plan de la Laguna (2690±50 B. P.) en el sector SE del mismo, se identificaron depósitos piroclásticos de caída y de oleada piroclástica, que se atribuyeron a un evento eruptivo diferenciado, ocurrido con anterioridad a los 3,000 años B. P. El depósito de oleada piroclástica está constituido por un nivel de cenizas finas, altamente endurecidas, de color ocre claro, con laminación planar muy marcada, que tiene un espesor promedio de 50 cm. Este depósito se observó también en algunos afloramientos de la base del Cerro El Picacho, directamente subyaciendo la TBJ. Este depósito se denominó Talpetate >3,000 años (Tp >3 ka).

No fue posible determinar la relación de estos depósitos con la secuencia B1, pero su posición estratigráfica indica que podrían tener edades cercanas. Tampoco fue posible determinar su relación con los depósitos de caída atribuidos al cono de escorias Cerro La Hoya (capítulo 6).

En general, la estratigrafía del sector SE del VSS-VB, en la ciudad de Santa Tecla es compleja, debido a que los depósitos piroclásticos de las secuencias del VB cercanos y anteriores a los 3,000 años se interestratifican con los depósitos piroclásticos de los edificios volcánicos de flanco en este sector. Las relaciones estratigráficas y características sedimentológicas de estos depósitos están actualmente en estudio, por lo que los depósitos Tp >3 ka no se contabilizaron en el cómputo total de erupciones del VB.

## **5.6. Secuencia de depósitos Talpetate I**

Las erupciones del VB con origen en el cráter central de los últimos 3,000 se estudiaron en detalle a través de levantamientos estratigráficos en 60 afloramientos situados principalmente en los flancos N y NW del volcán y en las planicies aledañas (Figuras 4 y 56). Especialmente se estudió la secuencia de depósitos de la Toba de San Andrés (Hart, 1983), denominada en esta investigación Talpetate I (Ferrés et al., 2011), atribuidos a la última erupción de gran explosividad del VB. El estudio geológico y estratigráfico de detalle permitió mejorar la caracterización de este depósito, identificar nuevos depósitos de una erupción similar posterior y realizar hallazgos de carbón vegetal para su datación absoluta (capítulo 3).

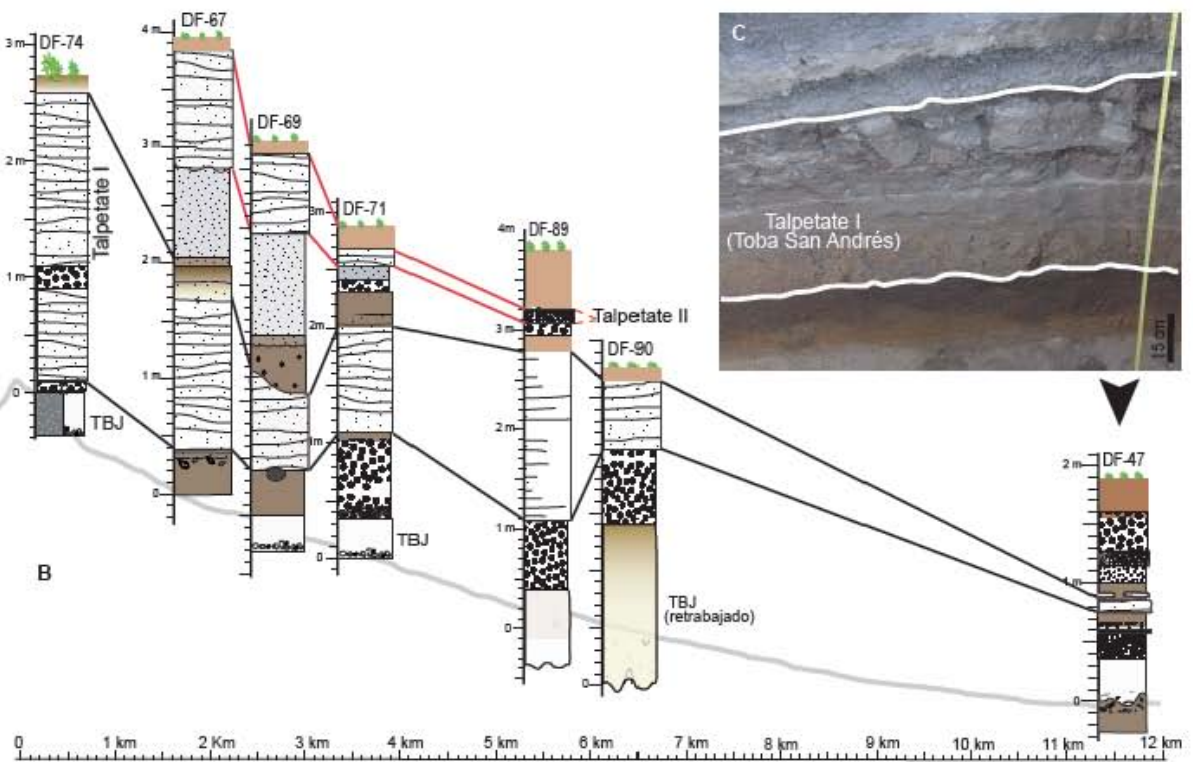
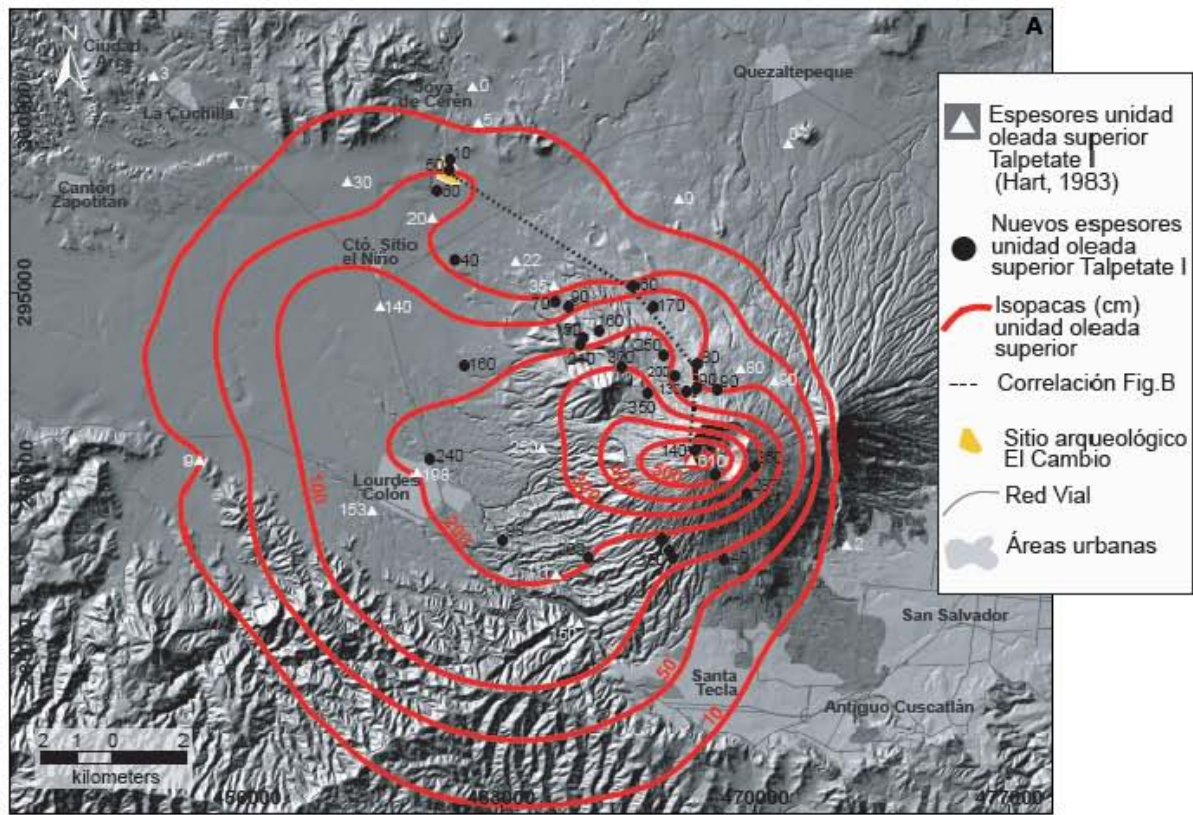


Figura 56: Detalle de la ladera NW del VSS, donde se estudiaron los depósitos de Talpetate I o principal y se encontraron depósitos de otro evento eruptivo de naturaleza similar, Talpetate II. Los depósitos de caída hallados en la base del Talpetate II podrían tener su fuente en un cono de escorias situado en el flanco N del VB, identificado en esta investigación (capítulo 6).

La secuencia Talpetate I tiene un espesor de 6 m en los bordes W, S y E del cráter del VB (Figura 57a) y está constituida por dos subunidades de lapilli friable, vesiculado, de coloración negra y rojiza, clasificadas como depósitos de caída, una basal y otra interestratificada entre dos series de cenizas finas a muy finas, marcadamente laminadas, con alto grado de compactación, de gran espesor (Figura 57b y c) y con presencia de lapilli acrecional; que corresponden a unidades de oleadas piroclásticas; formadas por la interacción del magma con un cuerpo de agua superficial o a poca profundidad, muy probablemente una laguna similar a la descrita antes de la erupción de 1917 (Hart, 1983; Figura 27). La unidad de caída basal tiene una distribución reducida alrededor de los bordes del cráter; mientras que la subunidad de caída intermedia se encuentra distribuida más ampliamente en el sector NW del VSS hasta una distancia de 5.7 km.

Las series de oleadas piroclásticas (inferior y superior) inician con niveles masivos de cenizas muy finas, medianamente arcillosas, multicolores, indicando alteración sindeposicional por el contenido de vapor de agua de las mismas en el momento de su emplazamiento (oleadas húmedas). En la parte intermedia de la serie inferior puede reconocerse una banda de niveles de coloración rosada-morada que constituye también un nivel guía dentro de la secuencia de depósitos Talpetate I. Los niveles más superiores de estas series muestran una alternancia de niveles de milímetros a pocos centímetros de espesor de ceniza fina, muy compactos y de niveles de caída de ceniza gruesa y lapilli acrecional (Hart, 1983).

Por otra parte, en zonas proximales (< 1 km) en el borde E y SE del cráter se identificó un depósito de flujo piroclástico entre las dos series de depósitos de oleada piroclástica (Figura 57d). Este flujo tiene una matriz de ceniza fina, de color café-rojizo, medianamente arcillosa y muy consolidada, con fragmentos heterométricos de lavas masivas (andesitas), con una concentración de estos en la base de la unidad. En el techo de este flujo piroclástico, en contacto con la serie superior de oleadas, se encontraron bloques balísticos de tipo lítico (lavas masivas).

No existen datos composicionales para los materiales de la secuencia Talpetate I. Hart (1983) indicó que las unidades de oleada piroclástica están compuestas principalmente por esquirlas de vidrio volcánico, con menos del 5% en Vol. de vesículas. La petrografía de la ceniza muestra la presencia de fenocristales de plagioclasa con macla simple, hiperstena, hornblenda y en menor proporción de magnetita, con un tamaño medio de 0.35 mm, mientras que el lapilli acrecional está compuesto por capas concéntricas de vidrio fino recubriendo núcleos de uno o más fenocristales.



Figura 57: a) Depósitos de la secuencia Talpetate I (Toba de San Andrés) en el borde SE del cráter del VB, donde tienen un espesor máximo de 6 m; b) detalle de la unidad de caída basal y las unidades de las serie inferior de oleadas piroclásticas en el borde del cráter; c) detalle de la serie inferior y superior de oleadas piroclásticas con el nivel de caída intermedio y d) afloramiento DF56, 800 m al E del cráter del VB donde se identificó una unidad de flujo piroclástico entre las dos series de oleadas piroclásticas, con bloques balísticos en su contacto superior.

Las series de oleadas piroclásticas están ampliamente distribuidas al NW, W y SW del CVSS (Figura 58), adelgazándose hacia la población de Lourdes-Colón, el Sitio El Cambio y el Sitio Arqueológico de San Andrés, donde se encuentra con un espesor mínimo de 7 cm. El mapa de isopacas (Figura 56) fue construido con los datos de esta investigación sumados a los ya existentes en trabajos previos. El eje de



dispersión máxima de los depósitos es en dirección W-SW, hasta una distancia de 16.9 km para la isopaca de 10 cm, que engloba un área de 273 km<sup>2</sup>. El alcance máximo es de 18.9 km y se ha calculado que pudo afectar un área superior a los 350 km<sup>2</sup>. El volumen estimado de productos de esta erupción es entre 0.27 y 0.53 km<sup>3</sup> (Sofield, 1998).

Las unidades de la secuencia Talpetate I halladas en zonas intermedias (2-5 km) son una unidad basal de caída, de lapilli negro, de tamaño de centímetros, liviano, con abundante vesiculación que se encuentra hasta una distancia máxima de 5.7 km del centro emisor, en el sector SW y que corresponde a la unidad de caída intermedia identificada en el borde del cráter y un paquete de unidades de cenizas finas a muy finas, con alto grado de compactación, correspondiente a la serie superior de oleadas piroclásticas descritas en zonas proximales (Figura 58a). Esta unidad de oleadas piroclásticas es la que tienen una mayor distribución, hasta un máximo de 18.9 km y es la única que se observa en zonas distales (>5 km). En esta unidad se observa la banda multicolor morada en la base, donde en ocasiones hay abundancia de impresiones fósiles de restos vegetales. El resto del depósito está constituido por una intercalación de niveles de cenizas finas a muy finas, compactas, de color gris-verdoso u ocre, con laminación planar y cruzada de bajo ángulo y frecuentemente delineados por finas capas de óxido; con niveles masivos de cenizas muy finas con alto grado de compactación.

En los afloramientos descritos en la ladera N del VB, la unidad principal de oleadas piroclásticas de la secuencia Talpetate I se encuentra, en muchos casos, directamente sobre el suelo desarrollado en el techo de los depósitos TBJ (Figura 58b y c), sin que se observe la unidad de caída basal identificada en el sector SW. En este sector N, en el contacto entre TBJ y Talpetate I se hallaron restos de un tronco carbonizado que permitió la datación de este depósito (DF69, capítulo 3). Sin embargo, en diversos afloramientos situados entre 3 y 5 km al N del cráter del VB (DF71, DF89 y DF90; Figuras 56 y 58d), se encontró, subyaciendo al depósitos de oleadas piroclásticas de Talpetate I, un depósito de lapilli gris oscuro, friable, medianamente vesiculado, con un espesor superior a 65 cm y con tamaños de lapilli máximo de más de 5 cm, así como con fragmentos de tamaño bloque (~ 10 cm). Por otra parte, en el afloramiento DF71 (Figura 58d), sobre este depósito de caída se observó el desarrollo incipiente de un paleosuelo, aunque de poco espesor (8 cm). Las características sedimentológicas de este depósito de caída permitieron plantear la hipótesis de que no se trataba del mismo observado en el sector SW bajo el Talpetate I y que su origen no fue el cráter central del VB, sino posiblemente uno de los edificios monogenéticos ubicados en el sector N del volcán. La fuente de estos depósitos podría ser el nuevo cono de escorias identificado en el afloramiento DF68 o bien el cono de escorias Sin Nombre I (cerca del Matazano; Núm. 3 en Tabla 1; Sofield, 1998).



Figura 58: a) Depósitos de la secuencia Talpetate I en la zona del Cerro El Jabalí (4.5 km al W-NW del cráter del VB) con espesores alrededor de los 6 m; b) depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Talpetate I, directamente sobre el suelo desarrollado en el techo de TBJ, en un afloramiento de la zona intermedia (DF82) ubicado a 7.5 km al W-NW del cráter del VB; c) niveles multicolores en la mitad inferior de la secuencia Talpetate I en afloramientos de la zona intermedia (DF67, 3 km al N del cráter del VB) reposando sobre el suelo de la TBJ y d) afloramiento DF1 donde la unidad de oleadas piroclásticas del Talpetate I se encuentra sobre la TBJ y sobre un depósito de lapilli negro, friable, con algunos fragmentos de tamaño bloque, considerado el depósito de caída de un edificio monogenético del sector N-NW del VB.

## 5. 7. Secuencia de depósitos Talpetate II

En diversos afloramientos en los flancos N y E del VB, se localizó, sobre la secuencia Talpetate I un paleosuelo bien desarrollado de entre 20 y 30 cm de espesor y sobre este una nueva secuencia de depósitos con dos unidades principales (Figura 59):

- Unidad basal: Depósito de lapilli y ceniza, friable donde se distinguen una subunidad inferior de lapilli de varios centímetros y bloques de tamaños >10 cm, con abundante vesiculación, sin presencia de líticos, presente solamente en los afloramientos DF89 y DF71; y una subunidad superior constituida por un depósito de ceniza de fina a gruesa de color gris oscuro, muy friable, alterándose a arcilla en la parte superior, que está presente en todos los afloramientos citados y tiene un espesor de 12 a 15 cm en DF89 y DF71; y hasta 80 cm en los afloramientos DF67 y DF69.
- Unidad superior: Depósitos de ceniza fina, de color ocre-gris, con alto grado de compactación, con contacto erosivo con la unidad subyacente, con espesores que varían entre los 30 cm y 1 m. En la base presenta un nivel masivo de 15 a 20 cm de cenizas finas muy compactas, seguido por un nivel de ceniza fina con lapilli acrecional y sobre este una alternancia de niveles de ceniza de fina a muy fina, endurecidos con niveles de ceniza gruesa friable; el nivel superior de esta unidad está constituido por cenizas finas muy endurecidas, con laminación planar.

En el sector N el conjunto de la secuencia tiene un espesor máximo de 1 m y se adelgaza hacia el NW hasta los 10 cm en DF89 (Figura 56). No se encuentra más al NW de esta última localización, por lo que su alcance máximo es de 4.4 km desde el cráter del VB. Posteriormente, se localizó esta secuencia de depósitos, también sobre el suelo desarrollado en el techo de la secuencia Talpetate I, en el borde E y SE del cráter del VB (DF55, DF56 y DF58, Figuras 4, 56 y 60). Los depósitos de caída tienen espesores máximos de 2.5 metros y los depósitos de oleada piroclástica en este sector tienen un espesor máximo de 30 cm.

La presencia de un paleosuelo bien desarrollado entre la secuencia descrita y la subyacente (Talpetate I), así como su distribución permitió atribuirle a una erupción con origen en el cráter central del VB, cuya secuencia de depósitos se denominó Talpetate II. Inicialmente se había planteado la hipótesis de que el origen de esta secuencia fuera uno de los volcanes monogenéticos del sector N del VB, sin embargo las observaciones en afloramientos del sector E y SE del cráter del VB donde también se halló esta secuencia, así como el adelgazamiento de los espesores de los depósitos de caída basales hacia el N confirmó que la fuente de esta secuencia fue el cráter central del VB (Figuras 56 y 60).



Figura 59: a) Secuencia de depósitos Talpetate II, sobreyaciendo el paleosuelo desarrollado sobre la secuencia Talpetate I; b) y c) detalle de las unidades de caída y de oleada piroclástica que conforman la secuencia Talpetate II, en el sector N del VB.

## 5.8. Depósitos piroclásticos de la erupción de 1917

La erupción del 7 de junio de 1917 inició con una fase efusiva que resultó en la emisión de lavas andesíticas de tipo *a'a*, a través de la apertura de bocas eruptivas en la ladera N del volcán (capítulo 4). Dos días más tarde, inició la evaporación de la laguna en el interior del cráter hasta su desecación total y el inicio de una fase explosiva que dio lugar a la formación del cono de escorias Boqueroncito (ver capítulos 3 y 4). La recopilación de material gráfico y testimonios realizados durante esta investigación, así como el trabajo geológico en los bordes del cráter central, permitieron determinar que esta actividad explosiva provocó una columna eruptiva de entre 2 y 3 km de altura y la dispersión y caída de cenizas en los alrededores, especialmente hacia el S y SW, afectando las poblaciones de Santa Tecla y algunos cantones de Lourdes-Colón. En los afloramientos estudiados cerca del borde E del cráter esta erupción está representada por un depósito de lapilli y *spatter* escoriáceo de color negro intenso, con fragmentos de tamaño de milímetros a centímetros, sin presencia de líticos, con un espesor entre 20 y 50 cm.

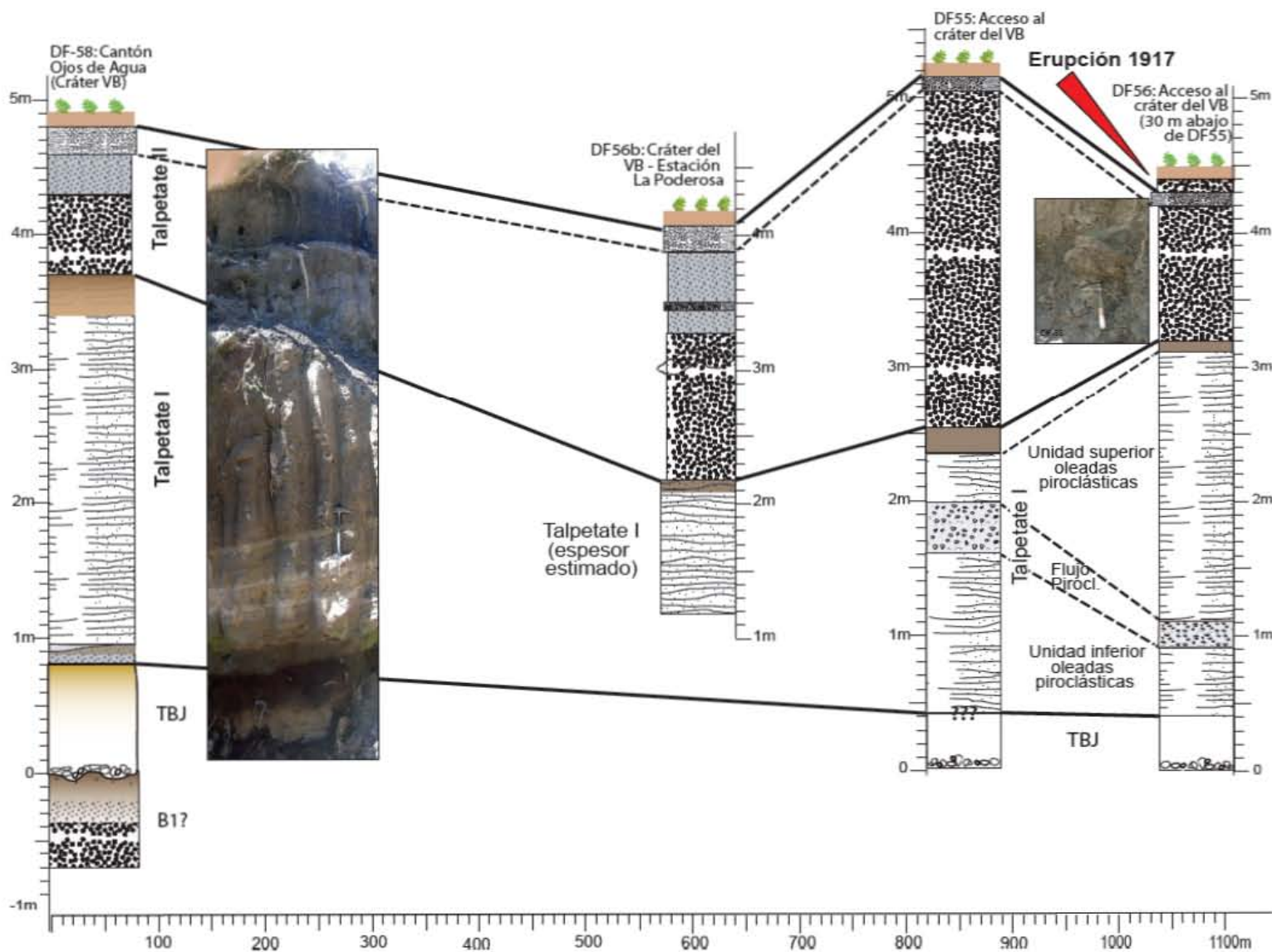


Figura 60: Correlación S-N de depósitos piroclásticos observados en diversos afloramientos del borde SE y E del cráter del VB. Se observan las variaciones laterales de los depósitos de la secuencia Talpetate I y Talpetate II. Los depósitos asociados con la fase explosiva de la erupción de 1917 solo se aprecian en posiciones muy cercanas al cráter (<500 m) y están conformados por una unidad de lapilli negro, muy vesiculado, friable, de 50 cm de espesor máximo.

## **6. Estratigrafía de las erupciones de flanco y su relación con los depósitos del VB de los últimos 3,000 años**

Aunque el énfasis de esta investigación se centró en el estudio de los depósitos piroclásticos originados por las erupciones del VB, para el período de los últimos 3,000 años se revisó también la estratigrafía de algunos de los volcanes monogenéticos emplazados en los sectores SE, como el maar Plan de la Laguna y el cono de escorias Cerro La Hoya y en el N-NW del edificio volcánico principal, como el maar Chanmico, el anillo de tobas Loma Caldera y el cono de escorias El Playón.

La estratigrafía y distribución de los depósitos de los volcanes monogenéticos más jóvenes y su relación con los depósitos piroclásticos de las erupciones del VB de los últimos 1,000 años se analizó principalmente a través del estudio estratigráfico del sitio arqueológico El Cambio (DF47, Figuras 6, 25 y 69), pero también a partir de la descripción de otros afloramientos fuera del sitio. En el sitio El Cambio se trabajó en coordinación con equipos de arqueólogos durante las campañas de excavación de 2005 y 2006-2007 y se estudiaron principalmente los depósitos de las erupciones de Loma Caldera, Talpetate I del VB y El Playón, todas ellas más recientes que la TBJ de la caldera de Ilopango. Se identificaron también diferentes depósitos de caída y de oleada piroclástica anteriores a TBJ, asociados a restos arqueológicos del Preclásico Medio.

### **6.1. Sitio arqueológico El Cambio**

El sitio arqueológico El Cambio (Figura 61), en el término municipal de San Juan Opico (Departamento de La Libertad), está ubicado en el borde oriental del Valle de Zapotitán, en el margen izquierdo del Río Sucio, 11 km al NW del cráter del VB, 3 km al W del volcán El Playón, 2.5 km al S del sitio arqueológico Joya de Cerén y 3 km al S del edificio volcánico Loma Caldera (DF-47, Figuras 4 y 23). El Cambio, con una extensión de 0.25 km<sup>2</sup>, está ubicado en un terreno plano, actualmente en preparación para su lotificación.



a la TBJ, presente en todo el sitio. El estudio estratigráfico de detalle se realizó en 39 de los pozos (Figura 61 y anexo 3) y permitió obtener datos para una mejor caracterización de los depósitos piroclásticos de volcanes monogenéticos cercanos y del propio VB, identificados y descritos con anterioridad (Hart, 1983; Chandler, 1983; Miller, 1993).

Durante las excavaciones de la temporada 2005, el estudio se centró principalmente en el análisis de la secuencia de depósitos piroclásticos sobre la TBJ. Esta parte de la secuencia se denominó Serie Superior (Tabla 6) y presentó espesores variables entre 1.25 y 3 m. El espesor medido al N y E del sitio arqueológico fue de 1.25 a 1.87 m y mayor hacia la zona central y S donde alcanza los 3 m (Figura 61). Durante la temporada 2006-2007 se estudió con mayor detalle la secuencia de depósitos bajo la TBJ que aparece solamente en los pozos de mayor profundidad y a la que se denominó Serie Inferior (Tabla 6).

## **6.2. Eventos eruptivos de flanco anteriores a la erupción TBJ**

Se tiene constancia de al menos 8 eventos eruptivos asociados a volcanes monogenéticos entre los 3,000 y los 1,570 años B. P. (Sofield, 1998). Los depósitos de estos eventos se encuentran mayoritariamente en los flancos SE y NW del CVSS. En el sitio se describieron diversos depósitos de este periodo que no han podido ser aún asociados de forma concluyente a centros eruptivos del CVSS.

La estratigrafía del CVSS indica que hubo una pausa en la actividad eruptiva central del VB, ya que no se han identificado depósitos atribuidos a este edificio volcánico entre las secuencias de depósitos B1 y Talpetate >3ka que subyacen las unidades piroclásticas del maar Plan de la Laguna, el primer evento eruptivo del periodo de los últimos 3,000 años.

### **6.2.1. Depósitos piroclásticos asociados a volcanes monogenéticos en el flanco SE**

#### **6.2.1.1. Maar Plan de la Laguna**

El maar Plan de la Laguna (Núm. 16, Tabla 2, Figuras 23 y 62), también conocido como Puerta de la Laguna, es un centro eruptivo de 700 m de diámetro situado 7 km al SE del VB. Hasta finales del s. XIX, albergaba una laguna, denominada antiguamente Laguna de Cuzcatán, la cual se drenó por la abertura de grietas en el terremoto de 1873 (Larde y Larín, 1978) y que posteriormente terminó de desecarse artificialmente (Cañas-Dinarte, 2001). La base del cráter se encuentra entre 20 y 30 m por



debajo de la superficie del terreno circundante y actualmente está ocupada por el Jardín Botánico de San Salvador y por un polígono industrial.

La secuencia de depósitos de esta erupción integra tres unidades principales (Sofield, 1998; Marroquín y Vásquez 2007): 1) La unidad basal, presente en áreas proximales, está conformada por bloques balísticos juveniles y líticos intercalados con niveles de lapilli y de cenizas endurecidas de finas a medias; 2) la unidad intermedia consiste en un paquete de niveles de ceniza fina altamente endurecida intercalado con niveles de lapilli pobremente vesiculado y 3) la unidad superior está compuesta por niveles laminados y altamente endurecidos de ceniza interstratificados con niveles de lapilli acrecional. La granulometría, el grado de compactación y la presencia de laminación y de lapilli acrecional en las unidades intermedia y superior de los depósitos de Plan de la Laguna, así como su distribución, indica un origen freatomagmático de estos depósitos y permiten clasificarlos como oleadas piroclásticas basales, emplazadas principalmente hacia el S y SW del cráter.

El mapa de isopacas de la unidad de oleada piroclástica superior (Marroquín y Vásquez, 2007), muestra que el área de afectación de los depósitos es de 74 km<sup>2</sup>, con morfología elíptica, con eje de dispersión máxima 54° SW y con una longitud de 11 km (Figura 63); su volumen DRE fue calculado en 0.07 km<sup>3</sup>. El nivel freático se encuentra actualmente 100 m por debajo del centro emisor.

La secuencia de depósitos de Plan de la Laguna fue estudiada en 6 afloramientos (Figuras 63, 64a y b), situados principalmente en posición transversal al eje de dispersión máximo de la erupción. Cerca del borde S del cráter se midió un espesor de 4.80 m (DF43; Figuras 63 y 64a) para los depósitos de esta secuencia. En la base de estos, y en áreas proximales al centro de emisión aparece un depósito de lapilli negro, de medio a grueso, con vesiculación de pequeño tamaño redondeada y con presencia de líticos de lavas masivas, clasificado como depósito de caída (unidad 1). El resto de afloramientos estudiados corresponden al área intermedia y distal (Marroquín y Vásquez, 2007), donde se describieron las unidades 2 y 3 principalmente.

En las zonas más distales, hasta 6 km al W del maar (DF79, Figuras 4 y 64b), en el flanco SE del edificio volcánico principal, pudo identificarse un nivel de 15 cm de espesor de cenizas endurecidas, de color ocre, con laminación planar que se atribuyeron a la unidad 3 de la secuencia de depósitos de Plan de la Laguna (Marroquín y Vásquez 2007), subyaciendo a los depósitos de TBJ y sobre los depósitos de caída y de flujo piroclástico de la secuencia B1 del VB (ver capítulo 5).

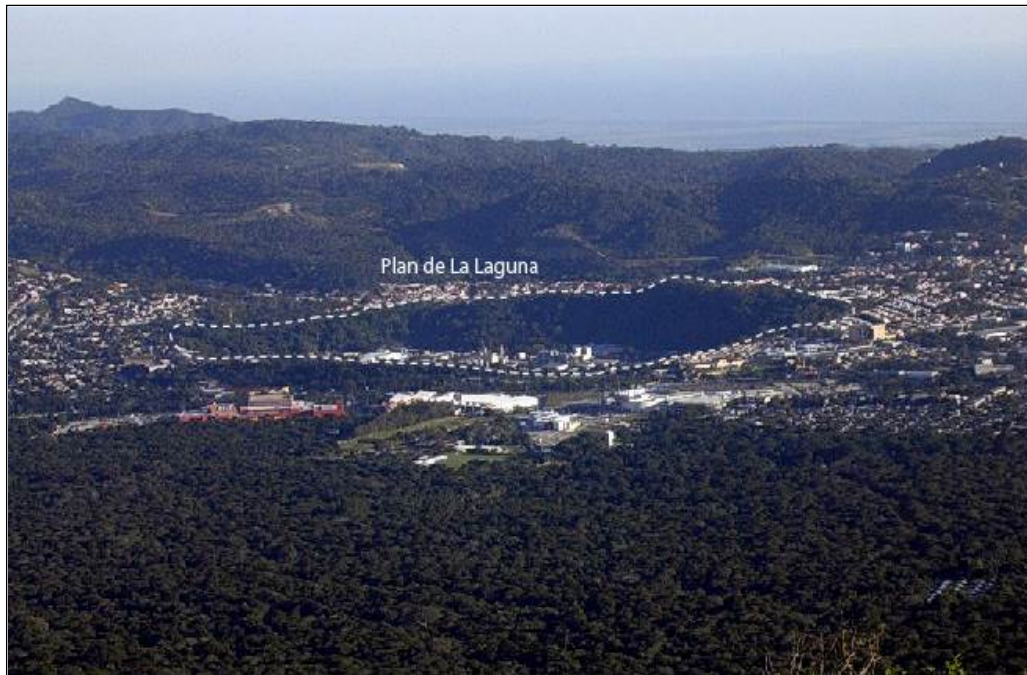


Figura 62: Vista panorámica del sector poniente de San Salvador y Santa Elena, con el maar Plan de La Laguna y la ladera N de la Sierra del Bálsamo al fondo. Vista N-S, tomada desde el flanco SE del VB.

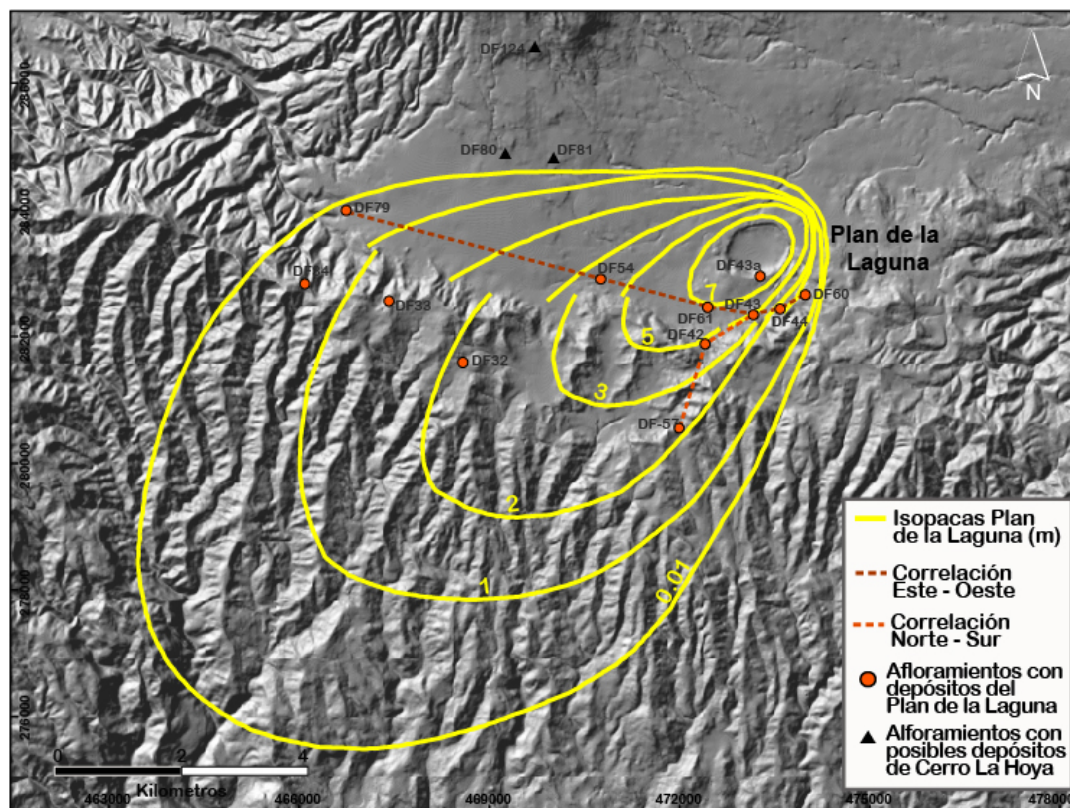


Figura 63: Mapa de isopacas de los depósitos de Plan de la Laguna (modificado de Marroquín y Vásquez, 2007). Los triángulos de color negro indican afloramientos con depósitos probables del Cerro La Hoya. Las líneas punteadas de color naranja señalan las correlaciones de la Figura 64.

### Correlación Depósitos Plan de la Laguna (Norte - Sur)

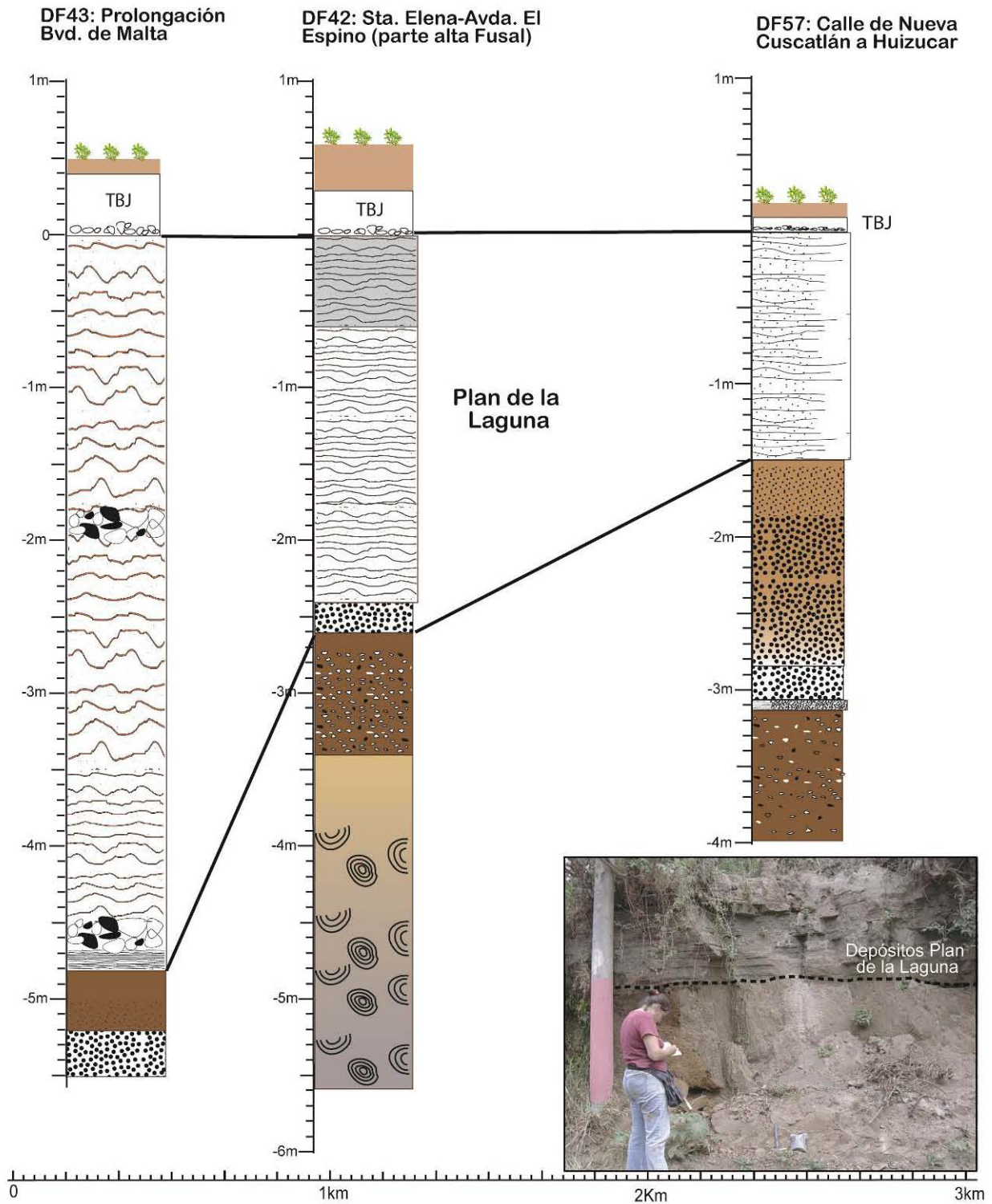


Figura 64a: Correlación N-S, sub-paralela al eje de dispersión máximo (hacia el SW). Leyenda para las columnas estratigráficas en el anexo 6.

### Correlación Depósitos Plan de la Laguna Oeste - Este

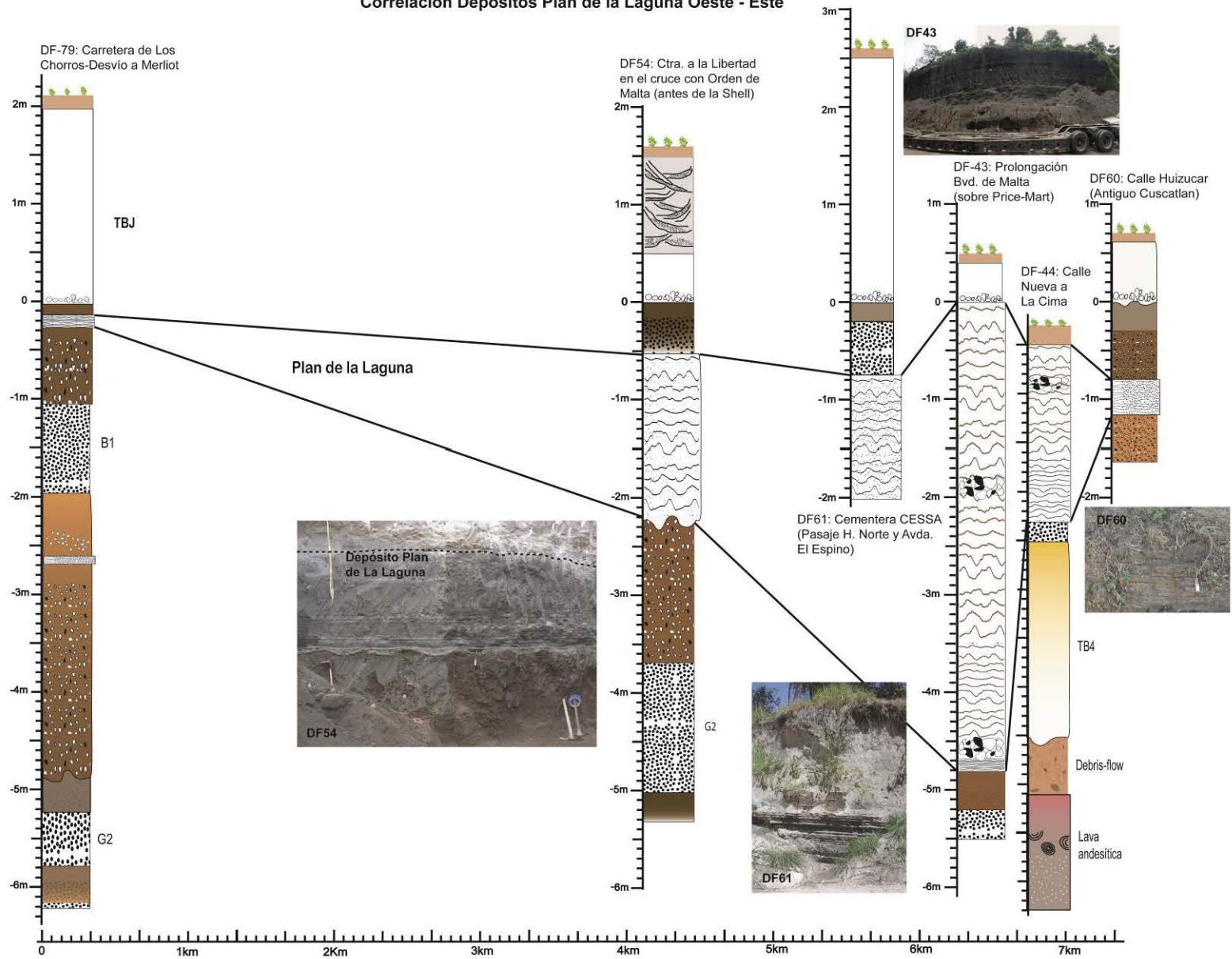


Figura 64b: Correlación W-E: Dirección transversal al máximo eje de dispersión de los depósitos de Plan de la Laguna. Las series de oleadas piroclásticas de la unidad 2 varían desde 4.5 m de espesor en las inmediaciones del centro emisor hasta 10 cm a una distancia de 6 km. Leyenda en anexo 6.

En el afloramiento DF54 (Figura 64b), 2.5 km al SW del centro de emisión, la secuencia de depósitos de Plan de la Laguna, con un espesor de 2 m en este punto, fosiliza surcos de cultivo en el suelo subyacente, de color café oscuro, medianamente arcilloso. Los depósitos están constituidos por la interstratificación de niveles de ceniza no vesiculada, endurecida, con laminación planar o cruzada y niveles de depósitos de caída (unidad 2). Por encima se encuentra un posible depósitos de flujo piroclástico, constituido por ceniza fina alterada de color café, medianamente compactada, que integra fragmentos de lapilli vesiculado y líticos, el cual se transforma a suelo en la parte más superior (0.5 m). En el techo de la serie se encuentran los depósitos de TBJ con 0.5 m de espesor.

Los surcos en la base de la secuencia Plan de la Laguna en DF54 son ondulaciones regulares muy bien formadas de 40-50 cm de longitud de onda y unos 10 cm de amplitud. En este paleosuelo se hallaron algunas piezas de lítica y cerámica, que por sus características fueron atribuidos al periodo Preclásico Medio por personal del Departamento de Arqueología del Ministerio de Cultura de El Salvador (Chávez, H., com. pers.). La formación de surcos fosilizados, denominados milpas, fue estudiada por Amaroli y Dull (1999) en otro punto en el borde oriental del cráter del Plan de la Laguna (800 m del centro del cráter) donde se hallaron varios fragmentos de cerámica atribuidos al período Preclásico Medio (900-650 B. C.) y algunos entierros. Se determinó una edad calibrada por radiocarbono de 820 B. C. (Amaroli y Dull, 1999), que se recalculó, usando el software Calib<sup>®</sup> (Stuiver et al., 1993), en cal. 791- 933 B. C., con un 99% de probabilidad.

#### **6.2.1.2. Cono de escorias Cerro La Hoya**

El Cerro La Hoya es un cono de escorias ubicado sobre la ladera SE del VB, a 4 km del cráter central (Núm. 11, Tabla 2, Figuras 23 y 65). Tiene morfología semicircular y cráter en forma de herradura abierto hacia el SE, posiblemente por la emisión de un flujo de lava. El cono está formado por la acumulación de material piroclástico escoriáceo de tamaño bloque y lapilli y la acumulación de proyectiles balísticos, que en ocasiones se observan soldados (Figura 66a y b). Estos materiales se observan también en zonas proximales, en la carretera que asciende de Santa Tecla al caserío Boquerón, 1 km al E del cráter de este cono de escorias, donde los bloques balísticos soldados tienen tamaños de varios centímetros (DF-124, Figura 66c).

En zonas intermedias y distales no se conocen con precisión los depósitos de este volcán. En el afloramiento DF80 (Figuras 4 y 63), 3 km al S del Cerro La Hoya, se encontró un depósito de 30 a 50 cm de espesor de lapilli negro vesiculado, con ausencia de líticos; inmediatamente por debajo de la

TBJ y sobre los depósitos de la unidad 3 de Plan de la Laguna. Este depósito se ha correlacionado con uno similar 1 km al N del cono de escorias Cerro La Hoya (DF77-78) y es considerado el depósito de caída que acompañó la construcción del cono de escorias (Figura 67). En el afloramiento DF81 (700 m al E de DF80) se observó un depósito de escorias rojas, similares a las observadas en DF124, en la base de un flujo de lava andesítico de 6 m de espesor (DF121, Figura 66d). Este flujo fue asociado por Sofield (1998) al Cerro La Hoya, aunque los rasgos geomorfológicos en el sector hacen pensar que podría estar vinculado al VB. Sobre las lavas e inmediatamente por debajo de TBJ, aparece un nivel de lapilli negro de pocos cm de espesor, que correspondería al depósito de caída de Cerro La Hoya.



Figura 65:  
Panorámica de la ladera S del VSS-VB con la ciudad de Santa Tecla en primer término. El Cerro La Hoya, con su cráter en forma de herradura, está ubicado al SE, en las cotas 1,100 y 1,200 msnm (Fuente: DGSNET, 2009).

## 6.2.2. Depósitos piroclásticos asociados a volcanes monogenéticos en los flancos N y NW

### 6.2.2.1. Maar Laguna de Chanmico

La Laguna de Chanmico es un maar de 1,200 m de diámetro situado 8 km al NW del VB (Núm. 9, Tabla 2, Figuras 23 y 68). El lago que ocupa el maar actualmente está rodeado por un borde de depósitos piroclásticos, con una altura promedio de 22 m sobre el nivel del agua. Este anillo de depósitos tiene una estructura asimétrica, con elevada pendiente en el flanco interior de la laguna y más suave en el exterior (Sofield, 1998). A finales del s. XIX existía en el borde de la laguna una fuente hidrotermal (Montessus de Ballore, 1884), que no se ha localizado en tiempos recientes.

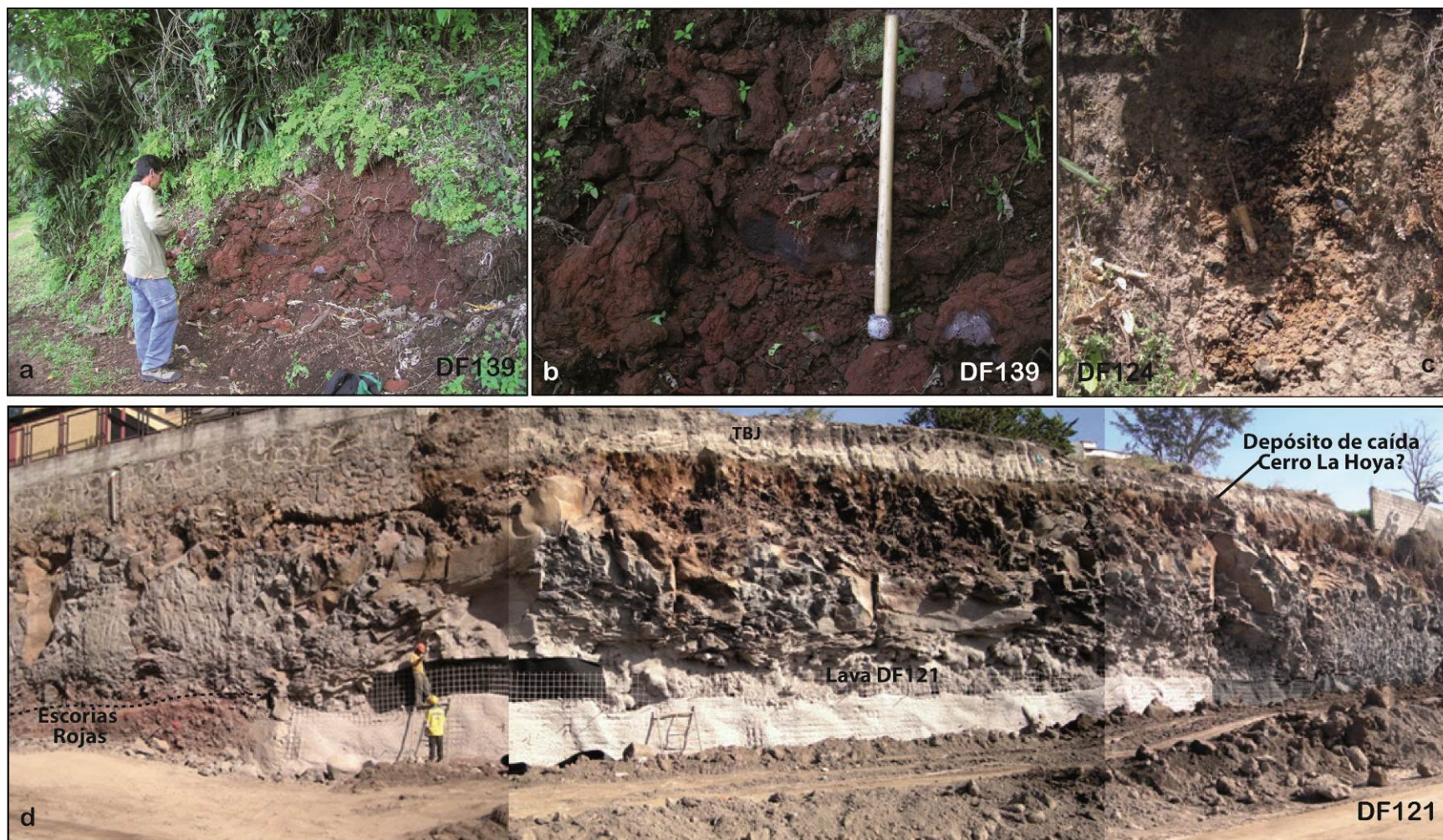


Figura 66: a) Escorias rojas soldadas y bloques balísticos en el interior del cono Cerro La Hoya; b) detalle de los bloques balísticos en el interior del cono de escorias; c) depósitos proximales del Cerro La Hoya en el afloramiento DF124, 1 km al E del cráter, sobre la carretera que une Santa Tecla con Quezaltepeque cruzando el VB y d) afloramiento DF80 y DF121 (flujo de lava) situados 3 km al S de Cerro La Hoya. Sobre las lavas y antes de la TBJ se observa un pequeño depósito de caída de lapilli de color negro, atribuido al Cerro La Hoya.

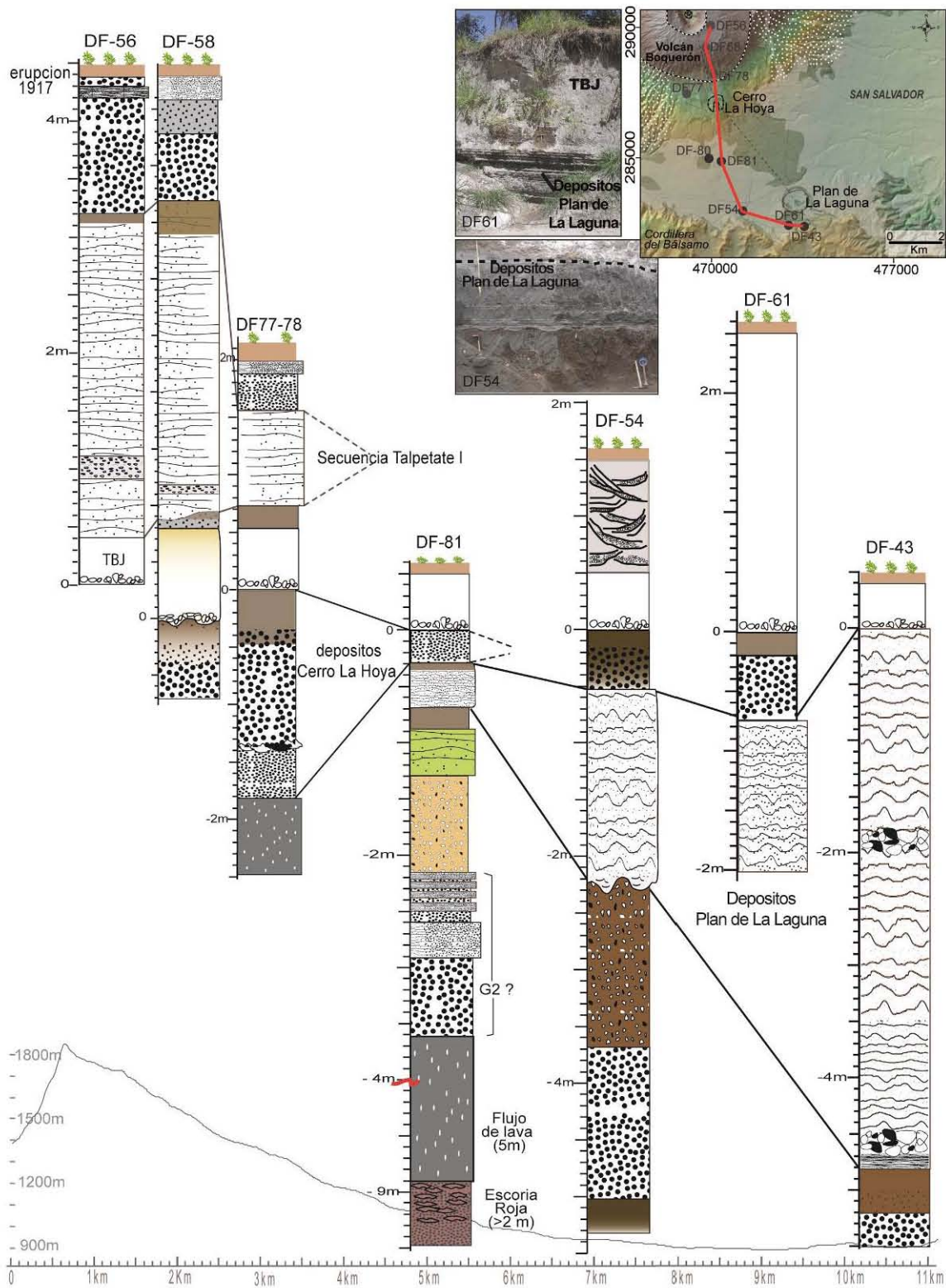


Figura 67: Correlación y variación de espesores de los depósitos pirolásticos de Plan de la Laguna, Cerro La Hoya y Talpetate I en el flanco SE del VB, desde el borde del cráter hasta el mar Plan de la Laguna. Esquina superior derecha: Mapa del flanco SE del Volcán Boquerón mostrando la localización de los afloramientos correlacionados. Leyenda de las columnas estratigráficas en anexo 6.



La secuencia del maar Chanmico está compuesta por una alternancia de depósitos de oleadas piroclásticas, depósitos de caída y flujos de escombros de más de 10 m de espesor, observables en las quebradas del borde N y E de la laguna, pero de difícil acceso. Sofield (1998) estudió estos depósitos, determinando que los niveles de oleada piroclástica están compuestos por cenizas de tamaño fino a muy fino y líticos, algunos masivos y otros presentan laminación planar y en forma de dunas. Los depósitos de caída contienen piroclastos juveniles, moderadamente vesiculados, y líticos de pómez alterada, lavas masivas y fragmentos de escoria roja. La composición de los piroclastos juveniles, medidos en un fragmento balístico, es andesítico con contenido medio de potasio. El contenido en sílice, 61.2% en peso de  $\text{SiO}_2$ , es el más alto de los medidos en los edificios volcánicos monogenéticos del CVSS.

Los levantamientos estratigráficos realizados en el borde N de la laguna (afloramiento DF52, Figura 69) en el interior de la estructura del maar, permitieron constatar que su secuencia de depósitos está situada sobre un depósito masivo de lavas basáltico-andesíticas y bajo los depósitos de caída de la TBJ y de la secuencia Talpetate I.

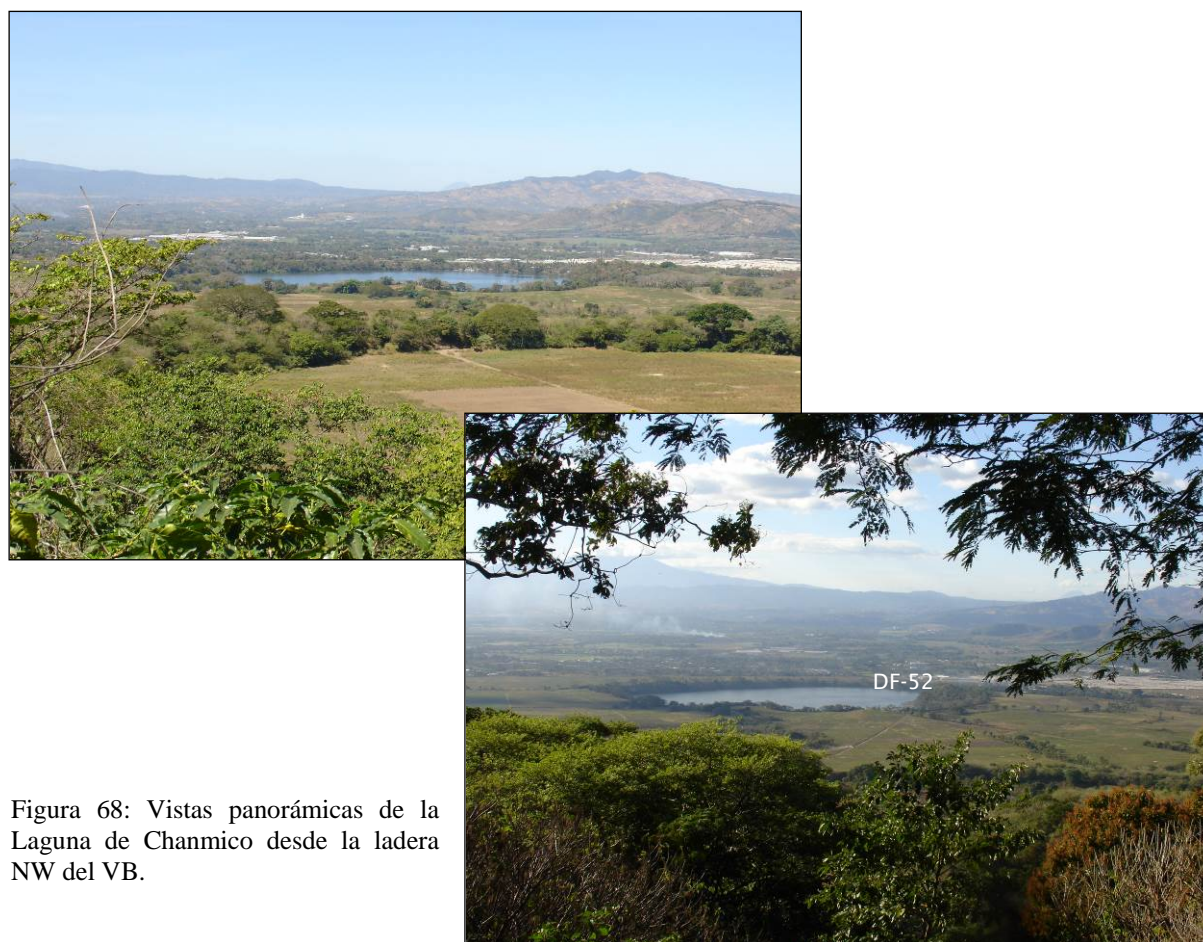


Figura 68: Vistas panorámicas de la Laguna de Chanmico desde la ladera NW del VB.

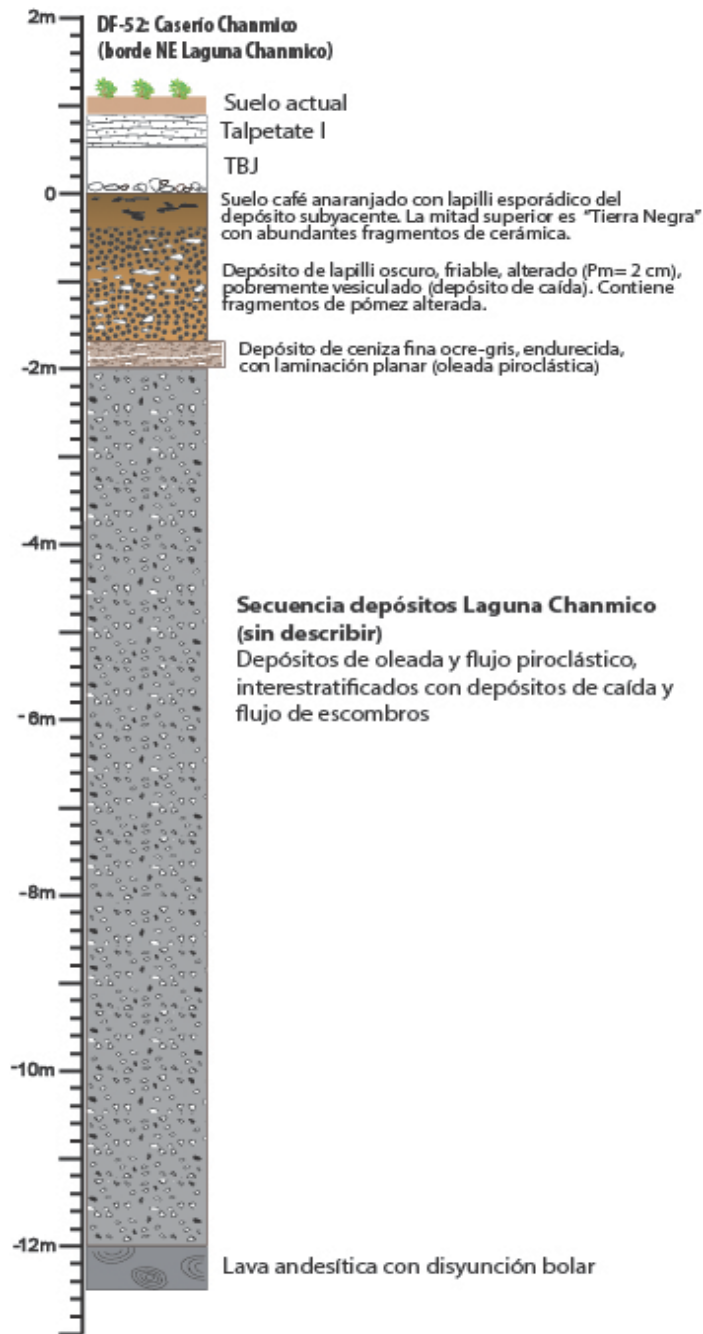


Figura 69: Columna estratigráfica del afloramiento DF52, donde se observaron los depósitos de la Laguna de Chanmico subyaciendo los depósitos de TBJ y la secuencia Talpetate I. En la foto se muestran los depósitos de oleada piroclástica y de caída de la Laguna de Chanmico en el afloramiento W500 en el borde E del maar (Foto SNET, 2008).

#### 6.2.2.2. Serie Inferior en el sitio arqueológico El Cambio

La Serie Inferior en el sitio arqueológico El Cambio (Tabla 6, Figura 70) está conformada por 1.5 a 2 m de niveles de depósitos piroclásticos y paleosuelos, generalmente con signos de meteorización, que subyacen la TBJ y que permitieron agrupar los depósitos observados en dos secuencias.

La primera secuencia, en la base de la serie, inicia con un nivel de 10 cm de lapilli negro, vesiculado y friable ( $M_p=2$  cm), que en algunos puntos está endurecido en los 2 cm superiores. Este nivel sobreyace un paleosuelo rico en arcillas, con lentes de arena y abundantes restos de material cultural. Se clasificó como un depósito de caída por estar bien clasificado, presentar espesor constante y estar sueltos los fragmentos de lapilli. La segunda unidad de esta secuencia es un nivel discontinuo, de 6 cm de espesor promedio, laminado, de cenizas finas endurecidas que contiene lapilli acrecional en la base. Por todas estas características se clasificó como un depósito de oleada piroclástica. Sobre este, se observa un nivel compacto de fragmentos de toba, pómez alterada y lapilli oxidado con abundantes motas de carbón en una matriz arcillosa (este nivel tiene un espesor de 30 cm en el pozo de prospección S2). La última unidad de esta secuencia esta representada por un nivel de ceniza negra, gruesa, lapilli ( $M_p=3$  cm) y clastos de lava densa sueltos. La parte superior de este nivel está meteorizado y gradualmente se transforma en suelo. En el pozo de prospección 10 A, este depósito tiene ~50 cm de espesor y subyace un paleosuelo rico en material cultural, que contiene huesos humanos y de animales (Ferrés et al., 2011).

La segunda secuencia de la Serie Inferior inicia con un nivel de 15 a 25 cm de espesor, de lapilli pumítico subredondeado en una matriz de ceniza fina a gruesa, con abundantes clastos milimétricos de lava densa, que en general se presenta endurecido. En este nivel se observó laminación paralela y restos de plantas fósiles. Castillo-Taracena (2007) denominó este depósito como “Toba Verde” debido a su color cuando está húmedo. La Toba Verde es un nivel continuo en los pozos de prospección de la zona central del sitio arqueológico y su espesor decrece hacia el E. En los pozos 8A y 8B, la parte superior de la toba es discontinua y se observa mezclada con un depósito de lapilli y cenizas sin consolidar y fuertemente alterado. Esta segunda unidad de la secuencia presenta lentes de 10 cm de espesor, los cuales contienen pómez amarillenta en la base y de lapilli pumítico meteorizado, lapilli escoriáceo y fragmentos de cenizas consolidadas en el resto del lente, mezclados en una matriz arcillosa que se transforma progresivamente en un paleosuelo, conocido como “Tierra Negra”. Este suelo es muy rico en artefactos culturales. Los depósitos de la TBJ sobreyacen directamente este paleosuelo y preservan surcos de cultivo que aparecen en todo el sitio El Cambio (Figuras 70 y 71). Cabe señalar que todos los paleosuelos por debajo de la TBJ alrededor del CVSS son denominados “Tierra Negra”, debido al contraste con el color claro de los materiales félsicos de la caldera de Ilopango, pero se desarrollan sobre depósitos volcánicos de diferentes edades.

Tabla 6: Correlación de períodos arqueológicos (Sharer, 1978 en Castillo-Taracena, 2007) con los eventos eruptivos del CVSS de los últimos 3,000 años presentes en El Cambio

Secuencia estratigráfica /depósitos en El Cambio		Espesor (cm)	Descripción	Evento Eruptivo	*	Período Arqueológico	
SERIE SUPERIOR	Suelo actual		Suelo café arcilloso con arena.		A	HISTÓRICO AD 1500 - Presente	
	nd		Lava andesítica y cono de escoria	Erupción AD 1917			
	SECUENCIA EL PLAYÓN (P)	Depósitos lacustres	0 - 20	Niveles de ceniza fina de color claro retrabajados, con bajo grado de compactación, que presentan laminación cruzada y estructuras de <i>ripples</i> .			
		Playón (PS)	20 - 70	Depósito de lapilli negro, altamente vesiculado (Mp = 2.5-3 cm). Tres niveles con gradación inversa, con tamaño de grano más fino hacia el techo. Contiene líticos de fragmentos de toba ocre con improntas fósiles de hojas y esporádicamente fragmentos de color blanco, fuertemente alterados, que se disgregan fácilmente.	Emisión de gran magnitud de ceniza y lapilli (AD 1671)		B
		Playón Intermedio (Plt)	9-12	Depósito de ceniza fina de color ocre con presencia de estructuras de deformación. La subunidad inferior incluye lapilli acrecional y restos de improntas fósiles de plantas. La subunidad superior presenta laminación planar y cruzada.	Emisiones moderadas de ceniza		C
	Playón Inferior (PI)	10-15	Depósito de lapilli altamente vesiculado (Mp= 3.5-4 cm) y ceniza gruesa gris oscuro, con gradación normal. Contiene líticos esporádicos. La mitad inferior del depósito está alterado por la percolación de agua y presenta color ocre. Los 3 cm superiores están compactados.	Cono de escorias + lava a 'a (AD 1658)	D		
	nd		Lavas basáltico-andesíticas de Loma de Grandes Bloques.	Lavas fisurales N40°W		POSTCLASICO TARDÍO AD 1200-1500	
	Talpetate II nd	10 - 100	Alternancia de niveles de pocos cm de ceniza fina color ocre, endurecidos, con laminación paralela y niveles de ceniza gruesa, friables, con lapilli acrecional.	Erupción del Volcán Boquerón?			
	SECUENCIA TALPETATE I (Tpi)	Paleosuelo	10-25	Paleosuelo café oscuro, rico en materia orgánica con fragmentos de toba. Presencia de fragmentos de cerámica.		E	POSTCLASICO TEMPRANO AD 900-1200
		Unidad de oleada superior Tpl (Tpls)	8-60	Paquete de laminaciones de ceniza fina endurecida, con laminación planar y cruzada de bajo ángulo. En la base se observa un nivel de ceniza fina, masivo, con abundantes improntas fósiles de plantas.	Erupción del Volcán Boquerón	F	
Caída Tpl (Tpf) nd		30-50	Depósito de lapilli gris oscuro, altamente vesiculado, bien clasificado, con gradación normal; ausencia de clastos líticos.				
SECUENCIA LOMA CALDERA (LC)	Paleosuelo	20 - 30	Paleosuelo café oscuro-anaranjado, rico en materia orgánica. Rico en materiales culturales en los 15 cm superiores.		G	CLASICO TARDÍO AD 650-900	
	Oleada LC (LCs)	3-14	Nivel de ceniza fina de color café grisáceo, con un alto grado de compactación. Localmente presenta laminación cruzada. Se adelgaza hacia el S y no aparece en los sectores central, W y N del sitio arqueológico El Cambio.	Actividad magmática y freatomagmática	G'		
	Caída LC (LCf)	10-30	Depósito de lapilli negro, altamente vesiculado, con moderada granoclasificación (Mp=2-3 cm). Localmente el lapilli está meteorizado y tiene coloración anaranjada.	(Loma Caldera)		CLASICO MEDIO	
TBJ	Paleosuelo	10-20	Paleosuelo café-anaranjado, pobremente desarrollado y con signos de remoción. Fragmentos de cerámica esporádicos.			AD 400-650	

SERIE INFERIOR	Caída TBJ	25 - 60	Unidad basal: Nivel de pómez rico en líticos (espesor max.= 4 cm; Pm= 3 cm). La unidad superior es un nivel de ceniza fina a gruesa de color ocre claro, que muestra signos de estar retrabajada en la mitad superior.	Caldera de Ilopango	H	
	Paleosuelo "Tierra Negra"	40 - 60	Paleosuelo café oscuro, rico en materia orgánica. En el contacto superior con TBJ se conservan surcos. Abundante material cultural (cerámica, entierros y fogones) en los 20 cm superiores.		I	CLASICO TEMPRANO (PROTOCLASICO) AD 250-400
	Depósito de caída?	20 - 40	Nivel Basal (10 cm) de lentes de pómez amarillo. El resto del depósito consiste en pómez alterada, lapilli oxidados y fragmentos de toba insertados en una matriz arcillosa de color café.			
	Toba de pómez y ceniza ("Toba Verde")	15 - 25	Toba de color ocre-verdoso compuesta por lapilli pumítico subredondeado, lapilli escoriáceo oxidado y clastos milimétricos de lava densos en una matriz de ceniza fina a gruesa endurecida. Presenta laminación paralela y localmente improntas de plantas fósiles.	Maar Chanmico ?	J	PRECLASICO TARDÍO (TERMINAL) 400 BC-250 AD
	Paleosuelo	25	Paleosuelo café arenoso, pobre en materia orgánica. Presencia de material cultural y entierros esporádicos (Chávez, 2009).		K	
	Depósito de caída	20	Lapilli negro escoriáceo (Pm=3 cm), ceniza gruesa y fragmentos de lava densa. La parte superior del nivel se transforma a suelo.		L	
	?	30	Pómez alterada, lapilli oxidados y fragmentos de toba en una matriz arcillosa de color café. Bajo grado de compactación. Abundantes motas de carbón.			
	Depósito de oleada	6	Toba de ceniza fina, de color ocre, endurecida y discontinua. Nivel basal de poco espesor con lapilli acrecional.			
	Depósito de caída	10	Lapilli negro vesiculado (Mp= 2 cm). Los 2 cm superiores están endurecidos.			
	Paleosuelo	10	Suelo café rico en arcillas con lentes de arena. Abundante material cultural (cerámica).			

### 6.3. Eventos eruptivos de flanco posteriores a la erupción TBJ

En el periodo de los últimos 1,570 años se reconocieron 11 eventos eruptivos relacionados con el CVSS, correspondientes a 8 erupciones de volcanes monogenéticos, cuyos depósitos se interestratifican con los de las tres erupciones con origen en el cráter central (Sofield, 1998, 2004; esta investigación).

La descripción estratigráfica de los depósitos de eventos posteriores a la TBJ (cal. A. D. 429±107) se desarrolló en afloramientos en el entorno del cráter central, las laderas N, W, y S del VSS, así como en el sitio arqueológico El Cambio (Figura 61). En las laderas E, NE y en toda la planicie de San Salvador hasta los bordes de la caldera de Ilopango no se han reconocido depósitos del CVSS posteriores a la TBJ.

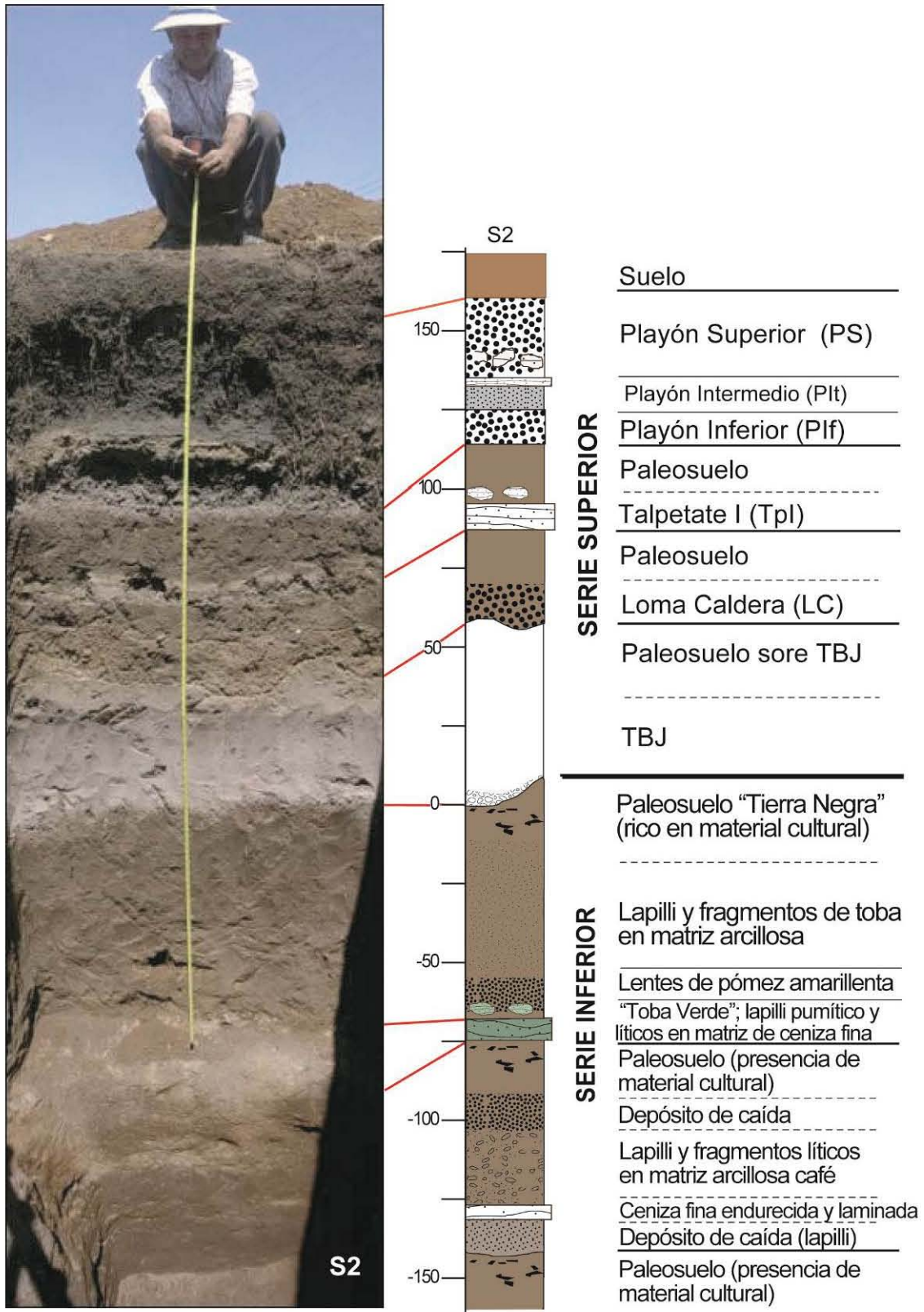


Figura 70: Secuencia estratigráfica general del sitio arqueológico El Cambio, representada en el pozo S2 (modificado de Ferrés et al., 2011).

### 6.3.1. Breve descripción de los depósitos de Tierra Blanca Joven (TBJ) en El Cambio

Los depósitos de TBJ, incluyendo el paleosuelo en su techo, presentes en el sitio arqueológico El Cambio tienen un espesor medio de 50 cm, que oscila entre 25 cm en el pozo U1 del sector N y 60 cm en el pozo 8B del sector central del sitio (Figura 71a). La TBJ está asentada sobre los surcos excavados en el suelo subyacente en prácticamente toda la extensión del sitio (Figura 71b). La unidad basal (*ash coarse level*, Hart, 1983; o unidad B, Vallance y Houghton, 2004) es un nivel de caída de pómez rica en líticos ( $M_p=2.5-3$  cm). Este nivel tiene un espesor máximo de 4 cm y es observable en la mayor parte de pozos de prospección. La unidad superior es un nivel de cenizas fina, de color ocre claro, que frecuentemente presenta signos de haber sido retrabajada y en la que puntualmente pueden distinguirse hasta siete subniveles (Hart, 1983).

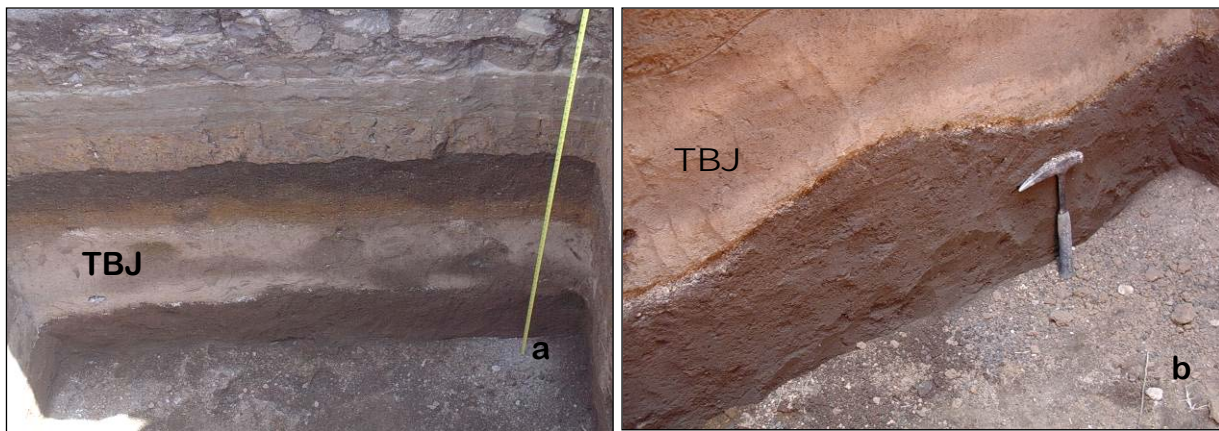


Figura 71: a) Depósitos de caída de la TBJ en el sitio arqueológico El Cambio con un espesor medio de 50 cm; b) TBJ emplazada sobre surcos agrícolas excavados en el suelo subyacente (Tierra Negra), donde se encuentra abundante material cultural.

El techo de la TBJ presenta signos de alteración y remoción, con la formación de un paleosuelo de color café anaranjado, de entre 10 y 20 cm de espesor. En algunos pozos se observaron pequeños lentes de lapilli gris oscuro, que se atribuyeron a los depósitos de Loma Caldera. En ocasiones se halló cerámica en este paleosuelo, aunque mucho menos abundante que en la “Tierra Negra” subyacente.

### 6.3.2. Serie Superior en el sitio arqueológico El Cambio

La Serie Superior en El Cambio (Figuras 70 y 72, Tabla 6) está conformada por tres secuencias volcánicas de edad más joven que la TBJ (Hart 1983; Chandler 1983; este estudio): 1) Los depósitos de Loma Caldera (LC; Hart, 1983; Miller, 1993), 2) la secuencia Talpetate I (TpI; Toba de San Andrés; Hart, 1983) y 3) la secuencia El Playón (P) relacionada con la erupción del cono de escorias del mismo

nombre durante el período A. D. 1658/1671 (Sapper, 1925; Meyer-Abich, 1956; Lardé y Arthés, 1960; Lardé y Larín, 1978; Sofield, 1998, Ferrés et al., 2001). La Serie Superior (Figuras 72 y 73) tiene espesores comprendidos entre 1.25 y 3 m; es más delgada en los sectores N y E del sitio arqueológico (1.25-1.87 m) y se ensancha hacia la zona central y S, excepto en los pozos de prospección situados cerca de la antigua quebrada que cruzaba El Cambio en dirección S- N (Figura 61).

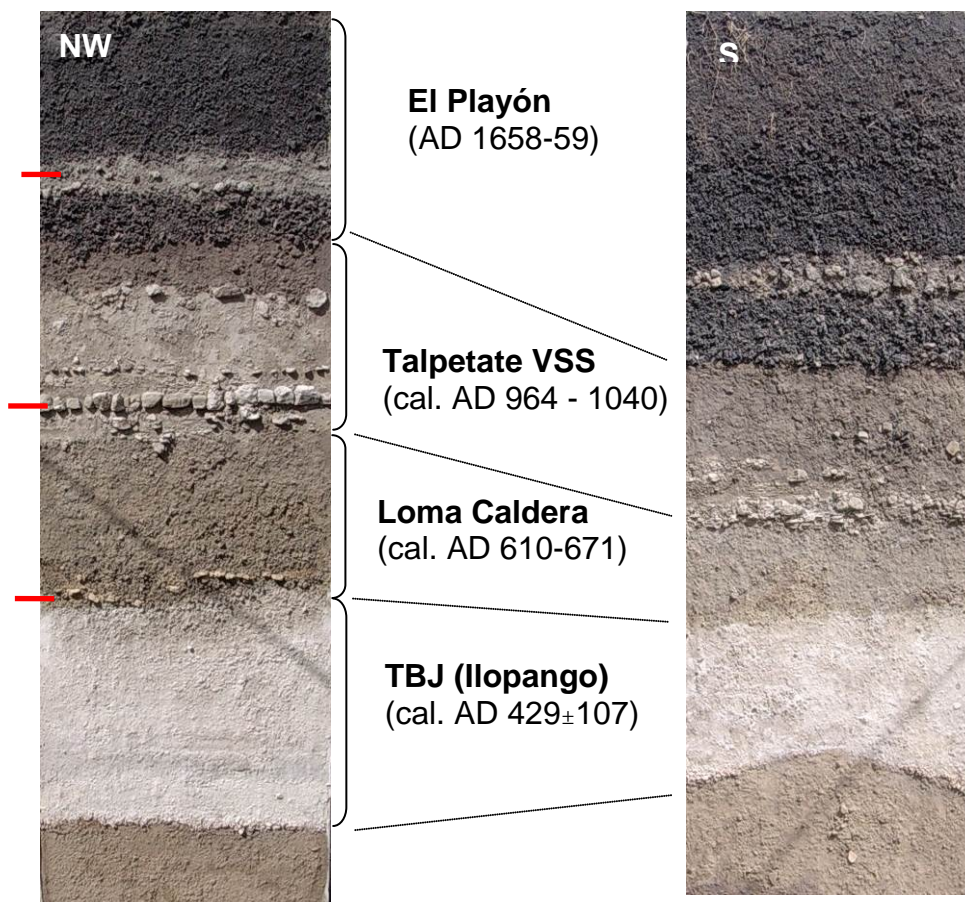


Figura 72: Serie Superior de depósitos acumulados en el sitio El Cambio. La TBJ de la Caldera de Ilopango suele preservar surcos de cultivo en la base. Por encima de ella se encuentran los depósitos de Loma Caldera, Talpetate I y la secuencia de El Playón.

### 6.3.2.1. Depósitos del volcán Loma Caldera (LC)

El complejo de volcanes monogenéticos Laguna Caldera-Loma Caldera-Laguna Ciega (Figura 74) está ubicado en el municipio de San Juan Opico, 14 km al NW del VB; sobre la falla de dirección N40W en la que se encuentran también otros edificios volcánicos del CVSS. El sitio arqueológico Joya de Cerén se encuentra entre 0.5 y 1.5 km al SW de estas estructuras volcánicas y el sitio arqueológico El Cambio 2.5 km al S (Figura 23).



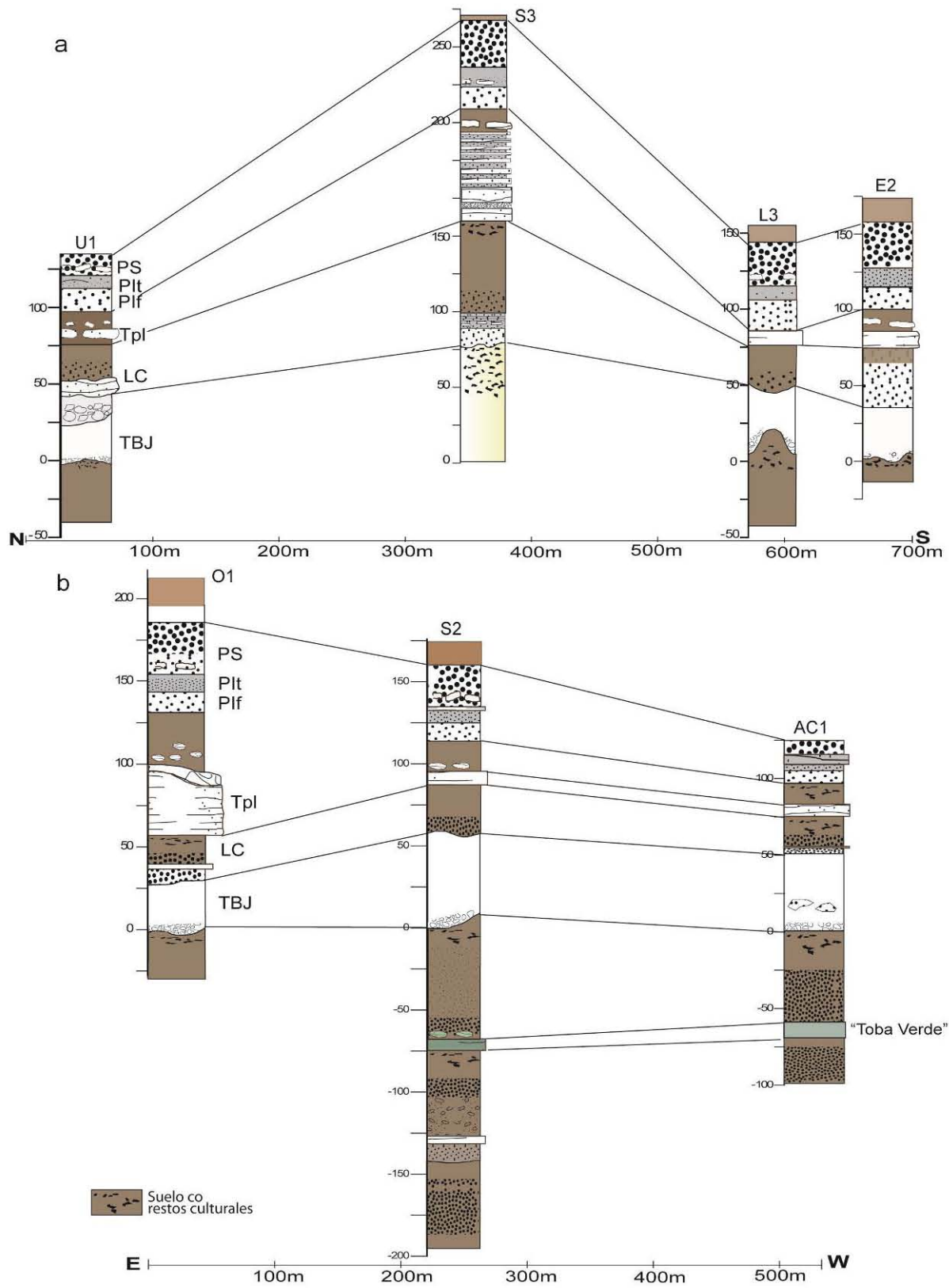


Figura 73: Correlaciones N-S y E-W de los depósitos de la Serie Superior en el sitio arqueológico El Cambio identificados en diversos pozos de prospección. Las correlaciones se indican en la Figura 61. Se observan las variaciones laterales de espesor de los depósitos Talpetate I y las unidades de El Playón principalmente. Leyenda para las columnas estratigráficas en el anexo 6.

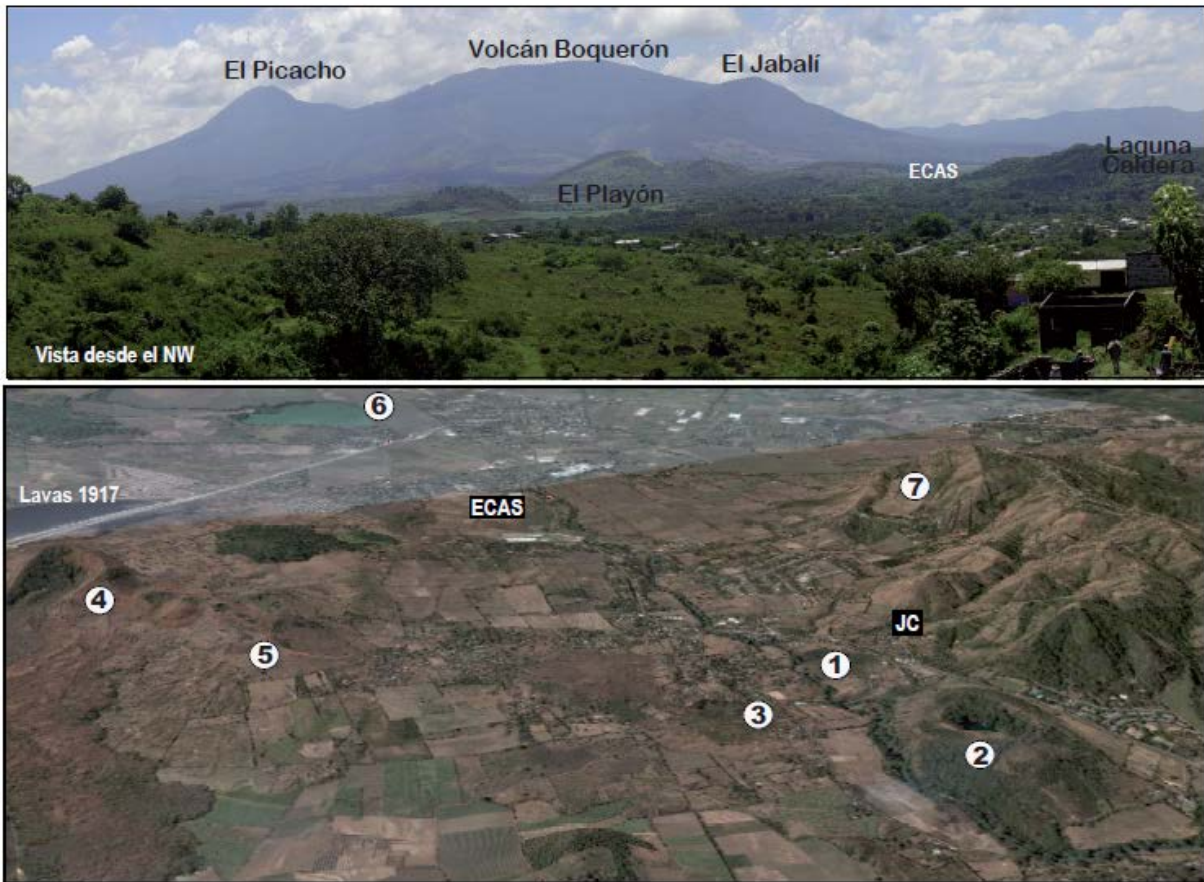


Figura 74: a) Panorámica del CVSS desde el NW, con el VSS-VB al fondo, el cono de escorias El Playón en el plano medio y Laguna Caldera en primer plano a la derecha y b) imagen oblicua de los volcanes monogenéticos del sector NW del CVSS: 1-Loma Caldera, 2-Laguna Caldera, 3-Laguna Ciega, 4-El Playón, 5-Loma de Grandes Bloques, 6-Laguna de Chanmico, 7-Plan del Hoyo, ECAS: Sitio arqueológico El Cambio por sus siglas en inglés y JC: Sitio arqueológico Joya de Cerén.

El volcán Laguna Caldera (Núm. 7, Tabla 2, Figura 74) es un cono de escorias de 70 m de altura relativa con una cota máxima de 510 msnm, tiene forma ovalada y presenta dos pequeños cráteres, con una pequeña laguna en el más septentrional. Los depósitos de Laguna Caldera se encuentran sobre la TBJ y son recubiertos por la “secuencia Cerén” de poco espesor en esta localización. Por tanto, se le atribuye una edad entre A.D. 429 y A. D. 650 años (Miller, 1992).

El volcán Loma Caldera (Núm. 6, Tabla 2, Figura 74) es un anillo de tobas, con un borde de depósitos arqueado y poco visible, de 500 m de diámetro en dirección N-S y 30-40 m de altura; el centro del cráter se ubica 600 m al N del sitio Joya de Cerén. Se atribuyen a este edificio los depósitos de la “secuencia Cerén”, que soterraron el sitio, y que se fecharon por  $^{14}\text{C}$  en A. D. 610 - 671 (Mckee, 2002).

El volcán Laguna Ciega (Núm. 5, Tabla 2, Figura 74), situado al E del curso del Río Sucio, es un cono de escorias de 400 m de diámetro, con un pequeño anillo de depósitos que se eleva 23 m sobre la superficie del terreno. Los depósitos de este edificio volcánico se emplazaron sobre los depósitos de la secuencia Cerén, por tanto son posteriores a A.D. 650 (Miller, 1992).

Inicialmente se atribuyeron al edificio Laguna Caldera los depósitos volcánicos que soterraron el sitio arqueológico Joya de Cerén (Hart, 1983). Estudios posteriores, durante los trabajos de recuperación del sitio, permitieron asociar la secuencia de depósitos (secuencia “Cerén”) con el edificio Loma Caldera (Miller, 1992,2000). La secuencia “Cerén” tiene un espesor entre 3.5 y 5.4 m en Joya de Cerén (Figura 75a) y está situada inmediatamente sobre la TBJ. El mapa de isopacas (Figura 76) de esta secuencia muestra como su fuente más probable el edificio Loma Caldera, cuyos depósitos en un afloramiento en el borde del anillo de tobas (Figura 75b) se correlacionan bien con los del sitio arqueológico (afloramiento 50a, Figura 4). Su dispersión principal es hacia el S, con una cola que se extiende hacia el NW, hasta 6 km. El área total ocupada por los depósitos de este evento eruptivo se calculó con la isopaca de 10 cm en 35 km<sup>2</sup>. Los depósitos se adelgazan rápidamente hacia el N, sobre el edificio Laguna Caldera, hacia el S, E y W. Por otra parte, los productos de otros edificios volcánicos posteriores a la erupción de TBJ, Laguna Ciega y Boca Tronadora, ambos situados al E del Río Sucio, consisten en depósitos de caída de material juvenil, tanto escorias como *spatter*, de composición basáltica, muy diferentes a los depósitos hidromagmáticos de la secuencia “Cerén”, indicando un origen puramente magmático de estos eventos y descartando la posibilidad de que sean las fuentes de los depósitos que afectaron Joya de Cerén (Miller, 1992).

Miller (1989-1992), reconoció 15 unidades en la secuencia “Cerén”, alternando depósitos de caída y de oleada piroclástica, producto de una actividad eruptiva fluctuante pero sin pausas prolongadas, como lo indica la ausencia de paleosuelos bien desarrollados entre estas unidades (Miller, 1989). Todas las fases de la erupción tuvieron carácter hidromagmático, provocadas por la interacción de un magma basáltico-andesítico con cuerpos de agua superficial (Río Sucio, posible Laguna) o subterránea a poca profundidad. La Unidad 1 muestra un depósito de caída magmático de poco espesor (fase magmática inicial de Hart, 1983) y rápidamente un cambio de actividad, con pulsos freatomagmáticos que dieron lugar a la deposición de oleadas piroclásticas. Las unidades de la 2 a la 6 muestran un incremento en la energía de la actividad freatomagmática con la producción de oleadas piroclásticas y depósitos de caída de bloques y lapilli (fase freatomagmática de Hart, 1983). Las unidades de la 6 a la 14 muestran una alternancia de depósitos de oleada piroclástica y caída, de afectación más regional, producto de explosiones verticales y laterales. Son las que se encuentran, con mucho menor espesor sobre el

edificio volcánico Laguna Caldera. Finalmente, la unidad 15 en el sitio Joya de Cerén corresponde a los depósitos de otros centros volcánicos, concretamente el volcán El Playón.

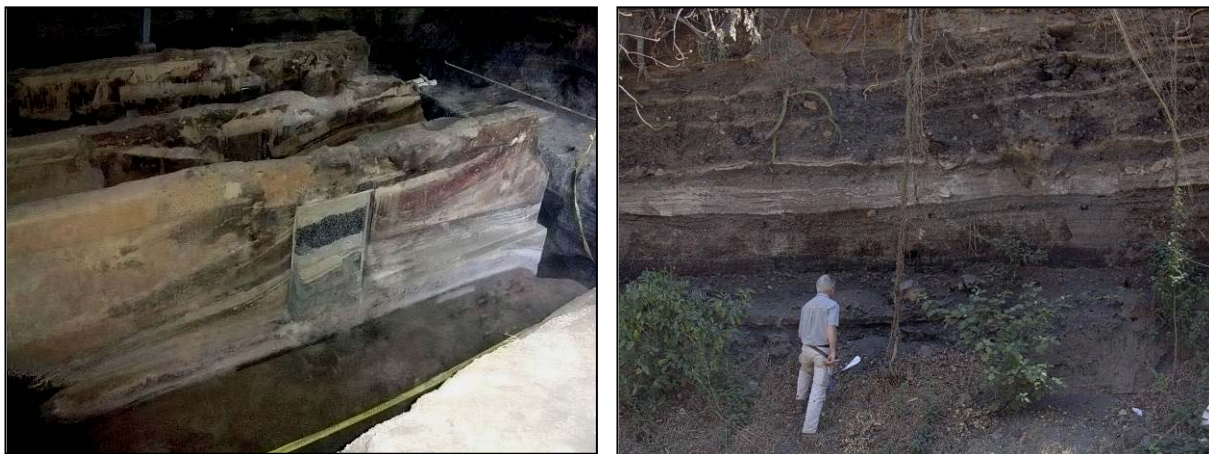


Figura 75: a) Restos arqueológicos en el sitio Joya de Cerén soterrados por los depósitos de la erupción de Loma Caldera datada en A. D. 610 – 671 (Mckee, 2002) y b) afloramiento en el anillo de tobas de Loma Caldera (sector E del edificio), en el talud ubicado en la carretera que va del Cantón Sitio El Niño hacia San Juan Opico (DF50a).

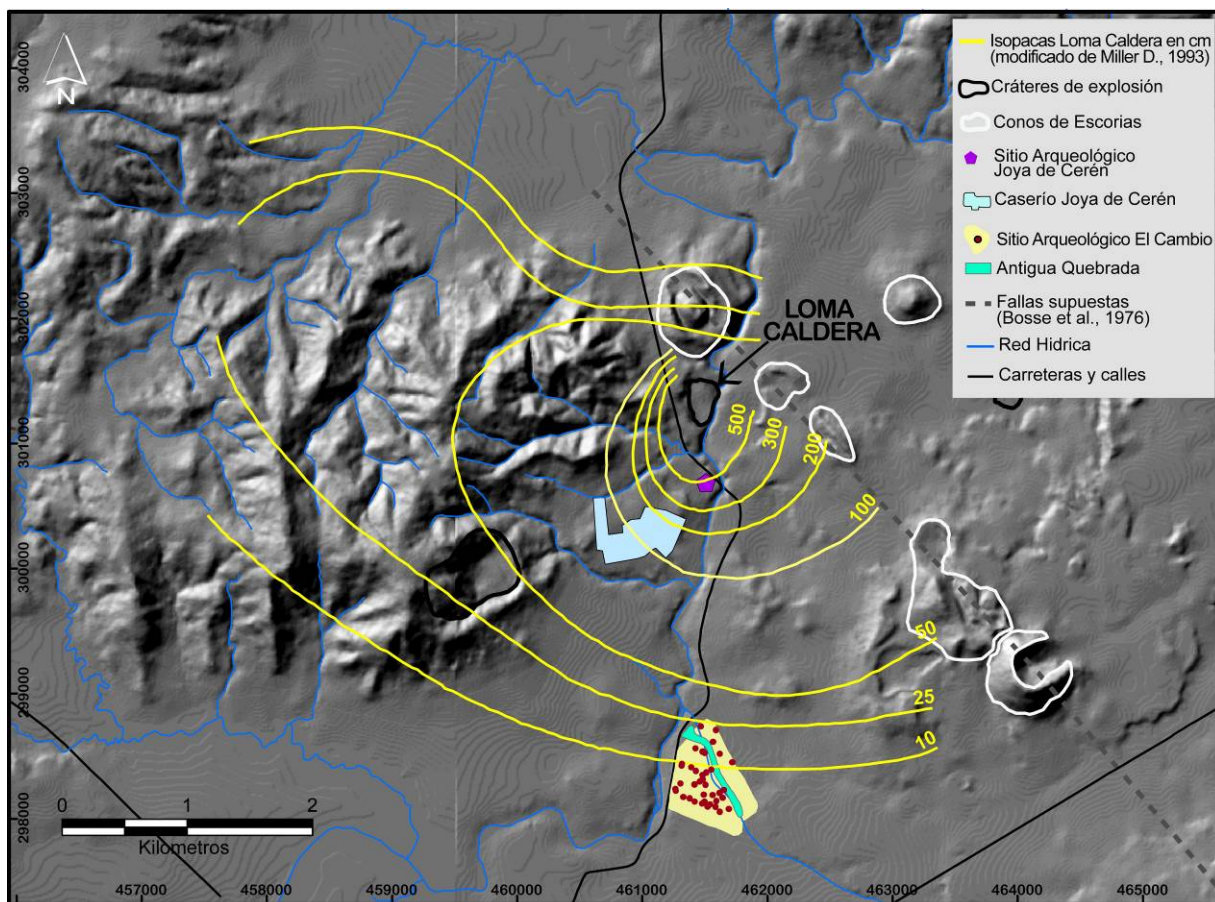


Figura 76: Mapa de isopacas de la secuencia "Cerén" atribuida a la erupción de Loma Caldera. Se muestra la ubicación de los sitios arqueológicos Joya de Cerén y El Cambio (modificado de Miller, 1992, 2000).

La secuencia de depósitos de Loma Caldera en zonas distales consiste generalmente en niveles de oleada piroclástica de color ocre café, de masivos a laminados con lapilli acrecional. Están mal clasificados y altamente endurecidos, sugiriendo que se emplazaron como oleadas húmedas. La parte superior de estas oleadas generalmente está oxidada presentando un color café anaranjado, rojizo, como consecuencia del desarrollo de un nivel de paleosuelo, previamente a la deposición de los productos de otros eventos eruptivos más jóvenes (Miller, 1992).

En el sitio El Cambio, 2.5 km al S de Joya de Cerén y 3 km al S del centro eruptivo, se identificaron depósitos piroclásticos atribuibles a la erupción de Loma Caldera por su posición estratigráfica, inmediatamente sobre la TBJ (Figuras 70 y 77). Su espesor promedio en el sitio es de 30 cm (Figura 78a). Hay muy poco desarrollo de suelo entre los depósitos de TBJ y Loma Caldera, lo que es concordante con las determinaciones de edad de ambos eventos eruptivos, separados en el tiempo por un máximo de 200 años. Entre estos dos depósitos hay muy poca presencia de restos arqueológicos.

Los depósitos de Loma Caldera que se encuentran en el sitio El Cambio son:

- Nivel de lapilli de color negro, vesiculado, con una pobre granoclasificación y frecuentemente alterado (Figuras 78b a 78d). El tamaño de las partículas es entre 1-2 cm con tamaños máximos de 3 cm. Este depósito se presenta en algunos sectores con una parte basal sana, con espesores variables entre 10 y 30 cm (Figura 78f). Los máximos espesores se encuentran en la zona central del área de excavación, cerca de la antigua quebrada. El resto del depósito, que puede alcanzar hasta los 60 cm, está conformado por el mismo tipo de depósito de caída pero muy alterado, especialmente la fracción fina, que se transforma a suelo, con un color anaranjado característico.
- Sobre el depósito sano de caída se observa un nivel de ceniza fina a muy fina de color gris-ocre endurecido (Figuras 78e a 78i). Tiene un espesor entre 3 y 14 cm. Los espesores máximos se observan en las excavaciones del sector N y W del sitio (pozos U1, T11 y T5; Figura 61) y se adelgaza progresivamente hacia el SW (Figura 78j), donde tiene pocos centímetros y es discontinuo (pozo G4). No se observa este nivel en la zona central, W y en el extremo S del área de excavación. Con frecuencia, el depósito de caída subyacente aparece soldado. Sus características hacen pensar que se trata del depósito distal de una oleada piroclástica originada durante alguna de las fases hidromagmáticas de la erupción de Loma Caldera, con distribución más regional (Hart, 1983; Miller, 1992). En el techo de este nivel suele encontrarse nuevamente el depósito de caída de lapilli, pero con mayores rasgos de alteración, con la fracción más fina claramente alterada y con coloración anaranjada.

- Paleosuelo de color café oscuro (Figura 76f), con abundante materia orgánica. Tiene un espesor de 20 a 30 cm y en su parte superior (15 cm) presenta abundancia de material cultural. Se desarrolla sobre el nivel de caída de lapilli muy alterado, o en ocasiones directamente sobre el nivel de oleada piroclástica.

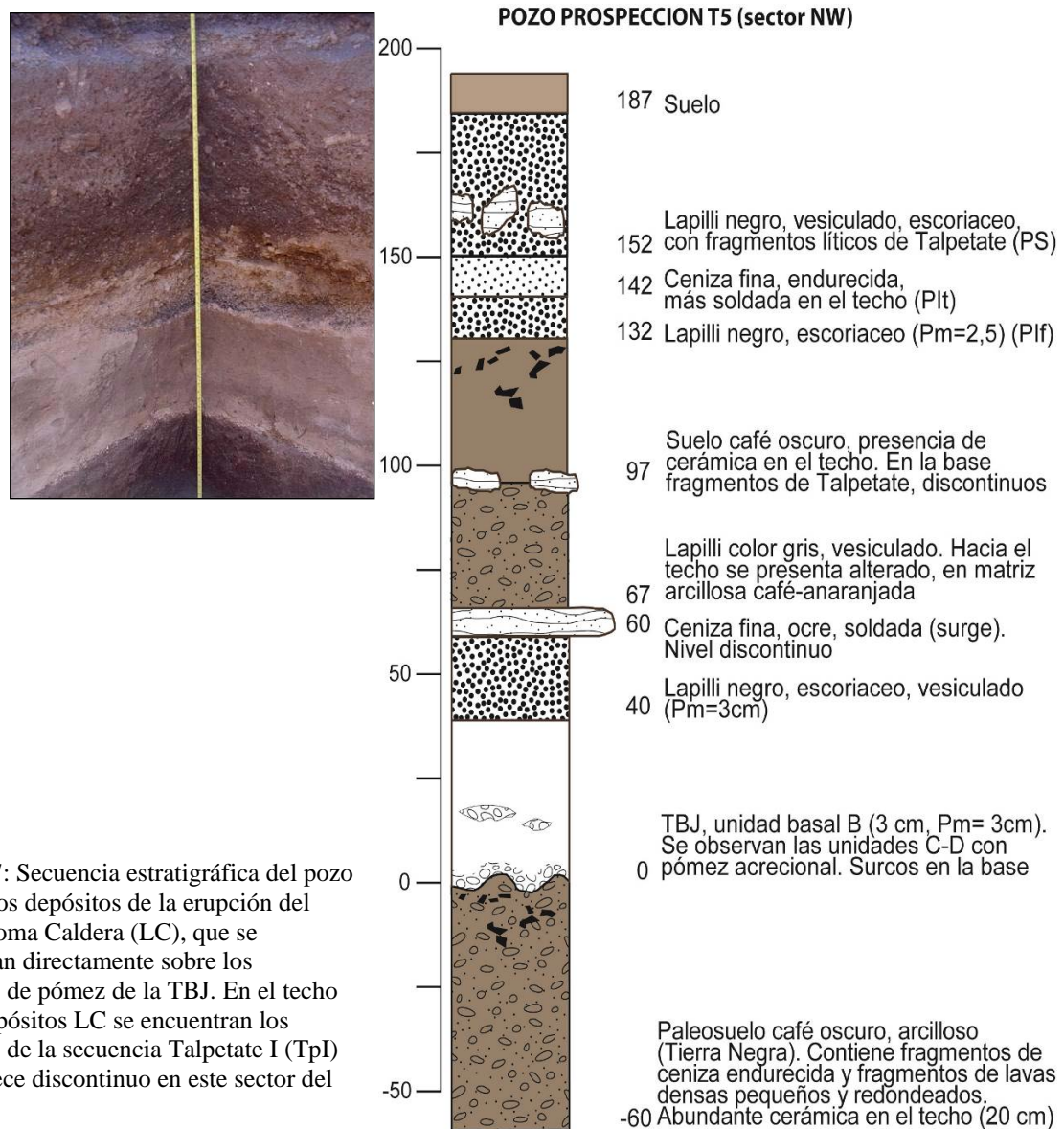


Figura 77: Secuencia estratigráfica del pozo T5, con los depósitos de la erupción del volcán Loma Caldera (LC), que se encuentran directamente sobre los depósitos de pómez de la TBJ. En el techo de los depósitos LC se encuentran los depósitos de la secuencia Talpetate I (TpI) que aparece discontinuo en este sector del sitio.

Las determinaciones de espesor de los depósitos de Loma Caldera realizados en El Cambio permitieron modificar levemente hacia el S la isopaca de 10 cm (Figura 76), incluyendo toda el área del sitio dentro de esta isopaca. En términos generales la secuencia de depósitos descrita en el sitio El Cambio coincide con las observaciones realizadas por autores previos en otros depósitos distales atribuidos a este mismo evento eruptivo.

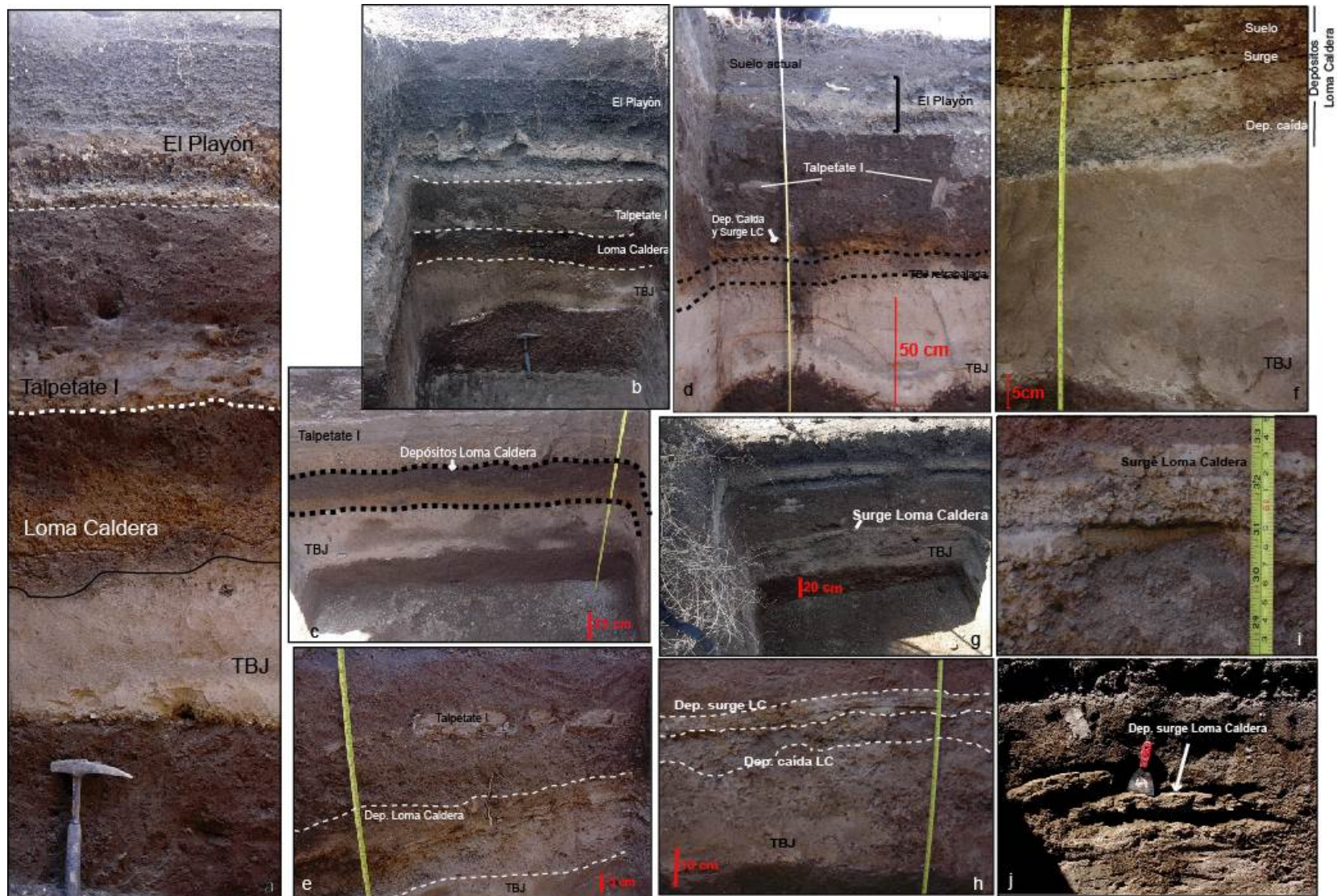


Figura 78: Depósitos del volcán Loma Caldera (LC) en el sitio El Cambio: a, b y c) Depósitos de LC entre TBJ y la oleada piroclástica de tos TpI, constituidos por lapilli gris oscuro sano, lapilli alterado de color anaranjado y paleosuelo café; d, e y f) depósito de caída alterado y nivel de oleada piroclástica antes de iniciar el paleosuelo; g, h) Detalles del nivel de oleada piroclástica, de ceniza gris ocre compacta. i) Nivel de oleada piroclástica de LC con un nivel central de lapilli acrecional, donde está mejor desarrollada, en la zona N de ECAS y j) en las zonas E y S del sitio el nivel de oleada piroclástica de LC no está representado o bien aparece discontinuo.

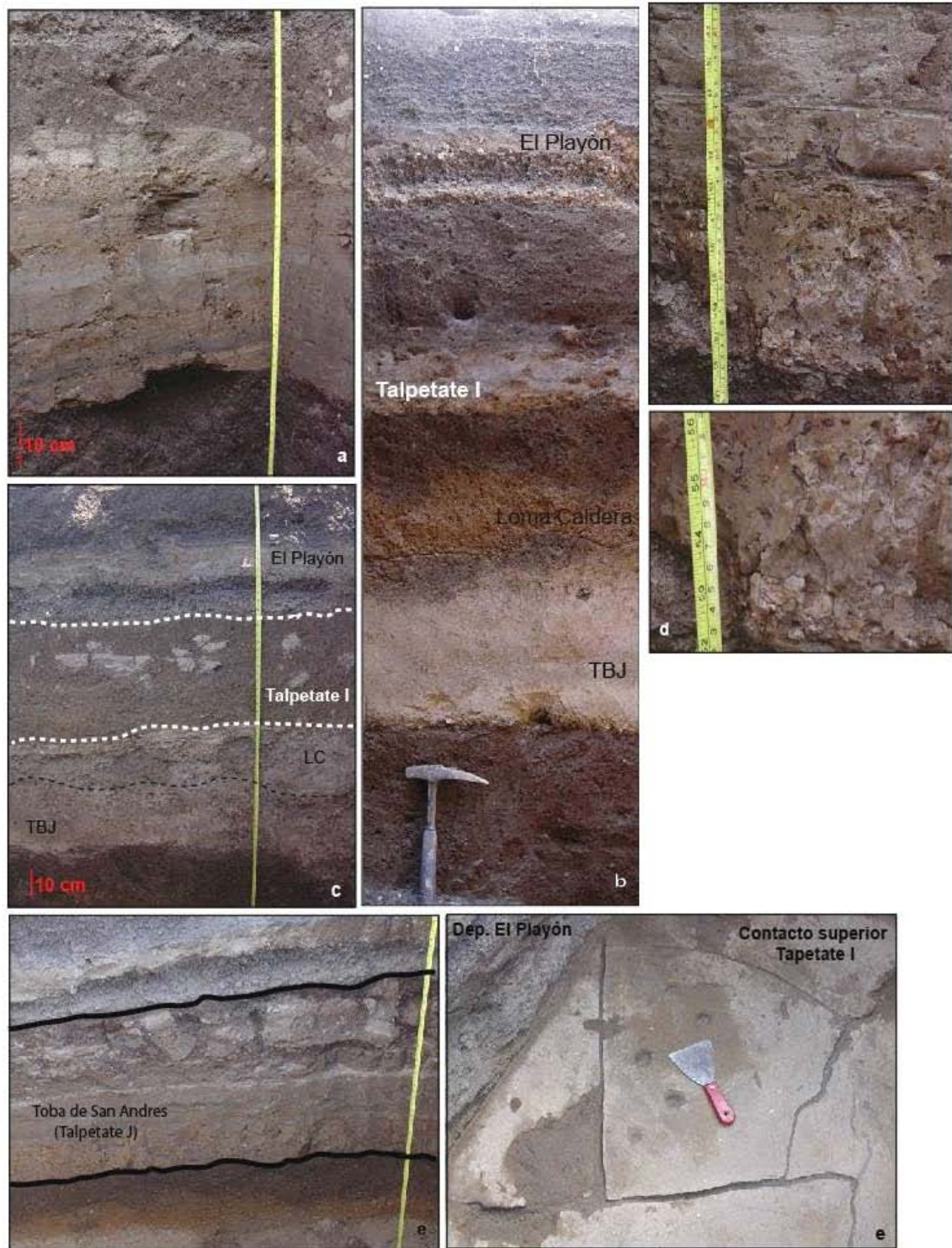


Figura 79: Depósitos de la secuencia Talpetate I (TpI) en el sitio El Cambio: a) Serie de oleadas piroclásticas con niveles de cenizas finas compactos presentando pátinas de oxidación en los contactos; b) posición estratigráfica del depósito TpI entre los depósitos de LC y de El Playón; c) estructura discontinua del depósito TpI en los sectores N y E del sitio; d) máximo espesor de TpI en el sector central del sitio, correspondiendo con el trazado de la antigua quebrada, se observa abundancia de improntas fósiles en la mitad inferior; e) TpI es masivo en la mitad inferior y discontinuo en su mitad superior, mostrando estructuras asociadas a pérdida de agua (deseccación) y f) cuarteamiento hexagonal por desecación de los depósitos de ceniza fina endurecida.



### **6.3.2.2. Depósitos de Talpetate I (TpI) o Toba de San Andrés en El Cambio**

Los depósitos de la secuencia Talpetate I o Toba de San Andrés identificados en el sitio El Cambio, corresponden a la parte distal de la unidad principal de oleadas piroclásticas (capítulo 5), constituidas por niveles de milímetros a centímetros de espesor de cenizas finas laminadas, muy compactas, de color ocre o gris verdoso, delineadas por finas capas de color rojizo (Figura 79a y a'). Se encuentran sobre el paleosuelo rico en materia orgánica desarrollado sobre los depósitos de Loma Caldera y bajo los depósitos de caída del cono de escorias El Playón (Figura 79b).

El Cambio es un sector distal en relación a la distribución de los depósitos de Talpetate I, por lo que se observaron cambios laterales de espesor y estructura importantes en diferentes sectores del área de excavación. El depósito presenta un espesor medio de 40 cm en el sector W, cercano a la carretera hacia San Juan Opico y se adelgaza hacia los sectores E y N, hasta 8 cm, donde con frecuencia aparece discontinuo (Figura 79c), como pequeños bloques cuadrangulares (“ladrillos”) mezclados dentro del paleosuelo café oscuro que se encuentra en el techo del depósito. En el sector central del sitio, el depósito presenta un ensanchamiento considerable alcanzando de 50 a 60 cm de espesor, en los pozos de excavación cercanos al área de inundación (antigua quebrada) y que ha sido identificada también por la presencia de depósitos coluviales. En este sector pueden distinguirse con claridad dos subniveles dentro de la unidad de Talpetate I: En la base presentan abundantes improntas fósiles de restos vegetales (Figura 79d), lo que hace pensar que en el momento de su emplazamiento el sitio pudo estar ocupado por una zona pantanosa o encharcada o bien que la quebrada “antigua” que cruza el sitio estuviera activa. En los pozos de prospección ubicados en el perímetro del sitio (áreas más distales de emplazamiento), la parte superior del depósito, que generalmente presenta niveles de ceniza más masivos y compactos, se presenta fragmentada en bloques, que en superficie muestran estructuras de desecación hexagonales (Figuras 79e y f), indicando pérdida de agua posterior a su deposición.

### **6.3.2.3. Depósitos del cono de escorias El Playón (P)**

El Volcán El Playón (Núm. 1, Tabla 2), es un cono de escorias de 160 m de altura, ubicado al N del VSS-VB (Figura 80a). Tiene pendientes suaves y el cráter en forma de herradura abierto hacia el E-NE (Figura 80b), producto de la emisión de un flujo de lava en bloques (Figura 80c y d) durante la erupción de A. D. 1658-1659. Está datada por registros históricos (Sapper, 1925; Lardé y Arthés, 1960 y Lardé y Larín, 1978) y por una datación arqueológica en el sitio San Andrés (Gallardo, 1997).

El flujo de lava asociado a El Playón (Figura 80c y d) se extiende hasta 10 km al E-NE, ocupando un área de 8 km<sup>2</sup> y con un volumen de 0.01 km<sup>3</sup> (Hart, 1983). Es un flujo en bloques (malpaís) de

composición basáltico-andesítica (55.1% en peso de SiO<sub>2</sub>; capítulo 4). Durante su emisión represó el curso del Río Sucio causando la inundación del sector nororiental del valle de Zapotitán (Figura 81), formándose un lago de 25-30 m de profundidad (Meyer-Abich, 1956).

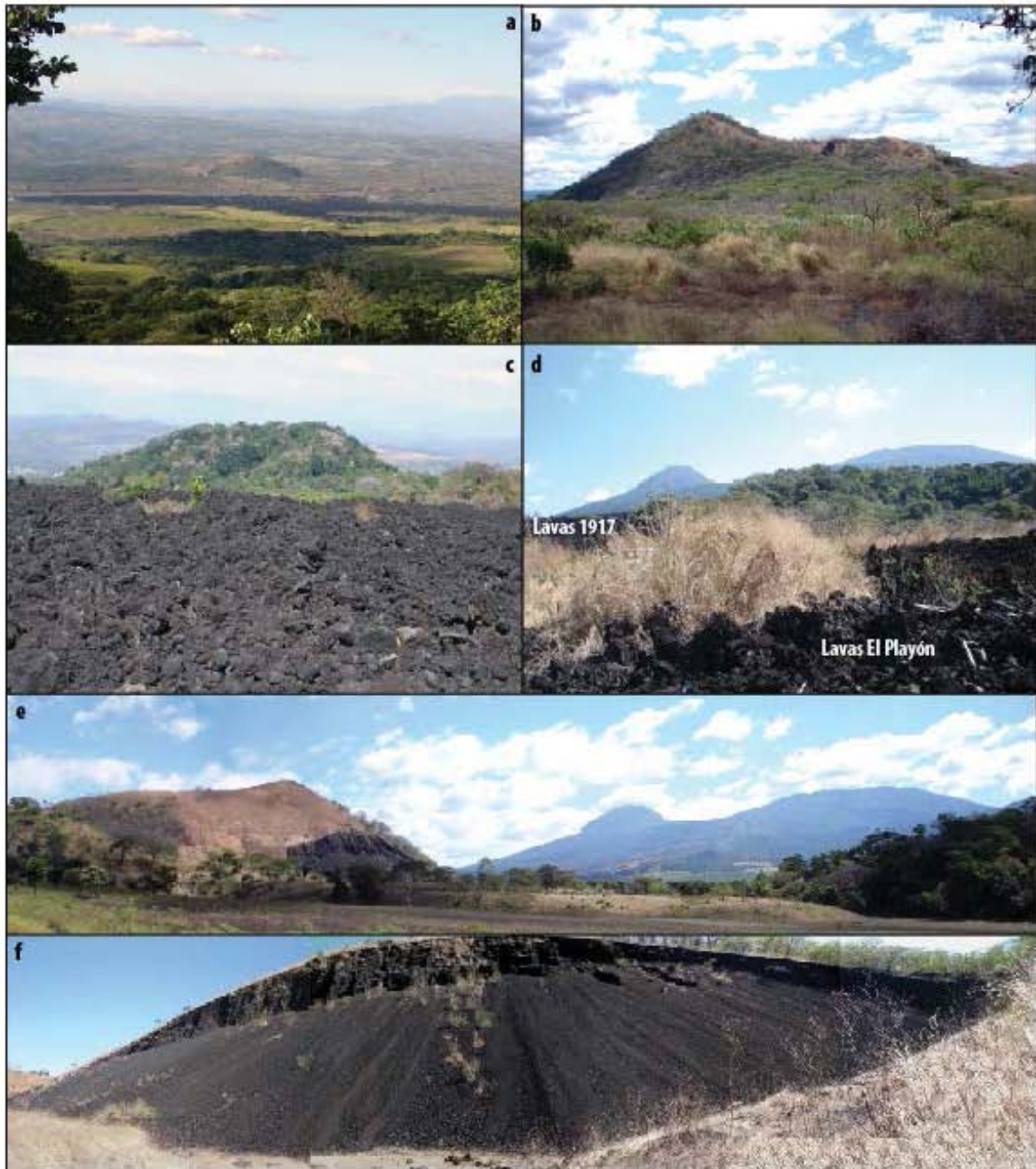


Figura 80: a) Vista del cono de escorias El Playón desde la ladera N del VSS, donde en primer plano se observan las lavas de la erupción de 1917 del VB; b) ladera E del volcán El Playón, de 160 m de altura, con el cráter en forma de herradura; c y d) zona proximal del flujo de lava basáltico-andesítico en bloques de El Playón; e) cantera en el flanco W del volcán El Playón y f) detalle de la cantera mostrando la superposición de niveles de lapilli y bloques, interestratificados con otros de cenizas más finas (alineaciones con vegetación).

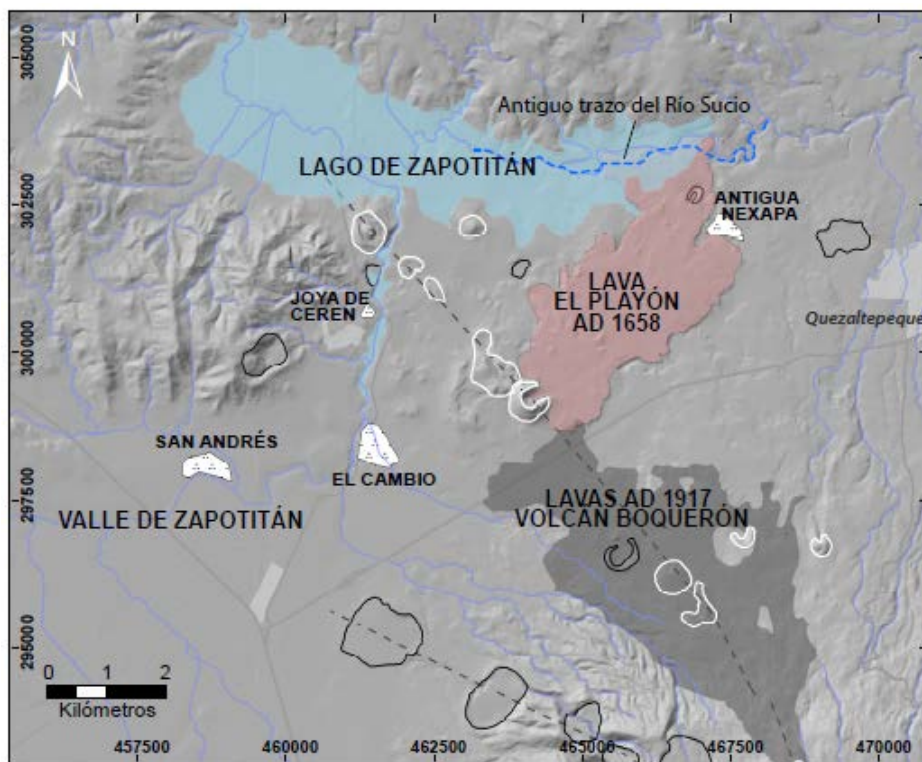


Figura 81: Formación del lago de Zapotitán en el sector nororiental del Valle de Zapotitán, por el represamiento del Río Sucio al alcanzarlo las lavas emitidas por el cono de escorias El Playón en 1658. Reproducción según datos de profundidad del lago de Meyer-Abich, 1956.

El cono de escorias, estudiado en una cantera situada en el flanco SW (DF51, Figura 80e y f) está conformado por una sucesión de niveles de lapilli, escorias y bloques de color negro de composición basáltico-andesítica (55% en peso de SiO<sub>2</sub>). Los niveles de escorias están altamente vesiculados. Sin embargo, en algunos niveles los fragmentos son de tipo bloque, angulosos y masivos.

Según el registro histórico de erupciones, después de su erupción principal desde noviembre de 1658 hasta finales de noviembre de 1659, la actividad en este edificio volcánico se prolongó por trece años, produciéndose una nueva fase explosiva de importancia en 1671. Los depósitos atribuidos a esta erupción se han estudiado principalmente en el sitio El Cambio, entre 2.5 y 3 km al W del cono de escorias, y constituyen el techo de la Serie Superior en este emplazamiento (Figura 82).

El espesor medio de la secuencia de depósitos de El Playón es de 60 cm, que varía entre los 70 cm en el sector E del sitio hasta 23-28 cm en el sector W y NW (Figuras 73 y 82). Sin embargo en dos de los pozos (R3 y R4) esta secuencia es más amplia y sobre los depósitos de caída de El Playón superior se encuentran dos unidades adicionales bajo el suelo actual (Figura 82): Un depósito de cenizas muy alteradas de color café, altamente arcilloso y una unidad de cenizas finas de color ocre con alto grado de compactación. Estas dos unidades son frecuentes en afloramientos más distales, hacia el W de El Cambio, como los sitios San Andrés o El Chauite cerca de la Carretera Panamericana.

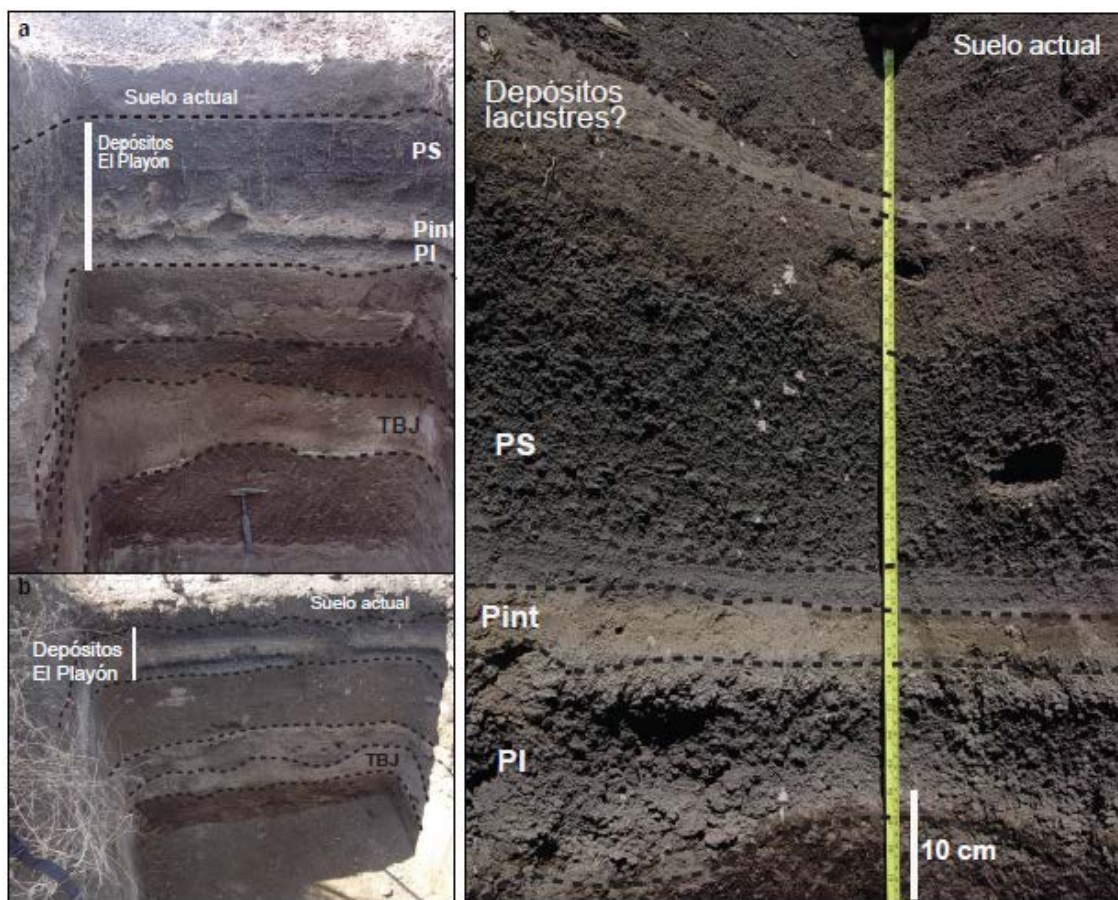


Figura 82: a) Secuencia de depósitos de El Playón en el sitio El Cambio, con 70 cm de espesor en el sector E; b) depósitos de El Playón con 28 cm de espesor en el sector W y c) secuencia de depósitos de El Playón en el pozo R3, con dos unidades de depósitos lacustres en el techo.

La secuencia de depósitos de El Playón está constituida por 3 unidades principales, que de base a techo son:

- Playón inferior (PI) (Figuras 82 y 83): 10-15 cm de depósito de caída, de lapilli gris oscuro-negro de tamaño centimétrico ( $P_m = 3-3.5$  cm), con abundante vesiculación pero poco desarrollada. Presenta gradación normal. En general tiene poca proporción de finos y está mal clasificada. En el sector occidental del sitio El Cambio (más próximo al cono volcánico) se hallaron líticos de cenizas compactas en el interior del depósito, así como fragmentos de bloques balísticos con corteza de pan. La mitad inferior suele tener un color más claro (gris blanquecino) que se atribuye a alteración post-deposicional por circulación de agua. El techo de esta unidad (3 cm) frecuentemente aparece soldado por contacto con la unidad superior.
- Playón intermedio (Pint) (Figuras 82 y 84): Nivel de 9 a 12 cm de espesor promedio, con dos subunidades: i) En la parte basal un nivel de ceniza fina de color ocre con diferentes grados de

compactación, pero generalmente friable, sin ninguna estructura de deposición, pero con abundantes improntas fósiles de hojas y ramitas, similares a las observadas en la parte basal de los depósitos Talpetate I y ii) subunidad superior de ceniza fina de color gris oscuro endurecida, compactada, que presenta estratificación planar y cruzada, con líticos de tamaño milimétrico. Generalmente, la parte superior del depósito de caída PI, en la base de estos depósitos, aparece soldado, lo que indica que estas cenizas se emplazaron a temperatura elevada. Por otra parte, en varios sectores de El Cambio este depósito se encuentra deformado, presentando ondulaciones que indican escape de fluidos. La laminación observada en la subunidad superior puede haberse producido en el momento de la deposición, pero también por retrabajo dentro del cuerpo de agua. El conjunto de estos aspectos hacen pensar que se trata de un depósito de oleada piroclástica depositada probablemente en el interior de un cuerpo de agua de poca profundidad. Las lavas emitidas durante la erupción de El Playón represaron el Río Sucio, lo que dio lugar a la formación de un lago en la parte nororiental del Valle de Zapotitán (Figura 81). En las primeras fases explosivas de esta erupción, este lago estaba en los estadios iniciales de su formación y no tendría mucha profundidad (zona pantanosa).

- Playón superior (PS) (Figuras 82 y 85): Depósito de lapilli friable de medio a grueso ( $P_m = 2.5-3$  cm) y bloques escoriáceos de color negro, livianos, muy vesiculados, con un espesor promedio de 35 cm. En el sector E del sitio, más cercano al cono de escorias, este nivel alcanza 70 cm de espesor. Las partes basal y media del depósito presentan dos ciclos con gradación inversa, siendo en cada uno de ellos la granulometría más gruesa hacia el techo. Contiene líticos de dos tipos: Fragmentos de ceniza ocre-gris con improntas fósiles, posiblemente parte de los depósitos de Talpetate I y esporádicamente unos fragmentos grandes (de varios centímetros) de color blanco, muy alterados que se interpretaron como fragmentos de pómez de los depósitos de TBJ.

La presencia de dos unidades de depósitos de caída, separados por la unidad intermedia de cenizas finas con estructuras de oleada piroclástica y retrabajo lacustre, permite plantear la hipótesis de que estos son el producto de las dos fases explosivas más importantes de la erupción de El Playón. La unidad PI corresponde a los productos de la fase explosiva inicial en 1658-1659, de tipo estromboliano, que dio lugar al cono de escorias. La unidad PS representa los productos de la fase explosiva final producida en 1671, la cual según citas históricas fue de mayor magnitud que la inicial, lo cual coincidiría con el espesor y distribución de los depósitos observados. La presencia de líticos de depósitos ubicados en posiciones inferiores en la secuencia general de este sector hacen pensar que esta fase explosiva final pudo tener cierta componente hidromagmática, por contacto del magma con agua subterránea a poca profundidad o bien con el agua del Lago de Zapotitán, formado por el represamiento del Río Sucio.

Las características de la unidad PInt indican que durante la erupción de este cono de escorias se produjo una fase de mayor explosividad, de carácter hidromagmático por el contacto del magma probablemente con agua superficial, en los estadios iniciales de formación del Lago de Zapotitán. Es por ello que esta unidad presenta rasgos de deposición de tipo flujo, pero también de haber sido retrabajada por procesos lacustres. Se ha podido determinar entonces cierta componente hidromagmática en algunas de las fases de la erupción del cono de escorias El Playón, que hasta el momento se habían considerado puramente magmáticas, de tipo estromboliano.

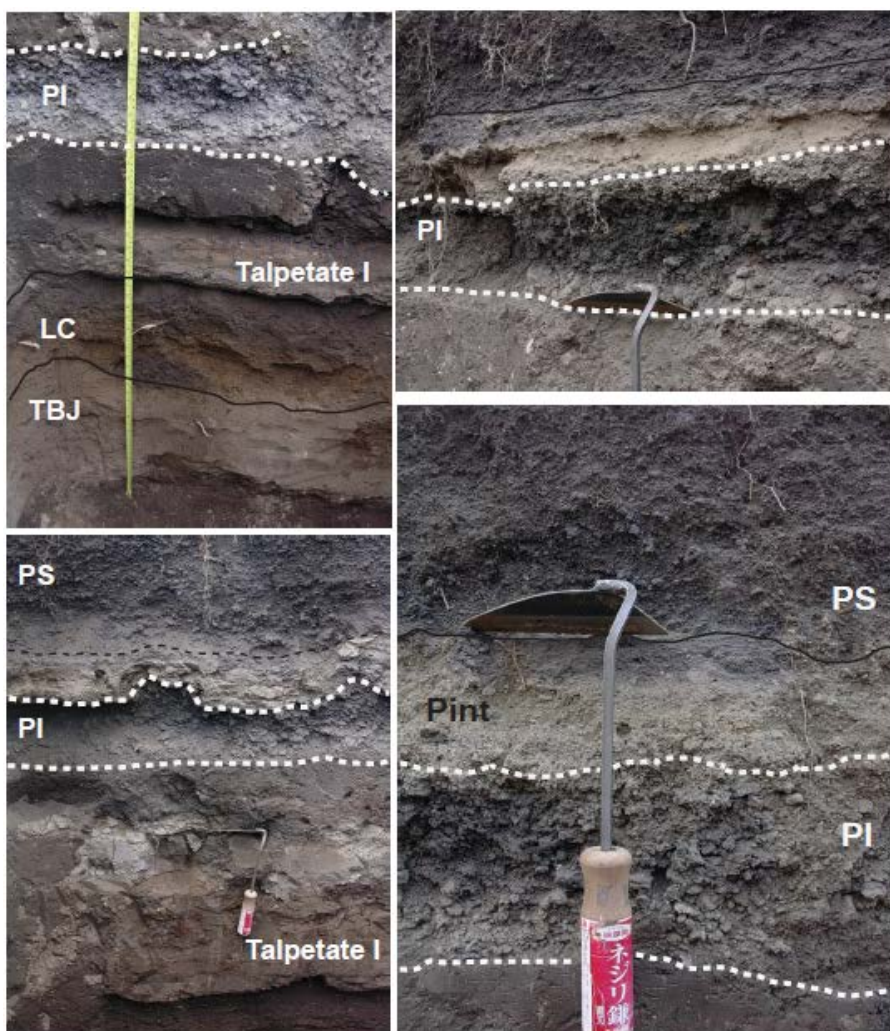


Figura 83: Depósito de caída Playón inferior (PI), constituido por lapilli negro, friable, vesiculado, con escasa presencia de líticos y gradación normal. Su espesor varía entre 10 y 15 cm.

Las tres fases eruptivas habrían tenido lugar en el plazo máximo de 12 a 13 años, lo cual estaría sustentado por la ausencia de paleosuelos entre las tres unidades descritas. Las unidades observadas sobre PS, en algunos puntos del sitio El Cambio y en otros sitios arqueológicos más al W (hacia el centro del Lago de Zapotitán), están constituidas por materiales muy finos y alterados, por lo cual se atribuyen a depósitos lacustres sedimentados durante la presencia del cuerpo de agua (Figura 81).

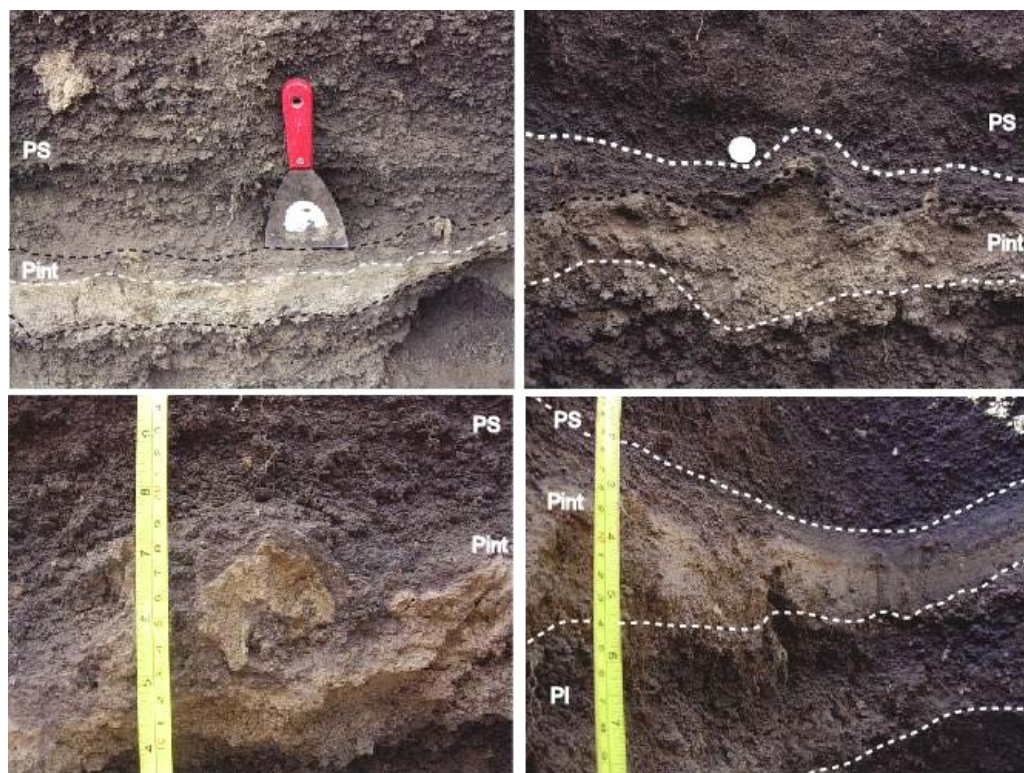


Figura 84: Niveles de cenizas finas, compactas y laminadas, del depósito Playón intermedio (PInt) entre los depósitos de caída del PI y PS.



Figura 85: Depósito de caída Playón superior (PS) constituido por lapilli negro de medio a grueso, friable, con presencia de líticos de Talpetate con improntas fósiles y de pómez muy alterada.

La distribución de los productos piroclásticos de caída de El Playón tuvo lugar hacia el W-SW principalmente, hasta una distancia máxima de 7.8 km. Se ha calculado un área de afectación de 60 km<sup>2</sup> para la isopaca de 10 cm. El volumen de material piroclástico con base en esta isopaca es de 0.009 km<sup>3</sup> y un 0.01 km<sup>3</sup> para el total de productos de la erupción. El mapa de isopacas de los depósitos de caída asociados a El Playón (Figura 86) se realizó con los datos de espesores obtenidos en las prospecciones en El Cambio y la integración de datos de espesores en diferentes trabajos de investigación arqueológica: Hart (1983) observó 32 cm de este depósito en una ubicación 1.5 km al N del sitio El Cambio. Sobre la “secuencia Cerén” en el sitio arqueológico Joya de Cerén se describieron 10-12 cm de depósitos de El Playón (Hart, 1983; Miller, 1989). En el sitio arqueológico San Andrés, se encontraron 15 cm, en la excavación de un obraje de añil de primera mitad del s. XVII (Gallardo, 1997). Este mismo espesor se halló en el sitio El Chauite, ubicado al S del sitio San Andrés (Escamilla, 2000). Excavaciones arqueológicas recientes en unas parcelas ubicadas al W del Sitio El Cambio reportaron espesores máximos de 1.09 m (Erquicia y Chávez, 2008). Al S, SW y E de El Playón no se han obtenido datos de los depósitos de caída, ya que estos se encuentran cubiertos por los productos de la erupción de 1917 del VB.

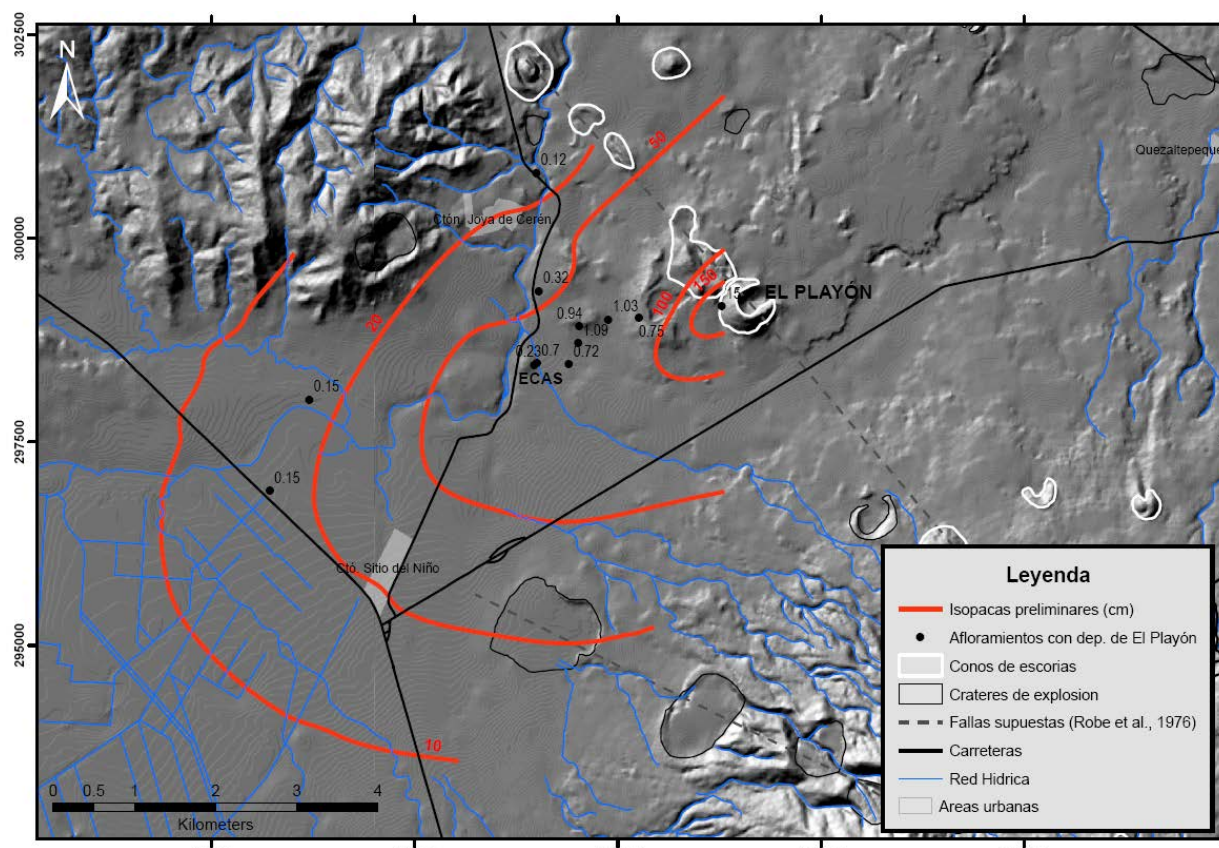


Figura 86: Mapa de isopacas preliminar de la erupción del volcán El Playón. La distribución de los productos de caída fue principalmente hacia el W-SW, hasta una distancia máxima de 7.8 km.



### 6.3.3. Depósitos de escorias atribuidos a un nuevo cono de escorias

En los afloramientos descritos en la ladera N y NW del VSS-VB para el estudio de secuencias de depósitos piroclásticos asociados a erupciones del cráter central, se identificó un depósito de bloques escoriáceos, bombas y lapilli, de color negro y rojizo, altamente vesiculados y de morfología irregular, con un espesor estimado de 7 a 8 m (Figura 87) y en un ancho de 30 m a lo largo de la calle que va del cantón San Juan los Planes al cantón Granadillas (DF68; Figura 4), ubicado en las coordenadas 13.75078 N y -89.29392 W, a una cota de 1,400 msnm.

En el depósito se distinguen dos grandes unidades: la inferior presenta cierta estratificación con buzamiento hacia el interior del depósito (250/15) y en general el color de los clastos es más rojizo, indicando alteración por oxidación probablemente por cercanía a un foco de mayor temperatura; la unidad superior no presenta estratificación, es de color negro y en el tercio inferior tiene algunos niveles de bloques de mayor tamaño que podrían ser de tipo balístico. Entre estas dos unidades se observó un nivel de 30 centímetros de cenizas gruesa de color gris oscuro, alteradas a arcillas, que podrían indicar una pequeña interrupción en la construcción de este cono de escorias. El depósito se encuentra sobre la TBJ, pero no pudo determinarse su posición con relación a la secuencia de depósitos Talpetate I. Sin embargo, los materiales que lo conforman no presentan rasgos de alteración profunda, lo que indica que son relativamente jóvenes. Una hipótesis que debe estudiarse con mayor detalle, es que este volcán monogenético pueda ser la fuente de los depósitos de caída que se observaron en la base de la secuencia Talpetate I o entre las secuencias de depósitos de Talpetate I y Talpetate II.



Figura 87: Afloramiento DF68 ubicado al N del cráter del VB, donde se observaron depósitos de caída escoriáceos de 7 m de espesor, atribuidos al flanco de un cono de escorias no identificado previamente.

## **7. Caracterización de las erupciones explosivas del VB**

Con el objetivo de determinar las características de las erupciones explosivas más significativas del VB que dieron lugar a los diferentes depósitos piroclásticos descritos en el capítulo 5, se realizaron diferentes tipos de análisis y tratamiento de los datos en las muestras de algunos de ellos.

Se realizó el análisis sedimentológico y de componentes de los depósitos de caída principales de las secuencias eruptivas G1, G2 y B1 (Figura 88; Tabla 7). El análisis modal se centró en identificar los principales tipos de componentes, juveniles y líticos, presentes en los depósitos, así como, cuantificar preliminarmente el volumen de material lítico (Figuras 89 a 91). Para los componentes principales se realizó el cálculo de densidades (Tabla 8).

Por otra parte, la compilación de los datos de los espesores de los depósitos en cada afloramiento, así como de los tamaños máximos de fragmentos juveniles y líticos en los depósitos de caída, permitió la construcción de los mapas de isopacas (Figuras 92 a 94) y de los mapas de isopleas (Figuras 95 a 97) de estas unidades. Los mapas de isopacas se utilizaron para el cálculo del área de afectación y de los volúmenes mínimos de las unidades de caída de las secuencias de depósitos. Los mapas de isopleas de los depósitos de caída de las tres secuencias eruptivas mencionadas, se elaboraron con los datos promedio del diámetro máximo de cinco fragmentos juveniles. Estos mapas se utilizaron para el cálculo de la altura de columna con base en modelos cuantitativos de dispersión y caída de tefras (Carey y Sparks, 1986).

Finalmente, se realizó el cálculo del Índice de Explosividad Volcánica (VEI por sus siglas en inglés) mediante la clasificación de las erupciones (Walker, 1973) y la revisión de los datos de la literatura (Simkin y Siebert, 1994).

La información obtenida en estos trabajos, junto a la conocida para el resto de erupciones explosivas del VB, se compiló en la Tabla 9.

## 7.1. Análisis sedimentológico de depósitos de caída

El comportamiento sedimentológico de las unidades de caída de las secuencias G1, G2 y B1 se analizó calculando los parámetros de Inman (1952) para algunas de las muestras de estos depósitos (Cas y Wright, 1987; Tabla 7) y graficando los resultados sobre la relación de Walker (1971) (Figura 88). Los análisis granulométricos de los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1 (Figuras 46, 51 y 52, capítulo 5) presentan distribución unimodal, con variaciones significativas en los rangos de la mediana del diámetro ( $Md_{\phi}$ ) entre los depósitos proximales y distales y menor en los intervalos de la clasificación ( $\sigma_{\phi}$ ), generalmente de muy bien a bien seleccionados.

Se analizaron ocho muestras para el depósito de caída  $G1_1$  (caída principal) que presentan un rango de variación de la  $Md_{\phi}$  entre -2.98 y -0.78. Las tres muestras correspondientes a depósitos distales (DF1, DF206, DF202) presentan los valores de  $Md_{\phi}$  mayores. El intervalo de clasificación es de muy bien a bien seleccionadas para el conjunto de las muestras ( $\sigma_{\phi} = 0.99-1.325$ ). Solamente la muestra DF202, que se observó altamente meteorizada en el campo, presentó un valor de selección pobre ( $\sigma_{\phi} = 2.02$ ). Se analizaron también cuatro muestras del depósito de caída  $G1_0$  (unidad de caída superior de la secuencia G1) que presentan rangos de variación de la  $Md_{\phi}$  entre -2.85 y -0.08, correspondiendo este último valor a la muestra DF206, la más distal de las muestras analizadas. Todas las muestras están bien seleccionadas ( $\sigma_{\phi} = 1.49-1.75$ ). Además se analizaron dos muestras de una de las unidades basales de caída ( $G1_2$ ) que mostraron valores de la  $Md_{\phi}$  de -1.55 y -1.83, con valores de clasificación similares a los de la unidad  $G1_0$ .

Para estudiar la unidad principal de caída de la secuencia G2 se analizaron cinco muestras que presentaron un rango de variación de la  $Md_{\phi}$  entre -2.54 y -1.56 y valores de clasificación similares que indican una buena clasificación ( $\sigma_{\phi} = 1.22-1.565$ ), aunque menor que la unidad principal de caída de la secuencia G1. Se analizó también una muestra de la unidad superior de caída de la secuencia G2, que presentan intercalación de unidades de lapilli con unidades de ceniza fina endurecida, la cual muestra una pobre clasificación ( $\sigma_{\phi} = 2.11$ ).

Las dos muestras analizadas de la unidad de caída de la secuencia B1 corresponden a la mitad superior del depósito, granodecreciente y por encima del nivel de bloques y bombas que conforma el techo del

tercio inferior. Estas muestras presentan valores de la  $Md_{\Phi}$  de -2.98 y -3.5 y están de moderadamente a bien clasificadas ( $\sigma_{\Phi} = 1.47$  y 1.63).

Tabla 7: Parámetros de Inman (1952) para los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1 del VB

DEP	MUESTRA	$\Phi$ ACUMULADO (% PESO)			PARÁMETROS INMAN (1952)			Granoclasificación - <i>Sorting</i> (Cas & Wright, 1987)
		50%	16%	84%	$Md_{\Phi}$	$\sigma_{\Phi}$	$\alpha_{\Phi}$	
G1 <sub>0</sub>	DF63G10	-2.85	-4.58	-1.2	-2.85	1.69	-4.0936	Buena
	DF28G10	-2.65	-3.92	-0.94	-2.65	1.49	-3.0815	Buena
	DE10G10	-2.16	-3.5	0	-2.16	1.75	-2.2657	Buena
	DF206G10	-0.08	-1.46	1.64	-0.08	1.55	0.2316	Buena
G1 <sub>1</sub>	DF63G11	-2.58	-3.63	-1.33	-2.58	1.15	-2.7165	Buena
	DF28G11	-2.86	-3.68	-1.7	-2.86	0.99	-2.4911	Muy buena
	DE10G11	-2.98	-3.69	-1.71	-2.98	0.99	-2.3899	Muy buena
	DF39	-2.21	-3.24	-0.75	-2.21	1.245	-2.2149	Buena
	DF202	-1.84	-3.34	0.7	-1.84	2.02	-1.7291	Pobre a moderada
	DF1	-0.78	-2.3	0.24	-0.78	1.27	-1.4458	Buena
	DF38	-2.44	-3.36	-1	-2.44	1.18	-2.2922	Buena
	DF206G11	-1	-2.42	0.23	-1	1.325	-1.4353	Buena
G1 <sub>2</sub>	DF63G12	-1.83	-3.22	-0.35	-1.83	1.435	-2.2947	Buena
	DE10G12	-1.55	-2.98	0.11	-1.55	1.545	-1.8668	Buena
G2	DF63G2	-2.09	-3.48	-0.43	-2.09	1.525	-2.5395	Buena
	DF79G2	-2.34	-3.38	-0.82	-2.34	1.28	-2.3719	Buena
	DF64	-2.84	-3.8	-1.19	-2.84	1.305	-2.8138	Buena
	DF94base	-2.32	-3.29	-0.85	-2.32	1.22	-2.2384	Buena
	DF94techo	-2.22	-4.76	-0.54	-2.22	2.11	-4.2479	Pobre a moderada
	DF57	-1.56	-3.14	-0.01	-1.56	1.565	-2.1532	Buena
B1	DF77base	-0.61	-3.09	1.85	-0.61	2.47	-0.9930	Pobre
	DF77techo	-2.98	-4.1	-0.83	-2.98	1.635	-3.1074	Buena
	DF79	-3.5	-4.86	-1.92	-3.5	1.47	-4.3990	Buena

$Md_{\Phi}$  *Median Diameter* (Diámetro medio)

$\sigma_{\Phi}$  *Standard deviation* (Desviación estándar), *Sorting* (Granoclasificación)

$\alpha_{\Phi}$  *First-order skewness* (Falta de simetría de primer orden, asimetría de la distribución)

Se analizó también una muestra de la mitad inferior que presenta un valor mucho menor de la mediana del diámetro y un valor de clasificación pobre ( $\sigma_{\Phi} = 2.47$ ) cercano al campo de los flujos piroclásticos. Cabe resaltar que las muestras analizadas para este depósito corresponden a muestras en el área proximal por lo que los valores de clasificación son menores.

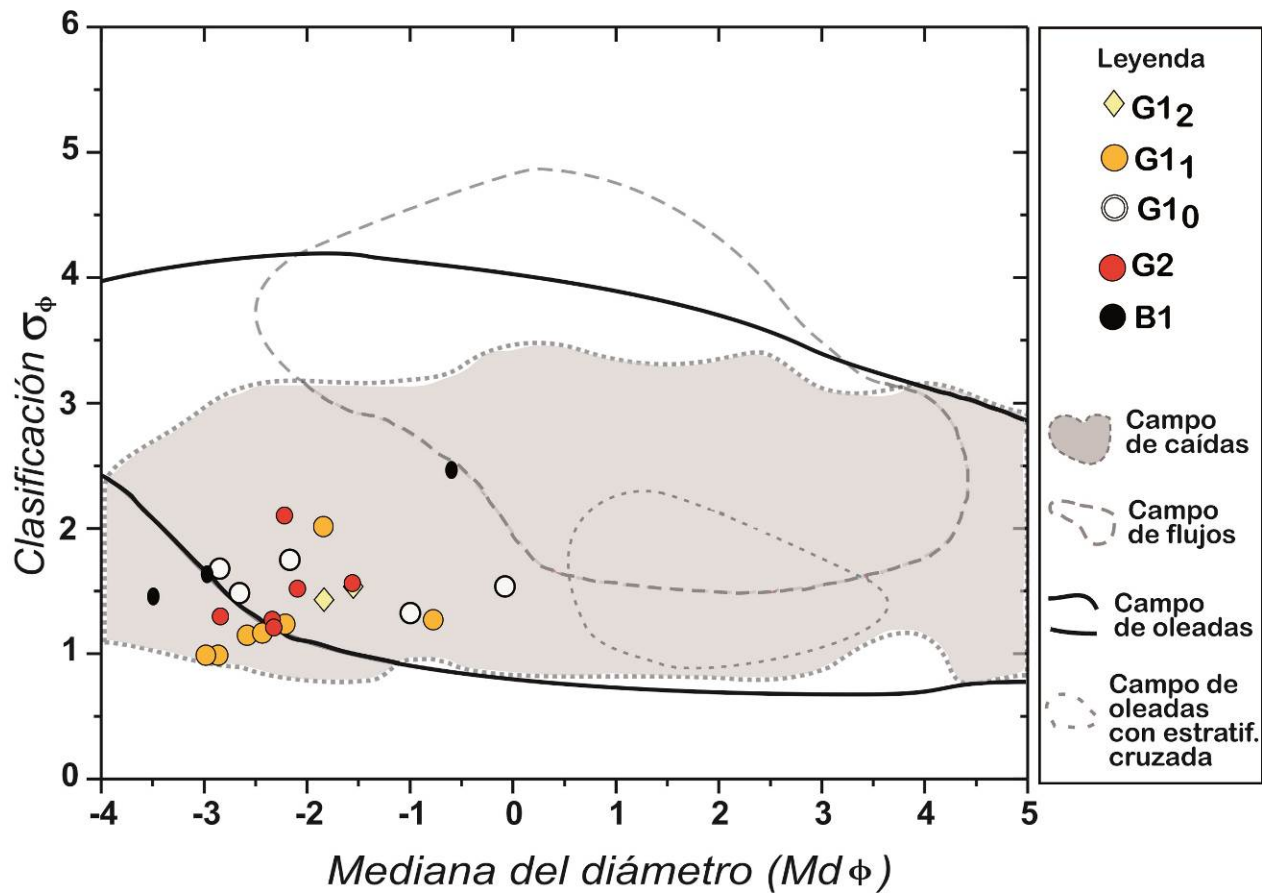


Figura 88: Mediana del diámetro ( $Md_{\Phi}$ ) vs. Clasificación ( $\sigma_{\Phi}$ ) de las muestras de los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1 (modificado de Walker et al., 1971).

## 7.2. Análisis de componentes y cálculo de densidades

El análisis modal realizado no fue exhaustivo, sino orientado a un reconocimiento general de los componentes en cada uno de los depósitos de caída, lo que permitió diferenciar varios tipos de fragmentos juveniles, líticos y cristales en cada uno de ellos. La identificación de los diferentes componentes de los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1 se realizó partiendo de las observaciones macroscópicas de campo y a través de la observación y conteo en lupa binocular (Nikon del Laboratorio de Sedimentología A del Instituto de Geofísica) de las fracciones  $\Phi = 1$  y  $0$  (fracción fina) y  $-1$ ,  $-3$  (fracción gruesa) de tres muestras de la zona proximal y una de la zona distal para los depósitos de caída G1 y G2 y de las fracciones  $\Phi = -3$ ,  $0$  y  $1$  para dos muestras de la zona proximal-intermedia del depósito de caída B1.

### 7.2.1. Componentes de los depósitos de caída de G1

En los depósitos de caída G1<sub>1</sub> y G1<sub>0</sub>, en afloramientos de la zona proximal, se identificaron tres tipos de fragmentos juveniles, hasta cinco tipos de fragmentos líticos y dos tipos de cristales:

- Juveniles 1: Lapilli gris o gris oscuro, subredondeados, con vesiculación redondeada.
- Juveniles 2: Lapilli gris, con vesiculación de muy pequeño tamaño, más densos que los juveniles de tipo 1. En ocasiones presentan estructuras de corteza de pan en la parte exterior.
- Juveniles 3: Pómez blanca-amarillenta, muy vesiculada, con alteración de color rojizo en su parte exterior y con motas de color negro. Algunos fragmentos presentan un bandeo de color gris (*magma-mingling*). Son más abundantes en afloramientos de la zona distal.
- Líticos 1: Fragmentos de lava densos de color gris o gris oscuro, angulosos.
- Líticos 2: Fragmentos de lava densos, subredondeados, de color negro en el interior, pero con patinas de oxidación rojizas, ocre y anaranjadas en su exterior.
- Líticos 3: Fragmentos de lava de color gris azulado, subredondeados, con cristales de plagioclasa, con cierta alteración. Poco abundantes.
- Líticos 4: Fragmentos de vidrio negro lustroso, con corte concoidal. Son poco abundantes.
- Líticos 5: Fragmentos de lapilli escoriáceo, negros y rojos, muy vesiculados. Son los menos abundantes.
- Cristales 1: Transparentes o translúcidos, en ocasiones con alteración parda o café; solo presentes en las fracciones finas ( $\phi \leq 0$ ).
- Cristales 2: Blancos opacos, solo presentes en las fracciones finas del depósito ( $\phi \leq 0$ ).

Los tipos de fragmentos identificados para los dos depósitos de caída principales de la secuencia G1 (G1<sub>1</sub> y G1<sub>0</sub>) son similares, aunque varía el porcentaje en el que están presentes (Figura 89, Tabla 8). El contenido global de líticos en la fracción fina de los depósitos proximales de G1<sub>1</sub> varía entre el 40% y el 55% en peso. Este porcentaje se reduce hasta del 17% al 25% en peso cuando se observa la fracción gruesa de estas mismas muestras. Para el caso de los depósitos proximales de G1<sub>0</sub> el contenido de líticos se encuentra alrededor del 45% en peso, pero con un máximo del 65% en peso si se considera solamente la muestra DF75. El contenido en cristales es similar para los dos grupos de muestras y se encuentra entre el 2% y 3% en peso para la fracción fina.

También varía el porcentaje de componentes cuando se comparan muestras de la zona proximal y distal. La muestra distal de G1<sub>1</sub>, correspondiente al afloramiento DF206 (Figura 4), muestra un

porcentaje mucho menor de líticos, que las muestras de la zona proximal (<10% en peso). En esta muestra los juveniles presentes son mayoritariamente de tipo 3, pumíticos y más vesiculados, sin que prácticamente se observe la presencia de los juveniles más densos.

**Porcentaje (en peso) de componentes de los depósitos de caída G1 (zona proximal)**

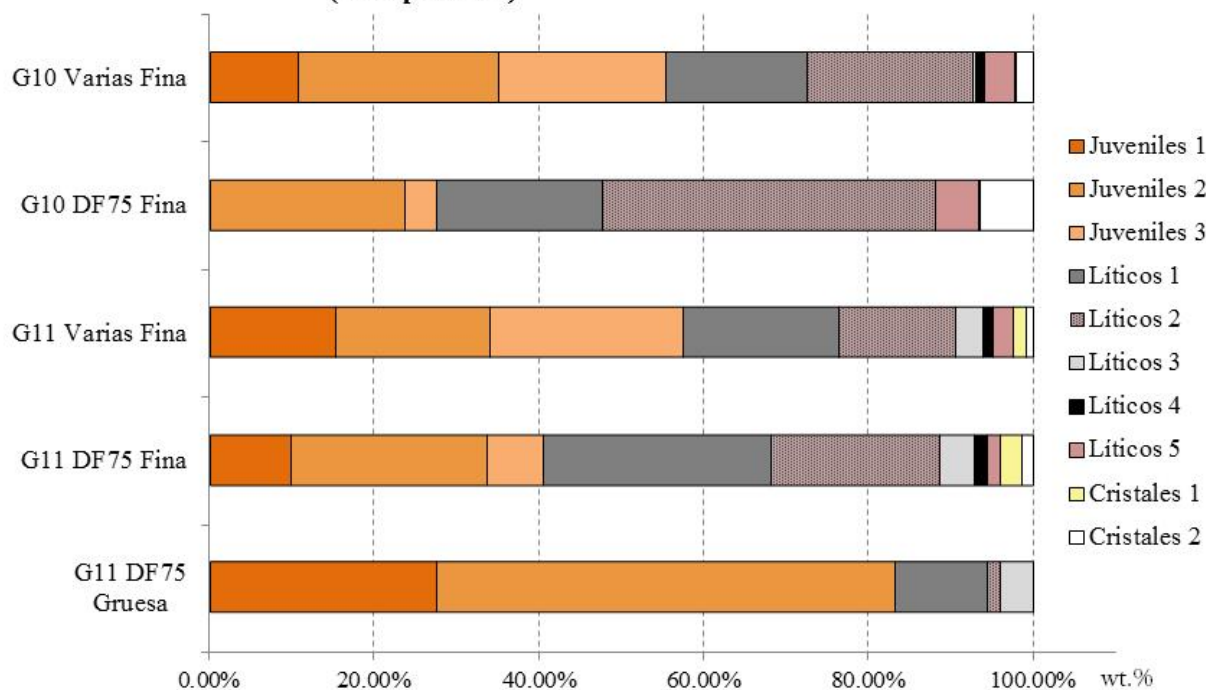


Figura 89: Porcentaje en peso de componentes juveniles, líticos y cristales en diferentes muestras de los depósitos de caída G<sub>1</sub> y G<sub>0</sub> de la zona proximal. La muestra DF75 corresponde al afloramiento de la cantera Las Lajas (Figura 4). El código “Varias” muestra los promedios de los resultados de tres muestras (DF75, DF28 y DE10), ubicadas dentro del área proximal para G1. Para el caso de G11 se diferenciaron los resultados obtenidos de la observación de la fracción gruesa ( $\Phi = -1$  y  $-3$ ) y de la fracción fina ( $\Phi = 1$  y  $0$ ).

Se calculó la densidad de diversos fragmentos juveniles y líticos tipo 1 para los depósitos G<sub>1</sub> y G<sub>0</sub> por el método de Arquímedes (Tabla 8). Para el primero de ellos se obtuvieron densidades promedio de 0.5 gr/cm<sup>3</sup> para los juveniles tipo 1 (los más vesiculados) y de 1.2 gr/cm<sup>3</sup> para los juveniles tipo 3 de coloración gris. Para el caso de G<sub>0</sub> se obtuvieron densidades promedio similares, 0.6 gr/cm<sup>3</sup> para los juveniles tipo 1 y de 1.2 gr/cm<sup>3</sup> para los juveniles tipo 3. Para el caso de los líticos se obtuvieron densidades promedio de 1.4 gr/cm<sup>3</sup> para G<sub>1</sub> y de 2.1 gr/cm<sup>3</sup> para G<sub>0</sub>.

La composición de los fragmentos juveniles de este depósito fue reportada como dacítica (64.2% en peso de SiO<sub>2</sub>; Sofield 1998). Los análisis realizados en esta investigación arrojan valores de contenido de SiO<sub>2</sub> algo inferiores (62-63.4% en peso, capítulo 4), situándolas en el límite composicional entre

andesitas y dacitas. La mineralogía de los líticos, estudiada a través de microsonda electrónica indica que su composición basalto-andesítica y andesítica, coincide con las lavas del edificio central (Sofield 1998; este estudio).

### **7.2.2. Componentes de los depósitos de caída G2**

En general el material juvenil del depósito de caída principal de G2 es más liviano y de color más claro que el de los depósitos de caída G1. Los lapilli presentan mayor cantidad de vesiculación y de mayor tamaño. En el depósito de caída de G2 se identificaron tres tipos de fragmentos juveniles, cinco tipos de fragmentos líticos y dos tipos de cristales (Figura 90):

- Juvenil 1: Pómez blanca-amarillenta (en ocasiones parda), vesiculadas. En lupa binocular se observan motas de color negro o de color vino.
- Juvenil 2: Pómez “rosada”, por presentar los fragmentos oxidación abundante. La vesiculación es más grande que en el caso de los juveniles de tipo 1, tubular e interconectada.
- Juvenil 3: Pómez gris, vesiculación abundante de pequeño tamaño. Presenta motas de color negro.
- Líticos 1: Fragmentos de lava densos de color negro o gris oscuro, angulosos.
- Líticos 2: Fragmentos de lava densos, subredondeados, de color negro en el interior, pero con pátinas de oxidación rojizas.
- Líticos 3: Fragmentos de lava de color gris azulado, subredondeados, con cristales de plagioclasa, con cierta alteración. Poco abundantes.
- Líticos 4: Fragmentos de vidrio negro, brillo lustroso y bordes angulosos. Son poco abundantes.
- Líticos 5: Fragmentos de lava negra o rojiza con abundante vesiculación
- Cristales 1: Cristales transparentes o translúcidos, con morfología rectangular y alargada. En ocasiones presentan motas de color negro o rojizo.
- Cristales 2: Cristales blancos opacos, con bordes oxidados (rojos o café).

El porcentaje de fragmentos juveniles en las muestras del depósito de caída principal de G2 de un afloramiento en el área proximal varía entre el 72% y el 73.6% en peso, mientras que el de líticos lo hace entre el 25% y 28% en peso (Figura 90). El porcentaje de los juveniles de tipo 3, la pómez de coloración más oscura (gris), incrementa hacia el techo de la unidad de caída, aspecto que coincide con las observaciones macroscópicas. La pómez “rosada” u oxidada, es más abundante en la parte intermedia del depósito. En muestras de la zona intermedia y de la zona distal, el porcentaje de líticos



disminuye considerablemente y se sitúa entre el 4% y el 6% en peso. Los líticos más abundantes, como en G1, son los fragmentos subangulosos de lavas densas de color gris oscuro, seguidos por los fragmentos subredondeados de lavas densas con pátinas de oxidación. El resto de tipos de líticos están en porcentajes alrededor o menores de 1% en peso. El porcentaje de cristales, también de dos tipologías como en G1, es similar en todas las muestras, inferior al 1% en peso.

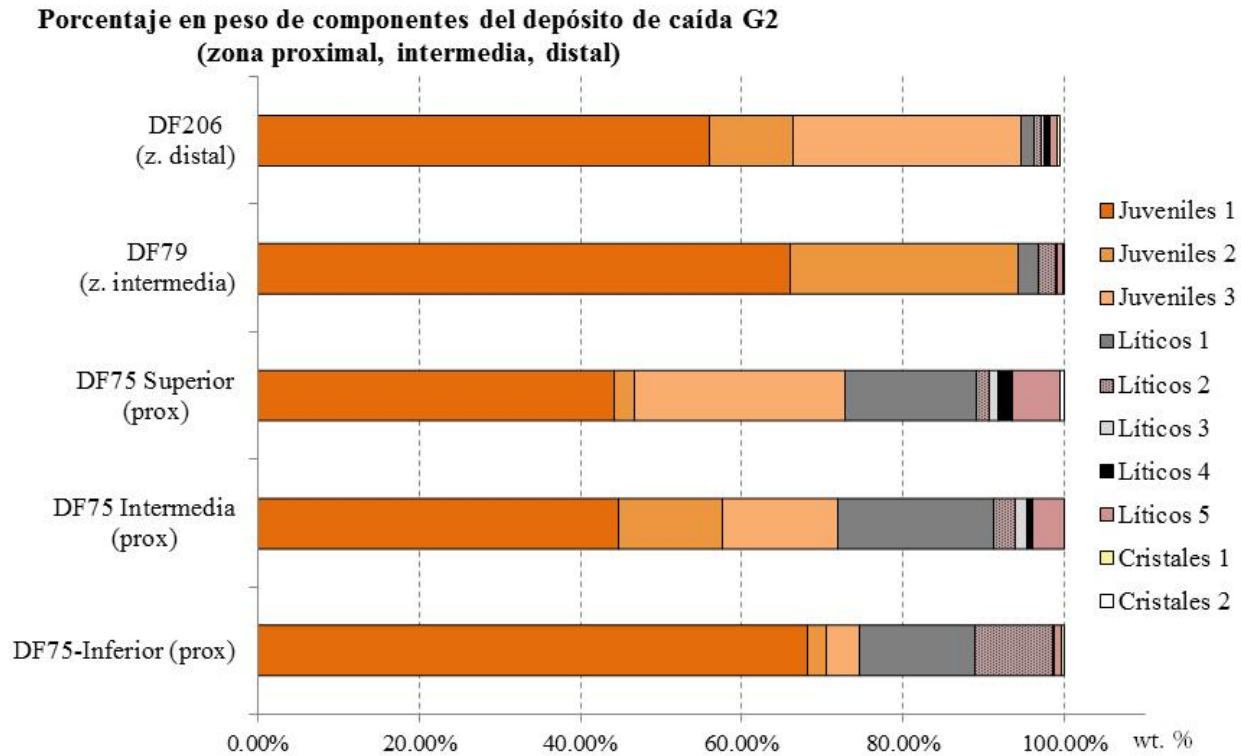


Figura 90: Porcentaje en peso de componentes juveniles, líticos y cristales en la fracción fina ( $\Phi= 0$ ) de diferentes muestras del depósito de caída G2: DF75 en la zona proximal, DF79 en un sector intermedio y DF206 en el sector más distal donde se identificó este depósito. En la muestra DF75 se analizaron tres muestras correspondientes a las tres subunidades que se diferenciaron en el depósito a partir de observaciones de campo.

Las densidades calculadas para fragmentos juveniles tipo 3 del depósito G2 (DF63), la pómez gris con menor cantidad de vesiculación, variaron entre  $1.75 \text{ gr/cm}^3$  y  $1.9 \text{ gr/cm}^3$ , con un promedio de densidad de  $1.8 \text{ gr/cm}^3$  (Tabla 8). Para el caso de los líticos tipo 1 de este depósito, los fragmentos de lavas densas de color negro o gris oscuro, se obtuvo una densidad promedio de  $1.9 \text{ gr/cm}^3$ . A modo de comparación, se muestra en la tabla 8 la densidad de un balístico hallado en este depósito, en un afloramiento cercano (DF21, Figura 4), con un valor de  $2.57 \text{ g/cm}^3$ , lo que es coincidente con su composición andesítica.

La composición de los fragmentos juveniles del depósito de caída principal de G2 es dacítica (64.2-65.2% en peso de SiO<sub>2</sub>, capítulo 4). La mineralogía de los líticos, estudiada a través de microsonda electrónica indica que su composición basalto-andesítica y andesítica, coincide con las lavas del edificio central (Sofield 1998; este estudio).

### 7.2.3. Componentes de los depósitos de caída B1

En la fracción fina de dos muestras del depósito de caída B1, una de la zona proximal y una de la zona intermedia, se identificaron 3 tipos de fragmentos juveniles, que conjuntamente suponen el 99% en peso del total de material analizado (Figura 91). En la muestra de la zona proximal se identificaron también tres tipos de fragmentos líticos, aunque en su conjunto representan el 1% en peso de la muestra (Figura 91). Esporádicamente también se encontraron cristales, transparentes y alargados, pero en muy poca cantidad, por lo que no se consideraron en el cálculo de porcentajes. Los componentes identificados son:

- Juveniles 1: Escoria negra, irregular, muy vesiculada. Las imágenes electrónicas muestran que las vesículas en el interior de los fragmentos no están interconectadas. Algunos de estos fragmentos presentan los bordes de coloración rojiza (oxidados).
- Juveniles 2: Pómez blanca, con abundante vesiculación interconectada.
- Juveniles 3: Pómez gris con bordes de oxidación
- Líticos 1: Fragmentos de lavas densos de color gris-oscuro y negro, corte anguloso y limpio.
- Líticos 2: Fragmentos de lavas densos subredondeados con pátinas de oxidación. Son escasos.
- Líticos 3: Lavas rojizas con gran cantidad de vesículas.

La densidad de los fragmentos escoriáceos vesiculados de color negro (juveniles tipo 1), los mayoritarios en el depósito B1, varió entre 1.2 gr/cm<sup>3</sup> y 1.6 gr/cm<sup>3</sup>, con un promedio de 1.4 gr/cm<sup>3</sup>. Para la densidad de un balístico hallado en este depósito, en el mismo afloramiento DF78, se obtuvo un resultado de 2.43 gr/cm<sup>3</sup>.

El contenido de SiO<sub>2</sub> para estos fragmentos es de entre 56.5%-58.2% en peso, lo que clasifica a esta roca en el límite de las andesitas y las andesitas basálticas.

**Porcentaje en peso de componentes del depósito de caída B1  
(zona proximal e intermedia)**

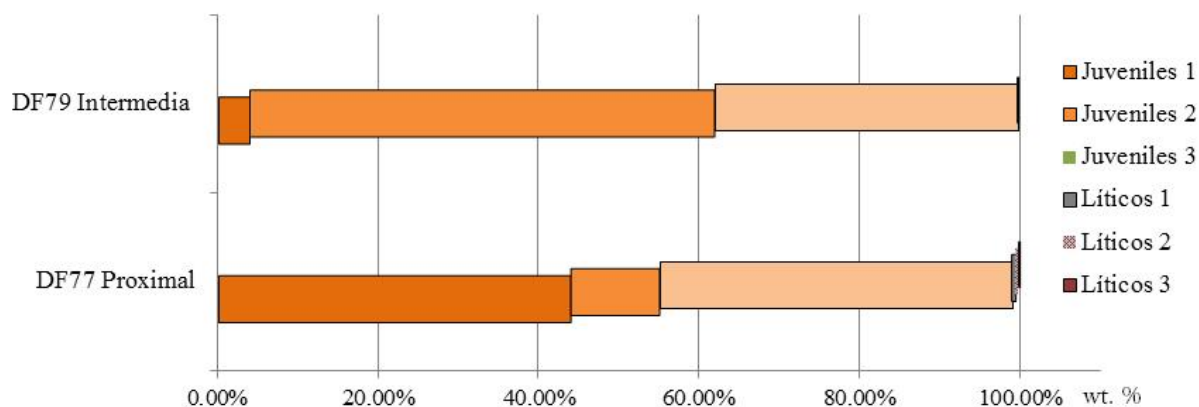


Figura 91: Porcentaje en peso de componentes juveniles y líticos en la fracción fina ( $\Phi=0$ ) de dos muestras del depósito de caída B1: DF77 en la zona proximal y DF79 en el sector intermedio.

Tabla 8: Densidades de clastos juveniles y líticos de los depósitos de caída G1, G2 y B1

B1 - Juveniles			G2 - Juveniles 3 (Pómez gris) y Líticos																																																													
Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )																																																											
DF-78 Base	1.60	1.52	DF63 Juveniles	1.75	1.80																																																											
	1.44			DF-78 Techo		1.23	1.29	DF63 Líticos	1.93	1.90	1.35	Balístico en DF78	2.17	2.43	Balístico en DF21	2.45	2.57	2.68	G1 - Juveniles y Líticos			G1 <sub>0</sub> - Juveniles 3 (Pómez gris) y Líticos			Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	DF63 Juveniles 1	0.57	0.50	DF63 Juveniles 1	0.39	0.60	0.39	0.55	DF63 Juveniles 3	2.00	1.26	DF63 Juveniles 3	1.26	1.20	0.44	1.34	DF63 Líticos	1.29	1.44	DF63 Líticos	2.11	2.10	1.36	1.66					1.92					
DF-78 Techo	1.23	1.29				DF63 Líticos			1.93		1.90																																																					
	1.35		Balístico en DF78	2.17	2.43		Balístico en DF21		2.45			2.57	2.68	G1 - Juveniles y Líticos			G1 <sub>0</sub> - Juveniles 3 (Pómez gris) y Líticos			Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	DF63 Juveniles 1	0.57	0.50	DF63 Juveniles 1	0.39		0.60			0.39		0.55	DF63 Juveniles 3		2.00			1.26		DF63 Juveniles 3	1.26		1.20			0.44		1.34	DF63 Líticos	1.29	1.44	DF63 Líticos	2.11	2.10	1.36	1.66			
Balístico en DF78	2.17	2.43		Balístico en DF21				2.45	2.57																																																							
	2.68		G1 - Juveniles y Líticos			G1 <sub>0</sub> - Juveniles 3 (Pómez gris) y Líticos				Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	DF63 Juveniles 1	0.57	0.50	DF63 Juveniles 1	0.39	0.60	0.39	0.55	DF63 Juveniles 3	2.00		1.26			DF63 Juveniles 3	1.26		1.20	0.44	1.34	DF63 Líticos	1.29		1.44	DF63 Líticos	2.11	2.10		1.36		1.66						1.92										2.27		
G1 - Juveniles y Líticos			G1 <sub>0</sub> - Juveniles 3 (Pómez gris) y Líticos																																																													
Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )	Muestra	Densidad (gr/cm <sup>3</sup> )	Densidad promedio (gr/cm <sup>3</sup> )																																																											
DF63 Juveniles 1	0.57	0.50	DF63 Juveniles 1	0.39	0.60																																																											
	0.39			0.55		DF63 Juveniles 3	2.00	1.26	DF63 Juveniles 3	1.26	1.20	0.44	1.34	DF63 Líticos	1.29	1.44	DF63 Líticos	2.11	2.10	1.36	1.66					1.92						2.27																																
	0.55			DF63 Juveniles 3			2.00			1.26		DF63 Juveniles 3	1.26		1.20			0.44		1.34	DF63 Líticos	1.29	1.44	DF63 Líticos	2.11	2.10	1.36	1.66					1.92						2.27																									
DF63 Juveniles 3	2.00	1.26	DF63 Juveniles 3		1.26		1.20																																																									
	0.44				1.34	DF63 Líticos		1.29	1.44		DF63 Líticos		2.11	2.10		1.36	1.66								1.92							2.27																																
	1.34			DF63 Líticos	1.29			1.44		DF63 Líticos		2.11	2.10		1.36	1.66					1.92						2.27																																					
DF63 Líticos	1.29	1.44	DF63 Líticos		2.11		2.10																																																									
	1.36				1.66									1.92						2.27																																												
	1.66								1.92						2.27																																																	
				1.92																																																												
				2.27																																																												

### 7.3. Mapas de isopacas y cálculo de volumen de los depósitos de caída

Se elaboraron mapas de isopacas para los depósitos de caída G1 ( $G1_1+G1_0$ ), G2 y B1, con los datos de espesores de estas unidades en diversos afloramientos en el área de estudio. En general, los mapas no muestran una distribución homogénea y concéntrica alrededor del cráter del VB, debido a la carencia de información sobre los espesores de estos depósitos en los sectores N y NW del edificio volcánico, donde están cubiertas por depósitos de lavas y piroclásticos más jóvenes. Por otra parte, los procesos de meteorización y erosión en las áreas de mayor pendiente del volcán (áreas proximales) o bien la superposición de depósitos más recientes, afectaron estas secuencias, provocando la pérdida total o parcial de las mismas y por tanto modificando los espesores originales que se depositaron.

El mapa de isopacas de los depósitos de caída principales de la secuencia G1 (Figura 92) se elaboró con la información del espesor de los depósitos de caída  $G1_1$  y  $G1_0$  en 61 afloramientos, inicialmente de forma manual y posteriormente usando un método de interpolación en el software Surfer<sup>®</sup>. El área de distribución de estos depósitos en la isopaca de 20 cm es de 1,278 km<sup>2</sup>. El eje de dispersión principal tiene orientación W-SW, aunque el mapa muestra un lóbulo importante también hacia el SE, con alcances en ambos sentidos, entre 23 y 26 km (isopaca de 20 cm) y con alcances menores de entre 14 y 17 km en dirección N-S. Asimismo, el mapa muestra un lóbulo alargado en dirección NE con los máximos espesores, coincidiendo con los afloramientos estudiados en la base del Cerro El Picacho. Como se mencionó, los depósitos G1 no se encuentran en zonas proximales del VB, al estar cubiertos por los diversos flujos de lava y depósitos piroclásticos que conforman este volcán.

El volumen para los depósitos de caída principales de la secuencia G1, calculado en el software Surfer<sup>®</sup>, a partir del mapa de isopacas superpuesto al MDE del CVSS, es de 1.6 km<sup>3</sup>. Este valor no considera el volumen de materiales de los depósitos de oleadas piroclásticas y de flujo piroclástico que integran la secuencia G1 en su conjunto. Sofield (2004) estimó un volumen entre 1 y 3 km<sup>3</sup> para esta secuencia.

El mapa de isopacas de la unidad principal de caída de la secuencia G2 (Figura 93) se elaboró con datos de 39 afloramientos. Muestra una distribución preferente de los depósitos de caída hacia el SW con un alcance máximo de 25 km para la isopaca de 20 cm. Hacia el N, NE, E y SE el alcance es en promedio de 15 km. El área cubierta por la isopaca de 20 cm es de 929 km<sup>2</sup> y el volumen calculado a través del software Surfer<sup>®</sup> es de 0.61 km<sup>3</sup>.

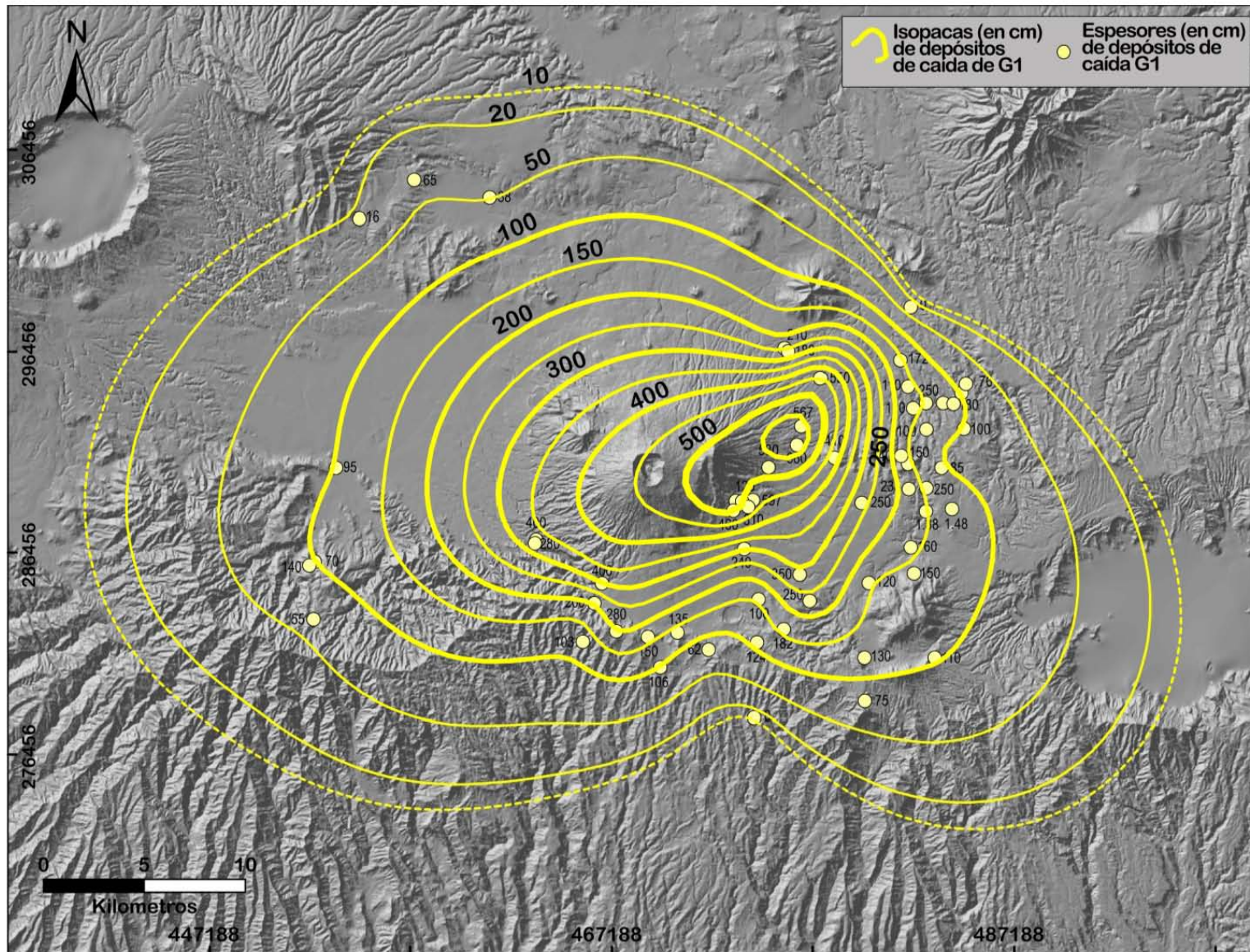


Figura 92: Mapa de isopacas de los depósitos de caída de la secuencia G1 (en cm). Se representan los datos de espesor del depósito (en cm) en los afloramientos considerados.



El mapa de isopacas de la unidad de caída de la secuencia B1 (Figura 94) se construyó con datos de espesores de únicamente 15 afloramientos, que se consideraron datos válidos para este fin. El mapa muestra una distribución hacia el S-SE y el área delimitada por la isopaca de 20 cm es de 316 km<sup>2</sup>, para la que se calculó un volumen de 0.09 km<sup>3</sup>. Cabe señalar que este mapa deberá ser refinado con una mayor cantidad de datos, cuando se obtengan.

Las isopacas de la secuencia B1 aparecen centradas sobre el cono de escorias secundario del Cerro La Hoya. Se consideró la hipótesis de que B1 fuera el producto de la erupción que construyó este cono de escorias. Los depósitos más proximales de Cerro La Hoya que se observaron en la ladera SE del VB coinciden en su posición estratigráfica con los de la secuencia B1, por debajo de la TBJ, pero no pudo determinarse la relación con los depósitos del maar Plan de la Laguna. La naturaleza puramente magmática de los depósitos de caída B1 sería congruente con la hipótesis de que estos hubieran sido producidos por Cerro La Hoya. Sin embargo, existen otros aspectos que favorecen la hipótesis planteada inicialmente, según la cual los depósitos B1 son producto de una erupción del cráter central. En primer lugar, la existencia de este depósito en la ladera NW del VB. La posición de las isopacas centradas en el Cerro La Hoya podría ser resultado de la carencia de más datos en las laderas N y NW, que como en el caso de los depósitos de caída G1 y G2 provoca cierta distorsión de las mismas. Por otra parte, la altura de columna calculada para esta erupción (14 km, ver apartado 7.4) parece excesiva para una erupción puramente estromboliana o estromboliana-violenta. Finalmente, la presencia del depósito de flujo piroclástico de grano fino sobre los depósitos de caída, en varios de los afloramientos del sector S y SE indicaría la ocurrencia de una fase de mayor explosividad durante esta erupción. Será necesario ampliar la caracterización física y química de ambos depósitos para corroborar o desestimar estas hipótesis de forma concluyente.

#### **7.4. Mapas de isopleas y cálculo de altura de columna**

Los mapas de isopleas de los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1 se realizaron con los datos promedio del diámetro de cinco fragmentos juveniles de tamaño máximo encontrados dentro de los correspondientes depósitos en diferentes afloramientos: 26 para el caso del depósito de caída G1<sub>1</sub> (Figura 95), 14 para el caso del depósito de caída G2 (Figura 96) y 9 datos para el depósito de caída B1 (Figura 97). Los mapas se realizaron con un proceso de interpolación en el software ArcGIS<sup>®</sup> (ver metodología capítulo 1).

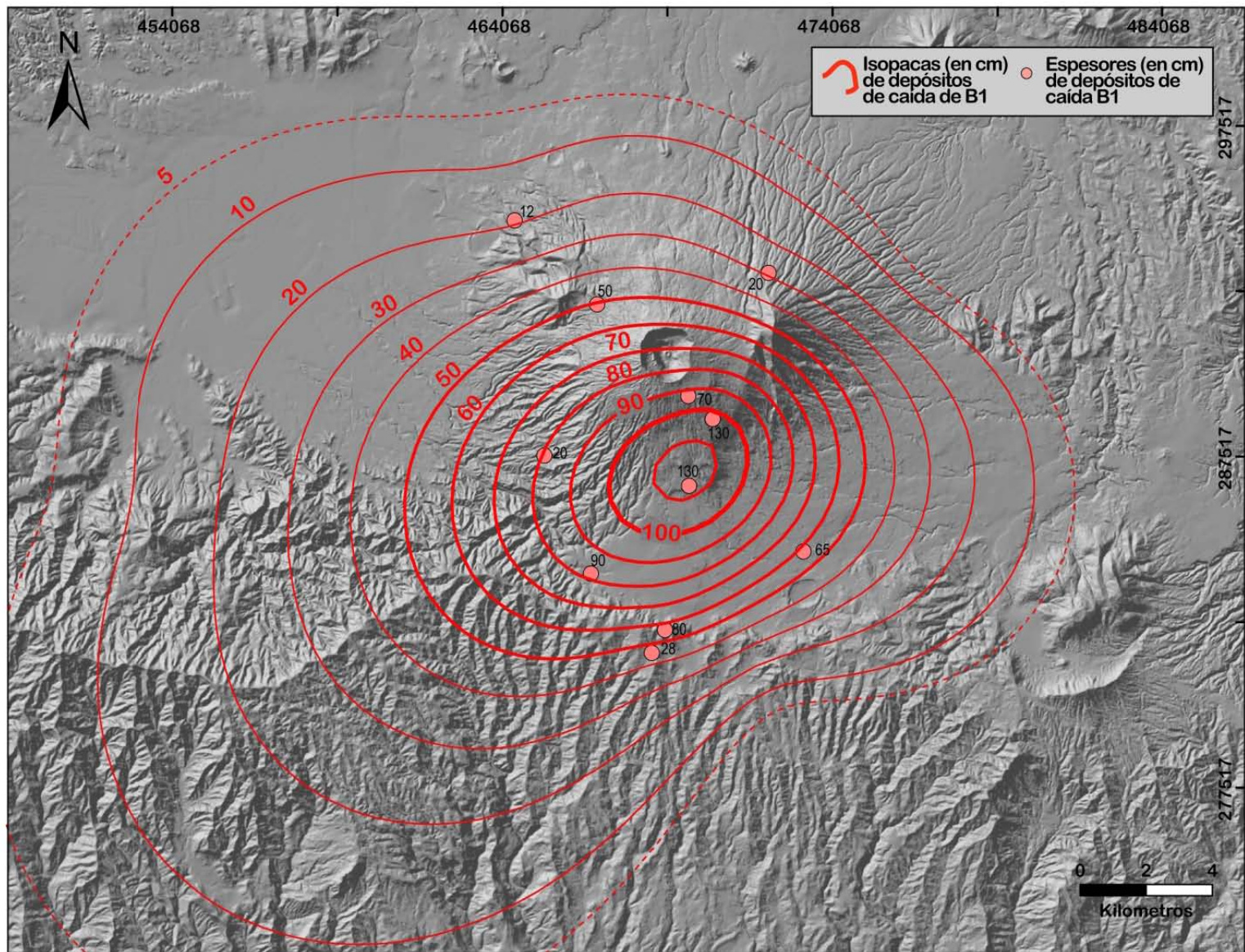


Figura 94: Mapa de isopacas de los depósitos de caída de la secuencia B1 (en cm). Se indican los espesores del depósito en los afloramientos utilizados para la construcción del mapa.



Posteriormente se calcularon las áreas englobadas dentro de las isopleta representada en los mapas, correspondiente a diferentes tamaños de fragmentos (de 3 a 13 cm según el caso).

Los datos de área obtenidos para cada una de las isopletas se graficaron con relación al máximo tamaño de fragmento representado en cada una de ellas (Carey y Sparks, 1986), para calcular la altura de la columna eruptiva que generó cada uno de los depósitos (Figura 98). Se consideró una densidad promedio de  $1,500 \text{ kg/m}^3$ , que coincide con la densidad de los piroclastos juveniles del depósito de caída B1 y que es ligeramente inferior a la densidad promedio calculada para los fragmentos juveniles no pumíticos de los depósitos de caída G1 y G2.

El mapa de isopletas de la unidad de caída  $G1_1$  muestra un patrón de dispersión diferente al representado en el mapa de isopacas (Figura 95). Esto es debido a dos razones principalmente: El mapa de isopacas consideró los espesores de las dos unidades de caída principales de esta secuencia ( $G1_1$  y  $G1_0$ ), mientras que el mapa de isopletas solo considera la primera de ellas. Por otra parte, los datos disponibles para la construcción del mapa de isopletas son menos abundantes y existe carencia de datos en los sectores N, W y SW del CVSS.

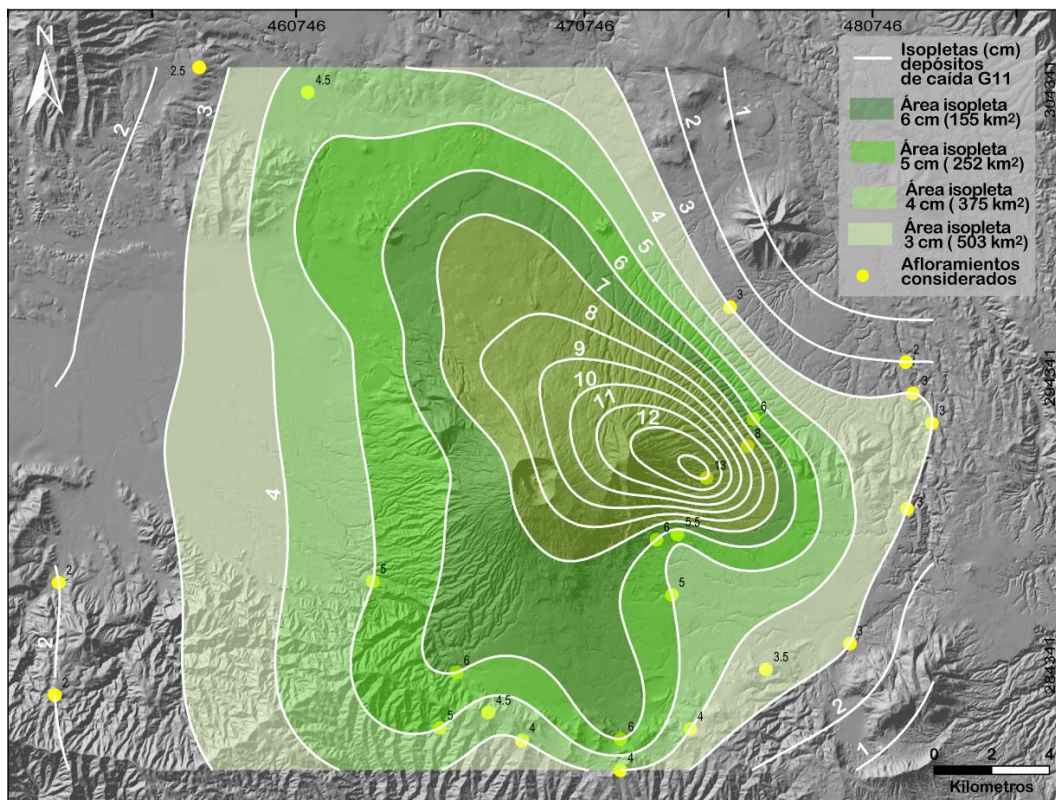


Figura 95: Mapa de isopletas del depósito de caída  $G1_1$ . Muestra dos direcciones de distribución, una hacia el S-SW y otra al NW.

Se obtuvo un valor de altura de columna eruptiva de entre 20 a 25 km para el nivel de flotación y de 28 a 35 km de altura máxima (Figura 98).

El mapa de isopletas del depósito principal de caída de la secuencia G2 (Figura 96) presenta un patrón de distribución similar al mostrado en el mapa de isopacas (Figura 93), principalmente al SW. En la construcción del mapa, elaborado con el método *kriging* de interpolación en Surfer<sup>®</sup>, se optó por cerrar las isopletas solamente en los sectores del CVSS donde se obtuvo información de máximo tamaño de fragmento en los afloramientos con presencia del depósito de caída G2. Tal y como ocurre con el depósito de caída G1, los depósitos efusivos y piroclásticos más jóvenes del VB y de los volcanes monogenéticos cubren la secuencia G2 en los sectores N, NW y W del complejo volcánico, sin embargo a diferencia de G1, el depósito de caída de G2 no fue tan extenso al NW, de forma que no existe ningún afloramiento en este sector que permita cerrar las isopletas. Por tanto, las áreas englobadas en cada isolínea deben considerarse como áreas mínimas, así como los datos de altura de columna calculados a partir de ellas.

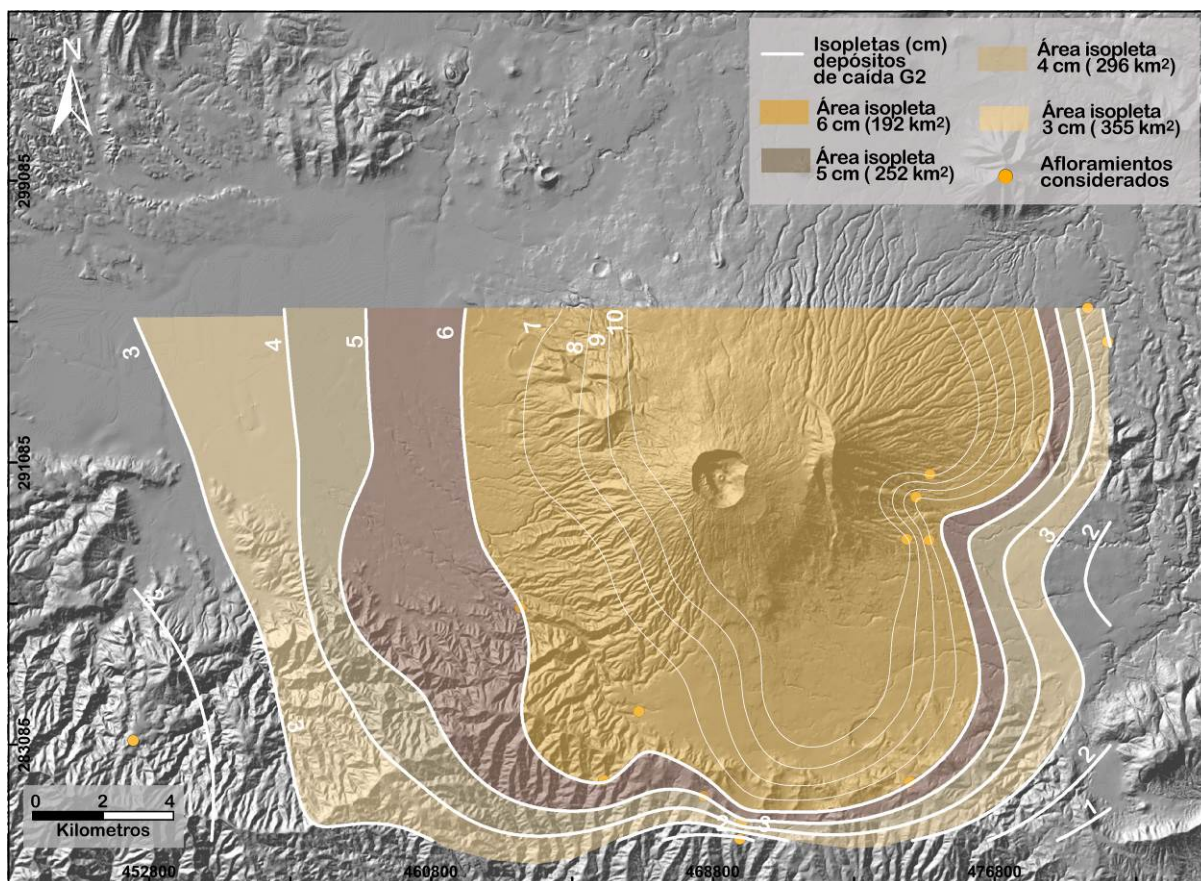


Figura 96: a) Mapa de isopletas del depósito de caída G2. Existe carencia de datos en los sectores N y NW.

Los valores de altura de columna eruptiva que se obtuvieron a partir del diagrama en el que se grafican el área de las isopletas vs. máximo tamaño de fragmentos (Carey y Sparks, 1986) muestran alturas ligeramente superiores a 20 km para el nivel de flotación y 28 km de altura máxima para la columna de la erupción que dio lugar a la secuencia G2 (Figura 98).

El mapa de isopletas de la secuencia B1 (Figuras 97) presenta un patrón de distribución similar al mostrado en el mapa de isopacas (Figura 94). La altura de columna eruptiva para la secuencia B1 es de entre 10 y 15 km de altura en el nivel de flotación y entre 13.9 y 21 km de altura máxima (Figura 98). Igual como ocurre con el mapa de isopacas, cabe señalar que este mapa fue construido con pocos puntos (9), por lo que debe considerarse como preliminar y deberá mejorarse cuando se obtenga mayor cantidad de datos.

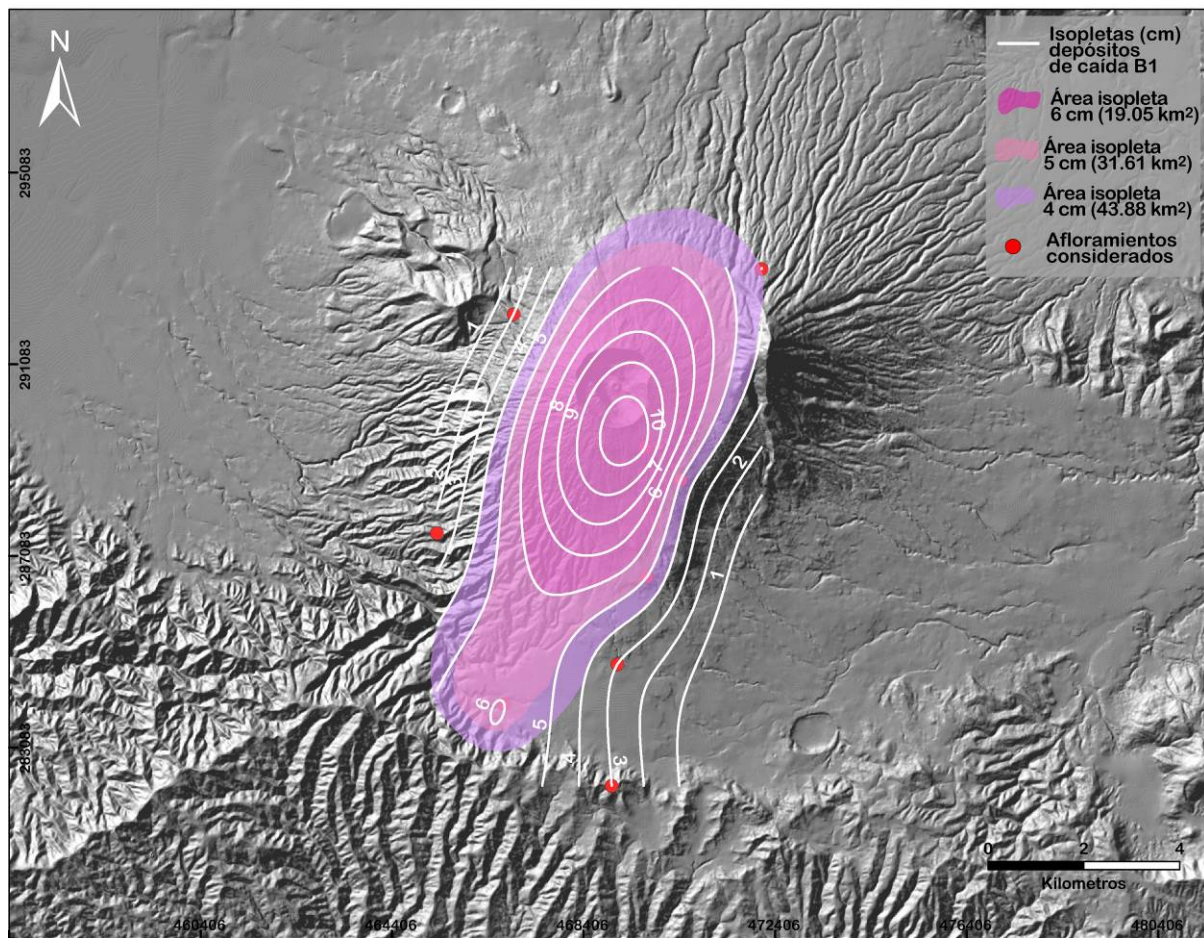


Figura 97: Mapa de isopletas del depósito de caída B1, mostrando un patrón similar al mapa de isopacas.

Tamaño piroclasto	Areas G11	Areas G2	Areas B1
3	502.67	355.19	
4	375.03	296.38	43.88
5	252.39	252.64	31.61
6	155.78	191.78	19.05
7	82.50	141.33	12.22
8	46.78	116.30	7.33
9	28.87	97.50	3.74
10	18.19	79.49	1.12
11	10.52		
12	4.52		
13	0.56		

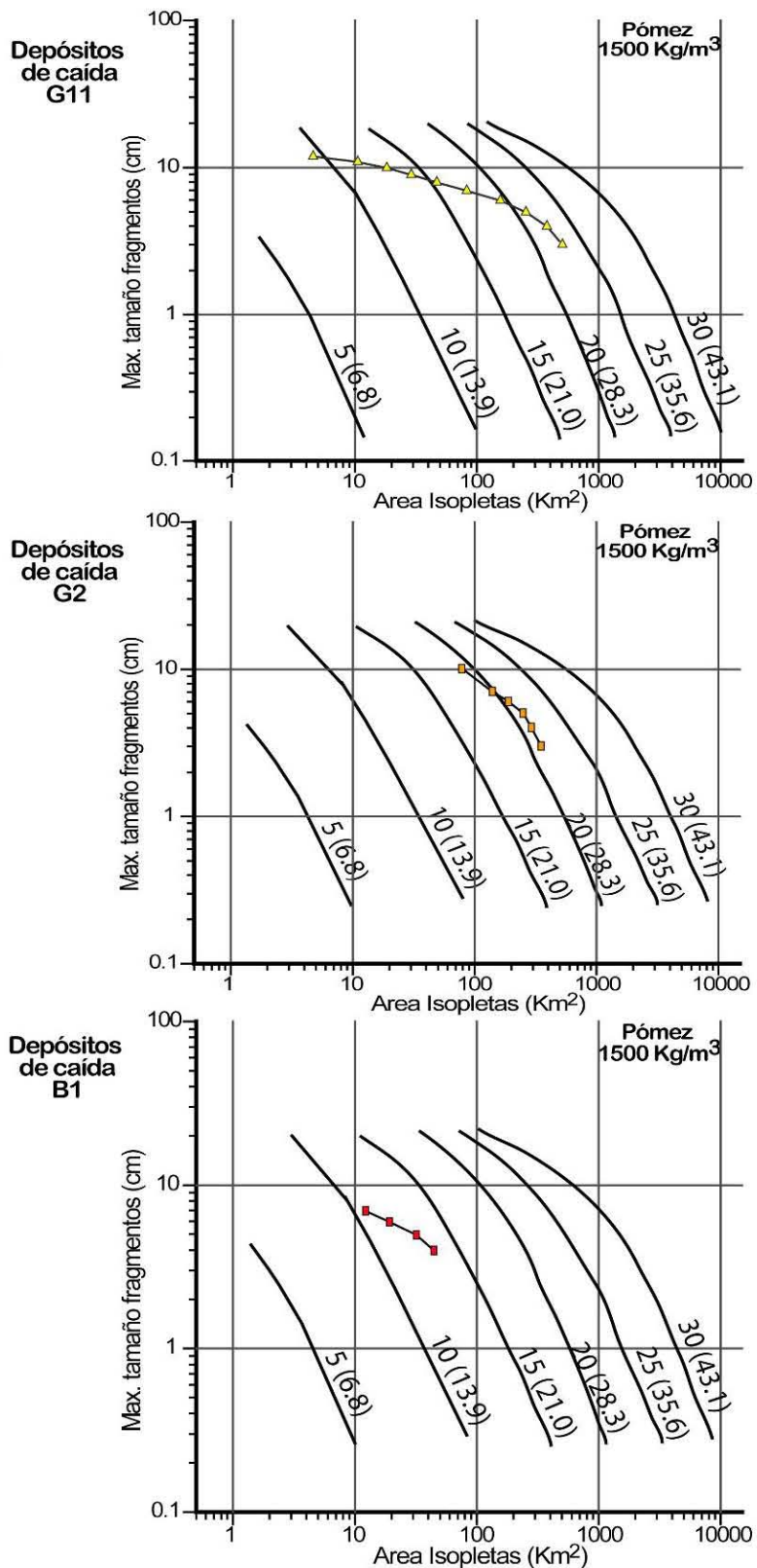


Figura 98: Gráficos de área de las isopletas vs. máximo tamaño de fragmentos de los depósitos de caída G1, G2 y B1 para el cálculo de la altura de columna (modificado de Carey y Sparks, 1986). Se muestran los valores de áreas englobadas por cada isopleta para los diferentes depósitos estudiados.

## 7.5. Caracterización de las erupciones y asignación del Índice de Explosividad Volcánica

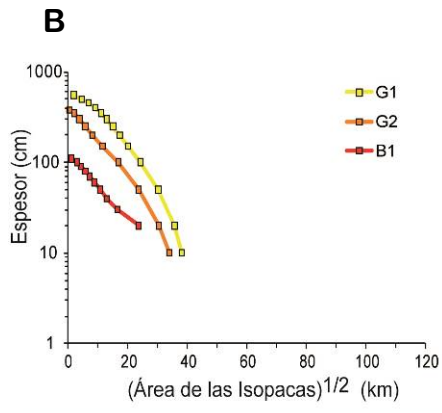
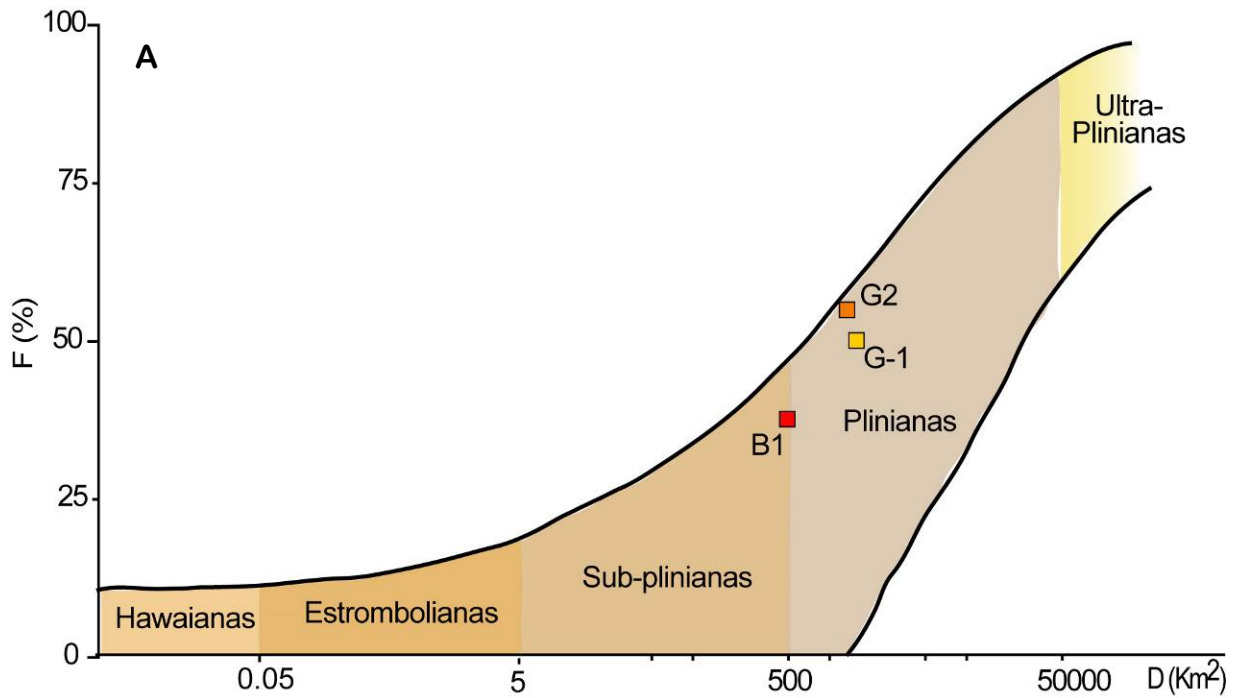
Para definir la tipología de algunas de las erupciones explosivas identificadas en el registro estratigráfico de eventos del VB y cuantificar su magnitud se usó la clasificación de Walker (1973) modificada (Figura 99), basada en la determinación del índice de dispersión (D), medida sobre los mapas de isopacas de los depósitos piroclásticos de caída ( $D=0.01\% T_{\max}$ , donde  $T_{\max}$  es el máximo espesor) y el índice de fragmentación (F;  $w\% < 1$  mm), a partir de un análisis granulométrico de una muestra sobre la isopaca con el 0.1% del espesor máximo. Los datos para las erupciones G1 y G2 se ubican claramente en el campo de las erupciones plinianas, pudiéndoles atribuir un VEI=6, mientras que B1 se encuentra en el campo de las erupciones sub-plinianas. Cabe señalar que es posible que las áreas de las isopacas obtenidas para los depósitos B1 estén sobredimensionadas, debido a que el mapa se construyó con pocos datos. El análisis de componentes muestra una cantidad muy baja de líticos en los depósitos de caída de esta erupción y características de los fragmentos juveniles que permiten clasificarla como una erupción con componente principalmente magmático y por tanto es posible que esta erupción fuera de tipo estromboliano violento (VEI=4?) y no sub-pliniana como indican los resultados.

Para efectos de comparación se relacionaron la distancia del espesor medio y la distancia del tamaño de clasto medio definidos por Pyle (1989). La distancia del espesor medio se obtuvo de graficar la raíz cuadrada del área de cada isopaca vs. los diferentes espesores de los depósitos de caída G1, G2 y B1. La distancia del tamaño de clasto medio se midió directamente sobre los mapas de isopletas. Los resultados en esta relación son similares a los obtenidos en la relación de Walker (1973) pero indican que las erupciones pudieron tener alturas de columna superiores a las previamente obtenidas según el método de Carey y Sparks (1986).

Se recalcularon los volúmenes de los depósitos de caída usando el método de Pyle (1989):  $V=13.08 T_o bc/\alpha$ ; donde  $T_o$  es el espesor máximo del depósito,  $bc$  la distancia del clasto medio y  $\alpha$  la excentricidad de las isopacas obtenidas. Los datos obtenidos fueron de  $4.9 \text{ km}^3$  para los depósitos de caída de G1,  $1.5 \text{ km}^3$  para los depósitos de caída de G2 y de  $0.49 \text{ km}^3$  para B1.

## 7.6. Resumen de la caracterización de las erupciones explosivas

En la tabla 9 se sintetizan los datos obtenidos para las erupciones explosivas del VB y para las secuencias de depósitos que generaron.



	Espesor (cm)	Area (Km²)	Area <sup>1/2</sup> (km) (b <sub>t</sub> )	Distancia clasto medio (b <sub>c</sub> )	Ratio b <sub>c</sub> /b <sub>t</sub>
G1	Máximo	600	3.61	13.11	13.4
	Medio	300	171.95		
G2	Máximo	400	0.19	8.29	7.5
	Medio	200	68.79		
B1	Máximo	130	1.07	8.10	2.5
	Medio	60	79.13		

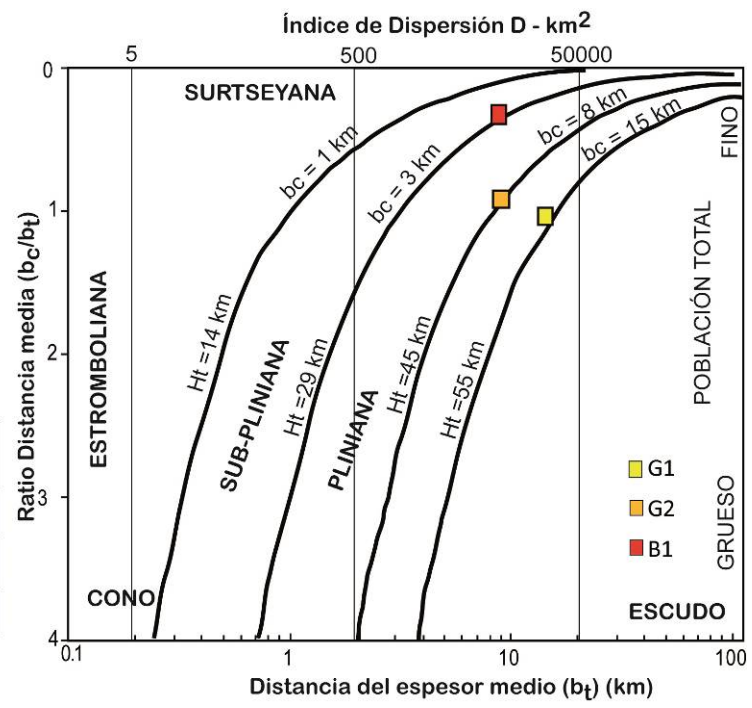


Figura 99: A) Índice de Dispersión vs. Índice de Fragmentación (Walker, 1973) para los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1; B) Distancia del espesor medio vs. ratio de la distancia del clasto medio/distancia del espesor medio (Pyle, 1989) para los depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1.

Tabla 9: SÍNTESIS DE LAS ERUPCIONES EXPLOSIVAS DEL VOLCÁN BOQUERÓN (parte I)

DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS				
Evento / Secuencia	Edad	Unidades (de la base al techo)	Unidad principal de la secuencia piroclástica	
				Características principales
<b>1917</b>	Junio- Noviembre AD 1917	Flujo de lava Cono de escorias - Depósito de caída	Caída de piroclastos	Escoria negra, altamente vesiculada, con bombas intercalada.
<b>TALPETATE II (Tpii)</b>	< 766±34 BP	Depósito de caída Oleada piroclástica basal	Oleada piroclástica basal	Alternancia de niveles de ceniza fina, café claro, endurecidas, con laminación planar de pocos cm de espesor, y de niveles de ceniza gruesa ocre, friable conteniendo lapilli acrecional.
<b>TALPETATE I (Toba de San Andrés) (Tpi)</b>	1031±29 BP	Depósito de caída Serie inferior de oleadas piroclásticas basales Depósito de caída intermedio / Flujo piroclástico (proximal) Serie superior de oleadas piroclásticas basales	Serie superior de oleadas piroclásticas basales	Serie de niveles de ceniza fina a muy fina, endurecida, con laminación planar y cruzada de bajo ángulo. En la base los niveles de ceniza endurecida son multicolor y presenten abundantes improntas fósiles de plantas.
<b>TALPETATE &gt;3ka (Tp &gt;3 ka)</b>	> 2690±50 BP*	Oleada piroclástica	Oleada basal	En estudio
<b>B1</b>	> 2690±50 BP*	Depósito de caída Flujo piroclástico	Caída de piroclastos	Lapilli negro, vesiculado, bien clasificado ( $\sigma\Phi = 1.4$ - 1.6), con gradación inversa y con poco contenido de fragmentos líticos (0.25% - 0.50% en peso). Incluye un nivel de fragmentos balísticos a un tercio de la base del depósito.
<b>G2</b>	<16 ka*; <7868±51 BP	Oleada piroclástica de poco espesor ( <i>ground-surge</i> ) Caída de piroclastos Oleada piroclástica intermedia ( <i>ground surge</i> ) Alternancia de niveles de ceniza con diferentes grados de compactación Flujo piroclástico	Caída de piroclastos	Depósito de lapilli pumítico y escoriáceo de color café grisáceo, con gradación normal y bien clasificado ( $\sigma\Phi = 1.28$ -1.56). Rico en fragmentos líticos de lavas densas (10-20% en peso). En la base el lapilli es más vesiculado y presenta magma- <i>mingling</i> .
<b>S2</b>	30 ka - 16 ka**	Oleada piroclástica basal Alternancia de niveles de ceniza friable y niveles de ceniza endurecida Flujo piroclástico	Flujo piroclástico	Pendiente
<b>S3</b>	30 ka - 16 ka**	2 unidades de caída de piroclastos con una oleada piroclástica intermedia	Caída de ceniza superior	Pendiente
<b>S4</b>	30 ka - 16 ka**	2 unidades de caída de ceniza	Caída de ceniza superior	Pendiente
<b>S5</b>	30 ka - 16 ka**	Alternancia de unidades de caída de ceniza y oleadas piroclásticas	Oleada piroclástica central	Pendiente
<b>G1</b>	<36 ka**	Unidades basales de caída (2) y de oleada piroclástica (2) Depósito de caída principal (G <sub>1i</sub> ) Oleada piroclástica central de tipo <i>ground-surge</i> Depósito de caída superior (G <sub>1o</sub> ) Flujo piroclástico	Depósitos de caída principales (G <sub>1i</sub> Y G <sub>1o</sub> )	G <sub>1i</sub> es un depósito de lapilli pumítico y escoriáceo de coloración general gris oscuro, con gradación normal y muy bien clasificado ( $\sigma\Phi=0.99$ -1.24). Los fragmentos juveniles presentan magma- <i>mingling</i> en el tercio inferior, el cual muestra una concentración de fragmentos balísticos en el techo. G <sub>1o</sub> es un depósito de lapilli escoriáceo de color negro, con gradación inversa en el tercio superior, bien clasificado ( $\sigma\Phi=1.49$ -1.69). Ambos depósitos son ricos en fragmentos líticos, especialmente G <sub>1o</sub> (25%- 40% en peso).

Nota: En los casos indicados, las fuentes de la determinación de edades absolutas y relativas de los depósitos piroclásticos son diferentes a las referencias generales de los estudios vulcanológicos

\* Edad de los depósitos del maar Plan de la Laguna obtenida por el método de <sup>14</sup>C (Amaroli y Dull, 1999)

\*\* Edades por tefracronología de los depósitos de Tierras Blancas de la Caldera de Ilopango (Kutterolf et al., 2008)

Tabla 9: SÍNTESIS DE LAS ERUPCIONES EXPLOSIVAS DEL VOLCÁN BOQUERÓN (parte II)

DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS									
Unidad principal de la secuencia piroclástica						ERUPCIÓN			
Composi- ción	Espesor (m)	Máximo alcance (km)	Distribu- ción	Area km <sup>2</sup> (isopaca de 50 cm )	Volumen km <sup>3</sup> (isopaca de 20 cm )	Altura de Columna (km)	Tipo	Comp. Freatomag- mático	Referencias
Andesita	2.5 - N.P.	1	W-SW	N.D.	N.D.	2	Estromboli- ana	NO	Sapper, 1925; Meyer-Abich, 1956; Lardé y Arthés, 1960; Sofield, 1998; este estudio
N.D.	1 - 0.1	4.4	NW	5.5	0.002	N.D.	Vulcanian a?	SI	Ferrés et al., 2011
N.D.	6 - 0.1	16,9	W-SW	273	0.3-0.5	15	Sub- pliniana	SI	Hart, 1983; Sofield, 1998, Ferrés et al., 2011
N.D.	≈0.6	8	SE-E	N.D.	0.02	N.D.	Vulcanian a?	SI	Este estudio
Basalto- Andesita	1.3 - 0.3	9	S-SW	115.73	0.1	15	Estromboli- ana violenta	SI	Este estudio
Andesita (dacita)	4.8 - 0.4	18,3	NE-SW	562.64	0.6	25	Pliniana	SI	Este estudio
N.D.	1.3	N.D.	S-SW	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	SI	Este estudio
N.D.	0.5	N.D.	S-SW	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	SI	Este estudio
N.D.	1	N.D.	S-SW	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	NO	Este estudio
N.D.	0.8	N.D.	S-SW	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	SI	Este estudio
Andesita (dacita)	6.6 - 0.2	19	E- WSW	916.4	1.6	28	Pliniana	SI	Sofield, 1998, 2004

N.D. = sin determinar  
N.P.= sin preservar





## 8. Mapas de escenarios de peligro volcánico del VB

El registro de erupciones del CVSS indica la ocurrencia de 50 eventos eruptivos de diferentes tipologías en los últimos 36,000 años: 25 eventos eruptivos desde el cráter del VB y 25 erupciones de edificios monogenéticos. De éstos, 20 se produjeron en los últimos 3,000 años: 17 eventos desde volcanes en los flancos o circundantes al VB (8 posteriores a TBJ; A. D. 429±107 (Sofield, 1998) y 3 desde el edificio volcánico central Boquerón, el último en 1917. El grado de explosividad de las erupciones documentadas en el registro histórico y geológico del CVSS, según el VEI (Simkin y Siebert, 1994) varían entre 1-3 para erupciones explosivas de tipo estromboliano y de 4-5 para la erupción sub-pliniana que produjo la secuencia de depósitos Talpetate I. Para la erupción de G1, de tipo pliniano se estimó un VEI de 6 (Sofield, 1998).

El registro estratigráfico indica que la mayor parte de estas erupciones se desarrollaron a través de diversas fases eruptivas, efusivas, con producción de flujos de lavas y explosivas magmáticas y freatomagmáticas, con producción de depósitos de caída, depósitos de flujo piroclástico y de oleada piroclástica; algunos de los cuales incluyen proyectiles balísticos. Los depósitos efusivos y piroclásticos se intercalan con otros epiclásticos que muestran también la ocurrencia de procesos post-eruptivos, como flujos de escombros de hasta 4 km de longitud (Major et al., 2001) aunque no se ha podido determinar la relación directa de estos con la actividad volcánica.

Considerando la frecuencia de erupciones durante los últimos 36,000 años y en especial durante los últimos 3,000 años, es altamente probable la reactivación del VB. Una futura erupción podría desarrollarse en diversas fases eruptivas de diferente tipología y podrían producirse uno o varios de los procesos volcánicos que se han registrado en el pasado, además de otros que no quedan representados en el registro geológico, como actividad sísmica y emanación de gases volcánicos. El registro histórico del CVSS refleja que actividad sísmica muy intensa precedió las erupciones del CVSS en época histórica (El Playón, última erupción en 1917) y es probable que ocurra nuevamente en caso de una futura erupción. Por tanto, es importante considerar la situación de extrema vulnerabilidad en la que puede encontrarse la población en el momento de iniciar la actividad eruptiva *sensu-stricto*.

Por otra parte, si la actividad eruptiva tiene lugar durante la época de lluvias, es altamente probable la generación de lahares, syn y post-eruptivos, al movilizarse los depósitos sin consolidar emplazados durante la erupción. El caso más reciente de este tipo de fenómeno pudo observarse inmediatamente después de la erupción del Volcán de Santa Ana, el 1 de octubre de 2005, asociado a la entrada del Huracán Stan (Major et al., 2001; Scolamacchia et al., 2010). Actualmente, este tipo de proceso es el que supone un mayor peligro para las áreas circundantes al edificio volcánico central del CVSS, por su alta probabilidad de ocurrencia durante la época de lluvia anual ( $0.01 < p < 0.1$  para flujos de escombros con volúmenes  $\leq 300,000 \text{ m}^3$ ; Major et al., 2004). La peligrosidad por flujos de escombros y lahares no fue abordada en esta investigación, ya que fue tratada en investigaciones recientes de otros autores (Major et al., 2001, 2004; Blanco et al., 2002; DGSNET, 2004; Geólogos del Mundo-IPGARAMSS, 2008).

Otro de los fenómenos asociados a la actividad volcánica que no queda representado en el registro geológico es la emisión de gases volcánicos, pre y syn-eruptivos, que pueden tener efectos sobre la salud de la población y sobre el suelo y los cultivos. Estos gases son principalmente vapor de agua, dióxido de carbono y dióxido de azufre. Actualmente el VB no presenta emanaciones desde el cráter central y solamente se observan emisiones muy débiles de vapor de agua en el Cerro La Hoya (capítulo 2). Sin embargo, una futura reactivación del volcán podría generar emisiones más intensas de estos gases. Una de las principales problemáticas asociadas a los gases volcánicos es la producción de lluvia ácida por reacciones de los gases azufrosos con agua de lluvia. El incremento de acidez en la precipitación puede provocar daños en los cultivos, una reducción de la productividad de los suelos y contaminación superficial de los cuerpos de agua, además de irritaciones en la piel y ojos de las personas. Este tipo de proceso ha sido reportado con cierta frecuencia en el volcán de Santa Ana y recientemente en el volcán de San Miguel.

Por todo ello, una futura erupción volcánica debe ser considerada como un problema multiamenaza. Todos los fenómenos descritos podrían producirse en caso de reactivación del VB, independientemente del tipo de actividad eruptiva y del grado de magnitud de la misma. La evaluación de peligros volcánicos para el VB se centró en la estimación de la probabilidad con base en la tasa de ocurrencia de los procesos eruptivos explosivos primarios (relacionados con la salida al exterior de material magmático) en el historial de erupciones, considerando diferentes grados de magnitud de la actividad eruptiva. Aunque el proceso de emisión de flujos de lava se ha documentado extensamente en el registro histórico y geológico del VB, no fue posible abordar su tratamiento por la extensión de esta investigación.

## **8.1. Definición de escenarios de peligro volcánico del VB**

Peligro volcánico es la probabilidad de que los materiales expulsados por un volcán en erupción afecten un área específica durante un período de tiempo determinado (Tilling, 1993). Como ya se citó, durante una erupción pueden producirse diferentes fases eruptivas y diversos procesos volcánicos que tienen características propias y formas de desplazamiento y emplazamiento de los productos resultantes determinadas, por lo que, también son distintos los grados de peligro que implican y las áreas que pueden ser afectados por ellos.

La definición de escenarios de peligro consiste en caracterizar de la forma más cercana posible, los eventos eruptivos de diferente magnitud que se consideran de mayor probabilidad de ocurrencia futura, con base en el historial de erupciones y a la información geológica disponible. La reproducción de los escenarios de peligro consiste en dar valor a los diferentes parámetros que definen las características de cada proceso eruptivo y que son necesarios para la realización de simulaciones por computadora. Cada uno de los escenarios se caracteriza por una probabilidad estimada de la tasa de ocurrencia (baja, mediana y alta) de erupciones identificadas en el registro histórico y geológico, asociada a la magnitud del evento (pequeña-moderada, intermedia, grande) y por el área de distribución de sus productos. La mayor probabilidad de ocurrencia (alta, escenario 1) por ejemplo, es la de los eventos eruptivos de menor o moderada magnitud y que por tanto afectarán áreas más pequeñas, pero que ocurren con mayor frecuencia (decenas-centenas de años). La menor probabilidad de ocurrencia (baja, escenario 3), es la de los eventos eruptivos de gran magnitud que afectarán muy intensamente áreas muy grandes, pero que ocurren mucho más espaciados en el tiempo (miles de años).

El resultado de estas simulaciones son los mapas de escenarios de peligro volcánico, cartografías que muestran las zonas de distribución de los productos de una futura erupción con diferentes grados de afectación, según el escenario considerado. Son también mapas de pronóstico ya que intentan definir cuál puede ser el comportamiento de un evento eruptivo futuro. Generalmente, se elaboran mapas independientes para cada tipo de proceso eruptivo, que son una aproximación a la realidad del fenómeno. Los límites de las áreas delimitadas deben tomarse con precaución, considerándolos como referencias y no como absolutos. La escala de colores utilizada en los mapas, rojo para los escenarios con mayor probabilidad de recurrencia, naranja para los escenarios con probabilidad de ocurrencia intermedia y amarillo para los menos probables, es coherente con la usada en los otros mapas de escenarios de peligro construidos para volcanes activos de El Salvador y de la región Centroamericana y México (Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2001; Delgado Granados et al., 2002, 2003).

En el CVSS los procesos que se han producido de forma más frecuente son la emisión de flujos de lava y la caída de piroclastos (proyección de balísticos, caída de tefras) asociados a erupciones explosivas de tipo estromboliano o estromboliano violento. El registro estratigráfico muestra también la presencia frecuente de depósitos de corrientes piroclásticas densas (flujos y oleadas piroclásticas) asociados a erupciones de gran explosividad sub-plinianas y plinianas.

Major et al. (2001, 2004) y especialmente Sofield (2004) propusieron cinco escenarios de peligro para el CVSS y construyeron mapas de peligro volcánico generales, sin diferenciar la afectación por los diferentes tipos de procesos volcánicos. De los cinco escenarios propuestos, los dos primeros corresponden a la alta probabilidad de ocurrencia de erupciones de volcanes monogénéticos, con base en su alta recurrencia en los últimos 1,500 años (1 cada 133 años).

Esta investigación se focalizó en los tres escenarios propuestos por Sofield (2004) relacionados con erupciones desde el cráter central del VB. La ampliación del registro de erupciones de este volcán ha permitido plantear algunas variaciones a la propuesta original de este autor. Los escenarios de peligro volcánico más probables para el VB se definieron de la siguiente forma (Ferrés et al., 2013):

- **Escenario 1:** Erupción de pequeña magnitud de tipo estromboliano del VB (similar a la de 1917), con VEI de 1 a 3, con producción de flujos de lavas y/o caída de piroclastos y emisión de proyectiles balísticos. Tiene la mayor probabilidad de ocurrencia que se estimó en el orden de una erupción para varios cientos de años. Para cada proceso volcánico el escenario 1 se representó en color rojo, señalando las zonas relativamente cercanas al centro de emisión que pueden ser impactadas por los productos de una erupción, aunque ésta sea de pequeña magnitud. Son áreas que pueden ser afectadas con mayor recurrencia.
  
- **Escenario 2:** Erupción de moderada a gran magnitud del VB, de tipo estromboliano violento (Pioli et al., 2008) o vulcaniano, con VEI  $>3$  a  $<5$ , similar a la que produjo los depósitos B1 del VB o la que ocurrió el 1 de octubre de 2005 en el Volcán Santa Ana, desarrollada en varias fases magmáticas, freatomagmáticas o freáticas, con producción de caída de piroclastos, emisión de proyectiles balísticos, oleadas piroclásticas y ocasionalmente flujos piroclásticos de pequeña dimensión. Para este tipo de erupciones se estima una periodicidad en el orden de cientos a miles de años. Este escenario es representado en color naranja, señala las zonas que pueden ser impactadas por una erupción de moderada a gran magnitud, eventos que en el historial de erupciones del VB tienen una menor tasa de ocurrencia que los del escenario uno.

- **Escenario 3:** Erupción de gran a extrema magnitud, de tipo subpliniano o pliniano, con VEI de 5 a 6, similar a las que produjeron los depósitos Talpetate I o G2, con fases magmáticas y freatomagmáticas con producción de caída de piroclastos de gran magnitud, así como oleadas y flujos piroclásticos de mediano recorrido. La periodicidad de este tipo de erupciones se consideró en el orden de miles a decenas de miles de años. Estas erupciones tienen la menor probabilidad de ocurrencia, sin embargo, tienen capacidad de distribuir sus productos a mayor distancia y con un mayor impacto. Las áreas afectadas por erupciones de esta magnitud se señalaron en los mapas en color amarillo.

Estos escenarios se reprodujeron con software específico de simulación para cada proceso volcánico primario asociado a la actividad explosiva, con base en el historial de erupciones y la nueva información geológica obtenida.

## **8.2. Peligro volcánico por emisión de flujos de lava**

Los flujos de lava son masas de roca fundida a temperaturas entre 1,000 y 1,200 °C, generados por erupciones de tipo efusivo a través de los cráteres de los volcanes o bien a través de fisuras laterales en los edificios volcánicos. Estas erupciones son relativamente tranquilas debido a que los gases volcánicos están mezclados en poca o moderada cantidad con el magma o bien se han escapado en fases de la erupción previas más explosivas. La lava, según su composición máfica (pobre en sílice) o félsica (rica en sílice) puede tener diferentes características de temperatura, densidad y viscosidad. Las lavas más viscosas, por su dificultad de fluir y dependiendo de la tasa de emisión, pueden acumularse entorno al centro emisor formando domos. Las lavas con viscosidades bajas o intermedias fluyen con mayor facilidad, desplazándose por las laderas del volcán a favor de la pendiente, buscando siempre las zonas bajas, a diferentes velocidades (entre 1 y 4 km/ h). Sin embargo, los flujos de lava que circulan por zonas de pendientes pronunciadas (partes más altas del volcán) pueden colapsar en el frente, generando cascadas de bloques incandescentes e incluso flujos piroclásticos (Tilling, 1993; Schmincke, 2004).

En el VB se han reconocido 31 flujos de lava, de composición basáltico-andesítica y andesítica (relativamente fluidos), tanto en el interior del cráter, como en todos sus flancos, mayoritariamente al N y NW, pero también al SE. En algunos casos los flujos de lava sobrepasaron los bordes de la depresión de colapso del antiguo VSS, extendiéndose sobre sus laderas con longitudes entre 5 y 7 km, al E-SE y al N del volcán respectivamente. Es el caso del flujo de lava de la erupción de 1917 que

alcanzó una longitud de 7 km al N, afectando la vía férrea (Figura 26, capítulo 3). En las laderas del VB los flujos de lava son mayoritariamente de tipo *a'a*, con una parte interior masiva o con disyunción planar y niveles escoriáceos en la base y techo, y tienen espesores entre 2 y 5 m.

Por otra parte, 11 de los edificios volcánicos monogénicos del CVSS que se encuentran al N del volcán principal emitieron flujos de lava, con alcances entre 5 y 10 km. El más conocido es el del volcán El Playón (Figura 88, capítulo 6), producido en la erupción de 1658-59, que se extendió hacia el E-NE y cubrió un área de 10 km<sup>2</sup> (Hart, 1983). Las lavas alcanzaron la antigua villa de *Nexapa*, forzando su reubicación y represaron el Río Sucio, el cual posteriormente anegó parte del sector oriental del Valle de Zapotitán. Este lago alcanzó una profundidad de 25-30 m (Meyer-Abich, 1956).

En total se reconocieron 8 flujos de lava que fueron emitidos en los últimos 1,500 años, lo cual sugiere que la probabilidad anual de ocurrencia de este tipo de proceso es de 1 sobre 200 (Major et al., 2001).

El mayor peligro relacionado con flujos de lava es el daño parcial o destrucción total por enterramiento o incendio, de todo lo que se encuentra a su paso, que principalmente se produce en depresiones topográficas (valles). Otra problemática, es que flujos relativamente grandes pueden cubrir áreas de varios km<sup>2</sup>, dejándolas inhabilitadas para la agricultura y alcanzar vías de comunicación, modificando el funcionamiento normal de varias poblaciones. La mayoría de los flujos se mueven a velocidades que permiten a las personas y animales retirarse de las zonas donde circulan y colocarse fuera de su alcance. Sin embargo, la generación rápida de flujos piroclásticos por colapso de su frente puede ocasionar daños severos.

Como se mencionó, la definición de escenarios de peligro y la simulación de flujos de lava no se abordó en la presente investigación. Con la disponibilidad de un MDE de mejor resolución que los obtenidos para esta investigación será necesario mejorar la cartografía de flujos de lava del CVSS, así como el estudio de su reología. Por otra parte, la disponibilidad de software libre para la simulación de este proceso volcánico permitirá la construcción del mapa de peligros correspondientes.

### **8.3. Escenarios de peligro volcánico por caída de ceniza**

En las erupciones volcánicas explosivas, el magma es fragmentado por la difusión de los gases que lleva disueltos, que forman burbujas y separan porciones de magma que son lanzadas al aire a través de la columna eruptiva. Estas porciones o fragmentos son denominadas genéricamente piroclastos. En su

recorrido por la atmósfera los piroclastos se enfrían hasta caer y depositarse en el terreno. Los fragmentos de mayor tamaño (> 6,4 cm), son los bloques o bombas, que generalmente recorren trayectorias balísticas y no están tan influenciados por la dinámica de la columna eruptiva. Los fragmentos de tamaños entre 2 y 64 mm son conocidos como lapilli, caen en áreas cercanas al centro emisor. Las cenizas volcánicas son los fragmentos de magma y partículas menores a 2 mm, que ascienden hasta mayor altitud junto a los gases y que pueden dispersarse hasta cientos de km del volcán.

La columna eruptiva se eleva hasta que su densidad es igual a la de la atmósfera circundante. Luego sufrirá una expansión lateral, pero también continuará ascendiendo debido a la inercia y formará una amplia nube en forma de paraguas. En esta región, los vientos arrastran las partículas más finas y las transportan en la dirección en que soplan, desplazándolas hasta varios kilómetros del centro de emisión. La caída de los piroclastos ocurre cuando estos alcanzan su velocidad terminal y caen por influencia de la gravedad. Esta velocidad denominada de asentamiento, depende de la masa y densidad de los fragmentos.

Los depósitos de caída generalmente cubren uniformemente la superficie preexistente del terreno con una capa de espesor variable según la magnitud de la erupción, si el relieve es plano o moderadamente ondulado. En terrenos escarpados o con altas pendientes la remoción de los depósitos de piroclastos durante e inmediatamente después de la deposición puede conducir a cambios pronunciados en el espesor. Por otro lado, cambios en la energía de la columna eruptiva, la composición del material emitido y la dirección y velocidad del viento pueden producir variaciones en los espesores de las sucesivas capas que se depositan.

El registro estratigráfico del VB muestra la ocurrencia de procesos de caída de piroclastos (lapilli y ceniza) asociada a casi todas sus erupciones. Al menos ocho erupciones magmáticas y freatomagmáticas generaron depósitos de caída con volúmenes variables en los últimos 36,000 años: Dos erupciones plinianas que produjeron las secuencias G1 y G2, una erupción sub-pliniana que produjo la secuencia de depósitos Talpetate I donde se encuentran dos depósitos de caída, una erupción de tipo estromboliano violento-vulcaniana que originó los depósitos B1 y la erupción estromboliana de 1917. Adicionalmente, tres erupciones posteriores al emplazamiento de la secuencia G1 y anteriores a G2 (secuencias S5 a S3) en la cantera Las Lajas produjeron también depósitos de caída. Por otra parte, es altamente probable que otras erupciones de tipo estromboliano, representadas por depósitos efusivos en el interior del cráter, produjeran también depósitos de caída.



### **8.3.1. Definición de escenarios de peligro volcánico por caída de ceniza**

La definición de escenarios de peligro por caída de ceniza en el VB consistió en la selección de erupciones de referencia en el registro de eventos eruptivos del VB, que por su significancia y por la cantidad de información disponible sobre ellas permitieran cuantificar los parámetros necesarios para su simulación (Tablas 10 y 11). Así, para el escenario 1, de mayor probabilidad estimada de ocurrencia, se consideraron las condiciones de la última erupción del volcán en 1917, la cual fue de tipo estromboliano. Se consideró una altura de columna de 3.6 km sobre el borde del cráter y un volumen de material emitido de 0.02 km<sup>3</sup>. Para el escenario 2, de mediana probabilidad estimada de ocurrencia, se consideraron las posibles condiciones de una erupción estromboliana violenta o vulcaniana similar a la erupción que produjo la secuencia de depósitos B1 y a la más reciente del Volcán de Santa Ana (1 de octubre de 2005). Se consideró una altura de columna de 10 km sobre el cráter y un volumen de material emitido de 0.2 km<sup>3</sup>, un orden de magnitud superior al escenario 1. Finalmente para el escenario 3, de menor probabilidad estimada de ocurrencia, se estableció como referencia a las erupciones plinianas que produjeron las secuencias de depósitos G1 y G2, considerando una altura de columna eruptiva de 24 km sobre el nivel del cráter y un volumen de material emitido de 0.5 km<sup>3</sup> (Tablas 10 y 11). De los depósitos de caída de las erupciones de referencia se seleccionaron muestras y se consideraron sus características sedimentológicas obtenidas de los análisis granulométricos y de densidad.

### **8.3.2. Parámetros para la simulación de escenarios de peligro por caída de ceniza**

Para la simulación de los escenarios de peligro por caída de cenizas y la posterior construcción de los mapas es necesario disponer de información sobre las características sedimentológicas de los depósitos de caída de las erupciones de referencia, obtenidas de análisis granulométricos, de densidad y de velocidad de asentamiento de partículas, así como de información de las condiciones meteorológicas, específicamente de la velocidad y dirección de vientos, de la zona arriba o cercana al centro de emisión. En la Tabla 12 se detallan la descripción de los parámetros necesarios para la definición de los escenarios de peligro y la información utilizada relacionada con los eventos de caída de ceniza del VB.

Los datos de vientos fueron obtenidos del servicio de la NOAA (<http://www.arl.noaa.gov/ready/amet.html>). Concretamente se utilizaron cuatro radio-sondeos sintéticos diarios (00GMT, 06GMT, 12GMT y 18GMT) por un periodo de 10 años (1997-2006). El tratamiento estadístico de los datos de velocidad y dirección de viento para obtener datos promedio mensuales fue de la siguiente forma:

- Consolidado por meses: Se trasladaron todos los datos disponibles de los diez años, de un mismo mes, agrupados por horas a archivos de texto (4 consolidados por mes: 00GMT, 06GMT, 12GMT y 18 GMT y finalmente se realizó un consolidado global).
- Depuración de datos: Para obtener exclusivamente información sobre la altitud, dirección y velocidad de vientos. Se importan los consolidados en archivos de texto a hojas de cálculo. Los datos se organizan por intervalos de altitud.
- Construcción de tablas dinámicas para calcular el promedio de la velocidad de viento: Para cada intervalo de altitud (100 m o 500 m, en función de la disponibilidad de datos) se realizó la media aritmética de los datos de velocidad de viento para cada hora y finalmente se consolidan por mes.
- Cálculo del promedio de dirección de vientos: A través de estadística circular con el software Oriana<sup>®</sup>. También se obtienen para cada hora y para el mes completo. Para cada intervalo de altitud el programa arroja un valor de dirección y de velocidad de viento promedio (*mean vector*), junto a un valor de desviación estándar, acompañado del dato de cuantos valores se utilizaron para ese promedio.
- Depuración de la base de datos de dirección de viento: A través del software Oriana<sup>®</sup> se construyen histogramas de cada rango de altitud para revisar si la cantidad de datos usados para el cálculo del promedio es suficiente. Se descartan aquellos rangos en que hay insuficientes datos.
- Obtención de gráficas de rosas de vientos a través del software Oriana<sup>®</sup>, a partir de los datos de dirección y velocidad de vientos promedio para cada rango de altitud. Se obtuvieron tres rosas de los vientos para cada mes para los rangos: a) Inferiores a los 10,000 msnm; b) entre 10,000 y 20,000 msnm y c) superiores a 20,000 msnm (Figura 100). Estos gráficos permiten visualizar para cada rango de alturas, la predominancia de la dirección de vientos considerando el sentido desde donde vienen (representación meteorológica). Para el VB los datos disponibles de vientos y su posterior tratamiento estadístico reflejaron algunas lagunas de información para determinados rangos de altitud, especialmente en el rango c), a partir de los 20,000 msnm. Se consideró por tanto, realizar un procedimiento complementario de interpolación de datos para intervalos de altitud cada 500 m.

En los datos para el VB se observa que para el primer intervalo de altitudes (a), la dirección de vientos es principalmente de componente E-NE; para el segundo intervalo (b) durante la primera mitad del año (enero a junio) los vientos tienen componente SW, mientras que los de la segunda mitad del año (julio-diciembre) la componente es E-NE y para el intervalo de mayores altitudes (c) la componente es del E para todo el año. Los intervalos b y c de altitudes afectan principalmente a las simulaciones realizadas para el escenario 3.

Tabla 10: Descripción de parámetros para la simulación de escenarios de peligro por caída de ceniza

	Parámetros	Descripción	Datos para el Volcán Boquerón
<b>CONTEXTO</b>	<b>Marco geológico, geomorfológico y estructural</b>	Estudio de la localización de bocas eruptivas o centros de emisión de depósitos de caída.	Se consideró únicamente el cráter central como origen para la simulación de eventos de caída de piroclastos: Latitud: 13.73°N; Longitud: -89.29°W
	<b>Historial de eventos de caída de ceniza</b>	Registro y tipología de erupciones que presentaron fases con producción de depósitos de caída.	Se han registrado al menos 8 erupciones de diversa magnitud con eventos de caída de ceniza en los últimos 36,000 años: Erupciones plinianas G1 y G2; erupciones sub-plinianas o vulcanianas como Talpetate I y B1 y erupciones estrombolianas como la de 1917. Además otros 3 eventos post-G1, que no fueron caracterizados, produjeron caída de ceniza
<b>FÍSICOS</b>	<b>Espesor, distribución y volumen de los depósitos de caída</b>	Datos de espesores y de máximo tamaño de fragmentos juveniles de los depósitos de caída de referencia para la construcción de mapas de isopacas e isopletras. Cálculo de volúmenes (en km <sup>3</sup> ), distribución espacial (km <sup>2</sup> ) y la altura de columna (en msnm).	Se tomaron como depósitos de referencia los depósitos de caída producidos por las erupciones de 1917 (estromboliana), B1 (estromboliana violenta - vulcaniana) y G2-G1 (plinianas).
	<b>Grano clasificación</b>	Fraciones de los diferentes tamaños de los piroclastos (en % en peso) obtenidos de análisis granulométricos de muestras de depósitos de caída representativos.	Se realizaron diversos análisis granulométricos en varias muestras de los depósitos de caída de las secuencias G1, G2, B1. Se usaron los datos de las muestras B1 para los escenarios 1 y 2 y los datos de las muestras de G2 para el escenario 3.
	<b>Densidad</b>	Densidad de los fragmentos juveniles y líticos que componen los depósitos de caída. Se utilizan para calcular posteriormente las velocidades de asentamiento de estos fragmentos.	Se calculó la densidad para fragmentos juveniles y líticos de depósitos de caída de las secuencias G1, G2 y B1. Se obtuvieron densidades entre 1.2 y 1.8 gr/cm <sup>3</sup> para los juveniles y entre 1.75 y 2.4 gr/cm <sup>3</sup> para los líticos.
	<b>Velocidades de asentamiento</b>	Velocidades a la que los piroclastos juveniles y líticos caen desde la nube eruptiva. Calculadas experimentalmente por Walker et al. (1971). Depende de la densidad y masa de los fragmentos.	Para el escenario 1 se obtuvieron velocidades de asentamiento de fragmentos con densidad 1.2 gr/cm <sup>3</sup> y para los escenarios 2 y 3 se obtuvieron las velocidades de asentamiento para fragmentos con densidad 1.85 gr/cm <sup>3</sup> . Se consideraron solamente fragmentos juveniles.
<b>METEOROLÓGICOS</b>	<b>Velocidad del viento</b>	Promedios diarios, mensuales y anuales de las velocidades de viento a diferentes intervalos de altitud.	4 radio sondeos sintéticos diarios (00GMT, 06GMT, 12GMT y 18GMT) por un periodo de 10 años (1997-2006) obtenidos del servicio de la NOAA ( <a href="http://www.arl.noaa.gov/ready/amet.html">http://www.arl.noaa.gov/ready/amet.html</a> ). Los promedios de velocidad de viento se calcularon para intervalos de 500 m de altitud.
	<b>Dirección del viento</b>	Promedios horarios, diarios, mensuales o anuales de la dirección de viento	Cálculos del promedio horario y mensual de la dirección de viento, usando estadística circular (software ORIANA <sup>®</sup> ). Se obtuvo un valor para cada intervalo de altitud (500 m) y su desviación estándar.

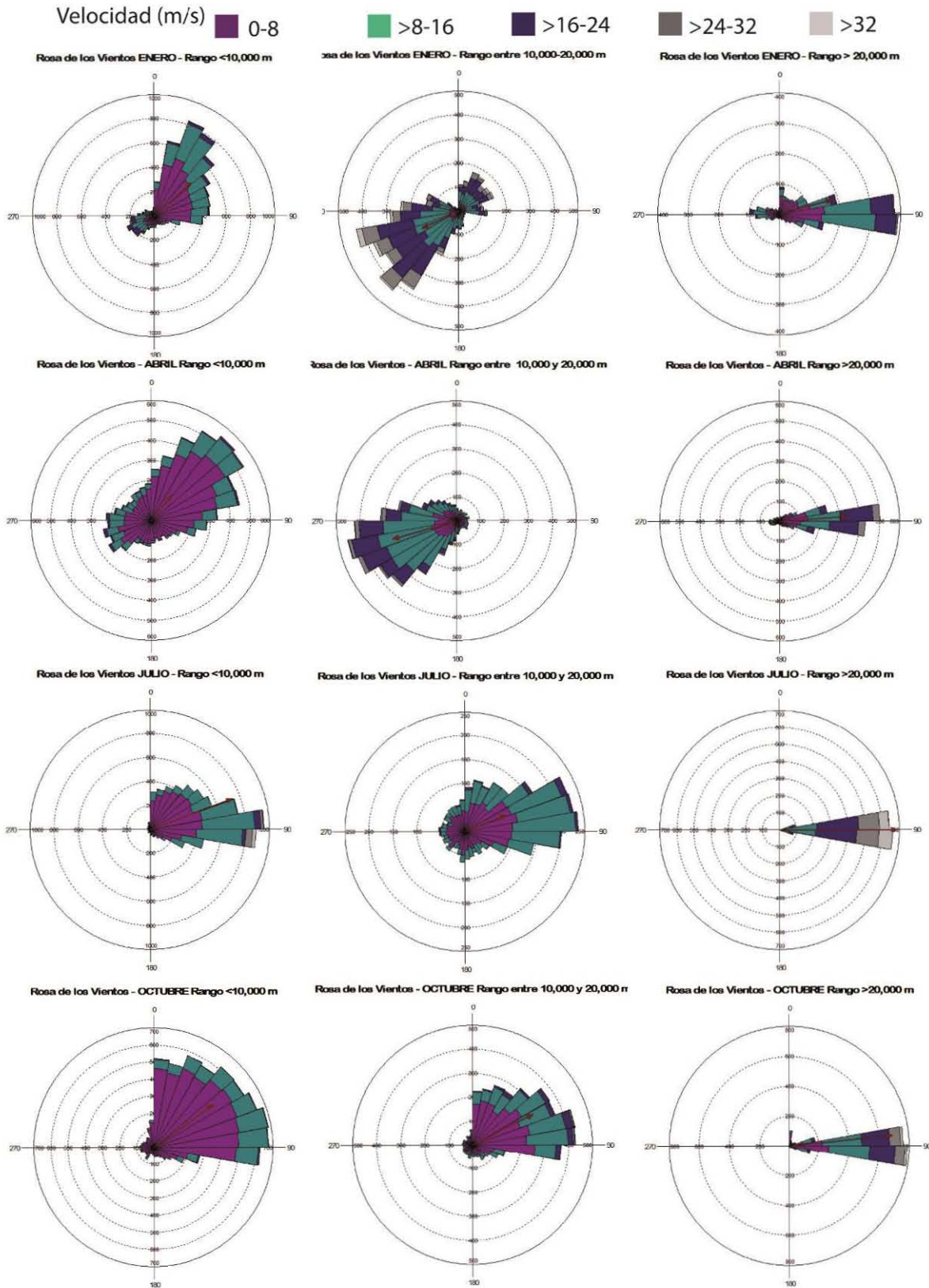


Figura 100: Rosas de los vientos de los meses de enero, abril, julio y octubre para tres rangos de altitud: a) Inferiores a 10,000 m; b) entre 10,000 y 20,000 m y c) superiores a 20,000 m. Las partes más amplias de las flechas indican la procedencia de los vientos.

Tabla 11: Parámetros de entrada y resultados de la simulación de procesos de caída de ceniza y emisión de proyectiles balísticos en el VB

Tabla 11: Parámetros de entrada y resultados de la simulación de procesos de caída de ceniza y emisión de proyectiles balísticos en el VB								
ESCAPERIOS DE PELIGRO	CAÍDA DE CENIZA				EMISIÓN PROYECTILES BALÍSTICOS			
	Parámetros	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3	Parámetros	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3
ESCAPERIOS DE PELIGRO	<b>Erupción de referencia</b>	Estromboliana como la erupción de 1917	Estromboliana violenta o vulcaniana, con fases freáticas o freatomagnéticas, como la erupción B1 o la erupción del Volcán Santa Ana en 2005	Sub-pliniana o pliniana como la erupción G2	<b>Erupción de referencia</b>	Estromboliana como la erupción de 1917	Estromboliana violenta o vulcaniana, con fases freáticas o freatomagnéticas, como la erupción B1 o la erupción del Volcán Santa Ana en 2005	Sub-pliniana o pliniana como las erupciones G2 y G1
	<b>VEI</b>	1-3	>3-4	5-6	<b>VEI</b>	2-3	>3-4	5-6
	<b>Volumen</b>	0.02 km <sup>3</sup>	0.2 km <sup>3</sup>	0.5 km <sup>3</sup>	<b>Rango de energía cinética</b>	10 <sup>2</sup> of kJ	10 <sup>3</sup> of kJ	10 <sup>4</sup> of kJ
PROCESO DE SIMULACIÓN	<b>Altura de columna</b>	3.6 km	10 km	24 km	<b>Balístico de referencia</b>	DF55b	DF78	DF21
	<b>Depósito de referencia</b>	B1 proximal	B1 distal	G2	<b>Energía cinética</b>	110 kJ	3100 kJ	50000 kJ
	<b>Muestras</b>	DF77	DF79	DF63-G2	<b>Rango de diámetros</b>	9 - 35 cm	10 - 40 cm	19 - 50 cm
	<b>Densidad</b>	1.2 gr/cm <sup>3</sup>	1.85 gr/cm <sup>3</sup>	1.85 gr/cm <sup>3</sup>	<b>Rango de ángulos de lanzamiento</b>	30° - 89°	30° - 89°	30° - 89°
	<b>Intervalos de altitud de vientos</b>	500 m	500 m	1000 m				
RESULTADOS	<b>Distribucion Época seca</b>	SW	SW	NNE	<b>Máximo alcance</b>	1080 m	2708 m	5374 m
	<b>Distribucion Época de lluvias</b>	WSW	WSW	SW	<b>Diámetro óptimo para máx. alcance</b>	14 cm	32 cm	49 cm
	<b>Máximo alcance</b>	10 km	12 km	21 km	<b>Angulo óptimo para máx. alcance</b>	33.5°	33.5°	33°
					<b>Máxima altura (angulo 89°)</b>	2.5 km	3.6 km	5,562.6 m
MAPAS DE PELIGRO	<b>Área isopaca 10-cm</b>	48 km <sup>2</sup>	202 km <sup>2</sup>	960 km <sup>2</sup>	<b>Alcance máximo</b>	1126 m	2829 m	5482 m
	<b>Area isopaca 50-cm</b>	1.5 km <sup>2</sup>	90.5 km <sup>2</sup>	241 km <sup>2</sup>	<b>Dirección de máximo alcance</b>	SE (150°)	ESE (120°)	W (270°)
	<b>Área isopaca 1-m</b>	N.A.	55.6 km <sup>2</sup>	66.9 km <sup>2</sup>	<b>Alcance máximo promedio</b>	1.1 km	2.8 km	5.4 km
	<b>Volumen en isopaca 10-mm</b>	0.015 km <sup>3</sup>	0.19 km <sup>3</sup>	0.4 km <sup>3</sup>	<b>Área</b>	4 km <sup>2</sup>	24 km <sup>2</sup>	92.5 km <sup>2</sup>

N.A.= no aplica

### 8.3.3. Aplicación del simulador ASHFALL<sup>®</sup>

El programa ASHFALL<sup>®</sup> (Hurst, 1994) calcula los espesores de ceniza depositada en el terreno, resultantes de una erupción bajo unas condiciones de viento determinadas. Este código calcula la dispersión de las cenizas en dos dimensiones, asumiendo la distribución de Susuki. La dirección y velocidad de viento puede variar con la altitud y también con el tiempo, asimilándolo a situaciones reales. El programa considera únicamente la difusión horizontal. La difusión vertical se asume como cero en este código, aunque la mayor parte de su efecto puede incorporarse incrementando el coeficiente de difusión horizontal (Hurst, 1994).

Una de las limitaciones principales del programa es que la información meteorológica sobre los vientos está referida a la zona del centro emisor o a una zona cercana, de forma que la distribución de la ceniza y los espesores resultantes son válidos para el área proximal e intermedia con relación al centro emisor. Los mapas de isopacas resultantes y su uso como mapas de peligros indican la afectación de los piroclastos de caída hasta una distancia máxima de 100 km. Las fracciones más finas de las cenizas ( $\Phi > 3$ ) no son consideradas y por tanto no se simula su dispersión como aerosoles en las plumas volcánicas, ni pueden ser utilizados los resultados para la evaluación de peligros a la aviación.

Para la aplicación del programa es necesario organizar cuidadosamente los datos de cada uno de los escenarios definidos en dos archivos de entrada:

- Archivos **.WIN**: Contiene los datos del promedio de la velocidad y del promedio de la dirección de vientos para cada rango de altitud considerado. Es necesario además indicar el número de datos de los que se dispone y la equidistancia de los intervalos de altitud considerados. Se prepara un archivo de este tipo para cada mes y para cada escenario.
- Archivo **.VOL**: Contiene los datos de las características sedimentológicas de la ceniza y del área donde ocurre la simulación (coordenadas X, Y), así como los intervalos de cálculo en el plano (X, Y) y en altitud (Z). Se asignan valores a los coeficientes de difusión horizontal y al número de Susuki. Se usó el valor 12,000 para el coeficiente de difusión horizontal (Hurst, 1994) y 5 para el número de Susuki, que corresponde a un 80% del total de la altura de la columna. Se indican también las coordenadas del punto donde inicia la simulación (centro de emisión), de la altura de la columna (en msnm) y del volumen total de la ceniza que se va a dispersar. Finalmente, deben introducirse los datos de velocidad de asentamiento para cada una de las fracciones granulométricas del depósito considerado de referencia en cada escenario, expresadas en tanto por uno. Se añade también el número de pares de datos de los que se dispone. Se prepara un archivo de este tipo para cada escenario.

Una vez preparados estos archivos son llamados por el programa e inicia la aplicación propiamente. Se genera como resultado una matriz de datos que contiene la información para graficar las isopacas (espesores en mm) y la de dispersión de la ceniza. Estos archivos de resultados pueden visualizarse en programas de manejo de sistemas de información geográfica tipo Surfer<sup>®</sup> o ArcGis<sup>®</sup>.

#### **8.3.4 Construcción de los mapas de escenarios de peligro por caída de ceniza**

Las isopacas obtenidas (espesores en mm) para cada mes y cada escenario se superpusieron al MDE del área de estudio. De esta forma se crearon doce mapas base para cada escenario de peligro por caída de cenizas (ver anexo 9).

Posteriormente se seleccionan las isopacas que se mostrarán en los mapas definitivos para cada escenario. Los criterios utilizados para esta representación están en función de la magnitud del evento y del área afectada que muestra cada escenario y basados en la medida de lo posible en información de otras zonas con crisis eruptivas recientes que detallan los grados de afectación que diferentes grosores de ceniza pueden producir.

Para los tres escenarios se mostraron las isopacas de 5 mm (en línea punteada), de 10, 25, 50 y 100 mm (10 cm). El espesor de 5 mm es considerado un espesor suficiente para producir molestias diversas en la salud. El espesor 10 cm (100 mm) es considerado suficiente para producir daños en las infraestructuras y posible colapso de techos en viviendas mixtas, especialmente si está húmeda. Para el escenario 1 se marcaron también las isopacas cada 100 mm hasta el espesor máximo de 500 mm. En el escenario 2 se marcaron también las isopacas de 500 y 1,000 mm y las siguientes cada 1,000 mm hasta el espesor máximo de 5 m. En el escenario 3 se señalaron adicionalmente las isopacas de 500, 1,000 y 2,000 mm que es el espesor máximo.

Finalmente, para cada escenario se construyó un mapa con el promedio de los doce meses en el software Surfer<sup>®</sup>, al que se realizó el mismo tratamiento que a los mapas mensuales. Los resultados promedio para cada escenario fueron exportados al software ArcGis<sup>®</sup> para construir los mapas de los tres escenarios de peligro por caída de ceniza (Figuras 101 a 103) sobre la base del MDE y las capas de información de infraestructura (áreas urbanas y red vial) que podrían resultar afectadas. Con base en los mapas, el área afectada por un espesor de 10 cm de caída de ceniza sería de 48 km<sup>2</sup> en caso de una erupción como la considerada en el escenario 1, de 202 km<sup>2</sup> para el evento considerado en el escenario 2 y de 960 km<sup>2</sup> para una erupción de gran magnitud, como la del escenario 3 (Tabla 11).

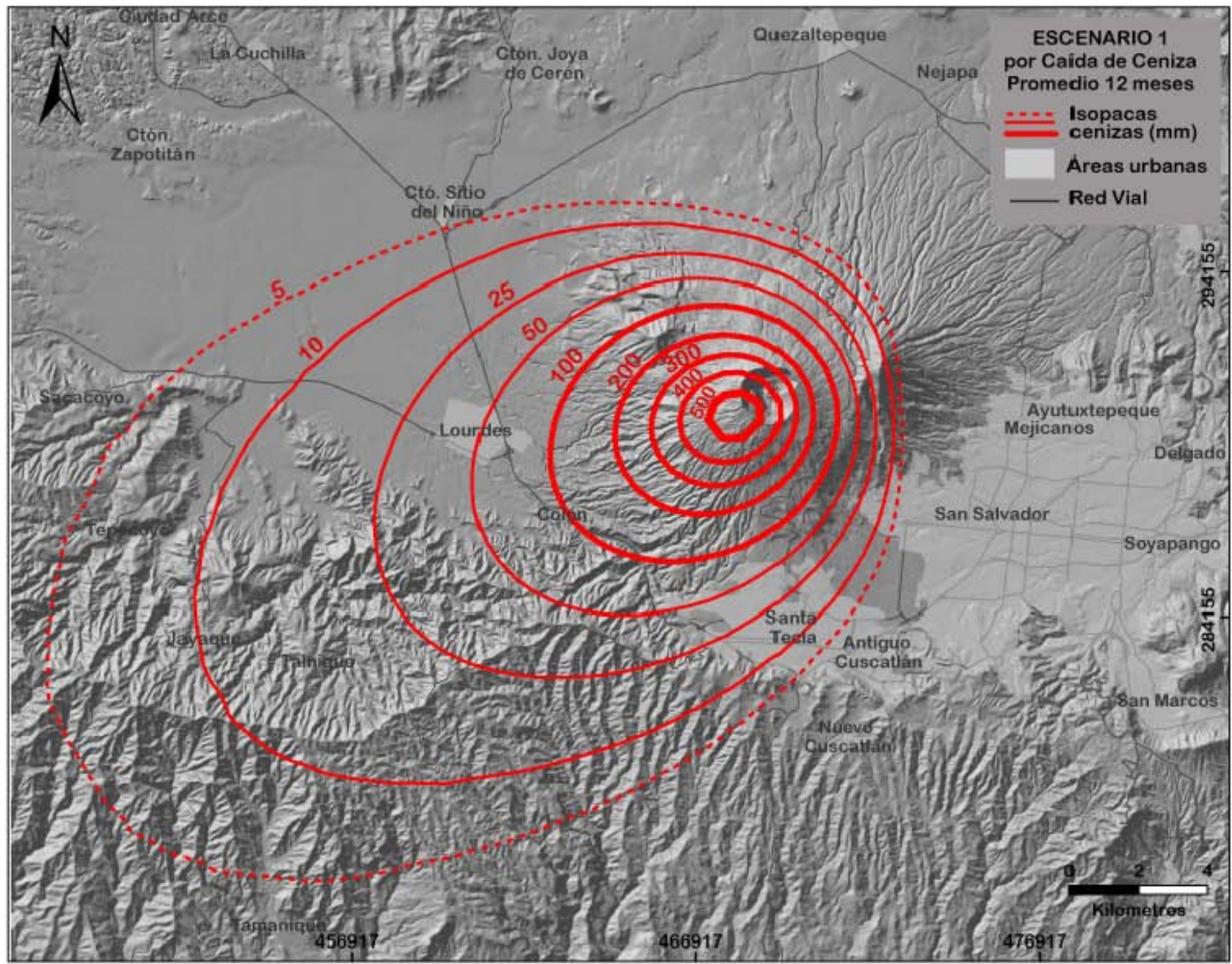


Figura 101: Mapa del escenario 1 de peligro por caída de ceniza, resultado del promedio de 12 mapas base mensuales, obtenidos de la simulación de un volumen de tefras de 0.02 km<sup>3</sup> y una altura de columna de 3 km sobre el nivel del cráter. La distribución de la ceniza es principalmente al SW y afecta un área de 48 km<sup>2</sup> en la isopaca de 10 cm.



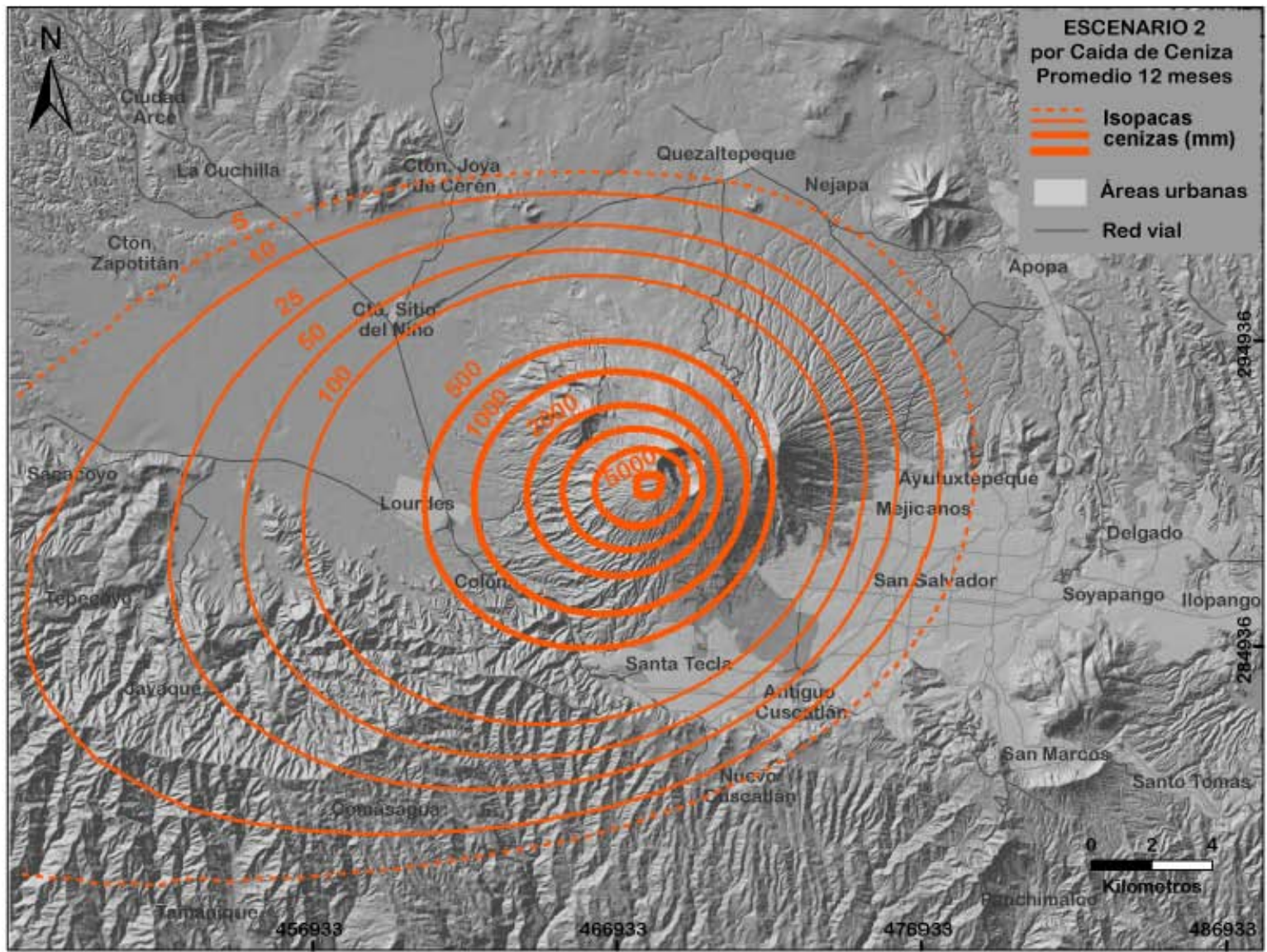


Figura 102: Mapa del escenario 2 de peligro por caída de ceniza, resultado del promedio de 12 mapas base mensuales, obtenidos de la simulación de un volumen de tefras de 0.2 km<sup>3</sup> y una altura de columna de 10 km sobre el nivel del cráter. La distribución de la ceniza es principalmente al SW y afecta un área de 202 km<sup>2</sup> en la isopaca de 10 cm.

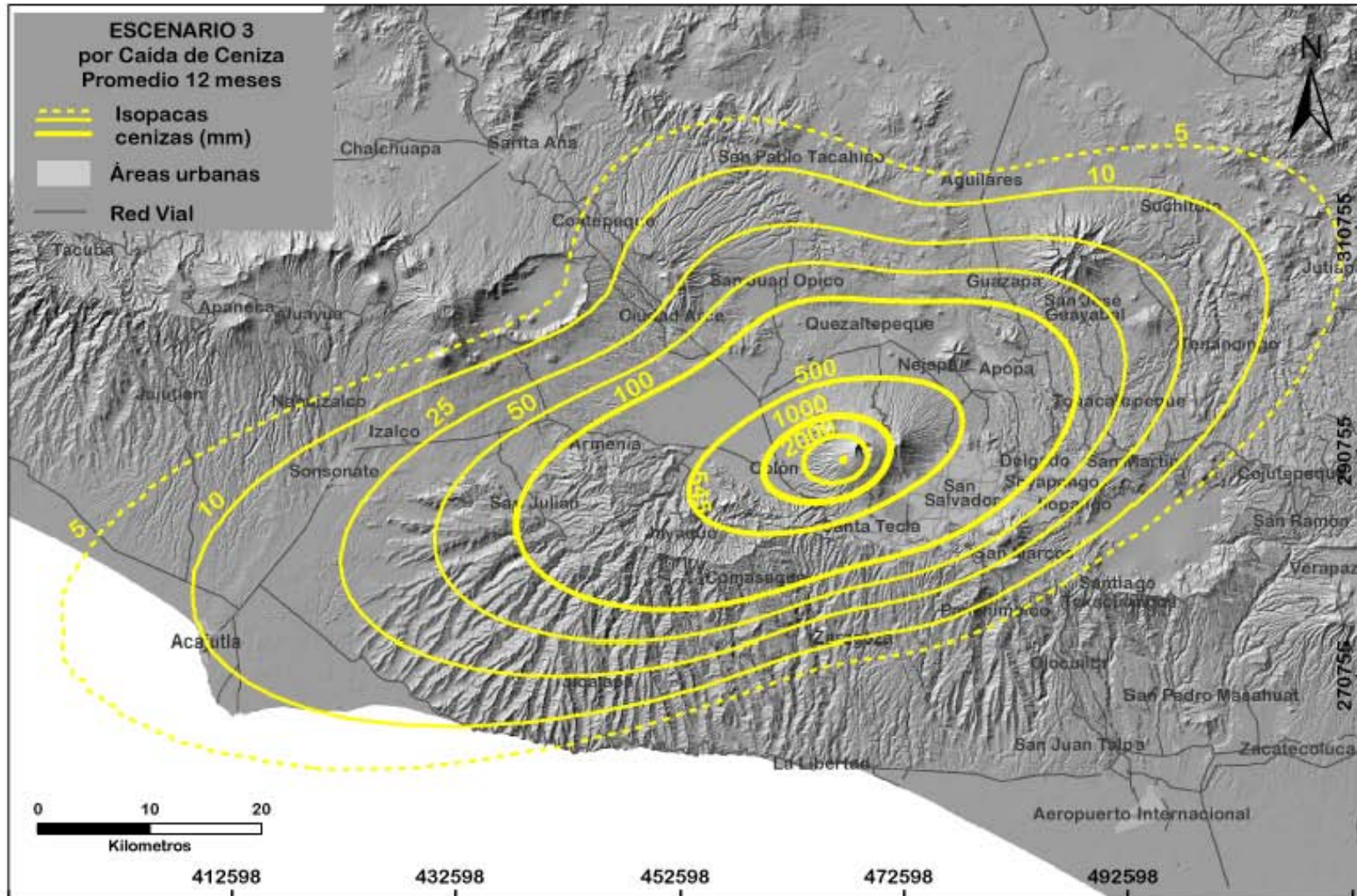


Figura 103: Mapa del escenario 3 de peligro por caída de ceniza, resultado del promedio de 12 mapas base mensuales, obtenidos de la simulación de un volumen de tefras de  $0.5 \text{ km}^3$  y una altura de columna de 24 km sobre el nivel del cráter. La distribución de la ceniza es en dirección NE-SW y afecta un área de  $960 \text{ km}^2$  en la isopaca de 10 cm.

### **8.3.5. Principales efectos asociados a la caída de ceniza**

La caída de piroclastos, especialmente la caída de cenizas, es el peligro volcánico directo de mayor alcance derivado de una erupción volcánica, ya que sus efectos pueden sentirse en zonas alejadas del centro emisor y prolongarse por largos periodos de tiempo. La caída de ceniza puede generar afectaciones a la salud, efectos sobre el medio ambiente y a la infraestructura. Experiencias de actividad eruptiva en otros volcanes indican que una acumulación a partir de 5 mm de ceniza provoca problemas a la salud y trastornos en el transporte, las comunicaciones y la actividad económica. Por otra parte, depósitos de más de 10 cm pueden ocasionar serios problemas en las infraestructuras y colapso de viviendas de poca resistencia.

La ceniza en suspensión y en el suelo puede generar dificultad para respirar, así como irritaciones en piel y ojos. Por otra parte, la suspensión de partículas de grano fino en el aire afecta la visibilidad y puede llegar a producir oscuridad, persistiendo hasta varios días. Además de los problemas evidentes para la movilidad este fenómeno puede causar pánico y/o generar problemas de angustia.

Los efectos de la caída de ceniza sobre la vegetación y cultivos son muy variables dependiendo de las especies vegetales, la época del año y de la etapa de crecimiento de la planta. Otro de los problemas importantes en el medio ambiente se refiere a la problemática de contaminación de fuentes y depósitos de agua. Por otra parte, los depósitos de caída pueden generar efectos importantes en la dinámica precipitación/escorrentía dentro de cuencas hidrográficas. Depósitos de cenizas finas con una baja permeabilidad llevan a un aumento en la escorrentía, a una erosión acelerada y a un ajuste en los canales de los ríos. Por el contrario, depósitos de piroclastos de gran espesor, de tamaño lapilli pueden incrementar la capacidad de infiltración y prácticamente eliminar la escorrentía.

En grandes cantidades, la ceniza puede provocar el colapso de los techos de casas y edificios, especialmente si está húmeda. Los depósitos de caída de piroclastos (o tefra) secos y no compactados tienen densidades que varían entre  $0.4-0.7 \text{ g/cm}^3$ , mientras que la ceniza húmeda y compactada alcanza valores de densidad de hasta  $1 \text{ gr/cm}^3$ . De esta manera, la carga transmitida por una capa de caída de piroclastos de 10 cm de espesor puede variar entre  $40-70 \text{ kg/m}^2$ , si está seca, hasta  $100-125 \text{ kg/m}^2$  si se encuentra húmeda.

La ceniza además puede generar averías en maquinaria desprotegida, en sistemas de comunicación y transporte. El transporte aéreo, ferroviario y especialmente carreteras son especialmente vulnerables.

Los depósitos de ceniza fina pueden causar graves daños a servicios comunitarios críticos como centrales de generación eléctrica, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamiento de agua. Además puede producir cortocircuitos en las líneas de transmisión. Adicionalmente, las comunicaciones se pueden ver afectadas por daños en las líneas telefónicas y estaciones transmisoras de radio y televisión, y por desórdenes de tipo eléctrico causado por rayos. Finalmente, la aeronavegación puede ser afectada seriamente debido al peligro de paro de turbinas al incursionar una nave en medio de una nube de cenizas.

#### **8.4. Escenarios de peligro volcánico por emisión de proyectiles balísticos**

Los balísticos o proyectiles balísticos, es el nombre que reciben los fragmentos de mayor tamaño (bloques y bombas volcánicas) expulsados durante una erupción. Los bloques son fragmentos de roca masiva arrancados por la fuerza del magma de las paredes del conducto volcánico, del cráter o incluso del basamento. Las bombas volcánicas son fragmentos juveniles de roca fundida (magma) que se enfrían parcialmente en su recorrido por el aire. El tamaño de los balísticos varía entre los 6 y 50 cm, aunque algunos pueden presentar dimensiones de hasta algunos metros de diámetro (Blong, 1984).

En las erupciones explosivas, las partículas fragmentadas de magma y roca son transportadas por medio de columnas eruptivas controladas principalmente por la fuerza de arrastre en su ascenso. Las partículas o fragmentos de mayor tamaño y densidad, se separan rápidamente de la columna eruptiva y son influenciadas por la fuerza de gravedad y de arrastre del aire. Su desplazamiento sigue trayectorias parabólicas modificadas (Figura 104) ya que la fuerza de arrastre disminuye su alcance y provoca que el impacto sea más vertical (Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2006a, 2006b).

Los proyectiles balísticos abandonan el cráter o la columna eruptiva a velocidades que varían de decenas a centenares de m/s. La distancia que puede alcanzar un balístico en la vertical y la horizontal dependerá de la energía cinética o inicial con la que es lanzado; pero depende también de otros factores: a) Del tamaño del fragmento, que condicionará la influencia de la fuerza de gravedad; b) de la forma y textura del balístico que condicionan el coeficiente de arrastre (a mayor rugosidad mayor coeficiente de arrastre); c) de la altura del centro emisor, ya que la densidad del aire disminuye con la altura y por tanto también la fuerza de arrastre; d) del ángulo de expulsión del fragmento y e) de la topografía circundante al centro emisor.

Por su gran tamaño, el emplazamiento de los proyectiles balísticos es generalmente en torno al centro de emisión (áreas proximales), hasta distancias máximas de 5 km, aunque se ha observado la presencia de proyectiles balísticos a distancias mucho mayores, superiores a 10 km (Blong, 1984; Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2006a). Suelen encontrarse en la base o interior de los depósitos de caída que se están emplazando coetáneamente, generando cráteres de impacto de diámetros variables en función de su velocidad (energía) y tamaño (Figura 104).



Figura 104: Emisión de proyectiles balísticos durante la erupción estromboliana del 11 de mayo de 2010 en el Volcán Stromboli (Islas Eolias, Italia). Cráter de impacto y daños en infraestructura generados por el impacto de proyectiles balísticos durante la erupción del Volcán Santa Ana (El Salvador) del 1 de octubre de 2005.

#### **8.4.1. Parámetros para la definición de escenarios de peligro por emisión de balísticos**

La definición de escenarios de peligro por emisión de balísticos requiere disponer de información detallada de diversos parámetros geográficos, geológicos y físicos de fragmentos balísticos proyectados durante las diversas erupciones de un volcán. En la Tabla 12 se detallan las características de estos parámetros, así como la información utilizada para el VB.

Tabla 12: Parámetros para la definición de escenarios de peligro por emisión de balísticos en el VB

	<b>Parámetros</b>	<b>Descripción</b>	<b>Datos para el Volcán Boquerón</b>
<b>CONTEXTO</b>	<b>Registro de erupciones</b>	Historial de episodios de emisión de balísticos en el conjunto del registro de erupciones del volcán	En el registro histórico de erupciones del Volcán Boquerón no se describen eventos de emisión de balísticos. Durante los trabajos de campo para el estudio de las secuencias eruptivas se encontraron doce fragmentos de tamaño bloque asociados a depósitos piroclásticos del volcán.
	<b>Relaciones estratigráficas</b>	Descripción de la posición de los fragmentos balísticos con relación a los depósitos piroclásticos que los contienen.	Los fragmentos de tamaño bloque se encontraron principalmente embebidos en los depósitos de caída de las secuencias G1, G2, B1 y de la erupción de 1917; así como en el techo depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Talpetate I. Los niveles piroclásticos inmediatamente en la base de los fragmentos DF21, DF24, DF39 y DF55 a y b presentaban estructuras de deformación o impacto (Figura 105).
	<b>Dimensiones</b>	Medida del tamaño y del diámetro promedio de los fragmentos balísticos.	Se tomaron medidas del largo, ancho y profundidad de cada uno de los bloques identificados en el campo (Tabla 13). Se tomaron muestras de siete fragmentos.
<b>FISICOS</b>	<b>Composición</b>	Textura y composición química de los fragmentos tamaño bloque	Se realizaron descripciones de mano y descripciones petrográficas de las muestras. Nueve de los fragmentos tamaño bloque eran de lavas masivas (líticos), subangulosos; mientras que los tres restantes eran de material juvenil, de forma irregular y con textura escoriácea. Los fragmentos líticos tienen composiciones andesíticas o basáltico-andesíticas concordantes con la composición de los flujos de lava del Volcán Boquerón y del antiguo Volcán de San Salvador.
	<b>Densidad</b>	Medida de la densidad de los fragmentos	Se midió la densidad de cinco fragmentos líticos. Se obtuvieron resultados entre $2.18 \text{ g/cm}^3$ y $2.99 \text{ g/cm}^3$ , con una densidad promedio de $2.52 \text{ g/cm}^3$ .
<b>GEOGRAFICOS</b>	<b>Localización</b>	Ubicación exacta de los fragmentos balísticos para calcular la distancia al centro de emisión	Las coordenadas X, Y (en grados decimales) de cada fragmento balístico se obtuvieron en el campo usando GPS. Posteriormente se transformaron a coordenadas UTM (m). Las distancias de cada fragmento al centro de emisión se calcularon sobre el Modelo de Elevación Digital en el software ArcGis <sup>®</sup> . Se obtuvieron distancias entre 0.8 y 10.3 km. Se obtuvo también la información sobre la cota (altura) a la que se encontraron los fragmentos balísticos en el campo.
	<b>Geometría del cráter</b>	Cálculo del ángulo de restricción de salida de los fragmentos balísticos a partir de las alturas de la base y del borde del centro de emisión.	La cota promedio de la base del cráter está situada a 1,380 msnm y la cota promedio del borde del cráter a 1,887 msnm. El ángulo de restricción para la salida de fragmentos balísticos se calculó por trigonometría en $34^\circ$ . Para los fragmentos balísticos asociados a la secuencia G1 se consideró la altura de 1,800 msnm en la primera etapa de uso del software Ballistic.

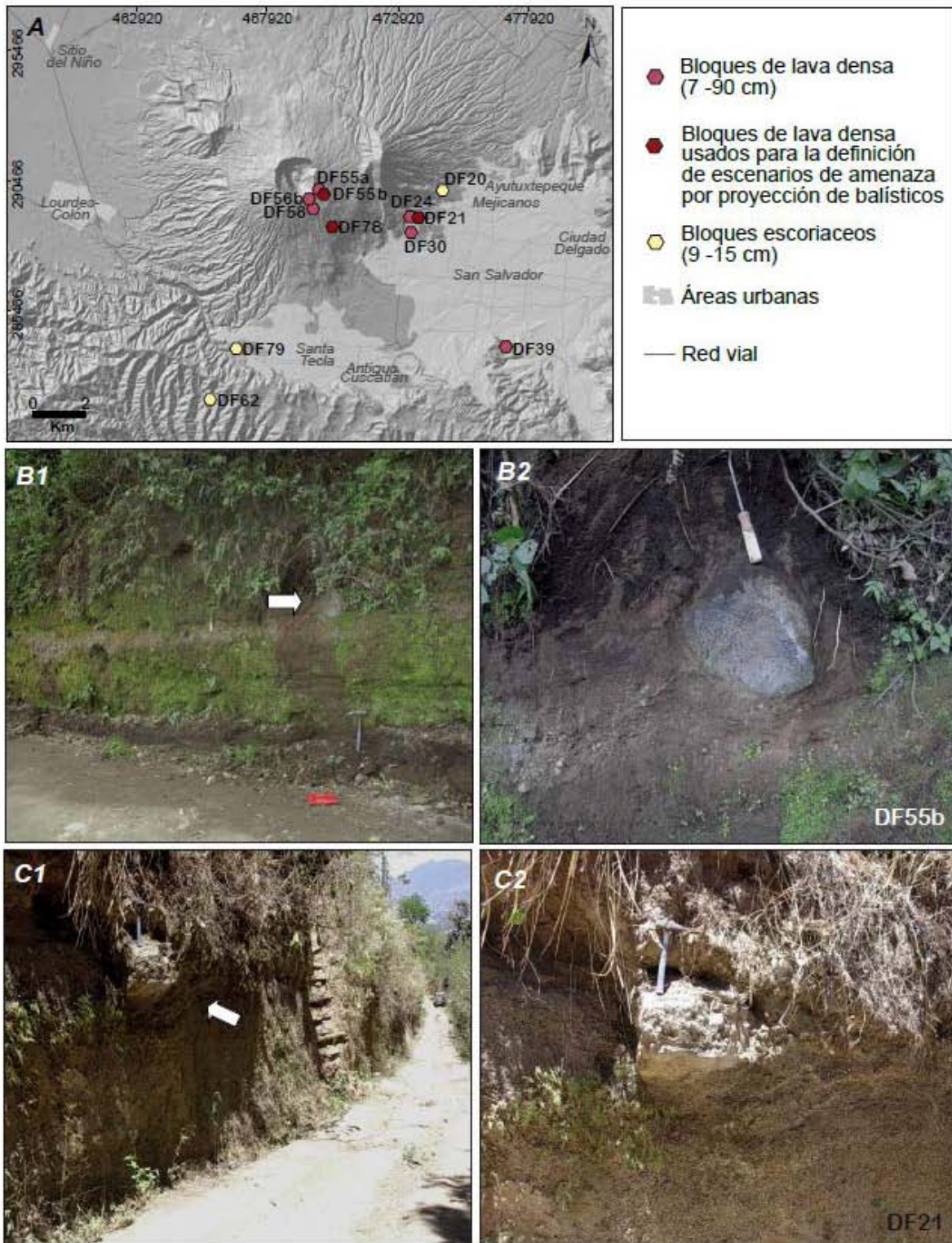


Figura 105: a) Localización de fragmentos balísticos asociados a depósitos piroclásticos del VB, se señalan los de tipo bloque de lavas densas y los de textura escoriácea; b) imágenes de un balístico situado en el techo de los depósitos de oleada piroclástica Talpetate I en las cercanías del cráter (afloramiento DF56) y c) imágenes de un balístico en el techo de los depósitos G2 en la base de la ladera E del Cerro El Picacho (afloramiento DF21).

#### 8.4.2. Base de datos de fragmentos balísticos asociados a depósitos del VB

A excepción de los volcanes con erupciones recientes donde pueden hacerse observaciones directas, es difícil que el registro de erupciones para un volcán presente información sobre la emisión de balísticos, por lo que es necesario documentar la existencia de este tipo de piroclastos en el campo a través del estudio de la secuencia eruptiva con el fin de obtener datos sobre su ubicación exacta, tamaño, tipología y densidad (Tablas 11 y 12, Figura 105).

En el registro estratigráfico del VB se han identificado gran variedad de depósitos piroclásticos que demuestran la alta frecuencia de erupciones explosivas. Se encontraron doce fragmentos de tamaño bloque, de lavas masivas (líticos) o de textura escoriácea (bombas) en el interior o en el techo de los depósitos de caída de las secuencias G1, G2, B1 (Figura 105) y de la erupción de 1917, así como en el interior o en el techo de los depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Talpetate I (Figura 105, Tabla 13). Se describieron estos fragmentos tomando medidas de sus tres ejes mayores (altura, ancho y profundidad), se calculó su densidad en cinco muestras y se elaboraron láminas delgadas (anexo 7.1) para revisar su petrografía.

Tabla 13: Base de datos de fragmentos balísticos en depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón

MUESTRA	DEPÓSITO ASOCIADO	TIPO	LOCALIZACIÓN		DISTANCIA AL CRÁTER		DIMENSIONES (en cm)			DIÁMETRO PROMEDIO	DENSIDAD gr/cm <sup>3</sup>
			LONG	LAT	(m)	COTA (m)	LARGO	ANCHO	PROF.		
DF-21	G2	Bloque lítico	-89.24633	13.72303	4456	1022	30	20	40	0.29	2680
DF-24	G1	Bloque lítico	-89.24333	13.72281	4773	958	83	50	?	0.64	2500
DF-30	G1	Bloque lítico	-89.24592	13.71756	4750	923	93	45	50	0.59	2374
DF-39	G1	Bloque lítico	-89.21219	13.67794	10275	789	70	32	?	0.47	2500
DF-55a	TALP I	Bloque lítico	-89.27822	13.73256	797	1790	19	17	20	0.19	2500
DF-55b	TALP I	Bloque lítico	-89.27822	13.73256	830	1795	31	22	10	0.19	2269
DF-58	B1	Bloque lítico	-89.28028	13.72572	1318	1708	15	15	10	0.13	2500
DF-20	G1	Bloque escoriáceo	-89.23475	13.73222	5472	917	10	8	?	0.09	
DF-56b	Dep. Caída 1917	Bloque escoriáceo	-89.28231	13.73161	633	1672	29	20	14	0.20	
DF-62	G1	Bloque escoriáceo	-89.31681	13.65950	9150	1033	18	15	10	0.14	
DF-78	B1	Bloque lítico	-89.27339	13.71950	2220	1522	18	17	16	0.17	2688
DF-79	G2	Bloque lítico	-89.30744	13.67717	6785	896	17	10	11	0.12	2944

#### 8.4.3. Definición de escenarios de peligro por emisión de balísticos

La definición de escenarios de peligro y la simulación del proceso de emisión de balísticos se realiza en dos etapas principales: En la primera es necesario determinar qué energía fue necesaria para lanzar un balístico hasta la posición en el que fue encontrado en el campo. En la segunda etapa se simula el



lanzamiento de diversos fragmentos balísticos de diferente tamaño y con diferentes ángulos de salida con la energía inicial encontrada para obtener su alcance máximo en la vertical y la horizontal.

Cada escenario de peligro estará caracterizado por un rango de valores de energía cinética de lanzamiento de proyectiles balísticos, que a su vez estará relacionado a diferentes niveles de explosividad (magnitud) de las erupciones que los generan. Diferentes valores de energía cinética inicial condicionarán los valores de máximo alcance y altura para diferentes tamaños de fragmentos balísticos (Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2006a).

La información geológica obtenida en el campo (Tabla 13) aporta datos sobre la posición exacta y el tamaño de los balísticos, así como su relación con los depósitos piroclásticos del VB; posteriormente se obtiene su densidad en el laboratorio. Para determinar la validez de estos datos y calcular la energía cinética inicial con la que fueron lanzados estos balísticos se utilizó la Etapa 1 del software de simulación Ballistic (Alatorre-Ibargüengoitia, 2003; Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2006a). El proceso de calibración de la base de datos consiste en calcular por prueba y error la energía mínima necesaria para lanzar cada fragmento balístico hasta la distancia donde fue encontrado en el campo (valor mínimo de la diferencia entre la distancia real del fragmento al centro emisor y la distancia calculada). Para este proceso, se consideró una cota del centro emisor de 1,800 msnm, considerando que para diversos eventos eruptivos del VB el cráter estuvo situado en una posición superior al cráter actual (1,380 msnm).

Los resultados obtenidos para tres de los fragmentos (DF20, DF62 Y DF79) no estaban en un rango de energías válido, indicando que estos no fueron transportados y emplazados como proyectiles balísticos. Estos tres fragmentos son escoriáceos, porosos y redondeados, los cuales probablemente fueron depositados junto al resto de fragmentos piroclásticos del depósito donde se encontraron siguiendo la dinámica marcada por la columna eruptiva.

La depuración de la base de datos permitió obtener un conjunto de nueve fragmentos para definir los escenarios de peligro volcánico por emisión de proyectiles balísticos (Tabla 14). Con base en las energías cinéticas de lanzamiento obtenidas para los balísticos del VB se seleccionaron tres rangos de estos valores que pueden asociarse a tres niveles de explosividad (magnitud) de las erupciones del VB. Para cada rango de energía cinética, se seleccionó un fragmento balístico representativo. La representatividad del fragmento se consideró en función de su tamaño y de su relación a los depósitos piroclásticos considerados para la definición de escenarios de peligro por caída de ceniza.

Tabla 14: Energía cinética inicial de lanzamiento de fragmentos balísticos del VB (base de datos calibrada)								
MUESTRA	DEPÓSITO ASOCIADO	TIPO	TAMAÑO-DENSIDAD		RELACIÓN AL CRÁTER			ENERGÍA CINÉTICA INICIAL (KJ)
			DIÁMETRO PROMEDIO (m)	gr/cm <sup>3</sup>	DISTANCIA (m)	COTA (m)	LANZAMIENTO (msnm)	
DF-21	G2	Bloque lítico	0.4	2680	4456	1022	1800	50,000
DF-24'	G1	Bloque lítico	0.64	2500	4773	958	1800	68,000
DF-30	G1	Bloque lítico	0.59	2374	4750	923	1800	48,000
DF-39	G1	Bloque lítico	0.7	2500	10274.62	789	1800	2,075,000
DF-55a	TALP I	Bloque lítico	0.19	2500	797	1790	1800	75
DF-55b	TALP I	Bloque lítico	0.19	2269	830	1795	1800	110
DF-58	B1	Bloque lítico	0.15	2500	1318	1708	1380	425
DF-56b	Caída 1917	Bloque escoriáceo	0.20	2500	633	1672	1800	45
DF-78	B1	Bloque lítico	0.17	2688	2220	1522	1800	3,100

Los escenarios de peligro por emisión de balísticos quedaron definidos de la siguiente forma (Tabla 11): Escenario 1) con un rango de energía cinética de lanzamiento de cientos de kilojoules, se asocia a erupciones de pequeña o moderada magnitud (VEI 2-3), de tipo estromboliano, como las más recientes del registro eruptivo del VB. Está caracterizado por los parámetros del fragmento balístico DF55b, ubicado en el techo de los depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Talpetate I, a una distancia menor de 2 km del cráter del VB (1.7 km), similar a la distancia a la que se localizaron balísticos en los depósitos de caída de la erupción de 1917 y cuya energía de lanzamiento inicial fue de 110 kJ; el escenario 2) con un rango de energía cinética de lanzamiento de miles de kilojoules, se asocia a erupciones de moderada a gran magnitud (VEI >3-4), de tipo estromboliano violento o vulcaniano. Los parámetros que caracterizan este escenario son los del fragmento balístico DF78, ubicado en el interior del depósito de caída B1 a 2.2 km del centro emisor, cuya energía cinética de lanzamiento fue calculada en 3,100 kJ y escenario 3) con un rango de energía cinética de lanzamiento de decenas de miles de kilojoules, se asocia a erupciones de gran a extrema magnitud (VEI 5-6), sub-plinianas o plinianas, tipo G1 y G2. Se tomó el balístico DF21 como referencia, ubicado en el techo del depósito de caída de G2, al E del Cerro El Picacho, a una distancia de 4.45 km respecto al cráter del VB, cuya energía inicial de salida fue de 50,000 kJ.

#### 8.4.4. Simulación del proceso de emisión de balísticos usando Ballistic

El proceso de simulación de emisión de proyectiles balísticos busca obtener los datos de alcance máximo y altura máxima que podrían alcanzar balísticos de diferentes tamaños, lanzados con una energía cinética inicial calculada para los fragmentos balísticos encontrados en el campo y que se usaron para calibrar los escenarios.

Para ello se usó el programa Ballistic en diferentes etapas, cada una de las cuales aporta nuevos datos que se utilizan en las etapas sucesivas:

- Etapa 1 (opción a): Descrita en el apartado anterior, para calibrar la base de datos y determinar las energías iniciales de lanzamiento mínimas necesarias para los fragmentos balísticos reales.
- Etapa 2: Utilizando las energías cinéticas de lanzamiento encontradas en la etapa 1, se simula el lanzamiento de balísticos de diferentes tamaños y con diferentes ángulos de salida. La selección del rango de tamaños se realiza considerando fragmentos 10 cm más pequeños y 20 cm más grandes que los reales. El rango de ángulos va desde el ángulo mínimo necesario para superar barreras morfológicas del centro emisor hasta un ángulo cercano a la vertical. En el caso del VB el ángulo mínimo de restricción es de  $30^\circ$  y el máximo se consideró en  $89^\circ$ .

La simulación calcula el diámetro óptimo de un fragmento y el ángulo óptimo de salida para que este alcance la distancia máxima en el plano horizontal, en la dirección donde se encontró cada balístico de referencia. Además, aporta datos sobre la altura que este fragmento en específico podría alcanzar. Sin embargo, este dato no es la altura máxima que podría alcanzar un balístico del mismo diámetro lanzado con la misma energía, pero con un ángulo de salida superior, por lo que es necesario aplicar una nueva etapa del programa para obtener ese dato.

- Etapa 3: En esta etapa, a partir de los datos de energía inicial (etapa 1) y de diámetro óptimo del fragmento balístico (etapa 2), se calcula la altura máxima que este podría alcanzar al ser lanzado con ángulos superiores al ángulo encontrado como óptimo para alcanzar la máxima distancia. Además, se obtiene el ángulo concreto en que se alcanza la máxima altitud, que generalmente es el máximo considerado ( $89^\circ$ ).

La aplicación de estas tres etapas de simulación permite obtener la energía inicial de lanzamiento, el alcance máximo, el diámetro óptimo para este alcance, la altura máxima y el ángulo óptimo para alcanzar esta altura en la dirección donde se encontró el fragmento balístico de referencia respecto al centro emisor, que fue de  $130^\circ$  para DF55b (escenario 1),  $150^\circ$  para DF78 (escenario 2) y  $115^\circ$  para DF21 (escenario 3) (Tabla 11).

#### **8.4.5. Tratamiento de resultados**

La determinación del área total alrededor del centro emisor que podría ser afectada por la caída de balísticos en un evento eruptivo explosivo (distribución espacial en la horizontal) se realiza extrapolando los datos de alcance y altura máxima para diferentes direcciones alrededor del centro

eruptivo, teniendo en cuenta la topografía del terreno. Para ello se elaboraron seis perfiles topográficos, equidistantes cada 30° (Figura 106).

Usando los datos de alcance máximo obtenidos en la etapa 2 de la simulación, se calcula la cota (altitud) de caída del balístico en cada dirección. Con estos nuevos datos de altitud final de caída se realiza de nuevo la aplicación de la etapa 1 del software Ballistic, usando los datos de ángulo de lanzamiento óptimo y de diámetro óptimo del fragmento balístico que se obtuvieron previamente. Así, se obtienen nuevos alcances máximos en cada dirección (Tablas 11 y 15).

Tabla 15: Alcances máximos de balísticos\* en diferentes direcciones alrededor del VB

ESCENARIOS	ESCENARIO 1		ESCENARIO 2		ESCENARIO 3	
DIRECCIÓN PERFILES	COTA (m) impacto balístico	ALCANCE MÁXIMO	COTA (m) impacto balístico	ALCANCE MÁXIMO	COTA (m) impacto balístico	ALCANCE MÁXIMO
0° (N)	1,682.75	1,127.40	1,346.82	2,777.60	803.37	5,443.80
30°	1,714.70	1,115.30	1,375.14	2,766.90	847.53	5,430.20
60°	1,809.08	1,073.10	1,340.85	2,779.80	799.13	5,445.10
90° (E)	1,780.17	1,087.10	1,633.06	2,658.40	982.33	5,387.20
120°	1,733.83	1,107.70	1,196.54	2,829.00	715.50	5,469.90
150°	1,686.17	1,126.00	1,199.94	2,828.00	777.01	5,451.70
180° (S)	1,765.06	1,094.00	1,322.33	2,786.20	978.11	5,388.60
210°	1,788.80	1,083.40	1,322.86	2,786.20	940.44	5,400.90
240°	1,747.49	1,101.80	1,531.01	2,704.40	1,069.99	5,358.10
270° (W)	1,749.91	1,101.00	1,265.47	2,806.10	673.59	5,482.00
300°	1,770.75	1,091.70	1,440.06	2,741.90	868.07	5,423.90
330°	1,731.58	1,108.50	1,373.11	2,762.60	891.29	5,416.60
<b>ALCANCE MÁXIMO PROMEDIO</b>		<b>1,101</b>		<b>2,769</b>		<b>5,425</b>

\* Balísticos con el tamaño óptimo, lanzados con el ángulo óptimo y la energía inicial de referencia para cada escenario.

La longitud del alcance máximo sobre los dos sentidos de cada perfil se grafican en el software Autocad® y se digitaliza un polígono que una los extremos de las trayectorias máximas, el cual no necesariamente va a tener forma circular, sino más bien elíptica, dependiendo de la topografía del área circundante al edificio volcánico. Por otra parte, los datos de alcance y altura máxima calculados se grafican sobre los seis perfiles trazados en el MDE del VB. A estas dos curvas, se sobrepone una línea envolvente que las englobe, para obtener la distribución espacial de los balísticos en el plano vertical (Figura 106) y para considerar áreas de seguridad. En el caso del escenario 1 la envolvente utilizada es de 1,000 m, para el escenario 2 de 2,000 m y para el escenario 3 de 3,500 m.

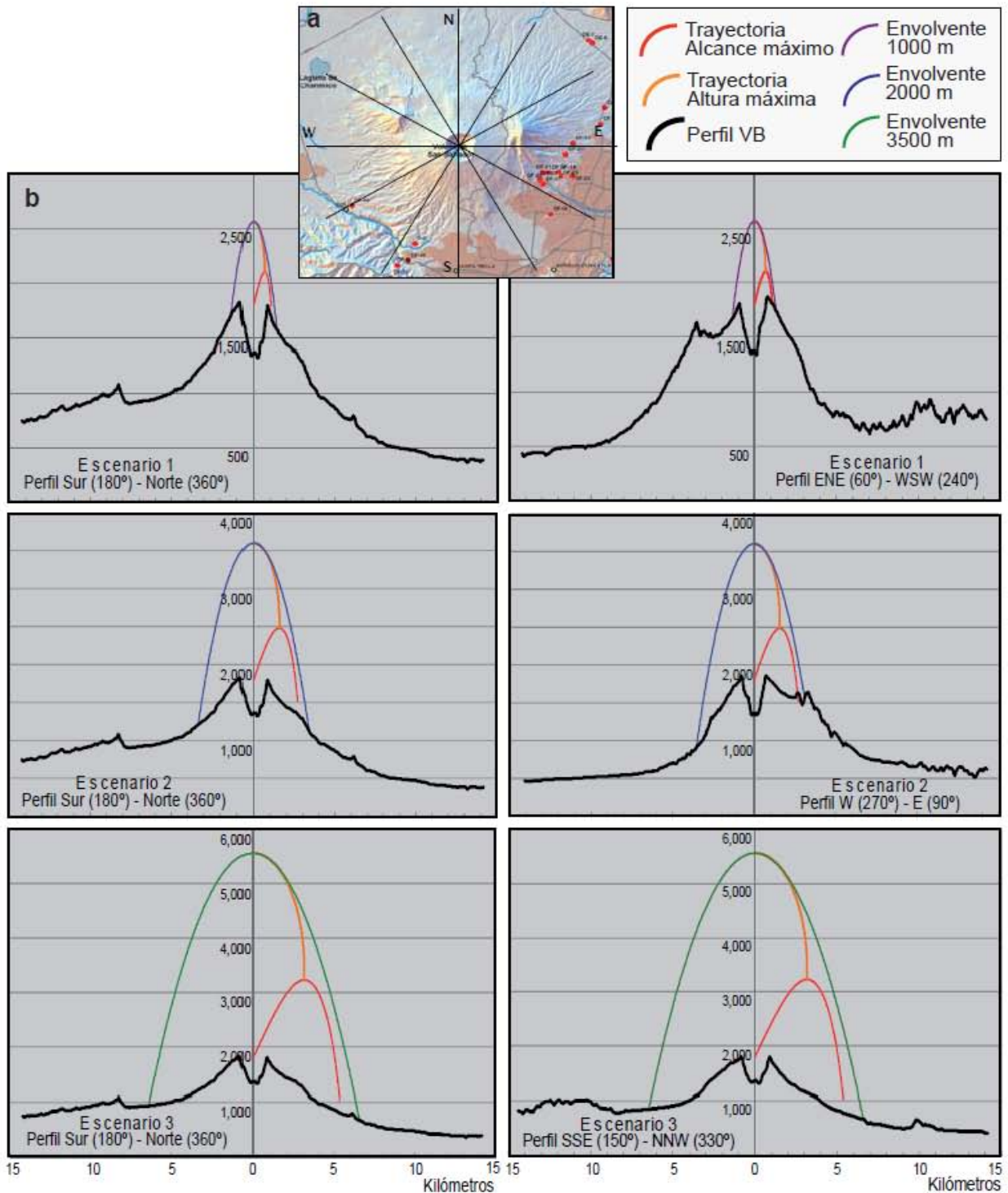


Figura 106: a) Mapa de las trazas en planta de los seis perfiles topográficos trazados sobre el MDE del VB, en cada sentido de las seis direcciones se calcula la cota (m) de caída de un fragmento balístico, con el diámetro óptimo y el alcance máximo calculados en las etapas 2 y 3 del proceso de simulación y b) ejemplos de las trayectorias de alcance máximo y de altura máxima calculadas para los tres escenarios de peligro sobre diferentes direcciones entorno al cráter del VB; las trayectorias de alcance máximo y altura máxima son englobadas por una envolvente, tomando en cuenta un margen de seguridad, que delimita las áreas que podrían resultar afectadas en el plano vertical por los fragmentos balísticos.

#### **8.4.6. Construcción de los mapas y perfiles de peligro por emisión de balísticos**

Finalmente, del proceso de tratamiento de resultados obtenidos de las simulaciones de trayectorias de fragmentos balísticos, se elaboran los mapas y los perfiles de escenarios de peligro. Los mapas de escenarios de peligro por emisión de balísticos señalan las áreas en el plano horizontal (plano x, y) que podrían resultar afectadas por la emisión de este tipo de fragmentos durante eventos eruptivos con las características señaladas para cada escenario. La elipse que une los alcances máximos en cada dirección entorno al cráter del VB se importa al software ArcGis® para preparar la cartografía. Las áreas obtenidas para el VB son de 4 km<sup>2</sup> para el escenario 1, de mayor tasa de ocurrencia, de 24 km<sup>2</sup> para el escenario 2 y de 92.5 km<sup>2</sup> para el escenario 3 de menor tasa de ocurrencia (Tabla 11 y Figura 107).

Se prepararon también los perfiles de escenarios de peligro por emisión de balísticos, los cuales señalan el espacio en el plano vertical (plano z) que podría resultar afectado por la emisión de balísticos con los tamaños y ángulos de lanzamiento considerados para cada escenario. La altura máxima que alcanzarían los fragmentos balísticos lanzados con una inclinación máxima de 89° es de 2.5 km para el escenario 1, de 3.5 km para el escenario 2 y de 5.5 km en el caso del escenario 3 (Tabla 11 y Figura 108).

#### **8.4.7. Principales efectos asociados a la emisión de proyectiles balísticos**

La emisión de fragmentos balísticos puede constituir un peligro para la vida y las infraestructuras por la fuerza de impacto con la que caen y por sus elevadas temperaturas, aun siendo bloques líticos. El peligro de impacto por grandes fragmentos es máximo cerca del cráter y decrece al incrementar la distancia. En el caso del VB, existe infraestructura de telecomunicaciones en las cercanías del sector SE del cráter del volcán (< 500 m), que con seguridad resultaría gravemente afectada en caso de una erupción explosiva, aun de pequeña magnitud, con emisión de balísticos. Las velocidades típicas de impacto van desde 300 hasta 500 km/h. La capacidad de perforación de materiales es mayor al incrementarse la energía de impacto, pudiendo perforar superficies de concreto (Figura 104) y acero (Blong, 1984; Alatorre-Ibargüengoitia, 2003). Los balísticos representan también un peligro para el medio natural debido a que su temperatura es generalmente superior al punto de ignición de la vegetación, lo cual puede provocar incendios en regiones vecinas al volcán. Finalmente, los balísticos son peligrosos para la aeronavegación, pues las altas velocidades de los proyectiles permiten que alcancen grandes alturas en muy pocos segundos y puedan impactar a aeronaves en vuelo.

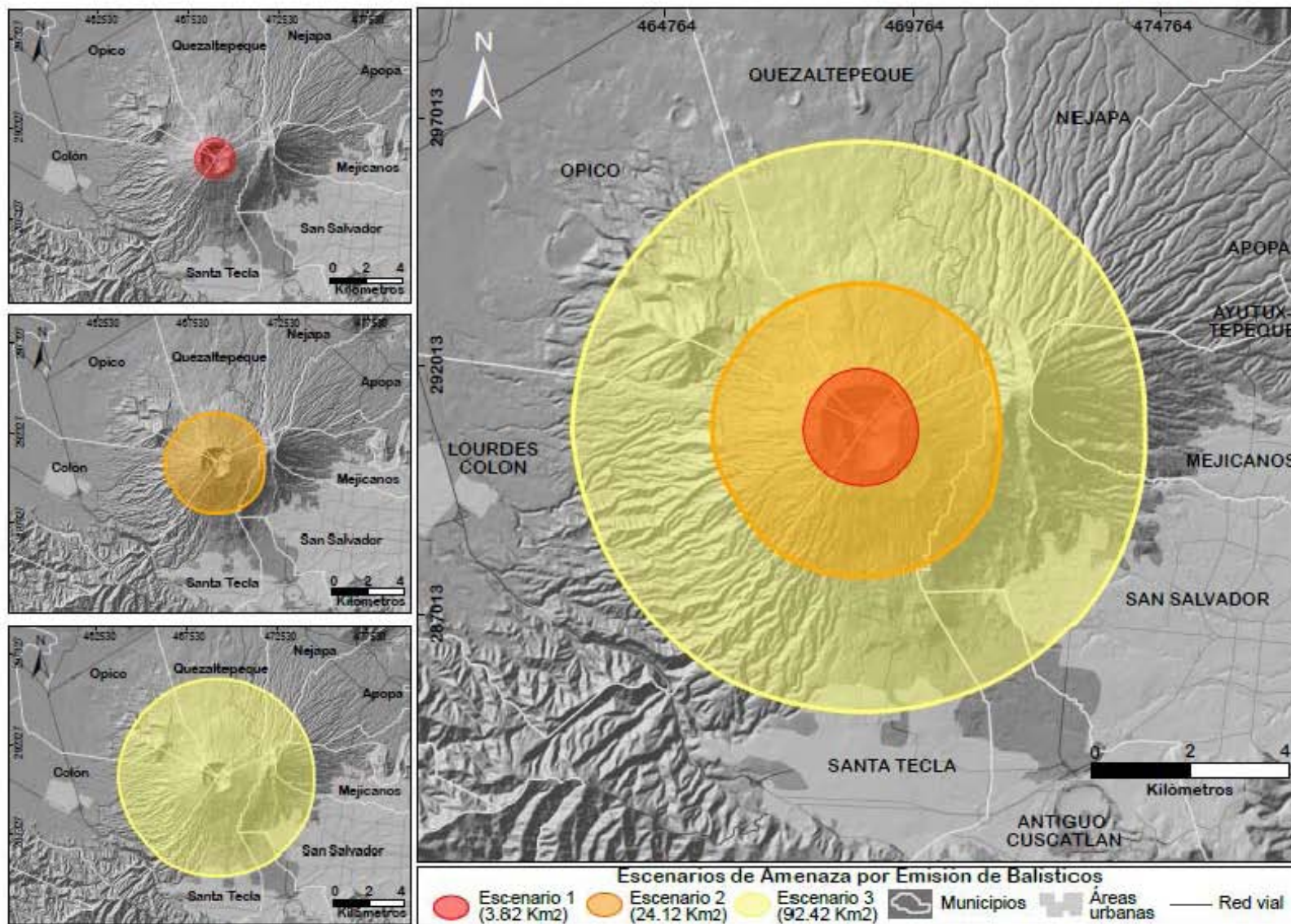


Figura 107: Mapa de escenarios de peligro por emisión de balísticos del VB.

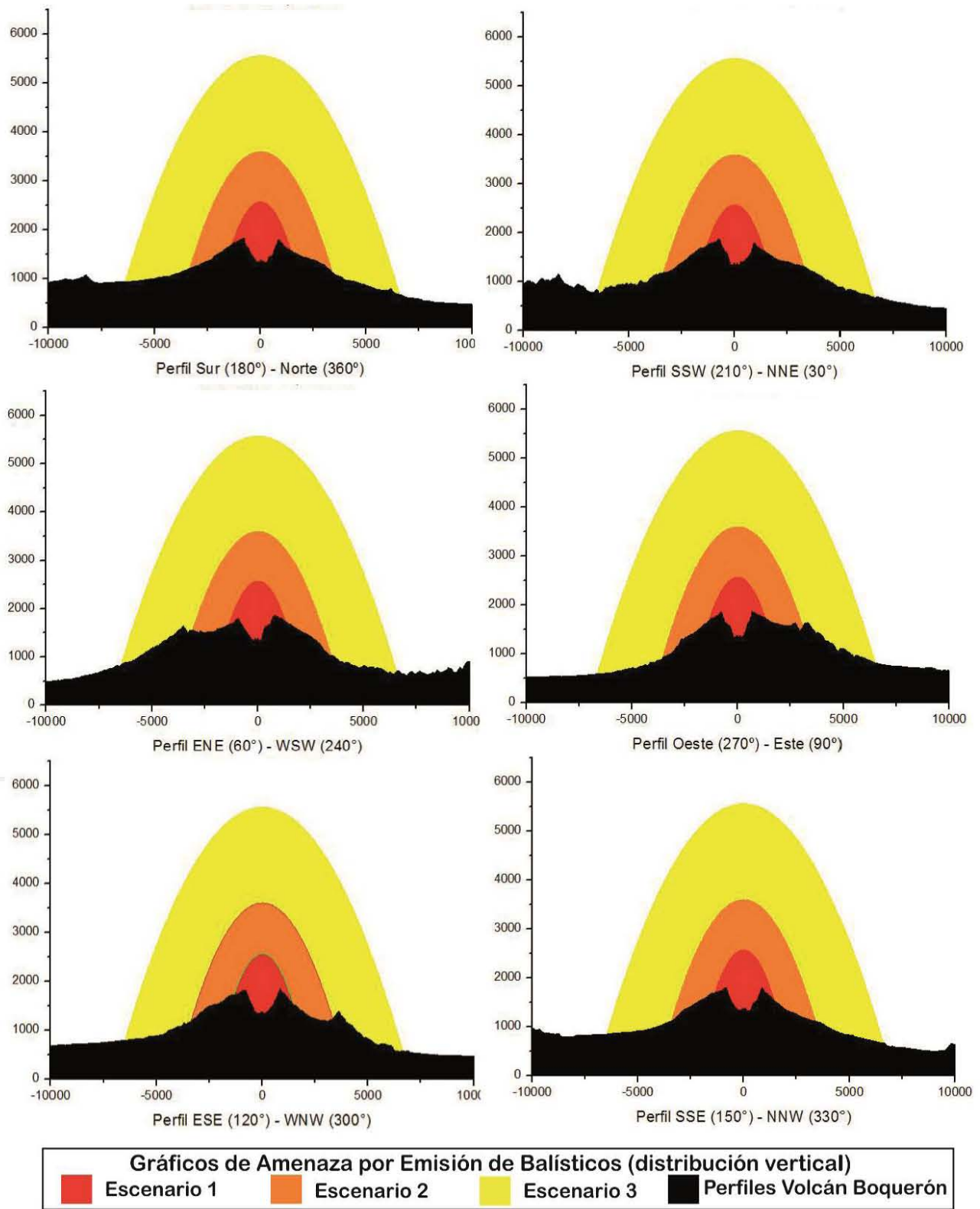


Figura 108: Perfiles de alcance vertical por emisión de proyectiles balísticos del VB mostrando la distribución en la vertical de los diferentes fragmentos balísticos considerados en los tres escenarios de peligro.



## **8.5. Escenarios de peligro volcánico por corrientes piroclásticas densas**

Los eventos eruptivos explosivos se caracterizan por la formación de columnas eruptivas verticales constituidas por una mezcla de gases y piroclastos, que ascienden sobre el centro emisor por la expansión del vapor de agua que pasa de altas presiones y temperaturas a condiciones atmosféricas. Esta mezcla se mueve formando amplias celdas de convección e incorporando aire externo más frío, que reduce su densidad y le permite ascender. Sin embargo, en ocasiones una parte de la mezcla de gases calientes y piroclastos es más densa que el aire, por lo que la columna pierde capacidad para sustentar toda la carga sólida que arrastra, y en lugar de ascender, se comporta como un fluido (Cas y Wright, 1987; Colombo y Martí, 1992; Sparks et al., 1997; Druitt, 1998; Major et al., 2001) y una parte de ella colapsa, moviéndose a ras de suelo a favor del pendiente en forma de flujo o corriente piroclástica densa.

Las corrientes piroclásticas densas son mezclas de partículas volcánicas y gas calientes (con o sin agua libre) que se mueven a altas velocidades circulando sobre el terreno a favor de la gravedad (Druitt, 1998). Estas corrientes son altamente peligrosas, por las altas velocidades a las que se movilizan y por presentar generalmente altas temperaturas. Convencionalmente, se han descrito dos tipos de estas corrientes piroclásticas, con base principalmente en las características texturales y físicas de los depósitos que generan (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987): Los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas.

Los flujos piroclásticos son depósitos con mala granoclasificación, que generalmente no presentan estructuras de sedimentación (masivos) y tienen espesores significativos en las depresiones topográficas (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Martí et al., 2000). En ocasiones muestran gradación selectiva y soldamiento por efectos térmicos ( $T > 500^{\circ}\text{C}$ ). Estos depósitos son el resultado de corrientes piroclásticas de alta densidad, donde la relación partículas/gas es alta, por lo que se les considera flujos granulares. Circulan con velocidades de varios metros por segundo hasta más de 200 m/s (Sparks et al., 1997) y presentan temperaturas entre los  $300^{\circ}$  y  $800^{\circ}\text{C}$ . En zonas intermedias y distales del centro emisor, con pendientes inferiores a las del cono volcánico, estos flujos suelen confinarse en bajos topográficos, en el interior de valles y quebradas. Las corrientes piroclásticas densas de tipo flujo piroclástico se generan principalmente por: a) El colapso de la columna eruptiva, cuando existe una reducción del contenido de volátiles del magma, una caída en la velocidad de emisión o un aumento en el tamaño de la boca eruptiva; b) el colapso gravitacional de domos, al ceder

a una sobre-presurización en su interior y/o c) al colapso de frentes de lava por gravedad, cuando estas se movilizan sobre fuertes pendientes de las laderas de un estratovolcán.

Las oleadas piroclásticas son depósitos de granulometría fina, que generalmente presentan estructuras de sedimentación-tracción en su interior (laminación planar, cruzada y dunas) y tienen espesores pequeños en comparación a los flujos piroclásticos, exceptuando en zonas muy proximales al centro emisor donde pueden alcanzar espesores de varios metros. Estos depósitos son producto de mezclas turbulentas muy energéticas de menor densidad que los flujos piroclásticos, ya que la relación partículas/gas es más baja y por ello se mueven de forma más boyante y se desplazan sobre el terreno con menor control de la topografía. Estas mezclas están diluidas y se sostienen debido a la turbulencia en su interior. Pueden alcanzar altas velocidades, de entre 10 a 300 m/s (Fisher, 1979; Cas y Wright; 1987; Martí et al., 2000), por lo que pueden generar fenómenos de erosión sobre los materiales del sustrato (base erosiva). La temperatura en su interior puede variar entre decenas de grados hasta los 300° C (oleadas frías/calientes). Las oleadas piroclásticas se clasifican como secas (*dry*) o húmedas (*wet*) indicando en qué estado (líquido o gaseoso) se encuentra el fluido que sustenta las partículas durante su emplazamiento (Wohletz y Sheridan, 1979). En las oleadas secas el fluido está presente como vapor, a temperaturas superiores a los 100 °C, dando como resultado depósitos con coloraciones que indican la composición original de las partículas (comúnmente gris oscuro en el caso de andesitas), ya que no hay alteración de las partículas. En las oleadas húmedas el agua se encuentra en fase líquida, por debajo del punto de ebullición (<100 °C) y cubre las partículas de roca; como consecuencia los depósitos resultantes suelen tener colores ocres y/o blanquecinos y frecuentemente presentan niveles con lapilli acrecional. Las oleadas húmedas suelen presentarse fuertemente endurecidas por minerales secundarios formados casi inmediatamente después de su emplazamiento (Sheridan y Wohletz, 1983).

Las oleadas piroclásticas se generan principalmente por erupciones de tipo freatomagmático (generación de maares; explosiones anulares rasantes), explosiones laterales dirigidas (Mt. St. Helens, Sta. Ana) o por la elutriación del material fino que acompaña a los flujos piroclásticos (Fisher, 1979).

Los dos tipos descritos (flujos y oleadas) constituyen los extremos de un espectro continuo de tipologías de corrientes piroclásticas densas y de depósitos resultantes, que varían su comportamiento, forma de emplazamiento y características físicas de los depósitos en función de la concentración partículas/gas en la mezcla (Druitt, 1998). Frecuentemente, diversos tipos de corrientes piroclásticas (flujos, oleadas o algún término intermedio de corriente piroclástica densa) pueden ocurrir en la misma erupción, en fases separadas o conjuntamente (Druitt, 1998; Major et al., 2001). Además, durante su

transporte y emplazamiento las corrientes piroclásticas generan nubes de cenizas que ascienden hasta miles de metros desde su frente y laterales, que pueden ser transportadas por los vientos hasta varias decenas de kilómetros del centro emisor, generando depósitos de caída.

### **8.5.1. Flujos y oleadas piroclásticas en el registro estratigráfico del VB**

En el registro estratigráfico del VB se han descrito depósitos de flujo piroclástico y de oleada piroclástica, indicando la ocurrencia de corrientes piroclásticas densas durante diversas de las erupciones explosivas de las registradas en este volcán.

Los depósitos de flujo piroclástico han sido reconocidos en el interior de las secuencias de depósitos de las erupciones de mayor magnitud, consideradas de tipo pliniano (G1 y G2) y sub-pliniano (secuencia Talpetate I; Figura 109), los cuales fueron considerados como depósitos de referencia para la definición de escenarios de peligro. Sus características físicas, especialmente su granulometría muy fina y la ausencia en la mayor parte de afloramientos de una nivel basal granular, así como su amplia distribución y la presencia de paleosuelos de espesor importante sobreyaciendo estos depósitos, hacen pensar que son el producto de algún tipo de corriente piroclástica densa con características intermedias entre los flujos y las oleadas piroclásticas, probablemente acompañadas de nubes de cenizas durante su trayectoria. Se clasificaron como flujos de cenizas (Cas y Wright, 1987; Sparks et al., 1997), emplazados durante fases explosivas debido al colapso intermitente y parcial de la columna eruptiva. Se observaron también niveles de flujo piroclástico en tres de las secuencias eruptivas pre-G1 y en la secuencia subyacente a G2 descritas en la Cantera Las Lajas (DF75).

La distribución de los flujos piroclásticos considerados de referencia (TpI, G2 y G1) es principalmente al E-SE (Figura 109), debido a que la presencia de depósitos mucho más jóvenes en los sectores N, W y NW del CVSS no permitió su identificación en estas áreas. Para el caso del flujo piroclástico asociado a la secuencia Talpetate I el alcance máximo considerado fue de 1 km, para el flujo piroclástico asociado a G2 el alcance máximo considerado fue de 7 km del centro emisor y para el flujo piroclástico asociado a G1 se calculó una longitud máxima de entre 10-11 km (Tabla 16). Estos alcances fueron usados para la calibración de los escenarios en el proceso de simulación de corrientes piroclásticas densas de tipo flujo piroclástico. Por otra parte, la presencia de depósitos de oleada piroclástica es muy frecuente en el registro de erupciones del VB, así como en los depósitos de erupciones de flanco (capítulos 5 y 6). Los depósitos de oleada piroclástica identificados son de diferente tipología:

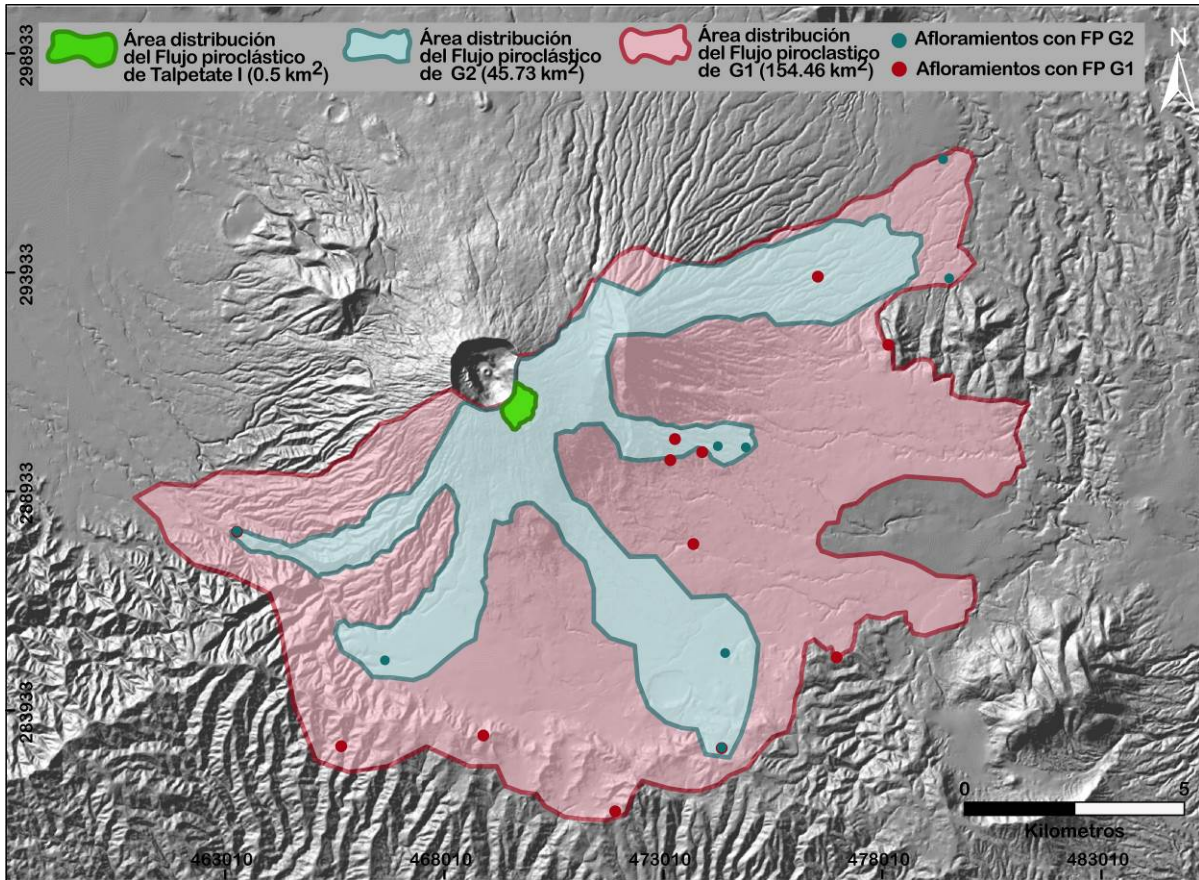


Figura 109: Distribución preliminar de los depósitos de flujo piroclástico de las secuencias Talpetate I, G2 y G1, depósitos considerados para la definición de escenarios de peligro.

a) Oleadas basales (*Base surge*) producto de explosiones anulares rasantes (distribución radial o dirigida, blast), directamente desde la boca de emisión. Ocurren en erupciones con componente freática o freatomagmática, generalmente desde volcanes monogenéticos tipo maar o anillos de tobas, como es el caso de los maares Plan de la Laguna y Laguna de Channico, así como del anillo de tobas Loma Caldera (capítulo 6) del CVSS; pero pueden producirse en fases explosivas en estratovolcanes. Corresponden a este último caso los depósitos de ceniza fina, compactos, de coloración café claro–ocre, con laminación planar y cruzada, grados de compactación variable y espesores que varían de diversos metros en zonas proximales, hasta decenas de centímetros en las facies más distales de las secuencias Talpetate I y Talpetate II, producto de erupciones desde el VB. Su distribución es generalmente en abanico, con ápice en el centro emisor, hacia un solo sector del edificio volcánico. Aunque generalmente este tipo de oleadas tiene distribuciones inferiores a los 10 km de radio, para el caso de Talpetate I se identificaron depósitos de oleada piroclástica en el sitio arqueológico El Cambio, 12 km al NW del cráter del VB. No se conoce con exactitud el mecanismo de transporte y emplazamiento de estos depósitos en zonas más distales, donde fueron descritos hasta los 18 km (Hart, 1983; Sofield, 1998; este estudio; Figura 110).

b) Oleadas tipo *ground surge* y *ash-cloud surge* o de nube de cenizas producto del colapso de la parte externa de las columnas eruptivas y generalmente asociadas a la producción de flujos piroclásticos. Se han clasificado como oleadas de este tipo niveles de ceniza fina a muy fina, de color café oscuro o gris, masivos (o en ocasiones presentando laminación planar) y espesores que no superan las decenas de centímetros, en la base y en el interior de los depósitos de flujo piroclástico de las secuencias G1 y G2 y también en la base de los depósitos de caída de la secuencia G2. Comúnmente presentan contactos discordantes y ondulados con los niveles subyacentes y sobreyacentes, y son discontinuos en zonas distales. Su distribución está relacionada a la distribución de los depósitos de flujo piroclástico a los que van asociados.

Entre los depósitos G1 y G2 se identificaron en la secuencia estratigráfica del VB otras cuatro secuencias con presencia de oleadas piroclásticas, en su mayoría interestratificados con depósitos de caída, que no fueron estudiadas en profundidad.

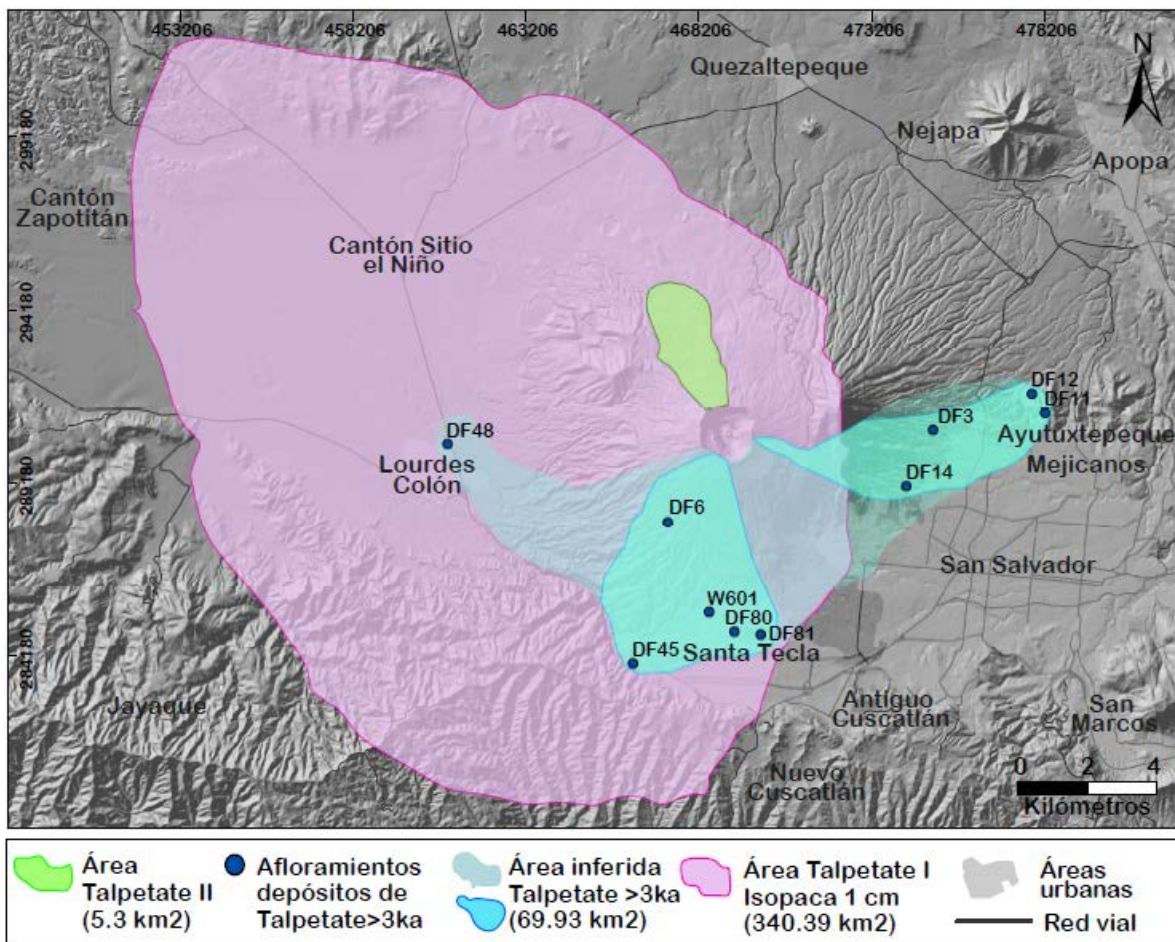


Figura 110: Distribución de los depósitos de oleada piroclástica basal de las secuencias Talpetate I (isopaca de 1 cm), Talpetate >3,000 años y Talpetate II.

Tabla 16: Parámetros de entrada y resultados de los procesos de simulación de corrientes piroclásticas densas

		FLUJOS PIROCLÁSTICOS			OLEADAS PIROCLÁSTICAS			
ESCENARIOS DE PELIGRO	ERUPCIONES REFERENCIA	Parámetros	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3
			<b>Tipo de erupción</b>	Vulcaniana	Sub-pliniana	Pliniana	Estromboliana violenta o vulcaniana	Vulcaniana o sub-pliniana
		<b>VEI</b>	4	5	6	3-4	4-5	5-6
		<b>Mecanismo de generación</b>	Colapso de columna	Colapso de columna	Colapso de columna	Colapso de columna	Erupción hidromagmatica dirigida (blast)	Erupción hidromagmatica dirigida (blast)
	DEPÓSITOS DE REFERENCIA	<b>Secuencia eruptiva</b>	TALPETATE I	G2	G1	TALPETATE II	TALPETATE > 3 ka	TALPETATE I
		<b>Tipo de depósito</b>	Flujo granular	Flujo de cenizas	Flujo de cenizas	Oleada basal	Oleada basal	Oleada basal
		<b>Distancia máxima al cráter</b>	1 km	7 km	10-11 km	4.4 km	8.98 km	18.93 km
		<b>Espesor promedio</b>	40 cm	90 cm	55 cm	42 cm	37 cm	75 cm
		<b>Área</b>	0.50 km <sup>2</sup>	45.7 km <sup>2</sup>	154.5 km <sup>2</sup>	5.4 km <sup>2</sup>	70 km <sup>2</sup>	340 km <sup>2</sup>
		<b>Volumen</b>	0.0002 km <sup>3</sup>	0.02 km <sup>3</sup>	0.085 km <sup>3</sup>	0.002 km <sup>3</sup>	0.026 km <sup>3</sup>	0.27 km <sup>3</sup>
	PROCESO DE SIMULACIÓN	<b>Altura del colapso (sobre el centro emisor)</b>	500 m	1000 m	1500 m	700 m	100 m	50 m
		<b>Volumen de la pila</b>	0.0002 km <sup>3</sup>	0.01-0.02 km <sup>3</sup>	0.05-0.1 km <sup>3</sup>	N.A.	N.A.	N.A.
		<b>Velocidad inicial</b>	93 m/s	200 m/s	200 m/s	N.A.	N.A.	N.A.
		<b>H/L</b>	0.64	0.22	0.17	0.27	0.155	0.13
		<b>Fricción Basal (tg<sup>-1</sup> H/L)</b>	32°	12°	9-10°	15.1°	8.8°	7.4°
		<b>Fricción interna</b>	30	30	30	N.A.	N.A.	N.A.
		<b>Tilt (inclinación)</b>	N.A.	N.A.	N.A.	0.5°	1°	4°
		<b>Localización del centro emisor location</b>	N.A.	N.A.	N.A.	Cráter central	Cráter central	NE del cráter actual
	MAPAS DE PELIGRO	<b>Máximo alcance</b>	2.5 km	10 km	12.5 km	6 km	11.5 km	21 km
		<b>Dirección del máximo alcance</b>	SW	NE	N	W	NE	W
		<b>Area</b>	16.76 km <sup>2</sup>	203.30 km <sup>2</sup>	338.7 km <sup>2</sup>	61.57 km <sup>2</sup>	250.88 km <sup>2</sup>	686.80 km <sup>2</sup>

N.A.= no aplica

Para la definición de escenarios de peligro por oleadas piroclásticas se consideraron como depósitos de referencia, aquellos que presentaban rasgos texturales y físicos típicos de oleadas piroclásticas basales: Las secuencias Talpetate I, Talpetate II y Talpetate >3 ka (Figura 110, Tabla 16). Las oleadas piroclásticas tipo *ground surge* y nube de cenizas, asociadas a la producción de flujos piroclásticos, no se han considerado para la definición de escenarios de peligro por oleadas piroclásticas, considerando que su peligrosidad y distribución espacial (áreas de posible afectación) queda delimitada en los escenarios de peligro por flujos piroclásticos, en los cuales se consideró una ampliación de seguridad de las distribuciones obtenidas.

### 8.5.2. Parámetros para la definición de escenarios de peligro por flujos piroclásticos

Para la definición de los escenarios de peligro y la posterior construcción del mapa de peligro asociado a la ocurrencia de corrientes piroclásticas densas de tipo flujo piroclástico se utilizó la información del registro de erupciones y de las características de eventos eruptivos pasados con producción de depósitos de este tipo. En la Tabla 17 se detalla la descripción de todos los parámetros necesarios para la definición de los escenarios de peligro por flujos piroclásticos y la información utilizada relacionada con los eventos del VB.

Tabla 17: Descripción de parámetros para la simulación de escenarios de peligro por flujos piroclásticos

	<b>Parámetros</b>	<b>Descripción</b>	<b>Datos para el Volcán Boquerón</b>
<b>CONTEXTO</b>	<b>Marco geomorfológico (relieve)</b>	Topografía del edificio volcánico y su área de influencia	Se recortó en el MDE un área de 44 km de ancho con centro en el cráter del VB para usarlo en el software Grass 5.4 <sup>®</sup> , asociado al software Titan2D <sup>®</sup> para el proceso de simulación. La resolución de este modelo de elevación permite considerar rasgos geomorfológicos y del relieve con detalle.
	<b>Registro de erupciones y caracterización de los depósitos de flujo piroclástico</b>	Historial de eventos eruptivos explosivos con producción de depósitos de flujo piroclástico y características sedimentológicas y texturales.	En el registro estratigráfico del VB se identificaron 4 secuencias eruptivas con depósitos de flujos piroclásticos de cenizas, los cuales se asociaron a procesos de colapso de la columna eruptiva. Los principales depósitos de flujo piroclástico están asociados a los eventos eruptivos de mayor magnitud, del periodo principal de construcción del VB (de 36,000 a 3,000 años B. P.); en las secuencias G1 y G2. También se identificó un depósito de flujo piroclástico de tipo granular interstratificado entre los depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Talpetate I.
<b>FÍSICOS</b>	<b>Altura del colapso de la columna eruptiva</b>	Estimación de la altura del colapso de columna	La altura del colapso es independiente de la altura total de la columna eruptiva. Depende de la densidad de la columna (carga de material sólido), de cambios de presión y de cambios en la geometría del conducto. Se ha determinado que el colapso de la columna eruptiva puede producirse entre los 500 y 1,500 m sobre el centro emisor, sin superar los 2000 m (Sparks et al., 1997; Sheridan et al., 2005).

	<b>Velocidad</b>	Máxima velocidad de la masa que colapsa	Se determinó la velocidad del flujo como función de la altura del colapso ( $v = \sqrt{2gh}$ ), donde g es el valor de la gravedad y h, la altura del colapso (Sheridan et al., 2005). Las velocidades calculadas experimentalmente de flujos piroclásticos van desde las decenas de metros por segundo hasta los 200 m/s (Sparks et al., 1997). Los depósitos de flujo piroclástico asociados a las secuencias G1 y G2, tienen una baja relación de aspecto (Walker et al., 1981; Sigurdsson, 2000; Dade, 2003) y pudieron tener velocidades altas. Se calcularon velocidades de salida a partir de las alturas de colapso estimadas y se ajustaron durante el proceso de simulación para lograr los alcances de los depósitos de referencia (Tabla 16).
	<b>Alcance, espesores y distribución</b>	Cuantificación del área y del promedio del espesor de los depósitos de flujo piroclástico	Se cartografió preliminarmente la distribución de los depósitos de flujo piroclástico considerados de referencia y se calculó su espesor promedio, con base en las observaciones realizadas en los trabajos de campo (Tabla 16).
	<b>Volumen</b>	Cálculo del volumen promedio de los depósitos de flujo piroclástico	El cálculo de volumen se realizó a partir de los datos de área obtenidos de la cartografía preliminar de los depósitos y del espesor promedio (Tabla 16), por tanto el valor obtenido es un volumen mínimo.
	<b>Coefficiente de Heim</b>	Coefficiente de fricción cinética (fricción basal, resistencia del terreno a la circulación del flujo)	Tangente inversa del valor de la línea de energía H/L, donde H es la altura estimada de origen del flujo piroclástico (m sobre la cota de máx. alcance) y L el alcance máximo respecto al centro emisor (Sheridan et al., 2005). Los valores típicos para flujos granulares se encuentran entre 0.26 y 0.4 y para flujos de cenizas entre 0.17-0.26 (Saucedo et al., 2005; Macías et al., 2008). El cálculo se realizó de forma teórica a partir de los datos supuestos de altura del colapso y los alcances máximos descritos en campo. Este valor se utilizó para iniciar la simulación y posteriormente, durante las etapas del proceso se modificó para lograr el alcance real de los depósitos de referencia.
	<b>Fricción Interna</b>	Fuerzas de resistencia al interior del flujo piroclástico (contacto partícula-partícula)	Los valores típicos de fricción interna para un flujo con un volumen de fluido superior al 60% están en el rango de 25°-45°. Para el caso de las simulaciones de flujos piroclásticos del VB se usó un valor de 30° (Geophysical Mass Flow Group, 2007). Durante el proceso de simulación se apreció que este valor no modifica sustancialmente el funcionamiento y resultados de las simulaciones.
<b>GEOGRÁFICOS</b>	<b>Ubicación del sector del colapso</b>	Sector del edificio volcánico afectado por el colapso de la columna eruptiva	Coordenadas del punto cercano al centro emisor donde impactan en el terreno los productos piroclásticos del colapso de la columna eruptiva (en el mismo sistema de coordenadas que el MDE).

### 8.5.3. Escenarios de peligro por flujos piroclásticos

Con base en el registro de erupciones del VB, la estimación de la probabilidad de ocurrencia de fases eruptivas con producción de corrientes piroclásticas densas de tipo flujo piroclástico (flujos granulares) es inferior a la de otros tipos de procesos como la emisión de flujos de lava, la caída de ceniza, la



emisión de balísticos y las oleadas piroclásticas. Sin embargo, su ocurrencia no puede descartarse. La producción de flujos piroclásticos está ligada a la ocurrencia de erupciones de gran a extrema magnitud, vulcanianas o plinianas, con componente freatomagmático, que fueron consideradas como erupciones de referencia en los escenarios de peligro generales 2 y 3 del VB, propuestos en esta investigación.

Dentro de este marco, se definieron tres escenarios de peligro por flujos piroclásticos (Tabla 16) en función de su alcance y distribución, aspectos relacionados con la magnitud (explosividad) de las erupciones que pueden generarlos. Estos tres escenarios consideran las dos tipologías principales de flujos piroclásticos observados en el registro estratigráfico del VB: Flujos granulares y flujos de ceniza; ambos relacionados con el colapso parcial de una columna eruptiva y la asociación de este tipo de depósitos con otros producidos por diversas fases eruptivas en el marco de la misma erupción. No se consideraron los potenciales flujos piroclásticos de bloques y cenizas que podrían producirse por el derrumbe de frentes de flujos de lava.

Para el escenario 1, se consideraron flujos piroclásticos granulares de muy pequeño volumen, con un máximo de  $0.001 \text{ km}^3$ , producidos por el colapso parcial de la columna eruptiva durante erupciones estrombolianas violentas o vulcanianas, con VEI 3. Como depósito de referencia para este escenario se consideró el flujo piroclástico de la secuencia Talpetate I. Para el escenario 2, se consideraron flujos piroclásticos de ceniza de pequeño a moderado volumen, con un máximo de  $0.05 \text{ km}^3$ , producidos por el colapso parcial de la columna eruptiva durante erupciones subplinianas, con VEI 4-5. Como depósito de referencia para este escenario se consideró el flujo piroclástico de la secuencia G2. Finalmente, para el escenario 3 se consideraron flujos piroclásticos de ceniza de moderado a gran volumen, de  $0.05$  a  $0.1 \text{ km}^3$ , producidos por el colapso parcial de la columna eruptiva durante erupciones plinianas, con VEI 6. Como depósito de referencia para este escenario se consideró el flujo piroclástico de la secuencia G1. En los tres casos, los flujos podrían presentarse asociados a fases eruptivas explosivas con producción de depósitos de caída u oleadas piroclásticas.

#### **8.5.4. Simulación de flujos piroclásticos con el simulador Titan2D<sup>®</sup>**

La simulación de la trayectoria de los flujos piroclásticos considerados en la definición de los tres escenarios de peligro descritos se realizó con el software Titan 2D<sup>®</sup>, diseñado por el Geophysical Mass Flow Group (GMFG) de la Universidad Estatal de Buffalo (Pitman et al., 2003; Geophysical Mass Flow Group, 2007). Este software fue creado como un modelo dinámico de fluidos incompresibles de

Coulomb para simular flujos granulares y avalanchas de detritos sobre el modelo de elevación digital del volcán en estudio (Sheridan et al., 2005; Macías et al., 2008). El programa tiene mayor eficiencia para modelar flujos piroclásticos de tipo bloques y cenizas, sin embargo ha sido probado para diversos tipos de flujos (Macías et al., 2008).

El programa asume que el flujo inicia como una pila de material semielíptica, las dimensiones de la cual (altura y ancho de la base) reproducen el volumen total de la masa que colapsa, en una coordenada cercana al borde del centro emisor. La simulación de la trayectoria de la masa que colapsa se realiza, considerando la topografía, en sucesivas iteraciones en la dirección que se indica en el proceso (tomando el E como 0°) y finaliza cuando el flujo no puede superar la resistencia de las fuerzas que actúan sobre él (Pitman et al., 2003; Sheridan et al., 2005). Estas fuerzas de resistencia son a) la fricción basal, resistencia al movimiento por el contacto con el terreno y b) la fricción interna, resistencia al movimiento por las interacciones partícula a partícula en el interior del flujo. Otro parámetro necesario para las simulaciones es la velocidad inicial del movimiento que está en función de la altura del colapso (Tabla 17). Adicionalmente, el programa requiere datos para un conjunto de parámetros computacionales que dependen, en su mayor parte, del equipo de cómputo y del MDE que se estén utilizando (GMFG, 2007).

El proceso de simulación consta de dos etapas principales:

- Etapa 1: Corridas del programa para calibrar los parámetros de simulación, tratando de reproducir los alcances de los depósitos de flujo piroclástico de referencia que se consideraron para la definición de los tres escenarios de peligro. El valor de los parámetros de entrada fue calculado, para cada depósito de referencia, tal y como se indica en la Tabla 17, obteniendo los expresados en la Tabla 18. Se realizaron de cinco a ocho simulaciones por escenario, orientando el movimiento de la pila a la dirección en la que se encontró en el campo el depósito de referencia, durante las cuales se fueron modificando los valores de algunos de los parámetros.

Durante este proceso se determinó que la topografía (relieve) juega un papel importante como regulador de la fricción basal. El volumen simulado y la fricción basal, son los otros parámetros que más influyen la capacidad de la masa que colapsa de moverse sobre el terreno y alcanzar las distancias deseadas.

El volumen seleccionado inicialmente se mantuvo fijo y se realizaron variaciones significativas en los valores de fricción basal, especialmente en el caso de los flujos piroclásticos para el escenario 2 (que pasó de 16° a 12°) y del escenario 3 (que pasó de 13° a 9°-10°). Asimismo se realizaron variaciones en los valores de velocidad inicial para los tres escenarios simulados tratando de no superar los 200 m/s (Tabla 16).

Tabla 18: Valores iniciales de parámetros de entrada para el proceso de simulación de flujos piroclásticos en Titan2D<sup>®</sup>

Escenarios	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3
<b>Dep. de FP de referencia</b>	<b>TALPI</b>	<b>G2</b>	<b>G1</b>
$L_{max}$ (m)	1000	7000	10500
Espesor en $L_{max}$ (cm)	20	50	55
Altura del cráter (m)	1830	1830	1830
A columna (msn.cráter)	(?)5000	24000	28000
$h_2$ Colapso (msn.cráter)	<b>500</b>	<b>1000</b>	<b>1500</b>
Cota en $L_{max}$ (msnm)	1690	807	780
$h_1$ en $L_{max}$ (m)	140	1023	1050
$H = h_2 + h_1$	640	2023	2550
$(h_2 + h_1)/L$	0.640	0.289	0.243
<b>Fricción basal (inicial)</b>	<b>32</b>	<b>16</b>	<b>13.7</b>
<b>v (m/s) (inicial)</b>	<b>112.00</b>	<b>199.13</b>	<b>223.56</b>
V ( $m^3$ )	100,000.00	21,539,708.00	84,954,513.60
V ( $km^3$ )	0.0001	0.0215	0.0850
Dimensiones de la pila (m) (altura, eje mayor, eje menor)	20, 90, 90	60,550,200	150,450,400

El diagrama ilustra un flujo piroclástico que emerge de un cráter. Se muestra la columna eruptiva con una altura total A, dividida en h2 (altura del colapso) y h1 (altura en Lmax). El flujo piroclástico se extiende a lo largo de una distancia Lmax. Las alturas h1 y h2 están marcadas con líneas de puntos y flechas. La columna eruptiva está etiquetada como 'Columna eruptiva' y el flujo como 'Flujo piroclástico'.

- Etapa 2: Con los parámetros de entrada obtenidos de la etapa 1, calibrados con la información de alcance máximo de los depósitos de referencia y considerados los más adecuados para reproducir las condiciones de las erupciones de referencia (Tabla 16), se realizaron de ocho a diez simulaciones para cada escenario, dando diferentes orientaciones al movimiento de la pila (Figuras 111 y 112). El objetivo de esta etapa del proceso de simulación es cubrir toda el área alrededor del centro emisor. Los resultados se cartografiaron en planta sobre el modelo de elevación digital a través del software Grass 5.4<sup>®</sup> asociado a Titan2D<sup>®</sup>, donde se obtuvo el dato de alcance máximo para cada orientación (Tabla 19). Los resultados de algunas simulaciones también se visualizaron en tres dimensiones con el software Parview 3.2<sup>®</sup> (Figura 112). Para todas las simulaciones se utilizó el valor de 10 cm para delimitar la distribución final del flujo, con el fin de optimizar el tiempo de simulación. Para las simulaciones realizadas, este valor es siempre inferior al límite de 1/50 de la altura de la pila inicial, que el software asigna de forma predeterminada.

Escenario 1			Escenario 2			Escenario 3					
Código Simulación	Orientación	Alcance máximo (m/km)	Código Simulación	Orientación	Alcance máximo (m/km)	Código Simulación	Orientación	Alcance máximo (m/km)			
E110	E(0)	1462	1.46	E210	E (0)	7441	7.44	E38_2	E (0)	9902	9.902
E14	SE (-25)	1506	1.51	E213	SE (-45)	9800	9.80	E310	SE (-45)	11620	11.62
E111_ES	S(-90)	1640	1.64	E29	S (-90)	8169	8.17	E37	S(-90)	8251	8.25
<b>E18</b>	<b>SW(-135)</b>	2569	2.57	E215	SW (225)	6500	6.50	E311_2	SW (225)	8048	8.048
E192	W(180)	1534	1.53	E214	W (180)	6600	6.60	E39_2	W (180)	9364	9.364
E16	NW(135)	2124	2.12	E27	NW (135)	8066	8.07	E34_4	NW (135)	12009	12.009
E17	N(90)	1350	1.35	E212	N (90)	9039	9.04	<b>E36_2</b>	<b>N (90)</b>	12490	12.49
E112	NE(45)	1563	1.56	<b>E211</b>	<b>NE (45)</b>	9884	9.88	E35_2	NE (45)	11550	11.55

Los datos se obtuvieron con el software Grass 5.4<sup>®</sup>, asociado a Titan2D<sup>®</sup>

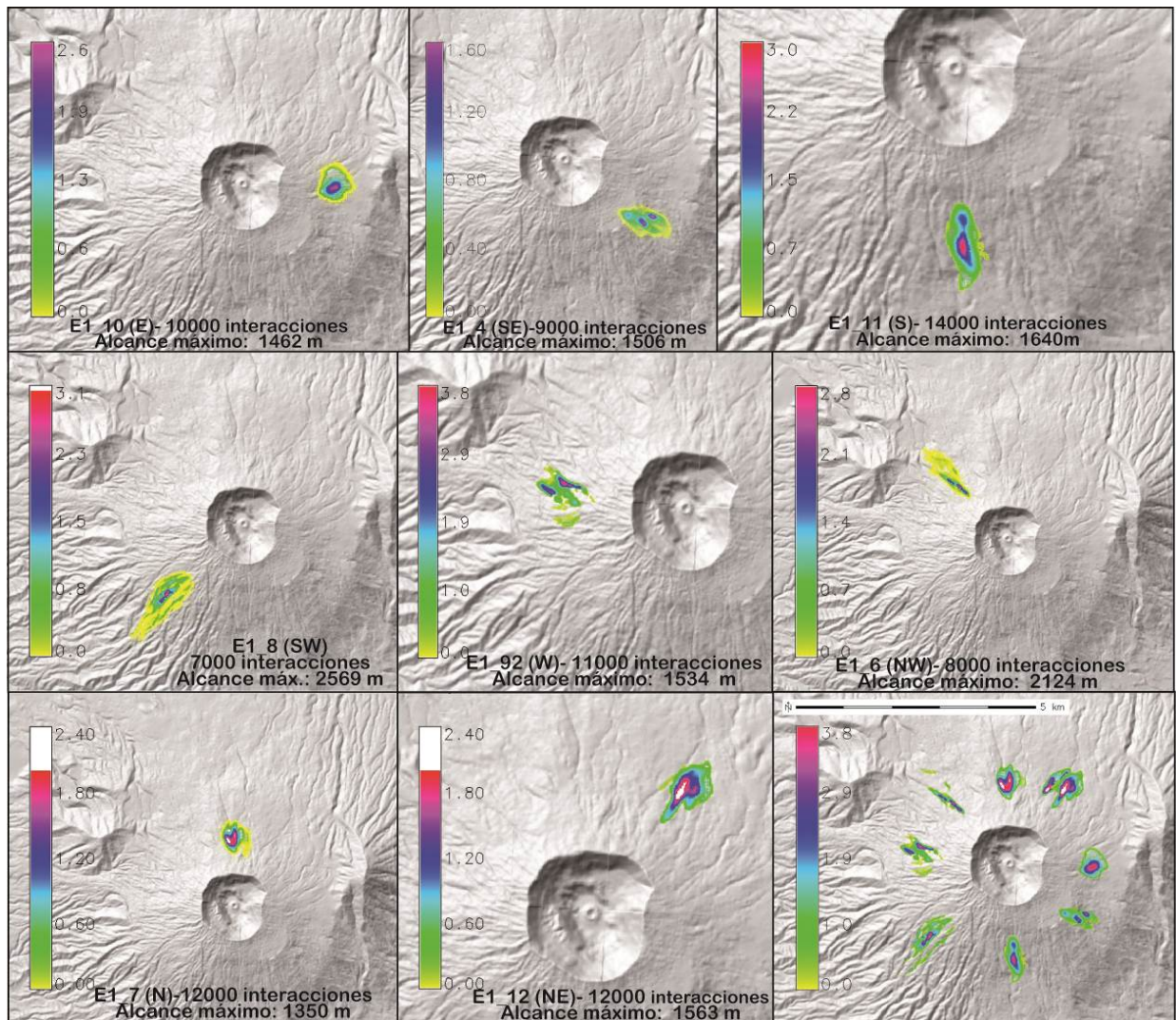


Figura 111: Imágenes del proceso de simulación en Titan2D<sup>®</sup> de flujos piroclásticos con las características definidas para el escenario 1, mostrando las trayectorias y alcances máximos (Tabla 19) en diferentes orientaciones alrededor del cráter del VB. El volumen de material simulado fue de 0.0002 km<sup>3</sup>.

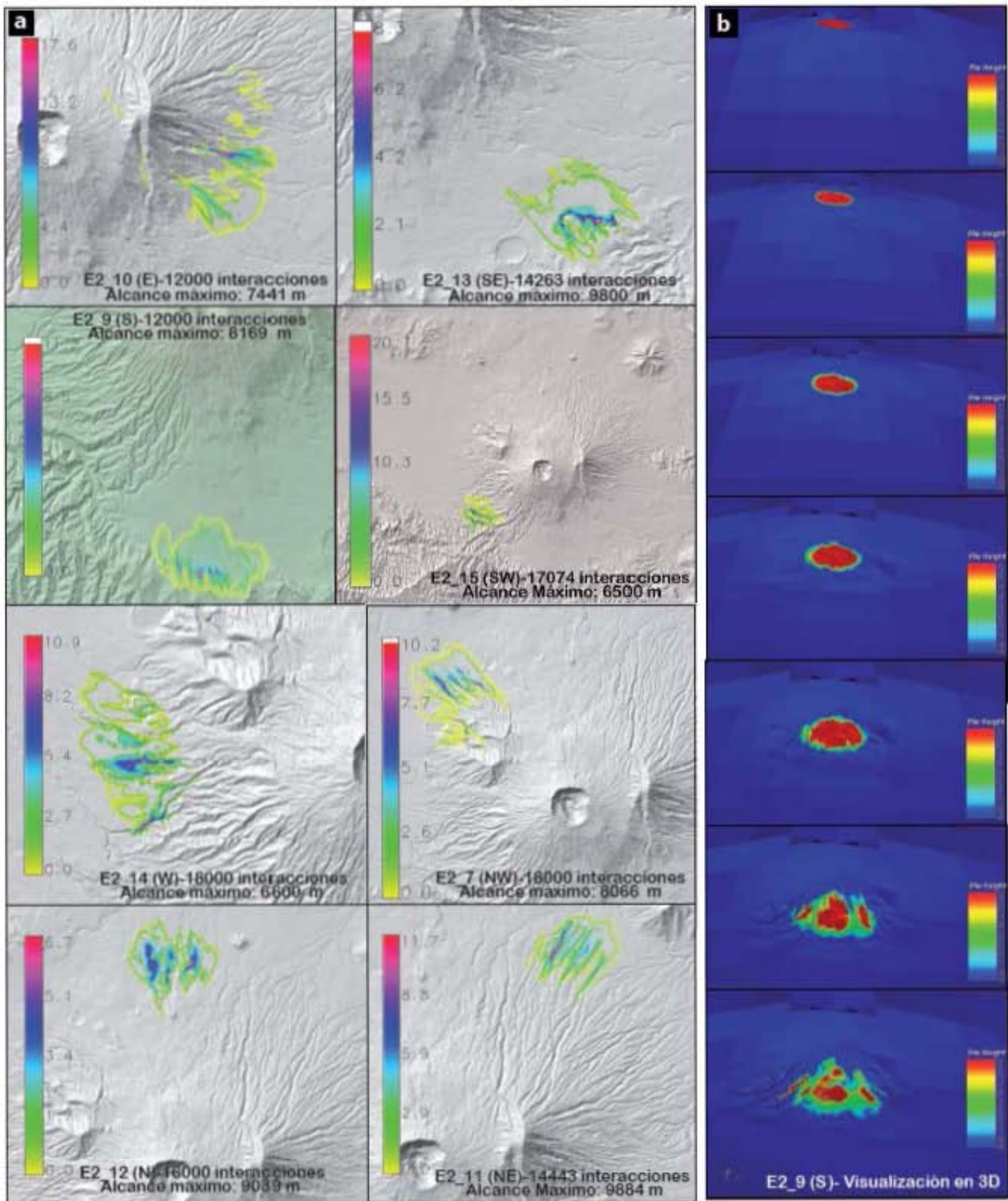


Figura 112: a) Imágenes del proceso de simulación en Titan2D<sup>®</sup> de flujos piroclásticos con las características definidas para el escenario 2, mostrando las trayectorias y alcances máximos (Tabla 16) en diferentes orientaciones alrededor del cráter del VB. El volumen de material simulado fue de 0.02 km<sup>3</sup> y b) fotogramas obtenidos en Paraview 3.2<sup>®</sup> para la visualización 3D de las trayectorias y avance de los flujos simulados.

### **8.5.5. Construcción del mapa de escenarios de peligro por flujos piroclásticos**

El mapa de escenarios de peligro por flujos piroclásticos muestra las áreas que podrían resultar potencialmente afectadas por la ocurrencia de corrientes piroclásticas densas de este tipo en caso de un evento eruptivo explosivo con las características y los grados de magnitud señalados para definir cada uno de los escenarios de peligro (Tabla 16). El colapso de la columna eruptiva generalmente ocurre en un sector de la misma y por tanto las masas colapsadas y los productos resultantes afectarán un sector del edificio volcánico. Sin embargo, es necesario señalar los alcances máximos que estos flujos podrían alcanzar en todas las direcciones entorno al centro emisor y en el perímetro del volcán, por la imposibilidad de conocer previamente cual es el sector de la columna que colapsará.

Las trayectorias de los flujos piroclásticos simulados para cada escenario obtenidas en el software Grass 5.4<sup>©</sup> se exportaron al software ArcGIS<sup>©</sup> y se digitalizaron los límites distales de cada uno de los flujos para unirlos en un solo polígono, tomando en cuenta rasgos topográficos y geomorfológicos visibles en el MDE utilizado (Figura 113). El total de área afectada por la posible ocurrencia de flujos piroclásticos con las características descritas para el escenario 1 sería de 17 km<sup>2</sup>, siendo el alcance máximo de 2.5 km en dirección SW; para los flujos piroclásticos considerados en el escenario 2 el área total de afectación sería de 203 km<sup>2</sup>, siendo el máximo alcance de 10 km hacia el NE y para el escenario 3 el área total afectada sería de 340 km<sup>2</sup>, con 12.5 km de alcance máximo hacia el N-NW (Tabla 16).

Las simulaciones orientadas al E del cráter Boquerón mostraron que los flujos piroclásticos con volúmenes similares al considerado para el escenario 2 y menores, no serían capaces de superar la barrera topográfica que supone el Cerro El Picacho (Figura 113), mientras que sí lo harían los flujos piroclásticos considerados en el escenario 3. Sin embargo, no debe considerarse que de ocurrir, este sector quede exento de los efectos asociados a un flujo piroclástico, especialmente de la nube de cenizas acompañantes; solamente indica que en este sector sería improbable la deposición de estos depósitos.

Finalmente los polígonos obtenidos para cada uno de los escenarios de peligro por flujos piroclásticos se situaron en un solo mapa (Figura 114). Se asignaron los colores rojo, anaranjado y amarillo para los escenarios 1, 2 y 3 respectivamente, manteniendo el formato utilizado para la representación de los escenarios de peligro por caída de ceniza y emisión de balísticos.

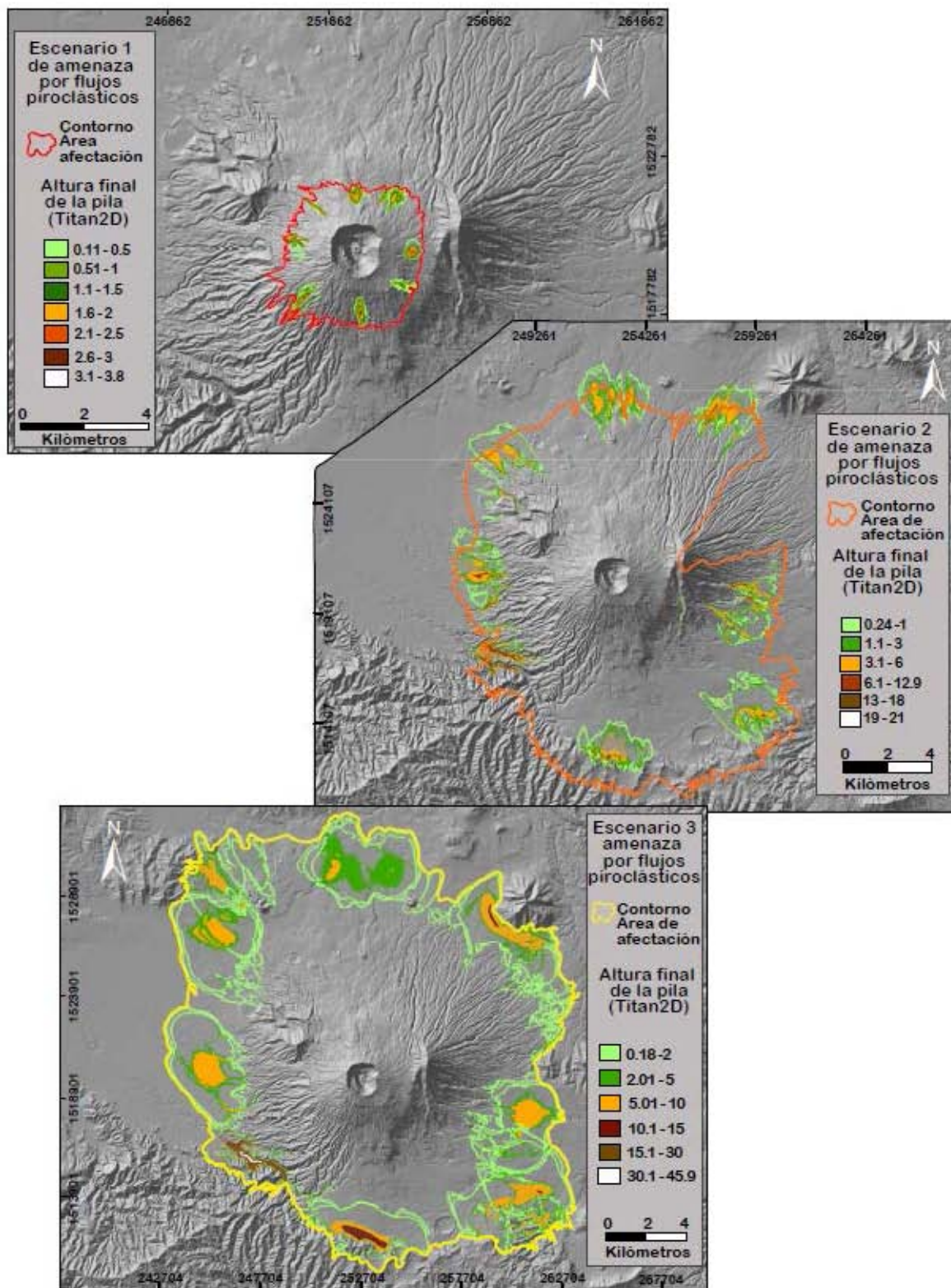


Figura 113: Mapas de las trayectorias y alcances máximos de los flujos piroclásticos simulados en diferentes orientaciones entorno al cráter del VB para los tres escenarios de peligro considerados. La unión de los contornos de los alcances máximos permite obtener el área de posible afectación por flujos piroclásticos en cada escenario.

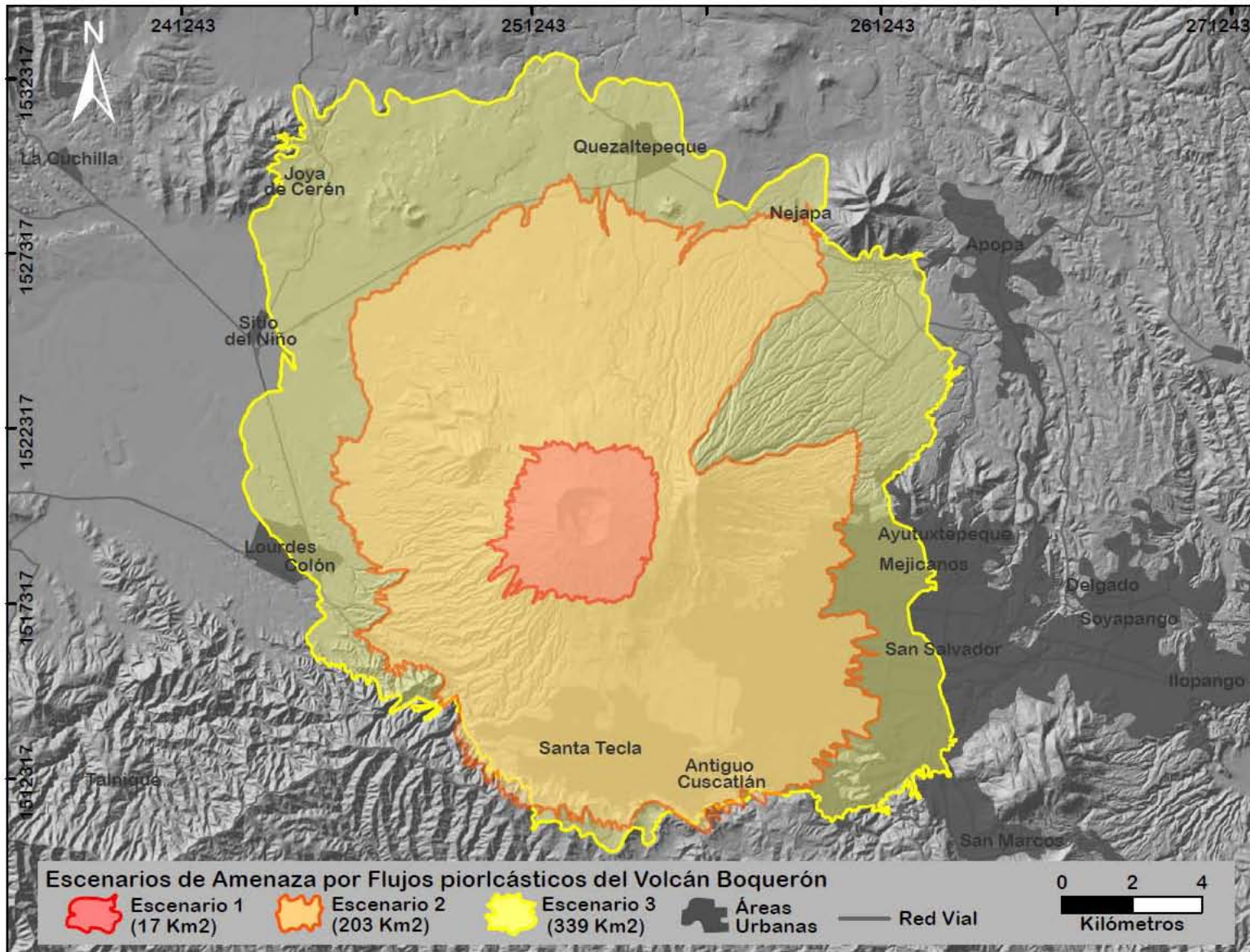


Figura 114: Mapa de escenarios de peligro por flujos piroclásticos del VB.



### 8.5.6. Parámetros para la definición de escenarios de peligro volcánico por oleadas piroclásticas

Para la definición de los escenarios de peligro por ocurrencia de corrientes piroclásticas densas de tipo oleadas piroclásticas, se utilizó la información del registro de erupciones y de las características de erupciones pasadas con producción de depósitos de oleadas basales. La descripción de todos los parámetros necesarios y de los datos utilizados para los escenarios de peligro para el VB se detallan en la Tabla 20. Los parámetros de mayor importancia para la simulación de oleadas piroclásticas son su alcance y distribución, que permiten el cálculo del coeficiente de Heim, coeficiente de fricción cinética o línea de energía.

Tabla 20: Parámetros para la definición de escenarios de peligro y simulación de eventos eruptivos con producción de oleadas piroclásticas y datos usados para el VB

Parámetros	Descripción	Datos para el Volcán Boquerón
<b>CONTEXTO</b>	<b>Marco geomorfológico, hidrogeológico y estructural del volcán</b>	Estudio del marco geológico e hidrogeológico del área de estudio (capítulo 2). Actualmente, no hay presencia de laguna en el interior del cráter, ni indicios de que pueda formarse en años futuros. El edificio central del CVSS es la cabecera de diversos sistemas acuíferos: El acuífero de San Salvador que fluye al SE-E y el acuífero del Valle de Zapotitán que fluye hacia el NW-N. No existen datos de detalle de las profundidades de los niveles freáticos en el edificio volcánico y sus laderas (capítulo 2).
	<b>Registro de erupciones</b>	Se han identificado al menos 8 secuencias eruptivas con presencia de depósitos de oleada piroclástica: 5 secuencias con depósitos de oleada piroclástica, mayoritariamente de tipo <i>ground-surge</i> o <i>ash-cloud surge</i> asociados a depósitos de flujo piroclástico y 1 secuencia tipo <i>base surge</i> (Talpetate >3 ka), durante el periodo principal de construcción del VB (36,000 a 3,000 años B. P.), y 2 secuencias con depósitos de oleadas de tipo <i>base surge</i> (secuencias Talpetate I y Talpetate II), producto de erupciones freatomagmáticas dirigidas (capítulo 5).
<b>FISICOS</b>	<b>Caracterización de los depósitos de oleadas piroclásticas</b>	Se consideraron como depósitos de referencia los depósitos de oleada piroclástica de las secuencias Talpetate I, Talpetate II y del Talpetate >3 ka. Estas secuencias integran depósitos de oleadas de tipo basal, originadas por erupciones explosivas dirigidas. Se consideró que los depósitos Talpetate II pudieron tener su origen en el colapso de la columna eruptiva que generó los depósitos de caída subyacentes de esta misma secuencia

	<b>Alcance, espesores y distribución</b>	Cuantificación del área cubierta por los depósitos de oleada piroclástica y del promedio de su espesor	Se cartografió la distribución de los depósitos de oleada piroclástica de las secuencias Talpetate I y Talpetate II, así como preliminarmente de los depósitos de Talpetate >3 ka. Se construyó el mapa de isopacas de los depósitos de oleada piroclástica de la secuencia Talpetate I. Se consideró un espesor promedio de 0.75 m para los depósitos de oleada del Talpetate I, de 0.37 m para el Talpetate >3 ka y de 0.42 m para el Talpetate II (Tabla 16).
	<b>Volumen</b>	Cálculo del volumen promedio de los depósitos de oleada piroclástica	El cálculo de volumen se realizó a partir de los datos de distribución obtenidos de la cartografía de los depósitos y del espesor promedio (Tabla 16). Para el caso de los depósitos de Talpetate I el cálculo se ajustó a partir del mapa de isopacas elaborado (capítulo 5).
	<b>Coefficiente de Heim</b>	Coefficiente de fricción cinética	Línea de energía H/L, donde H es la altura estimada de origen de la oleada piroclástica (m sobre la cota de máx. alcance) y L: alcance (longitud) máxima respecto al centro emisor. La altura en este coeficiente se estima como la altura del colapso de columna, que puede estar entre los 500 y 1500 m (Malin y Sheridan, 1982) o de la explosión rasante que genera los depósitos de oleada piroclástica. El coeficiente de Heim es expresado en grados (tg-1 de H/L) y puede tener valores entre 4°-11° (Sheridan et al., 1979) y de alrededor de 7° para las oleadas de mayor volumen (Druitt, 1992).
<b>GEOGRAFICOS</b>	<b>Topografía</b>	Relieve del área potencialmente afectada por eventos eruptivos futuros con producción de oleadas piroclásticas	Se utilizó un recorte de 44 km de ancho con centro en el cráter del VB del MDE del área de estudio. Para la aplicación del simulador Flow3D fue necesario usar un MDE de menor resolución (100 m) en formato <i>Triangular irregular network</i> (.tin).
	<b>Ubicación del centro emisor</b>	Coordenadas del centro emisor de eventos eruptivos pasados con producción de oleadas piroclásticas (en el mismo sistema de coordenadas que el MDE)	Para las erupciones de referencia que produjeron las secuencias Talpetate II y Talpetate >3 ka, se consideró que el centro emisor pudo estar en una posición similar a la del cráter actual del VB. Para el caso de los depósitos de la secuencia Talpetate I se tomaron las coordenadas del NE del cráter actual como centro emisor.

### 8.5.7. Definición de escenarios de peligro por oleadas piroclásticas

La probabilidad de que se produzcan procesos de corrientes piroclásticas densas de tipo oleadas piroclásticas basales en futuras erupciones del VB es de moderada a alta, considerando su recurrencia en el registro eruptivo. Sin embargo, es necesario señalar que actualmente no existe presencia de un cuerpo de agua en el interior del cráter y que el flujo hidrogeológico de los acuíferos en la zona es fuerte en dirección opuesta al conducto central del VB, configuración que no favorecería la ocurrencia de erupciones de tipo freatomagmático.

Con base en la tasa de ocurrencia, se estima que la probabilidad de que se produzcan oleadas piroclásticas basales es más alta en erupciones de volcanes monogenéticos, especialmente en el sector WNW y SE del edificio volcánico central, si se atiende a la distribución de edificios volcánicos monogenéticos de tipo maar (capítulo 3) y la distribución de los cuerpos acuíferos (capítulo 2), que podrían dar lugar a la interacción agua-magma en caso de un futuro evento eruptivo. No se han definido escenarios de peligro para las erupciones de flanco o desde volcanes monogenéticos en esta investigación, problema que deberá abordarse en trabajos futuros.

A partir de todos los datos de contexto, físicos y geográficos disponibles con relación a los depósitos de oleada piroclástica del VB (Tabla 20) se procedió a la definición de tres escenarios de peligro (Tabla 16).

El escenario 1 considera la ocurrencia de fases explosivas con producción de oleadas piroclásticas basales de pequeño volumen a consecuencia de explosiones laterales dirigidas asociadas a una erupción de tipo estromboliano violento o vulcaniana, con VEI 3, que podría tener también otras fases eruptivas explosivas con generación de depósitos de caída. Es el escenario de mayor probabilidad estimada con base en la tasa de ocurrencia en el registro eruptivo. El depósito de referencia para este escenario es el flujo piroclástico de la secuencia Talpetate II. El escenario 2 considera la ocurrencia de fases explosivas con producción de oleadas piroclásticas basales de volumen intermedio en erupciones laterales dirigidas de tipo vulcaniano o sub-pliniano, con VEI 4 - 5, que llevarían asociadas otras fases eruptivas con producción de depósitos de caída o de pequeños flujos piroclásticos. El depósito de referencia para el escenario 2 son los depósitos de oleada piroclástica subyacentes a la secuencia del maar Plan de la Laguna, denominado Talpetate >3 ka. El escenario 3, de menor probabilidad, considera la ocurrencia de una erupción lateral dirigida de gran magnitud, de tipo pliniano, con VEI 5-6, con producción de oleadas piroclásticas basales de gran volumen y con capacidad para afectar amplias zonas, asociado a la emisión de depósitos de caída y/o de flujos piroclásticos de moderada magnitud. El depósito de referencia para este escenario es la secuencia Talpetate I.

### **8.5.8. Simulación de oleadas piroclásticas con el software Flow3D. Limitaciones**

La simulación de la distribución y alcances de las oleadas piroclásticas consideradas en los tres escenarios de peligro descritos se realizó con el módulo del cono de energía del software Flow3D (Malin y Sheridan, 1982), único código computacional disponible para la modelación de oleadas piroclásticas en el momento de realizar esta investigación.

El módulo del cono de energía permite reproducir las áreas afectadas por depósitos de oleadas piroclásticas de eventos eruptivos pasados a través de la proyección de un cono, cuyas dimensiones están relacionadas con el coeficiente de Heim (diferencia de altura entre la cota de emisión de la oleada y la cota de su alcance máximo). El programa ofrece la posibilidad de elegir las opción “blast”, para reproducir los alcances de depósitos de oleada piroclástica originadas por explosiones laterales dirigidas. Con esta opción se deforma el cono que se proyecta introduciendo datos adicionales de inclinación (tilt) y dirección (azimut) de la emisión de la oleada piroclástica supuesta.

El módulo está basado en criterios geométricos y geológicos; pero no considera muchos aspectos de la física del emplazamiento de las corrientes piroclásticas densas de tipo oleada piroclástica, como la energía cinética inicial, la viscosidad, la turbulencia o el volumen y la tasas de emisión (Sheridan y Malin, 1983). Otra limitación importante, es el hecho de que por el momento, su funcionamiento requiere de una estación de trabajo Silicon Graphics (facilitada por la Dirección General de Cómputo Académico (DGSCA) de la UNAM para esta investigación).

Previo al proceso de simulación, es necesaria la preparación de diversos elementos: a) El MDE debe transformarse al formato *Triangular Irregular Network* (.tin), proceso que requiere de grandes recursos computacionales y de tiempo (hasta de varios días) y b) preparación de imágenes (*overlays*) de la distribución y máximo alcance de los depósitos de referencia. Las imágenes se introducen al programa Flow3D en formato .rgb, para darles transparencia (Figura 115).

Una vez introducidos estos elementos, inicia el proceso de simulación, que se desarrolla en tres etapas:

- Etapa 1: Simulaciones de prueba para definir cuál de las opciones del módulo de energía es la más adecuada (cono o “blast”) para cada escenario de peligro e iniciar un acercamiento a los valores de los parámetros necesarios (altura, inclinación y dirección de emisión de la oleada piroclástica). Se realizaron de 10 a 15 simulaciones para cada uno de los tres escenarios representados por los depósitos de referencia.
- Etapa 2: Simulaciones de ajuste para fijar los parámetros de entrada: Altura de emisión del depósito, la inclinación (tilt) y el coeficiente de Heim (Tabla 16). Se buscó encontrar el mejor ajuste de los resultados de la simulación al área de distribución de los depósitos de referencia representados en las imágenes superpuestas al MDE. Se realizaron de 20 a 50 simulaciones para cada escenario de peligro.

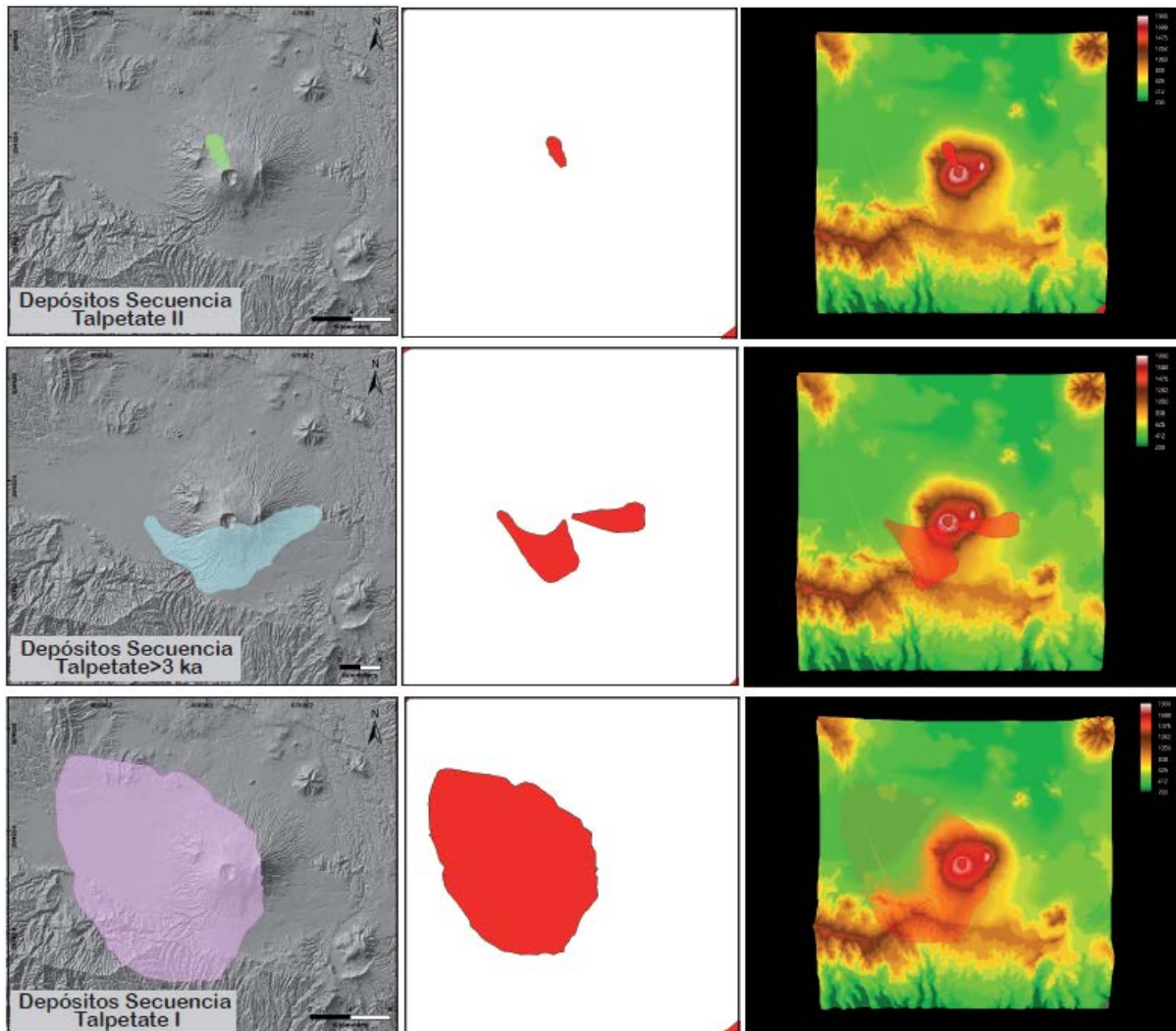


Figura 115: Proceso de preparación de imágenes representando al distribución de los depósitos de oleada piroclástica de referencia y su introducción al software Flow3D.

- Etapa 3: Simulaciones “de rotación” con los valores fijos de altura, inclinación y coeficiente de Heim obtenidos en la etapa 2 (Tabla 16), modificando solamente el valor de la dirección (azimut). Con este proceso se obtienen las áreas que resultarían afectadas en todo el entorno del centro emisor suponiendo la ocurrencia de oleadas piroclástica de características y dimensiones similares a las de los depósitos de referencia considerados en cada escenario de peligro. El resultado de cada una de estas simulaciones es una imagen (Figura 116) que se conserva para su posterior tratamiento y para la construcción del mapa de escenarios de peligro. Se realizaron de siete a nueve simulaciones para cada escenario durante esta etapa.

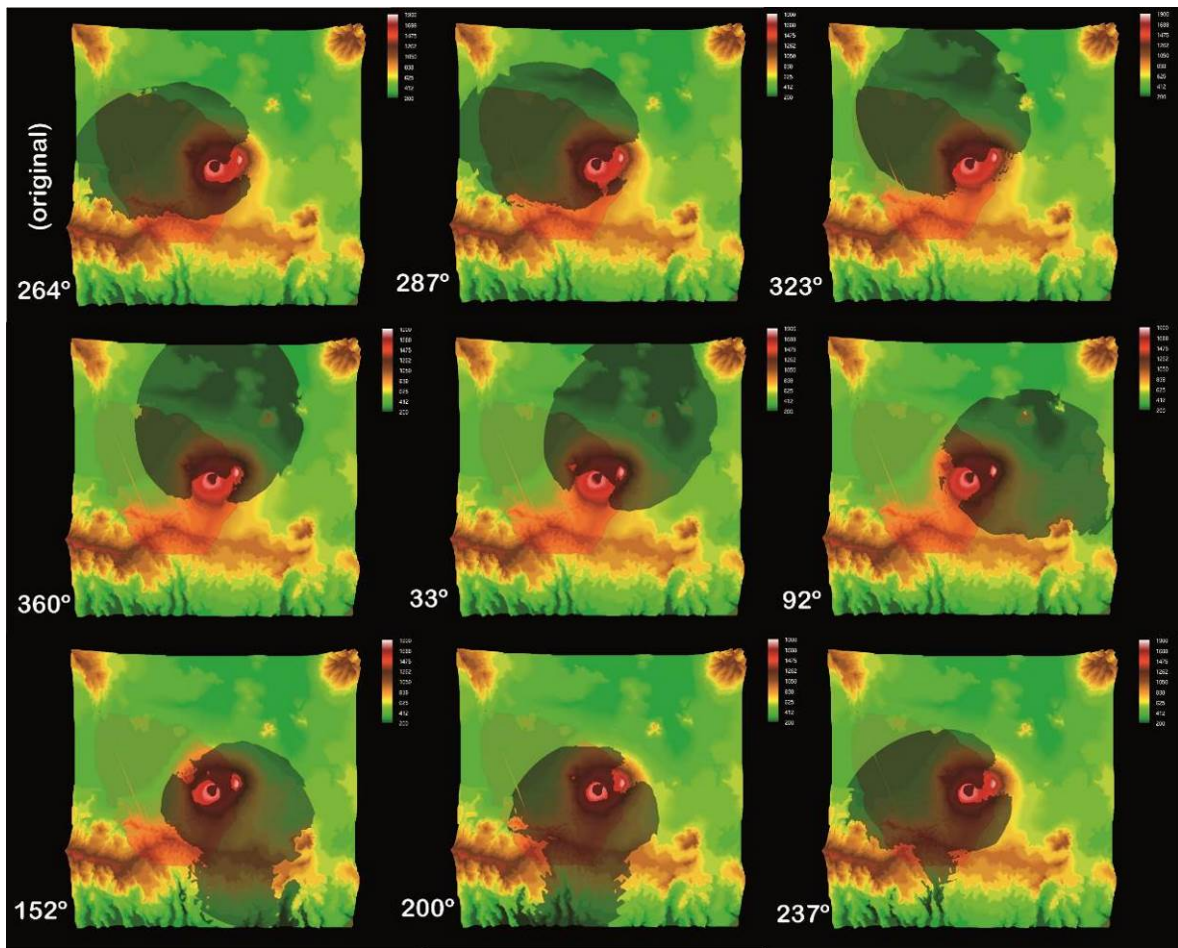


Figura 116: Imágenes resultantes de las simulaciones de la etapa 3 (rotación) para el escenario 3 (depósito de referencia Talpetate I), realizadas en nueve orientaciones diferentes desde el centro emisor, con valores de altura de emisión (50 m), inclinación (4°) y coeficiente de Heim (0.13).

### 8.5.9. Tratamiento de resultados. Construcción de los mapas de escenarios de peligro por oleadas piroclásticas

Las imágenes obtenidas de las simulaciones de cada escenario de peligro (.tiff) se georreferenciaron para trabajarlas sobre el MDE en el software ArcGIS©. Este proceso se realiza en dos etapas para ajustar los extremos de las imágenes y posteriormente colocar puntos de referencia interiores.

Las siete-nueve imágenes que representan las posibles áreas afectadas por los depósitos de una oleada piroclástica con las características definidas para cada escenario de peligro, se superpusieron sobre el MDE con cierto grado de transparencia. Se digitalizó un polígono que incluyera todas las áreas sombreadas (áreas originales resultantes de Flow3D, uniendo sus bordes en las zonas de máximo alcance, Figura 117).

Posteriormente se modificó este polígono digitalizando un nuevo contorno que incluyera, además del área original obtenida de Flow3D, algunas áreas próximas a las zonas de máximo alcance con rasgos topográficos y geomorfológicos que se consideraron podrían resultar afectadas. Este proceso trata de resolver, aunque de forma subjetiva, el error intrínseco que se produce al utilizar en la simulación un MDE con resolución y precisión mucho menor que el MDE que se utiliza para la elaboración de los mapas finales. Se denominó a este nuevo polígono “contorno por topografía” (Figura 117).

Además, para el caso del escenario 2 se realizaron modificaciones adicionales, donde la modelación mostraba áreas no afectadas en el interior del polígono sombreado. Se mantuvieron estas áreas de sombra y se ampliaron debido a que relieves elevados pueden constituir zonas de barrera natural para las oleadas piroclásticas de la magnitud de este escenario. Las zonas de sombra se delinearon proyectando las sombras obtenidas en las simulaciones hacía las zonas de máximo alcance. Cabe señalar que las zonas de sombra indican que estas áreas quedarían libres del emplazamiento de depósitos de oleada piroclástica, pero no quedarían exentas de algunos de los efectos asociados a este tipo de fenómeno, como las nubes de cenizas y gases acompañantes. También se realizaron modificaciones adicionales para el polígono del escenario 3, que se consideró sobredimensionado en los sectores N y E del VB según las simulaciones con Flow3D. Para resolver esta situación se realizaron seis perfiles topográficos desde el cráter hasta las zonas de máximo alcance en los sectores señalados y sobre ellos se superpusieron los datos de espesores conocidos para el depósito de referencia Talpetate I. Esto permitió ajustar el máximo alcance posible en los cuadrantes N, NE y E.

Finalmente al “contorno por topografía” se le aplicó una ampliación automática de 100 m con herramientas del software ArcGIS®, para considerar un área de seguridad y amortiguamiento. Se denominó a este último polígono “contorno de seguridad” (Figura 117), con base en el cual se construyó el mapa de escenarios de peligro por oleadas piroclásticas del VB (Figura 118) y se calcularon las áreas de posible afectación de este tipo de depósitos con magnitudes y características como las que definen cada escenario de peligro (Tabla 16).

Para el escenario 1 se obtuvo un área de posible afectación de 61 km<sup>2</sup>, para el escenario 2 un área afectada de 250 km<sup>2</sup> y para el escenario 3 de 700 km<sup>2</sup>. Cabe señalar, que como en el caso de los flujos piroclásticos, las oleadas piroclásticas que se simularon son producto de erupciones dirigidas y por tanto afectarían un solo sector del volcán. Sin embargo, la imposibilidad de pronosticar cuál de los flancos del volcán podría resultar afectado hace necesario que se considere todo el entorno y área de influencia del VB.

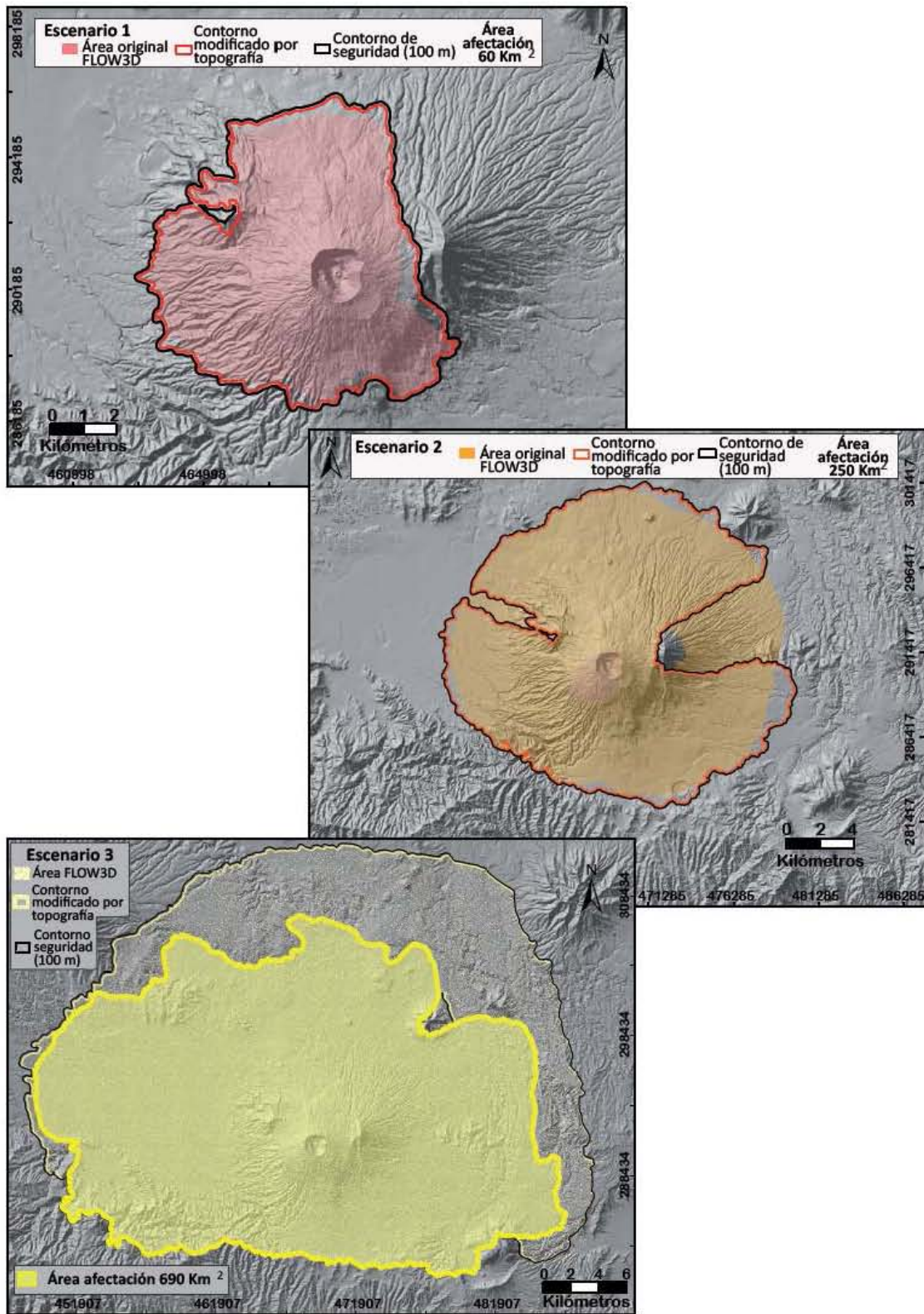


Figura 117: Áreas originales obtenidas con el tratamiento de los resultados de la simulación en Flow3D©, modificadas según topografía (línea de color) y con aplicación del buffer de seguridad (línea negra) para los tres escenarios de peligro por oleadas piroclásticas del VB.



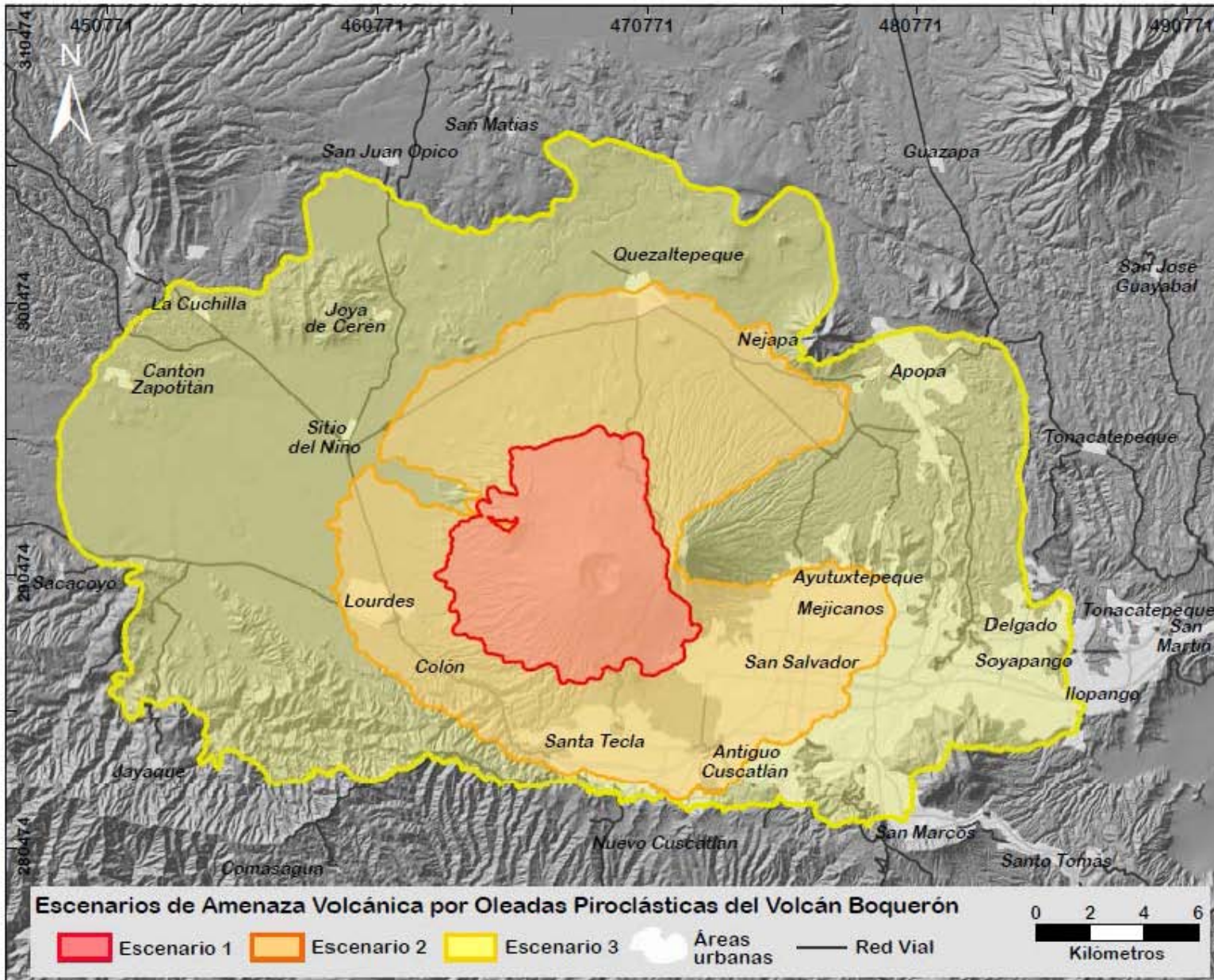


Figura 118: Mapa de escenarios de peligro por oleadas piroclásticas del VB.

#### **8.5.10. Efectos de la ocurrencia de corrientes piroclásticas densas**

Las corrientes piroclásticas densas y los depósitos asociados de flujo y oleada piroclástica son el fenómeno volcánico más peligroso debido a la intensidad de los impactos que generan (Tilling, 1993; Araña et al., 1993; Schmincke, 2004). Los efectos probables de este tipo de proceso volcánico son el sepultamiento y destrucción de todo tipo de infraestructuras y la pérdida de vidas humanas por asfixia, incineración e impacto de bloques sobre las personas que se encuentran en el paso de los depósitos que generan.

Los factores de peligro que deben considerarse en la ocurrencia y emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas son: i) Calor, debido a las altas temperaturas de los flujos; ii) altas velocidades, superiores a 100 m/s; iii) alcance; iv) capacidad de carga (impactos de bloques en el interior de las corrientes piroclásticas densas); v) toxicidad de las nubes de gases acompañantes y vi) nube de cenizas y partículas finas acompañantes.

Las oleadas piroclásticas se desplazan a grandes velocidades y pueden tener altas temperaturas. La energía comunicada de manera instantánea es muy grande en las oleadas generadas por explosiones anulares rasantes, por lo que generalmente la oleada piroclástica va precedida de una onda de choque generada por la velocidad supersónica de las partículas (Colombo y Martí, 1992). Aun siendo su emisión dirigida en un sector del volcán, debe considerarse que su velocidad, la energía con la que son originadas y su baja densidad les permiten superar barreras topográficas, afectando amplias zonas. Los flujos piroclásticos tienen un mayor control topográfico en áreas intermedias y distales del centro emisor, emplazándose en el interior de las quebradas (Schmincke, 2004). Sin embargo, flujos piroclásticos de granulometría fina, como algunos del registro estratigráfico del VB, pueden comportarse de forma similar a las oleadas piroclásticas (Walker et al., 1981; Walker y Wilson, 1983).

Cabe señalar que tanto en el caso de los flujos como en el de oleadas piroclásticas, la nube de gases y cenizas acompañantes tiene mayor alcance que los depósitos principales, pudiendo afectar áreas mucho más lejanas que los límites de estos depósitos. Deben considerarse además dos peligros inducidos por la circulación de corrientes piroclásticas densas, que pueden afectar también zonas más amplias: La formación de lahares, si los flujos se mezclan con agua superficial o bien si son erosionados por lluvias intensas post-eruptivas y los incendios, por la ignición de vegetación e infraestructuras.

## 8.6. Peligro por colapso estructural en el CVSS

El colapso estructural, también es llamado deslizamiento volcánico o deslizamiento gigante de un volcán. Consiste en el desprendimiento súbito de una parte del edificio volcánico, asociado a factores estructurales dinámicos. Generalmente ocurre en volcanes altos con pendientes fuertes, afectados por fallas y con rocas muy alteradas. También puede producirse por la deformación originada por intrusiones magmáticas (Siebert et al., 1994; Schmincke, 2004).

El colapso estructural de grandes edificios volcánicos está fuertemente influenciado por el campo de esfuerzos existente en la región donde se encuentra el volcán. Las zonas más propensas a derrumbarse son aquéllas que están en la dirección de la traza horizontal del esfuerzo mínimo. La distribución que tienen los esfuerzos de tensión, compresión e intermedio entre ambos, es fundamental para reconocer los sistemas de fracturación y fallas regionales e identificar las zonas de debilidad. La posición y orientación del esfuerzo tensional es el más importante cuando se trata de colapsos estructurales en volcanes.

Las zonas de debilidad son susceptibles de colapsar cuando las condiciones son las adecuadas para ello. Los factores que favorecen el colapso son: Inestabilidad del edificio volcánico, es decir, que las rocas que lo componen muestren fuerte alteración hidrotermal, fallas y fracturas de carácter regional que atraviesen al edificio volcánico. La combinación de un edificio muy alto con sus rocas muy alteradas es quizá la condición que hace más probable el disparo del proceso.

El producto de los colapsos estructurales son enormes avalanchas de rocas (*debris-avalanche*). Estos flujos de escombros de grandes dimensiones (de hasta 10 km<sup>3</sup>) tienen una gran movilidad, mucho más alta que los flujos de pequeñas dimensiones (Siebert et al., 1994). El impulso adquirido por los materiales en movimiento les permite sobrepasar barreras topográficas de hasta centenares de metros de altura (Schmincke, 2004).

Los efectos directos del colapso estructural son el sepultamiento y la destrucción de todo lo que encuentran a su paso y además alteran enormemente la topografía del terreno. Otro efecto directo es el inicio de la actividad volcánica, al cambiar el régimen de presiones sobre las cámaras magmáticas por la pérdida de un volumen importante de materiales del cono volcánico. Por otra parte, hay que tener en cuenta los efectos indirectos, como son la formación y ocurrencia de flujos de escombros (lahares) en períodos de lluvia posteriores al evento, por movilización de los materiales deslizados, así como el

cambio en el recorrido de quebradas y flujos de agua, lo que puede generar algunas crecidas, avenidas o inundaciones.

El colapso estructural es un proceso que no se produce de forma frecuente en los volcanes. Constituye un evento de gran magnitud que supone la destrucción de una buena parte de un edificio volcánico después de varios periodos de actividad eruptiva constructiva.

Se considera que un proceso de este tipo ocurrió en el antiguo VSS entre los 40 ka y 30 ka B. P. (capítulo 3) y que actualmente, aunque en reposo, el volcán se encuentra dentro de un episodio constructivo. Sin embargo, las partes remanentes de la antigua estructura volcánica, especialmente el Cerro El Picacho, con rocas más antiguas, fracturadas y alteradas podrían ser susceptibles de colapsar total o parcialmente, por lo que es necesario el monitoreo constante de los procesos de inestabilidad de ladera en este sector.



## 9. Discusión y Conclusiones

La revisión de la historia eruptiva del CVSS, con énfasis en la reconstrucción estratigráfica del VB y la identificación de erupciones explosivas, ha sido el objeto de esta investigación con el fin de evaluar la peligrosidad de este volcán, definir escenarios de peligro para diferentes procesos volcánicos y construir mapas de peligros que señalen las áreas que podrían resultar afectadas por una futura erupción. Los diversos trabajos desarrollados han permitido llegar a conclusiones sobre la extensión y la forma como diversas áreas alrededor del CVSS podrían resultar afectadas, pero también abrir nuevas interrogantes sobre diversos aspectos de la historia y evolución del complejo volcánico, así como delinear futuras investigaciones para completar su conocimiento.

La construcción y evolución del CVSS se desarrolló durante los últimos 100,000 años en tres grandes etapas, definidas atendiendo a criterios geomorfológicos, geocronológicos y a la distribución de los edificios volcánicos que lo componen: 1) Construcción y colapso del antiguo VSS (>72,000 a 36,000 años B. P.); 2) construcción del volcán activo VB (principalmente entre los 36,000 a 3,000 años B. P.) y 3) distribución de edificios volcánicos monogénicos asociados a erupciones de flanco (<3,000 años). En cada etapa de construcción tuvieron lugar erupciones con fases efusivas y explosivas, cuyos productos se interstratifican en los edificios volcánicos del complejo y en las planicies aledañas con los productos de centros eruptivos cercanos, la Caldera de Ilopango al E y el Complejo Volcánico de Santa Ana-Caldera de Coatepeque al W. Los límites entre cada una de las tres etapas son difusos y abarcan períodos de miles de años, durante los cuales la historia eruptiva del CVSS se torna más compleja.

### 9.1. Construcción y colapso del antiguo Volcán de San Salvador

El antiguo VSS inicia su construcción con anterioridad a los  $72 \pm 3$  ka (Rose et al., 1999) y crece hasta una altura cercana a los 3,000 msnm por la superposición de flujos de lava, de composición basalto-

andesítica a andesítica, interestratificados con depósitos piroclásticos de diversa tipología. Este edificio volcánico habría tenido un volumen de  $94\pm 6 \text{ km}^3$ .

El límite entre la primera y la segunda etapa, correspondientes a la construcción de los edificios centrales del CVSS, fue asociado a un evento de gran explosividad, ocurrido entre los 40,000 y 30,000 años B. P. (Meyer-Abich, 1956; Italtekná Consult, 1988, Sofield, 1998) que provocó el colapso del VSS, generó una depresión en su interior y dio lugar a la secuencia de depósitos G1 (Italtekná Consult, 1988; Sofield, 1998) y que marca el inicio de la construcción del VB. El volumen de material rocoso colapsado se estimó en  $16\pm 3 \text{ km}^3$ .

Sin embargo, los depósitos del colapso no han sido hallados en su mayor parte y tampoco se ha determinado su edad de forma absoluta. Los hallazgos de los estudios estratigráficos indican que su ocurrencia no está bien definida en el tiempo y que existe una laguna temporal entre los posibles productos del colapso y los depósitos piroclásticos G1.

La secuencia G1 es posterior a los 36,000 años B. P., edad de la secuencia TB4 de la Caldera de Ilopango que se encuentran subyaciendo a los primeros en toda el área de influencia del CVSS. Sin embargo, en el flanco S del VSS se identificaron 6 secuencias de depósitos piroclásticos en posiciones estratigráficas inferiores a la TB4 (I1 a I6 en el afloramiento DF75, en la cantera Las Lajas) y sobre depósitos de flujo de escombros con 9 m de espesor y 130 m de extensión lateral mínima que podrían constituir parte de una avalancha de escombros. El origen de estas secuencias de depósitos no han sido asociados de forma concluyente al edificio antiguo VSS o al VB. Otros depósitos con características de avalancha de escombros, posibles productos del colapso del antiguo VSS, han sido identificados recientemente al SE y NE del edificio volcánico (Hernández, W., com pers., este estudio), también superpuestos.

Estos hallazgos permiten plantear la hipótesis de que el colapso del antiguo VSS y el emplazamiento de la secuencia G1 no ocurrieron en un solo evento o fueron coetáneos en el tiempo, sino que podrían haber ocurrido al menos en dos episodios, separados por centenas o miles de años. Un primer episodio de naturaleza tectónica que generaría el colapso del tercio superior del antiguo estratovolcán y el emplazamiento de depósitos de avalancha de escombros o de flujos de escombros de gran magnitud. Posteriormente, los depósitos en la cantera las Lajas, subyacentes a la TB4 indican que reinicia la actividad volcánica explosiva con una serie de erupciones de pequeña a moderada magnitud. El segundo episodio, produciría el vaciado de una posible cámara magmática somera con una erupción de

gran explosividad, la formación de la caldera actual y la deposición de la secuencia G1 con posterioridad a la erupción de la Caldera de Ilopango que dio lugar a la TB4. La posibilidad de un período de actividad eruptiva de moderada magnitud entre los dos episodios descritos, es sustentada también por la composición más máfica de algunos de los flujos de lava muestreados en las laderas del VB-VSS, que parecen indicar la ocurrencia de actividad efusiva fisural, con anterioridad a la construcción del cono VB, tal y como lo conocemos actualmente.

El episodio tectónico por el cual se habría producido el colapso del antiguo VSS podría estar relacionado al funcionamiento de las estructuras *pull-apart* señaladas en las recientes investigaciones del marco-tectónico de la Cordillera Volcánica Salvadoreña (Martínez et al., 2004; Corti et al., 2005; Agostini et al., 2006), en los márgenes de las cuales se producirían esfuerzos distensivos que favorecerían el ascenso magmático.

## **9.2. Construcción del Volcán Boquerón**

El registro estratigráfico del VB indica la ocurrencia de 25 eventos eruptivos de tipo explosivo y efusivo en los últimos 36,000 años, que conformaron el cono volcánico tal y como hoy lo conocemos, y para el que se estimó un volumen mínimo de  $8.5 \pm 3 \text{ km}^3$ .

Quince de estas 25 erupciones fueron de pequeña a moderada magnitud, donde predominaron las fases efusivas con producción de flujos de lava basáltico-andesíticos y andesíticos; 14 flujos identificados en el interior del cráter del VB (Fairbrothers, 1978, este estudio) y 1 flujo asociado a la última erupción del VB en 1917, de composición andesítica. Todos los flujos de lava asociados al VB, con excepción del flujo de lava histórico de 1917, son con seguridad anteriores a los 1,500 años B. P., edad de la TBJ de la Caldera de Ilopango que los sobreyace en las laderas del cono volcánico y con probabilidad anteriores a los 3,000 años B. P., edad de los depósitos del maar Plan de la Laguna, que marca el inicio de la última etapa de formación del CVSS. Sin embargo, la relación estratigráfica entre los flujos de lava que conforman el VB y estos últimos depósitos no pudo ser establecida.

La erupción del 7 de junio de 1917 inició con la emisión de un flujo de lava tipo *a'a* desde bocas eruptivas en el flanco N. Dos días después, inició una fase explosiva magmática que construyó el cono de escorias Boqueroncito en el interior del cráter (Meyer-Abich, 1956; Lardé y Arthés, 1960; Italtেকna Consult, 1988; Sofield, 1998). El análisis de imágenes de la época permitió determinar que la columna



eruptiva que se generó era inferior a los 3 km, pero dispersó cenizas principalmente hacia el SW, afectando a las poblaciones de Santa Tecla y Lourdes-Colón. Estas poblaciones, al igual que San Salvador, Quezaltepeque y otras, habían sido afectadas en días previos al inicio de la erupción por dos sismos con magnitudes calculadas posteriormente de 6.7 y 5.4 en la escala de Richter e intensidades máximas de VIII (Cañas-Dinarte, 2001). De acuerdo a testimonios de descendientes de pobladores de la época, el avance de los flujos de lava y la caída de cenizas provocó la huida de numerosas familias de las comunidades emplazadas en los sectores W-SW hacia las poblaciones más grandes. Los flujos de lava se desplazaron hasta 7 km hacia el N del VB, alcanzando la vía férrea, cuyo trazado era paralelo a la actual carretera que une la autopista panamericana y las ciudades de Quezaltepeque y Apopa.

Atendiendo a las características de la última erupción en 1917, se considera que con mucha probabilidad todas las erupciones efusivas desarrollaron fases magmáticas explosivas de pequeña a moderada magnitud (VEI 1 a 3) con producción de depósitos de caída y emisión de balísticos que no se han preservado en el registro estratigráfico. Por otra parte, la mayor parte de los doce flujos de lava identificados en las laderas del VB y en la planicie de San Salvador presentan composiciones y características petrográficas coincidentes con las lavas del interior del cráter y no se consideraron como eventos eruptivos diferenciados.

Las otras 10 erupciones del VB fueron explosivas de moderada a gran magnitud (Tabla 9), las cuales se desarrollaron en diversas fases magmáticas y freatomagmáticas, con producción de depósitos piroclásticos, con distribuciones y volúmenes variables. Las secuencias de 9 de estas diez erupciones incluyen depósitos de caída, algunos de ellos con fragmentos balísticos asociados y con contenido de material lítico en diferentes proporciones. Además, cuatro de las secuencias integran depósitos de flujo piroclástico (G1, S2, G2 y Talpetate I) y ocho de ellas comprenden depósitos de oleada piroclástica basal, de tipo *ground-surge* y de tipo nube de cenizas o *ash-cloud surge* (G1, S5, S4, S3, G2, Talpetate >3 ka, Talpetate I y Talpetate II). El contenido de fragmentos líticos en las unidades de caída, pero sobre todo la presencia reiterada de depósitos de flujo y oleada piroclástica, sugiere el carácter freatomagmático de varias de sus erupciones que puede estar relacionada tanto con el contenido de agua de los magmas, como con la configuración hidrogeológica del área donde se encuentra el volcán.

Ocho de estas erupciones ocurrieron en el período de los 36,000 a los 3,000 años B. P.: *I<sup>a</sup>*) La primera de ellas, considerada el inicio de la construcción del VB, está representada en el registro estratigráfico por la secuencia de depósitos G1, fue de tipo pliniano, con VEI 6 (Meyer Abich, 1956; Sofield, 1998 y

este estudio) y pudo generar una columna eruptiva de entre 28-35 km, emitiendo un volumen mínimo de material fragmentario de  $1.6 \text{ km}^3$ ; 2ª a 5ª) cuatro secuencias post-G1 (S5 a S2; 36,000 – 16,000 años B. P.) identificadas en el afloramiento DF75 (cantera Las Lajas); 6ª) la erupción que da lugar a la secuencia G2 (<16,000 años B. P.; fechada preliminarmente en  $7868 \pm 51$  B. P.), de tipo pliniano, con VEI 5-6, que generó una columna eruptiva de entre 21 y 28 km, emitiendo un volumen mínimo de material fragmentario de caída de  $0.6 \text{ km}^3$ ; 7ª) la erupción de la secuencia B1, cuyos depósitos se encuentran por debajo de los del maar Plan de la Laguna ( $>2602 \pm 35$  B. P.), de tipo estromboliano-violento o vulcaniano, con VEI 4, que generó una columna eruptiva de 14 a 21 km y emitió un volumen de materiales de  $0.1 \text{ km}^3$  y 8ª) la representada por los depósitos Talpetate >3 ka, que no fue considerada en el cómputo total de erupciones del VB ya que no pudo ser reconocida más que en el sector SE del VB.

Las otras dos erupciones explosivas de gran magnitud del VB ocurrieron durante los últimos 1,000 años, después de una pausa de ~2,000 años en la actividad eruptiva central, y están representadas por las secuencias de depósitos Talpetate I ( $1031 \pm 29$  B. P.) y Talpetate II ( $<766 \pm 34$  B. P.), ambas con depósitos de caída y principalmente de oleadas piroclásticas basales.

La primera de estas erupciones fue caracterizada como de tipo subpliniano, con un VEI de 4-5 y generó una amplia distribución de sus depósitos hacia el W-SW del CVSS, para los que se estimó un volumen de  $0.27 \text{ km}^3$  (Hart, 1883, Sofield, 1998). El nuevo mapa de isopacas elaborado para la unidad principal de oleadas piroclásticas de la secuencia Talpetate I muestra una ampliación del área de afectación hacia el N respecto a lo previamente estudiado, con un valor total de  $270 \text{ km}^2$ . La altura de columna para esta erupción se estima que fue similar a la erupción B1, pues los depósitos de caída dentro de esta secuencia tienen un área de afectación similar. La edad absoluta establecida para la erupción Talpetate I confirma que fue el evento volcánico que marcó el final del período Clásico en El Salvador (Sheets 1983).

Los depósitos de caída y oleada piroclástica de la secuencia Talpetate II, identificados en los flancos N y E del VB sobre la secuencia Talpetate I, permitieron determinar que con probabilidad fueron el producto de una nueva erupción desde el cráter central del VB, con una fase estromboliana inicial y una fase hidromagmática, que distribuyó sus productos a una distancia máxima de 4.4 km, principalmente en el flanco N-NW. La extensión mucho menor de la unidad de oleadas piroclásticas de Talpetate II comparados con los de la erupción Talpetate I, implica que fueron generados por erupción de mucha menor magnitud.

### 9.3. Actividad eruptiva de flanco durante los últimos 3,000 años

La tercera etapa de formación del CVSS se caracteriza por una predominancia de la actividad eruptiva de flanco durante los últimos 3,000 años de historia. Sin embargo, esta actividad venía produciéndose desde varios miles de años atrás, desde los 10,000 años B. P. (Sofield, 1998), período en el cual se formaron veinticinco volcanes monogenéticos (conos de escorias, anillos de tobas y maares), de los cuales la mitad fueron generados por erupciones freatomagmáticas (Sofield 1998; Ferrés et al., 2011).

Diecisiete de las veinticinco erupciones monogenéticas tuvieron lugar en los últimos 3,000 años. Con anterioridad a la erupción de TBJ (cal. A. D.  $429\pm 107$ ), seis de los ocho eventos eruptivos de flanco (75%) fueron generados por erupciones explosivas con componente freatomagmático, como por ejemplo los maares Plan de la Laguna y Laguna de Chanmico, en los flancos SE y NW respectivamente. Con posterioridad a la erupción de TBJ, la mayor parte de erupciones de flanco (7 de 9) produjeron conos de escoria y flujos de lava asociados (Sofield, 1998).

Sin embargo, el estudio en detalle de los depósitos piroclásticos de algunos de los volcanes monogenéticos más recientes, desarrollado en el sitio arqueológico El Cambio (Valle de Zapotitán), indicó que en la formación del cono de escorias El Playón, el más joven del CVSS, también se produjeron fases freatomagmáticas como lo indica la presencia de niveles de ceniza fina, endurecida, con presencia de laminación cruzada e improntas fósiles, clasificados como depósitos de oleada piroclástica de tipo *ground-surge* (unidad Pint, capítulo 6), generados por la interacción del magma con agua superficial o subterránea a poca profundidad (Ferrés et al., 2011). Este hallazgo sugiere que este volcán no tuvo un estilo eruptivo exclusivamente estromboliano como se pensaba, sino que en su formación ocurrieron fases más explosivas, freatomagmáticas y por tanto de mayor peligrosidad.

La localización de volcanes monogenéticos tipo maar, al SE y principalmente al NW del VB, sobre la falla de orientación N65W (Falla B, Figura 2) parece indicar que la ocurrencia de erupciones de flanco freatomagmáticas va estrechamente ligada a la configuración de los dos principales sistemas acuíferos en el CVSS (capítulo 2), cuyo flujo es en las direcciones indicadas y por tanto a la disponibilidad de agua en el subsuelo.

En los flancos N, W y SW del VB, los depósitos de los edificios monogenéticos están cubiertos por las secuencias Talpetate I, Talpetate II y especialmente, en áreas proximales por el flujo de lava de 1917. En áreas distales, ya en el valle de Zapotitán, el terreno es muy plano y los afloramientos bien

conservados son escasos. Por ello, las excavaciones arqueológicas en el sitio El Cambio, supusieron una excelente fuente de información sobre algunas de las erupciones de flanco más recientes. Aun así, fue posible identificar los depósitos proximales de caída de un cono de escorias, no identificado previamente, en el flanco N del VB, 1 km al W de las bocas los Chintos desde donde se originó el flujo de lava de la erupción de 1917. Estos depósitos parecen encontrarse en una posición estratigráfica superior a TBJ.

El fechamiento relativo de las erupciones de edificios volcánicos monogenéticos se realizó a través de métodos geológicos y estratigráficos en las investigaciones de diversos autores (Hart, 1983, Sheets, 1983, Miller, 1992; Sofield, 1998; Mckee, 2002). Solamente para cuatro de ellas se conocen dataciones absolutas. La fecha de dos de ellas se conocen por referencias en documentos históricos e incluyen la erupción de Loma de Grandes Bloques (finales s. XV -inicios del s. XVI) y la erupción del cono de escorias El Playón (A. D. 1658-59/1671). Las otras dos fueron datadas por el método isotópico de radiocarbono: Plan de la Laguna (cal. 820 B. C. Amaroli y Dull, 1999; recalculada en cal. 791 a. C.- cal. 933 B. C.) y Loma Caldera (cal. A. D. 610 - 671; Mckee, 2002).

El conjunto de eventos eruptivos del período de los último 3,000 años, incluyendo las 3 erupciones desde el cráter central Boquerón en los últimos 1,000 años, afectaron asentamientos humanos en la zona central de El Salvador desde el periodo Preclásico Medio (900 B. C.- 400 B. C.), como lo demuestra la presencia de material cultural (cerámico principalmente) en los paleosuelos interestratificados entre los depósitos piroclásticos anteriores y posteriores a la TBJ (Ferrés et al., 2011).

Atendiendo a la recurrencia de las erupciones de flanco, especialmente durante los últimos 1,500 años, establecida por Major et al. (2001) y Sofield (2004) en 1 cada 133 años, la ocurrencia de una erupción de flanco sobre la falla de orientación N40W (Falla A; Figura 2), es el escenario de peligro más probable para el CVSS (Sofield, 2004).

#### **9.4. Evolución magmática del CVSS**

Se reconocieron 33 depósitos de flujos de lava en los edificios centrales del CVSS, interestratificados con los depósitos piroclásticos de erupciones explosivas. Sofield (1998) reconoció además 11 flujos de lava asociados a volcanes monogenéticos. El análisis petrográfico y geoquímico de muestras de estas

rocas confirmó que pertenecen a la serie calco-alcalina y que presentan composiciones que van desde los basaltos a las andesitas.

Sofield (1998), atendiendo a criterios estructurales, estratigráficos y geoquímicos, propone la división de la formación del CVSS en seis periodos o ciclos por grupos de rocas: *I*) Antiguo VSS, *II*) serie inferior del interior del cráter del VB, *III*) serie superior del interior del cráter del VB, *IV*) actividad eruptiva de flanco no alineada, *V*) actividad eruptiva de flanco alineada y *VI*) última erupción del VB en 1917. Los tres primeros episodios se caracterizan por la emisión de flujos de lava con un rango continuo de composiciones desde basalto-andesitas a andesitas, que constituyen el cuerpo principal de los edificios volcánicos VSS-VB. En los episodios *IV* y *V*, los flujos de lava están asociados a las fases efusivas relacionadas con construcción de edificios volcánicos de tipo cono de escorias. Su rango de composiciones es más amplio que para los tres primeros episodios y va desde basaltos a andesitas. Finalmente, el ciclo *VI* correspondiente a la última erupción del VB en 1917, es de composición más félsica (andesítica).

Sofield (1998) indica que al inicio de cada ciclo se emiten rocas más máficas y que con el tiempo los productos van enriqueciéndose en  $\text{SiO}_2$  y álcalis. Este enriquecimiento va acompañado de una disminución del contenido de los óxidos de Ca, Mg y de Fe. Cada ciclo presenta una ligera superposición con el ciclo precedente y se extiende hasta términos finales más evolucionados, los que en su conjunto marcan un ciclo de largo plazo de enriquecimiento de la sílice a medida que el CVSS se desarrolla y los edificios volcánicos crecen.

Los datos de esta investigación son mayoritariamente coincidentes con esta hipótesis, especialmente por lo que se refiere a las rocas del VB. Sin embargo, para el primer ciclo de formación del CVSS, correspondiente al antiguo VSS, los datos no son concordantes con la idea de un patrón de incremento de  $\text{SiO}_2$  y álcalis y de empobrecimiento de CaO y MgO con el tiempo (crecimiento del edificio volcánico), sino que más bien ocurre a la inversa. Las muestras de lavas de la cima del cerro El Picacho, las más jóvenes de las reconocidas en el antiguo VSS, son las más pobres en sílice y alcalis, con porcentajes de estos óxidos menores que en las lavas del Cerro El Jabalí, en una posición intermedia y estas a su vez con menores contenidos que las lavas del flanco S, las más antiguas de esta estructura volcánica y las más félsicas.

La integración de datos geoquímicos corrobora la hipótesis de Fairbrothers (1978), según la cual la cristalización fraccionada de un magma basáltico es el proceso que controla la evolución de estos

magmas. Será necesario realizar trabajos de modelación de magmas para cuantificar estos procesos. Cada nuevo ciclo estaría marcado por la entrada de pulsos de magma basáltico desde profundidad que se mezclarían en una cámara magmática somera del sistema volcánico, con magmas previamente evolucionados.

Evidencias que indican el proceso de mezcla de magmas, han sido observadas en la base de los depósitos de caída principales de las secuencias G1 y G2, producto de erupciones de alta explosividad, interestratificados entre los ciclos constructivos I y II. Los fragmentos juveniles de estas dos erupciones tienen composición dacítica. Sofield (1998) plantea que estas erupciones de gran explosividad (VEI entre 4 y 6) de naturaleza dacítica, marcan el final de cada uno de los episodios de construcción del edificio volcánico principal, desarrollados principalmente a través de actividad efusiva y explosiva de moderada magnitud (VEI entre 1 y 3). Así, el ciclo i de construcción del antiguo VSS finaliza con la erupción que da lugar a la secuencia de depósitos G1. Los ciclos ii y iii, correspondientes al apilamiento de flujos de lava de las series inferior y superior en el interior del cráter están divididos por un importante paquete de depósitos piroclásticos y epiclásticos, de 100 m de espesor en el interior del cráter, que podrían correlacionar cronológicamente con el emplazamiento de la secuencia de depósitos G2 en los alrededores del edificio volcánico. Para el final del ciclo iii, Sofield (1998) atribuye a la erupción de la secuencia Talpetate I, que se observa en el borde del cráter, como la más probable de finalización de este ciclo, aunque estos dos eventos estarían separados por un período de ~2,000 años.

Durante los episodios IV y V (Sofield, 1998) se produce el traslado de la actividad eruptiva a los flancos del edificio volcánico principal. El magma, al alcanzar cierta altura en el edificio volcánico central sólo permite la llegada al cráter de magmas suficientemente diferenciados, mientras que los más máficos buscan conductos laterales de salida (Rose, 1987).

Parece confirmar esta hipótesis, el hecho que las rocas del ciclo VI, que engloba el flujo de lava de 1917 y las rocas del Boqueroncito en el interior del cráter, son de composición andesítica. Fairbrothers (1978) interpreta estas rocas como el inicio de un nuevo ciclo de actividad en el VB. Sin embargo, su contenido de sílice y álcalis con relación al resto de las rocas y con respecto al tiempo indica que son el miembro final más félsico del ciclo v (Sofield, 1998).

## 9.5. Evaluación de peligros volcánicos

El registro estratigráfico del CVSS integra 49 eventos eruptivos que tuvieron lugar en los últimos 36,000 años, un 50% de los cuales se produjeron desde el VB. Con base en el registro estratigráfico de este volcán, el 60% de sus erupciones fueron de tipo efusivo o estromboliano, con VEI entre 1 y 3, de pequeña a moderada magnitud. Este tipo de erupción es el escenario de peligro más probable considerado para este volcán, que podría producirse en el periodo de cientos de años. La emisión de flujos de lava es altamente probable, acompañada por la emisión de piroclastos y ceniza y la emisión de proyectiles balísticos, como en el caso de la última erupción de 1917. Cabe resaltar que, con base en la historia eruptiva de los últimos 3,000 años del CVSS, las caídas de ceniza, las oleadas piroclásticas y los flujos de lava (con extensiones de hasta 10 km desde la fuente) son los procesos volcánicos más recurrentes tanto desde erupciones del VB como de las erupciones de flanco.

El resto de erupciones explosivas del VB fueron de mayor magnitud, de tipo vulcaniano, sub-pliniano y pliniano, con VEI entre 4 y 6. Por ello, se consideraron otros dos escenarios de peligro asociados a la ocurrencia de erupciones de moderada a gran magnitud, que ocurrirían en periodos de tiempo más grandes, de miles a decenas de miles de años. Estas erupciones podrían producir corrientes piroclásticas densas con el emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas, además de la emisión de volúmenes importantes de ceniza y la proyección de balísticos.

Las erupciones explosivas pueden desarrollarse en diferentes fases eruptivas efusivas y explosivas, que pueden ocurrir de forma simultánea o separadas por minutos o horas, durante las cuales tienen lugar diferentes procesos volcánicos primarios, con diferentes formas de emisión de los productos piroclásticos y diferente capacidad de afectación de las áreas de influencia del volcán. La definición y simulación de escenarios de peligro permitió obtener datos de las áreas que podrían resultar afectadas por diferentes procesos volcánicos asociados a erupciones de diferente magnitud.

La caída de ceniza asociada a erupciones futuras de pequeña a moderada magnitud (VEI 1 a 4), como las consideradas en los escenarios de alta e intermedia probabilidad de ocurrencia, muestran una clara dispersión del material piroclástico hacia el SW, influenciado por el patrón general de vientos en la Cordillera Volcánica Salvadoreña, con un alcance similar de 10 a 12 km en esa dirección. Una erupción como la ocurrida en 1917 provocaría la acumulación de piroclastos y cenizas de hasta 10 cm de espesor en un área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup>. Estas caídas podrían afectar intensamente los municipios al S y W del CVSS, así como la circulación en la carretera Panamericana, lo cual causaría

impactos indirectos a muchas otras poblaciones. La caída de cenizas y piroclastos asociada a erupciones de gran explosividad (VEI 5 a 6) afectarían todo el sector central de El Salvador. La isopaca de 10 cm señalada en el mapa de escenarios de peligro por caída de ceniza engloba un área cercana a los 1000 km<sup>2</sup>. La columna eruptiva sería influenciada por vientos estratosféricos, más variables en dirección y velocidad que los vientos a menores altitudes. En caso de ocurrir la erupción durante la estación lluviosa (mayo-octubre) el sector S y SW del CVSS sería el más afectado, mientras que en el caso de ocurrir durante la estación seca (noviembre-abril) serían los sectores N y NE los más impactados, afectando todo el AMSS.

La emisión de proyectiles balísticos afectaría principalmente las áreas proximales del cráter del VB (~2 km), pero podrían tener alcances de hasta 5 km. El impacto de estos fragmentos puede provocar daños severos en la infraestructura dentro del área de afectación, así como incendios, especialmente si se produce la erupción durante la época seca.

Las corrientes piroclásticas densas de tipo flujo y oleada piroclástica son poco probables durante la ocurrencia de una futura erupción similar a la de 1917. Sin embargo, sí podrían producirse en caso de una erupción como la considerada en el escenario 2. Las corrientes piroclásticas densas son procesos devastadores que impactarían enormemente las áreas afectadas alrededor del VB y pueden producir pérdida de vidas humanas. Atendiendo a la actual morfología del VB, el sector con menor altitud en el cráter y con mayor probabilidad para el colapso de la columna eruptiva es el NE, donde los depósitos de flujo piroclástico tendrían alcances máximos de 2.5 y 10 km en el caso de erupciones como las consideradas en los escenarios 1 y 2 por flujos piroclásticos. Es importante considerar además que los límites de estos productos piroclásticos son sobrepasados por las nubes de cenizas acompañantes. Por tanto, es importante tomar con precaución los límites de las áreas afectadas indicadas en los mapas de peligro, ya que no son límites absolutos, sino que son el resultado de la simulación del fenómeno.

Cabe resaltar que es altamente probable que una futura actividad volcánica, independiente de su magnitud, se desarrolle asociada a otros tipos de peligros, principalmente la ocurrencia de sismos predecesores originados por el ascenso de magmas a la superficie, tal y como se documentó en las erupciones más recientes del CVSS, en 1917 y en el s. XVII durante la erupción del cono de escorias El Playón. También los hallazgos en los sitios arqueológicos El Cambio y Joya de Cerén permitieron obtener información de cómo las poblaciones prehistóricas enfrentaron los impactos de erupciones durante los períodos Pre-Clásico y Clásico. Los sismos pre-eruptivos y las caídas de ceniza iniciales de las erupciones de Loma Caldera y de TBJ alertaron a la población, que decidió dejar sus viviendas



antes de la ocurrencia de fases eruptivas de mayor explosividad (Chandler, 1983; Sheets, 1983; Castillo Taracena, 2007).

El inicio de la actividad eruptiva *sensu-stricto* ocurriría en una situación de extrema vulnerabilidad de los habitantes alrededor del CVSS, previamente afectados por la actividad sísmica. Otro peligro asociado a la actividad volcánica que ha sido documentado en algunas erupciones de El Salvador es la generación de procesos secundarios de tipo lahar y deslizamientos, como consecuencia de la movilización de los depósitos volcánicos no consolidados por eventos hidrometeorológicos intensos (huracanes), cuando la erupción ocurre durante la estación lluviosa. Este proceso puede ser recurrente durante varios años después de una erupción (Major et al., 2001, Scolamacchia et al. 2010).

La baja recurrencia de la actividad volcánica, comparada con la ocurrencia de otros peligros de origen natural, geológicos o hidrometeorológicos, como las inundaciones y los deslizamientos, genera una menor alerta y preparación de la población frente a los peligros asociados a una erupción volcánica.

## **9.6. Riesgos asociados al peligro volcánico en el AMSS**

Los procesos eruptivos que ocurrirían durante una futura erupción con las características de la definida para el escenario de mayor probabilidad de ocurrencia, similar a la de 1917, afectarían directamente a 200,000 personas que viven en el radio de 5 km alrededor del cráter central (Ewert and Harpel, 2004; Geólogos del Mundo-IPGARAMSS, 2009; Palma et al., 2009). Las municipalidades de Santa Tecla, Lourdes-Colón, San Juan Opico, Quezaltepeque, Antiguo Cuscatlán, San Salvador, Ayutuxtepeque y Mejicanos serían las más afectadas. Además de los municipios mencionados podrían resultar afectadas algunas poblaciones de la Sierra del Bálsamo como Tepecoyo, Jayaque, Comasagua y Talnique. Los depósitos de ceniza mayores a 10 cm de espesor podrían causar serios daños a la infraestructura, especialmente el colapso de techo en viviendas de tipo mixto. Por otra parte, un espesor de 5 mm de cenizas puede inducir problemas en la salud y afectación en el transporte terrestre. La infraestructura vial y de telecomunicaciones localizada en los bordes del cráter y en los alrededores del VB podrían ser también dañadas, entre ellas la carretera Panamericana, lo que implicaría impactos indirectos en cientos de miles de personas que viven o trabajan en el AMSS y en otras municipalidades del sector central del país. Las laderas del VB están ocupadas en gran parte por fincas de café; como se experimentó en el Volcán de Santa Ana, especialmente antes de la erupción de 2005, los gases y cenizas producto de una posible futura erupción afectarían tanto a la vegetación, como el funcionamiento normal de estas

fincas, imposibilitando realizar trabajos de mantenimiento y recolección, fuente de ingresos de una gran parte de la población de las comunidades rurales asentadas en las laderas del volcán.

Cabe señalar, que el municipio de Santa Tecla es particularmente vulnerable al impacto de la caída de cenizas y la emisión de proyectiles balísticos, debido a que algunas comunidades rurales están asentadas a distancias menores de 2 km del cráter central, además de infraestructura de telecomunicaciones que emite señales de radio y televisión a una gran parte del país. Por otra parte, en la última década y especialmente durante los últimos cinco años, se ha desarrollado, en las laderas E y SE del VB, diferente infraestructura y negocios de tipo turístico.

El AMSS está sujeto a una situación multiamenaza, donde anualmente se producen impactos por inundaciones y deslizamientos y es recurrente la actividad sísmica. La revisión de la actividad eruptiva histórica muestra como las erupciones fueron precedidas por actividad sísmica de mediana magnitud pero de gran intensidad. Debe considerarse que en el momento de enfrentar la reactivación de la actividad eruptiva, la población puede haber sido impactada por sismicidad local intensa y encontrarse en una situación de extrema vulnerabilidad.

Para el caso del escenario de ocurrencia intermedio es posible la generación de corrientes piroclásticas densas con emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas de pequeña a moderada magnitud, con alcances máximos de 2.5 km. Como se mencionó, estos fenómenos son altamente devastadores y provocarían impactos severos en las áreas afectadas y la pérdida de vidas humanas. El sector SE y NE del cráter, donde se asientan diversas comunidades rurales, son los más vulnerables a este tipo de fenómenos y deberán ser evacuadas con antelación a un fenómeno de este tipo.

Finalmente, cabe recordar que el escenario de mayor probabilidad de ocurrencia es el de una erupción de un volcán monogenético, que puede desarrollarse con fases magmáticas y/o freatomagmáticas. Durante los últimos 20 años y especialmente en la última década diversos desarrollos habitacionales se han construido en la zona oriental del Valle de Zapotitán, entre los municipios de Lourdes-Colón y San Juan Opico, así como nueva infraestructura vial e industria. Las municipalidades al N, NW y S del CVSS (Quezaltepeque, San Juan Opico, Santa Tecla and Lourdes-Colón) se han convertido en las áreas de nuevo asentamiento de varios miles de personas, que antes vivían en las ciudades densamente pobladas del AMSS. Como resultado, estos municipios tienen el mayor crecimiento relativo anual de población de El Salvador, entre el 5 y 16% (Digestyc, 2007). Varios de los nuevos asentamientos en la zona oriental del Valle de Zapotitán están situados entre 3 y 7 km al W de la falla N40W considerada

la fuente más probable de un futuro evento eruptivo de flanco (Sofield, 2004) y en la dirección preferencial de los vientos en la Cordillera Volcánica de El Salvador. Una erupción como la del cono de escorias El Playón, podría producir de 10 a 50 cm de niveles de ceniza en esta área. La ocurrencia de oleadas piroclásticas producto de erupciones freatomagmáticas laterales o dirigidas, que formaron los maeres alrededor del CVSS, tiene un alto potencial destructivo debido a sus altas velocidades y temperaturas.

## **9.7. Implicaciones para la gestión de riesgos**

La alta probabilidad de ocurrencia de una erupción futura, con VEI entre 1 y 3, obliga a contar con sistemas de monitoreo y de alerta temprana lo más eficientes posible, así como de herramientas para diseñar planes de preparación y evacuación de la población y elementos que permitan la divulgación del fenómeno volcánico y los peligros asociados. Además, se requiere de una legislación sobre el uso de suelo que considere el peligro volcánico y el riesgo asociado. Aunque en los últimos años se realizaron esfuerzos en este sentido, es necesario que esta legislación sea específica para cada área volcánica.

Los mapas de escenarios de peligro volcánico por caída de ceniza, emisión de proyectiles balísticos, flujos piroclásticos y oleadas piroclástica fueron elaborados para apoyar las funciones de pronóstico en el medio y largo plazo del observatorio vulcanológico en El Salvador, en la Dirección General del Observatorio Ambiental (DGOA), antiguo DGSNET, y de esta forma apoyar la reducción de vulnerabilidad de la población a través del apoyo a Protección Civil y a las instituciones con responsabilidades en la planificación territorial y la gestión de riesgo en El Salvador. El reto se plantea en cómo usar estos mapas.

En su forma actual, los mapas de escenarios de peligro pueden ser desplegados e integrados en el Sistema de Información Territorial Nacional (<http://srt.snet.gob.sv/>) como parte del Atlas Dinámico de Riesgo del Plan Nacional de Reducción de Riesgo. De esta forma, las instituciones de Protección Civil y de Planificación del Territorio podrán usar los mapas combinados con otros tipos de información relativa a diferentes peligros de origen antural y generar escenarios de riesgo y planes de preparación de emergencias para diferentes áreas y diferentes actores que viven alrededor del CVSS. Como se mencionó, estos usuarios deberán considerar que los mapas de escenarios de peligro volcánico para el VB elaborados son los productos de simulaciones calibradas con datos de campo, y por tanto los

límites que muestran, son una aproximación al fenómeno volcánico y no pueden ser consideradas como definitivos. Deberá considerarse también que diferentes procesos volcánicos primarios pueden ocurrir de forma simultánea durante una erupción y algunos de los productos emitidos pueden sobrepasar las áreas indicadas en los mapas. Los límites del escenario 2, señalados para diferentes procesos volcánicos pueden ser adecuados para considerar áreas de seguridad con un criterio de largo plazo.

Los mapas de escenarios de peligro volcánico elaborados fueron considerados en la redacción del Plan de Desarrollo extendido del Área Metropolitana del Vice-ministerio de Vivienda y Desarrollo Urbano en 2011. Sin embargo, es necesario colaborar con las autoridades y los tomadores de decisiones para su completa comprensión. Una forma de conseguir este objetivo es acompañar los mapas de sus memorias técnicas.

Los mapas están orientados también a facilitar al observatorio y a la institución de Protección Civil su tarea de divulgación de los pronósticos de actividad volcánica, especialmente pero no solo durante los períodos de intranquilidad volcánica. Los mapas de peligro del escenario 1 por cada proceso volcánico construidos en esta investigación pueden ser utilizados para la actualización del mapa de zonación general de peligros del CVSS (Major et al., 2001; Sofield, 2004). Este mapa de carácter general es válido y útil para la divulgación de la información sobre el peligro volcánico y la preparación de materiales educativos para el público en general en escuelas, comunidades e instituciones y puede ser usado como herramienta para la preparación de planes de emergencia durante periodos de tranquilidad volcánica.

Una de las necesidades principales para la reducción de riesgos volcánicos en El Salvador es la preparación de un programa de divulgación que considere diferentes actores en áreas rurales y urbanas. Es siempre un reto incorporar y respetar los criterios para la elaboración de los mapas de peligro, en el diseño de los productos divulgativos, haciéndolos simples, pero no simplistas, para el público en general y para las autoridades en particular y que además consideren la percepción sobre peligros y riesgos previa de la población (Bowman y White, 2012). Una parte fundamental de este programa debería introducir los contenidos sobre el fenómeno volcánico y los peligros asociados en los planes de educación formal, para asegurar su transmisión en el largo plazo.

Los diferentes mapas de escenarios de peligro que se presentan deberán usarse para la preparación de uno o varios planes de emergencia en función de los diferentes escenarios considerados relacionados

con la magnitud de los eventos eruptivos que podrían producirse. El criterio sobre cual usar y cuando durante una crisis volcánica, dependerá principalmente de las capacidades para la identificación de precursores de la actividad volcánica. Las capacidades del sistema de monitoreo del VB para la detección de precursores y la relación con la magnitud de los escenarios eruptivos que pueden desarrollarse queda fuera de los alcances de esta investigación, pero deberá ser considerado en futuras investigaciones.

Los mapas de peligro elaborados pueden ayudar al observatorio y a las instituciones de protección civil a abordar parcialmente algunos aspectos de cómo podría desarrollarse una erupción futura y en qué grado podría impactar al área de influencia del CVSS. Sin embargo, muchos aspectos quedan por resolver que deberán ser tratados en investigaciones futuras (ver apartado 9.9); especialmente es necesario profundizar en el estudio de la distribución temporal de la actividad volcánica, tratada por autores previos (Sofield, 1998; Major et al., 2001; 2004), pero que puede actualizarse con los nuevos datos presentados en esta investigación.

## **9.7. Conclusiones**

En el registro estratigráfico del CVSS se preservaron depósitos de 49 erupciones de diferente tipología, en el período de los últimos 36,000 años.

Veinticinco de estas erupciones, ocurridas en los últimos 10,000 años, generaron volcanes monogenéticos de tipo cono de escorias y cráteres de explosión, localizados a los largo de fallas de orientación NW-SE, sobre los flancos del edificio volcánico. El 50% de estos edificios volcánicos se generaron a través de erupciones freatomagmáticas. La actividad eruptiva de flanco intensificó su recurrencia durante los últimos 3,000 años (Sofield, 1998; Ferrés et al., 2011). Una futura erupción de este tipo es el escenario de peligro más probable en el CVSS y podría producir la emisión de ceniza, proyectiles balísticos y flujos de lava, así como la generación de oleadas piroclásticas de tipo basal.

Quince de las 24 erupciones con origen en el cráter central del VB fueron de pequeña magnitud de tipo efusivo o estromboliano, y están representadas en el registro estratigráfico mayoritariamente por flujos de lava de composición basáltico-andesítica hasta andesítica. No obstante, con base en el conocimiento de la última erupción del volcán en 1917, puede afirmarse que muchas de ellas fueron acompañadas por fases explosivas de pequeña a moderada magnitud (VEI 1 a 3) con producción de depósitos de

caída y proyectiles balísticos asociados a los primeros, como en el caso de la erupción de 1917 del VB. Una erupción como la descrita es el escenario de peligro más probable para el VB podría producirse en el rango de cientos de años. Afectaría directamente a miles de personas en el radio de 5 km alrededor del cráter del VB, e indirectamente a cientos de miles de personas en el AMSS y otras municipalidades del sector central de El Salvador.

Las otras nueve erupciones registradas del VB fueron de mayor magnitud, estrombolianas-violentas, vulcanianas, subplinianas y plinianas, con VEI de 3 a 6 y se desarrollaron a través de diferentes fases eruptivas magmáticas y freatomagmáticas, las cuales produjeron un amplio rango de depósitos de caída, pero también de flujo y oleada piroclástica, con distribuciones variables, pero con máximos de hasta 18 km. Estas erupciones se consideraron para la definición de los escenarios de menor probabilidad de ocurrencia.

Se elaboraron mapas de escenarios de peligro para los procesos volcánicos primarios de caída de ceniza, emisión de proyectiles balísticos, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas, a través de la simulación de tres escenarios en cada caso. Los mapas para el VB muestran las áreas que podrían ser potencialmente impactadas por erupciones de diferente magnitud.

El resultado de la simulación del evento eruptivo considerado en la definición del escenario de mayor probabilidad de ocurrencia indica que un área mínima de 50 km<sup>2</sup> con centro en el cráter del VB, podría ser afectada por un espesor de 10 cm de caída de ceniza. Esta área incluye parte de las municipalidades de Santa Tecla, Lourdes-Colón, San Juan Opico, Quezaltepeque, Ayutuxtepeque, Mejicanos y San Salvador. La municipalidad de Santa Tecla, con población asentada en un radio menor de 2 km del cráter del VB, sería la más afectada, tanto por caída de ceniza, como por la emisión de proyectiles balísticos.

No se consideró en esta investigación la simulación y la elaboración del mapa de escenarios de peligro por flujos de lava, pero debe considerarse que este proceso es también altamente probable durante una erupción de pequeña a moderada magnitud. No es posible determinar, con anterioridad a una crisis eruptiva, cuál sería el lugar exacto de inicio de emisión de un flujo, sin embargo el marco tectónico del CVSS y el registro histórico de erupciones muestran como más probables los flancos N, NW y SE. El alcance máximo de los flujos de lava del VB fue de 7 km.

Las caídas de piroclastos de gran magnitud, los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas que podrían ocurrir durante una erupción como las consideradas en los escenarios 2 y 3, causarían severos daños a la población y al ambiente en un área mínima de 200 km<sup>2</sup>. Las corrientes piroclásticas densas de tipo flujo piroclástico podrían tener alcances entre 2.5 y 12 km. Las de tipo oleada piroclástica podrían tener alcances entre 6 y 20 km. Estos procesos afectarían solamente un sector del volcán, pero la imposibilidad de determinar cuál de ellos con anterioridad al inicio de la erupción hace necesario considerar estos peligros para todas las áreas.

Los mapas de escenarios de peligro volcánico elaborados para el VB pueden constituir herramientas útiles para el observatorio vulcanológico, las autoridades de protección civil y las instancias con competencias en la planificación de uso de suelo y la gestión de riesgos para el diseño de programas divulgativos, preparación de planes de emergencias y la toma de decisiones en políticas de desarrollo territorial.

## **9.8. Propuestas de investigaciones futuras**

Se identificaron diversas temáticas y líneas de investigación en las que sería necesario profundizar para mejorar la comprensión de la evolución del CVSS y del tipo de actividad futura que puede desarrollar, especialmente en el ámbito de la petrología y la petrogénesis, así como del marco tectónico-estructural que controla la posición y reactivación de los centros eruptivos.

En el ámbito del marco tectónico-estructural se están desarrollando proyectos para la mejora de su conocimiento y su relación con el vulcanismo en El Salvador, lo que ha permitido conocer la segmentación de las principales estructuras tectónicas que controlan la posición de los grandes edificios volcánicos en la Cordillera Volcánica Salvadoreña. El segmento en el que está ubicado el CVSS es el menos conocido. En concreto, el VSS-VB y los volcanes monogenéticos alineados en sus flancos están ubicados en el límite occidental de una cuenca *pull-apart* donde también se encontraría la Caldera de Ilopango (Agostini et al., 2006). El estudio en detalle de estas estructuras y su funcionamiento podría reforzar la comprensión de la reactivación del sistema volcánico, además de apoyar el diseño de una red de monitoreo sísmico y de deformación más completo para el CVSS.

En el ámbito de la estratigrafía y la reconstrucción del historial eruptivo quedan pendiente de estudio:

- Continuar la investigación documental en archivos históricos sobre observaciones realizadas en los volcanes de El Salvador
- Estudiar en detalle diversos volcanes monogenéticos para los cuales no existen trabajos de estratigrafía, geoquímica y geocronología. Especialmente necesario es un estudio geoquímico de mayor detalle que permita asociar o descartar la asociación de estos volcanes al sistema magmático del edificio central.
- Caracterizar en detalle el conjunto de las erupciones explosivas del VB, especialmente las secuencias de depósitos post-G1 identificadas en el sector S del complejo volcánico.
- Análisis sedimentológico, de componentes y químico de los depósitos de flujo y oleada piroclástica de las secuencias eruptivas G1, G2, B1, Talpetate I y Talpetate II.
- Clarificar la relación estratigráfica y geocronológica de los depósitos piroclásticos correspondientes a las erupciones del VB y de los volcanes monogenéticos (Cerro La Hoya, Plan de la Laguna, Laguna de Chanmico) del periodo alrededor de los 3,000 años, especialmente en el sector SE del edificio volcánico.

En el ámbito de la geoquímica y la petrología también se proponen diversos estudios que sería de interés desarrollar: *i)* Reconstruir la evolución de magmas durante el proceso de formación del VB a partir del análisis de elementos de tierras raras y de isótopos de muestras de flujos de lava y de depósitos piroclásticos; *ii)* realizar ejercicios de modelación de los magmas, para tratar de cuantificar los procesos de evolución de magmas descritos en este trabajo de investigación; *iii)* estudiar el volumen y naturaleza de los volátiles en los magmas, para estudiar su capacidad de generar erupciones explosivas de mayor peligrosidad; *iv)* la relación entre los magmas que dan lugar a los productos de los edificios centrales y de los volcanes monogenéticos del CVSS, para indagar la hipótesis planteada por Sofield (1998), según la cual los edificios de flanco podrían estar actuando como válvulas de presión del sistema, sustrayendo energía y volátiles a la cámara magmática central. Estos centros eruptivos podrían causar la “inhabilitación” de la cámara magmática para emitir grandes volúmenes de magma desde el cráter central.

Por otra parte, es de interés estudiar con mayor detalle los procesos de mezcla de magmas (*magma-mingling*) observados en la base de los depósitos de caída de las secuencias G1 y G2, para explorar la hipótesis de que la mezcla de magmas es el disparador de la actividad eruptiva de mayor explosividad: *a)* Magmas máficos se mezclan con pequeñas porciones de magmas remanentes más evolucionados en el sistema Boquerón o *b)* magmas más evolucionados (riolíticos) de un sistema magmático cercano se inyectan en el sistema Boquerón. Así como, completar los trabajos iniciados relacionados con la



determinación de edad de las diversas secuencias piroclásticas y efusivas del VB por métodos de geoquímica isotópica (radiocarbono y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ).

En el ámbito de la evaluación de peligros volcánicos será necesario construir el mapa de escenarios de peligro por flujos de lava emitidos desde el VB y desde edificios volcánicos monogenéticos en sus flancos. Para ello es necesario mejorar la cartografía de lavas existente, mejorar las bases de datos físicos (alcances, espesores, volúmenes) y químicos para definir escenarios de peligro y finalmente realizar simulaciones utilizando un MDE con la mayor resolución disponible. Además, es necesario elaborar mapas de escenarios de peligro para los diferentes procesos volcánicos que pueden desarrollarse en erupciones de flanco magmáticas y freatomagmáticas: Flujos de lava, caída de ceniza, emisión de proyectiles balísticos y oleadas piroclásticas principalmente.

Como se mencionó, es de especial relevancia realizar el análisis estadístico de recurrencia temporal de erupciones, con base en la nueva información obtenida y a la síntesis del historial eruptivo del CVSS presentada en esta investigación, que complementará la información sobre distribución espacial de los productos eruptivos mostrada en los mapas de escenarios de peligro elaborados.

## 10. Referencias

Agostini, S., Corti, G., Doglioni, C., Carminati, E., Innocenti, F., Tonarini, S., Manetti, P., Di Vincenzo, G., Montanari, D., 2006. Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas. *Geothermics*, 35, 368-408.

Alatorre Ibargüengoitia M. A., Delgado Granados H., Farraz Montes I. A., 2001. Mapa de peligros por caída de productos balísticos del volcán Popocatepetl. Instituto de Geofísica (UNAM) y CENAPRED (México).

Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., 2003. Física de proyectiles Balísticos Volcánicos y delimitación de zonas de peligro por su impacto. Tesis de Grado. Licenciatura en Física. Universidad Nacional Autónoma de México, 125 p.

Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Delgado-Granados, H., 2006a. Experimental determination of drag coefficient for volcanic materials: Calibration and application of a model to Popocatepetl volcano (México) ballistic projectiles. *Geophysical Research Letters*, 33, L11302.

Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., Delgado-Granados, H., Farraz-Montes, I.A., 2006b. Hazard zoning for ballistic impact during volcanic explosions at Volcán de Fuego de Colima (México). *Geological Society of America, Special Paper 402*, 195-202.

Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T.F., Pullinger, C., Mattioli, G., Turner, H.L., Rodríguez, M., Tenorio, C., Correa-Mora, F., 2008. Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere*, 3 (1), 3–21.

Amaroli, P., Dull, R., 1999. Milpas prehispánicas en El Salvador. In: Laporte, J.P., Escobedo, H.L., (ed) XII Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala, 1998. Museo Nacional de Arqueología y Etnología. Guatemala, 562-572.

Araña, V., Ortiz, R., 1993. Riesgo Volcánico. En: Martí, J., Araña, V. (ed) *La volcanología actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 276-385.

Arévalo, R.D., Vásquez, B.J., 2005. Mapa Hidrogeológico del acuífero de San Salvador. Escala, 1: 200,000. Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas”, Administración Nacional de Acueductos y Alcantarillado (ANDA) y Programa de Fortalecimiento Institucional de ANDA de la Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (FIAS-COSUDE).

Barry, D., 1994. El Acuífero de San Salvador. Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA), 7.

Blanco, F.A., Burgos, E.A., Mejía, M., 2002. Estudio de Amenazas por Lahar en El Salvador: revisión de casos históricos y calibración de herramientas para la evaluación de amenaza. Tesis de Grado. Ingeniería Civil. Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas”, El Salvador, 158 p.

Blong, R.J., 1984, Volcanic hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions. Academic Press, Orlando, Florida, 424 p.

Bosse, H.R., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., Weber, H.S., Wiesemann, G., 1976. Carta Geológica de la República de El Salvador (Centroamérica); 1:100,000. Mapas I a VI. Herausgegeben von der Bunderstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe. Hannover, Germany.

Bowman, L., White P., 2012. "'Community' perceptions of a disaster risk reduction intervention at Santa Ana (Iamatepec) Volcano, El Salvador. Environmental Hazards-Human and Policy Dimensions, 11(2), 138-154.

Canora, C., Martínez-Díaz, J.J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J.A., Pullinger, C., Capote, R., 2010. Geological and Seismological Analysis of the 13 February 2001 Mw 6.6 El Salvador Earthquake: Evidence for Surface Rupture and Implications for Seismic Hazard. Bulletin of the Seismological Society of America, 100 (6), 2873–2890.

Cañas-Dinarte, C., 2001, Cronología de una tierra danzarina: sismos y terremotos en El Salvador (siglos XVI al XXI), San Salvador. Academia Salvadoreña de la Historia. Reporte Interno, 82 p.

Carey, S., Sparks, R.S.J., 1986. “Quantitative models of the fallout and dispersal o tephra from volcanic eruption columns”. Bulletin of Volcanology, 48, 109-125.

Carr, M.J., 1984. Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American Volcanic Front. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 20, 231-252.

Carr, M.J., Feigenson, M.D., Patino, L.C., Walker, J.A., 2004. Volcanism and Geochemistry in Central America: Progress and Problems. In: Eirler, J.M., (Ed.) Inside the Subduction Factory. Geophysics monography Series, 138. AGU, Washington DC, 153-174.

Carr, M.J., Mayfield, D.G., Walker, J.A., 1981. Relation of lava compositions to volcano size and structure in El Salvador. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 10, 35-48.

Carr, M.J., Rose, W.I., 1987. CENTAM: A data base of Central American volcanic rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 33 (1-3), 239-240.

Carr, M.J., Stoiber, R.E., 1977. Geologic Setting of some destructive earthquakes in Central America. Geological Society of America Bulletin, 88, 151-156.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. Volcanic Successions: modern and ancient. Chapman & Hall, London, England.

Castillo-Taracena, C.R., 2007. Informe final del Proyecto Arqueológico “El Cambio”. Temporada 2006-2007. Departamento de Arqueología. Dirección Nacional de Patrimonio Cultural. Secretaria de Cultura de la Presidencia. Reporte interno, 81 p.

Chandler, S.M., 1983. Excavations at the Cambio Site. In: Sheets, P., (ed) Archeology and Volcanism in Central America. University of Texas Press, Austin, 98-118.

Chávez, H., 2009. El entierro Preclásico EC I “8 A extensión –a”, Temporada 2006/07 del Sitio Arqueológico el Cambio, Valle de Zapotitán, San Juan Opico, La Libertad. Tesis de grado. Licenciatura en Arqueología. Escuela de Antropología, Universidad Tecnológica de El Salvador. San Salvador, El Salvador.

Chesner, C.A., Pullinger, C., Escobar, C.D., 2003. Physical and chemical evolution of San Miguel Volcano, El Salvador. Geological Society of America, 375, 213-226.

Colombo, F., Martí, J., (1992). Depósitos volcano-sedimentarios. En: Arche A (ed) Sedimentología, 1, 271-345.

Colvin, A., Rose, W.I., Varekamp, J., Patrick, M.R., Palma, J.L., Maclean, A., 2013. Crater lake evolution at Santa Ana Volcano (El Salvador) following the 2005 eruption, in Rose, W.I., Palma, J.L., Delgado Granados, H., and Varley, N., eds. Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards. Geological Society of America Special Paper 498, doi: 10.1130/2013.2498(02)

Correa-Mora, F., DeMets, C., Alvarado, D., Turner, H.L., Mattioli, G., Hernández, D., Pullinger, C., Rodriguez, M., Tenorio, C., 2009. GPS-derived coupling estimates for the Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras and Nicaragua. Geophysical Journal International, 179, 1279-1291.

Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., Garcia, M.O., 2005. Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. Geology, 33 (12), 989-992.

Cuellar, N., Duarte, R., 2001. Alteración del ciclo hidrológico en El Salvador: Tendencias y desafíos para la gestión territorial. Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRIMA), 44.

Dade, W. B., 2003. The emplacement of low-aspect ratio ignimbrites by turbulent parent flows. Journal of Geophysical Research, 108 (B4), 9 p., doi:10.1029/2001JB001010

Delgado Granados, H., Navarro Collado, M., Farraz Montes I. A., Alatorre Ibarguengoitia M. A. 2002. Volcán Concepción: Mapa de Amenaza Volcánica I. Balísticos y Flujos de Lava. II. Flujos piroclásticos y caída de ceniza y III. Lahares y colapsos. Instituto Nacional de Estudios Territoriales (INETER), Nicaragua.

Delgado Granados H., Navarro Collado M., Farraz Montes I. A., Alatorre Ibarguengoitia M. A. 2003. Volcán Masaya: Mapa de Amenaza Volcánica I. proyectiles Balísticos, II. Caída de cenizas y III. Lahares y colapsos. Instituto Nacional de Estudios Territoriales (INETER), Nicaragua.

DeMets, C., 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046.

Dewey, J.W., White, R.A., Hernández, D.A., 2004. Seismicity and Tectonics of El Salvador. En: Rose, W.I., Bommer, J.J., López, D.L., Carr, M.J., Major, J.J., (ed) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America. Special paper 375, 363-378

DGSNET, 2003. Programa de Vigilancia Volcánica Permanente. El Salvador. Área de Vulcanología de la Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territoriales del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de El Salvador. Disponible: <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/vigilancia/programa+de+vigilancia/>. Acceso 8/10/2010.

DGSNET, 2004. Mapa de Susceptibilidad a Movimientos de Tierra, 1:100,000. En: Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territorial. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Disponible: [www.snet.gob.sv](http://www.snet.gob.sv). Acceso 10/12/2010.

DGSNET 2005. Balance hídrico integrado y Dinámico de El Salvador. Servicio Hidrológico Nacional. En: Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territorial. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Disponible: [www.snet.gob.sv](http://www.snet.gob.sv). Acceso 15/10/2010.

DGSNET, 2007. Estimado de población viviendo en el área de influencia de volcanes activos en El Salvador. Reporte Interno, 3 p.

DGSNET, 2010. Vigilancia sísmica. Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territorial. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Disponible: <http://www.snet.gob.sv/ver/sismologia/vigilancia/>. Acceso: 15/11/2010.

DGSNET, 2011. Informe mensual de Monitoreo Volcánico del Volcán de San Salvador (Enero-Junio). Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territorial. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Disponible: <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/monitoreo/informe+mensual/>. Acceso: 2/7/2011.

DGOA, 2012. Monitoreo del Volcán de San Salvador durante 2012. Dirección General del Observatorio Ambiental. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Informe interno. 18 p.

Digestyc, 2007. VI censo de población y V de vivienda de El Salvador 2007. En: Dirección General de Estadística y Censos de El Salvador. Ministerio de Economía, disponible vía: [http://www.digestyc.gob.sv/BoletinIPC/ResultadosVICensodePoblación-yVdeVivienda\\_2007.pdf](http://www.digestyc.gob.sv/BoletinIPC/ResultadosVICensodePoblación-yVdeVivienda_2007.pdf). Acceso 15 Septiembre 2009.

Druitt, T.H., 1992. Emplacement of the 18 may 1980 lateral blast deposit ENE of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology*, 54, 554-572.

Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic Density Currents. En: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J., (ed) *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society Special Publication, 45.

Dull, R.A., Southon, J.R., Sheets, P., 2001. Volcanism, ecology, and culture: A reassessment of the Volcán Ilopango TBJ eruption in the southern Maya real. *Latin American Antiquity*, 12, 25-44.

Dull, R.A., Southon, J.R., Kutterolf, S., Freundt, A., Wahl, D., Sheets, P., 2012. Evidence for the Ilopango TBJ eruption as the trigger of the AD 536 event. Abstract. Association of American Geographers Annual Meeting. New York.

Erquicia, J.H., Chávez, H., 2008. Informe final del reconocimiento y sondeo arqueológico en terrenos para ampliación de naves industriales de la empresa Hanes Brand, SA. Departamento de Arqueología de la Dirección de Patrimonio Cultural. Secretaría de Cultura de la Presidencia. El Salvador. Reporte interno, 1-31.

Escamilla, M., 2000. Fechamiento de la Toba San Andrés a través del Análisis Cerámico Pre y Post erupción de El Boquerón, Sitio El Chahuite, Zapotitán. Tesis de grado. Licenciatura en Arqueología. Escuela de Antropología, Universidad Tecnológica de El Salvador. San Salvador, El Salvador.

Escobar, C.D., 2000. Zonificación Preliminar de Peligros del Volcán de San Salvador (El Boquerón). Departamento de Investigaciones Sismológicas. Centro de Investigaciones Geotécnicas. Ministerio de Obras Públicas de El Salvador. Inédito.

Escobar, C.D., 2003. San Miguel Volcano and its volcanic hazards, El Salvador. Unpublished MS Thesis. Michigan Technological University, USA.

Escobar, C.D., Ferrés, D., Pullinger, C., Delgado-Granados, H., Farraz, I.A., Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., 2004. Mapa de escenarios de amenaza del Volcán de San Miguel o Chaparrastique. Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territoriales, El Salvador.

Ewert, J.Y., Harpel, C., 2004. In harm's way: A volcano population index for estimating volcanic risk. *Geotimes*, 4, 14-17.

Fairbrothers, G.E., Carr, M.J., Mayfield, D.G., 1978. Temporal magmatic variation at Boquerón Volcano, El Salvador. *Contribution to Mineralogy & Petrology*, 67, 1-9.

Ferrés, D., Escobar, C.D., Pullinger, C., Vallance, J.W., Griswold, J.P., 2004. Mapa de Escenarios de Amenaza del Volcán de Santa Ana. Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territoriales, El Salvador.

Ferrés, D., Delgado-Granados, H., Hernández, W., Pullinger, C., Chávez, H., Castillo-Taracena, C.R., Cañas-Dinarte, C., 2011. Three thousand years of flank and central vent eruptions of the San Salvador volcanic complex (El Salvador) and their effects on El Cambio archaeological site: a review based on tephrostratigraphy. *Bulletin of Volcanology*, published on-line. DOI 10.1007/s00445-011-0465-0.

Ferrés, D., Delgado-Granados, H., Gutierrez, R.E., Farraz, I.A., Hernández, E.W., Pullinger, C.R., Escobar, C.D., 2013. Explosive volcanic history and hazard zonation maps of Boquerón Volcano (San Salvador volcanic complex, El Salvador), in Rose, W.I., Palma, J.L., Delgado Granados, H., and Varley, N., eds. *Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards*. Geological Society of America Special Paper 498, pp. 1-30. DOI: 10.1130/2013.2498 (12)

Fisher, R.V., 1979. Models for Pyroclastic Surges and Pyroclastic Flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 305-318.

Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Germany, 472 p.

Gallardo, R., 1997. *El obraje de añil de San Andrés*. Editorial Siquisirí, México DF.

Geoffroy-Rivas, P., 2009. *La lengua salvadoreña: El español que hablamos en El Salvador: Colección Biblioteca Popular, Dirección de Publicaciones e Impresos. Secretaria de Cultura. San Salvador, 48, 168 p.*

Geólogos del Mundo – IPGARAMSS, 2008. *Caracterización de la Susceptibilidad y de la Amenaza por movimientos de laderas en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS)*. Mapa 1:75,000.

Geólogos del Mundo – IPGARAMSS, 2009. *Área Metropolitana de San Salvador. Integración Participativa de la Gestión Ambiental y de Riesgos en los Planes de Desarrollo y Ordenamiento Territorial del Área Metropolitana de San Salvador*. Disponible: <http://www.ipgaramss.org/amss/>; acceso 30/09/2010.

Geophysical Mass Flow Group, 2007. *Titan 2D User Guide*. University at Buffalo, NY, USA.

Global Volcanism Program, 2009. *Volcanes de México y de América Central*. Smithsonian National Museum of Natural History. Disponible: <http://www.volcano.si.edu/world/>; acceso 5/4/2009.

González-Rivas, M.D., 2006. *Urbanización Brisas de San Andrés, km 33 San Juan Opico: Investigación arqueológica del área impactada por el proyecto de urbanización. Informe preliminar de la investigación en El Sitio El Cambio*. San Salvador, El Salvador. Reporte interno, 1-44.

Goodyear, W.A., 1880. *Earthquake and volcanic phenomena: December 1879 and January 1880, in the Republic of El Salvador, Central America*. Star & Herald Office. Panamá. 56 p.

Guzmán-Speziale, M., Valdés-González, C., Molina, E., Martín-Gómez, J., 2006. Seismic activity along the Central America volcanic arc: is it related to subduction of the Cocos plate?. *Tectonophysics*, 400, 241-254.

Hart, W., 1983. *Classic to Postclassic Tephra exposed in Archeological sites, Eastern Zapotitán Valley of El Salvador*. In: Sheets P (ed) *Archeology and Volcanism in Central America* University of Texas Press, Austin, 44-51.

Hart, W., Steen-McIntyre, V., 1983. Tierra Blanca Joven Tephra from the AD 260 eruption of Ilopango caldera. En: Sheets P (ed) Archeology and Volcanism in Central America University of Texas Press, Austin, 14-43.

Hernández, W., 2004. Características geomecánicas y vulcanológicas de las tefras Tierra Blanca Joven, Caldera de Ilopango, El Salvador. Tesis de grado. Maestría en tecnología geológica. Universidad Politécnica de El Salvador y Universidad Politécnica de Madrid (España).

Hernández, W., 2008. Aspectos geológicos que influyen en las aguas subterráneas y en la respuesta sísmica del Área Metropolitana de San Salvador. Revista de la Asociación de Ingenieros y Arquitectos (ASIA).

Hernández, W., 2009. Los orígenes y desarrollo geológico. En: Crónicas de Nuestra Tierra. Historia Natural de El Salvador, 16-49. ASESUISA, San Salvador, El Salvador.

Hurst, A.W., 1994. Ashfall, a computer program for estimating Volcanic Ash Fallout. Report and users guide. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Wellington, New Zealand.

Inman, D. L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. Journal of Sedimentary Petrology, 22, 125-145.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

Italtekna Italconsult, Consorzio Salvador (Misión Italiana; 1988) San Salvador, programa di ricostruzione: Informe Vulcanológico. Direzione Generale per la Cooperazione allo Sviluppo. Repubblica Italiana. Servicio Nacional de Estudios Territoriales. San Salvador, El Salvador, 1-88.

Kutterolf, S., Freundt, A., Pérez, W., Mörz, T., Schacht, U., Wehrmann, H., Schmincke, H.U., 2008. Pacific offshore record of plinian arc volcanism in Central America: 1. Along-arc correlations, 2. Tephra volumes and erupted masses, 3. Application to fore arc geology. Geochem., Geophys., Geosystems., 9. doi:10.1029/2007GC001631.

Lardé y Arthés, J., 1960. Obras Completas. Ministerio de Cultura. El Salvador, 1, 468-490.

Lardé Larín, J., 1978. El Salvador: Inundaciones e incendios, erupciones y terremotos. Biblioteca de Historia Salvadoreña. Concultura, San Salvador, 5, 99-134.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.

Macías, J.L., Capra, L., Arce, J.L., Espíndola, J.M., Garcia-Palomo, A., Sheridan, M.F., 2008. Hazard map of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 175 (4), 444-458.



Major, J.J., Schilling, S.P., Sofield, D., Escobar, C.D., Pullinger, C.R., 2001. Volcano Hazards in the San Salvador Region, El Salvador. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-366.

Major, J.J., Schilling, S.P., Pullinger, C.R., Escobar, C.D., 2004. Debris flow hazards at San Salvador, San Vicente and San Miguel Volcanoes, El Salvador, in Rose, W.I., Bommer, J.J., López, D.L., Carr, M.J., and Major, J.J., (ed) Natural Hazards in El Salvador. Geological Society of America. Special paper 375, 89-108.

Malin, M.C., Sheridan, M.F., 1982. Computer-Assisted Mapping of Pyroclastic Surges. *Science*, 217, 637-640.

Marroquín, K., Vásquez, C., 2007. Estudio Geotécnico de la erupción freatomagmática del Plan de la Laguna, Antiguo Cuscatlán, La Libertad. Tesis de grado. Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad Centroamericana "José Simeon Cañas". San Salvador, El Salvador.

Martí, J., Pujadas, A., Ferrés, D., Planagumà, Ll., Mallarach, J.M., 2000. El Vulcanisme: guía de camp de la Zona Volcànica de la Garrotxa. Parc Natural de la Zona Volcànica de la Garrotxa, 104 p.

Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, B., Hernández, D., 2004. Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32 (1), 65-68.

McKee, B., 2002. Appendix 1A: Radiocarbon dating and Chronology in Sheets, P. (ed), Before the volcano erupted: The ancient Ceren village in Central America. University of Texas Press, Austin, 7-8.

Meyer-Abich, H., 1956. Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador. *Anales del Servicio Geológico Nacional*. El Salvador, 3, 66-72.

Miller, D., 1989. Stratigraphy of volcanic deposits at Cerén. En: Sheets, P., McKee, B., (ed): Archaeological Investigations at the Cerén Site, El Salvador: a preliminary report 1989. Department of Anthropology. University of Colorado, Boulder. Reporte interno del Departamento de Arqueología, Dirección Nacional de Patrimonio Cultural. Secretaría de Cultura, 7-17.

Miller, D., 1992. Summary of 1992 geological investigations at Joya de Cerén. En: Sheets, P., McKee, B., (ed): Archaeological Investigations at the Cerén Site, El Salvador: a preliminary report 1992. Department of Anthropology. University of Colorado, Boulder. Reporte interno del Departamento de Arqueología, Dirección Nacional de Patrimonio Cultural. Secretaría de Cultura, 4-7.

Miller, D., 1993. Summary of 1993 geological investigations at Joya de Cerén. In Sheets, P., McKee, B. (ed): Archaeological Investigations at the Cerén Site, El Salvador: a preliminary report 1993. Department of Anthropology. University of Colorado, Boulder. Reporte interno del Departamento de Arqueología, Dirección Nacional de Patrimonio Cultural. Secretaría de Cultura, 8-14.

Miller, D., 2000. Volcanology, Stratigraphy and Effects on Structures. En: Sheets P (ed) Before the Volcano Erupted: The ancient Ceren village in Central America. University of Texas Press, Austin, 11-20.

Montessus de Ballore, F., 1884. Temblores y erupciones volcánicas en Centroamérica. Academia de Historia. El Salvador.

Palma, J.L., Rose, W.I., Escobar-Wolf, R.P., 2009. Assessing the volcanic Threat of Central American Volcanoes: 43rd Annual Meeting of the Geological Society of America, North-Central Section, Session 19: Central American Volcanism - A Tribute to Bill Rose, Rockford, Illinois, USA.

Paniagua, S., 2002. Síntesis de Algunos Volcanes Activos y Peligrosos de América Central. Prevención, Preparación y Mitigación. Escuela Centroamericana de Geología. Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres (CEPRENAC), 300 p.

Peccerillo, R., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.

Pérez, N.M., Salazar, J.M., Hernández, P.A., Soriano, T., López, D.L., Notsu, K., 2004. Diffuse CO<sub>2</sub> and <sup>222</sup>Rn degassing from San Salvador volcano, El Salvador, Central America. En: Rose, W.I., Bommer, J.J., López, D.L., Carr, M.J., Major, J.J., (ed) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America. Special paper 375, 227-235.

Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005. Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q07011, DOI 10.1029/2005GC000932.

Pitman, E.B., Patra, A., Bauer, A., Nichita, C., Sheridan, M.F., Bursik, M., 2003. Computing debris flows. *Physics of fluids*, 15, 3638-3646.

Polo, J.M., 2006. Informe diagnóstico, zonificación, base para la metodología del trabajo y recomendaciones para la priorización en la componente de recursos hídricos del Programa IPGARAMSS. Geólogos del Mundo-El Salvador, Informes del Programa IPGARAMSS (Integración Participativa de la Gestión Ambiental y de Riesgos en el Área Metropolitana de San Salvador).

Pyle, D.M., 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51, 1-15.

Pullinger, C.R., 1998. Evolution of the Santa Ana Volcanic Complex, El Salvador. Unpublished MS Thesis. Michigan Technological University, 150 p.

Rodríguez, M., DeMets, C., Rogers, R., Tenorio, C., Hernández, D., 2009. A GPS and modelling study of deformation in northern Central America. *Geophysical Journal International*,

Rogers, R.D., Kárason, H., Van der Hilst, R.D., 2002. Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 20 (11), 1031-1034.

Rose, W.I., 1987. Santa María, Guatemala; bimodal soda-rich calc-alkalic stratovolcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33 (1-3), 109-129.

Rose, W.I., Conway, F.M., Pullinger, C.R., Deino, A., McIntosh, W.C., 1999, An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America: *Bulletin of Volcanology*, 61, 106–120.

Roy, S.K., 1954. Re-Estudio de la erupción del Volcán “El Boquerón” en 1917 – El Salvador, Centro America. *Revista Comunicaciones*. Instituto Tropical de Investigaciones Científicas. Universidad de El Salvador.

Sapper, K., 1925. *Los volcanes de la América Central*. Verlag Max Niemeyer. Halle, Germany.

Saucedo, R., Macias, J.L., Sheridan, M.F., Bursik, M.I., Komorowski, J.C., 2005. Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: Application to hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139 (1-2), 103-115.

Schmidt-Thomé, M., 1975. The geology in the San Salvador Area (El Salvador, Central America), a basis for city development and planning. *Geologisch Jahrbuch*, 13, 20 p.

Schmincke, H.U., 2004, *Volcanism*: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, Germany, 324 p.

Scolamacchia, T., Pullinger, C., Caballero, L., Montalvo, F., Beramendi, L., González, G., 2010. The 2005 eruption of Ilamatepec (Santa Ana) volcano, El Salvador: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 291–318.

Sebesta, J., 2006. Mapa Geomorfológico del Área Metropolitana de San Salvador 1:25,000. Programa de Fortalecimiento de la Gestión Ambiental en El Salvador (FORGAES) y Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS).

Sharer, R., 1978. Pottery and Conclusions. En: Sharer, R., (ed) *Prehistory of Chalchuapa*. University of Pennsylvania Press, Philadelphia, 3, 206-215.

Sheets, P., 1983. Summary and Conclusions. En: Sheets, P., (ed) *The Zapotitán Valley of El Salvador: Archeology and Volcanism in Central America*. University of Texas Press, Austin, 275-293.

Sheets, P., 2004. Apocalyse then: Social science approaches to volcanism, people, and cultures in the Zapotitán Valley, El Salvador, in Rose, W.I., Bommer, J.J., López, D.L., Carr, M.J., and Major, J.J., (ed) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America. Special paper 375, 109-120.

Sheridan, M.F., 1979. Emplacement of Pyroclastic Flows: a review. En: Chapin, C.E., Elston, W.E., (ed): *Ash –flow tuffs*. Geological Society of America, Special Paper 180, 125-136.

Sheridan, M.F., Malin, M.C., 1983. Application of Computer-Assisted Mapping to Volcanic Hazard Evaluation of Surge eruptions: Vulcano, Lipari and Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 187-202.

Sheridan, M.F., Stinton, A.J., Patra, A.K., Bauer, A.C., Nichita, C.C., Pitman, E.B. 2005. Evaluating TITAN2D Mass-Flow Model Using the 1963 Little Tahoma Peak avalanches, Mount Rainier, Washington. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139 (1-2), 89-102.

Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1983. Hydrovolcanism: basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 1-29

Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 1417 p.

Siebert, L., Vallance, J., Rose, W.I., 1994. Quaternary edifice failures at volcanoes in the Guatemala highlands. *Eos (American Geophysical Union)*, 75, 367.

Simkin, T., Siebert, L., 1994. *Volcanoes of the World*. Geoscience Press, Inc., Tucson, Arizona, 133-134.

Simkin, T., Siebert, L., 2000. Catalog of Historically Active Volcanoes on Earth. En: Sigurdsson, H. et al. (ed): *Encyclopedia of Volcanoes*, Appendix 2. Academic Press.

Sofield, D.J., 1998. History and Hazards of San Salvador Volcano, El Salvador. Thesis of Master of Science in Geology. Michigan Technological University.

Sofield, D.J., 2004. Eruptive History and Hazards of Volcán San Salvador, El Salvador. En: Rose, W.I., Bommer, J.J., López, D.L., Carr, M.J., Major, J.J., (ed) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America. Special paper 375, 147-158.

Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, J.E., Glaze, L., Sigurdsson, H., Woods, A.W., 1997. *Volcanic Plumes*. Chapter 6: Pyroclastic Flows, 141-179.

Stoiber, R.E., Carr, M.J., 1973. Quaternary Volcanic and Tectonic Segmentation of Central America. *Bulletin of Volcanology*, 37 (3), 304-325.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.

Taracena-Arriola, A., 1983. *La Expedición científica al reino de Guatemala*. Guatemala: Editorial Universitaria.

Tilling, R.I., 1993. *Los peligros Volcánicos*. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO-IAVCEI).

Vallance, J., Houghton, B., 2004. The A.D. 260 eruption at lake Ilopango. El Salvador. A Complex explosive eruption through a caldera lake. National Science Foundation, Research Proposal. 1998.

Walker, G.P.L., Wilson, L., Bowell, E.L.G., 1971. Explosive Volcanic Eruptions-I The Rate of Fall of Pyroclasts. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22, 377-383.

Walker, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions – a new classification scheme. *Geol Rundsch*, 62, 431-446.

Walker, G.P.L., Self, S., Forggatt, P.C., 1981. The ground Layer of The Taupo Ignimbrite: a Striking Example of Sedimentation from a Pyroclastic Flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10, 1-11.

Walker, G.P.L., Wilson, C.J.N., 1983. Lateral Variations in the Taupo Ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18, 117-133.

Williams, H., Meyer-Abich, H. 1955. Volcanism in the southern part of El Salvador with particular reference to the collapse basins of lakes Coatepeque and Ilopango. University of California. Publ. in *Geol. Sci.*, vol. 32, n°1, pp. 1-64, Berkeley, Los Angeles.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman Ltd, Londres, 466 pp.

Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., 1983. A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America Special Paper* 180, 177-194.

## Anexo 1

### Datos de población en el área de influencia del Complejo Volcánico de San Salvador

Municipios	Área Km <sup>2</sup>	Censos			Crecimiento		Proyección 2010	%Área		Población 2010	
		1971	1992	2007	Absoluto	%		5 km	10 km	5 km	10 km
<b>DPTO. SAN SALVADOR</b>											
APOPA	51.84	18,980	109,179	131,286	22,107	1.24%	136,218	2.32	35.19	3,157	47,936
AYUTUXTEPEQUE	8.41	8,379	23,810	34,710	10,900	2.54%	37,428	0.00	68.85	-	25,768
CUSCATANCINGO	33.42	64,048	109,863	66,400	- 43,463	-3.30%	60,039	0.00	0.00	-	-
DELGADO	5.4	21,674	57,485	120,200	62,715	5.04%	139,307	0.00	0.00	-	-
MEJICANOS	22.12	69,359	144,855	140,751	- 4,104	-0.19%	139,944	23.16	74.96	32,417	104,909
NEJAPA	83.36	15,368	23,891	29,458	5,567	1.41%	30,718	6.79	25.74	2,085	7,907
SAN MARCOS	14.71	28,451	59,913	63,209	3,296	0.36%	63,890	0.00	0.00	-	-
SAN SALVADOR	72.25	338,154	415,346	316,090	- 99,256	-1.80%	299,289	16.54	49.04	49,498	146,766
<b>DPTO. LA LIBERTAD</b>											
ANTIGUO CUSCATLAN	19.17	8,957	28,187	33698	5,511	1.20%	34,923	10.93	73.83	3,817	25,784
COLON	76.86	20,116	49,570	96989	47,419	4.58%	110,923	24.25	60.43	26,900	67,029
NUEVO CUSCATLAN	8.09	53,067	113,698	33698	80,000	-7.79%	26,423	0.00	12.41	-	3,279
QUEZALTEPEQUE	125.91	2,337	5,119	52643	47,524	16.81%	83,902	15.11	37.15	12,677	31,166
SAN JUAN OPICO	224.37	4,525	9,183	74280	65,097	14.95%	112,836	4.71	19.40	5,316	21,885
SANTA TECLA	115.40	13,089	18,707	121908	103,201	13.31%	177,353	15.58	43.15	27,630	76,535
<b>TOTAL</b>							<b>1,453,193</b>			<b>163,499</b>	<b>558,964</b>

- Datos de los censos obtenidos del VI censo de población y V de vivienda de El Salvador 2007 elaborado por la Dirección General de Estadística y Censos del Ministerio de Economía de El Salvador (Digestyc, 2007; ver referencias)
- Datos de la proyección para 2010 elaborada por el Sr. Emilio Márquez del Servicio de Gestión de Riesgos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales, El Salvador)

## Anexo 2

### Datos del Modelo de Elevación Digital de El Salvador

<b>Base Topográfica</b>	Cuadrantes topográficos 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional
<b>Curvas de nivel</b>	10 m
<b>Resolución (tamaño del pixel)</b>	10 m
<b>Sistema de Proyección</b>	Cónica Conformal de Lambert
<b>Datum</b>	Norteamericano 1927 (NAD27)
<b>Método de generación</b>	Módulo Topogrid de ArcInfo Puntos de depresión (red hídrica) y puntos de elevación identificados en el cuadrante fuente.

<b>Extensión Área de estudio (m)</b>	$X_{\min}$ : 448242.534922771	$Y_{\min}$ : 279022.106165744
	$X_{\max}$ : 490002.534922771	$Y_{\max}$ : 307292.106165744

<b>Extensión Área de estudio (grados)</b>	$X_{\min}$ : -89.47893082	$Y_{\min}$ : 13.63202827
	$X_{\max}$ : -89.09234114	$Y_{\max}$ : 13.88805876

## **Anexo 3**

### **Base de datos de afloramientos estudiados en el Complejo Volcánico de San Salvador**

**3.1. Afloramientos con presencia de depósitos piroclásticos del  
Volcán Boquerón**

**3.2. Afloramientos del sitio arqueológico El Cambio**

**3.3. Afloramientos con presencia de depósito efusivos (lavas) del  
Volcán Boquerón**



### 3.1. Afloramientos con Depósitos Piroclásticos del Volcán Boquerón (CVSS)

#### Volcán Boquerón - Depósitos de caída G1

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)				G11		G10		AUTOR
					G <sub>12</sub>	G <sub>11</sub>	Surge	G <sub>10</sub>	Pm (cm)	Lm (cm)	Pm (cm)	Lm (cm)	
DF-1	Paquete 3: Universidad Don Bosco	03/02/2003 07/05/2003	13.7182778	-89.1589722		0.8	0.18	0.4	2.5	2			Ferrés & Hernández, Wallance y Houghton
DF-2	Periférico: Tramo entre SS y Nejapa	4-feb.-03	13.7481111	-89.2181111	1	3.5	0.2	1.9	8	5			Ferrés y Hernández; Wallance & Houghton
DF-3	Paquete 3: Apertura por Apopa (este de Apopa)	07/05/2003 02/07/2003	13.7863611	-89.1708611		1.72							Escobar y Ferrés
DF-3a	Ctón. y Caserío Calle Real. Salida a Troncal del Norte	04/02/20030 7/05/2003	13.7647500	-89.1650556		1.2			3				Escobar y Ferrés
DF-5	Cabecera Las Colinas	22/05/2003 06/01/2004	13.6618056	-89.2866944	0.2	0.8	0.2	0.3	4	3.5			Ferrés y Hernández
DE-7	Paquete 3: Occidente de Apopa	3-jun.-03	13.7917600	-89.2238200		2.1			3				Escobar y Pullinger
DE-8	250 m al oriente de DE-7	3-jun.-03	13.7901900	-89.2221600		1.8			3				Escobar y Pullinger
DE-8a	25 m al oriente de DE-8	3-jun.-03				2.25			3	3			Escobar y Pullinger
DE-10	Carretera continuación Blvd. Constitución	5-jun.-03	13.7565500	-89.2161900	1.6	2.2	0.37	1.5	6	4	3	3	Escobar y Pullinger/ Ferrés
DE-13	Paquete 3: 50 m norte Qda Cacao	06/06/2003 21/04/2004	13.7670556	-89.1590000		2.5			4	3			Escobar y Hernández
DE-14	a 1 km sur de DE-13	6-jun.-03	13.7553056	-89.1589167		1			3	3			Escobar y Hernández
DF-10	Cantera Fovial en Colón	23-ago.-03	13.7054444	-89.3382222		3.2	0.2	0.6	4		2.5	0.5	Ferrés
DF-11	Tanques Santísima Trinidad	3-sep.-03	13.7424722	-89.2012778		4.1							Ferrés y Pullinger
DF-13	Calle al Volcán (Picacho)-Colonia San Ramón	3-sep.-03	13.7380556	-89.2312500		3.5	0.2	1.6	13	5			Ferrés y Pullinger
DF-14	Calle Motocros arriba - Finca La Mica	3-sep.-03	13.7233056	-89.2383333		2.5	0.2	0.4	4	3			Ferrés y Pullinger
DF-18	Quebrada bajo Parque Maquilishuat (SS)	22-ene.-04	13.7013333	-89.2423889		1.1	0.5	0.8	5	5	3.5	4	Escobar y Ferrés
DF-19	Paquete 3: entre Ciudad Delgado y Apopa	20-feb.-04	13.7287778	-89.1588056		0.8							Ferrés
DF-21	Sendero al Volcán (Picacho)-Colonia San Antonio Abad (Prolongación C/ San Antonio Abad)	9-mar.-04	13.7230278	-89.2463333		2	0.5	2.1	3	3	5	7	Ferrés
DF-22	Sendero al Volcán (Picacho)-Calle paralela a la Prolongación C/ San Antonio Abad. Salida desde redondel	31-mar.-04	13.7211944	-89.2313889				1.2			6	4	Ferrés
DF-23	Sendero al Volcán (Picacho)-Prolongación C/ San Antonio Abad - Cancha Fútbol	31-mar.-04	13.7214444	-89.2372222				1			15	12	Ferrés
DF-24	Debajo de DF-21. Acceso por Calle Chanmico y Colonia Melara	19-abr.-04	13.7228056	-89.2433333		3.15	0.5	1.6	5.5	6	5.5	4	Ferrés

DF-28	Cantera Cumbres de la Escalón	20-abr.-04	13.7186389	-89.2473056		4.7	0.83	1.1	4	3.5	6	3.5	Ferrés
DF-29	Parte más alta de Cumbres de la Escalón	20-abr.-04	13.7196667	-89.2477222		0.8					4.5	4	Ferrés
DF-32	Ctra. Comasagua (Residencial Lomas de Tenerife)	5-may.-04	13.6555556	-89.2903889		0.7	0.18	0.2	4	5.5	1.5	3.5	Ferrés
DF-33	Ctra. Comasagua (Delante de Matazano, cuesta ensanchada)	12-may.-04	13.6642778	-89.3011944		1.7	0.4	0.7	4.5	3.5	5.5	3	Ferrés
DF-36	Ctra. Comasagua, cruce con la ctra. Local	12-may.-04	13.6745000	-89.3170278		2							Ferrés
DF-37	Paquete 3: Antes de la Universidad Don Bosco	20-feb.-04	13.717750	-89.1591667		2.5							Ferrés & Steve Sanler
DF-38	San Juan Opico-Joyas de Cerén	26-may.-04	13.8590278	-89.3594167		0.25	0.05	0.08	4.5	5			Ferrés, Pullinger y Delgado
DF-39	Rancho Navarra-Ctra a la Cima	27-jul.-04	13.6779444	-89.2121944		2.5			3.5	4.5			Ferrés
DF-40	Ateos	21-sep.-04	13.7376389	-89.4301389		0.3	0.35	0.3				1.5	Pullinger, Ferrés y Delgado
DF-41	Lotificación Santa Helena Sur	23-sep.-04	13.6636667	-89.2730556	0.25	1.1			5	2			Ferrés
DF-44	Prolongación Boulevard de Malta (calle nueva a la cima, sobre Price-Mart)	23-sep.-04	13.6631667	-89.2441667		1							Ferrés
DF-45	Ctra. Los Chorros	13-oct.-04	13.6768333	-89.3113889		0.8	0.05	0.05	6	5			Ferrés
DF-57 (pr)	Entrada a Huizucar	17-ene.-06	13.625639	-89.237694		0							Ferrés, Palomar
DF-57	Nueva Cuscatlan (curba)	17-ene.-06	13.6461944	-89.2588333		0.26			4	2.5			Ferrés, Palomar
DF-59	Calle Huizucar (1a rotonda viniendo de Price-Mart a la derecha)	14-feb.-06	13.6592500	-89.2363889		0.8	0.2	0.3	4	4			Ferrés, Gutiérrez
DF-62	Cantón Zacasil, al sur de la Ctra. Comasagua a la altura de la Finca	15-feb.-06	13.659500	-89.316667		0.5	0.3	0.2	5	4.5			Ferrés, Oscar Garza
DF-63	Prolongación Masferrer después de redondel del Luceiro, nueva calle que enlaza con prolongación de 75 Avda Norte	25-jul.-06	13.720317	-89.240583	0.7	4.0	0.5	0.8	4	3	4	4.5	Ferrés, Gutiérrez
DF-75	Cantera Las Lajas- Los Chorros	27-ago.-07	13.70373611	-89.33870556		1.9	0.7	0.3	5	6			Ferrés, Hernández
DF-81	Diego de Holguín. Entrada subida al Boquerón	29-ene.-07	13.684611	-89.277250		0.7	0.3	0.44				0.5	Ferrés, Gutiérrez
DF-92	Ctra. De Apopa a Mariona	31-ene.-07	13.775750	-89.183944		0.5							Ferrés, w. Hernández
DF-94	Entre redondel Masferrer y Colonia el Carmen	29-ago.-07	13.70437	-89.25687		1.13	0.63	0.2		6		4	Ferrés, Hernández, Gutiérrez, Delgado
DF-95	Abertura Diego de Holguín, Conexión con Chiltiupán	29-ago.-07	13.68333	-89.24795		1.03	0.2						Ferrés, Hernández, Gutiérrez, Delgado
DF-97	De la calle al Boquerón hacia la cima del Picacho, antes de la entrada a la finca Santa Isabel	12-feb.-08	13.75935	-89.2578		1							Ferrés, Gutiérrez
DF-98	En la calle del Boquerón al Picacho, más cerca del escarpe del Picacho	12-feb.-08	13.75791667	-89.25611667	0.18	0.47	0.64	0.2					Ferrés, Gutiérrez
DF-200	Hogar del Niño. Frente Portón Residencial Arcos de San Jerónimo II. C. Rafael Belloso.	14-feb.-08	13.6861	-89.18526667		1.2			3	1			Ferrés, Gutiérrez, Hernández

DF-201	Ciudad Delgado. Barrio Palea. Casita del taller de bicicletas	14-feb.-08	13.72845	-89.16696667		1.8	0.05	0.5	3	1		Ferrés, Gutiérrez, Hernández
DF-202	La Isla de Apopa	14-feb.-08	13.7745	-89.16731667		1.1			2	1		Ferrés, Gutiérrez, Hernández
DF-203	Río Las Cañas (al norte de Apopa)	14-feb.-08	13.81026667	-89.16618333		0						Ferrés, Gutiérrez, Hernández
DF-204	Ctra. Troncal del Norte (Km. 6.5) Depósito de carros Stream Parts	14-feb.-08	13.74328333	-89.17046667		1	0.05	0.35				Ferrés, Gutiérrez, Hernández
DF-205	1 Km. Antes de llegar a Jayaque	18-feb.-08	13.69528333	-89.43985		1	0.25	0.15				Ferrés, Gutiérrez
DF-206	Salida de Jayaque al sur, parte alta del pueblo	18-feb.-08	13.66951667	-89.44025		0.55			2	1		Ferrés, Gutiérrez
DF-207	Ctra. Subiendo a Jayaque	18-feb.-08	13.70491667	-89.43913333		0.3			2	1		Ferrés, Gutiérrez
DF-208	Ctra. Jayaque, 1 km delante de DF-207	18-feb.-08	13.695233	-89.439917		0.7						Ferrés, Gutiérrez
DF-209	Ctra de Ciudad Arce-Sta. Rosa a Snn Juan Opico	18-feb.-08	13.849550	-89.419500		0.16						Ferrés, Gutiérrez
DF-210	Ctra. De San Juan Opico a Ciudad Arce	10-jun.-08	13.86682	-89.39427		1.65						Gutiérrez y Hernández

## Volcán Boquerón - Depósitos de caída Pre-G1 (VSS) y Post-G1 (Volcán Boquerón)

### PRE G1 Depósito de caída APOPA (bajo TB4)

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	FOTO	AUTOR
DF-2	Periférico: Tramo entre SS y Nejapa	4-feb-03	13.7481111	-89.2181111	0.3	8			Ferrés, Hernández, Wallace, Houghton
DF-75	Cantera Las Lajas- Los Chorros	27-ago-07	13.703736	-89.3387056	0.5			VSS070827	Ferrés, Hernández
DF-208	Ctra. Jayaque, 1 km delante de DF-207	18-feb-08	13.695233	-89.439917	0.25			VSS080218	Ferrés, Gutiérrez

### PRE G1 Otros

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	FOTO	AUTOR
DF-75 (B2b)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	13-feb-08	13.703736	-89.3387056				VSS080213	Ferrés & Hernández
DF-75 (B6)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	13-feb-08	13.703736	-89.3387056				VSS080213	Ferrés & Hernández
DF-75 (B8)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	13-feb-08	13.703736	-89.3387056				VSS080213	Ferrés & Hernández

### POST G1 y PRE-G2

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	FOTO	AUTOR
DF-75 (5 inf)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	29-ago-07	13.703736	-89.3387056				VSS070829	Ferrés & Hernández
DF-75 (5 sup)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	29-ago-07	13.703736	-89.3387056				VSS070829	Ferrés & Hernández
DF-75 (4)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	29-ago-07	13.703736	-89.3387056				VSS070829	Ferrés & Hernández
DF-75 (3 inf)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	29-ago-07	13.703736	-89.3387056				VSS070829	Ferrés & Hernández
DF-75 (3 sup)	Cantera Las Lajas- Los Chorros	29-ago-07	13.703736	-89.3387056				VSS070829	Ferrés & Hernández

## Volcán Boquerón - Depósitos de Caída G2

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-2	Periférico: Tramo entre SS y Nejapa.	4-feb-03	13.7481111	-89.2181111	1			Ferrés y Hernández; Wallance y Houghton
DF-5	Cabecera Las Colinas.	22/05/2003 06/01/2004	13.6618056	-89.2866944	0.8	6	5	Ferrés y Hernández
DE-10	Carretera continuación Blvd. Constitución.	5-jun-03	13.7565500	-89.2161900	0.8	2		Ferrés
DF-11	Tanques Santísima Trinidad.	3-sep-03	13.7424722	-89.2012778	0.7	3		Ferrés
DF-13	Calle al Volcán (Picacho)-Colonia San Ramón.	3-sep-03	13.7380556	-89.2312500	1.1	10	2	Ferrés
DF-14	Calle Motocros - Finca La Mica.	3-sep-03	13.7233056	-89.2383333	0.8			Ferrés
DF-18	Quebrada bajo Parque Maquilishuat (SS).	22-ene-04	13.7013333	-89.2423889	1			Ferrés
DF-20	Sendero al Volcán (Picacho)-Colonia San Mauricio y Colonia Granada (Finca Valencia).	4-mar-04	13.7322222	-89.2347500	1.3	6	4	Ferrés
DF-21	Sendero al Volcán (Picacho)-Colonia San Antonio Abad (Prolongación C/ San Antonio Abad).	9-mar-04	13.7230278	-89.2463333	0.6			Ferrés
DF-22	Sendero al Volcán (Picacho)-Calle paralela a la Prolongación C/ San Antonio Abad. Salida desde redondel.	31-mar-04	13.7211944	-89.2313889	0.6	7	7.5	Ferrés
DF-23	Sendero al Volcán (Picacho)-Prolongación C/ San Antonio Abad - Cancha Fútbol.	31-mar-04	13.7214444	-89.2372222	0.5	10	5.5	Ferrés
DF-24	Debajo de DF-21. Acceso por Calle Chanmico y Colonia Melara.	19-abr-04	13.7228056	-89.2433333	0.5	3	6	Ferrés
DF-26	Colonia Las Colmenas (Prolongación Juan Pablo II)	20-abr-04	3° 42' 53.2"	89° 14' 43.3"	1.5			Ferrés
DF-27	Colonia Escalón (Despensa Don Juan).	20-abr-04	13.7168889	-89.2460278	0.5	5	3	Ferrés
DF-32	Ctra. Comasagua (Residencial Lomas de Tenerife).	5-may-04	13.6555556	-89.2903889	0.28	5.5		Ferrés
DF-33	Ctra. Comasagua (Delante de Matazano).	12-may-04	13.6642778	-89.3011944	¿?			Ferrés
DF-34	Limite Santa Tecla-Comasagua.	12-may-04	13.6666944	-89.3134722	¿?			Ferrés
DF-36 (sup)	Ctra. Comasagua.	12-may-04	13.6745000	-89.3170278	2			Ferrés
DF-45	Ctra. Los Chorros .	13-oct-04	13.6768333	-89.3113889	0.13	2		Ferrés
DF-48	Unicentro Lourdes-Colón/Planta de Tratamiento.	2-feb-05	13.7341944	-89.3611389	0.35	0,5	5	Ferrés y Hernández
DF-54	Ctra. La Libertad- Desvío Orden de Malta-Frente a Flamingo Plaza.	25-abr-05	13.6671667	-89.2719167	1.2			Ferrés y Chávez
DF-59	Calle Huizucar (1a rotonda viniendo de Price-Mart a la derecha).	14-feb-06	13.6592500	-89.2363889	1.1	6		Ferrés, Gutiérrez
DF-62	Cantón Zacasil, al sur de la Ctra. Comasagua a la altura de la Finca .	15-feb-06	13.6595000	-89.3166667	0.6	8	0.5	Ferrés
DF-63	Prolongación Masferrer después de redondel del Luceiro, nueva calle que enlaza con prolongación de 75 Avda Norte.	25-jul-06	13.7203167	-89.2405833	1.2			Ferrés, Gutiérrez
DF-64	UCA - Edificio Nuevo Ingeniería.	25-jul-06	13.6787800	-89.2356800	1.0			Ferrés, Gutiérrez
DF-75	Cantera Las Lajas- Los Chorros.	27-ago-07	13.7037361	-89.33870556	4.8			Ferrés, Hernández
DF-79	Calle Los Chorros, desvío a Merliot.	29-ene-07	13.6771667	-89.307444	0.5	4.5	6	Ferrés, Gutiérrez
DF-91	Finca El Tablote.Ctra. De Apopa a Mariona.	31-ene-07	13.7806944	-89.18975	1.2	3.5	3	Ferrés, Hernández
DF-93	Frente al penal de Mariona.	31-ene-07	13.7561167	-89.18844444	0.3			Ferrés, Hernández

DF-96	Entrada de la Calle al Boquerón hacia cima del Picacho.	12-feb-08	13.7581	-89.26421667	0.7			Ferrés, Hernandez, Gutiérrez
DF-99	Ctra. Comalapa antes de Sto. Tomás (Condusal).	14-feb-08	13.6568167	-89.14008333	1.0			Ferrés, Hernandez, Gutiérrez
DF-205	1 Km. Antes de llegar a Jayaque.	18-feb-08	13.6952833	-89.43985	0.04			Ferrés, Gutiérrez
DF-206	Salida de Jayaque al sur, parte alta del pueblo.	18-feb-08	13.6695167	-89.44025	0.39	1.2	0.3	Ferrés, Gutiérrez

## Volcán Boquerón - Depósitos de Caída BOQUERON 1 (B1)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-5	Cabecera Las Colinas	22/05/2003 06/01/2004	13.6618056	-89.2866944	0.15	3		Ferrés
DF-6	Ladera SW(Colón): Finca Piamonte	21-ago-03	13.7093889	-89.3204722	0.2	2.3		Ferrés
DF-17	Calle de acceso a Hacienda El Jabalí. Abajo cerca de El Sitio	22-ene-04	13.7736111	-89.3289167	0.12	7	2	Ferrés
DF-32	Ctra. Comasagua (Residencial Lomas de Tenerife)	5-may-04	13.6555556	-89.2903889	0.28	5.5		Ferrés
DF-58	Cantón Ojos de Agua - Subida al Boquerón antes de las Pilas Públicas	7-feb-06	13.7257222	-89.2802778	0.7			Ferrés
DF-59	Calle Huizucar (1a rotonda viniendo de Price-Mart a la derecha)	14-feb-06	13.6592500	-89.2363889	1.1		8	Ferrés, Gutiérrez
DF-64	UCA - Edificio Nuevo Ingeniería	25-jul-06	13.6787800	-89.2356800	0.4			Ferrés, Gutiérrez
DF-77	Calle subida al Boquerón, pasada la entrada de Cerro La Hoya	26-ene-07	13.7012	-89.27993	1.3			Ferrés, Gutiérrez
DF-78	Calle subida al Boquerón, pasado el mirador informal (km. 18)	26-ene-07	13.7195	-89.27338889	1.3			Ferrés, Gutiérrez
DF-79	Calle Los Chorros, desvío a Merliot	29-ene-07	13.6771667	-89.307444	0.9	6		Ferrés, Gutiérrez
DF-87	Pasado Cerro Jabalí, sobre la ladera del Boquerón, cuando la calle empieza a girar a la izquierda	30-ene-07	13.7507778	-89.30572222	0.5			Ferrés y Pullinger
DF-95	Abertura Diego de Holguín, Conexión con Chilitupán	29-ago-07	13.68333	-89.24795	0.33			Ferrés
DF-97	De la calle al Boquerón hacia la cima del Picacho, antes de la entrada a la finca Santa Isabel	12-feb-08	13.75935	-89.2578	0.2	4		Ferrés, Gutiérrez
DF-205	1 Km. Antes de llegar a Jayaque	18-feb-08	13.6952833	-89.43985	0.07			Ferrés, Gutiérrez

## Volcán Boquerón - Depósitos de la secuencia Talpetate I (TpI) o Toba de San Andrés (TSA)

### Volcán Boquerón - Depósitos de oleada piroclástica Talpetate I (TpI) o Toba de San Andrés (TSA)

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-6a	Ladera SW(Colón): Finca Piamonte	21-ago-03	13.7093889	-89.3204722	2			Ferrés y Vázquez
DF-7	200 m debajo de DF-6	21-ago-03	13.7143056	-89.3019444				Ferrés y Vázquez
DF-8	Cantón Victoria: 1 km calle debajo de DE-7	21-ago-03	13.7114722	-89.3001389				Ferrés y Vázquez
DF-9	Brecha piroclástica debajo de Talpetate	21-ago-03	13.7095278	-89.2992500				Ferrés y Vázquez
DF-6	Cruce de la Calle que sube de la Colonia Quezaltepeque (Santa Tecla) hasta el Boquerón con calle a Finca Santa Celia	25-nov-03	13.7138611	-89.3021667	1.5			Ferrés y Vázquez
DF-15	Caserío Jabalí. Entrada Calle de acceso al manantial	22-ene-04	13.7645278	-89.3218889	1.5			Escobar y Ferrés
DF-16	Calle de acceso a Hacienda El Jabalí. Cerca de Tiendita	22-ene-04	13.7727222	-89.3255833	0.9			Escobar y Ferrés
DF-17	Calle de acceso a Hacienda El Jabalí. Abajo cerca de El Sitio	22-ene-04	13.7736111	-89.3289167	0.7			Escobar y Ferrés
DF-46	Camino Barrio La Vega y Fca. Cobanal (Sector SW-sobre Colón)	20-oct-04	13.7139167	-89.3424722	0,98			Ferrés y Montalvo
DF-47	Sitio El Cambio	2/02/05 - 1/04/05	13.8071111	-89.3560278	0,08-0.5			Ferrés
DF-48	Unicentro Lourdes-Colón/Planta de Tratamiento	2-feb-05	13.7341944	-89.3611389	2.4			Ferrés y Hernández
DF-52	Caserío Chanmico, calle junto a la laguna	9-feb-05	13.78402778	-89.35475	0.4			Ferrés y Hernández
DF-53	Ctra. San Juan Opico - Bóveda antes de Sitio El Cambio	16-mar-05	13.801444	-89.35955556	0.6			Ferrés
DF-55	Calle acceso Boqueron, por encima de Caserío El Boquerón	4-ene-06	13.7325556	-89.2782222	3.5			Ferrés
DF-58	Cantón Ojos de Agua - Subida al Boquerón antes de las Pilas Públicas	7-feb-06	13.7257222	-89.2802778	2.87			Ferrés
DF-65	Playón-La Escondida, continuación de la calle que desde el circuito de carros continua hacia el N-NW	11-ene-07	13.8122500	-89.3444167	0.5			Ferrés y Gutiérrez
DF-66	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas. 1º afloramiento desde San Juan Los Planes	18-ene-07	13.7516300	-89.2878700	0.2(inf incompleto) +0.9 (sup)			Ferrés y Pullinger
DF-67	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas. 2º afloramiento desde San Juan Los Planes. Continuidad de la base de DF-66	18-ene-07	13.7519400	-89.2930300	1.3 (inf) +1(sup)			Ferrés y Pullinger
DF-69	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas. Descenso por la finca de café, abajo del depósito de escorias	18-ene-07	13.7512700	-89.2957500	0.8 (inf) + 0.7(sup)			Ferrés y Pullinger
DF-70	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas. Acercamiento a Granadillas, curba pronunciada.	18-ene-07	13.7550800	-89.2987900	2 (inf)			Ferrés y Pullinger
DF-71	Abajo del cantón Granadillas (afloramiento con niños)	18-ene-07	13.7582500	-89.2930167	0.9 (inf) +0.15(sup)			Ferrés y Pullinger
DF-72	Borde SW cráter explosión secundario entre granadillas y El Jabalí	18-ene-07	13.7620500	-89.3116500				Ferrés y Pullinger
DF-73	Borde del cráter del Boquerón. Sector sureste (punto 1)	17-ene-07	13.7302500	-89.2883333	1.95			Ferrés y Gutierrez
DF-73(b)	Borde del cráter del Boquerón. Sector sur (punto 2)	17-ene-07	13.7302500	-89.2883333				Ferrés y Gutierrez
DF-74	Borde del cráter del Boquerón. Sector oeste (Punto 4)	17-ene-07	13.7366667	-89.2935833	1.4 ??			Ferrés y Gutierrez
DF-47(II)	Sitio El Cambio (II)	23-ene-07	13.8069000	-89.3563100	0.1			Ferrés y Pullinger
DF-77	Calle de subida al caserío Boquerón	26-ene-07	13.70908333	-89.28611111	0.4 (inf) + 0.1 (sup)			Ferrés y Gutierrez
DF-82	Calle de Lourdes al Cantón Jabalí (corte para hacer muro)	30-ene-07	13.75786111	-89.35230556	1.6			Ferrés y Pullinger



DF-84	Llegando al manantial El Jabalí (desde Lourdes)	30-ene-07	13.76291667	-89.32258333	2.1			Ferrés y Pullinger
DF-85	Pasando Finca El Jabalí, dando la vuelta al Cerro	30-ene-07	13.76630556	-89.31775	1.6			Ferrés y Pullinger
DF-86	Subida Cerro Jabalí, casi llegando a la cima	30-ene-07	13.75713889	-89.31191667	3			Ferrés y Pullinger
DF-87	Pasado Cerro Jabalí, sobre la ladera del Boquerón, cuando la calle empieza a girar a la izquierda	30-ene-07	13.75077778	-89.30572222	3.5			Ferrés y Pullinger
DF-88	Bajada al cráter de explosión desde San Juan Los Planes (cerca caserío Granadillas)	30-ene-07	13.76052778	-89.30158333	2.5			Ferrés y Pullinger
DF-89	Pasando Caserío Granadillas y afloramiento principal	30-ene-07	13.77263889	-89.30419444	1.7 (inf) + 0.15(sup)			Ferrés y Pullinger
DF-90	Varios metros abajo en el camino respecto a DF-89	30-ene-07	13.77761111	-89.30913889	0.6			Ferrés y Pullinger

### Volcán Boquerón - Depósitos de Caída en la base de Talpetate I o Toba de San Andrés (TSA)

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-6	Ladera SW(Colón): Finca Piamonte	21-ago-03	13.7093889	-89.3204722	0.1			
DF-15	Caserío Jabalí. Entrada Calle de acceso al manantial	22-ene-04	13.7645278	-89.3218889	0.2			
DF-16	Calle de acceso a Hacienda El Jabalí. Cerca de Tiendita	22-ene-04	13.7727222	-89.3255833	0.12			
DF-58	Cantón Ojos de Agua - Subida al Boquerón antes de las Pilas Públicas	7-feb-06	13.7257222	-89.2802778	0.06			Ferrés
DF-65	Playón-La Escondida, continuación de la calle que desde el circuito de carros continúa hacia el norte-noroeste	11-ene-06	13.8122500	-89.3444167	0.2			Ferrés y Gutiérrez
DF-73	Borde del cráter del Boquerón. Sector sureste (punto 1)	17-ene-07	13.7302500	-89.2883333	0.2			
DF-74	Borde del cráter del Boquerón. Sector oeste (Punto 4)	17-ene-07	13.7366667	-89.2935833	0.2			
DF-77	Calle de subida al caserío Boquerón	26-ene-07	13.70908333	-89.2861111	0.3			
DF-84	Llegando al manantial El Jabalí (desde Lourdes)	30-ene-07	13.76291667	-89.3225833	0			
DF-85	Pasando Finca El Jabalí, dando la vuelta al Cerro	30-ene-07	13.76630556	-89.31775	0.3			
DF-88	Bajada al cráter de explosión desde San Juan Los Planes (cerca caserío Granadillas)	30-ene-07	13.76052778	-89.3015833	0.4			
DF-89	Pasando Caserío Granadillas y afloramiento principal	30-ene-07	13.77263889	-89.3041944	0.7			Ferrés y Pullinger
DF-90	Varios metros abajo en el camino respecto a DF-89	30-ene-07	13.77761111	-89.3091389	0.65			

### Volcán Boquerón - Depósito de Caída interestratificado entre las unidades de Talpetate I o TSA

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-73	Borde del cráter del Boquerón. Sector sureste (punto 1)	17-ene-07	13.7302500	-89.2883333	0.2			
DF-74	Borde del cráter del Boquerón. Sector oeste (Punto 4)	17-ene-07	13.7366667	-89.2935833	1.4 ?			Ferrés y Gutiérrez

### Volcán Boquerón - Flujo piroclástico asociado a Talpetate I o TSA

SECCIÓN	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-55	Calle acceso Boqueron, por encima de Caserío El Boquerón	4-ene-06	13.7325556	-89.2782222	0.5			Ferrés
DF-58	Cantón Ojos de Agua - Subida al Boquerón antes de las Pilas Públicas	7-feb-06	13.7257222	-89.2802778	0.2			Ferrés

## Volcán Boquerón - Depósitos de la secuencia Talpetate Ii (TpII)

### Volcán Boquerón - Depósitos de oleada piroclástica Talpetate II (TpII)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-66	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas 1r afloramiento desde San Juan Los Planes	18-ene-07	13.7516300	-89.2878700	0.9			Ferrés y Pullinger
DF-67	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas 2º afloramiento. Continuidad de la base de DF-66	18-ene-07	13.7519400	-89.2930300	1			Ferrés y Pullinger
DF-69	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas Descenso por la finca de café, abajo del depósito de escorias	18-ene-07	13.7512700	-89.2957500	0.7			Ferrés y Pullinger
DF-71	Abajo del cantón Granadillas	18-ene-07	13.7582500	-89.2930167	0.15			Ferrés y Pullinger
DF-89	Pasando Caserío Granadillas y afloramiento principal	30-ene-07	13.77263889	-89.30419444	0.1			Ferrés y Pullinger

## Volcán Boquerón - Depósitos de la secuencia Talpetate >3ka (subyacente a TBJ)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (cm)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-6	Cruce de la Calle que sube de la Colonia Quezaltepeque (Santa Tecla) hasta el Boquerón con calle a Finca Santa Celia	25-nov-03	13.7138611	-89.3021667	38			Ferrés y Vázquez
DF-7	200 m debajo de DF-6	21-ago-03	13.7143056	-89.3019444	0			Ferrés y Vázquez
DF-8	Cantón Victoria: 1 km calle debajo de DE-7	21-ago-03	13.7114722	-89.3001389				Ferrés y Vázquez
DF-10	Cantera Fovial en Colón	23-ago-03	13.7054444	-89.3382222				Ferrés
DF-11	Tanques Santísima Trinidad	3-sep-03	13.7424722	-89.2012778	30			Ferrés y Pullinger
DF-12	Colonia Santísima Trinidad	3-sep-03	13.747472	-89.204833	15			
DF-13	Calle al Volcán (Picacho)-Colonia San Ramon	3-sep-03	13.7380556	-89.2312500	15			Ferrés y Pullinger
DF-14	Calle Motocros arriba - Finca La Mica	3-sep-03	13.7233056	-89.2383333	50			Ferrés y Pullinger
DF-33	Ctra. Comasagua (Delante de Matazano)	12-may-04	13.6642778	-89.3011944	20			Ferrés
DF-45	Ctra. Los Chorros	13-oct-04	13.6768333	-89.3113889	50			Ferrés, Hernandez, Gutiérrez, Delgado
DF-59	Calle Huizucar (1a rotonda viniendo de Price-Mart a la derecha)	14-feb-06	13.6592500	-89.2363889	70			Ferrés, Gutiérrez
DF-62	Cantón Zacasil, al sur de la Ctra. Comasagua a la altura de la Finca	15-feb-06	13.6595000	-89.3166667	50			
DF-79	Calle Los Chorros, desvío a Merliot	29-ene-07	13.67716667	-89.307444	38			Ferrés, Gutiérrez
DF-80	Obras Diego de Holguín (entrada por zona W Montesión).	29-ene-07	13.6853056	-89.2842778				Ferrés, Gutiérrez
DF-81	Diego de Holguín. Entrada subida al Boquerón	29-ene-07	13.684611	-89.277250	30			Ferrés, Gutiérrez
DF-91	Finca El Tablote.Ctra. De Apopa a Mariona	31-ene-07	13.78069444	-89.18975	50			Ferrés, Hernández
DF-94	Entre redondel Masferrer y Colonia el Carmen	29-ago-07	13.70437	-89.25687	63			Ferrés, Hernández, Gutiérrez, Delgado

## Complejo Volcánico de San Salvador - Afloramientos en edificios secundarios

### Depósitos de oleada piroclástica del maar Plan de La Laguna (SE VSS)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPEJOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-32	Ctra. Comasagua (Residencial Lomas de Tenerife)	5-may-04	13.655556	89.2903889	1,8			Ferrés
DF-33	Ctra. Comasagua (Delante de Matazano)	12-may-04	13.6642778	-89.3011944	0.3			Ferrés
DF-34	Limite Santa Tecla-Comasagua	12-may-04	13.666694	89.3134722	0.3			Ferrés
DF-42	Sta. Elena. Avda. El Espino (sobre Fusal)	23-sep-04	13.6581944	-89.25505556	2.4			Ferrés
DF-43	Prolongación Bvd. De Malta (sobre Pr	23-sep-04	13.6623333	-89.24805556	4.5			Ferrés
DF-43a	Borde del cráter (debajo de Price-Mart)	23-sep-04	13.6678889	-89.24705556	2			Ferrés
DF-44	Calle nueva a la Cima (prolongación Bvd. Malta)	23-sep-04	13.6631667	-89.24416667	1.8			
DF-54	Ctra. La Libertad- Desvío Orden de Malta	20-abr-05	13.6674167	-89.2703056	1,7 - 2,2			Ferrés
DF-57	Nueva Cuscatlan (curba)	17-ene-06	13.6461944	-89.2588333	1.5			Ferrés, Palomar
DF-60	Calle Huizucar (apertura de la calle por Price-Mart)	13-feb-06	13.6651944	-89.2404722	0.3 - 0.6			Ferrés, Gutierrez
DF-61	Cementera CESSA - Antiguo Cuscatlán (Pasaje H-norte y Avda El Espino)	13-feb-06	13.6634444	-89.2547222	1.5			Ferrés, Gutierrez
DF-79	Calle Los Chorros, desvío a Merliot	29-ene-07	13.6771667	-89.307444	0.1	6		Ferrés, Gutierrez

### Cono de Escorias Cerro La Hoya (Ladera SE VSS)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPEJOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-80 (2)	Obras Diego de Holguín (entrada por zona W Montesión)	29-ene-07	13.6853056	-89.2842778	2m (+)			Ferrés y Gutierrez
DF-81??	Obras Diego de Holguín (entrada por zona W Montesión)	29-ene-07	13.6846111	-89.27725	Base del depósito			Ferrés y Gutierrez
DF-124	Calle subida al Boquerón, justo antes del desvío de Cerro La Hoya	26-ene-07	50 mts arriba del punto anterior		Ladera del cono de escorias			Ferrés y Gutierrez

### Depósitos de oleada piroclástica del maar Laguna de Chanmico (NW VSS)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPEJOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-52	Caserío Chanmico, calle junto a la laguna	9-feb-05	13.7840278	-89.35475	15			Ferrés y Hernández

### Depósitos en el cráter de explosión La Escondida (NW de El Playón)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPEJOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-65	Borde planicie después de cantera El Playón	11-ene-06	13.733861	-89.28019444				Ferrés y Gutierrez

### Depósitos de Loma Caldera (NW VSS)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPEJOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-47	Sitio El Cambio	2/02/05 - 1/04/05	13.8071111	-89.3560278				Ferrés
DF-50	Salida de San Juan Opico	6-feb-04	13.8535833	-89.36008333				Ferrés y Paul Bogard
DF-50a	Ladera Loma Caldera	6-feb-04	13.8335278	-89.358500				Ferrés y Paul Bogard

### Cono de Escorias El Playón (N VSS)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-47	Sitio El Cambio	2/02/05 - 1/04/05	13.8071111	-89.3560278	0.6			Ferrés
DF-51	Cantera de El Playón	6-feb-05	13.81344444	-89.3350000	15			Ferrés y Paul Bogard
DF-65	Playón-La Escondida, continuación de la calle que desde el circuito de carros continua hacia el ne-nW pasado un llano que podría ser La Escondida	11-ene-06	13.812250	-89.3444167	0.75			Ferrés y Gutierrez
DF-47(II)	Sitio El Cambio (II)	23-ene-07	13.8069000	-89.3563100	0.55			Ferrés y Pullinger

### Edificios secundarios al N-NW del VB (depósito de caída entre TpI y TpII)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-68	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas. 3r afloramiento desde San Juan Los Planes.	18-ene-06	13.7507800	89.2939200				Ferrés y Pullinger
DF-69	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas. Descenso por la finca de café, abajo del depósito de escorias	18-ene-07	13.7512700	-89.2957500	0.95			Ferrés y Pullinger
DF-71	Abajo del cantón Granadillas (afloramiento con niños)	18-ene-07	13.7582500	-89.2930167	0.2			Ferrés y Pullinger
DF-89	Pasando Caserío Granadillas y afloramiento principal	30-ene-07	13.77263889	-89.30419444	0.7			Ferrés y Pullinger

### Edificios secundarios al N-NW del VB (depósito de caída en la base de TpI y de TpII)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-71	Abajo del cantón Granadillas (afloramiento con niños)	18-ene-07	13.7582500	-89.2930167	0.75			Ferrés y Pullinger
DF-72	Borde SW cráter explosión secundario entre granadillas y El Jabalí	18-ene-07	13.7620500	-89.3116500	0.25			Ferrés y Pullinger
DF-85	Pasando Finca El Jabalí, dando la vuelta al Cerro	30-ene-07	13.7663056	-89.31775	0.3			
DF-88	Bajada al cráter de explosión desde San Juan Los Planes (cerca caserío Granadillas)	30-ene-07	13.7605278	-89.30158333	0.4			
DF-89	Pasando Caserío Granadillas y afloramiento principal	30-ene-07	13.7726389	-89.30419444	0.7			Ferrés y Pullinger
DF-90	Varios metros abajo en el camino respecto a DF-89	30-ene-07	13.7776111	-89.30913889	0.65			
DF-83	Calle de Lourdes al Cantón Jabalí (corte para hacer muro)	30-ene-07	13.7640556	-89.32783333				Ferrés y Pullinger

### Cono de Escorias El Cerrito de Quezaltepeque (N-NE VSS)

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	ESPESOR (m)	Pm (cm)	Lm (cm)	AUTOR
DF-49	Cantera El Cerrito-Quezaltepeque	6-feb-04	13.81905556	-89.26372222				Ferrés y Paul Bogard

**Tabla 3.2: Levantamientos estratigráficos en el Sitio Arqueológico El Cambio**

TEMPO RADA	AFLORAMIENTO	CODIGO POL/POZO	LAT	LON	PROF (m)	SERIE	ESPECIFICACIONES
2005	DF-47	R/4	13.8085278	-89.35613889	1.80	DEP FLUVIAL	Depósitos fluviales debajo de Playón
2005	DF-47	Q/4	13.8093056	-89.35552778	1.40	DEP FLUVIAL	Depósitos fluviales debajo de Talpetate, bolos masivos de andesita
2005	DF-47	T/5	13.8088333	-89.35683333	2.60	NORMAL	Depósito de flujo en el techo de TBJ, se describe como Talpetate de Laguna caldera
2005	DF-47	T/11	13.8101667	-89.35530556	2.20	NORMAL	Talpetate de Loma caldera bien desarrollado, Talpetate de VSS parte terminal
2005	DF-47	K/4	13.8054444	-89.35555556	2.00	NORMAL	No aparece Talpetate de Loma Caldera
2005	DF-47	S/2	13.8073056	-89.35563889	4.30	NORMAL-EXT	Se excavaron 2,5 m por debajo de la Tierra Blanca Joven
2005	DF-47	R/3	13.8086111	-89.35630556	3.10	NORMAL	Sobre Playón aparecen dos niveles más (surge y caída)
2005	DF-47	S/3	13.8071111	-89.35602778	2.70	NORMAL	No alcanza la base de la TBJ. Talpetate VSS muy desarrollado
2005	DF-47	L/3	13.80525	-89.35480556	2.10	NORMAL	El nivel central de Playon presenta restos de Talpetate con imprentas fósiles
2005	DF-47	K/1	13.8065833	-89.35630556	2.90	SOBRE TBJ	Playón muy desarrollado. Dep. Fluvial. Talpetate de Laguna Caldera muy delgado
2005	DF-47	U/1	13.8104167	-89.35641667	1.60	NORMAL	Talpetate Laguna Caldera más potente (detalle). TBJ poco potente sobre surcos. Talpetate VSS poco potente y fragmentado.
2005	DF-47	O/1	13.8078333	-89.35411111	2.40	NORMAL	Talpetate VSS desarrollado, potente
2005	DF-47	L/5	13.8058056	-89.35472222	2.00	SOBRE TBJ	Laguna Caldera muy desarrollado ? Serie cercana a antigua quebrada
2005	DF-47	L/4	13.8056111	-89.35505556	2.40	NORMAL	Playón bien desarrollado
2005	DF-47	F/1	13.8050278	-89.35527778	2.50	NORMAL	Aparece TBJ, en K1 está mucho más profundo. En K1 se muestrea Playón
2005	DF-47	J/1	13.8064167	-89.3565	2.70	NORMAL	
2005	DF-47	J/5	13.8047778	-89.35572222	2.40	NORMAL	Similar a J6
2005	DF-47	J/6	13.8046111	-89.35533333	2.40	NORMAL	Talpetate VSS muy potente
2005	DF-47	H/1	13.8049722	-89.35616667	2.40	<b>SIN TBJ</b>	Nuevo Talpetate a 2,40 profundidad ???
2005	DF-47	E/2	13.8044444	-89.35436111	1.70	NORMAL	

2005	DF-47	J/3	13.8054722	-89.35622222	3.00	NORMAL	Talpetate VSS potente
2005	DF-47	K/2	13.8061944	-89.35608333	2.70	NORMAL	TBJ removida, pozo cercano a la quebrada. Talpetate potente con fósiles vegetales y estructuras de desecación
2005	DF-47	I/2	13.8062222	-89.35688889	2.50	NORMAL	Detalle Talpetate VSS
2005	DF-47	Q/2	13.8084444	-89.35502778	1.40	TECHO TALP	Estructuras desecación en el techo del Talpetate
2005	DF-47	G/8	13.80425	-89.35502778	3.80	NORMAL	1,8 m debajo de la base de TBJ
2005	DF-47	G/7	13.8046389	-89.35591667	2.62	NORMAL	Frente a H/1
2005	DF-47	G/6	13.8048333	-89.35633333	2.40	NORMAL	Talpetate VSS menos potente que en los pozos 7 y 8
2005	DF-47	G/5	13.8049722	-89.35686111	2.40	NORMAL	Se halló carbón 40 cm debajo de TBJ
2005	DF-47	G/4	13.8052222	-89.35725	2.50	NORMAL	TBJ más potente que lo habitual. Talpetate VSS varía mucho en espesor. Nivel de ceniza endurecida en el depósito sobre TBJ (Loma Caldera? Depósito lacustre?)
2005	DF-47	G/3	13.8053056	-89.35772222	2.50	NORMAL	Serie similar a la de G4
2005	DF-47	I/1	13.8062778	-89.35791667	2.40	NORMAL	Depósitos de caída sobre TBJ bien representados (Loma Caldera)
2005	DF-47	AC/2	13.8058889	-89.35830556	2.20	NORMAL-EXT	Depósito de flujo 60 cm por debajo de TBJ
2005	DF-47	AC/1	13.80575	-89.35827778	1.90	NORMAL	Detalle de Playón
2006-2007	DF-76	8A	13.80761	-89.35785	<b>2.00</b>	NORMAL	En el techo de la serie aparece un nivel de 3-4 cm de ceniza blanca-ocre. Puede tratarse de material fluvial por el barraje del Río Sucio que provocó la lava de El Playón. Entierro "Ezequiel" sobre Toba Verde debajo de Tierra Blanca Joven
2006-2007	DF-76	8B	13.8077	-89.35781	3.15	NORMAL	En general Loma Caldera aparece poco desarrollado y alterado en todas las series. 40 centímetros espesor de la Toba Verde, 60 cm abajo de TBJ. 40 cm abajo de la Toba Verde aparece material cultural (fogón, asta de venado y utensilios cocina)
2006-2007	DF-76	10A	13.80745	-89.35714	3.60	NORMAL	2 m de serie debajo de TBJ. Aparece Toba Verde 80 cm debajo de TBJ. Restos culturales 60 cm debajo de este nivel. Entierro múltiple
2006-2007	DF-76	11A	13.80722	-89.3568	2.00	NORMAL	Talpetate VSS poco espesor, fragmentado en porciones. Debajo TBJ aparece Toba verde
2006-2007	DF-76	15A			9.00	RELLENO	Pozo en el lado este del montículo principal. Relleno en diferentes fases
2006-2007	DF-76	18A	13.8069	-89.35631	2.80	NORMAL	1,3 m de serie debajo de TBJ

**Tabla 3.3: Depósitos Efusivos del CVSS**

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	EDIFICIO	TIPO	MUESTRA	AUTOR	OTROS
DF-31	Colonia El Carmen	20-abr-04	13.708583	-89.257833	BOQ/San Salvador	FLUJO LAVA	NO	Ferrés	Flujo de lava en bloques, con base escoriácea de color más rojizo. Se encuentra dentro de la quebrada y subyace a TBJ. Podría tratarse de la misma que DF-132.
DF-35	Ctra. Comasagua	12-may-04	13.668056	89.3202500	Form. Bálsamo	FLUJO LAVA	NO	Ferrés	Material masivo: colada de lava andesítica alterada, con disyunción bolar. Probablemente formación Bálsamo.

SECCION	UBICACIÓN	FECHA	LATITUD	LONGITUD	EDIFICIO	TIPO	MUESTRA	AUTOR	OTROS
<b>DF-101</b>	Cantera Los Chorros (1a entrada desde San Salvador)	27-jul-06	13.698333	-89.3265000	VSS	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Elías	Colada andesítica con fenocristales de plagioclasa. La base es escoriácea, rugosa. La parte central, masiva, tiene disyunción planar. Situada sobre un paquete potente de depósitos piroclásticos. Uno de los depósitos piroclásticos de la base es la ignimbrita Arce de Coatepeque.
<b>DF-101 (2)</b>	Cantera Principal de Los Chorros (corresponde a afloramiento DF-75)	27-jul-06	13.7037361	-89.3387056	VSS	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Elías	Encima de la colada de lava aparece toda la serie desde TB4 a TBJ. Entre la colada y TB4 existen al menos 4 niveles de caída de color oscuro-negro. Por encima de TB4 aparece G1 y otros depósitos de caída hasta TBJ.
<b>DF-102</b>	Cantera de Colón (corresponde a afloramiento DF-10)	27-jul-06	13.706361	-89.3373889	VSS	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Elías	Creemos que es la misma colada de lava que la de la cantera de Los Chorros. Se observa disyunción planar y masiva
<b>DF-103</b>	Carretera de San Juan Opico a Quezaltepeque (pasados los desvíos de El Jabalí)	27-jul-06	13.817583	-89.3044444	VSS/Boquerón ??	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Elías	Colada basáltica muy masiva. Las partes alteradas tienen vesiculación elongada y circular.
<b>DF-104</b>	Carretera de San Juan Opico a Quezaltepeque (pasados los desvíos de El Jabalí, 200 metros más al E respecto punto anterior)	27-jul-06	13.818778	-89.2983056	VSS/Boquerón ??	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Elías	Colada andesítica de gran dureza con plagioclasas de pequeño tamaño
<b>DF-105</b>	Interior del cráter, descenso por sector sureste hasta zona de huertos	28-jul-06	13.730694	-89.2849722	BOQ/Serie superior interior del cráter	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Colada de lava en contacto con depósito escoriáceo intermedio. En el contacto aparecen manantiales de agua (13° 43' 56.3" y 89° 17' 8.7"). Andesita alterada, muestra tomada en el camino. Plagioclasas abundantes. 1718 msnm.



<b>DF-106</b>	Interior del cráter, descenso por sector sureste hasta zona de huertos	28-jul-06	13.732306	-89.2857500	BOQ/Serie superior interior del cráter		SI	Ferrés y Gutiérrez	Colada escoriácea rojiza, punto muy próximo a DF-107. Niveles de lapilli soldado intercaladas
<b>DF-107</b>	Interior del cráter, descenso por sector sureste hasta zona de huertos	28-jul-06	13.730583	-89.2847778	BOQ/Serie superior interior del cráter	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Colada de lava andesítica, con disyunción planar (lajas). 1724 msnm
<b>DF-108</b>	Interior del cráter, descenso por sector sureste hasta zona de huertos	28-jul-06	13.730583	-89.2841944	BOQ/Serie superior interior del cráter		SI	Ferrés y Gutiérrez	Colada escoriácea y en bloques y bombas. Andesítica. 1751 msnm
<b>DF-109</b>	Interior del cráter, descenso por sector sureste hasta zona de huertos	28-jul-06	13.730611	-89.2837222	BOQ/Serie superior interior del cráter	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Colada basáltico-andesítica gris con pequeños cristales de plagioclasa.
<b>DF-110</b>	Cantera Ctra a Quezaltepeque, entrada antes del Playón	11-ene-07	13.814639	-89.3234722	BOQ/ 1917	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Lava basáltico-andesítica. Por su posición podría parecer del Playón, pero se trata del borde final de la colada de 1917.
<b>DF-111</b>	Colada de lava El Playón, entrada por la cantera anterior	12-ene-07	13.824750	-89.3178889	El Playón	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	
<b>DF-111(2)</b>	Colada de lava El Playón, entrada por la cantera anterior	12-ene-07	13.821583	-89.3189167	El Playón (parte externa)	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	
<b>DF-112</b>	Plan del Hoyo (Flujo 1917)	12-ene-07	13.780889	-89.2920833	BOQ/ 1917	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Flujo masivo, negro, fragmentos del interior de bloques AA
<b>DF-113</b>	Borde del cráter, sector noreste (40°E)	17-ene-07	13.744444	-89.2846667	BOQ/Serie sup interior del cráter (borde NW)	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Masiva sobre un depósito de caída de escoria roja. La muestra no es muy buena (bastante escoriácea y vesiculada) ya que no hay un mejor afloramiento. 1838 msnm. Aparece al menos entre 20°E y 40°E.
<b>DF-114</b>	Calle de San Juan Los Planes a Granadillas	18-ene-07	13.751710	-89.2935000	BOQ/Ladera N bajo Talpetate	FLUJO LAVA	NO	Ferrés y Pullinger	Flujo de lava debajo de los depósitos de Talpetate. 320°E
<b>DF-115</b>	Interior del cráter. Boqueroncito	24-ene-07	13.73675	-89.285750	Boqueroncito	BOMBA	SI	Ferrés, Gutiérrez, Escobar	Lente de lava en el margen interno del cráter del Boqueroncito. Roca afanítica negro oscuro
<b>DF-116</b>	Interior del cráter. Boqueroncito	24-ene-07	13.7373611	-89.2874444	Boqueroncito	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Gutiérrez, Escobar	Flujo de lava en el exterior de la ladera W del Boqueroncito. Afanítica, negro brillante con pequeños cristales de plagioclasa
<b>DF-117</b>	Interior del cráter	24-ene-07	13.7396484	-89.2867766	BOQ/Serie inf. interior del cráter	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Gutiérrez, Escobar	La muestra está muy alterada: parece haber estado en una zona de campo fumarólico, se observan minerales reprecipitados, quizá por haber estado sumergida en la laguna.

<b>DF-118</b>	Interior del cráter	24-ene-07	13.7356944	-89.2833333	BOQ/Serie inf. interior del cráter	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Gutiérrez, Escobar	Flujo de lava sano. Es la primera que aflora sobre el cono de derrubios del derrumbe principal en la pared E del cráter (90m arriba de la base). Muy masivo, con cristales alargados de plagioclasa y olivino, y disyunción planar.
<b>DF-119</b>	Interior del cráter	24-ene-07	13.7283333	-89.2925556	BOQ/Serie inf. interior del cráter	FLUJO PIROCLASTICO	SI	Ferrés, Gutiérrez, Escobar	Posible depósito de flujo u oleada piroclástica. Presenta cierta laminación.
<b>DF-120</b>	Interior del cráter	24-ene-07	13.7325581	-89.2836661	BOQ/Serie inf. interior del cráter	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Gutiérrez, Escobar	Flujo de lava de gran espesor, masiva, en el centro de la serie, bajo los depósitos de escorias rojas
<b>DF-121</b>	Av. Diego de Holguín-Calle subida al Boquerón.	26-ene-07	13.684500	-89.2759444	BOQ/Ladera SE	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Lava gris azulado, afanítica, con pequeños cristales de plagioclasa. Disyunción planar en la base y techo. Sobreyaciendo una escoria de color rojo (que no parece la que hemos identificado como de Cerro La Hoya).
<b>DF-122</b>	Calle subida al Boquerón después de la primera curva	26-ene-07	13.68675	-89.2808889	BOQ/Ladera SE	FLUJO LAVA	SI*	Ferrés y Gutierrez	Lava gris oscuro. Disyunción masiva, aunque es rugosa y vesiculada en la parte externa. Presenta cristales de plagioclasa milimétricos. La muestra no es muy buena por ser de gran dureza.
<b>DF-123</b>	Calle subida al Boquerón, pasada escuela antes de llegar a desvío de Cerro La Hoya	26-ene-07	13.6988611	-89.2800833	BOQ/Ladera SE	FLUJO LAVA	SI*	Ferrés y Gutierrez	La muestra no es muy buena (parte externa) por ser de gran dureza. Podría tratarse de la misma colada que DF-122, aunque tiene mayor abundancia de cristales de plagioclasa alargados y también con maclas.
<b>DF-124</b>	Calle subida al Boquerón, justo antes del desvío de Cerro La Hoya	26-ene-07	13.7005	-89.2800278	Cerro La Hoya	ESCORIA	SI	Ferrés y Gutierrez	Depósito de caída escoriáceo del Cerro La Hoya. Muestreamos fragmento, es de color rojizo y bastante vesiculado.
<b>DF-125</b>	Calle subida al Boquerón, pasada la entrada de Cerro La Hoya	26-ene-07	13.7021389	-89.2799722	BOQ/Ladera SE	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutierrez	Sobre la lava se observa un depósito piroclástico de caída y por encima TBJ (DF-76). Este depósito no tiene el mismo aspecto que la escoria del Cerro La Hoya. Encontramos un lítico en el techo del depósito (DF-76)
<b>DF-126</b>	Calle subida al Boquerón, después de las rectas iniciando subida	26-ene-07	13.7054722	-89.2870833	BOQ/Ladera SE	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutierrez	Flujo de lava muy masivo, color gris azulado. Textura afanítica. Pequeños cristales de plagioclasa (milimétricos)
<b>DF-127</b>	Calle subida al Boquerón, llegando a la parada del bus y la escuela (Caserío Álvarez)	26-ene-07	13.7111111	-89.2813333	BOQ/Ladera SE	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutierrez	Flujo masivo gris-negro. Textura afanítica, con cristales pequeños y abundantes de plagioclasa. La parte más externa está medianamente vesiculada.
<b>DF-128</b>	Calle subida al Boquerón, pasado el mirador informal (Km. 18)	26-ene-07	13.7195	-89.2733889	BOQ/Ladera SE	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutierrez	Flujo de lava gris, textura afanítica. Cristales abundantes de plagioclasa de pequeño tamaño, otros cristales de color verde-café. Tiene también piroxeno. Subyace la secuencia de depósitos en DF-78.

<b>DF-129</b>	Calle pasado caserío Boquerón, 1a colada bajando a Quezalte	26-ene-07	13.7543889	-89.2657222	BOQ/Ladera NW	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Flujo de lava masivo de color gris, bastante vesiculado. Abundantes cristales de plagioclasa, piroxeno y otros cristales color miel. Bastante alterada y densa. Por encima tiene un depósito de flujo de escombros + deposito piroclástico + TBJ
<b>DF-130</b>	Siguiendo calle bajando a Quezalte, recibidero de café, antes de Finca Miranda	26-ene-07	13.7644444	-89.2706111	BOQ/Ladera NW	FLUJO LAVA	SI	Ferrés y Gutiérrez	Flujo masivo gris-oscuro, muy vesiculado en la parte externa. Presenta bandeado: partes muy masivas (textura afanítica) y otras alteradas y con vesiculación abundante. Abundantes plagioclasas de pequeño tamaño y también piroxeno un poco más grandes (negros + verdes).
<b>DF-131</b>	Avenida Escalón, sobre redondel Masferrer, antes de Colonia El Carmen	29-ago-07	13.70437	-89.25687	BOQ/San Salvador	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Hdez y Gutiérrez	Afloramiento DF-94. Lava gris azulado con abundante plagioclasa. Textura afanítica, roca muy masiva, sin disyunción aparente. Encima se encuentra la secuencia de G2.
<b>DF-132</b>	Conexión entre obras de Diego de Holguín y la Avenida Chiultipán	29-ago-07	13.68442	-89.24775	BOQ/San Salvador	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Hdez y Gutiérrez	Flujo de lava en la base de los depósitos de G2. El techo es escoriáceo, pero en general es muy masiva y no presenta disyunción planar. Parece reciente. Color negro intenso. Afanítica, con pequeños cristales de plagioclasa relleno vesículas.
<b>DF-133</b>	Parte más alta Picacho (debajo las antenas)	12-feb-08	13.745133	-89.2561167	VSS/EI Picacho	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Gutiérrez	Lava gris azulada con plagioclasa. Aproximadamente tomada a una altura de 1900 metros.
<b>DF-134</b>	Calle acceso al Picacho (a una altura de 1670 a 1700 metros)	12-feb-08	13.750317	-89.25485	VSS/EI Picacho	FLUJO LAVA	SI	Ferrés, Gutiérrez	Lava gris azulada con abundantes fenocristales de plagioclasa. El lente tiene una continuidad de 30-40 m y unos 5 m de espesor.
<b>DF-135</b>	Cerro El Jabalí	10-jun-08	13.748502	-89.324866	VSS/EI Jabalí	FLUJO LAVA	SI	Hdez y Gutiérrez	Lava gris azulada
<b>DF-136</b>	Antigua Cuscatlán. Colada de lava bajo TB3 de Ilopango.	5-abr-08	13.691880	-89.237970	BOQ/San Salvador	FLUJO LAVA	SI	Hdez y Gutiérrez	Lava gris azulada
<b>DF-137</b>	Ladera este El Picacho. Cabecera del Deslizamiento sep-08	12-dic-08	13.745944	-89.254111	VSS/EI Picacho	FLUJO LAVA	SI	Joan Molinas (GM)	Lava gris oscuro (azulada), muy masiva y con plagioclasas visibles. 1750-1800 msnm
<b>ZRTB2</b>	Lava en afloramiento Zona Rosa, sobre TB2	5-abr-08	13.691880	-89.237970	BOQ/San Salvador	FLUJO LAVA	SI	Hdez y Gutiérrez	Lava gris azulada

## **Anexo 4**

### **Levantamientos estratigráficos de afloramientos con depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón**

DF-1 Periferico a Ciudad Delgado, a la altura de la Universidad Don Bosco

Espesor	Acumulado	Descripción
	1295	
1000	295	Serie TBJ completa. Niveles A-B (5 cm, Pm=2cm), C (100 cm.), D (150 cm), E (60 cm) y F discordante (10 metros), a veces cortando E. Color muy claro, blanco. Bloques de líticos en F con tamaño máximo de 15 cm.
20	275	Paleosuelo café-oscuro, con contenido mediano de arcillas.
85	190	TB2. Depósito de caída de pómez. Mala granoclasificación y abundantes finos. Tiene pocos líticos, de tamaño milimétrico y color rojizo (oxidación). En la base del nivel (8 cm.) se intercalan niveles de ceniza fina consolidada (oleadas) con niveles de lapilli de pequeño tamaño. Sobre esta intercalación hay un nivel de 10 cm de ceniza fina y posteriormente el depósito de caída de pomez principal. Superficie erosiva, ondulada, donde se asienta TBJ (Pm=7cm)
50	140	Suelo de color café claro
60	80	TB3. Depósito de flujo piroclástico. Pómez de color claro, mal sorteado. Tiene gran cantidad de matriz. Tiene abundantes líticos, y más grandes que en TB2, algunos de tamaño considerable. En la base presenta un nivel de ceniza de grano fino. Está atravesado por una falla (ver fotos)
40	40	Suelo café-amarillento, con líticos grises oscuros alargados, redondeados y oxidados. Lm= 2 cm.
40	0	G1. Depósito piroclástico de caída. Fragmentos de coloración oscura, poco vesiculados. En la base los clastos presentan mayor vesiculación y la mayoría parecen presentar magma-mingling (negro-gris-ocre). Gradación normal (granodecreciente) Pm= 2,5 cm. Presenta líticos milimétricos de color negro y gris oscuro abundantes. En general depósito alterado (distal) El suelo es muy potente. <b>NOTA: En el talud norte de la calle la secuencia G1 presenta dos depósitos de caída: inferior (80cm) y superior (45cm), separados por un nivel de oleada piroclástica de color ocre conformado por cenizas finas compactas.</b>
70	-40	TB4. Depósito de caída pumítico. Variabilidad de tamaño de grano, dos familias de clastos, centimétricos y milimétricos (0.3-0.5mm). Los pómez son alargados y los más grandes no están redondeados y presentan mayor grado de alteración. Presenta líticos, con alteraciones de oxidación e hidrolisis, más redondeados. 30 cm superiores suelo color café-anaranjado. De pobre a medianamente sorteado.
20	-110	Paleosuelo color café-oscuro, alteración del depósito de flujo subyacente.
80	-130	Flujo piroclástico de color café-rojizo. Matriz consolidada, de ceniza fina muy alterada. Contiene líticos oxidados. Contenido medio-alto de arcilla
50	-210	Ignimbrita rosada: depósito muy compacto. No observamos la base.
	-260	

**DF-2      Periférico Tramo III: Prolongación Bvd. Constitución**

Espesor	Acumulado	Descripción
	1780	
200	1580	TBJ. No es accesible, pero presenta todos las unidades, incluida la F. (ver detalle abajo)
100	1480	G2. Depósito de caída. Color gris oscuro - negro. Presenta un suelo en el tercio superior de la capa. No se puede describir mejor ya que no es accesible.
250	1230	TB2.
300	930	TB3. Depósito de caída/flujo de pómez. Los 80 cm basales contienen mayor cantidad de ceniza de fina a media. Los 25 cm superiores tiene fragmentos de pómez de mayor tamaño y están dispuestos como en lentes.
50	880	Suelo café oscuro?
190	690	G1 <sub>0</sub> . Depósito de caída, lapilli de color gris oscuro. Granoclasificado pero en menor grado que G1 <sub>1</sub> . Presenta cierto bandeo.
20	670	Depósito de ceniza fina consolidada. Oleadas piroclásticas de G1???
350	320	G1 <sub>1</sub> . Depósito de caída freatomagmático. Bien granoclasificado presentando cierta estratificación interna. Lapilli gris-negro, con vesiculación pequeña o ausente, exceptuando en los niveles inferiores donde los fragmentos son más pumíticos y presentan magma-mingling. Pm=6-8cm (2cm de tamaño medio). Hay un nivel de bloques en el tercio inferior de esta capa.
50	270	Depósito de ceniza fina compacta, medianamente arcilloso, de coloración café-oscuro. Posibles oleadas piroclásticas. Suelo?
45	225	Depósito de caída de la secuencia G1 (G1 <sub>2</sub> ). Lapilli grisáceo vesiculado, aspecto pumítico, liviano.
50	175	Depósito de ceniza fina compacta, medianamente arcilloso, de coloración café-pardo. Posibles oleadas piroclásticas. Suelo?
50	125	Depósito de caída de la secuencia G1 (G1 <sub>3</sub> ). Lapilli color gris., con alteración a suelo.
125	0	Suelo de TB4, color anaranado, con abundante pómez del nivel subyacente

450	-125	TB4. Depósito de caída pumítico. Tiene abundante matriz (como dos familias de clastos, centimétricos y milimétricos). Los pómez son alargados, los líticos más redondeados
10	-575	Suelo café oscuro
30	-585	Depósito de caída escoriáceo. Lapilli vesiculado de color negro, con abundante vesiculación. Tiene poca cantidad de líticos. <b>Apopa.</b>
120	-615	Paleosuelo con cenizas café y pomez gris oscuro alterado. Podría ser un flujo piroclástico
	-735	Colada de lava basáltico-andesítica. Color gris oscuro, masiva. Jim Vallance toma muestra

### DETALLE DE TBJ (Walter Hernández)

- 55 cm NIVEL G. Coignimbrita
- 80 cm. NIVEL F. Flujo de ceniza con pómez. La base es erosiva.
- 48 cm. NIVEL E. Intercalación de niveles de depósitos de caída de ceniza húmedos y secos:
  - 10 cm. ceniza fina bandeada color beig. Deposición húmedo.
  - 6 cm. depósito piroclástico de caída de pómez seco, el techo y la base son más finos.
  - 2,5 cm. ceniza color beige, húmedo.
  - 1,5 cm. depósito de caída de pómez seco color claro, techo y base son más finos.
  - 2 cm. depósito de caída de ceniza beige, húmedo.
  - 14 cm. depósito de caída de pómez seco, en la parte central Pm=6mm, en la base y techo el Pm=1mm.
  - 8 cm. depósito de caída de ceniza beige, muy fina, húmedo.
  - 1,5 cm. depósito de caída de pómez seco, Pm=2mm.
  - 2,5 cm. depósito de caída de ceniza fina, húmeda.
- NIVEL D. Depósito de caída de ceniza fina con abundante lapilli acrecionario (pisolitas) y algunos fragmentos de pómez. Color blanco, aunque en el techo parece existir una mancha de color pardo.

### DF-3 Apertura periférico por Apopa

Espesor	Acumulado	Descripción
	762	
400	362	TBJ. Se observan todas las unidades. Base erosiva. Detalle en columna de Walter Hernández
100	262	Suelo café oscuro, relativamente reciente
172	90	G1. Depósito de caída de color gris oscuro-negro. No es accesible. En la base tiene fragmentos vesiculados de color café-ocre, que al romperlos son grises.
90	0	Suelo café anaranjado (suelo TB4)
200	-90	TB4. Depósito de caída pumítico. En la base presenta estratificación y laminación cruzada, con algunas capas de clastos redondeados. Influencia de retrabajamiento fluvial.
100	-290	Flujo piroclástico con matriz café-rojiza. Matriz de ceniza fina muy alterada. Contenido medio-alto de arcilla.
200	-390	TB5 (¿?). Ignimbrita de color rosado. Compacta especialmente en la base. Pómez redondeado y presencia de líticos de color negro.
	-590	

### DF3a

Espesor	Acumulado	Descripción
	735	
100	635	Nivel G. Coignimbrita
400	235	Nivel F. Ignimbrita
35	200	Nivel E. Depósitos de caída. Unidades de caída secas (tamaño lapilli) y húmedas (tamaño ceniza, más compactos). Aparece deformado y cortado por la deposición de F.
	200	NIVEL C-D, flujo de ceniza con pómez y abundante lapilli acrecionario. Base erosiva
120	80	G1. Depósito de caída "dacítico (¿)", de color oscuro, gris. En algunas partes está oxidado por contacto con el suelo. Bien granoclasificado con abundantes finos (¿). Fragmentos porosos y corte anguloso, parece astillado, poco pesado, textura terrosa (azúcar). Presencia de líticos milimétricos de color negro. En algunas partes aparece soldado. Su potencia varía entre 70 y 120 cm.
20	60	Suelo de color café- anaranjado (suelo TB4)
60	0	TB4. Depósito de caída pumítico. Tiene abundante matriz (como dos familias de clastos, centimétricos y milimétricos)
		Toba café-rojiza. Depósito de ceniza fina muy alterada. Contenido medio-alto de arcilla. No observamos la base.



DF-4 Quebrada La Arenera- Río Las Cañas

Espesor	Acumulado	Descripción
Estudio Geomecánico de la Tierra Blanca Joven <b>TALUDES DE TBJ</b> , con todas las unidades representadas. <b>No se observan otros depósitos.</b>		

**DF-5 Cabecera Las Colinas. Sierra del Bálsamo.**

Espesor	Acumulado	Descripción
	986	
10	976	Suelo de la TBJ ocre gris, algo consolidado
50	926	TBJ. Nivel AB en la base (Pm=3,5). Aparece también el nivel C (ceniza fina a muy fina de color blanco)
10	916	Suelo café oscuro, medianamente arcilloso, asociado al depósito subyacente.
80	836	Depósitos de oleada piroclástica. Plan de la Laguna. Interstratificación de depósitos de ceniza fina y muy fina soldados y de niveles compactos de lapilli fino y muy fino redondeados (lapilli acrecional). Presenta laminación planar y cruzada.
12	824	Depósito piroclástico de caída. Lapilli de tamaño fino (milimétrico, Pm=0,5cm), de color gris oscuro, redondeados, muy poco vesiculados. Presenta líticos de color blanco y rojizo. La parte central del depósito se presenta más soldada y presenta imprentas de restos orgánicos (hojas, tallos, etc.) Depósito freatomagmático. Caída asociada a Plan de la Laguna.
10	814	Suelo café oscuro, de granulometría muy fina, altamente arcilloso. Presenta un alto grado de humedad
5	809	Depósito de caída. Lapilli medio (milimétrico-centimétrico), fragmentos de color negro, muy vesiculados (Pm=3cm). Se presenta como un lente discontinuo. Posible BOQUERON 1. Base erosiva.
60	749	Depósito de ceniza muy fina alterada a arcillas de color café. Parece un flujo piroclástico, aunque no se observan fragmentos abundantes de otros tipos.
67	682	G2 - Depósito piroclástico de caída. Lapilli medio a grueso (Pm=4-6cm) de color gris y gris oscuro. Fragmentos angulosos y de tamaño heterogéneo, con vesiculación pequeña y redondeada; los de mayor tamaño, más vesiculados, más pumítico en la base presentan magma-mingling. Abundantes líticos tanto negros (Lm=2-3cm), como rojizos (oxidados), redondeados. Más abundantes en el techo (Lm=5cm). El nivel presenta cierto bandeado granodecreciente. Los juveniles presentan vesiculación, pero pequeña y redondeada. En la base vesiculación más grande y magma-mingling, fragmentos más pumíticos y rosados.
70-150	682	Posible nivel de Flujo piroclástico. Ceniza fina a muy fina, alterada, de color café oscuro, altamente arcilloso. A un tercio de la base nivel de ceniza fina, de color negro, suelta de 4 cm.
18	664	Suelo café con fragmentos de pómez
45	619	TB2. Deposito de pómez de tamaño fino a medio (Pm=3cm), de color blanco-amarillento claro. Con presencia de líticos negros (Lm=1cm). Algunos pómez están oxidados. Granodecreciente. Matriz alterada con poco finso.
35	584	Depósito de flujo piroclástico? ceniza fina a muy fina, alterada, de color café, altamente arcilloso. Suelo? Suelo de color café, arenoso, nivel de ceniza suelta de color negro en la parte central. Base erosiva
25	559	Depósito de caída. Lapilli negro-gris oscuro, poco vesiculado, anguloso. El nivel superior es de escorias rojizas algo soldadas. Pm=4cm. Presenta líticos de lavas masivas negras y también rojizos (oxidados). Lm=0.5 cm. Posible G10. Techo del nivel erosivo
10	549	Nivel de cenizas finas, alteradas, sueltas. Podria tratarse de la oleada piroclástica de G1
52	497	Depósito de caída. Nivel de la base de 12 cm, de lapilli fino a muy fino de color gris-gris oscuro. Nivel superior de 40 cm, con lapilli de tamaño medio de color gris oscuro con fragmentos más claros, de tipo pumíticos, más vesiculado y con magma mingling. Presencia de líticos rojos y negros (Pm=4cm y Lm=3,5cm). Posible G11.

12	485	Suelo de color café-ocre, nivel de cenizas finas a muy finas alteradas.
30	455	Depósito de caída de ceniza fina a muy fina de color negro suelta (10 cm base). La parte superior es de lapilli de fino a medio, de color oscuro, medianamente vesiculado.
10	445	Suelo café verdoso, alteración de un nivel de ceniza muy fina.
25	420	Depósito de caída de lapilli medio (Pm=3cm). Presenta cierto bandeado de niveles finos (fragmentos milimétricos) y de mayor tamaño.
70	350	Depósito de caída de ceniza media ,tamaño arena de color gris-ocre. En la parte central tiene un nivel de 15 cm de cenizas color negro, más compacto y oxidado. .
45	305	Depósitos de caída. Alternancia de niveles de niveles de ceniza fina de color gris oscuro (4 niveles) y niveles de lapilli fino a medio (Pm=4cm) de 2 cm de espesor (3 niveles).
145	160	Depósito de caída de ceniza fina de color gris-ocre, medianamente arcilloso (alterandose a suelo) en la base contine mayor cantidad de pómez.(posible flujo piroclástico?). En la parte central tiene un nivel de 15 cm de espesor de lapilli grueso negro vesiculado (Pm=5cm) y con líticos de color negro y rojizo (Lm=2,5 cm).
160	0	<b>TB4.</b> Tiene un suelo anaranjado de unos 50 cm.

## DF-6 Cruce de calles: Pista desde Finca Santa Cecilia y pista desde Colonia Quezaltepeque

Espesor	Acumulado	Descripción
	138	
40	98	Suelo actual con abundante vegetación
20	78	Suelo café oscuro de alteración del Talpetate, ya que contiene fragmentos del mismo.
48	30	Talpetate inf o Principal (I). Depósitos de oleadas piroclásticas. Tres paquetes: inferior (11 cm) conformado por niveles de ceniza fina muy compactada de color ocre-claro, con intercalaciones de niveles de lapilli acrecional; intermedio (12 cm) de lapilli milimétrico de caída con un nivel de ceniza fina en la base alterándose; superior (25 cm) de depósito de ceniza muy fina, de color claro, alterada a arcilla con alta compactación, con algunos niveles interestratificados de ceniza gruesa también compactos.
5	25	Depósito de caída. Lapilli milimétrico suelto, negro brillante y oxidado. Fragmentos sin vesiculación
25	0	TBJ. Retrabajado. Cenizas color ocre, en diferentes niveles con diferentes granulometrías. Algunos niveles parecen de caída (granulometrías más grandes) y algunos presentan mayor compactación, los más finos. Los 5 cm superiores son de color café anaranjado, alteración a suelo.
14	-25	Depósitos de oleadas piroclásticas húmedas. Cenizas finas a muy finas, alta compactación, de color gris oscuro. Bandeado multicolor en la base.
5	-39	Depósito de caída. Lapilli fino a medio (Pm02,5 cm), de color negro, anguloso
38	-44	Depósito de oleada piroclástica. Ceniza fina compacta, consolidada, de color gris, en tres paquetes de 8, 15 y 15 centímetros. Laminación planar. Entre las láminas hay patinas de oxidación. Posible Talpetate III
10	-82	Suelo Café oscuro
20	-92	Depósito de caída. Lapilli de fino a medio (Pm=2cm), de color negro, poco vesiculado, sin presencia de líticos. No vemos la base. Nivel granocreciente, mucho más fino en la base. Posible BOQ1?
	-112	

El afloramiento DF-7 esta junto a DF-6 (pasada la cubra en dirección a la colonia Victoria). En la parte de la baguada (torrente), se observa un depósito de lahar sobre un posible depósito de flujo piroclástico, donde se reconoce una matriz fina, arenosa, compacta y diversos fragmentos centimétricos de lavas masivas (basaltos y andesitas), angulosos. Estos depósitos están por debajo de Talpetate, por lo que podría tratarse del mismo flujo piroclástico descrito en la serie (arriba), que es la que se observa pasando la quebrada.

**DF-7 Pasado el Cruce de DF-6 hacia la Colonia Quezaltepeque**

Espesor	Acumulado	Descripción
	122	
10	112	Suelo ocre, actual con abundante vegetación
15	97	Suelo café muy oscuro, en la parte inferior involucrar al nivel superior del Talpetate.
50	47	Talpetate inf (I). Depósitos de oleadas piroclásticas. Se observan 3 unidades. Superior: interestratificación de niveles de ceniza muy fina y oscura, alterada a arcilla, con niveles más arenosos, menos compactos. Intermedio: (2 cm), nivel de caída con lapilli centimétrico e inferior (15cm), unidad de ceniza compacta, tamaño medio (arena) de color ocre-café, medianamente arcilloso (húmedo)
47	0	TBJ. Retrabajado. Depósitos de cenizas de color claro. Diferentes niveles con granulometrías muy finas, con diferente grado de compactación (inferior, 2 cm pómez de caída (Pm=4cm, Lm=1cm, posible nivel AB). Algunos niveles parecen de caída, pero retrabajados por procesos fluviales.
90	-47	Depósito de flujo piroclástico.
20	-137	Suelo café claro, medianamente arcilloso
20	-157	Depósito de caída. Lapilli de fino a medio de color negro. No obtenemos más descripción
	-177	

**DF-8 Cantón Victoria (1 km calle abajo desde DF-6/7) y**

**DF-9: Salida de la calle al cantón Quezaltepeque**

Necesario mejorar la descripción

Espesor	Acumulado	Descripción
	633	Talpetate I?
250	383	Depósito de brecha: fragmentos tipo escoria de gran tamaño (50-60cm), con líticos. Heterométrico
50	333	Depósito de caída escoriáceo, fragmentos de lapilli de color negro y rojizo. Vesiculado. El nivel deja percolar agua (rezuma en el momento de observarlo). Potencia estimada.
200	133	Depósito de flujo piroclástico. Matriz café, abundantes fragmentos centimétricos-decimétricos, especialmente en la base. No podemos tocar este nivel, no lo podemos describir mejor. Potencia estimada.
33	100	Depósito de caída, escoriáceo (Pm=9cm), fragmentos de color negro, bastante vesiculados. Presenta bandeado, con niveles Granodecrecientes.
100	0	Depósito de flujo piroclástico (?). Matriz fina, de color café, altamente arcillos, muy compacto. El grado de compactación aumenta hacia la parte más baja. No vemos la base de este nivel.

**DF-10 Cantera Fovial (Lourdes-Colón)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	1211	
20	1191	Suelo actual
59	1132	Posible <b>TBJ</b> . Depósito de ceniza blanca, arenosa, muy alterada, convirtiéndose a suelo.
200	932	Depósito piroclástico de caída. Lapilli medio, de color negro y gris oscuro. Los fragmentos más oscuros presentan vesiculación, mientras que los grises parecen más densos. Se observa un bandeo de estos niveles con intercalación de otros con ceniza fina. Depósito muy alterado, difícil de describir.
15	917	Depósito de caída. Lapilli de tamaño medio, escoriáceo, muy vesiculado (Pm=4cm). Presenta líticos de lavas masivas, con fractura angular (Lm=4cm).
14	903	Depósito de ceniza fina a muy fina, alterada y suelta.
7	896	Depósito de caída, lapilli de medio a fino (Pm=2cm) medianamente vesiculado
11	885	Depósito de ceniza fina a muy fina, alterada, convirtiéndose a suelo, color café.
15	870	Depósito de caída. Lapilli de tamaño medio, escoriáceo, vesiculado (Pm=3cm). Presenta líticos de lavas masivas, con fractura angular (Lm=1,5cm), pero menos abundantes que en los niveles superiores.
18	852	Depósito de ceniza fina a muy fina, alterada, convirtiéndose a suelo, color café.
10	842	Depósito de caída. Lapilli de tamaño medio, escoriáceo, de color gris, moderadamente vesiculado (Pm=2,5 cm). Presenta líticos milimétricos de color rojo (oxidados). Es lo más parecido a G10
17	825	Depósito de ceniza fina a media de color claro, muy alterada, convirtiéndose a suelo., En la base presenta un nivel de cenizas muy compactas oxidadas (crosta de oxidación) muy delgado.
35	790	Depósito de caída, lapilli milimétrico de color negro y gris oscuro, con vesiculación muy pequeña (freatomagmático). Presenta líticos. Parecido a G1 <sub>0</sub>
5	785	Depósito de oleada piroclástica. Ceniza fina de color gris claro-ocre muy compacta. Presenta laminación planar, con niveles de oxidación intercalados.
10	775	Depósito de caída de pómez de color claro (blanco-ocre). No presenta líticos. Parece haber magma-mingling en algunos fragmentos?
11	764	Depósito de oleada piroclástica. Ceniza fina de color gris claro-ocre muy compacta. Presenta laminación planar, con niveles de oxidación intercalados.
4	760	Lentes discontinuos de lapilli de caída de color negro, de tamaño de fino.
90	670	Posible Flujo piroclástico?
20	650	Depósito de caída de ceniza fina a muy fina alterada.
320	330	<b>G1</b> . Depósito de caída, con lapilli negro y gris oscuro poco vesiculado y con presencia de líticos de lavas masivas (negros) frescos y oxidados (rojos)
330	0	<b>TB4</b> . Depósito de la Caldera de Ilopango de pómez blanca-amarillenta. Suelo anaranjado bien desarrollado (1 metro aproximadamente)

---

5 m	Varios depósitos de caída y flujo piroclástico. Descritos en DF-75. Se identifican dos depósitos de caída justo debajo de TB4 (el más superior de ellos es Apopa) y por debajo dos niveles potentes de flujo/oleada piroclástica. En contacto con las lavas parecen apreciarse dos niveles de caída.
5 m	Depósito de lavas en bloques (DF-101), similar al observado en DF-75. Puede tratarse de la parte superior de la colada, con disyunción diferente por el tipo de enfriamiento, o bien de un depósito de debris-flow. No se describió, ya que no se pudo alcanzar por su posición en el talud. Potencia estimada por escala.
9 m	Lavas basáltico-andesíticas de color gris, con disyunción planar y masiva. Consideradas del antiguo Volcán de San Salvador (DF-102). Potencia estimada por escala.

---



**DF-11 Santísima Trinidad por encima de los tanques**

Espesor	Acumulado	Descripción
	925	
20	905	Suelo actual
270	635	<b>TBJ.</b> Nivel AB en la base. Se observan diferentes unidades
35	600	Paleosuelo de color café oscuro (tierra negra). Tiene fragmentos de cerámica en el techo en contacto con la TBJ.
30	570	Depósito de oleada piroclástica. Depósito de cenizas finas muy compactas de color gris. Presentan laminación planar. <b>Posible Talpetate 0</b>
70	500	Deposito de caída. Lapilli de tamaño medio, de color gris oscuro, poco vesiculado, anguloso. Mala granoclasificación. Presenta humedad. A un tercio de la base se observa un nivel de ceniza fina de color negro. <b>Posible G2</b>
30	470	Paleosuelo color café claro.
15	410	TB2 Nivel de pómez alterado, color anaranjado
30	380	Paleosuelo de TB3
60	410	TB3. Depósito de caída de pómez, tamaño medio, de color blanco. No está consolidado.
30	380	Nivel de cenizas finas y lapilli cementado.
380	0	<b>G1.</b> Depósito de caída, con lapilli negro y gris oscuro poco vesiculado y con presencia de líticos de lavas masivas (negros) frescos y oxidados (rojos).

**DF-12 Santísima Trinidad (interior de la colonia)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	343	
20	323	Suelo actual
75	248	<b>TBJ.</b> Nivel AB en la base. Se observan diferentes unidades
45	203	Paleosuelo de color café oscuro (tierra negra). Tiene fragmentos de cerámica en el techo en contacto con la TBJ.
15	188	Depósito de oleada piroclástica. Depósito de cenizas finas muy compactas de color gris. Presentan laminación planar. <b>Posible Talpetate 0</b>
30	123	Suelo café claro del depósito subyacente. Integra lapilli acrecional
65	123	Deposito de caída. Lapilli de tamaño medio (Pm=3cm), de color gris oscuro, poco vesiculado, anguloso. Mala granoclasificación. En la base presenta fragmentos más vesiculados, más pumíticos y livianos. Presenta humedad. A un tercio de la base se observa un nivel de ceniza fina de color negro, donde encontramos carbón. <b>G2</b>
50	73	Paleosuelo color café claro. Alteración de TB2
25	48	TB2. Depósito de caída de pómez, tamaño medio, de color anaranjado por alteración. No está consolidado.
10	38	Paleosuelo
38	0	TB3. Depósito de pómez, de tamaño medio. No consolidado

**DF-13 Calle al Picacho (desde Colonia San Ramón)**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	770	
20	750	Suelo actual
75	675	<b>TBJ.</b> Nivel AB en la base. Se observan diferentes unidades
15	660	Depósito de oleada piroclástica. Depósito de cenizas finas muy compactas de color gris. Presentan laminación planar. <b>Posible Talpetate 0</b>
50	610	Deposito de caída. Lapilli de tamaño medio, de color gris oscuro, poco vesiculado, anguloso. Mala granoclasificación. En la base presenta fragmentos más vesiculados. <b>G2</b>
20	590	Paleosuelo color café claro. Alteración de TB2
70	520	TB2. Depósito de caída de pómez, tamaño medio, de color anaranjado por alteración. No está consolidado.
20	500	Paleosuelo
500	0	<b>G1.</b> Depósito de caída, con lapilli negro y gris oscuro poco vesiculado y con presencia de líticos abundantes. Nivel de bloques en al parte intermedia (Pm=13cm) y Lm=5cm.

**DF-14 Calle al Picacho (desde Colonia San Ramón)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	1110	
20	1090	Suelo actual
200	890	<b>TBJ.</b> Nivel AB en la base. Se observan diferentes unidades
50	840	Paleosuelo café claro, retrabajado, con fragmentos transportados. Lapilli acrecional en la base probablemente del Talpetate subyacente.
50	790	Depósito de oleada piroclástica. Depósito de cenizas finas muy compactas de color gris. Presentan laminación planar. Se observan vesículas de desgasificación. <b>Talpetate 0</b>
110	680	Deposito de caída. Lapilli de tamaño medio (centimétrico), de color gris oscuro, poco vesiculado, anguloso. Contiene líticos redondeados negros y oxidados. La parte más superior (2cm) aparece cementada, probablemente por efecto del Talpetate sobreyacente. La parte inferior tiene un nivel de bloques (Pm=10 cm). Mala granoclasificación, se parecía cierto bandeado ocre y gris. En la base presenta fragmentos más vesiculados con magma-mingling. <b>G2</b>
150	530	Paleosuelo color café claro. Alteración de TB2
10	520	TB2. Depósito de caída de pómez, tamaño medio, de color anaranjado por alteración. No está consolidado.
20	500	Paleosuelo
500		<b>G1.</b> Depósito de caída, con lapilli negro y gris oscuro poco vesiculado y con presencia de líticos abundantes. No observamos la base, la potencia puede ser superior a 5 metros. Pm=3cm y Lm=4cm.

**DF-15 Pasada Hacienda Jabalí, dirección manantial de agua**

Espesor	Acumulado	Descripción
	580	
10	570	Suelo actual
150	420	<b>Talpetate I.</b> Depósito de oleadas piroclásticas. Cenizas finas endurecidas, compactas, de color gris. Presenta laminación planar y cruzada de bajo ángulo. Algunos niveles presentan lapilli acrecional. En la base hay niveles con impromptas fósiles de hojas y ramitas, que presentan oxidación.
20	400	Deposito de caída. Lapilli de tamaño medio (centimétrico, Pm=5cm), de color gris oscuro-negro, bastante vesiculado. No presenta líticos. Parece la caída asociada a Talpetate.
400	0	Depósito de Debris-flow (flujo de escombros). Bloques de lavas masivas, de tamaño heterogéneo (decimétricos hasta de 1m), embebidos en una matriz fina, arenosa, de color café. En el interior de este depósito se observan lentes de material granular, mejor granoclasificado (flujo hiperconcentrado).

**DF-16 Calle de la Hacienda El Jabalí a Caserío Jabalí**

Espesor	Acumulado	Descripción
	187	
45	142	Suelo actual con vegetación
90	52	<b>Talpetate I.</b> Depósito de oleadas piroclásticas. Cenizas finas endurecidas, compactas, de color gris. Presenta laminación planar y cruzada de bajo ángulo. Algunos niveles presentan lapilli acrecional. En la base hay niveles con impropitas fósiles de hojas y ramitas, que presentan oxidación.
12	40	Deposito de caída. Lapilli de tamaño medio (centimétrico, Pm=5cm), de color gris oscuro-negro, bastante vesiculado. No presenta líticos. Presenta una fracción de granulometría más fina más alterada a arcillas. Parece la caída asociada a Talpetate.
40	0	TBJ. Depósito de pómez de tamaño arean de color blanco. Nivel AB con pómez centimétrica y algunos líticos.
60	-40	Suelo café claro, con pómez ya oxidado. Posible suelo de TB2?
	-100	

**DF-17 Calle de la Hacienda El Jabalí a Caserío Jabalí (1 km debajo de DF-16)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	170	
50	120	suelo actual con vegetación
70	50	<b>Talpetate I o principal.</b> Depósito de oleadas piroclásticas. Cenizas finas endurecidas, compactas, de color gris. Presenta laminación planar y cruzada de bajo ángulo. Algunos niveles presentan lapilli acrecional. En la base hay niveles con impromptas fósiles
10	40	Suelo café muy oscuro (mucha materia orgánica)
40	0	<b>TBJ.</b> Depósito de pómez de tamaño arena de color blanco. Nivel AB con pómez centimétrica y algunos líticos.
20	-40	Suelo café claro, con pequeños fragmentos de pómez oxidado. Posible suelo de la TB2
65	-60	Depósito de flujo piroclástico? Base con pómez centimétricos abundantes y matriz fina de color amarillento escasa. La matriz se va haciendo más abundante en el techo. <b>Posible TB2?</b>
12	-125	Depósito de caída de lapilli centimétrico de color negro (Pm=7cm), muy vesiculado. Contiene líticos pero muy poco abundantes (Lm=2cm). Aspecto de Boquerón 1, sin embargo no lo parece por su posición estratigráfica.
40	-137	Depósito de flujo piroclástico con matriz color café y fragmentos de pómez. No observamos la base.
	-177	

**DF-18 Quebrada Maquilishuat**

Espesor	Acumulado	Descripción Margen derecha
	985	
50	935	Depósito de TBJ. Potencia estimada.
100	835	Depósito de caída. Posible G2. Potencia estimada.
100	735	Flujo de lava, disjunción masiva y en bloques. Base escoriacea. Basáltico-andesítico.
40	695	Depósito de block and ash flow (posible derrumbe del frente de lava) Disposición lenticular. Asociado al flujo de lava sobreyacente. Entre 20 y 40 cm.
50	645	Depósito de flujo piroclástico. Matriz fina de color café rojizo oscuro, con fragmentos de diferentes tipos y de tamaño milimétrico y centimétrico
20	625	Depósito de ceniza fina suelta y compacta (posible coignimbrita del flujo subyacente).
50	575	Depósito de flujo piroclástico. Matriz fina de color café rojizo oscuro, con fragmentos de diferentes tipos y de tamaño milimétrico y centimétrico
110	465	Depósito aluvial. Arenas finas con laminación cruzada en la base y gravas en la parte superior.
300	165	<b>Depósito de debris-flow (flujo de escombros).</b> Matriz de color café, medianamente arcillosa embebiendo bloques decimétricos de lavas, medianamente redondeados. Presenta al menos 3 depósitos de este tipo separados por niveles menos potentes de material fino
90	75	Depósito de <b>flujo piroclástico</b> , compacto-masivo. Matriz café de ceniza fina a media de color café oscuro, con fragmentos de lapilli vesiculado y líticos de lavas masivas de color gris oscuro y oxidado (Lm=6cm).
75	0	<b>Depósito de caída.G10.</b> Lapilli centimétrico, de color gris-oscuro, con vesiculación pequeña, semianguloso. Granodecreciente. En la parte superior hay unos 5 cm de lapilli fino, sin cohesión. Contine líticos de lavas masivas de color negro y otros oxidados (Lm= 4cm).
50	-75	<b>Depósito de oleada piroclástica.</b> Depósito de ceniza fina, de color ocre-gris claro, compacto. Depósito masivo, integra algunos bloques centimétricos. En la parte superior es más fino y aspecto de oleadas humedas.
100	-125	<b>Depósito de caída. G11,</b> con cierta compactación. Lapilli gris oscuro semianguloso, nivel de bloques y granulometría de mayor tamaño en la base. En el techo presenta mayor compactación, probablemente por efecto de la oleada piroclástica sobreyacente. Presenta líticos de lavas masivas (Pm=6-7cm) . No observamos la base del depósito, pues ya encontramos el lecho del río.
	-225	
		<b>Unos metros abajo siguiendo el curso del río, esta secuencia es mucho mayor con varios depósitos sobre el flujo piroclástico de G1. Talud de 40 m, donde están TB3, TB2, TBJ y probablmente G2 y BOQUERON 1</b>



Espesor	Descripción Margen derecha
---------	----------------------------

---



---

30 Depósito de caída. Ceniza de fina a media. **Posible G2?**

---



---



---



---



---



---



---



---



---



---



---

300 Flujo, matriz mucho más fina y compacto. En la base presenta un lente de 30 cm de ceniza fina, muy soldada.

---

60 G10.

---

30 Oleada

---

80 G11

---

**DF-19 Carretera Panamericana - Taludes antes de Don Bosco (similar a DF1)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	560	
20	540	TBJ*
200	340	TB2*
90	250	TB3*
250	0	<b>Depósito de caída.G11.</b> Lapilli centimétrico, de color gris-oscuro, con vesiculación pequeña, semianguloso. En la base fragmentos más pumíticos con magma-mingling. Incluye prácticamente 1 metro de suelo (alteración del depósito). Es un depósito distal de G1, no observamos la oleada central, ni G10.
		TB4

\* Afloran en la parte alta de la secuencia y no son accesibles. G2 parece no aflorar.

**DF-37 (+DISTAL)**

Espesor	Descripción
	TBJ
	TB2. No aflora
	TB3. No aflora
250	<b>Depósito de caída.G11.</b> Lapilli centimétrico, de color gris-oscuro, con vesiculación pequeña, semianguloso. En la base fragmentos más pumíticos con magma-mingling. Incluye prácticamente 1 metro de suelo (alteración del depósito). Es un depósito distal de G1, no observamos la oleada central, ni G10.
	TB4

**DF-20 Ladera del Picacho. Colonia San Mauricio y Colonia Granada hacia Finca Valencia**

Espesor	Acumulado	Descripción
	70	
30	40	Depósito de flujo de escobros
40	0	<b>TBJ.</b> No se observa el nivel AB, depósito de ceniza fina a media, de color blanco-amarillento. La base es un nivel poco potente de ceniza compacta.
123	-40	Depósito piroclástico de caída, muy alterado. La mitad inferior es lapilli medio, medianamente vesiculado y alterado en una matriz fina de color café. La mitad superior parece un flujo piroclástico, de granulometría muy fina, de color café (cenizas finas alteradas). Posible G2?
40	-163	Depósito de oleada piroclástica. Depósito de cenizas finas a media, medianamente consolidado, de color ocre claro. En la base tiene un nivel de unos 10 centímetros de ceniza soldada. El resto del nivel es menos compacto y en el centro tiene un nivel de unos 5 cm de ceniza fina de color blanco-amarillento (podría ser TB2??). En el techo, nivel de cenizas endurecidas de pocos centímetros oxidadas (crosta de oxidación).
15	-203	Suelo café oscuro
30	-218	Deposito de caída. Lapilli de tamaño medio (2 familias de clastos, milimétricos y centimétricos, Pm=4,5cm), de color negro (mm) y gris oscuro (cm), poco vesiculado, pero livianos, semiangulosos. Contiene líticos redondeados negros y también oxidados (Lm=4cm). Presenta cierta estratificación. Hacia la base se observan fragmentos de mayor tamaño, algunos de tamaño bloque (Pm=6cm). A un tercio de la base se encontró un bloque (balístico) de 10cmx8cm. <b>Parece G10.</b> No se observa el contacto inferior de este depósito
	-248	

**DF-21 Prolongación calle San Antonio Abad (ladera del Picacho, sobre la 75 Avda. Norte)**  
 Caserío San Antonio Abad y Caserío Chanmico

Espesor	Acumulado	Descripción
	490	
40	450	<b>TBJ.</b> Nivel AB. No observamos el techo
20	430	Suelo de color café oscuro
40	390	Depósito piroclástico de caída, muy alterado. La mitad inferior es lapilli medio, medianamente vesiculado y alterado en una matriz fina de color café. La mitad superior parece un flujo piroclástico, de granulometría muy fina, de color café (cenizas finas)
10	380	Suelo café oscuro, con niveles de oxidación.
210	170	Deposito de caída (G10). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro. Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Contiene líticos negros y también oxidados, algunos de tamaño bloque (Lm=7cm), especialmente en la parte inferior. Se encuentran dos pequeños niveles de oleada piroclástica (espesor alrededor de 5 cm), separando tres paquetes de depósito de caída.
50	120	Depósitos de oleadas piroclásticas (húmedas y secas). Depósito de cenizas finas a medias, compactadas, de color gris oscuro. Presentan cierta laminación planar. Contiene algunos bloques y bombas muy alterados, los cuales presentan disjunción bolar en el paquet central. En los niveles superiores se observa alternancia con niveles de lapilli acrecional.
120	0	Depósito de caída (G11). Lapilli medio a grueso, de color gris oscuro, muy poco vesiculado (Pm=3cm). Presencia de líticos de lavas masivas abundantes, algunos muy oxidados (Lm=4cm). Otros líticos son fragmentos vesiculados de color rojo (Lm=3cm) Presenta cierto bandeado No observamos la base.

**DF-22 Calle a Finca Las Micas, en la ladera del Picacho**  
(arriba de la 75 Avda. Norte por el nuevo redondel)

Espesor	Acumulado	Descripción
	616	
20	596	Suelo actual
286	310	<b>TBJ.</b> Nivel AB. Y niveles CD
70	240	Depósito de flujo piroclástico. Matriz de color café, alteración de ceniza. Los 20 centímetros superiores si corresponden a suelo.
60	180	Depósito piroclástico de caída, muy alterado. Lapilli medio (mm-cm), medianamente vesiculado y alterado en una matriz fina de color café. Tiene líticos de diversos tamaños, los más grandes de tamaño bloque (Lm=7-7,5cm, Pm=7cm). <b>Posible G2</b>
50	130	Depósito de oleadas piroclásticas. Interestratificación de niveles de ceniza fina, medianamente compactada, con niveles de ceniza media y lapilli acrecional. En la base tiene un nivel de ceniza fina muy soldada. En el techo un nivel de ceniza fina muy soldada y oxidada (crosta de oxidación)
10	120	Suelo café oscuro, con niveles de oxidación.
120	0	Deposito de caída (G1 <sub>0</sub> ). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=7cm). Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Contiene líticos negros y también oxidados, algunos de tamaño bloque (Lm=6cm). No observamos la base

**DF-23 Calle al Picacho, prolongación de la San Antonio Abad (arriba de la 75 Avda. Norte )**  
 Debajo de DF-21

Espesor	Acumulado	Descripción
	480	
20	460	Suelo actual
220	240	<b>TBJ.</b> Se aprecian todos los niveles de la TBJ.
40	200	Depósito de flujo piroclástico. Matriz de color café, alteración de ceniza, con abundantes fragmentos del nivel inferior. Los 20 centímetros superiores si corresponden a suelo.
60	140	Depósito piroclástico de caída, muy alterado. Lapilli medio (cm), medianamente vesiculado y alterado en una matriz fina de color café. Tiene líticos de diversos tamaños, los más grandes de tamaño bloque, también hay juveniles de tamaño bloque (Lm=10cm, Pm=11,7cm). <b>Posible G2</b>
50	90	Depósito de oleadas piroclásticas. Interestratificación de niveles de ceniza fina, medianamente compactada, con niveles de ceniza media y lapilli acrecional. En la base tiene un nivel de ceniza fina muy soldada y con concreciones de óxido.
10	80	Suelo café oscuro, con niveles de oxidación.
80	0	Depósito de caída (G10). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=7cm). Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Los fragmentos más vesiculados presentan magma-mingling. Contiene líticos negros y también oxidados (Lm=5cm). Tiene varios niveles de bloques (Pm=15cm, Lm=12cm). No observamos la base.

**DF-24 Calle Chanmico enlaza con Calle San Antonio Abad (arriba de la 75 Avda. Norte )**  
 Cerca de DF-21

Espesor	Acumulado	Descripción
	670	
20	650	Suelo actual
95	555	<b>TBJ.</b> Se aprecia bien el nivel AB.
95	460	Depósito piroclástico de caída, muy alterado. Lapilli fino (Pm=2cm), medianamente vesiculado y alterado en una matriz fina de color café. Tiene líticos de diversos tamaños, los más grandes de tamaño bloque (Lm=6cm) Los 30 cm superiores son de suelo de color café. <b>Posible G2</b>
5	455	Depósito de oleada piroclástica, ceniza fina compacta y alterada, con crostas de oxidación. Muy poco potente.
90	365	Deposito de caída (G10). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=5.5cm). Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Los fragmentos más vesiculados presentan magma-mingling. Contiene líticos negros y también oxidados (Lm=4cm). Contien fragmentos de bloques y bombas y también de depósitos preexistentes.
50	315	Depósitos de oleada piroclástica. Depósito de ceniza de tamaño medio, de color ocre claro. En la parte inferior tiene fragmentos redondeados de tamaño decimétrico, lo que hace parecer un depósito coluvial.
315	0	Depósito piroclástico de caída (G11). Lapilli medio (Pm= 5-6cm), poco vesiculado, de color gris oscuro. Contiene líticos de color gris oscuro de lavas masivas, muy pocos oxidados (Lm=6cm). En la parte superior hay unos 25 cm. de lapilli fino, que presenta cierto bandeado. En el techo del depósito, en contacto con el depósito de oleadas sobreyacente, se observa un balístico (que se muestreo)..

**DF-25**

**Universidad Evangélica**

(Calle del Pasaje Campos, Colonia Chanmico a Prolongación Juan Pablo II)

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	440	
20	420	Suelo actual
200	220	<b>TBJ.</b> Se aprecia bien el nivel AB.
20	200	Suelo café oscuro, parte más alterada del depósito subyacente
100	100	Depósito de flujo piroclástico. Matriz de ceniza fina, alterándose, de color café.
100	0	Depósito piroclástico de caída, muy alterado. Lapilli fino a medio, de color gris y gris oscuro. El aspecto es de G2.



**DF-26 Colonia Las Colmenas (condominio en construcción)-Prolongación Juan Pablo II**

Espesor	Acumulado	Descripción
	250	
20	230	Suelo actual
230	0	<b>TBJ.</b> Se aprecia bien el nivel AB. Se observan todas las unidades.
150	-230	Suelo café oscuro, parte más alterada del depósito de caída subyacente
100	-380	Depósito de lahar (debris-flow). Bolos semiredondeados decimétricos hasta métricos (hasta 2m) . No observamos la base. Este depósito aflora en superficie en el centro del canal que cruza el condominio.
	-480	

**DF-27 Colonia Escalón. Calle de la Despensa de Don Juan frente Restaurant Acajutla**

Espesor	Acumulado	Descripción
	118	
20	98	Suelo actual
98	0	<b>TBJ.</b> Se aprecia bien el nivel AB.
60	-98	Posible depósito de flujo piroclástico. Ceniza finas a medias, muy alteradas, de color café. Alteración del depósito de caída subyacente.
35	-158	Depósito piroclástico de caída, muy alterado. Lapilli fino (Pm=2cm), medianamente vesiculado y alterado en una matriz fina de color café. Tiene líticos de diversos tamaños, los más grandes de tamaño bloque (Lm=6cm).
5	-193	Depósito de oleada piroclástica, ceniza fina compacta y alterada, con crostas de oxidación. Muy poco potente.
90	-198	Deposito de caída (G10). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=5cm). Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Los fragmentos más vesiculados presentan magma-mingling. Contiene líticos negros y también oxidados (Lm=3cm). En la base tiene juveniles bastante vesiculados y de tamaño bloque (Pm=14 cm).
50	-288	Depósitos de oleada piroclástica. Depósito de ceniza de tamaño medio, de color ocre claro, medianamente consolidadas. No observamos la base.
	-338	

**DF-28 Colonia Cumbres de la Escalón (excantera)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	901	
20	881	Suelo actual
98	783	Afloramiento <b>colada de lava basáltica o basáltico-andesítica en bloques</b> . Inicialmente pensamos en depósito de flujo de escombros, ya que el afloramiento tiene una matriz fina entre los bloques aunque poco abundante. La lava está por encima de los depósitos de G1
20	763	Suelo café oscuro
180	583	Deposito de caída (G10). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=6cm). Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Los fragmentos más vesiculados presentan magma-mingling. Contiene líticos negros (Lm=3,5cm) y también oxidados, algunos de hasta 8cm. Los 70 cm superiores son de granulometría más fina y están alterados, con matriz similar a la del suelo sobreyacente.
83	500	Depósitos de oleada piroclástica. Depósito de ceniza de tamaño medio, de color ocre claro, medianamente consolidadas. Presenta cierta estratificación, aunque muy débil. Cercano al techo se observa un nivel de granulometría tamaño arena, menos compacto.
500	0	Deposito de caída (G11). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=4cm). Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Los fragmentos más vesiculados presentan magma-mingling. Contiene líticos negros (Lm=3,5cm) y también oxidados (Lm=2cm). A un tercio de la base tiene un nivel de bloques y bombas, con fragmentos hasta de 10 cm.

**DF-29 Zona alta Colonia Cumbres de la Escalón (mirador)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	685	
20	665	Suelo actual
80	585	<b>TBJ.</b> Se distinguen los niveles AB y también C y D.
100	485	Depósito de ceniza fina, alterada, de color café. Nivel basal: 60 cm de ceniza fina de color café, con fragmentos de lapilli del depósito inferior, nivel central: 15 cm de depósito de caída de lapilli medio alterado y nivel superior: 25 cm de suelo color café
85	400	Deposito de caída (G10). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=4,5cm). Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Contiene líticos negros (Lm=4,5cm) y también oxidados.
350	50	<b>Lava basáltica o basáltico-andesítica</b> en bloques. Esta lava está en el centro del canal y está encima de todo el resto de depósitos.
50	0	TB4. Con el suelo color anaranjado.
20	-50	Depósito de caída alterado. Lapilli negro de fino a medio, alterándose (oxidación)
50	-70	Depósito de flujo piroclástico. Ceniza ocre-café, fina, semicompactada
500	-120	<b>Depósito de Debris - Avalanche (entrada del acceso al mirador).</b>
	-620	

## DF-30 Borde Colonia Cumbres de la Escalon con Prolongacion Redondel del Luceiro

cm	description
----	-------------

---

	Impacto de un balístico emplazado en el depósito de G10. Pm=6cm, fragmentos hasta de 8cm. Lm=3cm.
--	---

---

	Balístico descrito en la base de datos de balísticos.
--	---

---

## DF-31 Colonia El Carmen

---

	Depósito de colada de lava, con disjunción masiva dentro de una quebrada. En la base de la lava hay escorias rojas, posiblemente correspondientes a la base del mismo flujo de lava. No se tomó muestra.
--	--

---

**DF-32 Ctra. Libertad. Desvío a Comasagua-Residencial Lomas de Tenerife**

Espesor	Acumulado	Descripción
	40	
40	0 TBJ.	Se aprecia el nivel AB
80	-40	Suelo, depósito de ceniza fina, alterada, de color café claro.
180	-120	Depósitos de oleada piroclástica de <b>Plan de la Laguna</b> . Depósitos de ceniza fina, compacta, de color gris y ocre. Presenta estratificación planar y cruzada. Interstratificación de niveles de mayor compactación y otros más sueltos.
150	-300	Depósito de Flujo piroclástico. Base erosiva. Depósito de ceniza fina de color ocre-café, alterada. Contiene fragmentos de lapilli subanguloso de tamaño centimétrico. Los 30 cm superiores son de suelo.
28	-450	Depósito piroclástico de caída. Lapilli medio a grueso (Pm=5cm), muy vesiculado, liviano, de color negro. Algunos fragmentos presentan oxidación. No presenta líticos. Con mucha probabilidad es <b>Boquerón 1</b> . Base erosiva.
140	-478	Depósito de flujo piroclástico. Matriz de ceniza fina, de color café claro. Integra fragmentos milimétricos y centimétricos tanto líticos (Lm=3cm) como juveniles muy vesiculados.
17	-618	Depósito piroclástico de líticos de tamaño medio, con cierta compactación.
8	-635	Depósito piroclástico de caída. Lapilli de fino a medio (Pm=1,5cm) de color gris oscuro. Contienen líticos de lavas masivas negras y oxidados (Lm=3,5cm). Posible G10. Los 2 cm superiores son una capa de cenizas finas de color café-ocre soldadas, parecen retrabajados.
15	-643	Depósito de oleada piroclástica. Depósito de cenizas finas, medianamente compactadas, de color ocre.
60	-658	<b>Deposito piroclástico de caída.</b> Lapilli medio a grueso (Pm=4cm), de color gris y gris claro, semianguloso, muy poco vesiculado. Líticos abundantes redondeados, de lavas masivas de color negro y oxidados (Lm=5,5cm). Posible G11.
7	-718	Suelo café oscuro, con abundante materia orgánica.
210	-725	Posible depósito de flujo piroclástico. Depósito de ceniza muy fina de color ocre oscuro. No se observan otros fragmentos en su interior.
30	-935	Depósito de caída de pómez, muy vesiculada. Varios fragmentos presentan magma mingling. Puede ser alguna TB??
50	-965	Depósito de flujo piroclástico. Depósito de ceniza fina alterada de color café, en la base tiene un nivel de pómez (5cm), con techo y base erosivas.
	-1015	

**DF-33 Ctra. A Comasagua. Delante del Matazano. Prier a cuesta con calle ensanchada.**

Espesor	Acumulado	Descripción
	50	
50	0	TBJ. Se aprecia el nivel AB. No podemos saber toda la potencia
40	-50	Depósitos de oleada piroclástica de <b>Plan de la Laguna</b> . Depósitos de ceniza fina, compacta, de color gris y ocre. Presenta estratificación planar y cruzada. Interestratificación de niveles de mayor compactación y otros más sueltos. Potencia estimada, no podemos alcanzarlo en el talud.
500	-90	Posible depósito de Flujo piroclástico entre otros. Parte alta del talud, no se pudo describir. Espesor de varios metros.
65	-590	Depósito de Flujo piroclástico. Depósito de ceniza fina a muy fina de color ocre-café, altearada. Contiene fragmentos de lapilli subanguloso de tamaño centimétrico. Los 30 cm superiores son de suelo.
20	-655	Depósito de oleada piroclástica. Depósito de cenizas finas, medianamente compactadas, de color ocre. Dureza media.
90	-675	Depósito piroclástico de caída. Lapilli medio a grueso (Pm=4,5cm), subanguloso de color negro. Los fragmentos de mayor tamaño son vesiculados, muy porosos y presentan magma-mingling. Los 30 cm superiores son de ceniza media a fina, suelta y alterada; continuación del nivel subyacente. Con mucha probabilidad es <b>G2</b> .
22	-765	Depósito piroclástico de caída, de tamaño medio a grueso (Pm=6cm), con cierta compactación (semisoldado). Los 15 cm superiores son de ceniza media a fina, de color gris oscuro, alteradas.
70	-787	Depósito piroclástico de caída. Lapilli de tamaño medio, fragmentos vesiculados en la base, de mayor tamaño (Pm=5,5cm) y con magma-mingling; hacia el techo fragmentos de menor tamaño, más oscuros y menos vesiculados, hasta ceniza en el techo de color gris oscuro. Granodecreciente. Fragmentos tipo bloque y bomba de mayor diámetro. Contiene líticos de lavas masivas negros y oxidados (Lm=3cm). <b>Posible G10</b> . En la base nivel de cenizas finas, alteradas-oxidadas, con mayor concentración de líticos.
15	-857	Suelo de color ocre-café, medianamente arcilloso.
40	-872	Depósito de cenizas finas de color gris oscuro.
60	-912	Alternancia de depósitos de caída de tamaño medio, con lapilli gris-oscuro y niveles de ceniza fina de color café-ocre, compactas.
110	-972	<b>Deposito piroclástico de caída</b> . Lapilli medio a grueso (Pm=4,5cm), de color gris y gris claro, semianguloso, muy poco vesiculado. Líticos abundantes redondeados, de lavas masivas de color negro y oxidados (Lm=3,5cm). Posible G11.
	-1082	

**DF-34 Ctra. A Comasagua. Límite de termino municipal Sta. Tecla-Comasagua**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	50	
50	0	TBJ. Se aprecia el nivel AB. No podemos saber toda la potencia
30	-50	Depósitos de oleada piroclástica de <b>Plan de la Laguna</b> . Depósitos de ceniza fina, compacta, de color gris y ocre. Presenta estratificación planar y cruzada. Interestratificación de niveles de mayor compactación y otros más sueltos.
60	-80	Depósito de Flujo piroclástico. Depósito de ceniza fina de color ocre-café, altearada. Contiene fragmentos de lapilli subanguloso de tamaño centimetrico. Los 30 cm superiores son de suelo.
20	-140	Suelo color café oscuro
28	-160	Depósito piroclástico de caída. Lapilli medio a grueso de color gris-oscuro, semianguloso. Presencia de líticos negros y rojos (oxidados) <b>Posiblemente G2.</b>
	-188	

**DF-35 Ctra. A Comasagua. Adelante del punto DF-34**

Afloramiento de un flujo de lava andesítico, muy alterado. Disjunción bolar y estructura en bloques cerca del suelo. Probablemente es una lava antigua de la Form. Bálsamo.

**DF-36 Ctra. A Comasagua. Cruce de la calle sobre la cresta y desvío a Comasagua.**

50 Depósito de G1 sobre TB4. Potencia estimada por estar en un talud alto y no alcanzable.



**DF-38 San Juan Opico, delante de Joya de Cerén.**

Entrada Residencial Las Victorias

Espesor	Amplitud	Descripción
	221	
30	191	Suelo actual
45	146	Depósito de caída de color negro y café, alterado. Podría ser Laguna Caldera. Los 20 cm superiores son alteración a suelo de la fracción más fina del depósito de caída.
41	105	Alternancia de depósitos de cenizas finas de color café compactas, altamente arcilloso; con niveles de lapilli de caída. Posible flujo piroclástico.
35	70	Depósito de caída de lapilli medio de color gris oscuro, fragmentos con vesiculación pequeña, densos (Pm=4,5cm). Presencia de líticos de color negro (Lm=5cm) y algunos de color rojo oxidados. G1. A un tercio del techo observamos un nivel de ceniza fina a grueso, de granulometría más fina que el resto del depósito.
70	0	<b>TB4:</b> Depósito de caída de pómez. Bien sorteado con pocos líticos. No presenta gradación Incluye 15 cm. De suelo café anaranjado típico de la TB4.
20	-70	Depósito de ceniza café consolidado (posible oleada piroclástica????)
15	-90	Depósito de ceniza café consolidado (posible oleada piroclástica????)
12	-105	Depósito de caída, lapilli de tamaño fino (mm) de color gris oscuro, con vesiculación pequeña. Líticos rojos y negros. Posible <b>APOPA</b>
90	-117	Depósito de ceniza café alterada. Posible flujo piroclástico.
22	-207	Depósito de caída de pómez
30	-229	Depósito de caída de pómez de tamaño fino. Similar a TB4. Posible depósito de Coatepeque. No observamos la base
	-259	

**DF-39 Ctra. Nueva a La Cima desde El Rancho Navarra**

Desvío a Bodegas Simán, junto a la Autopista Sur (capas dispuestas sobre anticlinal)

<b>Espesor</b>	<b>Amplitud</b>	<b>Descripción</b>
	720	
10	710	Suelo actual
200	510	TBJ. Se observan todos los niveles de este depósito. También el nivel AB con 5 cm de espesor.
100	410	Depósito de Flujo piroclástico, cenizas finas de color café alteradas y soldadas, con fragmentos de pómez. <b>TB3</b>
30	380	Depósito de cenizas finas alteradas, muy compactas. Posible depósito de oleada piroclástica o flujo piroclástico. Nivel superior transformandose a suelo.
250	130	Depósito de caída de lapilli medio de color gris oscuro, fragmentos con vesiculación pequeña, densos (Pm=3cm). Presencia de líticos de color negro (Lm=2mm) y algunos de color rojo oxidados. G1. El nivel alcanza los 250cm de potencia. Presencia de un bloque balístico cerca de la base
130	0	Suelo café anaranjado de TB4.
300	-130	TB4: Depósito de caída de pómez. Bien sorteado con pocos líticos. No presenta gradación .
350	-430	Flujo piroclástico antiguo, color café rojizo, altamente arcilloso.No observamos la base.
	-780	

**DF-40 Ateos. Taludes en campos cerca del desvío a Jayaque**

(con Carlos Pullinger, 21/06/96)

Espesor	Amplitud	Descripción
	415	
90	325	Suelo actual con trazas de TBJ
30	295	Depósito de caída de color negro (composición básica). Hacia el techo (5 cm) el nivel tiene granulometría mayor (escoria). <b>Podría ser Boquerón 1??</b>
100	195	Suelo café oscuro, alteración del depósito subyacente. Contacto erosional con depósito subyacente. Puede tratarse del flujo piroclástico sobre G1
30	165	<b>G10. Depósito de caída de color gris claro en la base hasta negro al techo(andesítico). Fragmentos milimétricos, redondeados, sin vesiculación. Líticos grises (Lm=1.5). Granocreciente.</b>
35	130	<b>Nivel de ceniza ocre, alteración de un nivel inferior de granulometría más gruesa. Puede ser un relicto del surge central de G1.</b>
30	100	<b>G11 Depósito de caída de color gris en la base (andesítico), fragmentos muy redondeados sin vesiculación. Textura arenosa (retrabajado??) Líticos rojos.</b>
100	0	Suelo café anaranjado de TB4.
50	-100	TB4: Depósito de caída de pómezBien sorteado con pocos líticos. No presenta gradación . (Pm=1).
40	-150	Paleosuelo café
205	-190	Depósito de ceniza café (posible flujo piroclástico????)
150	-395	Lapilli escoriaceo negro mm-cm, con laminaciones de menor tamaño y mayor endurecimiento
200	-545	Depósito de ceniza café con niveles delgados de lapilli escoriaceo básico. <b>FALL CONGO</b>
20	-745	2 niveles finos de caída de pomez (Pm=5cm, Lm=2 cm)
40	-765	2 niveles de ceniza con pisolitos (lapilli acrecional bien redondeado)
40	-805	Depósito de ceniza café
90	-845	<b>FALL ARCE</b> (Pm=7cm, Lm=4cm). Tiene un paleosuelo de unos 20 cm.
195	-935	Depósito de ceniza café con paleosuelo (20 cm) por desarrollar. Es posible que se trate de un flujo piroclástico. <b>La base es ondulada, erosiva.</b>
200	-1130	Depósito de ceniza café con venas de color blanco. El paleosuelo (40 cm) es de color café oscuro.
190	-1330	Flujo piroclástico con la matriz de ceniza color café. Fragmentos líticos mm, e pómez gris claro, fracturas rellenadas de sílice por meteorización. <b>Base ondulada, erosiva</b>
475	-1520	Alternancia de depósitos de caída de tamaño lapilli y tamaño ceniza. La ceniza es de color café. El lapilli es andesítico de color gris claro o negro
50	-1995	Paleosuelo café sobre aglomerado
	-2045	

## DE-10 Prolongación Bvd. Constitución hacia Nejapa (contiguo a DF-2)

Esesor	Amplitud	Descripción
	1327	
30	1297	Suelo actual
210	1087	<b>TBJ.</b> Se distinguen todos los niveles. El nivel basal AB tiene 5 cm de grosor, pómez vesiculada Pm=3cm y líticos de color negro Lm=2,5cm
80	1007	Depósito de caída de lapilli medio de color gris oscuro, algunos fragmentos más vesiculados presentan magma mingling (Pm=2cm). El nivel sano son 30 cm en la base. El resto (50cm) del depósito son cenizas finas alteradas, de color café y café oscuro en el techo (convirtiéndose a suelo). <b>Probable G2.</b>
50	957	TB2. Depósito de caída de pómez de tamaño fino a medio vesiculado de color claro (blanco-ocre). Los clastos de mayor tamaño se encuentran en la base (granodecreciente). Muy poca presencia de líticos, solo fragmentos negros <1mm de color negro, en forma de astillas. Depósito muy suelto. Los 20 cm superiores son de ceniza fina alterada, transformándose a suelo. El nivel es lenticular y varía entre 25 y 50 cm.
150	807	TB3. Depósito de flujo piroclástico. Matriz soldada de cenizas finas de color café anaranjado. Fragmentos de pómez y líticos negros semiangulosos. El nivel varía entre 90 y 150 cm.
150	657	Deposito de caída (G10). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=3cm). Granodecreciente. Fragmentos poco vesiculados, pero livianos, semiangulosos. Contiene líticos negros (Lm=2,5-3cm) y tambien oxidados de pequeños tamaño.
15	642	Depósito de oleada piroclástica. Cenizas finas de color gris-ocre muy compacta. Presenta laminación planar. Algunos niveles de oxidación.
12	630	Alternancia de niveles de cenizas finas y cenizas gruesas. Granocreciente. Forma parte de G11.
220	410	Deposito de caída (G11). Lapilli de tamaño medio a grueso, de color negro y gris oscuro (Pm=4-6cm). Algunos fragmentos de tipo bloque, formando una alineación en el centro del depósito, vesiculados y livianos, se rompen con facilidad (de hasta 15 cm de diametro). Contiene líticos negros (Lm=4cm) y tambien oxidados .
30	380	Depósito de oleada piroclástica (???). Depósito de ceniza fina a media de color café. Algunos fragmentos muy esporádicos de mayor tamaño.
5	375	Depósito de caída, de lapilli medio de color negro con presencia de líticos (Pm=1,5cm) y (Lm=2cm). G12
75	300	Posible depósito de flujo piroclástico. Cenizas de finas a medias, alteradas, de color café, parecen de aleración del depósito subyacente. Fragmentos de lapilli algo redondeados.
50	250	Depósito de caída de lapilli medio a grueso (Pm=4cm), alterado, poco vesiculados, densos. Algunos fragmentos con magma-mingling. Continen líticos aunque menos abundantes que otros niveles de G1 (Lm=1,5cm) (G13)
250		TB4. 40 cm de suelo color anaranjado. El resto del depósito es una caída de pómez, con poca cantidad de 0 líticos. No observamos la base. En DF2 observamos que debajo esta TB4 se encuentra Apopa y después una lava.

Esesor	Amplitud	Descripción
	411	
65	346	Depósito de flujo piroclástico. Ceniza fina de color café oscuro, alterada. Depósito altamente arcilloso. No observamos el techo.
110	236	G1 <sub>1</sub> . Depósito de caída de color gris-oscuro negro de tamaño medio (Pm=5cm), con vesiculación pequeña y semiangulosos. Contiene líticos de lavas masivas de color negro con corte angular y líticos oxidados en menor cantidad (Lm=2cm). En la base tiene un nivel de 12 cm de lapilli fino y ceniza gruesa, poco vesiculado.
60	176	Suelo café oscuro, alteración del depósito subyacente. Contacto erosional con depósito subyacente. Puede tratarse de un depósito de flujo piroclástico.
30	146	G1 <sub>2</sub> . Depósito de caída de color gris oscuro, heterogeneo. 2 familias de clastos, milimétricos y centimétricos (Pm=4,5cm), poco vesiculados, pero livianos. Algunos presentan magma-mingling. Contiene líticos de lavas masivas oxidados (rojizos). Nivel de oxidación en la base.
37	109	Depósito de flujo piroclástico. Ceniza fina de color café anaranjado, alterada. Depósito medianamente arcilloso. Contiene fragmentos líticos milimétricos.
25	84	G1 <sub>3</sub> Depósito de caída de ceniza y lapilli de color gris oscuro. Fragmentos vesiculados, livianos.
84	0	Suelo café anaranjado de TB4.
250	-84	TB4: Depósito de caída de pómez blanca- gris. Bien sorteado con pocos líticos. No presenta gradación. Potencia aparente. 68º buzamiento.
15	-334	Depósito piroclástico de caída. Lapilli de tamaño fino (mm), de color negro (Pm=1cm). Presenta algunos líticos redondeados, de lavas masivas oxidadas. Posible APOPA
155	-349	Depósito de flujo piroclástico. Cenizas de finas a muy finas, alteradas, altamente arcillosas, de color café oscuro rojizo.
40	-504	Depósito de oleada piroclástica de ceniza fina de color gris, altamente compactada y con fragmentos de lapilli del depósito subyacente. Presenta líticos oxidados.
20	-544	Depósito de caída, lapilli gris-oscuro, oxidado.
60	-564	Depósito de flujo piroclástico, con matriz café anaranjado de cenizas finas transformandose a arcillas. Se observan fragmentos de líticos alterados.
25	-624	Depósito piroclástico de caída. Lapilli de tamaño fino (mm), alterados con patinas de oxidación y semisoldado.
100	-649	Depósito de flujo piroclástico de color café, matriz de ceniza fina soldada con fragmentos de pómez oxidados. Todo alterandose arcillas. No observamos la base, la potencia es mayor.
	-749	

**DF-42 Sta. Elena-Avda. El Espino (Parte alta Fusal)**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	60	
30	30	Suelo actual.
30	0	Depósito de caída de pómez. Probable TBJ.
60	-30	Oleada piroclástica. Cenizas finas muy soldadas.
180	-90	Depósitos de oleada piroclástica de Plan de la Laguna. Alternancia de niveles de ceniza fina, con lapilli fino (lapilli acrecional) con abundantes líticos.
20	-270	Depósito de caída, lapilli medio de color negro, medianamente vesiculado
80	-290	Posible depósito de flujo piroclástico. Cenizas finas alteradas de color café. En la parte superior convirtiéndose a suelo.
20	-370	Suelo café oscuro rojizo, alteración del nivel subyacente.
200	-390	Depósito de flujo piroclástico con matriz ocre-claro y grandes bloques de andesita muy alterada (presentando disjunción bolar)
	-590	

### DF-43 Prolongación Blvd de Malta sobre Price-Mart (Sta. Elena)

Espesor	Amplitud	Descripción
	50	
10	40	Suelo actual
40	0	TBJ. Se observa nivel AB en la base.
450	-40	Depósitos de oleada piroclástica de Plan de la Laguna. Alternancia de niveles de ceniza fina, con lapilli fino (lapilli acrecional) de caída con abundantes líticos. Nivel central de líticos de tamaño decimétrico. Algunos niveles están oxidados.
30	-490	Depósito de bloques líticos de color gris. Brecha volcánica basal. Andesitas principalmente.
40	-520	Posible depósito de flujo piroclástico. Cenizas finas alteradas de color café oscuro. En la parte superior convirtiéndose a suelo.
30	-560	Depósito de caída de lapilli medio con fragmentos oxidados.
	-590	

### DF43A - Borde del cráter (debajo de Price-Mart)

2 METROS PLAN DE LA LAGUNA, BAJO TBJ  
NIVEL DE CAIDA EN LA BASE

## DF-44 Calle nueva a la Cima

Espesor	Amplitud	Descripción
	430	
30	400	Suelo actual.
180	220	Depósitos de oleada piroclástica de Plan de la Laguna. Alternancia de niveles de ceniza fina, con lapilli fino (lapilli acrecional) con abundantes líticos. Potencia estimada, parte alta del talud
20	200	Depósito de caída, lapilli medio de color negro, medianamente vesiculado???
200	0	TB4, con su suelo café anaranjado típico bien desarrollado. Este depósito se encuentra discordante sobre una superficie de erosión previa. Potencia estimada, parte alta del talud.
		Depósito piroclástico- fragmentario. No lo describimos, parte alta del talud.
		Suelo café oscuro rojizo, alteración del nivel subyacente.
		Depósito de flujo piroclástico con matriz ocre-claro y grandes bloques de andesíta muy alterada (presentando disyunción bolar)
		Depósito de flujo de lava andesítico, masiva, de color gris claro



**DF-45 Ctra. Los Chorros (dirección Colón). Antes de la Cantera (DF-75)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	713	
20	693	Suelo actual con materia orgánica
274	419	Interestratificación de niveles de ceniza fina semisoldada, con estratificación planar y cruzada (oleadas piroclásticas entre 20 y 50 cm) y niveles de caída de ceniza media a gruesa (de 10-20 cm de espesor). ?
10	409	Depósito de caída. Cenizas medias a gruesa.
40	369	2 paquetes de depósitos de oleada piroclástica. Ceniza gris, medianamente arcillosa. Contiene fragmentos alterados en su interior. En la parte superior del paquete inferior se observa un nivel de lapilli acrecional.
13	356	Depósito piroclástico de caída soldado. (Pm=2cm).
100	256	Depósito de flujo piroclástico. Matriz de ceniza fina a media alterada a color ocre, medianamente arcilloso. Se distinguen fragmentos redondeados de tamaño milimétrico. Rellena el relieve preexistente y tiene hasta 150 cm de potencia en el fondo de las depresiones. En su interior hay niveles de ceniza fina más compacta (tipo oleada piroclástica)
71	185	Depósito piroclástico de caída. <b>Posible G1 o G2?</b> . Fragmentos juveniles medianamente vesiculados, grises, livianos de tamaño centimétrico, algunos de tamaño bloques en un nivel intermedio de unos 20 cm. Granodecreciente. Contiene líticos rojos (oxidados) y también negros angulosos más pequeños. Los 5 cm superiores de granulometría más fina están compactados y semisoldados por el contacto con el flujo sobreyacente.
20	165	Suelo café anaranjado oscuro, ceniza fina alterada, medianamente arcillosa.
15	150	Depósito de oleada piroclástica. Ceniza muy fina de color gris, altamente compactada.
150	0	TB4. Caída de pómez. 25 cm sanos en la base (nivel de la calle) y 135 cm de suelo café anaranjado, alteración de la pómez y de la ceniza fina.

## DF-46 Camino Barrio La Vega y Finca Cobanal (Sector SW sobre Colón)

Espesor	Acumulado	Descripción
	223	
50	173	Suelo actual. Parte basal con fragmentos de Talpetate.
98	75	Depósitos de oleada piroclástica. <b>Talpetate principal</b> . Depósitos de ceniza fina compacta, de color gris, con laminación planar. En la parte central se observa un nivel con lapilli acrecional. En la parte basal hay un nivel de ceniza altamente compactado, con una crosta de oxidación en el techo (15cm).
75	0	Suelo café oscuro con abundante material orgánica.
	0	Nivel de la calle, aparece otro Talpetate

**DF-48 UNICENTRO. Planta de Tratamiento de aguas**

Espesor	Acumulado	Descripción
	530	
20	510	Suelo café, café oscuro. Integra fragmentos de Talpetate
280	230	<b>Talpetate I (Tpi).</b> Paquete de oleadas piroclásticas. Cenizas finas de color ocre-gris, muy compactas, presentan estratificación planar y cruzada de bajo ángulo. En la base es más masivo y presenta imprentas fósiles de hojas y ramitas
10	220	Suelo café oscuro de la Tierra Blanca Joven.
210	10	<b>TBJ</b> Se observan todos los niveles. Nivel basal AB de 4cm. Calle del Caserío Boquerón, en contacto directo con el Talpetate que lo sobreyace
10	0	Suelo café oscuro, medianamente arcilloso. Ceniza muy fina con algunos clastos
25	-10	<b>Depósito de oleada piroclástica (Talpetate 0)</b> Depósito de ceniza fina, altamente soldado. Integra líticos de andesita alterada en la base (Lm=3cm). El nivel basal en contacto con otro depósito es de ceniza muy fina, altamente soldado.
20	-35	Depósito epiclástico aluvial. Dispuesto en forma de lente. Varía entre los 13 y los 20 centímetros. Arenas y gravas (centimétricos), con bloques redondeados en el fondo del canal de hasta 50 cm.
35	-55	Depósito piroclástico de caída. Lapilli milimétrico de color gris-oscuro negro (Pm=0.5cm). Contiene líticos de lavas masivas (andesitas), mayoritariamente oxidados (Lm=5cm). En la base tiene un nivel de ceniza fina muy compacta (3 cm espesor, oleada piroclástica). En el techo de granulometría más fina, vemos secuencias granodecrescentes <b>Posible G2.</b>
20	-90	Suelo café oscuro, medianamente arcilloso. Ceniza muy fina.
	-110	

**DF49 Cerrito de Quezaltepeque. Cateria**

Espesor	Acumulado	Descripción
<p>Cono de escorias. Niveles de lapilli grueso y medio, muy vesiculado (escoriaceo) y con coloraciones rojizas (oxidación por calor). Las partes más alejadas del conducto son de coloración gris-oscuro, menos oxidadas.</p>		

**DF50 Loma Caldera. Ctra. San Juan Opico**

Espesor	Acumulado	Descripción
<p>Depósitos de caída interestratificados con depósitos de oleada piroclástica. Lapilli altamente vesiculado (microvesículas).</p>		
<p>En la parte proximal del anillo de tobas, hay niveles de caída con lapilli de tamaño centimétrico hasta bloques decimétricos, vesiculados-escoriaceos. Bloques líticos de basalto con cristales de plagioclasa y olivino muy pequeños.</p>		

**DF51 El Playón. Cantera**

Espesor	Acumulado	Descripción
<p>Cono de escorias. Superposición de niveles de lapilli escoriaceo (vesiculado) de color negro y niveles de bombas y bloques basálticos, con poca cantidad de olivino.</p>		

## DF52 Chanmico borde de la Laguna

Espesor	Acumulado	Descripción
	107	
20	87	Suelo café, café oscuro. Integra fragmentos de Talpetate
37	50	<b>Talpetate principal (TP1).</b> Paquete de oleadas piroclásticas. Cenizas finas de color ocre-gris, muy compactas, presentan estratificación planar.
50	0	<b>TBJ</b> Se observa el nivel basal AB de pocos centímetros de espesor.
40	-50	Suelo café anaranjado con fragmentos de lapilli del depósito subyacente. Los 15 cm superiores (techo) son de café oscuro y tienen abundantes fragmentos de cerámica.
125	-90	Depósito de caída alterado de color ocre. Matriz arenosa transformándose a suelo con fragmentos de pómez alterado (oxidación), con vesiculación pequeña de tamaño milimétrico a centimétrico (Pm=2cm). También se observan líticos de lavas masivas con plagioclasa y piroxenos (andesitas) (Lm=5cm). En el techo del nivel, se observan unos 20 cm de nódulos de lapilli soldados y oxidados.
30	-215	Depósitos de oleada piroclástica. Cenizas de color ocre gris, finas, soldadas, con laminación planar. Representan el techo de la serie de Chanmico.
1000	-245	Diversos depósitos de oleada y flujo piroclástico. Interestratificados con depósitos de caída y debris-flow. No podemos describirlos en detalle por difícil acceso.
50	-1245	Colada de lava, gris oscuro, diaclasada (disyunción bolar) y alterada. No observamos la base.
	-1295	

**DF53 Ctra. San Juan Opico. Construcción Bóveda para aguas lluvias**

Espesor	Acumulado	Descripción
	335	
40	295	Suelo Actual
40	255	Depósito de ceniza fina y gruesa, friable con laminación planar . Depósito re TRABAJADO por transporte fluvial.
60	195	<b>Talpetate I (TPI)</b> . Paquete de oleadas piroclásticas. Cenizas finas de color ocre-gris, muy compactas, presentan estratificación planar. Se disponen en un canal, variación lateral de potencia entre 20 y 60 cm.
25	170	Depósito de lapilli fino a medio, altamente soldado. Contiene fragmentos líticos angulosos. En el centro del nivel hay dos niveles de ceniza fina. ??? Puede ser parte del Talpetate.
75	95	Depósito de bloques de andesita redondeados, sin matriz. Depósito re TRABAJADO por transporte fluvial. Bolos superiores a 10 cm hasta 70 cm.
95	0	Depósito re TRABAJADO por transporte fluvial. Cenizas finas y gruesas (arenas) sin consolidar. Laminación planar y cruzada. Se intercalan niveles de bolos de lavas masivas redondeados de hasta 20 cm de diámetro.

**DF54 Ctra. La Libertad-Desvío Orden de Malta -Frente a Flamingo Plaza**  
(por debajo el nivel actual de la calle)

Espesor	Acumulado	Descripción
	695	
10	685	Suelo Actual
100	585	Depósito fluvial de cenizas y arenas retrabajadas, en discordancia sobre la tierra blanca Joven. Puede ser Material de Relleno.
50	535	<b>TBJ</b> Se observan varios niveles, excepto el E. Nivel basal AB de 5 cm de espesor, con líticos negros (Lm=2,5-3cm) y Pm=5,5cm.
55	480	Depósito de caída o de flujo piroclástico muy alterado. Fragmentos de lapilli escoriáceo bastante vesiculados y alterados (aureolas de oxidación) y también contiene líticos. Los 20 cm superiores son un suelo café muy oscuro.
170	310	<b>Depósito de Plan de la Laguna. Base rellenando surcos.</b> En la base 30 cm de depósito de caída, alterancia de niveles de lapilli fino y lapilli grueso, fragmentos poco vesiculados (freatomagmáticos), de color gris-oscuro. Grano creciente, granulometría más fina en la base. En general alterado. Contiene líticos de lavas masivas. El resto son niveles de cenizas finas con alto grado de compactación (oleadas piroclásticas). Los surcos tienen una altura entre 3,5 y 5 cm.
150	160	Depósito de flujo piroclástico. Depósito de ceniza fina alterada, medianamente arcilloso. Alteración del depósito de caída subyacente. Fragmentos de lapilli con magma-mingling y líticos
130	30	<b>Depósito de caída. Posible G2.</b> Lapilli gris-oscuro poco vesiculado, densos. Fragmentos de mayor tamaño más vesiculados en la base presentan magma-mingling. Tiene fragmentos de tamaño bloque de la mitad al tercio superior del depósito. Contiene líticos de lavas masivas de color negro y rojizo (oxidados).
30	0	Suelo de color café oscuro (tierra negra). Ceniza media a fina alterada. Contiene fragmentos masivos. No observamos la base.

**DF55 Calle acceso Boquerón, por encima de Caserío El Boquerón**

Espesor	Acumulado	Descripción
	532	
10	522	Suelo Actual
10	512	Depósito de ceniza fina compacta color gris (Talpetate 1917?).
250	262	<b>Depósito de caída 1917</b> , escorias negras, muy vesiculadas, no hay presencia de líticos. Incluye bloques vesiculados en la parte central. Es más potente en sectores cercanos al cráter.
20	242	Suelo café, café oscuro. Integra fragmentos de Talpetate
36	206	<b>Talpetate principal (TP1)</b> . Paquete de oleadas piroclásticas. Cenizas finas de color ocre-gris, muy compactas, presentan estratificación planar. Gran variación de potencia lateralmente (hasta 2m en DF-56)
36	170	<b>Flujo piroclástico</b> (integrado en TP1). Matriz café rojiza, muy compacta. Fragmentos líticos de diferentes composiciones (andesíticos). Presenta balísticos líticos en el techo.
120	50	<b>TALPETATE PRINCIPAL (TP1)</b> . Depósitos de oleada piroclástica. Cenizas finas de color claro, ocre-gris, compactas y presentando laminación planar. Repetición de niveles de ceniza fina y muy fina, con láminas de oxidación en los contactos. En la parte central se observan niveles de menor grado de compactación.
Calle		
50	0	<b>TBJ</b> se observa 500 metros abajo por la calle del Caserío Boquerón, en contacto directo con el Talpetate que lo sobreyace



## DF56 Calle acceso Boqueron, por encima de Caserío El Boquerón

Espesor	Acumulado	Descripción
	408	
10	398	Suelo actual
10	388	Depósito de caída. Lapilli centimétrico de color negro
8	380	Depósito de ceniza fina compacta color gris (Talpetate 1917?).
100	280	<b>Depósito de caída 1917</b> , escorias negras, muy vesiculadas. Se observan líticos de color café y rojizo, material plástico hasta de 7 cm. Incluye bloques vesiculados en la parte central, de tipo spatter (alargados y aplanados). Es más potente en sectores cercanos al cráter.
10	270	Suelo café, café oscuro. Integra fragmentos de Talpetate
200	70	<b>Talpetate principal (TP1)</b> . Paquete de oleadas piroclásticas. Cenizas finas de color ocre-gris, muy compactas, presentan estratificación planar. Gran variación de potencia lateralmente (hasta 2m en DF-56)
20	50	<b>Flujo piroclástico</b> (integrado en TP1). Matriz café rojiza, muy compacta. Fragmentos líticos de diferentes composiciones (andesíticos). Presenta balísticos líticos en el techo.
50	0	<b>TALPETATE PRINCIPAL (TP1)</b> . Depósitos de oleada piroclástica. Cenizas finas de color claro, ocre-gris, compactas y presentando laminación planar. Repetición de niveles de ceniza fina y muy fina, con láminas de oxidación en los contactos. En la parte cent

### Calle

**TBJ** se observa 500 metros abajo por la calle del Caserío Boquerón, en contacto directo con el Talpetate que lo sobreyace

## DF56(b) Margen del cráter Boquerón en Estación La Poderosa

Espesor	Acumulado	Descripción
10	200	Suelo actual
30	170	Depósito de ceniza fina compacta color gris (Talpetate 1917?).
60	110	Depósito de caída, ceniza de gruesa a fina, gris, sin soldar. Se observa cierta laminación (planar). A un tercio de la base se observa un nivel de 5 cm de oleada piroclástica. Ceniza ocre soldada.
110	0	<b>Depósito de caída 1917</b> , escorias y lapilli negras, muy vesiculadas, sin soldar. A un tercio del techo se observan fragmentos tamaño bloque, aunque son escorias, no balísticos. Se observan líticos, pero poco abundantes, de color café y rojizo, material plástico. Parecen fragmentos del Talpetate oxidados por calor (?). No observamos la base, pero parece encontrarse sobre el TALpetate (a nivel de la calle)

**TALP I**

**DF57 Nueva Cuscatlan (curba)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	354	
10	354	Suelo Actual
10	344	TBJ, color claro-ocre. Nivel basal AB
150	194	Plan de la Laguna. Talpetate. Bandeado de depositos de ceniza endurecida, con estratificación cruzada de bajo angulo.
135	59	Depósito piroclástico poco soldado. Cenizas café con fragmentos líticos negros y fragmentos de lapilli con poca vesiculación. Hacia la base los fragmentos son más claros (pumíticos).
20	39	Depósito de caída gris oscuro Pm=3-4 cm. Continen líticos negros (Lm=2,2 cm) angulosos y líticos rojizos con patina brillante (Lm= 1 cm). Tiene características de G1.
6	33	Depósito de flujo piroclástico muy consolidado, discontinuo. Fragmentos centimétricos.
33	0	Depósito de flujo piroclástico café poco soldado, contenido de arcilla intermedio. Podria tratarse de un suelo??

**DF58 Cantón Ojos de Agua - Subida al Boquerón antes de las Pilas Públicas**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	638	
10	628	Suelo Actual
20	608	Depósito de ceniza fina compacta color gris (Talpetate II?).
28	580	Deposito caída de ceniza fina lamiada color gris.
60	520	Depósito de caída, lapilli negro, muy vesiculado, no hay presencia de líticos (Probable depósito de 1917).
190	330	Depósito de ceniza fina, muy compacta, homogénea, de color gris. Unidad superior del <b>TALPETATE I.</b> Oleada piroclástica
150	180	Depósitos de oleada piroclástica <b>TALPETATE I.</b> Interestratificación de unidades con cenizas finas compactas con estratificación cruzada y unidades con pómez y fragmentos de mayor tamaño también estratificados con laminación planar y cruzada. Líticos oxidados. <b>Ver detalle.</b>
8	172	Suelo café, discontinuo, en ocasiones el depósito subyacente está en contacto con el Talpetate.
6	166	Depósito de caída freático. Fragmentos de 1 cm no vesiculados. Da impresión de fragmentación de un depósito de cenizas compacto.
40	126	Suelo café, en la base integra pequeños fragmentos de pómez alterados. Potencia muy variable (25-40 cm).
55	71	TBJ. Unidad basal AB bien conservada (3cm, Pm=4-5cm, Lm=2cm), contacto erosivo con morfología ondulada. Las unidades C y D parecen retrabajadas, ceniza muy fina. En la parte superior aparece lapilli acrecional perteneciente a la unidad D.
20	51	Suelo café oscuro (tierra negra), medianamente arcilloso que contiene motas de carbón.
21	30	Deposito de caída de ceniza alterada, aunque conserva niveles laminados grises en la base. Puede tratarse del techo de la unidad subyacente.
30	0	Depósito de caída freatico o freatomagmático, con framentos muy sueltos, sin vesiculación, redondeados. En la partes superior se observan más finos. Líticos grises, negros y rojizos, algunos esporadicos tamaño bloque.

**DF59 Calle Huizucar (1a rotonda viniendo de Price-Mart a la derecha)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	1345	
10	1335	Suelo Actual
170	1165	TBJ, color claro-ocre. Nivel basal AB, entre 10-15 cm. Pm=4-5 cm con clastos esporádicos de hasta 9 cm.
70	1095	Depósito de cenizas café soldados, con fragmentos de lapilli y líticos de diversas tipologías. Base erosiva ondulada (colada piroclástica), cierta continuidad con el depósito subyacente (caída G1).
100	995	Depósito de caída freatomagmático gris (92-106 cm). Fragmentos juveniles poco vesiculados, livianos, aspecto de pómez con magma-mingling. Tiene dos familias de líticos negros y rojos. <b>Características de G1<sub>o</sub>, pero probablemente se trate de una erupción más reciente que G1.</b>
35	960	Suelo café-oscuro, medianamente arcilloso, con fragmentos de pómez de pequeño tamaño alterados, procedientes del nivel subyacente
135	825	Depósito de caída pumítico (color amarillento-ocre). La parte basal (primeros 80 cm) los fragmentos están sueltos y tienen tamaños de milimétricos a centimétricos. Los 50 cm del techo están constituidos por un depósito de ceniza fina. <b>Probablemente es TB2.</b> Base ondulada, erosiva
110	715	Depósito de colada piroclástica. Cenizas color café oscuro soldadas, de gran dureza integrando gran cantidad de clastos de tamaño milimétrico, entre ellos pómez muy alteradas que alcanzan 1 cm.
60	655	Depósito de ceniza pumítica blanca, con cierto grado de compactación. En la base presenta unos niveles con granulometría más fina
65	590	Suelo café oscuro, alteración de nivel subyacente
70	520	Depósito de cenizas café con cierta compactación que incluye fragmentos de lapilli, pómez y líticos. No identificamos si es un depósito de flujo o bien un depósito de caída alterado. Base planar, no es erosivo.
50	470	Depósito de caída pumítico, con fragmentos muy alterados con magma mingling (Pm=3-4cm). Líticos de roca masiva de color negro (Lm=3.5-4.5cm), color gris (Lm=3-4cm) menos pesados que los anteriores y fragmentos de ceniza compacta (Lm=2.5). <b>Probablemente G1.</b> En la base de este nivel hay una subunidad de caída de pómez que se deshace fácilmente
150	320	Depósito de cenizas café- anaranjado, puede ser caída alterada de TB4 o un flujo. En la parte central se presenta un nivel de pómez y líticos grises.
320	0	TB4. Depósito de caída de pomez, de milimétrica a centimétrica. Muy suelta, con algunos líticos de mayor tamaño
540	-320	Depósitos de caída y de flujo más antiguos que TB4
	-860	

## DF59 detalle - Calle Huizucar

Espesor	Acumulado	Descripción
10	766	Suelo Actual
200	566	TBJ, color claro-ocre. Nivel basal AB, entre 5 cm.
20	546	Suelo café oscuro
26	520	Depósito de cenizas café soldados, con fragmentos de lapilli y líticos de diversas tipologías. Base erosiva ondulada (colada piroclástica), cierta continuidad con el depósito subyacente
180	340	Depósito de caída freático, gris oscuro, potente, granodecreciente (granulometría más gruesa en la base, intermedia en la parte central y fina en el techo), fragmentos con poca vesiculación. Presencia de líticos (Lm=6-8cm).
180	160	Flujo piroclástico
60	100	Interestratificado de depósitos de ceniza soldada y depósitos de caída. Líticos rojos y negros. <b>Probable G1<sub>0</sub></b>
20	80	Depósito de ceniza compacta laminado, intercalado con caída, poco espesor
80	0	Depósito de caída freático, fragmentos poco vesiculados, mal sorteado, con líticos negros brillantes. <b>Probable G1<sub>1</sub></b>

**DF60 Calle Huizucar (apertura de la calle por Price-Mart)**

Esesor	Acumulado	Descripción
	246	
20	226	Suelo Actual
60	166	TBJ, color claro-ocre. Nivel basal AB (5-6 cm, Pm=3-4cm, Lm=1.5cm). Removida (retrabajada) en la parte superior
30	136	Suelo café oscuro, medianamente arcilloso
50	86	Depósito de flujo piroclástico con matriz café y fragmentos de diversa tipología.
36	50	Depósitos Plan de la Laguna. Oleadas piroclásticas. Interstratificación de niveles de ceniza fina, muy compactos con niveles de caída freatomagmáticos, con fragmentos muy poco vesiculados y de granulometría fina. Límite distal del depósito, alcanza potencias de 60 cm en dirección este.
50	0	Flujo piroclástico??? No vemos la base

**DF61 Cementera CESSA - Antiguo Cuscatlán (Pasaje H-norte y Avda El Espino)**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	493	
20	473	Suelo Actual
250	223	TBJ, color claro-ocre. Nivel basal AB (7 cm, Pm=3-4cm, Lm=1.5cm). Removida (retrabajada) en la parte superior
19	204	Suelo café oscuro, medianamente arcilloso
56	148	Depósito de caída de color negro, lapilli color negro, vesiculado, sin presencia de líticos (Pm=3-4cm). <b>Plan de la Laguna</b>
148	0	Depósitos <b>Plan de la Laguna</b> . Oleadas piroclásticas. Interestratificación de niveles de ceniza fina (pocos centímetros hasta 20 cm), muy compactos con niveles de caída freatomagmáticos (de 8 a 20 cm), con fragmentos muy poco vesiculados y de granulometría fina. No observamos la base.

**DF62 Cantón Zacasil, al sur de la Ctra. Comasagua**

(a la altura de La Finca)

Espesor	Acumulado	Descripción
	432	
10	422	Suelo actual
50	372	Depósito de caída, ceniza fina de color gris, con cierto grado de consolidación (flujo/oleada??) con fragmentos de Talpuje (ceniza fina consolidada).
62	310	<b>G2. Depósito de caída</b> con fragmentos muy vesiculados (pumíticos, de coloración rosada en la base). Presenta líticos milimétricos de color negro.
40	270	Suelo café anaranjado. Tiene cenizas de la capa subyacente. (Co-ignimbrita?)
23	247	<b>G10</b> Depósito de caída, ceniza fina de color gris-negro, con muy bajo contenido de arcilla. Podría ser la coignimbrita.
30	217	Depósito de <b>flujo piroclástico</b> con base erosiva. Matriz café-ocre, con fragmentos de pómez y de ceniza fina de color gris
45	172	<b>G11</b> Deposito de caída freatomagmático, de color gris oscuro, fragmentos más vesiculados en la base (más pumíticos con magma-mingling) y más densos hacia el techo. Algunos fragmentos de tamaño bloque (18 cm) vesiculados. Nivel inferior (33 cm) de caída granodecreciente, nivel intermedio de ceniza fina con lapilli milimétrico (8cm, podría tratarse de la representación de la oleada) y nivel superior (8cm) de depósito de caída más fino con gradación simétrica (podría ser G10). En el nivel inferior Pm=4.5-5cm, Lm=5-6 cm color negro azabache.
35	137	Suelo café-anaranjado asociado a TB4. No está consolidado. Matriz fina con clastos de pómez de tamaño máximo 1cm.
137	0	<b>G1<sub>3</sub></b> Deposito de caída gris oscuro con presencia de magma-mingling muy claro, presenta bandeado negro y claro (niveles más pumíticos).



**DF63 Prolongación Masferrer después del redondel del Luceiro**

(nueva calle que enlaza con prolongación de 75 Avda Norte)

Espesor	Acumulado	Descripción
	971.5	
10	961.5	Suelo actual
180	781.5	TBJ. Color blanco. Se distinguen subunidades AB y CD
193	588.5	Depósito de caída de color gris oscuro. Fragmentos centimétricos, suangulosos, poco vesiculados (depósito freatomagmático), mal sorteado. Pocos líticos. Los 80 cm superiores están alterados, transformándose a suelo.
50	538.5	Suelo café oscuro
80	458.5	<b>G1<sub>0</sub></b> . Depósito piroclástico caída gris-negro, fragmentos vesiculados Pm=4cm (algunos más grandes se rompen con facilidad). Abundantes líticos de dos familias: negros (lavas, Lm=3,5cm) y rojizos (Lm=3cm). Esporádicamente tiene líticos de gran tamaño.
50	408.5	Nivel de colada piroclástica con cenizas café muy compacto. En la base, en contacto con G1 <sub>1</sub> existe un nivel de bloques y bombas, de tamaño decimétrico (no podemos medir)
355	53.5	<b>G1<sub>1</sub></b> . Depósito piroclástico caída gris-negro, muy potente. Se distinguen 3 subunidades: inferior (1,4m), intermedia (1,15m) y superior (1m), Lm=3cm. Algunos fragmentos son de tamaño bloque-bomba
18	139.5	Depósito de ceniza café, soldada, arcillosa. Colada piroclástica
9.5	130	<b>G1<sub>2</sub></b> Depósito de caída gris oscuro Pm=3-3,5 y Lm=1,8 cm
70	60	Colada piroclástica, los 40 centímetros basales están muy soldados, mientras que el nivel superior las cenizas están más sueltas
60	0	<b>G1<sub>3</sub></b> Depósito de caída gris oscuro con presencia de magma-mingling muy claro, presenta bandeado negro y claro (niveles más pumíticos).

**DF64 UCA - Edificio Nuevo Ingeniería**





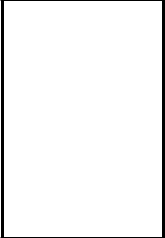



Espesor	Acumulado	Descripción
	516	
10	506	Suelo actual
50	456	<b>TBJ.</b> No se alcanza a tocar y no podemos describirla. Potencia estimada.
50	406	Depósito de caída. Lapilli negro, irregular. Potencia estimada. <b>Podría ser Boquerón 1</b>
50	356	? No distinguimos el depósito. Espesor estimado.
100	256	? No distinguimos el depósito. Espesor estimado.
103	153	Flujo piroclástico con matriz café anaranjada. Tiene diversos tipos de fragmentos de milimétricos a centimétricos.
40	113	Suelo. Alteración depósito inferior.
60	53	Depósito de caída, lapilli de color gris-negro, frag. Densos poco vesiculados. Contienen líticos de color negro y de color rojo. <b>Podría ser G2</b>
53	0	Flujo piroclástico con matriz café anaranjada.No distinguimos la base. Matriz arcillosa.

**DF65 Playón-La Escondida**

Continuación de la calle que desde el circuito de carros continua al N-NW

Espesor	Acumulado	Descripción
	328	
10	318	Suelo actual
25	293	Depósito de ceniza fina color gris. En el tercio superior presenta estratificación planar y cruzada y la ceniza es más fina. Puede tratarse de un depósito de oleada piroclástica o de depósitos lacustres (???)
26	267	<b>Depósito de caída (Playón Superior).</b> Lapilli de color gris vesiculado, nivel con abundantes líticos en la base de Talpetate (similar a lo observado en El Cambio). Nivel de 6 cm en la base con mayor cantidad de ceniza, vesiculación más redondeada y más compacto. Características de <b>oleada piroclástica.</b>
15	252	Paleosuelo color café oscuro, cierta continuidad con el nivel subyacente. Incluye lapilli en la parte basal
40	212	<b>Depósito de caída (Playón inferior).</b> Lapilli negro y rojizo, muy vesiculado. Gradación simétrica (granocreciente-granodecreciente). Muy similar al nivel de caída descrito en la base de la serie.
32	180	<b>Talpetate I o inferior (Tpl). Depósito de oleada piroclástica.</b> Cenizas muy compactas de color ocre-gris. Presenta diversas unidades: inferior (9 cm) ceniza fina endurecida con laminación planar; intermedio (12 cm) estratificación de niveles de ceniza fina y gruesa, con niveles de lapilli acrecional y superior (9 cm) intercalación de niveles de caída de ceniza fuerte, con niveles de ceniza fina endurecida con lapilli acrecional.
20	160	<b>Depósito de caída,</b> lapilli negro muy liviano y vesiculado. Nivel inferior (15 cm) con gradación simétrica (granocreciente-granodecreciente). La vesiculación es tanto elongada como circular (Pm=5cm). Presenta un nivel de oleada piroclástica (1,5 cm) de ceniza gris muy compacta, adherido al nivel subyacente. En la parte superior, Depósito de caída (4 cm), de lapilli negro y granulometría más fina que el nivel inferior. Posible LOMA CALDERA.
30	130	<b>TBJ.</b> Tierra Blanca Joven, arenosa, parece retrabajada. En algunas partes se distingue el nivel AB (Pm=3-4 cm)
38	92	Paleosuelo café, alteración de la colada piroclástica subyacente.
92	0	<b>Flujo piroclástico,</b> con matriz café oscuro, muy compacta. Contiene fragmentos de pómez alterado y líticos de color claro (andesita alterada). La parte sana es más compacta y dura que la parte superior que se está alterando a suelo.

## DF65 Detalle del Talpetate

Espesor	Acumulado	Descripción	
	32	Depósito de caída. (ver columna general)	
5	27	Nivel de ceniza fina compacta de color claro (oleada), incluye lapilli acrecional, especialmente en el tercio inferior. En el techo del nivel aparece lapilli fino soldado.	
1	26	Nive de ceniza gruesa, de caída.	
2	24	Nivel de lapilli acrecional y lapilli vesiculado oxidado	
1	23	Nive de ceniza gruesa, de caída.	
12	11	Nivel de ceniza fina color ocre claro y abundante lapilli acrecional especialmente en la base. Laminación planar.	
2	9	Depósito de caída. Lapilli gris-negro, fino, suelto (Pm=1-2 cm)	
3	6	Ceniza fina muy compacta sin laminación. Depósito de oleada.	
6	0	Ceniza fina, blanca, compacta (oleada). Incorpora lapilli del nivel subyacente	

**DF66 Calle de San Juan Los Planes a Granadillas.**

1r afloramiento desde San Juan Los Planes

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	230	
10	220	Suelo actual
90	130	<b>Talpetate superior (TS).</b> Cenizas compactas de color ocre-gris, paquetes con laminación planar de espesor milimétrico. Presenta diversas unidades: inferior 10 cm), cenizas fina endurecida, muy soldado con imprentas fósiles de plantas; en los niveles intermedios aparecen cenizas arcillosas (20 cm) y cenizas finas más plásticas con laminación planar y oxidación (23 cm).
70	60	Depósito de caída de ceniza fina a media, gris-negra, suelta (sin consolidar), friable.
10	50	Deposito de ceniza fina gris-café, textura arcillosa, plástica, bandas oxidadas de color anaranjado y rojizo.
30	20	Paleosuelo café - café oscuro, en la mitad inferior superior está retrabajado e integra fragmentos de Talpetate inferior.
20	0	<b>Talpetate inferior o principal (TP).</b> No observamos la base. No podemos describirlo bien.

**DF67 Calle de San Juan Los Planes a Granadillas.**

2º afloramiento desde San Juan Los Planes. Continuidad de la base de DF-66

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	395	
10	385	Suelo actual
100	285	<b>Talpetate II o superior (TPII).</b> Presenta diversas unidades: inferior (8 cm), cenizas fina endurecida; intermedio (30 cm) depósitos de cenizas sueltas con lapilli acrecional alterado (de tamaño centimétrico); superior (60 cm) bandeado de cenizas finas endurecidas
80	205	Depósito de caída de ceniza fina gris, sin consolidar.
8	197	Deposito de ceniza fina gris-café, textura arcillosa, plástica, bandas oxidadas de color anaranjado
27	170	Paleosuelo café oscuro, en la mitad inferior integra fragmentos de Talpetate
130	40	<b>Talpetate I o inferior (TPI).</b> 2 paquetes separados por un deposito de caída freático de 1cm de potencia (lapilli acrecional milimétrico). En cada paquete pueden distinguirse varias unidades: en la base 30 cm de bandeado multicolor, con lineas de oxidación de ceniza arcillosa; unidades de 20 cm granocrecientes que en el techo presentan niveles de lapilli acrecional color gris-café.
40	0	Paleosuelo café oscuro, en los 15 cm superiores presenta raices, en la mitad inferior la coloración es anaranjada
	-40	

En el afloramiento DF-69 se encuentra TBJ debajo de este paleosuelo

**DF68 Calle de San Juan Los Planes a Granadillas.**

3r afloramiento desde San Juan Los Planes.

Espesor	Acumulado	Descripción
	810	
10	800	Suelo actual

800 **Depósito de escorias negras-rojas de caída.** Muy potente (7-8 m) y de unos 30 metros de ancho. Presenta cierta estratificación, con buzamiento hacia la parte interior del depósito, especialmente en la mitad inferior. Los fragmentos son irregulares, muy vesiculados, muy mal granoclasificada y de coloración rojiza. En la parte central hay un nivel de unos 30 cm de lapilli y ceniza gruesa, el cual puede indicar una interrupción en la deposición de los materiales. Sobre este se encuentran grandes clastos dispersos que parecen balísticos (no podemos tocarlos). La parte superior es de coloración más negra, tiene clastos más grandes y no presenta estratificación. **Podría tratarse de la parte proximal de un cono adventicio**

---

Entre DF67 y DF68 se encuentra DF-114, afloramiento de lavas en una quebrada que se encuentra justo debajo de los dos Talpetates.

**DF69 Calle de San Juan Los Planes a Granadillas.**

Descenso por la finca de café, abajo del depósito de escorias. Afloramiento con muestras de carbón para datación

Espesor	Acumulado	Descripción
	355	
10	345	Suelo actual
70	275	<b>Talpetate superior (TS).</b> Presenta diversas unidades: la inferior (35 cm) son cenizas finas endurecidas con bandeado multicolor.
85	190	Depósito de caída de ceniza fina negra, suelta, sin consolidar. Se encuentra rellenando un canal, que es potente en el centro y se acuña lateralmente hasta los 10 centímetros.
10	180	Depósito de ceniza fina gris-café, textura arcillosa, plástica, bandas oxidadas de color anaranjado. Base ondulada, erosiva
30	150	Paleosuelo café oscuro, en la mitad inferior integra fragmentos de Talpetate. Tipo canal, su potencia es de 10 a 30 cm. Tiene motas de carbón aunque puede que sea resedimentado.
80	70	<b>Talpetate inferior o principal (TP).</b> Tiene base ondulada, erosiva, en forma de canal y presenta importantes cambios de potencia entre 50 y 80 cm. En la base presenta un bandeado 2 paquetes separados por un depósito de caída freático de 1 cm de potencia (lapilli acrecional milimétrico). En cada paquete pueden distinguirse varias unidades: en la base 30 cm de bandeado multicolor, con líneas de ox
40	30	Paleosuelo café oscuro. Justo en la base del Talpetate se encuentra un tronco parcialmente carbonizado, que muestreamos para datación. Tiene 50 m de diámetro. El Talpetate se dispone adaptándose al tronco (in-situ).
30	0	TBJ. No observamos la base



**DF70 Calle de San Juan Los Planes a Granadillas**

Acercamiento a Granadillas, curva pronunciada.

Espesor	Acumulado	Descripción
10	210	200 Suelo actual

---

200 **Talpetate I o inferior (Tpl)**. Muy potente (>2m). Diversos niveles de cenizas finas o muy compactas de color gris. En los niveles centrales se observan capas de lapilli acrecional endurecidas y con precipitación de hierro (oxidación).

---

## DF-71 Abajo del cantón Granadillas

Espesor	Acumulado	Descripción
	182	
20	162	Suelo actual
15	147	<b>Talpetate II o superior (TPII).</b> Cenizas fina endurecida con laminación planar.
12	135	Depósito de caída de ceniza fina negra, sin consolidar. Parece estar transformandose a suelo.
10	125	Depósito de caída escoriaceo, de color negro, fragmentos muy vesiculados (morfología acicular). En la base presenta balísticos de unos 20 cm de eje principal.
30	95	Paleosuelo café oscuro, en la mitad inferior integra fragmentos de Talpetate y lapilli acrecional.
90	5	<b>Talpetate I o inferior (TPI).</b> Depósito de ceniza fina endurecida de color ocre-gris. 2 paquetes separados por un deposito de caída freático de 1cm de potencia (lapilli acrecional milimétrico). En cada paquete pueden distinguirse varias unidades: en la base 25 cm de bandeado multicolor, con líneas de oxidación de ceniza arcillosa y con impremtas fósiles; en el resto del depósito unidades de 20 cm de potencia, granocrecientes, que en el techo presentan niveles de lapilli acrecional color gris-café.
5	0	Paleosuelo café oscuro.
70	-5	Depósito de caída escoriaceo negro. Fragmentos de lapilli centimétrico, muy vesiculados, muy mal calcificado aunque los fragmentos en la base son de mayor tamaño (hasta 10 cm).
35	-75	TBJ retrabajada, no encontramos la base (TBJ)
	-110	

## DF-72 Borde SW del cráter explosión secundario entre Granadillas y El Jabalí

Espesor	Acumulado	Descripción
	57	
20	37	Suelo actual
15	22	<b>Talpetate II o superior (TPII)</b> . Cenizas fina endurecida con laminación planar.
12	10	Depósito de caída de ceniza fina negra, sin consolidar. Parece estar transformándose a suelo.
10	0	Depósito de caída escoriáceo, de color negro, fragmentos muy vesiculados (morfología acicular). En la base presenta balísticos de unos 20 cm de eje principal.

Observamos rápidamente este afloramiento solo para comprobar la presencia de las escorias bajo el Talpetate II o superior.

## DF-73 Borde del cráter del Boquerón. Sector SE (punto 1)

Espesor	Acumulado	Descripción
	225	
10	215	Suelo actual.
105	110	<b>Talpetate I o inferior (Tpl).</b> Paquete superior-oleadas secas. Niveles de ceniza fina de milimétricos a centimétricos, muy soldados (casi masivos) con niveles intercalados de lapilli acrecional, y niveles de cenizas sin consolidar.
20	90	Depósito de caída escoriáceo, de color gris, granocreciente. Bastante soldado en la mitad inferior y suelto en la mitad superior. Pm= 2,5-3 cm. Tiene líticos grises masivos y oxidados-rojos. Vesiculación redondeada y pequeña.
90	0	<b>Talpetate I o inferior (Tpl).</b> Paquete basal, dividido en secuencias con laminación planar, inician con un nivel de caída y continúan con niveles de ceniza muy fina soldada. No observamos el contacto inferior. En otras localidades la base de este paquete presenta oleadas húmedas, con ceniza muy fina, con coloraciones moradas-rojizas (alteración sin-deposicional).
		? <b>Depósito de caída escoriáceo</b> , de color negro. Lapilli negro, de tamaño centimétrico hasta 4 cm, irregular, con vesiculación abundante redondeada. Material muy liviano

### Detalle Talpetate I (paquete superior)

Espesor	Descripción
34	Alternancia de niveles de ceniza fina, con niveles de lapilli acrecional
13	Nivel de ceniza fina de color gris-ocre, altamente arcillosa (oleada húmeda)
33	Alternancia de niveles de ceniza fina gris oscuro y niveles de ceniza ocre. Laminación planar y cruzada de bajo ángulo.
17	Nivel de ceniza fina de color gris-ocre, altamente arcillosa (oleada húmeda)
24	Alternancia de cenizas finas y gruesas. A un tercio de la base se observa un nivel de pómez oxidado.
20	Nivel de ceniza fina de color gris-ocre, altamente arcillosa (oleada húmeda)

## DF-74 Borde del cráter del Boquerón. Sector W

Espesor	Acumulado	Descripción
	172	
10	162	Suelo actual
83	79	<b>Talpetate I o inferior (Tpi)</b> . Paquete superior-oleadas secas en la base y húmedas en el techo. Inicia con una alternancia de niveles de ceniza muy fina y compacta con laminación planar (2 niveles) y niveles de ceniza fina color gris claro y suelta (2 niveles). Por encima se observan 3 paquetes de ceniza fina muy compacta (casi masiva). Inferior (18 cm) de color ocre y ceniza arcillosa (húmeda). Intermedio (35 cm) nivel muy compacto y superior (30 cm) niveles de ceniza gris-ocre, altamente arcillosas, compactas (húmedas).
10	69	Depósito de caída escoriáceo, de color gris, fragmentos vesiculados de tamaño centimétrico.
36	33	<b>Talpetate I o inferior (Tpi)</b> . Paquete basal, alternancia de niveles de ceniza muy fina compacta con laminación planar (2 niveles de 14 cm) y un nivel central de ceniza fina suelta (caída) con bandeado granocreciente (8 cm).
13	20	<b>Depósito de caída</b> , ceniza fina, bandeada granocreciente
20	0	? <b>Depósito de caída escoriáceo</b> , de color negro. Lapilli negro, de tamaño centimétrico pero con algunos bloques más grandes, morfología irregular, con vesiculación abundante (tomamos muestra). Contiene algunos líticos, poco abundantes, de color rojizo (Pm=5cm, Lm=3cm)

DF-76/DF-78

Calle subida al Boquerón, pasada la entrada de Cerro La Hoya

Espesor	Acumulado	Descripción
	380	
10	370	Suelo Actual
10	360	Depósito de ceniza fina compacta color gris (Talpetate ???).
30	330	Deposito de caída con fragmentos muy vesiculados y cenizas finas. Nivel de bombas en el centro del depósito, con algunos líticos. de ceniza fina lamiada color gris
80	250	<b>Talpetate 1.</b> En ocasiones alcanza la potencia de 1 metro. Depósito de ceniza gris muy fina y consolidada, plástica hacia la base. Presenta bandado multicolor.
20	230	Suelo café-oscuro
50	180	TBJ. Removilizado, no se observa el nivel AB
50	130	Suelo café-oscuro, no aparece en el afloramiento DF-76 donde el depósito subyacente está directamente en contacto con TBJ
130	0	Depósito piroclástico de caída granocreciente con nivel central de bloques y bombas. La parte basal es de cenizas muy finas a finas y el tamaño de fragmentos aumenta hacia el techo del depósito (se toma muestra). La mitad inferior es más escoriacea, vesiculada y oscura (negra). La mitad inferior contiene piroclastos menos vesiculados, angulosos y con abundantes líticos oxidados.
100	-130	Lavas gris-oscuro (DF-125 y DF-128) (Pueden ser la misma que DF-126 Y DF-127)
	-230	

Esesor	Acumulado	Descripción
	210	
10	200	Suelo actual
200	0	TBJ Unidad AB (5 cm., Pm= 3cm, Lm=2cm).
20	-200	Suelo café muy oscuro, tierra negra.
15	-220	Oleadas piroclásticas, parte distal. Atribuidas al Plan de La Laguna. Aparece solamente en el extremo oriental (Este) del afloramiento, no en el talud principal.
76	-235	Depósito de ceniza fina, de color café oscuro. Posible flujo piroclástico. En su parte basal tiene lapilli muy alterado centimétrico del nivel subyacente, así como fragmentos líticos, entre ellos de Talpetate
90	-311	Depósito de caída color gris oscuro-morado, lapilli muy vesiculado y liviano, algunos como fragmentos de bombas, sin líticos (Pm=6cm). Se observan 3 subunidades: la inferior granocreciente, la intermedia es un nivel de bombas de pequeño tamaño (12-13cm) con estructura de corteza de pan, alteradas a colores morados hacia el exterior y la superior es una unidad granodecreciente, mal sorteado, con abundante material fino (café-anaranjado) entre los clastos en
66	-401	Suelo café anaranjado, textura arenosa, poca arcilla, con fragmentos de pomez milimétricos. Tiene aspecto de un suelo de una Tierra Blanca pero no se encuentra el depósito.
38	-467	Depósito de oleada piroclástica irregular y discontinuo. Vetas de cenizas finas grises endurecidas con algunas bandas oxidadas. La capa más superior, también discontinua, tiene lapilli de pequeño tamaño redondeado (lapilli acrecional) caída alterado, matriz café-anarnjado arcillosa, algunos
187	-505	Depósito de flujo piroclástico. Matriz de cenizas finas a medias, de color café café oscuro con fragmentos centimétricos (7-8cm) de líticos de roca masiva y fragmentos de cenizas finas endurecidas
35	-692	Suelo café oscuro con abundante lapilli de nivel inferior
54	-727	Depósito de caída freatomagmático de color negro (lapilli centimétrico subanguloso no vesiculados) (Pm=4-5cm), con líticos abundantes (2 familias negros y rojizos), algunos de gran tamaño (Lm=6cm), mal sorteado. Algunos fragmentos presentan magma-mingling. Se muestreó el depósito. Se observan 3 subunidades: inferior (17 cm), coloración gris más claro que unidades superiores, fragmentos con vesiculación de pequeño tamaño y redondeada Pm=2-3cm, Lm=2cm, nivel más pumítico que los superiores, líticos menos abundantes y de menor tamaño, intermedia (4 cm hasta 6 cm), depósito de caída freático con fragmentos de lapilli muy pequeño, presenta bandeado con niveles de fragmentos más finos, contiene abundantes líticos, superior (24 cm) fragmentos de mayor granulometría aunque decrece hacia el techo, intercalados varios niveles de bombas (juveniles, con corteza de pan con magma-mingling) y bloques (líticos), tiene cristales en su parte más inferior. DEPOSITO PARECIDO A G1 (G2?), pero el depósito subyacente no parece TB4
45	-781	Depósito de lapilli escoriáceo alterado. Los fragmentos presentan aureolas de alteración y los fragmentos líticos centimétricos (Lm=5-6cm), especialmente en los 20 cm de la parte superior. Matriz arenosa, suelo café anaranjado, con poco contenido de arcilla. En la base el nivel de caída es más sano pero discontinuo.
240	-826	Depósito de flujo piroclástico. Suelo café anaranjado, textura arenoso con mediano contenido de arcilla. En la parte basal (20-30 cm) integra fragmentos de pómez bastante bien conservados. Contienen también clastos de roca masiva, algunos bien rodados. Se encuentra sobre depósito de TB (TB3 O TB4???)
57	-1066	Depósito de caída de pómez blanca, muy fino y suelto. Parece +TB3 que TB4 (????)
40	-1123	Depósito de oleada piroclástica discontinuo, niveles de cenizas soldadas, presenta bandeado con algunos niveles de oxidación.
100	-1163	Parte superior de suelo café anaranjado, cruzado por un dique de cenizas blancas-ocre (TBJ). No se observa la base.
	-1263	

**DF-80 Calle Diego de Holguín (entrada por zona oeste Montesión)**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	395	
10	385	Suelo Actual
50	335	TBJ. Nivel AB tiene una potencia de 6 cm.
16	319	Suelo café-oscuro, rojizo, poco potente
44	275	Depósito de ceniza fina endurecida de color ocre-gris. El nivel basal tiene lapilli acrecional y es también muy duro. Tiene consistencia de Talpetate, podría tratarse de un depósito de surge
75	200	Suelo café oscuro, rojizo, con alto contenido de arcilla. Tiene fragmentos de Talpetate
>200	0	Depósito de escorias rojas, fragmentos tamaño bloque y lapilli, irregulares y rugosos, coloración intensa.



**DF-81 Calle Diego de Holguín (entrada a la calle de acceso al Boquerón)**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	1117	
10	1107	Suelo Actual
50	1057	TBJ. Nivel AB tiene una potencia de 6 cm.
16	1041	Suelo café-oscuro, rojizo, poco potente
30	1011	Depósito de ceniza fina endurecida de color ocre-gris. El nivel basal tiene lapilli acrecional y es también muy duro. Tiene consistencia de Talpetate, podría tratarse de un depósito de surge
20	991	Suelo café oscuro
40	951	Depósito de flujo piroclástico o oleada piroclástica con niveles de ceniza y pómez de color claro compactado y endurecido. Depósito similar a El Cambio. Toba de pómez (Pan de pómez)
106	845	Colada piroclástica. Clastos milimétricos de diversa tipología. Matriz abundante de color anaranjado
44	801	Depósito de caída escoriáceo con clastos semiangulosos y líticos abundantes de pequeño tamaño. La parte basal tiene 8 centímetros y el resto es una alternancia de niveles de caída de lapilli suelto con otros de lapilli soldado (6 cm cada uno aproximadamente). Posible depósito de G1 <sub>0</sub>
31	770	Depósito de ceniza ocre-gris, endurecido y compacto. Depósito de oleada piroclástica.
70	700	Depósito de caída escoriáceo, color gris-negro. Tiene líticos de varios tipos, especialmente de color rojo. Clastos semi angulos, poca vesiculación. Posible depósito de G1 <sub>1</sub>
500	200	Lava de color gris azulado, basáltico-andesítica. DF-121. Disyunción planar en la base y en el techo. Disyunción masiva en el centro
>200	0	Niveles de escoria roja. Clastos de tamaño lapilli y bloques, irregulares y vesiculados.

**DF-82 Calle de Lourdes al Cantón Jabalí (calle de tierra pasado Lourdes)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	620	
60	560	Suelo Actual
160	400	Talpetate I. Depósito de cenizas endurecidas, laminado. En la base bandeado multicolor con niveles de oxidación y más plástico.
25	375	Suelo café-gris con abundante pómez en la base. Forma parte de TBJ.
35	340	TBJ. Se aprecia el nivel AB. Tiene surcos en la base tiene una potencia de 6 cm.
185	155	?? Nivel de alteración de un depósito piroclástico??? Puede ser un nuevo nivel de régimen fluvial. Lentes de granulometrías gruesas con algunos bolos decimétricos en la base, discontinuos. El resto del nivel es arenoso-arcilloso de color café-anaranjado.
35	120	Suelo depósitos aluviales. Arcillosos. Paro en el régimen fluvial
120	0	Depósitos aluviales (flujo de agua). Lentes de arenas y gravas intercaladas en niveles de arcillas. Se observan algunos bolos de tamaños decimétricos. Estratificación cruzada. Sin consolidar.

**DF-83 Calle de Lourdes al Cantón Jabalí**  
(sector noreste del cráter Jabalinón)

Espesor	Acumulado	Descripción
	215	
15	200	Suelo Actual*
150	50	<p>Nivel superior. Bandeado de niveles con lapilli centimétrico y niveles con lapilli milimétrico y cenizas freatomagmático. Los fragmentos no presentan vesiculación, son más bien redondeados y masivos. Presenta líticos de tipo Tlalpetate, andesitas y algunos oxidados. Los niveles tiene potencias entre 3-4 hasta 10 centímetros. La granulometría en los niveles de mayor espesor (10 cm.) es granodecreciente. En las unidades con bandeo de menor granulometría los niveles son granocrecientes.</p>
50	0	<p>Nivel inferior. Depósito de lapilli y escorias. No presenta bandeo. En el techo se encuentra un nivel de líticos decimétricos, que son de tipo Talpetate.</p>

\*Se encuentra por **debajo del TALPETATE I**. Espesores estimados

**DF-84 Calle de Lourdes al Cantón Jabalí**  
(Llegando al manantial El Jabalí)

Espesor	Acumulado	Descripción
15	325	310 Suelo Actual
210	100	TALPETATE. Depósito de cenizas endurecidas, laminado. En la base presenta el bandeado multicolor con niveles de oxidación y más plástico.
20	80	Depósito de caída. Lapilli negro, escoriáceo, vesiculado. El depósito está alterado, con suelo mezclado de color café
80	0	Depósitos de lahar. Matriz arcillosa con fragmentos semiredondeados de diversos tamaños, algunos decimétricos. No observamos la base aluviales (flujo de agua). Lentes de arenas y gravas intercaladas en niveles de arcillas. Se observan algunos bolos de tamaños decimétricos. Estratificación cruzada. Sin consolidar.

**DF-85 Calle de Lourdes al Cantón Jabalí (Pasando Finca El Jabalí, dando la vuelta al cerro)**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	275	
15	260	Suelo Actual
160	100	TALPETATE I. Depósito de cenizas endurecidas, laminado. No se observa muy bien el bandeo multicolor en la base, pero si presenta restos fósiles vegetales (ramitas, hojas pequeñas, troquitos).
30	70	Depósito de caída. Lapilli negro, escoriáceo, muy vesiculado, de tamaño centimétrico.
20	50	Suelo ocre-café claro, sobre la TBJ
50	0	TBJ. No observamos la base, niveles retrabajados

## DF-86 Subida Cerro Jabalí, casi llegando a la cima

Espesor	Acumulado	Descripción
	345	
15	330	Suelo Actual
300		TALPETATE I. Depósito de surge en paquetes. Algunos paquetes presentan laminado de cenizas endurecidas, muy compactas y otras más friables con lapilli acrecional. En la base se observan 30 impremtas fósiles (ramitas, tronquitos y hojas). No se observa muy bien el bandeado multicolor en la base, pero sí presenta restos fósiles vegetales (ramitas, hojas pequeñas, tronquitos). También presenta el bandeado multicolor, con niveles de oxidación y otros más morados.
30	0	Suelo café medianamente arcilloso

**DF-87 Calle de Lourdes al Cantón Jabalí**

Ladera NE del Boquerón en el collado con el Cerro Jabalí

Espesor	Acumulado	Descripción
	690	
10	680	Suelo Actual
350	330	<b>Talpetate I.</b> Depósito muy potente con el laminado multicolor en la parte basal. C1
20	310	Suelo café oscuro
80	230	Depósito de ceniza pumítica retrabajado. El aspecto del material es Tierra Blanca Joven. Su potencia varía entre los 40 y 80 cm.
30	200	Paleosuelo muy arcilloso, integra material retrabajado de la Tierra Blanca subyacente
50	150	TBJ, relativamente sana
150	0	Paleosuelo café oscuro, con alto contenido de arcilla. Por su potencia podría tratarse de un depósito de flujo muy alterado.
50	-150	Depósito piroclástico de caída escoriáceo, de color negro. Fragmentos con abundante vesiculación. La mitad superior del depósito parece más alterado, con colores rojizos y presenta líticos, aunque no son muy abundantes.
	-200	

**DF-88 Calle de Lourdes al Cantón Jabalí-Calle hacia las Granadillas**

Ladera NE del Boquerón. (bajada al cráter de explosión desde San Juan Los Planes)

Espesor	Acumulado	Descripción
	385	
15	370	Suelo Actual
250	120	TALPETATE. Depósito de cenizas endurecidas, laminado. No se observa muy bien el bandeo multicolor en la base, pero si presenta restos fósiles vegetales (ramitas, hojas pequeñas, troquitos).
40	80	Depósito de caída. Lapilli negro, escoriáceo, muy vesiculado, de tamaño más grande que en afloramientos anteriores. No presenta líticos.
10	70	Paleosuelo café oscuro
30	40	Suelo ocre-café claro, con material de TBJ retrabajado
40	0	TBJ. No observamos la base.



## DF-89 Caserío Granadillas

Pasado el Caserío Granadillas y el afloramiento principal

Espesor	Acumulado	Descripción
	400	
60	340	Suelo Actual.
15	325	<b>Talpetate Superior.</b> Depósito de cenizas finas muy compacto.
10	315	Depósito de caída escoriáceo, de color negro, muy vesiculado
25	290	Suelo café oscuro.
170	120	Talpetate inferior o principal. Depósito de oleada piroclástica, cenizas finas muy compactas, niveles con laminación planar y cruzada.
70	50	Depósito de caída, escorias negras, con fragmentos decimétricos en la base.
50	0	Suelo del techo de la tierra blanca joven, integra fragmentos de pómez.

## DF-90 Caserío Granadillas

Pasado el Caserío Granadillas y el afloramiento principal (200 m. abajo de DF-89)

Espesor	Acumulado	Descripción
	275	
10	265	Suelo Actual
60	205	Talpetate inferior o principal. Depósito de oleada piroclástica, cenizas finas muy compactas, niveles con laminación planar y cruzada.
65	140	Depósito de caída, escoriáceo, de color negro, muy vesiculado. Granodecreciente. El nivel basal continen fragmentos vesiculados mayores a 6 cm.
10	130	Paleosuelo café oscuro
130	0	TBJ. La parte superior aparece retrabajada. No hallamos la base

## DF-91 /92 Carretera de Apopa a Mariona

DF-91 (Finca El Tablote), DF-92 (3-4 km en dirección Mariona)

Espesor	Acumulado	Descripción
	520	
130	390	TBJ. Se observa el nivel AB (~ 5 cm).
50	340	Depósito de flujo piroclástico de color café oscuro muy consolidado. La matriz es arenosa. Clastos milimétricos hasta centimétricos de varios tipos (lavas andesíticas, talpetate, cristales y pómez). En la parte superior hay un nivel de 4 cm. De ceniza muy fina laminada y endurecida (surge?)
45	295	Suelo café, medianamente arcilloso, procedente de la alteración del depósito subyacente. La parte de suelo son los 20 centímetros superiores.
120	175	Depósito de caída pumítico de color ocre-gris. La mayor parte de clastos se presentan alterados y presentan magma-mingling y son livianos. Granodecreciente. La mitad inferior tiene líticos redondeados densos negros alterados por oxidación (rojizos). La mitad superior presenta mucha alteración que puede ser debida a circulación de agua. Parece G2 por ser un único depósito de caída y granodecreciente.
75	100	Flujo piroclástico anaranjado con pómez y escorias. Podría tratarse de TB2?
<b>Carretera</b>		
50	50	Depósito de caída de G1, negro-gris oscuro
50	0	Depósito de caída de TB4. No observamos la base, solo el suelo anaranjado de la parte superior

## DF-93 Carretera de Apopa a Mariona

Frente al Penal Mariona

Esesor	Acumulado	Descripción
	185	
100	85	TBJ. Se observa el nivel AB que tiene ~ 5 centímetros. El depósito es muy potente.
25	60	Depósito de flujo piroclástico de color café oscuro muy consolidado (toba café). La matriz es arenosa. Clastos milimétricos hasta centimétricos de varis tipos (lavas andesíticas, talpetate, cristales y pómez).
15	45	Depósito de oleada piroclástica de color ocre-rosado. Cenizas finas consolidadas, también contiene pómez. Presenta laminaciones oxidadas en la base y en el techo.
26	19	Depósito de caída gris-ocre. Mitad inferior más pumítica, contiene ramitas. La mitad superior es más escoriacea, con lapilli redondeado y con vesiculación pequeña, contiene líficos rojos y redondeados. Nivel granodecreciente.
4	15	Depósito de ceniza gris de muy fina a fina consolidado. Posible depósito de surge.
15	0	Depósito de caída escoriaceo. El nivel superior aparece alterado por surge.

## DF-94 Obra en la calle de Redondel Masferrer a Colonia El Carmen

Espesor	Acumulado	Descripción
	773	
200	573	TBJ. Potencia estimada, se observa el nivel AB, pero no podemos tocarlo. La base es ligeramente ondulada.
250	323	Depósito de flujo piroclástico muy potente de color anaranjado. Fragmentos líticos de varios tipos. No se describió en detalle. Potencia estimada.
22	301	Alternancia de depósitos de caída y oleadas piroclásticas (niveles de ceniza fina a muy fina consolidados). Nivel basal de 12 cm de caída, con fragmentos subangulosos de color oscuro. Tiene Lm=3-4 cm, negros y rojos. Le sigue un nivel de oleada de 3 cm. Un pequeño nivel de caída de 2 cm y finalmente una oleada de 2 cm, con un nivel de oxidación en la parte superior en contacto con el flujo suprayacente.
63	238	Depósito de oleada piroclástica de color ocre. Alternancia de ceniza fina a muy fina soldada con niveles de fragmentos de caída con lailli acrecional. El nivel central tiene Lm=4-5 cm.
113	125	Depósito de caída de color gris oscuro negro con fragmentos densos, subangulosos, con vesiculación pequeña y mal sorteado. Tiene líticos negros y rojos. Es granodecreciente. Cerca de la base (a 14 cm) tiene un nivel de bloques. Parece G <sub>1</sub> , Pm=9cm. Se asienta sobre el relieve previo ondulado.
5	120	Nivel de oleada piroclástica basal, muy compacta, cenizas finas de color gris.
20	100	Suelo café anaranjado sobre la lava. Tomamos muestra del suelo que contiene pequeñas motas de carbón.
>100	0	Lava andesítica de color gris, tiene pequeños cristales de color blanco (plagioclasas) (DF-131).

---

**DF-95 Obras Diego de Holguín, conexión Chiultipán**

---

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	818	
400	418	TBJ. Potencia estimada. Se observan todas las unidades. El nivel D presenta lapilli acrecional de tamaño centimétrico. La base es ondulada, pues se adapta sobre un suelo preexistente con surcos.
28	390	Suelo café-negro (tierra negra), sobre el que se labraron surcos. Este suelo proviene de la alteración del flujo subyacente.
54	336	Flujo piroclástico con matriz color café, incluye fragmentos líticos y juveniles negros vesiculados. (1)
33	303	Depósito de caída escoriáceo negro, vesiculado, con fragmentos de vidrio. Es un nivel discontinuo en forma de lentes. En la base tiene un nivel de oleada piroclástica de 3 cm, de ceniza muy fina compacta. La base es ondulada, el depósito rellena surcos preexistentes en los niveles subyacentes, recubiertos por la oleada.
50	253	Flujo piroclástico con matriz color café, incluye fragmentos líticos (fragmentos de cenizas endurecidas) y juveniles negros vesiculados (2). 1 y 2 parecen continuos donde no se observan los lentes de caída.
20	233	Suelo café anaranjado, carbonoso. Tomamos muestra
20	213	Nivel de oleada piroclástica, presenta diferentes niveles de cenizas finas y lapilli.
103	110	Depósito de caída gris-oscuro negro, con fragmentos semiangulosos y abundantes líticos negros y rojos. Podría ser G1 <sub>1</sub> , igual que hemos observado en DF-94 en la base tiene un nivel de oleada piroclástica de ceniza gris de fina a muy fina consolidada.
10	100	Suelo café proveniente de la alteración de la lava basáltica
>100	0	Lava basáltica de color gris oscuro, negro, muy densa, afanítica. Su nivel superior es escoriáceo (DF-132).

---

**DF-96 Picacho: Entrada a la Finca Sta. Isabel en dirección a la cima de El Picacho**  
(a la derecha en dirección Quezaltepeque, antes del desvío a San Juan Los Planes)

Espesor	Acumulado	Descripción
	90	
90		TBJ. Potencia estimada. Se observan todas las unidades. El nivel D presenta lapilli 0 acrecional de tamaño centimétrico. La base es ondulada, pues se adapta sobre un suelo preexistente con surcos.
15	-90	G2. Depósito piroclástico de caída, pumítico, con fragmentos vesiculados y oxidados. Tiene presencia de líticos negros.
50	-105	Flujo piroclástico
50	-155	Flujo piroclástico
20	-205	Oleada piroclástica
25	-225	Oleada piroclástica. Textura arcillosa y con niveles rojizos de oxidación.
	-250	
<p>La descripción en el campo es muy somera y faltan muchos datos.  El depósito descrito como posible G2 está muy alterado y es difícil de reconocer  Las potencias de los Flujos y la oleada más superior no son exactos</p>		

**DF-97 Picacho: Entrada a la Finca Sta. Isabel en dirección a la cima de El Picacho**  
(a la derecha en dirección Quezaltepeque, antes del desvío a San Juan Los Planes)

Espesor	Acumulado	Descripción
	50	
50	0	TBJ. Potencia estimada. Este nivel está retrabajado y no se distinguen con claridad ninguno de los niveles que lo conforman.
10	-50	Suelo café oscuro
30	-60	Flujo piroclástico con oleada piroclástica en su interior, matriz color café oscuro.
20	-90	BOQ1. Depósito escoriáceo de caída, con fragmentos vesiculados (Pm=3-4cm), algunos oxidados y con muy pocos líticos.
15	-110	Suelo café oscuro
100	-125	G1. Depósito de caída de color gris-negro, con fragmentos juveniles poco vesiculados y con presencia de líticos negros y rojos, estos últimos más abundantes. Está al nivel de la calle y se observa que se asienta sobre terreno ondulado, aunque no se puede ver su base muy claramente. .
	-225	



**DF-98 Picacho: Entrada a la Finca Sta. Isabel en dirección a la cima de El Picacho**  
(a la derecha en dirección Quezaltepeque, antes del desvío a San Juan Los Planes)

Esesor	Acumulado	Descripción
?	314	TBJ está en el techo de la serie
5	309	G <sub>10</sub> . Depósito de caída de color gris-negro, superior. No observamos el techo
64	245	Oleada piroclástica con estratificación planar y cruzada. Cenizas grises y ocre compactas.
47	198	G <sub>11</sub> . Depósito de caída de color gris-negro, principal. Tiene presencia de líticos negros y rojos
6	192	Oleada piroclástica. Ceniza compacta de color gris-ocre.
4	188	G <sub>12</sub> . Depósito de caída de color gris-negro.
3	185	Oleada piroclástica. Ceniza compacta de color gris-ocre.
5	180	G <sub>13</sub> . Depósito de caída de color gris-negro.
3	177	Oleada piroclástica. Ceniza compacta de color gris-ocre.
132	45	Flujo piroclástico con matriz café oscura-arcillosa
45	0	TB4. Incluye su suelo de color anaranjado.
30	-45	Flujo piroclástico. No vemos la base

**DF-99 Carretera Comalapa: predio en obras, al lado derecho de Conducal**  
(antes del desvío a Sto. Tomás)

Espesor	Acumulado	Descripción
	1270	
200	1070	TBJ. Potencia estimada. Se distinguen los niveles AB y también claramente el E.
9	1061	Suelo café oscuro, alteración del flujo subyacente, muy compacto
43	1018	Flujo piroclástico con matriz color café rojiza, muy consolidado, con abundante pómez de color ocre (Pm=2cm).
100	918	G2. Depósito de caída alterado-meteorizado, sin estructura, muy mal clasificado, con granulometría de fina a intermedia y con "matriz" de fina a muy fina. En la parte basal está suelto y es de color más gris, en el tercio superior está más compactado por acción del PF sobreyacente y está más meteorizado (oxidado). con fragmentos vesiculados (Pm=3-4cm), algunos oxidados y con muy pocos líticos.
20	898	Suelo café.
198	700	TB2. Depósito de caída de color claro amarillento.
100	600	TB3. Flujos piroclásticos. Potencia estimada.
600	0	TB4. Incluye su suelo de color anaranjado. Potencia estimada, no tocamos la base.

**DF-200 Hogar del Niño**

(Frente al portón de la Residencial Arcos de San Jacinto, C/ Rafael Belloso)

Espesor	Acumulado	Descripción
	1175	
10	1165	Suelo
375	790	TBJ
115	675	TB2
<b>Río</b>		
165	510	TB3. Lo observamos pero no pudimos describirlo. El espesor es estimado.
20	490	Suelo café muy oscuro, alteración del flujo piroclástico subyacente
30	460	Flujo piroclástico con matriz color café oscuro, con abundantes fragmentos juveniles del depósito de caída subyacente.
120	340	G1 <sub>1</sub> . Depósito de caída de color gris-negro, principal, muy mal clasificado. Matriz fina meteorizada y alterada. En general el tercio superior del depósito está alterado y meteorizado. El tercio basal de este depósito es más pumítico. Fragmentos juveniles livianos y vesiculados (pumíticos). Líticos masivos de color negro y masivos rojizos, oxidados, menos abundantes que en los depósitos de G1 proximales. Pm=2-3cm y Lm=0.5-1cm. Tiene presencia de líticos negros y rojos.
340	0	TB4. Incluye su suelo de color anaranjado. No observamos la base.

**DF-201 Barrio Palea (Ciudad Delgado)**

Espesor	Acumulado	Descripción
	608	
101	507	TB2. Depósitos de caída
115	392	TB3. Flujos piroclásticos
20	372	Suelo café muy oscuro, alteración del flujo piroclástico subyacente
42	330	Flujo piroclástico con matriz color café oscuro, con abundantes fragmentos juveniles del depósito de caída subyacente. Tiene base erosiva, que recorta parcialmente el depósito de caída subyacente.
230	100	G1 <sub>1</sub> . Depósito de caída de color gris-negro, principal, muy mal clasificado. El tercio basal de este depósito es más pumítico (parece que en lo distal G1 es más pumítico, fragmentos livianos y que se rompen fácilmente) y presenta un bandeo (gris-ocre) que se ha observado en otros afloramientos. Matriz fina meteorizada y alterada. En general el tercio superior del depósito está alterado y meteorizado por el contacto con el PF superior. Líticos masivos de color negro y masivos rojizos, oxidados, mucho menos abundantes que los primeros. Pm=3cm y Lm=0.5-1cm (negros) y Lm=2cm (rojos).
100	0	TB4. Incluye su suelo de color anaranjado. No observamos la base

**DF-202 La Isla de Apopa**  
 (Apopa por la antigua troncal del Norte)

Espesor	Acumulado	Descripción
	580	
110	470 TBJ. Nivel AB y otros	
30	440 Suelo café muy oscuro.	
0	440 No hay flujo piroclástico	
110	330 G <sub>1</sub> . Depósito de caída color rojizo por estar altamente meteorizado, hasta dar cierto grado de compactación al depósito (cementación por óxidos de hierro). Muy mal clasificado. Los fragmentos juveniles son pómez gris-rosácea, alterada y con patinas de oxidación. Líticos masivos de color negro mayoritariamente. En general los líticos son menos abundantes que en otros depósitos de G <sub>1</sub> . Pm=2cm y Lm=1cm (negros) y Lm=2cm (rojos).	
330	TB4. Incluye su suelo de color anaranjado. El techo de TB4 es erosivo (cierta ondulación) y 0 tiene una costra de oxidación muy compacta. TB4 está recubriendo un relieve ondulado preexistente conformado por TB más antiguas.	

## DF-203      Puente sobre el río Las Cañas

En este afloramiento ya no se observa G1  
Tampoco se observan TB4, TB3 y TB2

Entre TBJ y TB5 (depósitos antiguos de Caldera de Ilopango (?)) se encuentra un **PF meteorizado que en la base tiene restos de un depósito de caída muy oxidado** (bandas)  
El PF tiene fragmentos de pómez ocre muy oxidada

## DF-204 Troncal del Norte km. 6.5 (Stream Park)

Espesor	Acumulado	Descripción
	50	
50	0	TBJ. Nivel AB y otros. Potencia estimada.
50	-50	TB2. Depósito de caída granodecreciente, que se va haciendo más fino hacia el techo hasta convertirse en suelo. Potencia estimada
50	-100	TB3. Potencia estimada
20	-150	Suelo café muy oscuro.
79	-170	Flujo piroclástico con matriz café y con fragmentos de pómez, similar a los observados en los afloramientos DF-200 y DF-201
135	-249	G1 <sub>1</sub> . Depósito de caída muy mal clasificado. No observamos la base. Los fragmentos juveniles son pumíticos de color ocre. Se observa un nivel de oxidación intermedio, costra no continua.
	-384	

Por la ubicación del afloramiento no vemos la base de G1, ni tampoco TB4, aunque posiblemente se encuentren ahí

## DF-205 Jayaque (1 km. antes del pueblo)

Espesor	Acumulado	Descripción
	373	
20	353	Suelo actual.
35	318	Oleadas piroclásticas, constituidas por ceniza fina negra compacta.
7	311	Depósito de caída con granulometría de fina a intermedia. Fragmentos escoriaceos, vesiculados, negros y alterados. Podría ser BOQ1?
25	286	Depósito de cenizas finas negras muy sueltas, con estratificación cruzada. Parecen retrabajadas por procesos aluviales o podrían tratarse de una oleada?
4	282	Depósito de caída con granulometría de fina a intermedia. Fragmentos escoriaceos, vesiculados, negros y alterados. Podría ser BOQ1?
10	272	Suelo café oscuro.
17	255	Flujo piroclástico con matriz arenosa color café. Abundantes fragmentos de pómez del depósito inferior.
4	251	G2. Depósito de caída, poco potente y discontinuo. Fragmentos pumíticos ocreos.
10	241	Suelo café oscuro
46	195	Flujo piroclástico con matriz café oscuro, alteración y con fragmentos de lapilli del depósito subyacente
15	180	G10. Depósito de caída de lapilli negro. Tiene base erosiva y se encuentra sobre un flujo piroclástico café oscuro
15	165	Flujo piroclástico con fragmentos milimétricos y centimétricos de pómez blanca-ocre y escoria negra-gris. Matriz arenosa.
25	140	Secuencia de oleadas piroclásticas con estratificación cruzada. Interestratificación de niveles muy compactos de ceniza muy fina y otros con granulometría más gruesa y menos compactos.
100	40	G11. Depósito de caída de lapilli negro-gris. La mitad inferior tiene coloración amarillenta ya que está alterado por circulación de agua. Tiene líticos.
40		Flujo piroclástico color café, con fragmentos de pómez oxidada (blancos-ocres) 0 milimétricos y con matriz medianamente arcillosa. Es el mismo flujo que el descrito en el nivel basal.
25	-40	Niveles de oleadas piroclásticas intercaladas dentro del flujo
10	-65	Flujo piroclástico color café, con fragmentos de pómez oxidada (blancos-ocres) milimétricos y con matriz medianamente arcillosa. No observamos la base.
	-75	



## DF-206 Jayaque II (Parte alta del pueblo)

Espesor	Acumulado	Descripción
	351	
20	331	Suelo actual.
55	276	Flujo piroclástico con matriz arenosa. Abundantes fragmentos de pómez del depósito inferior y de color gris (oleadas piroclásticas) de hasta 1 cm. Nivel muestreado en DF-205
10	266	Suelo café oscuro
39	227	G2. Depósito de caída con fragmentos pumíticos. Líticos rojos y negros más pequeños y menos abundantes que en G1. Pm=1,2 cm; Lm=3mm (negros) y Lm=1mm (rojos). Presenta un nivel de oxidación (fina costra) cerca de la base.
10	217	Suelo café oscuro
4	213	Oleada piroclástica, nivel poco potente de cenizas finas, muy compacto
61	152	Flujo piroclástico con matriz café-anaranjado, matriz fina-arenosa alteración y con fragmentos de lapilli del depósito subyacente.
20	132	Oleadas piroclásticas de color gris oscuro-morado. Ceniza fina compacta, con estratificación cruzada. Alternancia de niveles de caída de pocos milímetros de potencia y cenizas finas muy compactas con lapilli acrecional. También se observa de esta manera en DF-205.
5	127	G1 <sub>o</sub> . Depósito de caída de lapilli negro. Tiene base erosiva y se encuentra insertado en el cuarto superior del depósito de cenizas subyacente. (Pm=1,5cm, Lm=0.5 (rojos) y Lm=0.1 (negros).
26	101	Depósito de cenizas finas, muy sueltas, con estratíf. Planar y cruzada en la base. Puede ser retrabajamiento fluvial o parte del paquete de oleadas piroclásticas. En el techo parecen más endurecidas.
6	95	Flujo piroclástico café anaranjado con base y techo erosivos, presenta frag milim y centim de pómez blanca-ocre y frag. grises.
55	40	G1 <sub>1</sub> . Depósito de caída de lapilli negro-gris. Mal clasificado. Granodecreciente. La mitad inferior es más pumítica y amarillenta porque está alterada por agua. La mitad superior es con frag. Más densos (Pm=2cm). Líticos negros (Lm=1cm) y rojos (Lm=0.8) de tamaño milimétrico.
40	0	Suelo de color café anaranjado con fragemntos milimétricos blancos y grises. Podría tratarse del suelo de TB4 aunque ya no lo vemos o del suelo de un flujo piroclástico.

## DF-207 Ctra. a Jayaque (5 km. antes del Pueblo)

Se complementa con DF-208

Espesor	Acumulado	Descripción
	70	
30	40	G1. Depósito de caída mal clasificado, de granulometría media a fina (Pm=1,5-2cm). Los fragmentos juveniles son pumíticos, de color ocre, vesiculados. Líticos negros y rojos poco abundantes (Lm=0.8-1cm, los negros) y (Lm=0.3-0.5 los rojos) La fracción más fina es oscuro y se puede observar cierta estratificación o bandeo claro-oscuro.
40	0	Suelo anaranjado con fragmentos de pómez blanca. Podría tratarse del suelo de TB4 pero no vemos la base, ni el depósito sano.

**DF-208 Ctra. a Jayaque (4 km. antes del Pueblo)**

Complementa DF-207

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	440	
20	420	Dep. caída negro, poco potente. Potencia estimada.
50	370	Flujo piroclástico?. Potencia estimada.
70	300	G1. Depósito de caída gris oscuro, mal clasificado, de granulometría media a gruesa. Los fragmentos juveniles son pumíticos, de color ocre, vesiculados en la base. Líticos negros y rojos poco abundantes. No logramos muestrear el nivel.
300	0	TB4. Depósito de caída de pómez, con suelo anaranjado bien desarrollado.
340	-300	Flujo piroclástico matriz color café con fragmentos pumíticos y de lapilli escoriáceo de milimétricos a centimétricos. En la parte superior tiene un pequeño lente de un depósito de caída (20 cm) que podría ser APOPA?
25	-640	Depósito de caída escoriáceo, de color negro, con granulometría de fina a muy fina. Juveniles redondeados y poco vesiculados. Líticos negros y rojos, con un nivel central más claro que parece tener lapilli acrecional.
200	-665	Flujo piroclástico matriz color café con fragmentos milimétricos negros y grises. No estamos seguros de que tipo de depósito es y tampoco observamos la base.
	-865	

**DF-209 (a y b) Ctra. De Ciudad Arce-Sta. Rosa a San Juan Opico**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	310	
70	240	Se observa TBJ transformandose a suelo.
70	170	Flujo piroclástico con matriz café, consolidado.
120	50	G1 en DF-209 b. Depósito de caída gris oscuro, con fragmentos densos, friable (lavado, suelto), que presenta estratificación planar y cruzada. El depósito está retrabajado por procesos fluviales con mucha seguridad, ya que además presenta una morfología ondulada relleno de un canal. En DF -209a G1 tiene apenas 25 cm y parece depósito in-situ.
50	0	TB4. Suelo anaranjado de unos 15 cm.
		Flujo piroclástico con matriz arenosa de color ocre y con abundantes fragmentos de color gris. Puede tratarse de una ignimbrita de Coatepeque.

**DF-210 Ctra. De San Juan Opico a Ciudad Arce**

<b>Espesor</b>	<b>Acumulado</b>	<b>Descripción</b>
	298	
70	228	Se observa TBJ transformandose a suelo.
70	158	Paleosuelo poco descompuesto color café oscuro de 0,7 m.
158		G1 está in-situ. Fragmentos juveniles pumítics de color gris, "matriz" color café. El nivel es compacto por meteorización media, algo cohesivo. Tiene un nivel basal de 15 cm, con los fragmentos más sueltos que presentan magma mingling, del cual se tomó muestra.

## DF-211 Puente Eureka, sobre Río Las Cañas

Espesor	Acumulado	Descripción
	310	
70	240	Se observa TBJ transformandose a suelo.
70	170	Flujo piroclástico con matriz café, consolidado.
120	50	G1 en DF-209 b. Depósito de caída gris oscuro, con fragmentos densos, friable (lavado, suelto), que presenta estratificación planar y cruzada. El depósito está re TRABAJADO por procesos fluviales con mucha seguridad, ya que además presenta una morfología o
50	0	TB4. Suelo anaranjado de unos 15 cm.
		Flujo piroclástico con matriz arenosa de color ocre y con abundantes fragmentos de color gris. Puede tratarse de una ignimbrita de Coatepeque.

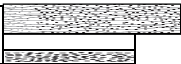

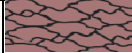

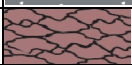

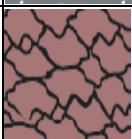








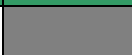
## CP-1 Calle Padres Aguilar (detrás Villas Españolas)

Espesor	Acumulado	Descripción
	770	
20	750	Suelo actual
150	600	TBJ. Se observa nivel AB basal
60	540	Flujo piroclástico, con matriz de color gris, endurecido, fragmentos de escoria grises, lapilli acrecional y cierta laminación
20	520	Depósito de caída (escoria)
30	490	Depósito de ceniza endurecida. Matriz de color gris (Surge?)
	390	Depósito de caída de color gris-negro. Suave laminación
100		
200	190	Colada de lava del Volcán de San Salvador. En bloques. Tiene un suelo café en el techo
150	40	TB4: Depósito de caída de pómez. Mal Sorteado. Gradación normal. Textura de sal y pimienta. .
40	0	Suelo café oscuro

## CP-2 Cantón Cerro Milingo. Ctra. Troncal del Norte (Nueva urbanización frente de Clinics)

Espesor	Acumulado	Descripción
	1330	
20	1310	Suelo actual
500	810	TBJ. Se presentan los niveles AB, C, D, E y F. El nivel F (ignimbrita) tiene una potencia de más de 2 metros (mitad del deposito)
150	660	TB2. Caída de pómez rica en hornblenda, mal sorteada, gradación normal y con pocos líticos (Pm=15 cm, Lm= 1 c m)
10	650	Niveles de ceniza fina pumítica, ricos en líticos
100	550	TB3. Caída de pómez y cenizas, mal sorteado, pobre en contenido de líticos (Pm=3-4cm). Matriz de ceniza gris claro. En ocasiones es flujo piroclástico. Tiene un suelo de unos 20 cm.
150	400	<b>G1Depósito de caída de color gris-negro (andesítico). Se hace más oscuro hacia el techo.</b>
100	300	Suelo café anaranjado de TB4. Está cortado por un canal de erosión con TBJ con líticos más abundantes en el techo.
300	0	TB4: Depósito de caída de pómez con hornblenda. Mal Sorteado. Gradación normal. Textura de sal y pimienta. Tiene color blanquecino con bandas de color amarillo más intenso. Los fragmentos e pomez son pequeños y elongados, con poca vesiculación (Pm=10 cm, Lm=3 cm). Tiene un nivel de cenizas finas en la base y en contacto con el depósito subyacente estan unos lentes silicificados.
10	-300	Depósito de caída escoriaceo de color negro (Depósito APOPA)
150	-310	Flujo piroclástico (ignimbrita) antigua, con vetas blancas. Tiene un paleosuelo potente de color café chocolate
	-460	

## INTERIOR DEL CRATER - SECTOR ESTE (84°E)-SUR (170°E)

msnm	m	description	columna	muestra	otros	
1800		Talpetate I (SAT; intercalación de depósitos de caída y de oleada piroclástica)				1031 d.C.
	30	Flujo de lava basáltico-andesítico, color gris, con pequeños cristales de plagioclasa		DF-109		SERIE SUPERIOR
1751	20?	Flujo de lava escoriacea, en bloques. Andesítica. Similar a DF-106		DF-108		
1724	27	Flujo de lava andesítica, color gris oscuro, con disjunción planar (lajas) y poca alteración		DF-107		
	30?	Flujo de lava escoriacea, color rojizo; con nivelles de lapilli y bloques soldados		DF-106		
	50?	Flujo de lava, andesítico, alterado, con plagioclasas abundantes. En la base tiene el depósito escoriaceo intermedio. En el contacto aparecen manantiales de agua.		DF-105		
	50?	Nivel de bloques escoriacios de gran espesor			Manantiales	N. INTERMEDIOS
	?	Depósito de deslizamiento o flujo de escombros, donde se asientan los huertos. Posiblemente en la base de este depósito se ubicó el nivel de la laguna en el pasado.				
1520	?	Depósito de caída escoriaceo de color negro			Nivel laguna? Manantiales	SERIE INFERIOR
¿?1460	60?	Flujo de lava andesítico, de color gris claro y de gran espesor. Presenta diferentes niveles con disjunción planar, bolar y cierta disjunción columnar en la parte superior		DF-120		
	15?	Depósitos de oleada piroclástica. Nivel de cenizas finas a muy finas de color gris muy claro. Nivel continuo en casi todo el perímetro del interior del cráter		s/m		
	??	Depósito de caída, lapilli y bloques escoriaceo				
1420	20	Flujo piroclástico		DF-119		
1390	30	Lava muy masiva, sana, sin alteración (presenta patinas de oxidación externas) ni vesiculación. Andesita gris oscuro con minerales elongados (plagioclasas, olivinos y hornblenda). Disjunción planar con cierto buzamiento, junto a derrumbe principal.		DF-118		
1335	55?	? Cubierto por depósitos epiclasticos (derrumbes y deslizamientos desde niveles superiores en el interior del cráter).		???		
1305	30?	Lava basal en bloques (N60E), presenta rasgos claros de alteración hidrotermal (minerales blancos y amarillos)		DF-117	Nivel laguna?	
1300		Boqueroncito / Lava Boqueroncito (DF-116) y balístico (DF-115). Lava negra, masiva, afanítica, con plagioclasa abundante y pequeños cristales de olivino (?)		DF-115 y DF-116		1917 d.C.



## **Anexo 5**

### **Correlaciones estratigráficas de afloramientos con depósitos piroclásticos del Volcán Boquerón (adicionales a las del capítulo 5)**

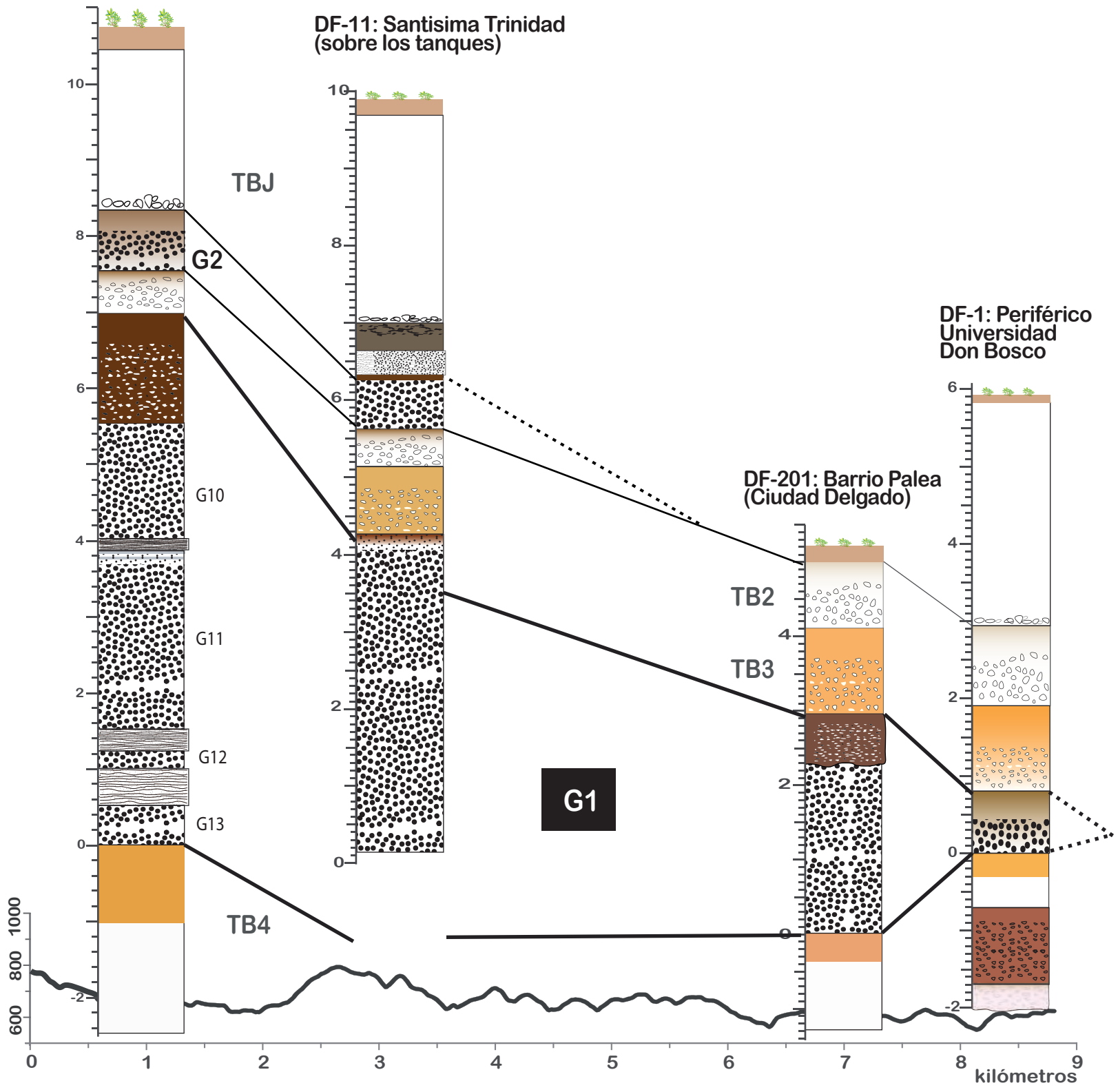


DE-10: Prolongación Bvd. Constitución

DF-11: Santísima Trinidad (sobre los tanques)

DF-1: Periférico Universidad Don Bosco

DF-201: Barrio Palea (Ciudad Delgado)



3

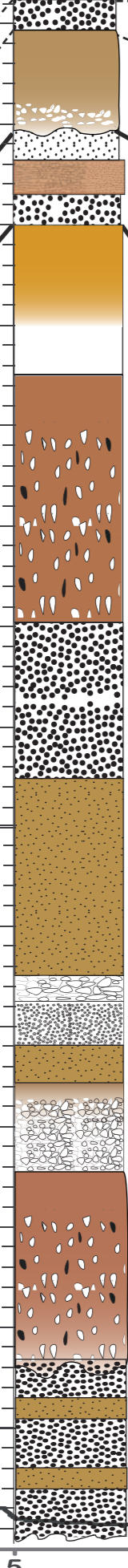
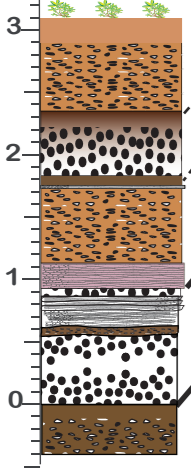
SW

NE

DF-40: Ateos  
(desvío a  
Jayaque)

DF10: Cantera  
Fovial  
(Lourdes-Colón)

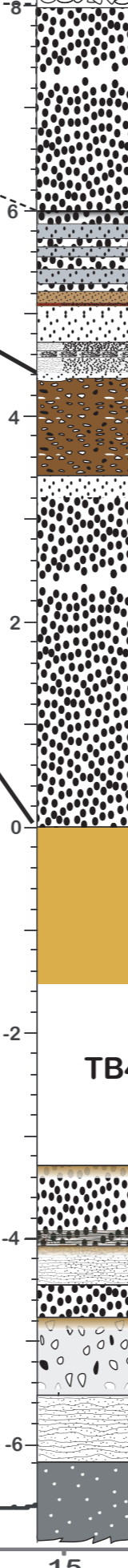
DF206:  
Jayaque II



Apopa??

Fall Congo

Fall Arce



TBJ

TB4

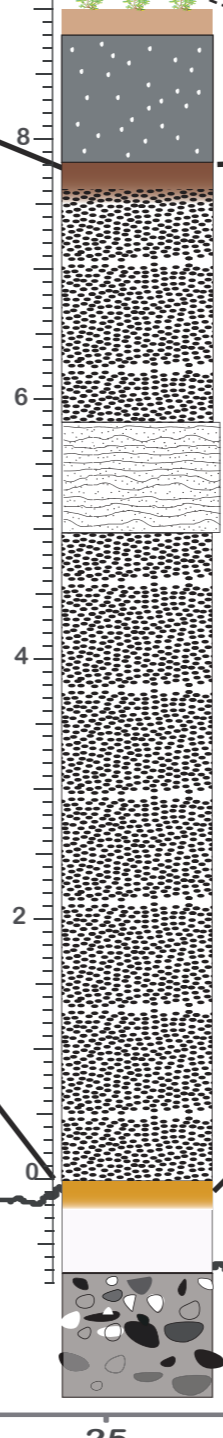
Apopa

Lavas antiguo  
VSS

G2

G1

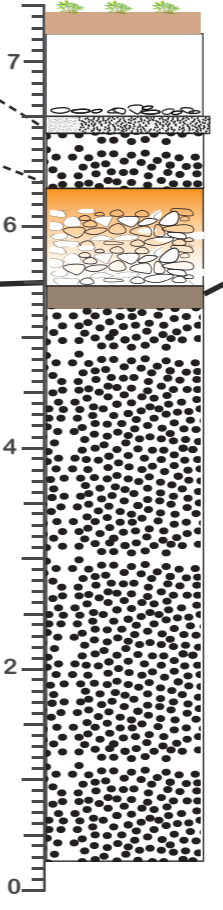
DF28-29: Cantera  
Cumbres Escalón



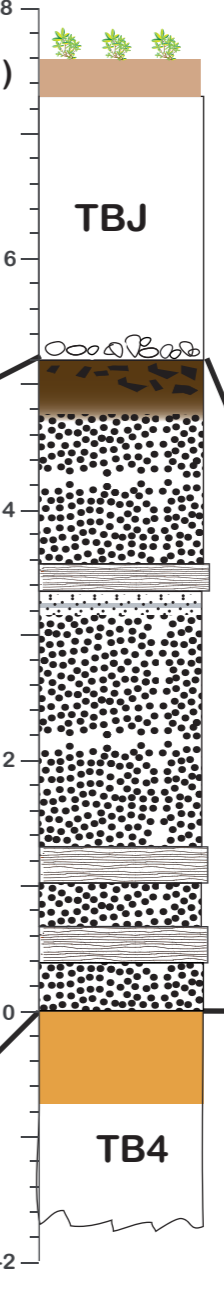
G10

G11

DF-13: Calle al  
Picacho (desde  
Colonia San Ramón)



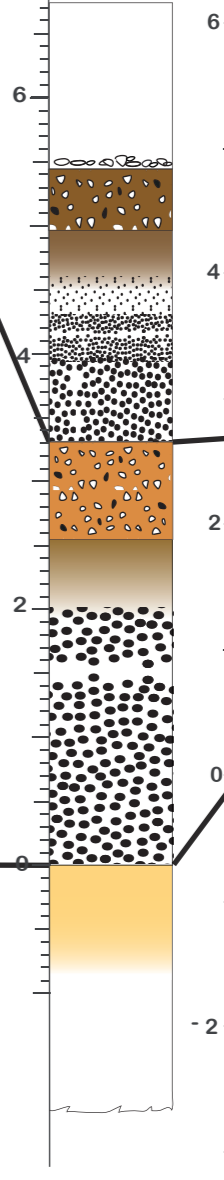
DE7: Ctra. de Apopa  
a Quezaltepeque  
(dirección Apopa)



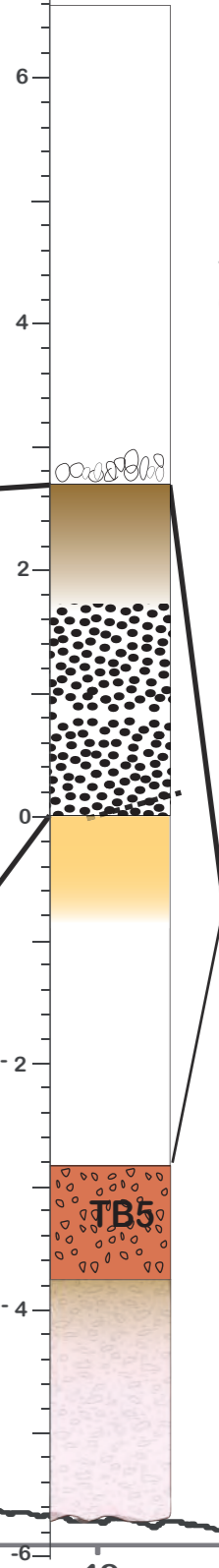
TBJ

TB4

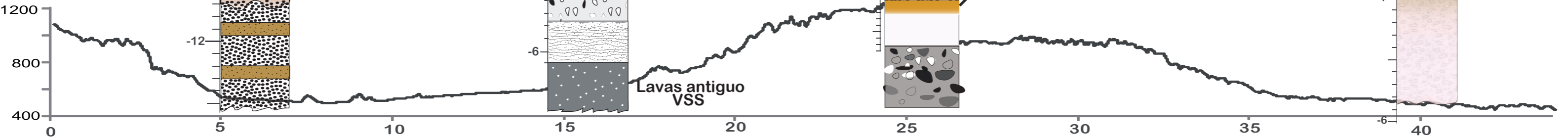
DF-91: Ctra.  
de Apopa a  
Mariona



DF3: Periférico  
Apertura por  
Apopa



DF203:  
Troncal  
del Norte







3

S\_NW

S\_SE

DF-75: Cantera Las Lajas-(Ctra. de Los Chorros)

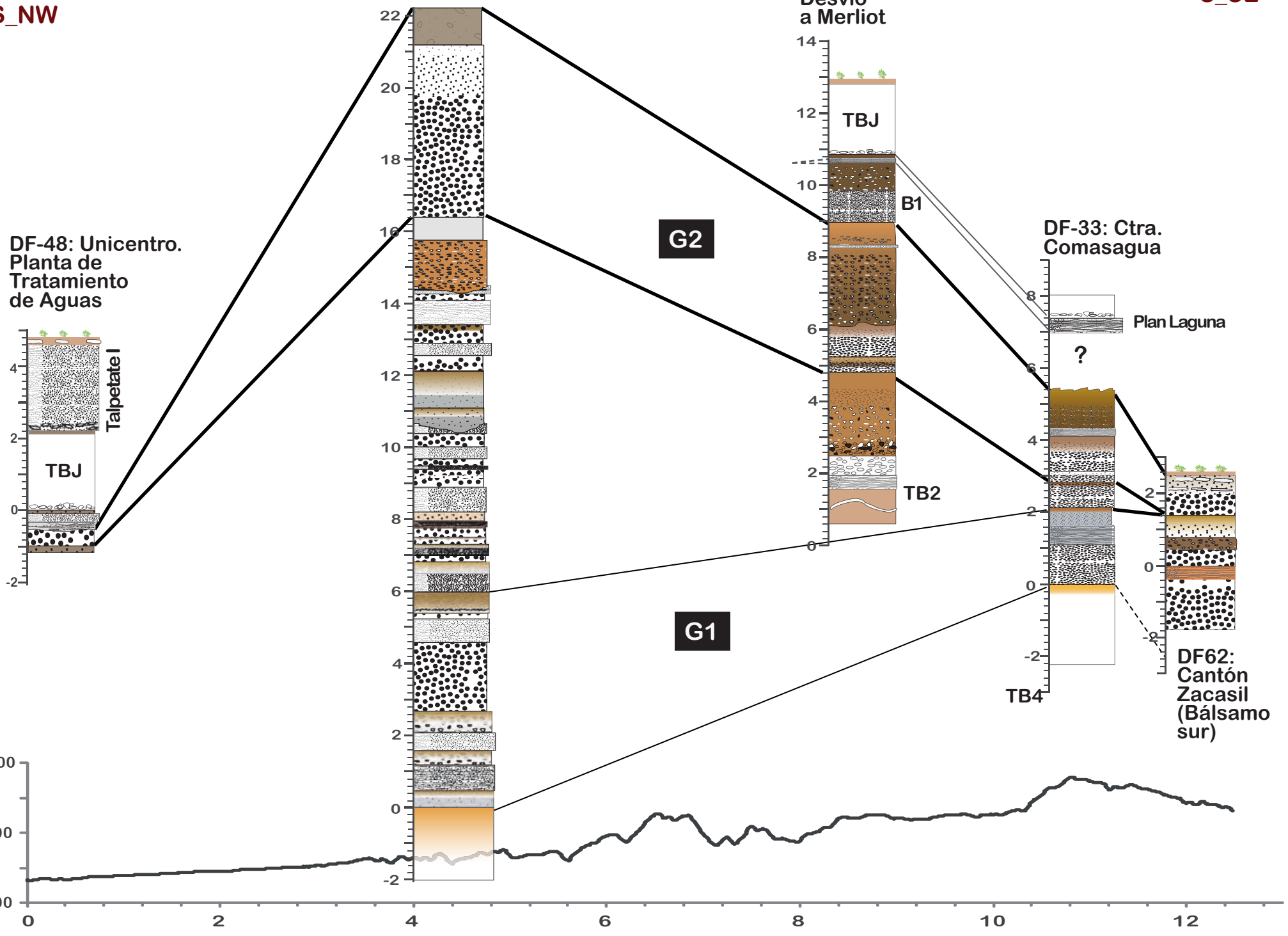
DF79: Ctra de Los Chorros-Desvío a Merliot

DF-48: Unicentro. Planta de Tratamiento de Aguas

DF-33: Ctra. Comasagua

Plan Laguna

DF62: Cantón Zacasil (Bálsamo sur)



## Anexo 6

### Leyenda de tramas y símbolos utilizada en las columnas estratigráficas





## **Anexo 7**

**Tabla 7.1: Análisis petrográficos de muestras de lavas del CVSS**

**Tabla 7.2: Análisis geoquímicos de roca total de muestras del CVSS realizados por autores previos (elementos mayores y traza)**

**Tabla 7.3: Análisis geoquímicos de roca total de muestras de flujos de lava y depósitos piroclásticos del Volcán de San Salvador y del Volcán Boquerón de esta investigación (elementos mayores y traza)**

**Tabla 7.1 Análisis petrográficos de muestras de lavas del CVSS**

Laboratorio de Sedimentología A del Instituto de Geofísica de la UNAM

Datos en % en Vol

MUESTRAS	ANTIGUO VOLCÁN DE SAN SALVADOR				VOLCAN BOQUERON - SERIE INFERIOR (SI) y SUPERIOR (SS) DEL INTERIOR DEL CRÁTER						
	DF-101	DF-102	DF-135	DF-134	DF-117	DF-118	DF-120	DF-105	DF-107	DF-108	DF-109
LOCALIDAD	Cantera Las Lajas	Cantera Lourdes-Colón	Cerro El Jabalí	Cerro El Picacho	SI-Base del cráter	SI-Parte baja del cráter	SI-Parte intermedia pared S	SS-Huertos	SS-Sobre huertos	SS- Escorias	SS-Borde del cráter
FENOCRISTALE	40	45	40	35	35	40	50	20	20	10	15
Fc Plag	32	25	32	15	20	37	30	15	19	9	12
Fc Clpx	2	8	4	10	5	2	2	<1			1
Fc Ortpx	1	10		10	3		2		tz		1
Fc Ol	<1	1			5		13	3	<1	<1	1
Oxidos	4	<1	4		2	1	3	2	1	1	<1
Vidrio											
MICROFENOC	60	55	60	65	65	60	50	80	80	90	85
Mfc Plag	27	25	54	35	40	40	30	60	60	75	40
Mfc Cpx					5	5					2
Mfc Ortpx		1									
Mfc Ol	1	1	3		5		12				1
Oxidos	12	4		5	5	1	5	5	5	5	2
Vidrio	21	25	3	25	10	14	3	15	15	10	40
Apatito		tz									
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Vesiculas			1-3	1	<1	<1	<1	1	1	10-20	1

MUESTRAS	VOLCÁN BOQUERÓN										
	LADERAS VOLCAN BOQUERON				ZONA DISTAL - CIUDAD SAN SALVADOR			ERUPCIÓN 1917		BALÍSTICOS	
	DF-104	DF-130	DF-125	DF-121	DF-136	DF-131	DF-132	DF-112	DF-115	DF-79b	DF-55b
LOCALIDAD	Ladera N	Ladera N	Ladera SE	Cerro La Hoya?	Col. Rosa <TB3	Col. Escalón <G2	Diego de Holguín <G2	Lavas 1917	Boqueroncito	G2-Los Chorros	Tpl-cráter
FENOCRISTALE	30-40	45	25	5	10	20	3	10	15	2	40
Fc Plag	25	33	18	3	7	15	2	6	10	1	30
Fc Clpx	4	8	3	0.5	2	4		3	2	0.5	
Fc Ortpx	4	2	2	0.5	1	0.5	1				
Fc Ol	5	5	1	<1				1	2		5
Oxidos	2		1	1		0.5		<1	1	0.5	5
Vidrio											
MICROFENOC	60-70	55	75	95	90	80	97	90	85	98	60
Mfc Plag	43	30	55	45	58	47	17	40	65	37	30
Mfc Cpx	6	10				3			1		
Mfc Ortpx											
Mfc Ol	1								2		10
Oxidos	1	2	2	5	2	3		5	7	1	10
Vidrio	9	10	18	45	30	27	80	45	10	60	10
Apatito				tz en ol				tz en ol	tz en ol		
Zircón				tz en otx?							
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Vesiculas		2			20		40	3-10 (max 30)		30	

**Tabla 7.2:**  
**Análisis**  
**geoquímicos de**  
**roca total de**  
**muestras del**  
**CVSS**  
**realizados por**  
**autores previos**  
**(Elementos**  
**mayores**  
**% en peso)**

Autores:  
 Fairbrothers, 1978;  
 Italtেকna-Consult,  
 1988; Sofield, 1998

Datos normalizados  
 en base anhidra

MUESTRA	EDIFICIO	UBICACIÓN	LAT	LONG	AUTOR	TIPO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeTOT	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	
<b>EDIFICIO ANTIGUO (VOLCAN SAN SALVADOR)</b>																		
S-30	VSS	El Picacho	13.74167	-89.26222	Sofield	lava	54.53	17.78	0.93	10.51	0.17	9.06	3.01	0.83	2.96	0.22	3.79	
S-31	VSS	El Picacho	13.74167	-89.26222	Sofield	lava	55.57	18.05	0.92	9.82	0.17	8.78	2.41	0.92	3.13	0.23	4.05	
S-36	VSS	Los Chorros	13.70231	-89.33775	Sofield	lava	59.48	15.71	0.8	9.18	0.17	7.22	2.85	1.26	3.15	0.17	4.41	
S-07a	VSS	Los Chorros	13.69728	-89.32789	Sofield	lava	57.81	14.08	1.11	12.03	0.23	6.08	2.19	2.23	3.83	0.4	6.06	
S-11	VSS	Los Chorros	13.68603	-89.30794	Sofield	lava	56.52	15.74	1.04	11.27	0.2	7.44	2.78	1.54	3.15	0.32	4.69	
SS1	VSS	Los Chorros	13.70231	-89.33775	MI	lava	58.14	17.14	0.82	8.10	0.18	7.24	3.11	1.31	3.80	0.16	5.10	
<b>VOLCÁN ACTIVO BOQUERÓN</b>																		
B-5	Boquerón	Interior Crater/inf	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	53.09	17.33	1.13	10.15	0.20	9.17	3.98	1.31	3.35	0.28	4.66	
B-6	Boquerón	Interior Crater/inf	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	52.96	17.07	1.02	10.08	0.19	9.68	4.51	1.26	3.05	0.18	4.30	
B-7	Boquerón	Interior Crater/inf	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	56.40	17.99	0.98	8.33	0.18	7.96	2.52	1.68	3.71	0.25	5.39	
B-8	Boquerón	Interior Crater/inf	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	56.20	18.36	0.96	8.35	0.18	7.89	2.43	1.71	3.67	0.25	5.38	
B-9	Boquerón	Interior Crater/inf	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	53.40	17.23	1.15	10.19	0.20	9.08	3.94	1.25	3.36	0.20	4.61	
B-10	Boquerón	Interior Crater/inf	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	54.30	18.51	1.02	8.78	0.16	9.14	2.81	1.44	3.61	0.21	5.05	
B-11	Boquerón	Interior Crater/inf	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	53.18	17.26	1.13	10.24	0.20	9.12	4.01	1.34	3.30	0.20	4.65	
B-12	Boquerón	Interior Crater/sup	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	58.30	15.76	1.13	9.48	0.20	6.37	2.50	2.09	3.98	0.19	6.07	
B-13	Boquerón	Interior Crater/sup	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	58.95	15.67	1.13	9.22	0.20	6.15	2.39	2.07	4.01	0.22	6.08	
B-14	Boquerón	Interior Crater/sup	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	58.72	15.53	1.13	9.40	0.20	6.22	2.50	2.08	4.03	0.19	6.11	
B-15	Boquerón	Interior Crater/sup	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	58.70	15.58	1.14	9.31	0.20	6.18	2.50	2.09	4.04	0.24	6.13	
B-16	Boquerón	Interior Crater/sup	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	58.51	15.54	1.12	9.35	0.20	6.33	2.66	2.09	4.00	0.20	6.09	
B-17	Boquerón	Interior Crater/sup	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	55.94	16.50	1.17	9.65	0.20	7.73	3.03	1.81	3.76	0.22	5.57	
B-18	Boquerón	Interior Crater/sup	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	55.42	16.96	1.18	9.63	0.21	8.13	2.95	1.53	3.78	0.21	5.31	
B-1	Boquerón	BOQ/ Ladera SE	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	57.15	18.11	0.95	7.77	0.18	7.65	2.05	1.82	4.10	0.22	5.93	
B-2	Boquerón	BOQ/ Ladera SE	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	53.20	18.13	1.09	9.38	0.19	9.64	3.60	1.33	3.22	0.22	4.55	
B-19	Boquerón	BOQ/ 1917	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	59.77	15.30	1.18	9.49	0.23	5.47	2.06	2.38	3.91	0.22	6.29	
B-20	Boquerón	BOQ/ 1917	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	59.76	14.91	1.15	9.45	0.22	5.52	2.03	2.26	4.46	0.23	6.73	
F-01	Boquerón	BOQ/ 1917	13.80053	-89.335	Sofield	lava	58.65	17.24	0.88	8.36	0.17	7.73	2.22	1.1	3.41	0.25	4.51	
F-47	Boquerón	BOQ/ 1917	13.79542	-89.28806	Sofield	lava	60.5	13.5	1.05	11.34	0.22	5.3	1.97	2.24	3.44	0.44	5.68	
B-3	Boquerón	Boqueroncito	13.733	-89.283	Fairbrothers	bomb	61.22	15.63	1.02	8.67	0.21	4.53	1.56	2.73	4.21	0.22	6.94	
<b>DEPOSITOS PIROCLÁSTICOS Y FLUJOS DE VOLCANES MONOGENÉTICOS</b>																		
F-04	Cono escorias	El Playon	13.80967	-89.33406	Sofield	scoria	55.41	15.41	1.02	11.88	0.2	7.9	2.79	1.53	3.57	0.28	5.10	
B-21	CVSS	Flujo El Playon	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	59.46	14.92	1.15	9.49	0.22	5.58	2.07	2.25	4.45	0.40	6.70	
B-22	CVSS	Flujo El Playon	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	57.00	16.69	1.14	9.22	0.21	7.22	2.48	1.79	4.00	0.25	5.79	
F-52	CVSS	Flujo El Playón	13.81006	-89.32108	Sofield	lava	56.39	15.65	1.05	11.46	0.21	7.41	2.62	1.54	3.36	0.32	4.90	
B-24	CVSS	Cercanías Playon	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	56.86	15.34	1.30	10.42	0.23	6.83	2.88	1.93	3.98	0.23	5.91	
F-64	San Salvador	Loma Grandes Bloques	13.8385	-89.29839	Sofield	lava	56.12	13.7	1.18	13.53	0.23	6.8	3.2	1.72	3.16	0.35	4.88	
F-63	San Salvador	Boca Tronadora	13.82786	-89.34456	Sofield	lava	56.6	13.77	1.18	13.33	0.23	6.68	3.06	1.7	3.1	0.35	4.80	
F-67	Cono escorias	Laguna Ciega	13.83578	-89.35056	Sofield	scoria	56.89	15.39	1.04	11.48	0.2	7.32	2.31	1.63	3.4	0.33	5.03	
C-43	Anillo de tobos	Loma Caldera	13.82731	-89.35678	Sofield	scoria	56.88	15.71	1.11	11.83	0.21	7.02	2.32	1.6	3.02	0.31	4.62	
C801	Loma Caldera	Joya de Cerén	13.85	-89.359	Fairbrothers	Scoria	56.1	17.2	1.23	9.40	0.22	7.47	2.64	1.68	3.77	0.31	5.45	
F-74	Cono escorias	Laguna Caldera	13.84081	-89.35942	Sofield	scoria	58.2	15.96	0.82	9.44	0.18	7.48	3.14	1.31	3.29	0.17	4.60	
C-41a	Cráter explosión	La Escondida	13.83439	-89.33467	Sofield	scoria	61.2	14.73	0.87	9.48	0.21	5.07	1.83	2.39	3.87	0.34	6.26	
C-45	Maar	Laguna Channico	13.78247	-89.35472	Sofield	scoria	60.15	16.21	0.88	8.72	0.23	6.3	2.52	1.01	3.75	0.24	4.76	
F-13	Cono La Hoya	Cerro La Hoya	13.70431	-89.277	Sofield	scoria	57.32	15.14	1.01	11.45	0.2	6.59	2.96	1.66	3.34	0.33	5.00	
F-12a	San Salvador	Flujo Buenos Aires	13.69847	-89.27978	Sofield	lava	60.56	17.3	0.82	8.33	0.16	6.46	1.83	1.44	2.8	0.28	4.24	
F-58	CVSS	Flujo Jabalonicito	13.76006	-89.33731	Sofield	lava	54.26	18.48	0.89	10.81	0.19	8.46	2.86	0.67	3.09	0.27	3.76	
F-38	Cono escorias	Plan del Hoyo	13.79383	-89.29925	Sofield	scoria	57.65	14.26	1.1	11.86	0.21	6.68	3.11	1.49	3.34	0.31	4.83	
F-50	CVSS	Flujo Columbia	13.80978	-89.31992	Sofield	lava	56.13	13.89	1.17	13.24	0.23	6.83	3.16	1.69	3.33	0.35	5.02	
F-51	CVSS	Flujo Columbia	13.80978	-89.31992	Sofield	lava	56.07	16.03	1.08	11.51	0.21	7.44	2.53	1.52	3.3	0.31	4.82	
F-53	CVSS	Flujo Matasano	13.78308	-89.31564	Sofield	lava	56.4	16.84	0.93	10.39	0.19	7.65	2.73	1.51	3.08	0.27	4.59	
F-56	CVSS	Flujo Sitio Grande	13.78333	-89.32789	Sofield	lava	59.47	13.55	1.09	11.80	0.21	5.74	2.32	2.06	3.38	0.38	5.44	
C-26	CVSS	Boca del Jabali	13.75547	-89.32081	Sofield	lava	49.66	19.38	0.96	12.58	0.18	11.13	2.99	0.32	2.63	0.17	2.95	
C-77	Maar	Plan de La Laguna	13.66528	-89.25833	Sofield	scoria	55.95	16.55	1.08	11.50	0.17	7.62	2.51	1.33	3.06	0.23	4.39	
C-76	Cráter explosión	Crater Quezaltepeque	13.83908	-89.28569	Sofield	scoria	54.38	15.99	1.06	12.11	0.2	8.57	3.16	1.43	2.84	0.26	4.27	
F-23	Cono escorias	Cerro Las Viboras	13.84022	-89.35589	Sofield	scoria	50.47	17.21	1.04	10.80	0.17	9.39	6.6	1.11	2.89	0.31	4.00	
F-24	Cono escorias	El Cerrito de Qzt.	13.81694	-89.26464	Sofield	scoria	50.59	17.02	1.03	10.92	0.16	9.34	6.34	1.12	3.17	0.31	4.29	
F-25	Cono escorias	El Cerrito	13.81694	-89.26464	Sofield	scoria	52.96	17.63	0.94	10.49	0.17	9.13	4.8	0.74	2.87	0.27	3.61	
B-23	CVSS	El Cerrito	13.733	-89.283	Fairbrothers	lava	52.55	18.60	1.04	8.96	0.17	9.31	4.87	0.94	3.33	0.23	4.27	
F-73a	Cono escorias	Mt. 14 de marzo	13.79383	-89.28836	Sofield	scoria	53.43	17.62	0.94	10.37	0.17	9	4.7	0.74	2.77	0.27	3.51	
<b>DEPOSITOS PIROCLÁSTICOS DEL VOLCÁN BOQUERÓN</b>																		
S-10	GI	Boquerón	13.68603	-89.30794	Sofield	pumice	64.21	14.8	0.92	7.46	0.21	4.34	1.57	1.94	4.17	0.37	6.11	
S-46	PF GI	Boquerón	13.85547	-89.33336	Sofield	pumice	65.92	15.45	0.82	7.48	0.09	3.31	0.7	3.25	2.73	0.25	5.98	



**Tabla 7.3: Análisis geoquímicos de roca total de muestras de flujos de lava y depósitos piroclásticos del Volcán de San Salvador y Volcán Boquerón de esta investigación**

Elementos mayores de flujos de lava y piroclastos del Complejo Volcánico de San Salvador (datos normalizados en base anhidra) - Parte I (% en peso)																	
MUESTRA	EDIFICIO	UBICACIÓN	LAT	LONG	TIPO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeTOT	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SUMA	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O
DF101	VSS	Cantera Los Chorros	13.698333	-89.3265000	Lava	57.49	18.01	0.85	8.06	0.18	7.19	3.06	1.28	3.68	0.20	100.00	4.96
DF101(2)	VSS	Cantera Los Chorros (DF-75)	13.703736	-89.338706	Lava	57.79	18.24	0.81	7.90	0.17	7.11	2.96	1.28	3.56	0.18	100.00	4.84
DF102	VSS	Cantera de Colón (DF10)	13.706361	-89.3373889	Lava	57.77	17.96	0.84	7.95	0.18	7.16	3.11	1.28	3.58	0.18	100.00	4.86
DF134	VSS/El Picacho	Calle al Picacho (1700 m)	13.750317	-89.25485	Lava	51.86	18.25	1.06	10.55	0.19	9.31	4.78	0.72	3.09	0.19	100.00	3.81
DF135	VSS/El Jabalí	Cerro El Jabalí	13.739990	-89.313069	Lava	52.92	18.49	0.96	9.99	0.20	8.86	4.32	0.66	3.39	0.21	100.00	4.05
DF103	VSS/VB ?	Ctra. Quezaltepeque	13.817583	-89.3044444	Lava	56.05	16.14	1.34	10.90	0.24	6.74	2.78	1.73	3.72	0.36	100.00	5.44
DF104	VSS/VB ?	Ctra. Quezaltepeque	13.818778	-89.2983056	Lava	55.59	18.69	0.96	8.50	0.20	7.70	2.76	1.63	3.68	0.27	100.00	5.31
DF118	VB/INF int. cráter	Interior del cráter.	13.735694	-89.283333	Lava	57.09	18.83	0.85	7.86	0.22	7.29	2.31	1.62	3.67	0.26	100.00	5.28
DF120	VB/INF int. cráter	Interior del cráter. Techo.	13.732558	-89.283666	Lava	54.56	18.08	1.18	10.27	0.21	7.46	3.11	1.33	3.51	0.28	100.00	4.84
DF105	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter, sector SE.	13.730694	-89.2849722	Lava	55.16	19.44	0.95	8.44	0.18	8.43	2.28	1.36	3.49	0.26	100.00	4.86
DF107	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter. Sobre huertos	13.730583	-89.2847778	Lava	54.60	19.68	0.96	8.60	0.17	8.45	2.39	1.30	3.60	0.25	100.00	4.90
DF108	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter, SSE	13.730583	-89.2841944	Lava	54.64	18.37	1.13	9.79	0.21	7.84	2.85	1.35	3.53	0.29	100.00	4.88
DF109	VB/SUP int. cráter	Interior del cráter, borde SE.	13.730611	-89.2837222	Lava	58.22	16.39	1.11	9.30	0.21	6.23	2.41	1.93	3.88	0.31	100.00	5.81
DF113	VB/SUP int. cráter	Borde del cráter, sector NE	13.744444	-89.2846667	Lava	54.42	19.11	1.05	8.98	0.19	8.55	2.75	1.23	3.48	0.23	100.00	4.71
DF122	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.68675	-89.280889	Lava	56.65	16.87	1.11	9.80	0.22	6.99	2.91	1.61	3.54	0.29	100.00	5.15
DF123	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.698861	-89.280083	Lava	51.74	18.65	1.09	10.64	0.20	9.18	4.39	1.07	2.83	0.21	100.00	3.90
DF125	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.702139	-89.279972	Lava	51.46	19.17	1.07	10.58	0.20	9.01	4.39	1.07	2.86	0.20	100.00	3.93
DF126	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.705472	-89.287083	Lava	51.42	19.13	1.07	10.56	0.20	9.02	4.38	1.03	2.98	0.21	100.00	4.02
DF127	VB/Ladera SE	Calle subida al VB	13.711111	-89.281333	Lava	53.60	18.14	1.17	10.18	0.20	8.68	3.21	1.41	3.14	0.26	100.00	4.56
DF128	VB/Ladera SE	Calle subida al VB - km 18.	13.7195	-89.273389	Lava	52.42	18.96	1.06	10.19	0.21	9.06	3.99	0.88	3.04	0.20	100.00	3.93
DF129	VB/Ladera NE	Calle pasado caserío Boquerón.	13.754389	-89.265722	Lava	52.73	18.00	1.04	10.34	0.20	8.96	4.26	0.98	3.28	0.21	100.00	4.25
DF130	VB/Ladera NE	Calle del Boquerón a Quezalte	13.764444	-89.270611	Lava	53.48	17.89	1.14	10.13	0.20	8.52	3.55	1.25	3.58	0.25	100.00	4.83
DF131	VB/San Salvador	Avda. Escalón, sobre Masferrer.	13.70437	-89.25687	Lava	59.56	16.70	0.98	8.18	0.19	5.75	2.12	1.86	4.31	0.34	100.00	6.18
DF132	VB/San Salvador	Diego de Holguín y Chiultipán.	13.68442	-89.24775	Lava	60.06	15.69	0.95	8.66	0.19	5.31	2.22	2.25	4.33	0.34	100.00	6.58
DF136	VB/San Salv	Antigua Cuscatlán. Base TB3.	13.691880	-89.237970	Lava	63.43	15.97	0.86	6.44	0.17	4.27	1.53	2.17	4.82	0.34	100.00	6.99
DF112	VB/ 1917	Plan del Hoyo (flujo 1917)	13.780889	-89.2920833	Lava	59.39	15.90	1.16	9.36	0.23	5.42	1.93	2.22	3.96	0.43	100.00	6.18
DF115	Boqueroncito	Cono escorias	13.73675	-89.285750	Bomba	61.40	15.88	1.00	8.20	0.21	4.74	1.47	2.56	4.14	0.39	100.00	6.70
DF116	Boqueroncito	Flujo de lava en la base	13.737361	-89.287444	Lava	61.41	15.75	1.01	8.27	0.21	4.74	1.49	2.59	4.14	0.40	100.00	6.73
<b>MUESTRAS VOLCANES MONOGENÉTICOS</b>																	
DF121	VB?/ Cerro Hoya?	Av. Diego de Holguín	13.684500	-89.275944	Lava	61.07	16.38	0.94	7.82	0.20	4.95	1.74	2.26	4.24	0.41	100.00	6.50
DF111	El Playón	Flujo El Playón.	13.824750	-89.3178889	Lava	55.08	17.88	1.15	9.81	0.22	7.72	2.78	1.43	3.64	0.29	100.00	5.07
DF110	El Playón	Cantera en Ctra a Quezalte	13.814639	-89.3234722	Lava	56.36	16.28	1.31	10.67	0.24	6.58	2.71	1.75	3.73	0.36	100.00	5.49
<b>MUESTRAS DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE CAÍDA</b>																	
DF-28G1 <sub>1</sub>	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	13.7186389	-89.2473056	Juvenil	63.23	16.18	0.91	6.36	0.22	4.35	1.61	1.92	4.88	0.34	100.00	6.80
DF-28G1 <sup>0</sup>	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	13.7186389	-89.2473056	Juvenil	62.10	16.77	0.93	6.69	0.19	4.68	1.89	1.80	4.57	0.37	100.00	6.38
DE-10G1 <sub>2</sub>	VB - G1	Prol. Blvdr. Constitución	13.7565500	-89.2161900	Juvenil	63.38	17.11	0.91	7.08	0.19	3.97	1.40	1.92	3.71	0.32	100.00	5.63
DF-79G2	VB - G2	Ctra. Los Chorros	13.677167	-89.307444	Juvenil	61.33	16.51	0.95	8.17	0.21	4.61	1.73	2.13	3.96	0.39	100.00	6.09
DF-751G2	VB - G2	Cantera Las Lajas	13.703736	-89.338706	Juvenil	65.45	16.49	0.74	5.56	0.19	3.40	1.16	2.16	4.62	0.23	100.00	6.78
DF-206G2	VB - G2	Jayaque	13.669517	-89.44025	Juvenil	64.48	17.95	0.87	6.98	0.15	2.90	0.88	2.02	3.58	0.19	100.00	5.59
DF-77B1	VB - B1	Acceso al Boquerón	13.7012	-89.27993	Juvenil	58.24	16.42	1.15	9.57	0.21	5.85	2.65	1.82	3.80	0.29	100.00	5.62
DF-79B1	VB - B1	Ctra. Los Chorros	13.677167	-89.307444	Juvenil	56.57	16.10	1.15	10.30	0.21	6.95	3.18	1.56	3.68	0.30	100.00	5.25

Elementos traza de flujos de lava y piroclastos del Complejo Volcánico de San Salvador -Parte III (ppm)

MUESTRA	EDIFICIO	UBICACIÓN	Ni	Cr	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Pb	Co	Th	
DF101	VSS	Cantera Los Chorros	8	109	182	632	24	414	119	23	3	65	59	<5	19	<3	
DF101(2)	VSS	Cantera Principal de Los Chorros (afloramiento DF-75)	9	106	174	669	23	411	119	23	3	46	53	<5	18	<3	
DF102	VSS	Cantera de Colón (corresponde a afloramiento DF10)	6	116	175	680	23	409	119	22	3	62	56	<5	16	<3	
DF134	VSS/El Picacho	Calle acceso al Picacho (a una altura de 1670 a 1700 metros)	15	163	302	381	12	454	74	16	1	140	80	<5	28	<3	
DF135	VSS/El Jabalí	Cerro El Jabalí	11	131	277	426	10	396	71	19	1	142	93	<5	29	<3	
DF103	VSS/VBuerón ?	Carretera a Quezaltepeque (pasados desvíos de El Jabalí)	5	137	189	783	32	370	134	28	5	106	99	<5	15	<3	
DF104	VSS/VBuerón ?	Carretera de San Juan Opico a Quezaltepeque	7	99	170	673	34	508	135	24	4	60	68	<5	18	<3	
DF118	VB/INF interior cráter	Interior del cráter. Serie inferior.	7	77	130	685	32	423	138	26	3	46	77	<5	18	<3	
DF120	VB/INF interior cráter	Interior del cráter. Techo serie inferior	6	98	238	665	26	405	117	25	3	96	87	<5	19	<3	
DF105	VB/INF interior cráter	Interior del cráter, sector SE. Serie superior, zona de huertos.	7	205	196	621	25	462	124	21	3	127	77	7	15	<3	
DF107	VB/SUP interior cráter	Interior del cráter. Serie superior. Sobre la zona de huertos.	7	71	197	655	25	458	121	23	3	95	77	<5	20	<3	
DF108	VB/SUP interior cráter	Interior del cráter, SSE hasta zona de huertos. Serie superior	8	193	229	647	28	436	118	25	3	106	96	<5	22	<3	
DF109	VB/SUP interior cráter	Interior del cráter, flujo más cercano al borde SE.	7	123	182	818	34	362	152	27	4	126	91	7	11	<3	
DF113	VB/SUP interior cráter	Borde del cráter, sector NE (40°E). Serie superior	7	128	207	547	23	481	117	22	2	86	77	6	18	<3	
DF122	VB/Ladera SE	Calle subida al VB después de la primera curva	7	70	199	763	29	387	134	26	4	113	101	9	20	<3	
DF123	VB/Ladera SE	Calle subida al VB , pasada escuela, antes Cerro La Hoya	12	114	311	512	21	461	96	22	2	132	90	<5	31	<3	
DF125	VB/Ladera SE	Calle subida al Boquerón, después entrada Cerro La Hoya	13	118	325	492	21	451	97	22	2	135	90	<5	30	<3	
DF126	VB/Ladera SE	Calle subida al VB ,después de las rectas.	12	114	325	527	22	451	97	21	2	154	86	<5	28	<3	
DF127	VB/Ladera SE	Calle subida al VB , llegando a Caserío Alvarez.	7	116	290	549	28	457	114	24	3	164	84	<5	23	<3	
DF128	VB/Ladera SE	Calle subida al Boquerón-km. 18	9	79	270	478	18	491	93	21	2	93	72	<5	30	<3	
DF129	VB/Ladera NE	Calle pasado caserío Boquerón,	10	156	297	485	19	448	94	19	2	73	73	<5	23	<3	
DF130	VB/Ladera NE	Calle del Boquerón a Quezalte, antes de Finca Miranda	8	86	257	573	24	454	110	23	2	111	84	<5	23	<3	
DF131	VB/San Salvador	Avenida Escalón, sobre redondel Masferrer. Base G2	7	222	96	42	33	314	143	26	2	37	85	7	11	<3	
DF132	VB/San Salvador	Conexión Diego de Holguín y Chiutipán. Base G2	7	199	90	892	43	322	165	29	4	37	88	7	11	<3	
DF136	VB/San Salv	Antigua Cuscatlán. Base TB3.	7	207	53	978	36	248	161	28	3	53	90	6	7	4	
DF112	VB/ 1917	Plan del Hoyo (colada 1917)	7	302	76	898	42	330	167	31	6	47	101	<5	9	<3	
DF115	VBueroncito	Cono escorias	6	150	36	1028	51	310	194	33	6	47	90	9	8	<3	
DF116	VBueroncito	Flujo de lava en la base	7	264	43	1043	50	310	194	33	6	48	93	8	8	<3	
MUESTRAS MONOGENÉTICOS			Ni	Cr	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Pb	Co	Th	Ce
DF121	VB?/ Cerro La Hoya?	Av. Diego de Holguín	6	83	42	921	44	361	177	31	5	23	87	7	10	<3	
DF111	El Playón	Flujo El Playón. Entrada por la cantera de El Jabalí	7	202	201	647	27	422	122	24	4	100	92	7	16	<3	
DF110	El Playón	Cantera en Ctra a Quezalte, entrada antes del Playón	5	159	182	792	33	360	135	30	4	110	101	<5	17	<3	
MUESTRAS DEP. CAÍDA			Ni	Cr	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Cu	Zn	Pb	Co	Th	Ce
DF-28G11	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	7	120	17	890	35	316	165	32	4	21	101	7	12	3	
DF-28G10	VB - G1	Excantera Cumbres Escalón	6	110	44	807	30	348	159	27	5	16	92	6	7	<3	
DE-10G12	VB - G1	Prol. Blvdr. Constitución	5	73	13	1029	36	283	197	30	4	15	92	7	4	<3	
DF-79G2	VB - G2	Ctra. Los Chorros	6	132	42	913	44	292	175	28	3	26	92	8	8	3	
DF-751INF	VB - G2	Cantera Las Lajas	7	59	<1	983	36	234	179	30	3	11	95	8	6	<3	
DF-206G2	VB - G2	Jayaque	5	54	<1	1143	35	227	226	26	5	17	88	8	<3	3	
DF-77INT	VB - B1	Acceso al Boquerón	6	167	136	825	34	323	141	24	3	79	93	6	10	<3	
DF-79B0Q	VB - B1	Ctra. Los Chorros	7	222	239	738	29	365	127	26	3	122	99	<5	19	<3	

## Anexo 8

### Dataciones absolutas de erupciones históricas y prehistóricas del CVSS

Erupciones históricas y prehistóricas del CVSS con dataciones absolutas

Evento eruptivo	Datación	Tipo/Nombre del depósito	Localización erupción	Método datación	Fuente
<b>ERUPCIÓN 1917</b>	07/06/1917	Cono de escorias Boqueroncito	Cráter Central Boquerón	Histórica	Meyer- Abich, 1956
		Flujo de lava de 1917	Flanco NW (Bocas Los Chintos)	Histórica	Meyer- Abich, 1956
<b>EL PLAYÓN</b>	1806?	Piroclastos El Playón	Flanco NW	Histórica	Cañas-Dinarte, 2001
	1671	Piroclastos El Playón	Flanco NW	Histórica	Ximénez, 1721 en Lardé y Arhés, 1960
	3/11/1658-20/11/1659	Cono y Lavas del Playón		Histórica	Lardé y Arhés, 1960; Lardé y Larín, 1978
<b>LOMA DE GRANDES BLOQUES</b>	1575?	Actividad fumarólica	Cráter Central Boquerón	Histórica	Palacio, 1576 en Lardé y Larín, 1978
		Flujo de lava Grandes Bloques	Flanco N (N de El Playón)	Histórica	Sofield, 1998 (citando a Palacio; identifica depósitos)
	finales s. XV-inicios s. XVI	Lavas de Los Chinitos	Los Chinitos (Flanco N)	Histórica	Palacio, 1576 en Lardé y Larín, 1978
<b>TALPETATE II</b>	< AD 1285 (cal. AD 1214 - 1285)	Talpetate II	Cráter Central Boquerón	Datación <sup>14</sup> C	Ferrés et al., 2011
<b>Cono escorias secundario</b>	AD 964 - 1285 (relativo)	Depósito de caída entre Talpetates	Flanco N	Geológica	Ferrés et al., 2011
<b>TALPETATE I</b>	cal. AD 964 - 1040	Toba San Andrés (SAT) / Talpetate I	Cráter central Boquerón	Datación <sup>14</sup> C	Ferrés et al., 2011
				Arqueométrica	Hart, 1983 (800 - 1300dC)
<b>LOMA CALDERA</b>	cal. AD 610 - 671	Tefra de Joya de Cerén	Flanco NW	Datación <sup>14</sup> C	Mckee, 2002
<b>Caldera ILOPANGO (CI)</b>	cal. AD 429±107	Tierra Blanca Joven	Sector W CI	Datación <sup>14</sup> C	Dull, R. et al., 2001
<b>PLAN DE LA LAGUNA</b>	cal. 820 BC (*cal. 791- 933 BC)	Maar Plan de la Laguna	Flanco SE	Datación <sup>14</sup> C	Amaroli y Dull, 1999

\*Calibración recalculada en esta investigación (Stuiver et al., 1993)

## Geocronología: dataciones por radiocarbono de materiales orgánicos asociados a los depósitos piroclásticos y efusivos del CVSS

CÓDIGO	MUESTRA	POSICION ESTRATI GRAFICA	$\delta^{13}\text{C}$	EDAD CONVENICIONAL ( $^{14}\text{C}$ years BP) $\pm 1\sigma$	EDAD CALIBRADA (BP) $\pm 2\sigma$	EDAD CALIBRADA (CALIB) $\pm 2\sigma$	CONFIABILIDAD	PONDERACION (CALIB)
DF-C11	ANILLOS EXTERNOS TRONCO (CARBON)	BASE SECUENCIA TALPETATE I	-28.2	<b>770<math>\pm</math>55</b>	cal. 646 - 794	<b>cal. AD 1156 - 1304</b>	97.0%	<b>1031<math>\pm</math>29 BP (95%) (cal. AD 964 - 1040) (95%) (promedio 2 muestras)</b>
			-26.7	<b>1002<math>\pm</math>35</b>	cal. 796 - 976	<b>cal. AD 974 - 1154</b>	100.0%	
DF-C12	RAMITAS PARTE EXTERNA TRONCO (CARBON)		-26.2	<b>1094<math>\pm</math>52</b>	cal. 925 - 1096	<b>cal. AD 854 - 1025</b>	94.0%	
DF-C1M	CENTRO TRONCO (MADERA)		-26.9	<b>945<math>\pm</math>35</b>	cal. 785 - 930	<b>cal. AD 1020 - 1165</b>	100.0%	
DF-C2	MOTAS CARBON	TECHO SECUENCIA TALPETATE I	-26.6	<b>766<math>\pm</math>34</b>	cal. 665 - 736	<b>cal. AD 1214 - 1285</b>	100.0%	<b>766<math>\pm</math>34 BP</b>
PL_ AMAROLI	SUELO MACROFOSIL DE HOJA DE MAIZ	PALEOSUELO BASE TEFRA PLAN LAGUNA		<b>2690<math>\pm</math>50</b>	cal. 2755 - 2844 (1 $\sigma$ )	cal. 895 - 800 BC (1 $\sigma$ )	99%	820 BC (original)
					cal. 2740 - 2882 (2 $\sigma$ )	cal. 933 - 791 BC (2 $\sigma$ )	99%	(revisión)
PLBONES	FRAG. DE HUESOS CRANEO Y CLAVICULA	PALEOSUELO BASE TEFRA PLAN LAGUNA	-9.1	<b>2515<math>\pm</math>50</b>	cal. 2452 - 2746	cal. 797 - 503 BC	95.8%	<b>2602<math>\pm</math>35 BP (promedio 2 muestras)</b>
DF-94C	FRAG. CARBÓN DENTRO DE PALEOSUELO	PALEOSUELO SUBYACIENDO G2	-25.9	<b>7868<math>\pm</math>51</b>	cal. 8545- 8867	cal. 6918 - 6596 BC	92%	<b>7868<math>\pm</math>51 BP</b>