

DIRECCION GENERAL DEL OBSERVATORIO DE AMENAZAS Y  
RECURSOS NATURALES  
GERENCIA DE GEOLOGIA- AREA DE VULCANOLOGIA

En respuesta a solicitud de información MARN-2020-102 recibida el 9 de julio de 2020, donde se requiere explicación respecto a *La erupción del volcán de San Salvador en 1917, desde el punto de vista geológico y de gestión del riesgo*. Se procede a dar la siguiente información:

**Conociendo el entorno volcánico**

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. 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. El conjunto de edificios volcánicos del CVSS se extiende en un área de 1180 km<sup>2</sup> aproximadamente (Figura 2), entre las coordenadas geográficas 13.66° a 13.88° N y 89.47° a 89.09° W, donde se interestratifican los depósitos de este complejo volcánico con los de las calderas volcánicas aledañas, de Coatepeque al NW y de Ilopango al E.

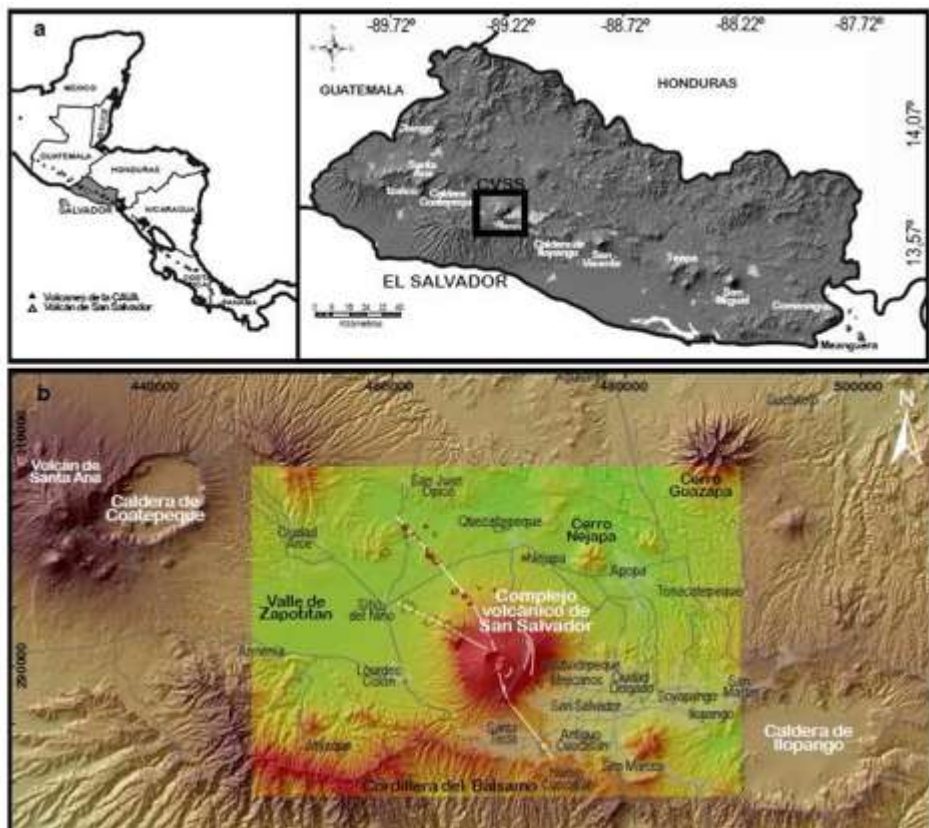


Figura 1: a) El CVSS en el contexto de la Cordillera Volcánica Centroamericana (CAVA, por sus siglas en inglés) y de la Cordillera Volcánica Salvadoreña; b) sector central de El Salvador, con el área de estudio coloreada entre las calderas de Coatepeque al W y de Ilopango al E;



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

El CVSS está circundado por el área metropolitana de San Salvador (AMSS), 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 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.

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; Italtekná 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; Italtekná 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. El edificio central del CVSS 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;) (Meyer-Abich, 1956; Italtekná 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) 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; Italtekná 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).

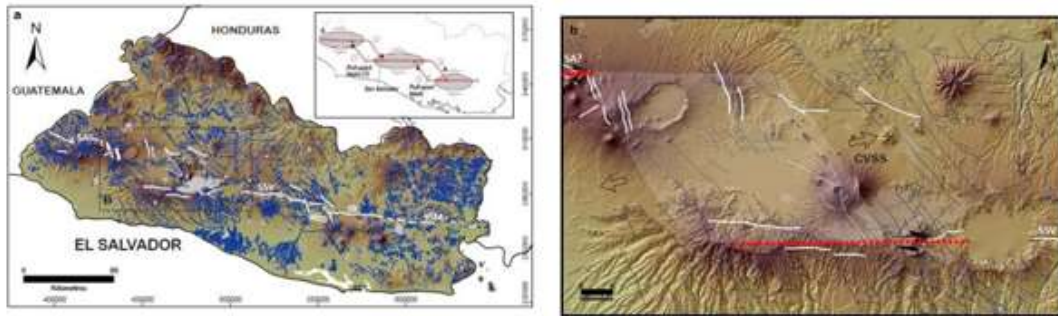


Figura 3: a) Mapa tectónico de El Salvador 1:100.000 (modificado de Bosse et al., 1976), con los segmentos estudiados de la ESZF (Martínez et al., 2004), de oeste a este: SA?-Segmento Ahuachapán (Agostini et al., 2006); SSV- Segmento San Vicente, SB-Segmento Berlín (Corti et al. 2005) y SSM- Segmento 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

### **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 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. 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 4; 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.

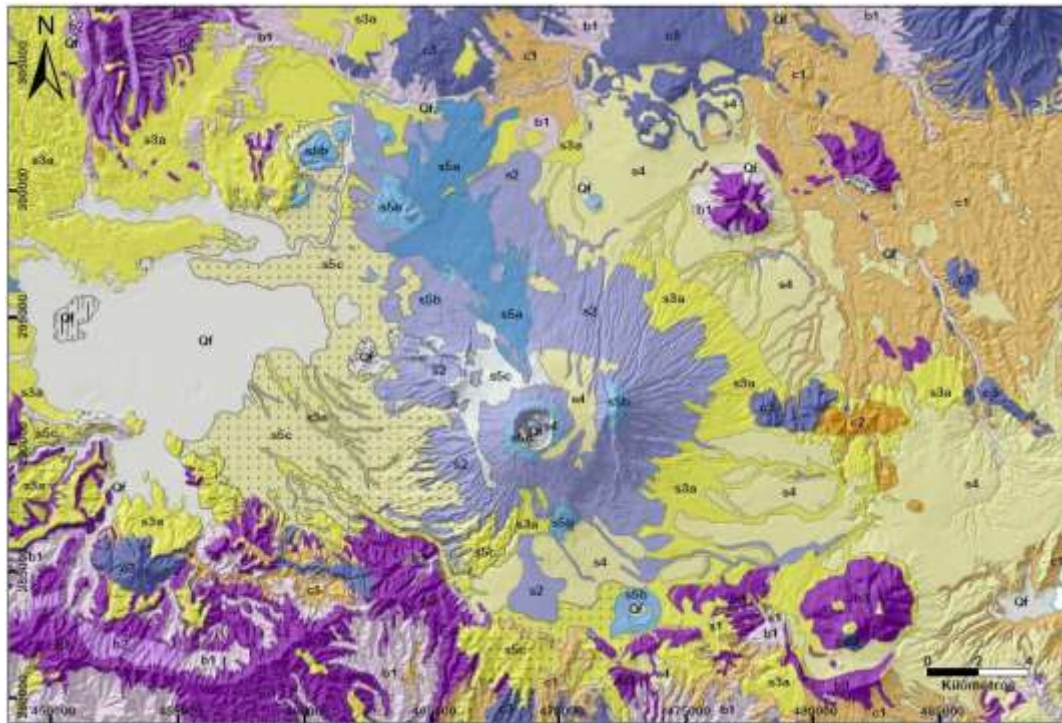
La formación Cuscatlán está compuesta principalmente de tobas riolítica y de

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).



Plio-Pleistoceno	Formación Cuscatlán	c3	Efusivas-básicas-intermedias,	Holoceno	s5a	Efusivas básicas - intermedias
		c2	Efusivas ácidas y intermedias ácidas		s5b	Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder)
		c1	Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas		Qf	Cenizas volcánicas y tobas de lapilli
Formación Balsamo		b3	Efusivas básicas-intermedias	s5c		Cenizas volcánicas y tobas de lapilli, sobre s4
		b2	Efusivas básicas-intermedias, piroclastitas, epiclastitas volcánicas subordinadas (estratos no diferenciados y edificios volcánicos)			Cenizas volcánicas y tobas de lapilli, sobre s3a
		b1	Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente efusivas básicas e intermedias intercaladas.	s4		Tierra blanca: piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas
Holoceno				s3a		"Tobas color café", sobre lavas
						Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas ("tobas color café")
				s2		Efusivas básicas -intermedias, piroclastitas subordinadas
				s1		Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas, tobas ardientes; efusivas básicas -intermedias
	Qf					Cuerpos de agua
						Depósitos sedimentarios del Cuaternario
						Conos de deyección del Cuaternario

Figura 4: Mapa geológico del área de estudio, con base en el Mapa Geológico 1:100,000 de El Salvador (modificado de Bosse et al., 1976).

### Erupción del 7 de junio de 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 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 7 de junio, que afectaron a varias poblaciones, 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. 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 5), 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 5: Fotografías de la erupción 1917

### **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 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 6), 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 km<sup>2</sup> y un volumen de 13.3x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.



Figura 6: 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).

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

El análisis petrográfico 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, 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.

### **Gestión del riesgo erupción junio 1917**

No hay registro de acciones relacionadas a la gestión del riesgo que se realizó durante la erupción de junio 1917.

### **Bibliografía utilizada y sugerida**

Volcanes activos de Guatemala y El Salvador (Meyer Abich, 1956)

<http://portafolio.snet.gob.sv/digitalizacion/pdf/spa/doc00012/doc00012.htm>

ESTRATIGRAFÍA, GEOLOGÍA Y EVALUACIÓN DE PELIGROS VOLCÁNICOS DEL COMPLEJO

<http://repositorio.unam.mx/contenidos/estratigrafia-geologia-y-evaluacion-de->





MINISTERIO DE  
MEDIO AMBIENTE  
Y RECURSOS  
NATURALES

[peligros-volcanicos-del-complejo-volcanico-de-san-salvador-el-salvador-71400?c=pkQPx4&d=false&q=\\*.\\*\)&i=1&v=1&t=search\\_0&as=0](https://www.repositorio.unam.mx/handle/documento/71400?c=pkQPx4&d=false&q=*.*)&i=1&v=1&t=search_0&as=0) DE  
SAN SALVADOR (EL SALVADOR) (Tesis doctoral, UNAM, 2014)

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