

# Geología del Área Metropolitana de San Salvador (1:50 000), El Salvador

Geology of the Metropolitan Area of San Salvador (1:50 000), El Salvador

Jaroslav Lexa<sup>1</sup>, Jiří Šebesta<sup>2</sup>, Walter Hernández<sup>3</sup>, José A. Chavez<sup>4\*</sup>, Mauricio E. Vásquez<sup>4</sup> e  
Ingrid A. Alfaro<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Academia de Ciencias de Eslovaquia, Instituto de Ciencias de la Tierra, Bratislava,  
República Eslovaca

<sup>2</sup>Servicio Geológico Checo, Praga, República Checa

<sup>3</sup>Geólogo consultor, San Salvador, El Salvador

<sup>4</sup>Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS), San Salvador, El  
Salvador

\*Autor para contacto: [alex.chavez@opamss.org.sv](mailto:alex.chavez@opamss.org.sv)

(Recibido 6/05/21; aceptado: 9/09/2021)

**RESUMEN:** Se ha actualizado mediante trabajo de campo, pruebas de datación y revisión de bibliografía existente el mapa geológico del Área Metropolitana de San Salvador a una escala 1:50000. Esto ha permitido categorizar cuerpos y depósitos volcánicos acorde a avances recientes en litoestratigrafía y mapeo geológico. El mapa geológico sigue la litoestratigrafía básica de las formaciones de Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador. Los miembros de la Formación Bálsamo (Mioceno Superior - Plioceno) representan los restos de volcanes extensos de composición andesítica/basáltica con flujos de lava y complejos epiclásticos de rocas volcánicas. La Formación Cuscatlán (Plioceno-Pleistoceno) comprende ignimbritas silíceas, tobas, así como rocas epiclásticas relacionadas, además de rocas efusivas andesíticas/basálticas contemporáneas. La Formación de San Salvador (Pleistoceno Superior- Holoceno) incluye productos recientes del estratovolcán San Salvador y de la caldera de Ilopango. La cartografía geológica ayuda a comprender las mejores condiciones para el cuidado de los recursos naturales y la sostenibilidad.

**Palabras clave:** mapa geológico; litoestratigrafía; litología; facies volcánicas; tefras; tobas; rocas.

**ABSTRACT:** The geological map of the Metropolitan Area of San Salvador has been updated through field work, dating tests and review of existing bibliography at a scale of 1: 50000. This has made it possible to categorize volcanic bodies and deposits according to recent advances in lithostratigraphy and geological mapping. The geological map follows the basic lithostratigraphy of the Bálsamo, Cuscatlán and San Salvador formations. The members of the Bálsamo Formation (Upper Miocene - Pliocene) represent the remains of extensive volcanoes of andesitic/basaltic composition with lava flows and epiclastic complexes of volcanic rocks. The Cuscatlán Formation (Pliocene-Pleistocene) comprises silicic ignimbrites, tuffs, as well as related epiclastic rocks, in addition to contemporary andesitic/basaltic effusive rocks. The San Salvador Formation (Upper Pleistocene-Holocene) includes recent products from the San Salvador stratovolcano and the Ilopango caldera. Geological mapping helps to understand the best conditions for the care of natural resources and sustainability.

**Keywords:** geological map; lithostratigraphy; lithology; volcanic facies; tephra; tuffs; rocks.



## Introducción

El Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) tiene un área de 590 km<sup>2</sup>. Encontrándose ubicada entre el volcán de San Salvador (oeste) y la caldera de Ilopango (este), ambos volcanes son activos y con erupciones históricas recientes que cubren la superficie del territorio (Fig. 1) Graben Central. Debido a la rápida urbanización y aumento de la población durante los últimos 30 años, el desarrollo se ha extendido hacia el Norte y Noroeste, así como hacia el sur y el sudoeste hacia la zona de falla marginal del Graben Central y la cresta de la cordillera del Bálsamo. Esto ha provocado que se de una presión urbanística en sectores frágiles, ya sea en laderas tectónicas y/o volcánicas. La amenaza por riesgos geológicos y geodinámicos naturales a la población tales como actividad volcánica y sísmica son muy importante. La combinación de lluvias intensas en época de invierno son igualmente importantes porque provocan procesos geodinámicos exógenos, especialmente deslizamientos, erosión, inundaciones y flujos escombros. El conocimiento de la estructura geológica, geomorfológica y de ingeniería geológica, representan un instrumento esencial para la comprensión de cómo y dónde los riesgos geológicos afectan a las personas, para conocer las mejores condiciones para el desarrollo sostenible de la ciudad. Al mismo tiempo, estos estudios proporcionan datos importantes (por ejemplo, aguas subterráneas) para la toma de decisiones gubernamentales y la planificación que permiten encontrar un equilibrio entre el uso de los recursos naturales y urbanización.

El área estudiada es parte del arco volcánico neógeno a cuaternario de América Central y que es paralelo a la costa del Pacífico y a la fosa Mesoamericana (Stoiber y Carr, 1973). La parte Norte de El Salvador están representadas por andesitas e ignimbritas riolíticas que están en relación con volcanes y calderas de ignimbritas respectivamente (Reynolds, 1980). Debido al cambio de la geometría de la subducción durante el final del Mioceno asociado con la verticalización y subducción de la litosfera ocurrió un desplazamiento del arco volcánico, moviéndose el eje más cerca de la fosa más o menos a su posición actual, y donde se ubica el AMSS (Rogers, Karason, Van der Hilst, 2002; Mann, 2007; Alonso-Henar et al., 2015, 2017). El producto de un vulcanismo basáltico-andesítico en la nueva ubicación produjo las formaciones volcánicas del Mioceno-Plioceno, como estratovolcanes Formación Bálsamo y las rocas volcánicas ligeramente más félsicas y más jóvenes de la Formación Cuscatlán asociados con el desarrollo de calderas (Fig. 1). Durante el período cuaternario hubo un desarrollo de un Graben tectónico y surgieron adentro de este los estratovolcanes andesíticos recientes del Pleistoceno. El desarrollo actual de calderas en conjunción con el vulcanismo explosivo ácido (caldera Coatepeque e Ilopango) se pueden considerar como una continuación de las formaciones volcánicas félsicas de Cuscatlán. Las rocas de esta etapa de desarrollo se incluyen formalmente en la Formación de San Salvador (Bosse et al., 1978).

Se ha actualizado el levantamiento geológico dentro del AMSS mediante campaña de campo, revisión de cartografía y fotografías aéreas existentes, lo cual puede servir como insumo para obtener y actualizar mapas de ingeniería geológica e hidrogeológico entre otros.

## Antecedentes

Williams y Meyer-Abich (1955) establecieron la idea básica de la geología volcánica del área estudiada, identificándola como una depresión tectónica y describiendo las unidades geológicas básicas, a las cuales les asignaron un nombre formal. Meyer-Abich (1960), Durr y Klinge (1960) y Durr (1960) resumen los conocimientos estratigráficos del territorio de El Salvador, mientras que Grebe (1963) estuvo más interesado por las mayores elevaciones (montañas) volcánicas. Dengo (1968), Dengo, Bohnenberger y Bonis, (1970) y Weyl (1961, 1966) presentaron un concepto integral de la tectónica, volcánica, geología y el desarrollo de El Salvador en el contexto de América Central. Un fenómeno estructural básico es el Graben Central con dirección oeste-este (paralelo a la costa del Pacífico) con los volcanes más jóvenes rodeados por los volcanes más antiguos en el norte y sur del país. El Graben Central es orientado en eje de arqueamiento anticlinal, que es una continuación de la depresión nicaragüense (Dengo, 1968; Williams y Meyer-Abich, 1955).

Weber, Wiesemann y Wittekindt (1974) y Wieseman (1974, 1975) elaboraron los mapas geológicos de El Salvador en la escala de 1: 500 000 y, posteriormente, en la escala de 1: 100 000 (Bosse et al., 1978). El mapa de la escala 1: 100 000 (Bosse et al., 1978) todavía funciona como trabajo básico para otras investigaciones, especialmente la división litoestratigráfica en

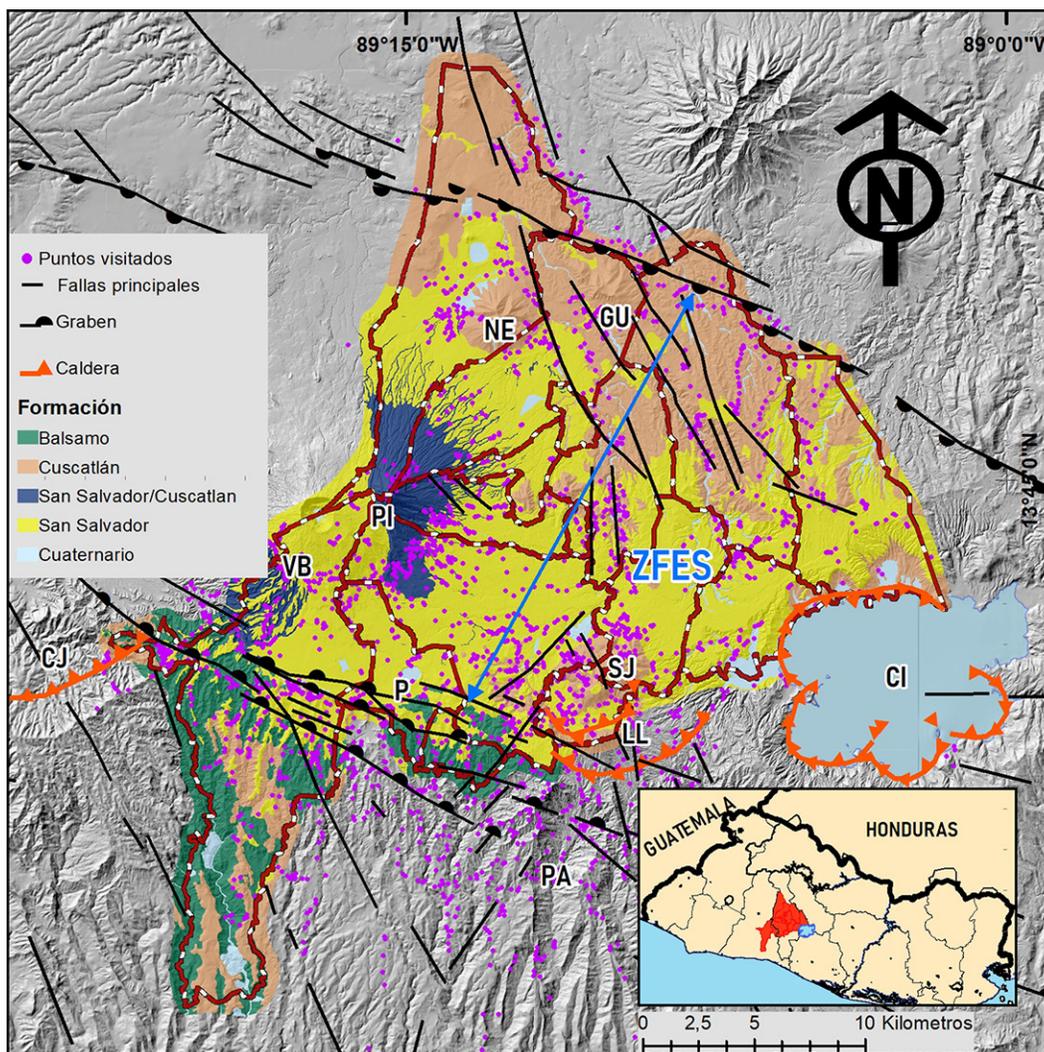


Fig. 1: Ubicación, formaciones geológicas y esquema estructural del AMSS. Los volcanes activos Ilopango y San Salvador se encuentran en el Graben Central de tendencia WNW-ESE estando limitado al sur y al norte por sistemas de fallas normales y laterales. ZFES - Zona de Falla de El Salvador, PA – Volcán Panchimalco, CJ - Caldera Jayaque, CI - Caldera Ilopango, LL - Volcán Loma Larga, NE - Volcán Nejapa, GU - Volcán Guaycume, P - maar Plan de Laguna, SJ - Domos de extrusivos San Jacinto, VB- Volcán Boquerón, PI - Picacho.

formaciones y algunos miembros. Esta clasificación ha sido aceptada también por Reynolds (1980, 1987), que la correlaciona como geología volcánica terciaria en Guatemala, El Salvador y Honduras. En el área estudiada están las unidades litoestratigráficas básicas como formaciones Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador (Fig. 1). Los mapas geológicos a escala 1: 500 000 (Weber et al., 1974; Wieseman, 1974, 1975) y de la escala de 1: 100 000 (De Bosse et al., 1978) no fueron acompañados, desgraciadamente, por un reporte con términos generales explicativos, que incluyeran características más detalladas de las unidades litoestratigráficas y sus definiciones.

Esta falta de reporte del mapa fue sustituida parcialmente por el “Léxico Estratigráfico de El Salvador” (Baxter, 1984) donde las unidades litoestratigráficas se definen con mayor precisión e incluye la bibliografía. Para el área de estudio es importante también el reporte del estudio más detallado de la parte central de la capital de San Salvador (Schmidt-Thomé, 1975) con mapa escala de 1: 15000 (Centro de Investigaciones Geotécnicas, 1987) desarrollado para proporcionar una base para la

planificación territorial de la ciudad que estaba en rápido desarrollo. Para el informe se utilizaron afloramientos y perfiles que hoy en día son de difícil acceso por eso este mapa es irremplazable.

El mapa geológico y vulcanológico de la escala de 1: 50000 (Consortio, 1988) de sector del AMSS presenta una estratigrafía más detallada con piroclásticos más jóvenes y sus criterios de distinción para los volcanes de San Salvador e Ilopango. Una información interesante desde el punto de vista de la estructura geológica de la parte central de AMSS, viene del estudio de Faccioli, Battistella, Alemani y Tibaldi, (1988), que se enfoca a la microzonificación sísmica la cual depende de la calidad y el espesor de las tobas. El trabajo evaluó más de 600 perforaciones y se creó un mapa de espesor de las tobas, que es diferente al mapa de Schmidt – Thome (1975).

En la parte norte del territorio del AMSS se extiende el mapa geológico de escala 1: 50000 elaborado por el Servicio Geológico Checo (Rapprich y Hradecký, 2005), que unido con la publicación sobre la geología y actividad volcánicas de cordillera de Cinotepeque (Rapprich y Hradecký, 2005) proporciona información muy útil sobre la estructura geológica y aspectos volcánicos de esta parte del territorio.

La parte sur del AMSS en la cordillera del Bálsamo en escala 1: 50000 fue elaborado por Lexa, Šebesta, Chávez, Hernández y Pécskay (2011). El mapa geológico sigue la litoestratigrafía básica de las formaciones de Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador. Se realizó un análisis de la estructura geológica por medio de la reconstrucción paleovolcánica de los volcanes y calderas originales. El análisis geomorfológico del AMSS fue realizado por Chávez, Lazecký, Šebesta y Bakoň (2020). El mapa geomorfológico del terreno ayuda interpretar e identificar las formas volcánicas primarias y su denudación e identificar fallas geológicas.

El volcán más joven del Boquerón y su desarrollo con sus centros parasitarios en la zona orientada a NO–SE, fue analizado por Sofield (1998, 2004); en donde se muestra un mapa de flujos lávicos y el mapa de los centros volcánicos monogenéticos. Ferres et al. (2011, 2013) y Ferres (2014), complementaron un estudio más detallado de la litología, el espesor y la extensión de los piroclastos. Una caracterización más detallada de los productos explosivos de maar de Plan de Laguna, y su propagación espacial la trataron Marroquín y Vásquez (2007).

Una contribución importante al conocimiento del desarrollo geológico y la estratigrafía del área es el trabajo de Hernández y Jicha (2019) ya que además de las características más detalladas de los depósitos de avalancha de escombros y flujos de escombros al pie del estratovolcán de San Salvador, proporciona información más detallada sobre la relación entre los depósitos del estratovolcán más antiguo y depósitos de las formaciones de Cuscatlán y San Salvador.

Rose, Conway, Pullinger, Deino y McIntosh (1999), Dull, Southon y Sheets (2001), Kutterolf et al. (2008), Dull et al. (2010) y Garibaldi, Tikoff y Hernández (2016) contribuyeron a la datación de los cuatro ciclos de erupción de caldera de Ilopango. Servicio Nacional de Estudios Territoriales (2008) resume el estado actual de conocimientos sobre la estratigrafía y litología de los piroclastos de la formación San Salvador (escoria volcánica y toba de volcán Boquerón y las tobas de Caldera Ilopango) en la capital y analiza su impacto de las aguas subterráneas y las manifestaciones sísmicas. Kutterolf et al. (2008) describen perfiles de sedimentos marinos incluso antiguos, por ejemplo, horizonte de caldera Ilopango toba Tierra Blanca (TB5) cuya edad está comprendida entre 73 y 84 ka. La existencia de horizontes aún más antiguos de tobas de Ilopango Tierra Blanca (TB-6 - TB8) es presentada por Garibaldi et al. (2016). Suñé-Puchol et al. (2018, 2019) se ocupan a detalle de la litología y la estratigrafía de los productos de la caldera de Ilopango, incluida la definición de nuevas unidades litoestratigráficas. Dentro de los productos explosivos del grupo Ilopango (grupo Ilopango) se distinguieron 3 formaciones y un total de 13 miembros productos de ciclos de erupción de Tierra Blanca (TB) que, según los resultados de la datación radiométrica, se clasificaron temporalmente en un intervalo total de 1,78 – 0,0015 Ma. Pedrazzi et al. (2019) caracterizan la litología de Tierra Blanca Joven (TBJ) y los aspectos volcánicos de la última de las erupciones explosivas masivas de la caldera de Ilopango.

## **Análisis estructural: geodinámica y ambiente geotectónico**

La posición geotectónica del territorio en relación con la subducción y el movimiento de placas tectónicas fue analizada por Molnar y Sykes (1969), Dengo et al. (1970), Stoiber y Carr (1973), DeMets (2001), Agostini et al. (2006), Mann, Rogers, Gahagan (2007) y Mann (2007). Se han identificado las placas tectónicas y su movimiento e interacción mutuas, incluida la relación con el desarrollo de la actividad volcánica. DeMets (2001), Guzman-Speciale (2001) y Lyon-Caen et al. (2006), basados en observaciones de GPS, especificaron el movimiento absoluto y relativo de las placas tectónicas. Rogers et al. (2002)

y Plank, Balzer y Carr (2002) interpretaron el movimiento del arco volcánico más cerca del océano, en el Mioceno, como resultado de la rotura de la placa tectónica, la reciente convergencia oblicua de las placas tectónicas y las zonas del movimiento relativo subducción (*subducción rollback*) en relación con la placa del Caribe el desarrollo transtensional que es responsable del arco volcánico en el Graben Central, donde se encuentra los volcanes de Centroamérica (Alonso-Henar et al., 2015, 2017; Demets, 2001; Morgan, Ranero y Vaninucchi, 2008).

El elemento estructural dominante del área estudiada es el Graben Central (Fig. 1) cuyo margen está conformado por la Zona de Falla de El Salvador (ZFES). Los movimientos en las fallas de esta zona son una fuente de terremotos históricos destructivos y, por lo tanto, el Graben Central y su movimiento/evolución ha estado y está sujeto a intensas investigaciones estructurales y sismológicas. Basándose en el análisis de los movimientos relativos de las fallas, DeMets (2001) describió que la ESFZ se caracteriza actualmente por estado transtensional con un movimiento horizontal de aproximadamente 14 mm/año. La naturaleza fundamental de Zona de Falla de El Salvador (ZFES) y el alcance del movimiento relativo ha sido confirmado por varios trabajos basados en los datos de geomorfología, datos estructurales, mediciones de GPS y datos sísmicos (Alonso-Henar et al., 2014; Corti, Carminati, Mazzarini y Garcia, 2005, Garibaldi et al., 2016; Martínez-Díaz et al., 2004; Staller et al., 2016). La transtension se manifiesta por la disposición en escalón de las fallas mayores con el movimiento horizontal en la dirección NW-SE, fallas orientadas con la extensión y el desarrollo de las depresiones pull-apart (Corti et al., 2005; Garibaldi et al., 2016). Morgan et al. (2008), Canora et al. (2014) y Alonso-Henar et al., (2015, 2017) hacen hincapié en que transtensiones recientes con movimiento horizontal están relacionadas a la extensión que ocurrió durante la subsidencia del Graben (Mioceno Superior – Plioceno), que estuvo relacionado con movimiento de las placas de subducción Cocos (subducción rollback). La relación de la evolución tectónica del EFSZ con la sismicidad del área también es comentada por Martínez-Díaz, Alvarez-Gomez, Benito, Hernández (2004); Corti et al. (2005); Guzman-Speziale et al. (2005) y Agostini et al., (2006).

## Metodología

Para la elaboración del mapa geológico se ha adaptado la leyenda para representar propiedades litológicas y de facies de los complejos de rocas definidos. Se ha usado los principios modernos de la estratigrafía volcánica (Groppello y Viereck-Goëtte, 2010) y que se resumieron en la obra de Martí, Groppelli y da Siveira (2018). Estos autores desarrollaron una herramienta esencial para la estratigrafía volcánica y para la elaboración de mapas geológicos de zonas volcánicas y su reconstrucción paleovolcánica, que determinan la evolución volcánica, el estudio de la vulcanología física y la evaluación del riesgo volcánico. Se compiló información de los productos volcánicos monogenéticos o compuestos de diferentes erupciones volcánicas y complejos epiclásticos, a fin de conocer la estratigrafía y cronológica.

La metodología para el mapa geológico combina la información de los mapas geológicos y publicaciones existentes (se identifican los límites geológicos variablemente, posición estratigráfica, litología básica, espesor de depósitos y cubierta). Además, se complementan con visitas de campo a afloramientos accesibles y documentación de dichos puntos (Fig.1) e interpretación del Modelo de Elevación de Terreno con curvas a cada 5 y 10 metros de 1973-1980. Se utilizaron fotografías aéreas e imágenes satelitales rectificadas de Google Earth para dibujar depósitos aluviales y terrazas de ríos recientes.

En el trazo de los límites geológicos, el uso de la morfología permitió un conocimiento consistente de las relaciones geométricas de las unidades litológicas basadas en su interpretación paleovolcánica. La precisión básica del mapa geológico compilado y el grado de resolución de las unidades (detalle de la leyenda) corresponde a la escala 1: 50000. El mapa se construyó directamente en el entorno QGIS. Además, cuando fue posible los límites geológicos se trazaron con precisión hasta el nivel de una escala de 1: 10000 (Fig. 2).

El territorio del AMSS tiene la particularidad de ser una superposición de rocas antiguas y tefras del volcán de San Salvador e Ilopango (Pleistoceno Tardío al Holoceno) de espesor que va desde decenas de centímetros a decenas de metros. Con la excepción de una parte del territorio en las proximidades de la caldera Ilopango, la escorias y tefras no pueden ser agrupadas como unidades geológicas separadas, por tanto, se tienen que combinar como complejos de tefras (espesor de horizontes de tefras identificados son relativamente pequeños y generalmente se superponen entre sí). Por lo tanto, se mapea en el mapa las tefras según la litología prevaleciente.

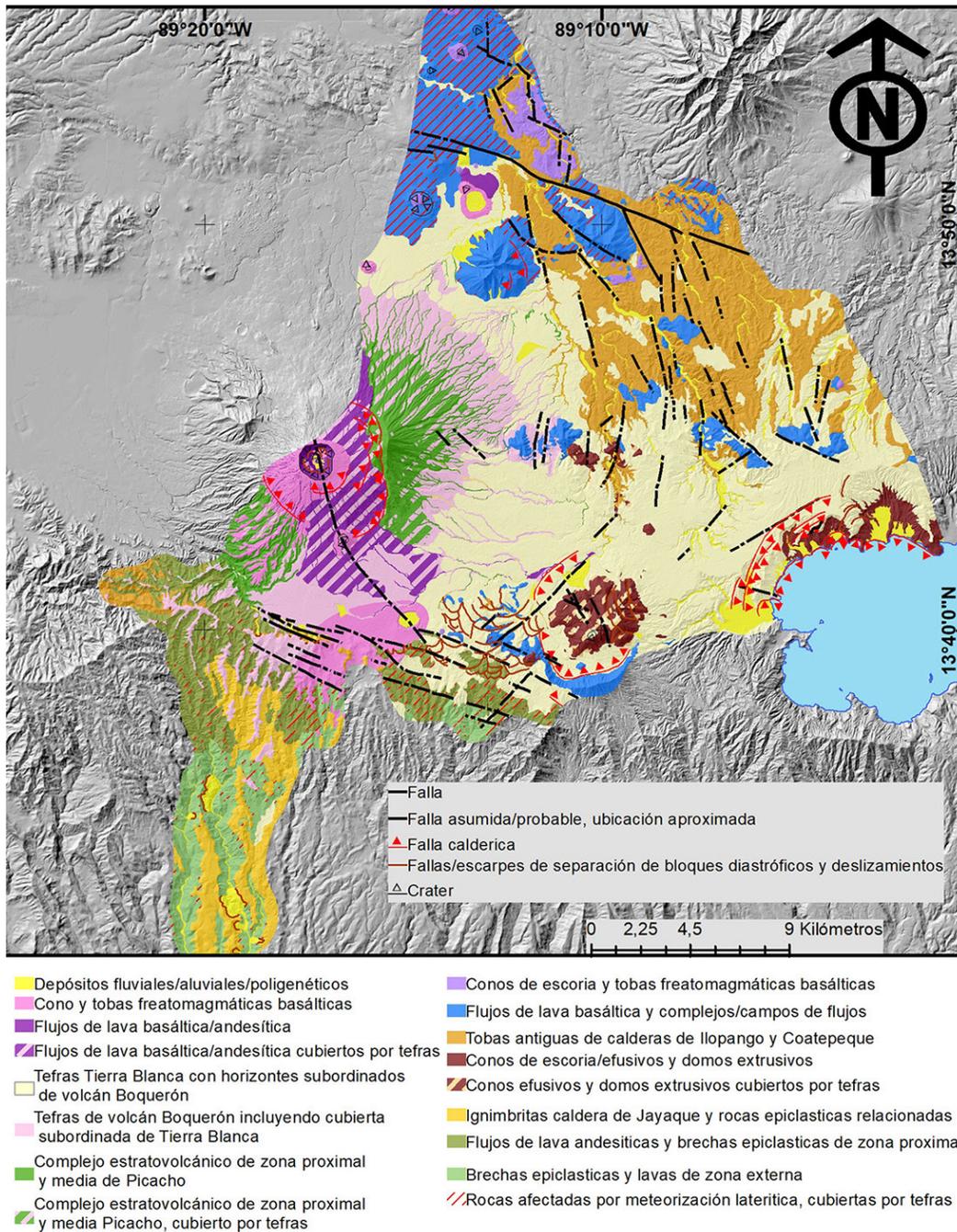


Fig. 2: Mapa geológico escala 1:50,000 del AMSS (leyenda explicada en detalle en <https://geoportal.opamss.org.sv/pdf/MapaGeologicoCaracterizacion.pdf>). Mapa a detalle en <https://geoportal.opamss.org.sv/portal/index.php/view/map/?repository=07&project=AnexosReglamento>

También se han utilizado isopacas de tefras de erupciones individuales haciendo uso de Sistema de Información Geográfica (SIG) (Ferrés, 2014; Marroquín y Vásquez, 2007; Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2008). Un segundo aspecto importante de la cubierta de tefra es su espesor. Para un espesor total de menos de 2 m, no se muestra en el mapa.

Con un espesor de 2 m a 6 m, se muestra por el método de bandas (estrato a modo de banda se muestra como que si fuera una trinchera excavada, para conocer estrato que se encuentra abajo, de manera que en mapa se muestran tiras alternas en el color de las tefras y otras tiras en el color de su base). En general, no se muestran los depósitos deluviales. Un caso especial está conformado por los complejos indiferenciados de regolitas lateríticas las cuales a veces están cubiertas por complejos de tefras de Tierra Blanca de la caldera de Ilopango; esta relación es importante en cuanto a ingeniería geológica y ordenamiento territorial, ya que estas zonas pueden estar predispuestas a movimientos de ladera, además el complejo de tefras se ve afectado por la erosión y el desarrollo de barrancos.

## Resultados y discusión

### Formación Bálsamo

En el área investigada, la unidad más antigua es la Formación Bálsamo que se ubica en un bloque relativamente elevado de la cordillera del Bálsamo al sur del Graben Central. Formalmente, incluye los volcanes dacíticos de San Jacinto y los estratovolcanes basálticos/andesíticos Loma Larga, Nejapa, Guaycume y otras ocurrencias menores (Bosse et al., 1978). Sin embargo, esta clasificación es inaceptable, ya que estos volcanes ya están acompañando el desarrollo del Graben Central y por tanto deben clasificarse como Cuscatlán. Esto también se muestra en los resultados de la datación radiométrica (cuadros 1, 2 y 3).

La Formación Bálsamo está constituida por productos de actividad volcánica andesíticos - flujos de lava, brechas volcánicas epiclásticas, conglomerados, areniscas, tobas de pómez esporádicamente retrabajadas (figuras 1, 2 y 3). La disposición radial, la morfología de los valles y los depósitos de zonificación faciales indican claramente que la formación es un relicto masivo de estratovolcanes, que llegaban al sur de la zona costera durante el Plioceno. Desde el punto de vista petrográfico, las rocas de la Formación Bálsamo son andesitas porfídicas finas a medianas y andesitas basálticas, también eventualmente hay presencia de basaltos. Su contenido de  $\text{SiO}_2$  varía en el rango 50 - 57%. Los fenocristales están representados por plagioclasa, clinopiroxeno ortopiroxeno Fe-Ti óxidos en proporción variable y olivino esporádicamente.

La reconstrucción paleovolcánica en la parte sur de la zona de análisis (Lexa et al. 2011) permitió identificar los estratovolcanes Jayaque, Panchimalco y Antiguo Ilopango (Fig. 1). Al oeste se encuentra el estratovolcán Jayaque con una morfología primaria bastante bien conservada y en la parte oriental del área de estudio está el estratovolcán Panchimalco con una morfología primaria parcialmente conservada. Al Este del área de estudio se encuentra el Estratovolcán Antiguo Ilopango, que en su mayoría está cubierto por rocas volcánicas más jóvenes de la Formación Cuscatlán. Reynolds (1987) llegó a una conclusión similar con respecto a la estructura de la Formación Bálsamo en el Sureste de Guatemala.

El mapeo en la parte sur del territorio (Lexa et al., 2011) ha demostrado que los miembros de la Formación Bálsamo b1, b2, b3 de Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978) no representan sucesiones de productos volcánicos sino más bien representaciones faciales, es decir, complejos faciales que luego se representan como variabilidad de la formación. Las edades de los estratovolcanes identificados Jayaque y Panchimalco son diferentes. Mientras que el estratovolcán Panchimalco evolucionó durante el intervalo 7,2 – 6,2 Ma, el estratovolcán Jayaque más extenso evolucionó durante el intervalo 2,6 – 1,7 Ma (Cuadro 1).

Según Lexa et al. (2011) en la parte suroeste del área de estudio, la Formación Bálsamo está cubierta por Ignimbritas Jayaque de la Formación Cuscatlán y a lo largo de la cresta de la cordillera del Bálsamo, está cubierta principalmente por unidades de tefra de la Formación San Salvador. El relieve de los valles en forma de V esta erosionados profundamente estando orientados hacia el sur, existiendo sectores con lateritas de espesor importante en las mesetas planas, indicando posible levantamiento reciente asociado con la subsidencia del Graben Central, después de un período más largo de denudación.

En la zona exterior (un sistema de conos aluviales bajo el pie del estratovolcán) la formación está formada por brechas volcánicas epiclásticas predominantemente gruesas hasta finas (Fig. 4), con cambio a conglomerados y con poca presencia de flujos de lava existiendo presencia en la parte cercana al cono volcánico.

Cuadro 1

Edades radiométricas de rocas de la Formación Bálsamo.

Litología	Unidad geológica datada	Edad (Ma)	Fuente
	Estratovolcán Jayaque	2,49 $\pm$ 0,20-1,74	Lexa et al. (2011)
	Estratovolcán Panchimaco	7,10 $\pm$ 0,23 - 6,30 $\pm$ 0,25	Lexa et al. (2011)

## Formación Cuscatlán

La integración de las rocas en la Formación de Cuscatlán es a veces problemática en el área de estudio. La causa es la desconexión espacial y la ausencia de interconexión con rocas clasificadas de forma única. Por lo tanto, se procedió a retomar la clasificación de rocas de Bosse et al. (1978), Schmidt-Thome (1975) y la definición de Reynolds (1980, 1987) que caracteriza la formación como una secuencia más joven o parcialmente fronteriza con los productos más jóvenes de la Formación Bálsamo, dominados por productos de vulcanismo ácido en relación con caldera/domos extrusivos. Los miembros característicos son los depósitos de ignimbritas andesíticas y riolíticas (figuras 1, 2 y 5), tobas y sedimentos volcánicos (epiclásticos), que yacen sobre la formación Bálsamo y en el basamento de la Formación de San Salvador y productos de la actividad volcánica contemporánea basáltica/andesítica (Cuadro 2). Al sur de la cordillera del Bálsamo, la Formación Cuscatlán está representada por la presencia de las ignimbritas que son probablemente el producto de la caldera Jayaque (Lexa et al., 2011). Su espesor alcanza hasta los 120 m. De manera similar, las ignimbritas del área de Olocuilta, que probablemente esté relacionada con la caldera más antigua de la caldera de Ilopango (Lexa et al., 2011; Sunyé-Puchol et al., 2018). Sunyé-Puchol et al., (2018) consideran a la ignimbrita Olocuilta como la más joven, sin embargo, esta relación no está respaldada por una documentación de campo relevante. Los resultados de la datación radiométrica señalan una posible relación opuesta. Mientras que la ignimbrita Olocuilta muestra edades con un intervalo de 1,8 – 1,64 Ma, la ignimbrita Zaragoza muestra edades en el intervalo de 1,53 – 1,35 Ma (Cuadro 2; Hernández y Jicha 2019, Lexa et al., 2011; Sunyé-Puchol et al., 2018). Edades aparentes de 2,4  $\pm$  0,27 y 2,86  $\pm$  0,05 reportadas para las ignimbritas por Lexa et al. (2011) y Hernández y Jicha (2019), respectivamente, no pueden tomarse seriamente ya que muestran una edad más alta que la edad del estratovolcán andesítico Jayaque subyacente a la Formación Bálsamo.

El límite superior de Formación Cuscatlán lo constituyen tefras dacíticas/riolíticas más antiguas de la caldera de Coatepeque debajo de los horizontes Arce y Congo al sur y oeste de Santa Tecla que yacen en la superficie erosionada de la Formación Bálsamo. Y la mayor presencia de tobas de la caldera Ilopango, al igual que los domos extrusivos y depósitos retransportados relacionados al norte de caldera Ilopango (Bosse et al., 1978; Lexa et al., 2011; Mann, Stix, Vallance y Richer, 2004; Suñe-Puchol et al., 2018, 2019).

Las ignimbritas/tobas más antiguas de la caldera de Ilopango se extienden con gran espesor por todo el Graben Central y al Norte, con la excepción de que en la parte Noreste del AMSS está cubierta por rocas más jóvenes de las formaciones Cuscatlán y San Salvador. Suñe-Puchol et al. (2019) definieron todos los productos explosivos de la caldera de Ilopango como el grupo Ilopango y lo dividieron en tres formaciones: Formación Comalapa. (aprox. 1,8 – 1,35 Ma, cuadro 2) con ignimbritas Olocuilta, Colima y Apopa como miembros; Formación Altavista (aprox. 960 - 260 ka, Cuadro 2) con ignimbritas Cojutepeque, Delgado, Manigua, San Juan, Cortez y Soyapango como miembros; Formación Tierras Blancas (aprox. 36 – 1,59 ka B.P., Cuadro 2) con Tierra Blanca 4, Tierra Blanca 3, Tierra Blanca 2 y Tierra Blanca Joven como miembros. La Formación Tierras Blancas es una parte integral de Formación San Salvador, según lo definido por Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978).

La Formación Cuscatlán también está representada por los relativamente jóvenes (Fig. 6) domos extrusivos dacíticos de San Jacinto (~ 350 ka, Cuadro 2), el cono efusivo dacítico de San Jacinto (330 – 270 ka, Cuadro 2), el cono de escorias/cenizas dacítico de San José, domo Cerro Tepeulo en borde de caldera de Ilopango (~ 180 ka, Cuadro 2), domos Cerro El Lomo y Loma Cinco Tiros del fondo de caldera de Ilopango (~ 80 – 60 ka, Cuadro 2) (Lexa et al., 2011). Así como otros domos extrusivos

Cuadro 2

Edades radiométricas de rocas de Formación Cuscatlán.

Litología	Unidad geológica datada	Edad (Ma)	Fuente
Roca dacítica	Caldera de Ilopango (domos de fondo)	0,08 $\pm$ 0,028 - 0,06 $\pm$ 0,029	Lexa et al. (2011)
Roca dacítica	Caldera de Ilopango (domos de borde)	0,180 $\pm$ 0,088	
Roca andesítica	Cono de San Jacinto	0,33 $\pm$ 0,23 - 0,27 $\pm$ 0,17	
Roca dacítica	Domos de San Jacinto	0,36 $\pm$ 0,04 - 0,034 $\pm$ 0,07	
Roca andesítica	Volcán Nejapa	0,331 $\pm$ 0,028	Hernández y Jicha (2019)
Roca basáltica	Volcán Loma Larga	0,90 $\pm$ 0,36 - 0,49 $\pm$ 0,33	
Toba dacítica	Ignimbrita Soyapango	0,335 $\pm$ 0,302 0,257 $\pm$ 0,033	Suñe-Puchol et al. (2019)
Toba dacítica	Tefras Tierra Blanca 6	0,389 $\pm$ 0,0043	
Toba dacítica	Tefras Tierra Blanca 8	0,400 $\pm$ 0,014	Hernández y Jicha (2019)
Toba dacítica	Ignimbrita Cortéz	0,553 $\pm$ 0,0166 0,499 $\pm$ 0,073	Suñe-Puchol et al. (2019)
Toba dacítica	Caída San Juan	0,626 $\pm$ 0,075 0,590 $\pm$ 0,330	
Toba dacítica	Ignimbrita Manigua	0,768 $\pm$ 0,049 0,750 $\pm$ 0,096	
Toba dacítica	Ignimbrita Delgado	0,830 $\pm$ 0,140	
Toba dacítica	Ignimbrita Cojute	0,918 $\pm$ 0,0174 0,960 $\pm$ 0,750	
Roca andesítica	Volcán Guaycume	0,950 $\pm$ 0,033	Hernández y Jicha (2019)
Roca andesítica	Volcán de Ilopango (arriba de ignimbrita Olocuilta)	1,44 $\pm$ 0,14 - 1,00 $\pm$ 0,31	Lexa et al. (2011)
Tobas poco o muy soldadas con pómez y pómez-cineríticas	Ignimbrita Zaragoza	1,53 $\pm$ 0,07 - 1,35 $\pm$ 0,07 2,860 $\pm$ 0,050 ???	
Toba dacítica	Ignimbrita Colima	1,560 $\pm$ 0,010 1,550 $\pm$ 0,120	Suñe-Puchol et al. (2019)
Toba dacítica	Ignimbrita Olocuilta	1,81 $\pm$ 0,22 - 1,77 $\pm$ 0,22 1,785 $\pm$ 0,006 1,640 $\pm$ 0,190	Lexa et al. (2011) Suñe-Puchol et al. (2019)

dacíticos alrededor, en la caldera de Ilopango y al noroeste de la caldera, a lo largo de los ríos Urbina y Acelhuate en el municipio de Delgado, incluidos varios domos extrusivos riolíticos. Los domos extrusivos del fondo de la caldera de Ilopango están acompañados por acumulaciones de brechas de hialoclastita y depósitos de pómez subacuáticos (Mann et al., 2004).

Según Lexa et al., (2011) el grupo de domos extrusivos de San Jacinto (figuras 1 y 2) están perturbados por la tectónica de fallas (NO-SE). Las rocas son en su mayoría dacitas con anfíbol y piroxeno. Las zonas de dacita masiva menos fracturada están separadas por zonas extensas de fractura intensa. Cerca de los márgenes de domos extrusivos hay extensas zonas de brecha (Fig. 6).

Hay depósitos de pómez/ceniza claros que se alternan con paleosuelos de color café (Fig. 7). En algunas secciones, los depósitos eólicos y los paleosuelos dominan los depósitos primarios de tefra. Los depósitos de tefra yacen principalmente en

Cuadro 3

Edades radiométricas de rocas de Formación San Salvador.

Litología	Unidad geológica datada	Edad (Ka B.P.)	Fuente
Roca andesítica/basáltica	Los Chintos lavas, Boqueroncito	AD 1917	Sapper (1925); Meyer-Abich (1956)
Roca andesítica/basáltica	Lava El Playón	AD 1658-1659	Meyer-Abich (1956)
Tefras basáltico/andesíticas	Talpetate II	0,766 +0,034	Ferrés et al. (2011)
Tefras basáltico/andesíticas	Talpetate I	1,031 +0,029	Ferrés et al. (2011)
Tefra dacítica	Tefras Tierra Blanca Joven	~ 1,590 1580 - 1,470	Dull et al. (2001) Dull et al. (2010)
Tefra andesítica	Maar Plan de Laguna	2,650 +0,050 7,520 +0,030	Amaroli et al. (1999) Hernández y Jicha (2019)
Tefra riolítica-andesítica	Tefras Boquerón G2	7,520 +0,030 7,868 +0,051	Hernández y Jicha (2019) Ferrés (2014)
Tefra dacítica	Tefras Tierra Blanca 2	~ 16	Kutterolf et al. (2008)
Tefra dacítica	Tefras Tierra Blanca 3	~ 30	Kutterolf et al. (2008)
Tefra riolítica-andesítica	Tefras Boquerón G1	~ 28	Kutterolf et al. (2008)
Tefra dacítica	Tefras Tierra Blanca 4	~ 34	Kutterolf et al. (2008)
Lava andesítica	San Salvador Antiguo Flujo de lavas Las Lajas	62 +11	Hernández y Jicha (2019)
Tefra riolítica	Tefras Coatepeque Congo	53 +3 56,9 +2,8/-2,1	Kutterolf et al. (2008) Rose et al. (1999)
Tefra riolítica	Tefras Coatepeque Arce	72 +2 20 +2	Rose et al. (1999) CEL (1992)

lateritas en la cresta de la Formación Bálsamo, ya que están ligeramente meteorizadas. Eso crea condiciones para la inestabilidad o movimientos de ladera.

Bosse et al. (1978) incluyó las epiclásticas volcánicas (fluviales) c1 de Cuscatlán en un sector de Tierra Blanca, al oeste de la caldera de Ilopango, sin embargo, este se considera como un material redepositado singenético y, por lo tanto, una parte integral del complejo de la tefra de Tierra Blanca de Formación San Salvador.

Los volcanes basálticos y andesíticos que aparecen en la conjunción de ignimbritas de Cuscatlán y bajo el límite inferior de la formación de San Salvador (Wieseman 1975; Bosse et al. 1978), son parte integral de la formación de Cuscatlán (su miembro c3). Por encima de todo estos se encuentran los restos de volcanes Guaycume, Nejapa (Bosse et al. 1978, lo incluyeron en la formación Bálsamo), Guazapa, El Carmen, al igual que Loma Larga (figuras 2 y 8) (Lexa et al. 2011) y otras ocurrencias menores de basaltos y andesitas. Su asignación a la Formación Cuscatlán basado en la superposición y el grado de erosión se confirma por edades radiométricas en el rango de 0,9 – 0,1 Ma (cuadro 2). Los volcanes monogenéticos basálticos/andesíticos representados por complejos de flujo de lava, conos de escoria asociados y dos mares en la parte norte del AMSS (Rapprich y Hradecký, 2005) muestran la misma posición estructural.

Bosse et al., (1978) cataloga dentro de la formación Cuscatlán también a los flujos de lava de basaltos y andesitas suprayacentes a las ignimbritas de la formación Cuscatlán, más que todo en la parte suroccidental del AMSS. El estudio de campo (Lexa et al., 2011) demostró que esta posición de los flujos de lava es solamente aparente y que en realidad se trata de flujos de lava de la formación Bálsamo.

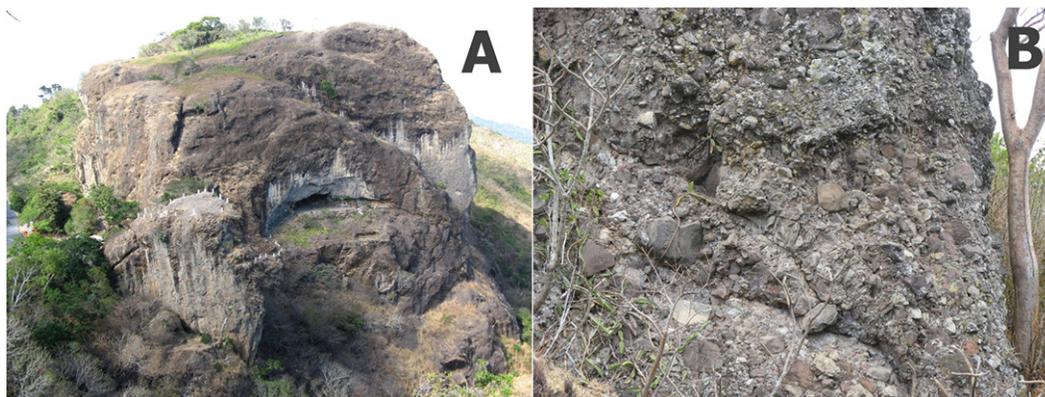


Fig. 3: A) Complejo estratovolcánico de flujos de lava inclinados y epiclásticas de partículas gruesas de la zona interior proximal del volcán Panchimalco (Puerta del Diablo +13,6246048, -89,1897575), B) Brecha volcánica epiclástica de partículas gruesas de la zona interior proximal del volcán Panchimalco (al sur de Puerta del Diablo 13,6089960°, -89,1923915°).

### Volcán Antigo San Salvador (Picacho)– Formación San Salvador/Cuscatlán

Un problema de esta zona es la relación de la parte más antigua del estratovolcán de San Salvador ya que Wieseman (1975) y Bosse et al., (1978) lo colocaron en la formación de San Salvador, pero la posición bajo las tobas de Arce y la Tierra Blanca cuatro (TB4) lo hace ver como el equivalente de los volcanes de basalto y andesita de la formación Cuscatlán. Basado en la reconstrucción paleovolcánica, la evolución del estratovolcán de San Salvador se divide en dos etapas principales separadas por el colapso de una caldera (Meyer-Abich 1956, Sofield 1998, 2004; Ferrés 2013, 2014). La parte más joven (volcán Boquerón) representada por un cono volcánico dentro de la caldera que se extiende lateralmente en las laderas norte y sur del volcán San Salvador es posterior a la unidad de tefra Tierra Blanca 4 de la caldera Ilopango (~ 36 ka) y pertenece a la Formación San Salvador según fue definido por Wieseman (1975) y Bosse et al., (1978). La parte más antigua (volcán Antigo



Fig. 4: Intercalación de conglomerados de depósitos de lahares y areniscas de la zona costera del mar en la zona distal (13,500578°, -89,539508°).



Fig. 5: A) Afloramiento de ignimbrita Jayaque fuertemente soldada (13,604654°, -89,320031°), B) Caída de tobas de unidades más jóvenes de la formación Altavista separadas por suelos (13,7260600°, -89,1588762°).

San Salvador) es anterior a la unidad de tefra Tierra Blanca 4, sin embargo, sus productos más antiguos en el sector suroeste (Las Lajas), representados por un flujo de lava de andesita espesa (~ 62 ka, Cuadro 3) descansan sobre los horizontes de tefra de la caldera de Coatepeque, Arce y Congo (~ 72 y 57 ka, respectivamente, Cuadro 3) (Hernández y Jicha, 2019). De ello se deduce que el volcán Antigo San Salvador se extiende sobre el límite de las formaciones Cuscatlán y San Salvador como lo definen Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978). Se ha respetado este hecho en el mapa geológico presentando los productos del volcán Antigo San Salvador como una unidad separada. Hernández y Jicha (2019) también han demostrado que, en el sector sureste, las rocas del volcán Antigo San Salvador están intercaladas con los horizontes más antiguos de la caldera de Ilopango, siendo el más antiguo TB8 (~ 400 ka, Cuadro 2). La construcción del volcán data después de este horizonte de toba.



Fig. 6: Típica brecha en bloques en la parte periférica del domo extrusivo (13,6817927°, -89,1723529°).



Fig. 7: Toba de pómez argilizada/meteorizada en la base del deslizamiento de Las Colinas; obsérvese las fisuras de corte iniciales pudiendo estar relacionadas a reptación. (13,6625077°, -89,2856874°).

Como se pudo observar en el caso de las ignimbritas más antiguas de la caldera de Ilopango (redefinición de unidades litoestratigráficas por Suñe-Puchol et al. (2019), la definición original de formaciones de Wieseman (1975) y Bosse et al., (1978) en el marco del mapa geológico 1:100 000 no está de acuerdo con los avances recientes en litoestratigrafía y mapeo geológico. Un problema similar representa la Formación San Salvador cuando una gran parte del estratovolcán de San Salvador no cumple con los criterios de su definición formal. En este caso, una solución plausible podría ser actualizar la Formación de San Salvador a un grupo y, posteriormente, definir las dos etapas mencionadas en la evolución del estratovolcán de San Salvador como Formación Picacho (el más viejo) y Formación Boquerón (el más joven).

Desde el punto de la descripción geológica y litológica (Fig. 9), es útil dividir los productos volcánicos del volcán San Salvador en tres subunidades: 1) el antiguo volcán San Salvador representado por los restos del cono volcánico (Picacho, Jabalí) y los depósitos de conos aluviales circundantes que evolucionaron antes la formación caldera; como fue discutido anteriormente la evolución del antiguo cono volcánico de San Salvador se extiende sobre el límite de las formaciones de Cuscatlán y San Salvador; la mayor parte de su evolución tuvo lugar antes de que se establecieran las tobas de Congo y Arce de la caldera de Coatepeque, solo sus productos más jóvenes se producen entre Congo, Arce y Tierra Blanca 4 (Hernández y Jicha, 2019); 2) volcán Boquerón evolucionando en la caldera del antiguo volcán San Salvador; 3) Sucesiones de tefra generalizadas asociadas con la evolución del volcán Boquerón.

En el sector suroeste, el cono del volcán Antiguo San Salvador se construye predominantemente por densas acumulaciones de escoria y tobas con flujos de lava subordinados. Más cerca del centro anterior aumenta la proporción de aglomerados y los flujos de lava de tipo AA. Al pie del cono, dominan los depósitos de tefra y escoria se alternan con el material retrabajado subordinado en forma de flujo de lodo, flujo de escombros y/o depósitos de flujo hiperconcentrados. Las tefras son en su mayoría finas, gruesas, color café, variablemente mal clasificados, en estratos masivos o laminados. Incluyen horizontes de tobas polvorientas muy finas y horizontes de paleosuelos eventualmente.

## Formación San Salvador

La Formación San Salvador representa un producto de la actividad volcánica del Pleistoceno Superior y Holoceno, estrechamente vinculada con el desarrollo del Graben Central. La edad exacta de los miembros más antiguos de la formación no ha

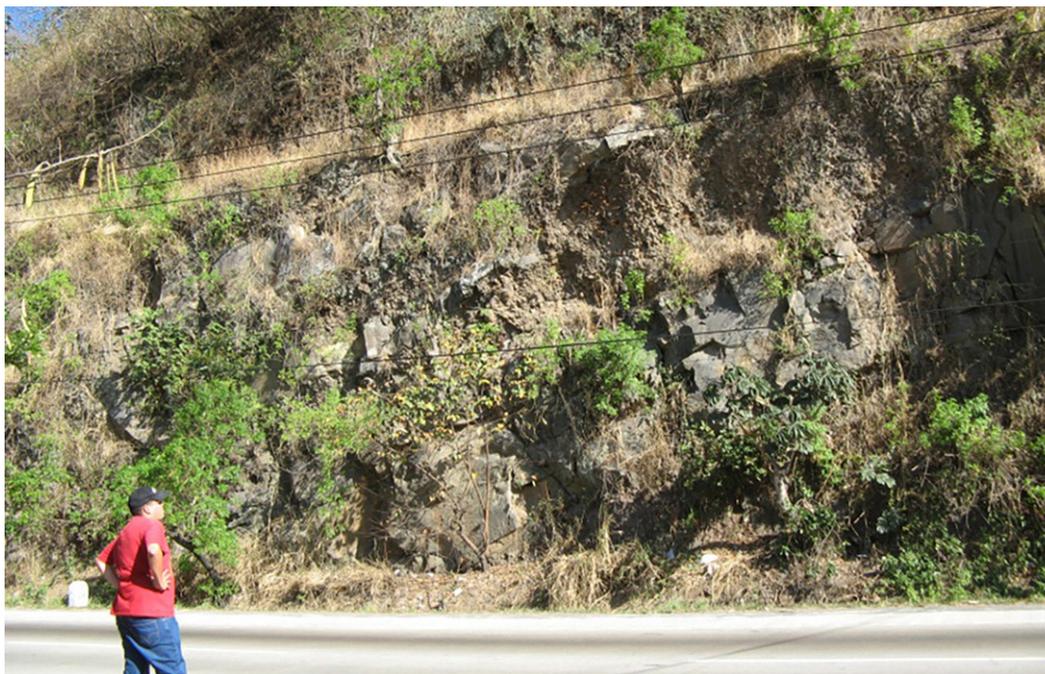


Fig. 8: Secuencia de flujos de lava basálticos del volcán Loma Larga; los flujos de lava son relativamente delgados, tipo AA con brechas volcánicas tipo cinerítico (al Este de San Marcos, 13,6529352°, -89,1565753°).

sidoprecisada, los productos más jóvenes datados son las escorias y tobas del maar Plan de Laguna (820 año A.C., Amoroli y Dull, 1998) y tefra Tierra Blanca Joven (430 let D.C., Dull et al., 2001; 500-545 CE, Dull et al., 2019). La Formación San Salvador (Cuadro 3) comprende en el área de estudio la parte más joven del volcán San Salvador (volcán Boquerón), un complejo de unidades jóvenes de tefra de la caldera Coatepeque, caldera de Ilopango, maares Plan de Laguna y La Tabla, así como conos de escoria El Cerrito y Cerro La Tabla con flujos de lava relacionados.

Yacen de manera variable sobre lateritas de la Formación Bálsamo, rocas de la Formación Cuscatlán y rocas del volcán Antiguo San Salvador. El espesor de la formación varía de menos de 0,5 m en las afueras del AMSS a más de 50 m cerca de la caldera de Ilopango y más de 300 m en el cono volcánico de Boquerón. La subdivisión de la formación y sucesión de miembros en el área de San Salvador ha sido elaborada por Hernández (2004) y Servicio Nacional de Estudios Territoriales (2008). Con mejoras menores basadas en resultados recientemente publicados de datación radiométrica (Chávez et al., 2014;

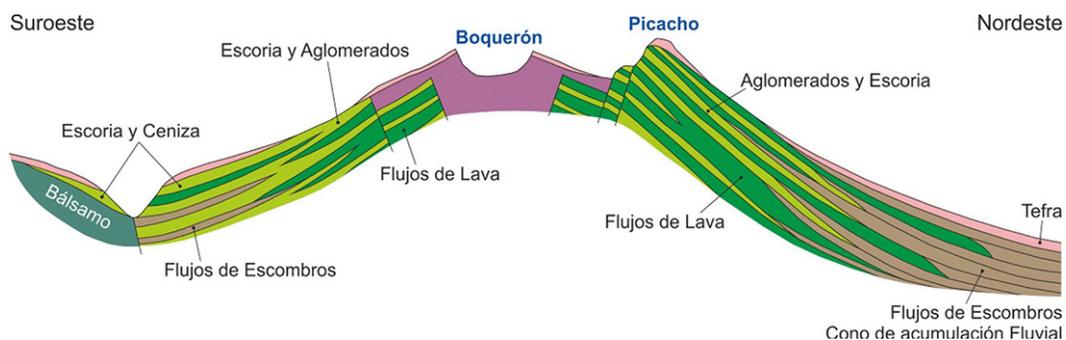


Fig. 9: Reconstrucción de perfil de volcán San Salvador basado en visitas de campo.



Fig. 10: Sucesión de tobas al sur del Río El Guarumal (Zona media-distal), Los Chorros (13,6939363°, -89,3223016°).

Dull et al., 2010; Kutterolf et al., 2008). Las unidades de tefra individuales generalmente están separadas por paleosuelos que se asocian a menudo con depósitos de polvo eólico color café. Debido al pequeño espesor en el mapa geológico, los miembros individuales de la Formación San Salvador no se distinguen. Más bien se diferencia la cubierta de tefra de acuerdo con las unidades de tefra dominantes involucradas. Las unidades de tefra de poco espesor (aproximadamente entre 6 y 2 m) se encuentran en el mapa indicadas por franjas de color apropiadas sobre el color de la unidad subyacente.

En el volcán Boquerón también han ocurrido erupciones en el flanco, que tuvieron lugar a lo largo de zonas de falla de extensión en general noroeste-sur sureste y oeste noroeste-este sureste (Ferrés et al., 2011; Sofield, 2004). Veinte y cuatro erupciones monogenéticas de flanco durante los últimos 3500 años crearon conos de escoria, flujos de lava extensos y varios mares (fuera del AMSS). Debido a la corta edad, la erosión ha despojado a lo largo de los valles la cubierta de tefra, sin embargo, la erosión del cono en sí es insignificante.

Los flujos de lava del volcán Boquerón son generalmente de espesor pequeño a moderado (2 - 8 m), compuestos de lava que muestran juntas de lámina o en bloques y brechas de lava de tipo AA superpuestas (Fig. 11). Los depósitos de escorias y/o aglomerados intercalados se producen localmente en el cráter central, con excepción de los respiraderos parasitarios en la ladera del volcán, donde la escoria y los aglomerados con bombas forman conos de escoria.

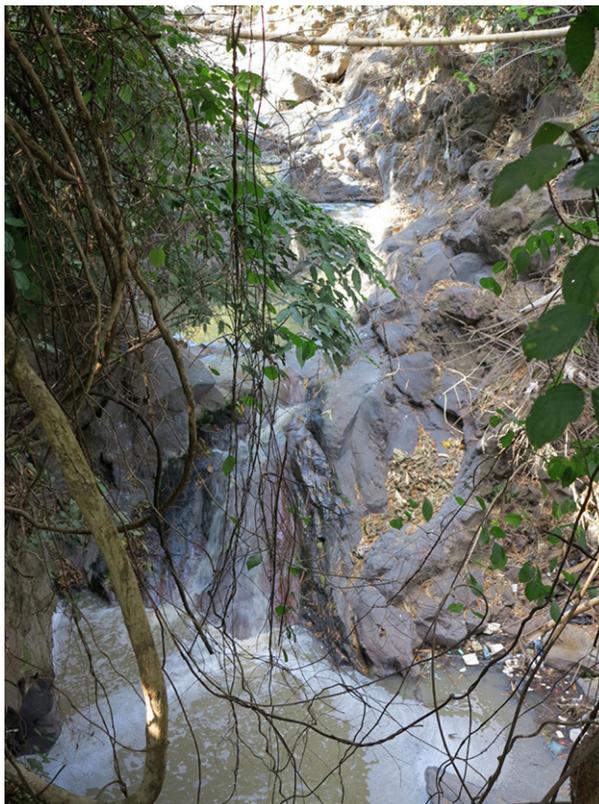


Fig. 11: Colada de lava de volcán Boquerón (13.697759°, -89.233735°).

Los depósitos de escoria Apopa, G1, G2 y B1, tobas color café relacionados y tobas “talpetate” corresponden a las principales erupciones explosivas del volcán Boquerón. Ferrés (2014) elaboró sus isopacas, siendo su espesor y extensión variable estando modificado también por la posterior erosión. El horizonte de escoria G1 es el más espeso (hasta 6 m alrededor del Picacho), extendiéndose alrededor del volcán hasta la distancia de 15 km. La escoria G2 alcanza un espesor máximo de 4,5 m SO del volcán en el valle de río El Guarumal, extendiéndose hasta 10 km. Las tobas de talpetate muestran el espesor máximo de 6 m en el lado oeste del cráter central y se extienden hacia el oeste hasta la distancia de 8 km (Fig. 12).

La secuencia de complejo de tefras de pómez de Tierra Blanca, incluyen horizontes de escoria del volcán Boquerón y facies distales del maar Plan de Laguna en la parte occidental del área inicia con los estratos de las escorias del volcán Apopa (sólo en el Norte del territorio) o por las tefras de Tierra Blanca TB-4. En la sucesión sigue un estrato más antiguo de escoria y de tefras del volcán Boquerón G1, tefras Tierra Blanca TB-3 y TB-2, escoria más joven del volcán Boquerón G2, tobas y escoria del maar Plan de Laguna en la parte sudoccidental del área, tobas de maar La Tabla cerca de Nejapa y tefras Tierra Blanca Joven TBJ; siendo el espesor total de tefra variable dependiendo del relieve y su subyacente (Fig. 12) y de la distancia a la caldera Ilopango. El espesor total de tefra aumenta hasta a unos metros en el oeste y hasta a unas decenas metros cerca de la caldera Ilopango.

Sobre la base de la proporción relativa de unidades de tefra de la caldera de Ilopango (TB4, TB3, TB2, TBJ) (Fig. 13) y otras fuentes (volcán Boquerón, maar Plan de Laguna, maar La Tabla).

Las tefras no consolidadas de la secuencia Tierra Blanca sufren erosión fácilmente. En las partes donde tienen mayor espesor, la erosión retrógrada forma cañones profundos y la superficie se transforma al relieve tipo “Badland” donde hay denudación intensa y áreas densas de quebradas (Fig. 13). La consistencia y propiedades de las tefras es, sin embargo, suficiente para formar escarpes en los cañones casi verticales, los cuales, durante el siguiente proceso erosivo, terremotos y lluvias son afectadas por derrumbes. Las propiedades físicas las caracterizan Rolo et al., (2004), Servicio Nacional de Estudios



Figura 12: A) Sucesión de tefra, de abajo hacia arriba: escoria G1, tobas color café, paleosuelo, tefra TB2, paleosuelo, escoria G2, tefra fina B1, paleosuelo, tefra; TBJ (13,723428°, -89,235167°); B) Detalle de escoria G1 sobre Tierra Blanca (13,751357°, -89,207350°).

Territoriales (2008), Chávez et al. (2012), Chávez et al. (2013), Chávez et al. (2016). Tierra Blanca Joven es afectada por derrumbes y flujos deslizantes (Chávez et al., 2016). Deslizamientos pueden ocurrir en este tipo de material cuando las tefras yacen sobre lateritas o en tobas argilizadas/meteorizadas más antiguas, lo que a menudo es el caso en la parte meridional del área de estudio.

La litología de tefra TBJ ha sido elaborada por Hernández (2004) y recientemente con gran detalle por Pedrazzi et al. (2019). Se han reconocido 8 unidades etiquetadas de A0 a G. En el área cercana a la caldera de Ilopango hay presencia, debajo de las tefras Tierra Blanca Joven con de más de 20 m de espesor, de un estrato de tefras redepositadas y de tefras de pómez de los horizontes más antiguos de Tierra Blanca, probablemente este nivel corresponde con el nivel del lago de ese entonces.

### Lateritas: variablemente con una cubierta fina de tefra

En las rocas de la Formación Bálsamo hay una extensa e intensa lateralización, correspondiente a la época antes de la activación de la subsidencia del Graben Central junto con la elevación de la cordillera Bálsamo. Esto provoca numerosos flujos de escombros, deslizamiento y derrumbes. Un peligro importante, sin embargo, está en los cortes artificiales hechos

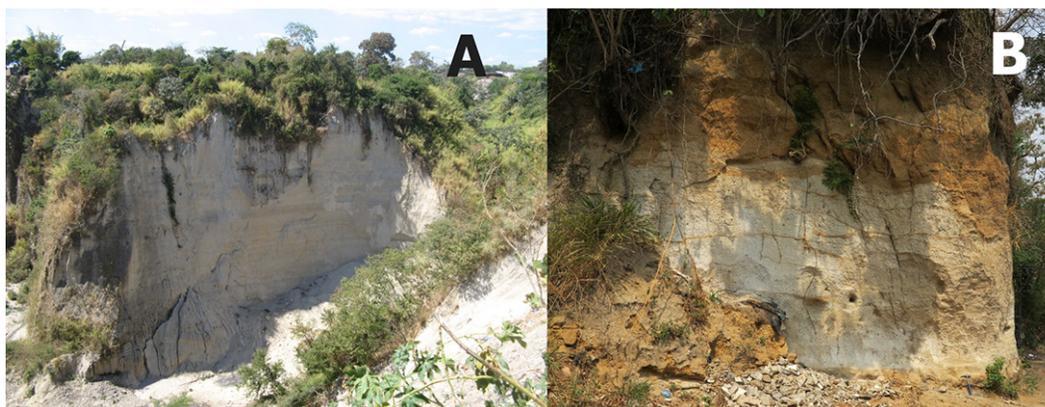


Fig. 13: A) Secuencia de tefras Tierra Blanca cerca de caldera de Ilopango con una morfología típica del tipo "Badland" (13,689899°, -89,110380°); B) Unidad de tefra TB4 con paleosuelo en superficie, Ayutuxtepeque (13,740311°, -89,208254°).



Fig. 14: Capa de laterita las grietas contractivas indican contenido de minerales arcillosos plásticos (13,639820°, -89,255502°).

en urbanizaciones y cambios del relieve original. Debido a construcción intensiva sobre esta área ya hubo algunas víctimas humanas y daños económicos.

En el caso de las rocas de Formación Cuscatlán podemos observar el desarrollo de suelos lateríticos (Fig. 14), sin embargo, el desarrollo no llega al grado necesario para causar una inestabilidad debido a erosión y de procesos de movimientos de ladera.

## Conclusiones

Se ha actualizado la geología del Área Metropolitana de San Salvador a escala 1:50000 mediante análisis de la estructura geológica, reconstrucción paleovolcánica de los volcanes y calderas originales, así como las características generales del desarrollo del territorio volcánico.

La Formación Bálsamo (Mioceno Superior - Plioceno) representa restos de los volcanes extensos de composición andesítica hasta basáltica - flujos de lava y rocas piroclásticas que pasan lateralmente a complejos epiclásticos de rocas volcánicas. La disposición radial, la morfología de los valles y los depósitos de zonificación faciales indican claramente que la formación es un relicto masivo de estratovolcanes (Jayaque, Panchimalco y Antiguo Ilopango), que llegaban al sur de la zona costera durante el Plioceno.

Formalmente esta formación incluía los volcanes dacíticos de San Jacinto y los estratovolcanes basálticos/andesíticos Loma Larga, Nejapa, Guaycume y otras ocurrencias menores (Bosse et al., 1978). Sin embargo, esta clasificación es inaceptable, ya que estos volcanes ya están acompañando el desarrollo del Graben Central y por tanto deben clasificarse como Cuscatlán. Esto también se muestra en los resultados de la datación radiométrica, así como la superposición y el grado de erosión.

La Formación Cuscatlán (Plioceno-Pleistoceno) representa: 1) la composición intermedia de ignimbritas silíceas y tobas que pasan lateralmente a acumulaciones de rocas epiclásticas y asociadas con rocas silíceas extrusivas/efusivas de composición intermedia; 2) rocas efusivas andesíticas y basálticas contemporáneas. El límite superior de la formación está bien definido por el contacto con la Formación de San Salvador. Las epiclastitas volcánicas (fluviales) c1 de Cuscatlán que Bosse et al. (1978) incluyó en un sector de Tierra Blanca, al oeste de la caldera de Ilopango, en realidad se considera como un material redepositado singenético y, por lo tanto, una parte integral del complejo de la tefra de Tierra Blanca. Los flujos de lava

de basaltos y andesitas suprayacentes a las ignimbritas de la formación Cuscatlán, más que todo en la parte suroccidental del AMSS que Bosse et al. (1978) cataloga dentro de la formación Cuscatlán se demostró que esta posición es solamente aparente y que en realidad se trata de flujos de lava de la formación Bálsamo.

El estratovolcan de San Salvador tiene una caldera colapso, la parte más joven (volcán Boquerón) esta representada por un cono volcánico dentro de la caldera. Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978) catalogaron al estratovolcán de San Salvador como Formación San Salvador, pero la posición bajo las tobas de Arce y la Tierra Blanca cuatro (TB4) e intercalación con los horizontes más antiguos de la caldera de Ilopango hace que se puede tomar como el equivalente de los volcanes de basalto y andesita de la Formación Cuscatlán, por lo que se concluye que el volcán Antiguo San Salvador se extiende sobre el límite de las formaciones Cuscatlán y San Salvador. En este caso, se recomienda actualizar la formación de San Salvador a un grupo y, posteriormente, definir las dos etapas mencionadas en la evolución del estratovolcán de San Salvador como Formación Picacho (el más viejo) y Formación Boquerón (el más joven).

La Formación de San Salvador (Pleistoceno Superior- Holoceno) incluye la mayoría de productos recientes del estratovolcán San Salvador y de sus centros parasitarios (flujos de lava, escombros, tefras, epiclasticos) y los productos volcánicos más jóvenes de Ilopango denominados colectivamente como Tierras Blancas. Las unidades de tefra están separadas por horizontes de suelo fósil y acumulaciones de depósitos eólicos de color marrón.

El conocimiento de las condiciones geológicas es importante para el uso de tecnologías de construcción adecuadas, ingeniería geológica, riesgo geológico y sísmico, protección del recurso hídrico entre otros.

## Agradecimientos

Deseamos reconocer apoyo recibido de Consejo de Alcaldes del Área Metropolitana de San Salvador (COAMSS), Agencia Andaluza de Cooperación para el Desarrollo Internacional (AACID), Proyecto de la Cooperación Técnica de la República Checa, de la Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS) y de Escuela de Ingeniería Civil de la Universidad de El Salvador (UES). Agradecemos a los expertos y editores que revisaron este artículo, cuyos comentarios mejoraron su calidad.

## Referencias bibliográficas

- Agostini, S., Corti, G., Doglioni, C., Carminati, E., Innocenti, F., Tonarini, S., Manetti, P., Divincenzo, G., y 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.
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., y Martínez-Díaz, J.J. (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1–13. doi: 10.1016/j.tecto.2014.03.012
- Alonso-Henar, J., Schreurs, G., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., y Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implication for the deformation in the Central America Volcanic Arc. Insights for 4D analogue experiments. *Tectonics*, 34 (1), 131-151. doi: 10.1002/2014TC003723
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., y Martínez-Díaz, J. J. (2017). Neogene-quaternary evolution from transpressional to transtensional tectonics in Northern Central America controlled by cocos: Caribbean subduction coupling change. *Journal of Iberian Geology*, 43, 519–538. doi: 10.1007/s41513-017-0034-2
- Amoroli, P., y Dull, R. (1998). Milpas prehispánicas en El Salvador. En J. P. LaPorte, H. L. Escobedo y A. C. Monzón de Suasnívar (eds), *XII Simposio de investigaciones arqueológicas en Guatemala* (pp. 639–650). Guatemala: Museo Nacional de arqueológicas y etnología.
- Bosse, H. R., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., Wiesemann, G., y Weber, H. S. (1978). *Geologische Karte der Republik El Salvador; Mittelamerika*. Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

- Baxter, S. (1984). *Léxico estratigráfico de El Salvador*. San Salvador. El Salvador: Comisión Ejecutiva Hidroeléctrica del Río Lempa (CEL)
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J. A., y Capote D. M. (2014). Structural development of El Salvador Fault Zone. *Journal of Iberian Geology*, 40(3), 471–488. doi: 10.5209/rev\_JIGE.2014.v40.n3.43559
- Centro de Investigaciones Geotécnicas. (1987). *Mapa geológico del área de San Salvador y sus alrededores* (escala 1: 15 000). San Salvador: Centro de Investigaciones Geotécnicas.
- Chávez, J., Hernández, W., y Kopecky, L. (2012). Problemática y conocimiento actual de las tefras Tierra Blanca Joven en el Área Metropolitana de San Salvador, El Salvador. *Revista Geologica de América Central*, 47, 117–132.
- Chávez, J., Lopez, R., Kopecky, L., y Landaverde, J. (2013). Soil-Water retention curve and beginning of monitoring in Tierra Blanca Joven (TBJ). *Revista Geologica de América Central*, 49, 83-99.
- Chávez, J., Šebesta, J., Kopecky, L., Lopez, R. y Landaverde, J. (2014). Application of geomorphologic knowledge for erosion hazard mapping. *Natural Hazards*, 71, 1323–1354. doi: 10.1007/s11069-013-0948-8
- Chávez, J.A., Landaverde, J., Mendoza, L., Lopez, R., y Tejnecký, V. (2016). Monitoring and behavior of unsaturated volcanic pyroclastic in the Metropolitan Area of San Salvador, El Salvador. *SpringerPlus*, 5(1), 1-24. doi: 10.1186/s40064-016-2149-x
- Chávez Hernández, J. A., Lazecký, M., Šebesta, J., y Bakoň, M. (2020). Relation between surface dynamics and remote sensor InSAR results over the Metropolitan Area of San Salvador. *Natural Hazards*, 103, 3661–3682. doi: 10.1007/s11069-020-04150-1
- Consorcio Salvador, e Italtelkna Italconsult–Geotérmica Italiana. (1988). *Estudio vulcanológico. San Salvador – Programa di Ricostruzione*. San Salvador: Republica Italiana Ministero degli Affari Esteri Direzione Generale per la Cooperazione allo Sviluppo.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., y Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador (Central America). *Geology*, 33, 989–992.
- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean Plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc. *Geophysical Research Letters*, 28(21), 4043-4046. doi: 10.1029/2001GL013518
- Dengo, G. (1968). *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central*. Ciudad de México, México: Centro Regional de Ayuda Técnica Agencia para el Desarrollo Internacional.
- Dengo, G., Bohnenberger, O., y Bonis, S. (1970). Tectonics and volcanism along the Pacific Marginal Zone of Central America. *Geologische Rundschau*, 59(3), 1215-1232. doi: 10.1007/BF02042290
- Dull, R. A., Southon, J. R., y Sheets, P. (2001). Volcanism, Ecology and Culture: A Reassessment of the Volcán Ilopango TBJ Eruption in the Southern Maya Realm. *Latin American Antiquity*, 12(1), 25-44. doi: 10.2307/971755
- Dull, R., Southon, J. R., Kutterolf, S., Freundt, A., Wahl, D., y Sheets, P. (2010). Did the TBJ Ilopango eruption cause the AD 536 event?. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 13, V13C-2370.
- Dull, R. A., Southon, J. R., Kutterolf, S., Anchukaitis, K. J., Freundt, A., Wahl, D. B., Sheets, P., Amaroli, P., Hernández, W., Wiemann, M. C., y Oppenheimer, C. (2019). Radiocarbon and geologic evidence reveal Ilopango volcano as source of the colossal ‘mystery’ eruption of 539/40 CE. *Quaternary Science Reviews*, 222, 105855. doi: 10.1016/j.quasci-rev.2019.07.037
- Dürr, F. (1960) El Marco Geológico. *Energía Geotérmica*, 1, 8-24.
- Dürr, F., y Klinge, H. (1960) Beiträge zur Stratigraphie und zur Paläopedologie des mittleren El Salvador. *Neues Jahrb Geologie*, 3, 111-132.
- Faccioli, E., Battistella, C., Alemani, P., y Tibaldi, A. (1988). Seismic microzoning investigations in the metropolitan area of San Salvador, El Salvador, following the destructive earthquake of October 10, 1986. *Proceedings, International Seminar on Earthquake Engineering* (pp. 28-65). Innsbruck, Austria.
- Ferrés, D., Delgado Granados, H., Hernández, W., Pullinger, C., Chávez, H., Castillo, C. R., y 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 archeological site: a review based on tephrostratigraphy. *Bulletin of Volcanology*, 73, 833. doi: 10.1007/s00445-011-0465-0

- Ferrés, D., Delgado Granados, H., Gutiérrez, R. E., Farraz, I. A., Hernández, E. W., Pullinger, C. R., y Escobar, C. D. (2013). Explosive volcanic history and hazard zonation maps of Boquerón Volcano (San Salvador volcanic complex, El Salvador). *Geological Society of America Special Papers*, 498, 201-230.
- Ferrés, D. (2014). *Estratigrafía, geología y evaluación de peligros volcánicos del complejo volcánico de San Salvador (El Salvador)* (Tesis de doctorado inédita). Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, México.
- Garibaldi, N., Tikoff, B., y Hernández, W. (2016). Neotectonic deformation within an extensional stepover in El Salvador magmatic arc, Central America: Implication for the interaction of arc magmatism and deformation. *Tectonophysics*, 693, 327-339. doi: 10.1016/j.tecto.2016.05.015
- Grebe, W.H. (1963). Zur Geologie der Altvulkanischen Gebirge in El Salvador (Mittelamerika). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 50, 1-116.
- Groppelli, G., y Viereck-Goette, T. (2010). *Stratigraphy and geology of volcanic areas* (The Geological Society of America, Special Paper 464). Colorado, USA: Geological Society of America
- Guzmán-Speziale, M. (2001) Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of North America-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 337, 39-51.
- Guzmán-Speziale, M., Valdes-Gonzalez, C., Molina, E., y Gomez, J. M. (2005). Seismic activity along the Central America volcanic arc: is it related to subduction of the Cocos plate?. *Tectonophysics*, 400, 241-254. doi: 10.1016/j.tecto.2005.03.006
- Hernández, E. W. (2004). *Características geotécnicas y vulcanológicas de las tefras de Tierra Blanca Joven de Ilopango, El Salvador* (Tesis de maestría inédita). Universidad Politécnica de El Salvador, San Salvador, El Salvador.
- Hernández, W., y Jicha, B. (2019). *Múltiple colapso sectorial del volcán de San Salvador*. San Salvador: Universidad Tecnológica de El Salvador.
- Kutterolf, S., Freundt, A., Pérez, W., Mörz, T., Schacht, U., Wehrmann, H., y Schmincke, H.-U. (2008). Pacific offshore record of plinian arc volcanism in Central America: 1. *Along-arc correlations*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(2). doi: 10.1029/2007GC001631
- Lexa, J., Sebesta, J., Chávez, J. A., Hernández, W., y Pecskey, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 106-140. doi: 10.3190/jgeosci.088
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J., y Wolf, R. (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, 33(19). doi: 10.1029/2006GL027694
- Mann, C. P., Stix, J., Vallance, J. W. y Richer, M. (Eds.). (2004). *Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America*. Colorado, USA: Geological Society of America.
- Mann, P., Rogers, R. D., y Gahagan, L. (Ed.). (2007). *Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems*. Londres: Chemical Rubber Company CRC Press.
- Mann, P. (Ed.). (2007). *Overview of the tectonic history of northern Central America*. Colorado. USA: Geological Society of America.
- Marroquín, K., y Vásquez, C. (2007). *Estudio Geotécnico de la erupción freatomagmática del Plan de la Laguna, Antiguo Cuscatlán, La Libertad* (Tesis de pregrado inédita). Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador, El Salvador.
- Martí, J., Groppelli, G., y Brum da Silveira, A. (2018). Volcanic stratigraphy: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 68-91. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Benito, B., y Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65-68. doi: 10.1130/G20089.1
- Meyer-Abich, H. (1956) Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador. *Anales del Servicio Geológico Nacional, El Salvador*, 3, 66-72.
- Meyer-Abich, H. (1960). El Salvador, mit eine Karte und einem Profil. En R. Hoffstetter (ed.), *Lexique Stratigraphique International 5 Amérique Latine* (fas 2a Amérique Centrale, pp. 99-128). Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.

- Molnar, P., y Sykes, L. R. (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *GSA Bulletin*, 80(9), 1639-1684. doi: 10.1130/0016-7606(1969)80[1639:TOTCAM]2.0.CO;2
- Morgan, J., Ranero, C. R., y Vannucchi, P. (2008). Intra-arc extension in Central America: Links between plate motions, tectonics, volcanism, and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 365-371. doi: 10.1016/j.epsl.2008.05.004
- OPAMSS (2020). *Reporte de Mapa geológico*. San Salvador: OPAMSS. Recuperado de <https://geoportal.opamss.org.sv/pdf/MapaGeologicoCaracterizacion.pdf>
- Pedrazzi, D., Sunye-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Costa, A., Smith, V. C., Poret, M., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Hernández, W., y Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: Volcanostratigraphy and physical characterization of the major Holocene event of Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 377, 81-102. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.03.006
- Plank, T., Balzer, V., y Carr, M. (2002). Nicaraguan volcanoes record paleoceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway. *Geology*, 30(12), 1087-1090. doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<1087:NVRPCA>2.0.CO;2
- Rappich V., y Hradecký, P. (2005). The Cinotepeque Range of central El Salvador: geology, magma origin, and volcanism. *Bulletin of Geosciences*, 80(4), 277–286.
- Reynolds, J. H. (1980). Late Tertiary volcanic stratigraphy of northern Central America. *Bulletin Volcanologique* 41, 601–607
- Reynolds, J. H. (1987). Timing and sources of neogene and quaternary volcanism in South-Central Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33(1), 9-22. doi: 10.1016/0377-0273(87)90052-7
- Rogers, R., Karason, H., y Van der Hilst, R. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 30, 1031–1034
- Rolo, R., Bommer, J. J., Houghton, B. F., Vallance, J. W., Berdousis, P., Mavrommati, C., y Murphy, W. (Eds). (2004). *Geologic and engineering characterization of Tierra Blanca pyroclastic ash deposits*. Colorado, USA: Geological Society of America.
- Rose, W. I., Conway, F. M., Pullinger, C. R., Deino, A., y McIntosh, W. C. (1999). An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America. *Bulletin of Volcanology*, 61, 106-120. doi: 10.1007/s004450050266
- Schmidt-Thomé, M. (1975). The geology in the San Salvador area (El Salvador Central America) a basis for city development and planning. *Geol Jb*, B13, 207–228.
- Servicio Nacional de Estudios Territoriales. (2008). *Aspectos geológicos que influyen en las aguas subterráneas y en la respuesta sísmica del Área Metropolitana de San Salvador*. Recuperado de <https://portafolio.snet.gob.sv/digitalizacion/pdf/spa/doc00080/doc00080-contenido.pdf>
- Sofield, J. D. (1998). *History Hazards of Volcán San Salvador, El Salvador* (Tesis de maestría inédita). Michigan Technological University, Massachusetts, USA.
- Sofield, J. D. (Ed.). (2004). *Eruptive history and volcanic hazards of Volcán San Salvador*. Colorado, USA: Geological Society of America.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., y Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66-81. doi: 10.1016/j.tecto.2015.12.017
- Stoiber, R. E., y Carr, M. J. (1973). Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bulletin of volcanology*, 37, 304–325
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Pedrazzi, D., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Hernández, W., y Gutiérrez, E. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Origin and early ignimbrite-forming eruptions of a graben/pull-apart caldera structure. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 1-19. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2018.12.004
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Pedrazzi, D., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Gutierrez, E., y Hernández, W. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Stratigraphic revision of the complete eruptive sequence and recurrence of large explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 100-119. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.02.011

- Weber, H. S., Wiesemann, G., y Wittekindt, H. (1974). *Geologische Übersichtskarte der Republik El Salvador* (escala 1: 500 000). Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Weyl, R. (1961). *Die Geologie Mittelamerikas*. Berlin: Gebrüder Bornträger,
- Weyl, R. (1966). *Tectonik, Magmatismus und Krustenbau in Mittelamerika and Westindien*. Stuttgart: Geotekt.
- Wiesemann, G. (1974). *Misión Geologica Alemana en El Salvador 1967 – 1971, Reporte final*. Stuttgart: Bundesanstalt für Bodenforschung.
- Wiesemann, G. (1975). *Remarks on the geologic structure of the Republic of El Salvador Central America*. Hamburgo: Mitt Geol Paläont Inst Univ.
- Williams, H., y Meyer-Abich, H. (1955). *Volcanism in the southern part of El Salvador with particular reference to the collapse basins of Coatepeque and Ilopango*. Berkeley: University of California Press.