

EL DOMO VOLCÁNICO EL GÜEGÜECHO (1,88 MA) Y SU EVOLUCIÓN EN EL CONTEXTO DE LA CALDERA DE ILOPANGO, EL SALVADOR

EL GÜEGÜECHO VOLCANIC DOME (1,88 MA) AND ITS EVOLUTION IN THE CONTEXT OF THE ILOPANGO CALDERA, EL SALVADOR

Walter Hernández*¹, Guillermo E. Alvarado², Brian Jicha³, Luis Mixco⁴

¹Geólogo consultor.

²Centro de Investigación Ciencias Geológicas,
Universidad de Costa Rica.

³Department of Geoscience, University of Wisconsin-Madison, EE.UU.

⁴Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN), El Salvador

*Autor para contacto: whernandez@geologist.com

(Recibido: 09/10/2018 aceptado: 23/01/2019)

RESUMEN: El domo El Güegüecho, localizado en la parte central de El Salvador, es un volcán monogenético situado a 3,5 km al norte del borde de la caldera de Ilopango, un supervolcán que en su historia ha tenido cerca de una docena erupciones explosivas. Aproximadamente unos 40 volcanes monogenéticos se han emplazado alrededor y en el interior de la caldera. El surgimiento del domo El Güegüecho fue precedido por erupciones vulcanianas (freatomagmáticas) que formaron un anillo de toba. El domo tipo *coulée* es asimétrico (15,5 km²) compuesto por un magma riolítico (73,2 % vol. SiO₂) evolucionado que se emplazó hace 1,88 ± 0,17 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar). El domo fue deformado por la actividad tectónica transtensional produciendo varios bloques y fue posteriormente cubierto por tefras de las varias erupciones de la caldera de Ilopango. Petrográficamente, la matriz de vidrio presenta rasgos de autodestrucción por surgimiento de perlitas y esferulitas. Geoquímicamente, esta estructura dómica es de las más evolucionadas en dicha región, aunque la composición de los elementos traza incompatibles son generalmente similares a las lavas y tefras pre y poscaldera, pero tiene bajas concentraciones de elementos de tierras raras medios y pesados. Este domo forma parte de un vulcanismo félsico precaldérico del Pleistoceno Inferior, previo a la formación de la Ignimbrita Olocuilta hace 1,72 ± 0,02 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar) y la caldera de Ilopango.

Palabras clave: Riolita, domo, anillo de toba, Ignimbrita de Olocuilta, transtensional, caldera Ilopango.

ABSTRACT: The El Güegüecho dome, located in the central part of El Salvador, is a monogenetic volcano located 3.5 km North of the caldera rim of Ilopango, which is a supervolcano that in its history has had about a dozen explosive eruptions. Approximately, 40 monogenetic volcanoes have been located around and in the interior of the caldera. The emergence of the El Güegüecho dome was preceded by vulcanian and phreatomagmatic eruptions that formed a tuff ring. The asymmetric coulée dome (15.5 km²) is composed of an evolved rhyolitic magma (73.2 % vol SiO₂) that was emplaced at 1.88 ± 0.17 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar). The dome was deformed by the transtensional type tectonic activity producing several blocks. The dome was covered by tephtras from eruptions of Ilopango caldera. Petrographically, the glass matrix shows features of self-destruction due to the appearance of perlitites and spherulites. Geochemically, this dome structure is one of the most evolved in the caldera region, but the composition of the incompatible trace elements of El Güegüecho are generally similar to the lavas and tephtras pre and poscaldera, but it has low concentrations of medium and heavy rare earth elements. This dome is considered to be part of a precaldera felsic volcanism of the Lower Pleistocene, prior to the formation of the Ilopango caldera at 1.72 ± 0.02 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar).

Keywords: Rhyolite, dome, tuff ring, Olocuilta ignimbrite, transtensional, Ilopango caldera.

INTRODUCCIÓN

A lo largo de la parte central de El Salvador se extiende la cadena volcánica Cuaternaria, la cual se ha establecido dentro de la estructura conocida como el Graben Central, donde se localizan los volcanes más activos y bajo vigilancia: Santa Ana, Izalco, El Boquerón, San Vicente, San Miguel e Ilopango. El Salvador se encuentra en la placa del Caribe, bajo la cual se subduce la placa oceánica del Coco (Fig. 1). La caldera de Ilopango (16 km E-W x 13 km N-S) con su lago (11 x 8 km) ha tenido una prolongada actividad eruptiva desde hace 1,7 Ma, caracterizada por explosiones que han llegado afectar en algunas ocasiones, la región centroamericana, como fue el caso de la erupción Tierra Blanca Joven (TBJ) que impactó a la civilización Maya hace unos 1500 años (Sheets, 1979; Dull et al. 2001; Dull, 2004; Dull et al., 2010; Hernández et al, 2015; Suñe-Puchol et al., 2019). Esta caldera tiene asociado un volcanismo monogenético acompañando los episodios explosivos, el cual se estableció a su alrededor y en su interior. El cerro El Güegüecho forma parte de un grupo de volcanes que están situados entre San Pedro Perulapán – Cojutepeque – El Carmen – Monte San Juan, en la parte central de El Salvador (Fig. 2).

Williams y Meyer-Abich (1955) consideraron que el domo félsico El Güegüecho surgió

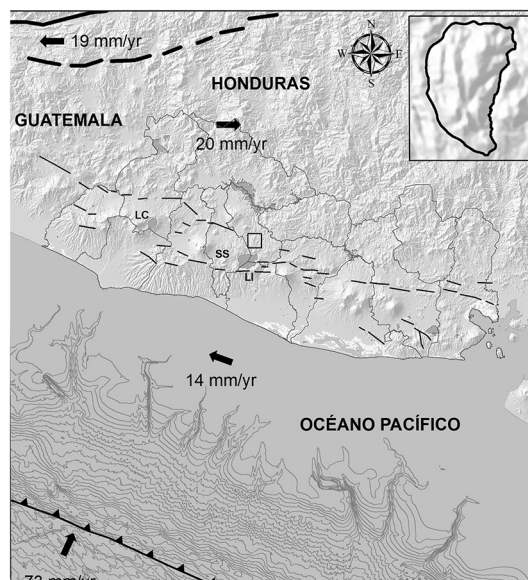


Fig. 1: Mapa mostrando el arco volcánico paralelo con el fallamiento principal NW-ESE que atraviesa todo el país, donde predomina el movimiento transcurrente dextral. El arco volcánico es paralelo al fallamiento principal y a la Trinchera Mesoamericana. La caldera de Ilopango se localiza en la parte central de El Salvador. En el recuadro se muestra el domo El Güegüecho. SS: San Salvador, LI: lago de Ilopango, LC: lago de Coatepeque.

como una expresión en superficie, de la actividad volcánica efusiva asociada a la caldera de Ilopango en la etapa inicial de su formación y que las Ignimbritas Olocuilta, fueron las que



Fig. 2: Domo El Güegüecho ubicado al 3.5 km al norte del lago Ilopango, al oriente de San Pedro Perulapán y a 20 km al noreste de San Salvador. La Caldera de Ilopango está situada en la parte central del país y alineada con el arco volcánico.

produjeron el colapso caldérico. Sin embargo, no exponen claramente si el domo es precaldérico o si este surgió después de la gran erupción de las Ignimbritas Olocuilta y su concomitante formación de la caldera de Ilopango. Esta es la razón que ha motivado el presente estudio con el cual se pretende averiguar esa relación de campo espacio-temporal. Por eso, fue necesario prestar atención a las edades absolutas del domo y de la Ignimbrita de Olocuilta que produjo del colapso del primitivo supervolcán. En este trabajo se suministran dos edades nuevas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$); una para el domo El Güegüecho y otra para la Ignimbrita de Olocuilta. Se provee también datos nuevos geoquímicos de elementos mayores, menores y elementos traza y difracción de Rayos X, de estas dos importantes litologías y su relación con datos similares de otros investigadores. El domo es el de mayor tamaño que los demás y su deformación debido a las fallas, lo ha seccionado en grandes bloques que han modificado su forma original (Figs. 3 y 4). Se aportan también datos

de campo, geomorfológicos, vulcanológicos que complementan la compleja evolución volcanotectónica de los alrededores del cerro.

CONDICIONES GEODINÁMICAS

La región centroamericana se localiza en la placa del Caribe, bajo la cual se subduce la placa oceánica del Coco de forma oblicua con una velocidad de 73-84 mm/año (DeMets, 2001). La región también se ve afectada por el choque de las placas del Caribe y la de Norte América, que están separadas por el sistema de fallas Motagua-Polochic del tipo transcurrente sinistral. Hacia el sur, la zona morfológica del encuentro de estas placas la constituye la Fosa Mesoamericana (Fig. 1). La subducción y el movimiento hacia el oriente del bloque Chortis, ha generado una depresión tectónica que se extiende por toda Centroamérica con movimientos dominantes laterales y verticales, que también se extiende paralelo a la Fosa

Mesoamericana. En el Bloque Chortis se localizan los países de Honduras, El Salvador, la parte sur de Guatemala y la mayor parte de Nicaragua (Mann et al., 2007). El bloque antearco tiene un movimiento de 14 mm/año con desplazamiento hacia el noroeste (DeMets, 2001), que secundariamente es acompañado por movimientos verticales, en cuyo interior se localiza el arco volcánico activo Cuaternario (Fig. 1).

Álvarez-Gómez et al. (2008) sostienen para el escaso acoplamiento de la interface de la subducción de la placa del Coco frente a las costas de El Salvador y Nicaragua, debe haber otras fuerzas que ejerzan el desplazamiento del antearco salvadoreño y nicaragüense. Staller (2014) reconoce que la oblicuidad a lo largo de la trinchera mesoamericana es más pequeña comparada con otros márgenes convergentes también oblicuos. La poca oblicuidad en dirección de la subducción no es suficiente para generar la fuerza requerida para provocar el movimiento del antearco paralelo a la fosa,

tal y como proponía DeMets (2001). Staller (2014) sostiene, además, que existen algunas hipótesis sobre cómo puede ocurrir el movimiento del antearco centroamericano (CAFA): 1) convergencia oblicua entre las placas del Coco y la del Caribe (DeMets, 2001); 2) La colisión de la cordillera del Coco en Costa Rica que empuja el antearco hacia Nicaragua (LaFemina et al., 2009; Kobayashi et al., 2014); 3) El movimiento del antearco hacia el occidente es causado por la placa de Norte América en la triple unión difusa, la que arrastra, a modo de pinza, el CAFA debido al movimiento de la placa de Norte América (Lyon-Caen et al., 2006; Álvarez-Gómez et al., 2008).

Álvarez-Gómez et al. (2008) consideran también que tales fuerzas derivan de que el bloque antearco esté en alguna medida pinzado a la placa de Norte América en la unión del punto triple difuso de las placas frente a las costas de México donde existe acople. Como consecuencia, al no haber acople entre el bloque del antearco de

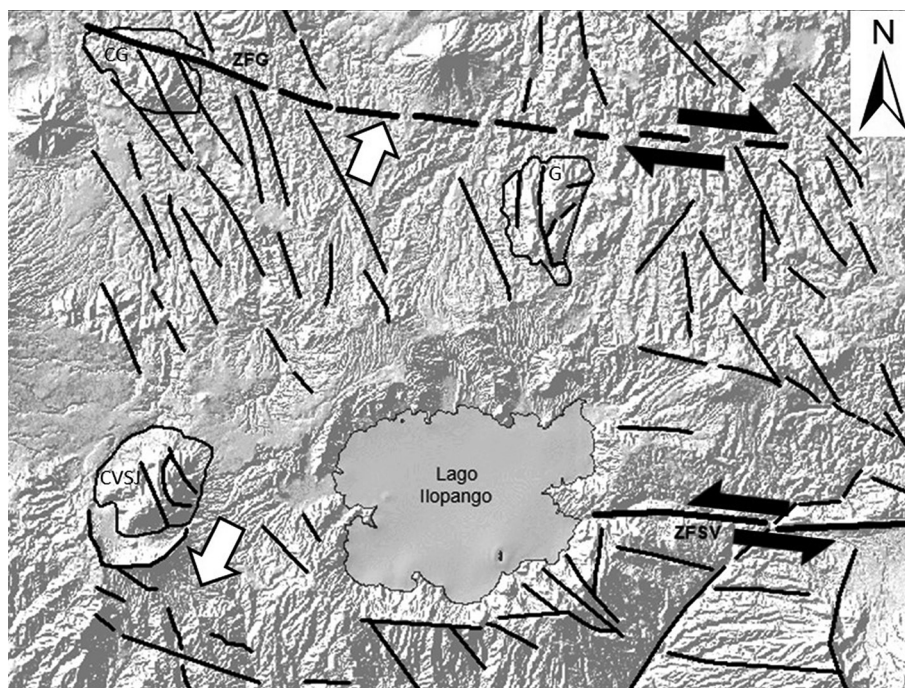


Fig. 3: Diagrama esquemático de región afectada por la cuenca de tracción. Líneas gruesas discontinuas muestran los límites de las fallas transcurrentes dextral de la depresión tectónica. G: Domo El Güegüecho; CG: Cono Guaycume; CVSJ: Complejo Volcánico San Jacinto; CI: Caldera de Ilopango; ZFG: Zona de Falla Guaycume; ZFSV: Zona de falla de San Vicente. Flechas blancas: Zona de extensión; Flechas negras: Falla Transcurrente dextral.

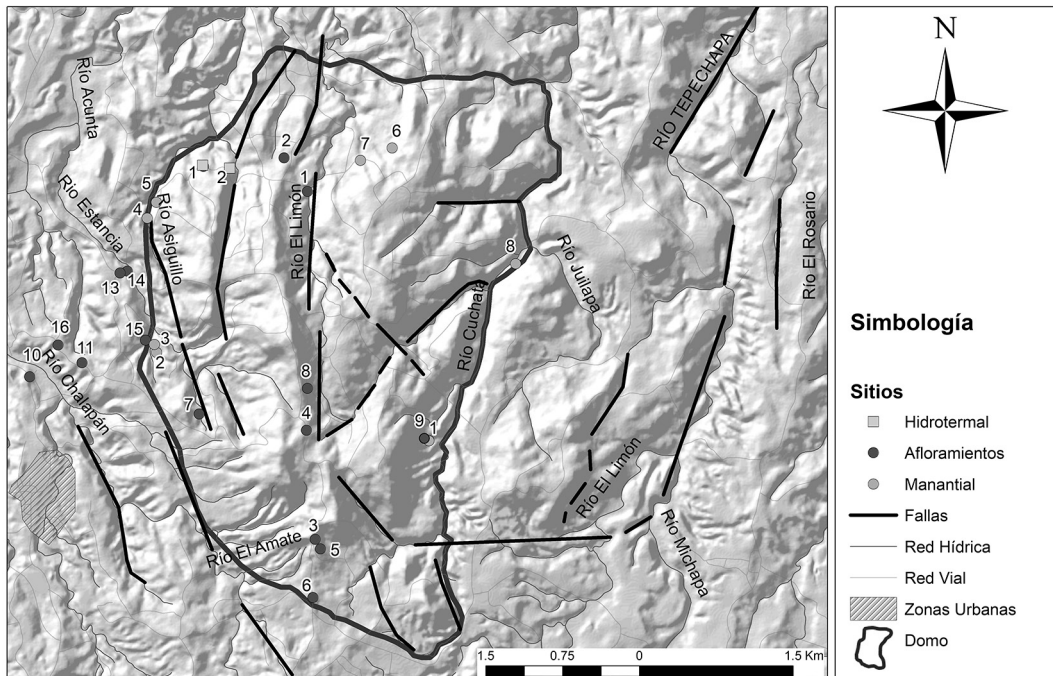


Fig. 4: Mapa de elevación digital (MED) preparado a partir de mapa topográfico a escala 1:10,000 y curvas de nivel a cada 10 metros. El mapa muestra los lineamientos tectónicos que intersectan el domo El Güegüecho, puntos de afloramientos, zonas de alteración hidrotermal, manantiales y la red de drenaje.

El Salvador-Nicaragua, no habría resistencia y el antearco sería arrastrado en dirección NW en relación a la placa del Caribe. Para el caso del antearco nicaragüense, LaFemina et al. (2009) proponen que el empuje ortogonal ejercido por la cordillera del Coco al sur de península de Nicoya es la responsable del movimiento del antearco nicaragüense hacia el NW, correspondiendo a lo que llaman el escape tectónico. Estudios más recientes de Kobayashi et al. (2014) apoyan esa misma propuesta.

Tectónica y vulcanismo local

En la parte central y oriental de El Salvador se ha identificado la presencia de una zona de falla regional con movimiento dextral, que se extiende desde la parte norte del golfo de Fonseca hasta la parte oriental de la caldera de Ilopango, denominada Zona de Falla de El Salvador - ZFES (Martínez-Díaz et al., 2004). Esta falla con rumbo casi E - W no es continua y está dividida en cinco segmentos o fallas:

Occidental, Guaycume, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel (Canora et al., 2012, 2014; Staller, 2014, Staller, et al., 2016; Alonso-Henar et al., 2014, 2015). Alonso-Henar et al. (2015) proponen que inicialmente existía una componente extensional en la deformación en algún momento de la evolución de la ZFES, para explicar los movimientos de extensión y laterales sobre estructuras que están comúnmente asociadas con la falla activa transcurrente. Además, las observaciones de campo sugieren que la migración del arco volcánico hacia el sur y la extensión, podrían deberse al movimiento de retrotracción (*roll-back*) de la placa del Coco debajo del bloque Chortis durante el Neógeno. La última etapa del movimiento de retrotracción ocurrió en el Plioceno Superior-Pleistoceno, período en el cual se dio el vulcanismo monogenético (Alonso-Henar et al., 2015). El segmento de la falla San Vicente con ~21 km de longitud, dispuesta E-W, se observa en el borde oriental de la caldera de Ilopango y mientras que en el otro

extremo de la caldera desaparece. Esto es debido a un salto de los esfuerzos tectónicos que dan lugar a la falla Guaycume (Plaza-Mulas, 2013) situada hacia el norte (Fig. 3) y que deforma el cerro homónimo de donde deriva su nombre.

Las fallas de desgarre Guaycume y la cordillera del Bálsamo se encuentran separadas entre sí unos 30 km y generan un ambiente tectónico transtensional que causan deformaciones en la caldera de Ilopango, facilitando cerca de una docena de erupciones explosivas y erupciones efusivas con el emplazamiento de 40 volcanes monogenéticos a su alrededor y en su interior, entre los que sobresale el domo El Güegüecho por su gran tamaño (Fig. 2). Garibaldi et al. (2016) estudian el aspecto tectónico general de la zona cercana a la caldera de Ilopango y proponen la existencia de una serie de estructuras que sugieren la presencia de una cuenca de tracción (*pull-apart*) en un ambiente transtensional a lo largo del eje magmático; los recientes resultados geodésicos indican un movimiento dextral del bloque del antearco salvadoreño. La deformación está acomodada por una serie de fallas dextrales con orientación E - W. Como resultado de esos esfuerzos se forman fallas extensionales en los extremos de la cuenca de subsidencia, en cuyo interior se localiza la caldera de Ilopango (Fig. 3). Esas fallas extensionales serían las que han estado facilitando el ascenso magmático desde la cámara magmática del volcán de Ilopango, para el emplazamiento del domo El Güegüecho y la formación posterior del grupo de volcanes monogenéticos. Los trabajos gravimétricos realizados en los alrededores de la caldera de Ilopango por Saxby et al. (2016), confirman la presencia de la cuenca de tracción controlada por fallas transcurrentes.

METODOLOGÍA

El volumen geométrico del domo fue obtenido por el método AutoCAD Civil 3D, que combina para calcular el volumen de la superficie superior del Modelo Digital de Elevaciones (MDE), generado por la interpolación de curvas

de nivel a cada 5 m obtenidas de los cuadrantes topográficos digitales (escala 1:10 000) con la superficie inferior de referencia que encierra la línea de quiebre de los bordes del MDE. El domo no guarda la forma original debido a que fue deformado y dividido en varios bloques por fallas y ahora esos bloques forman varios cerros (Fig. 4). En este trabajo nos referimos como domo, a ese conjunto de cerros debido a su génesis, estructura interna, restos geomórficos y a su composición riolítica. Los volcanes Miraflores, La Bolsa y Huiziltepeque, localizados contiguos a El Güegüecho, no forman parte de este estudio. Sin embargo, se presenta su relación estratigráfica basada en el grado de meteorización y a la relación de campo.

Los análisis de elementos mayores y trazas de roca total (Apéndice, cuadro 1) se realizaron mediante técnicas Fluorescencia de Rayos X (FRX) y Espectrometría de Masas con fuente de Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS), en el Laboratorio geoanalítico de la Universidad Estatal de Washington (<http://www.sees.wsu.edu/Geolab/index.html>). Los elementos principales analizados usando FRX, son precisos hasta más de 0,2 % ([vea http://sees.wsu.edu/Geolab/note/xrfprecision.html](http://sees.wsu.edu/Geolab/note/xrfprecision.html)). La precisión de los datos de FRX se basan en cientos de mediciones de muestras replicadas a través de una amplia gama de concentraciones. La precisión analítica para la mayoría de los elementos trazas a través de ICP-MS es típicamente ± 3 %.

Los experimentos de calentamiento gradual de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se llevaron a cabo en una matriz preparada a partir del domo El Güegüecho (Fig. 4, punto 4). En el laboratorio de Geocronología de Gases Raros de la Universidad de Wisconsin, se realizó el análisis en el horno de calentamiento gradual en 200 mg de matriz empleando los métodos de Jicha et al. (2012). Los análisis de isótopos de argón fueron hechos utilizando el *Mass Analyzer Products* (MAP215-50), y el dato se redujo usando el software ArArCalc versión 2,5 (<http://earthref.org/ArArCALC/>). Para la terminología en español, se tomó en cuenta el trabajo de Murcia et al. (2013).

DOMO EL GÜEGÜECHO

Geomorfología del domo

El Cerro El Güegüecho está ubicado a 20 km al NE de San Salvador, a 2 km al este del Municipio de San Pedro Perulapán y a 3,5 km al norte del borde de la caldera de Ilopango (Figs. 1 y 2). En su cercanía hay varios volcanes monogenéticos de menor tamaño y de distinta composición química. El cerro constituye el punto más elevado que sobresale de la ladera norte de la caldera Ilopango con una altitud de 927 m, que se levanta sobre el relieve accidentado del municipio San Pedro Perulapán, mientras que su base promedio del domo está a 605 m s.n.m. El domo ocupa un área de 15,5 km² y un volumen de roca densa equivalente (DRE) de 1,4 km³, indicando ser un domo de mediano tamaño. Todo el complejo volcánico sobresale 310 m de su entorno, lo cual ofrece una amplia vista panorámica a su alrededor.

Desde el punto de vista geomorfológico, el cerro El Güegüecho y los cerros Huiziltepeque, Miraflores y La Bolsa, fueron mapeados como una sola unidad por Sebesta & Chávez (2011). Sin embargo, estos últimos son estructuras volcánicas independientes. Los ríos Chalapán y La Estancia los limitan al occidente, mientras que al oriente lo hace el río Cuchata, ambos ríos desembocan en el río Tizapa y este último en el río Lempa y más largo del país. Las erupciones con efusión de lavas viscosas, formaron laderas con pendientes empinadas durante la construcción del domo El Güegüecho. El aspecto alargado en dirección norte de ese macizo, obedece a que se deformó debido a la pendiente algo inclinada de la ladera donde las lavas se acomodaron, haciendo una distribución asimétrica de las mismas, adoptando la forma de lóbulos (Figs. 3 y 4). Este tipo de colada de lava es llamado *coulée* (Francis & Oppenheimer, 2004). Las fallas que cortan ese macizo rocoso lo dividieron en grandes bloques, lo que con el tiempo fueron expuestos a la meteorización y erosión, tomando formas redondeadas y ahora dan aspecto de cerros independientes. Esas fallas permiten la infiltración y la circulación en profundidad de las

aguas meteóricas, las que surgen a la superficie en sitios más bajos como manantiales, además, varias quebradas de estación lluviosa y ríos que recorren a lo largo de fallas y drenan el macizo rocoso en dirección norte.

Geología y estratigrafía del área de estudio

El aspecto estratigráfico está limitado a la correlación relativa del domo con los volcanes monogenéticos vecinos. Frullani, (1989) definió para el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), agrupaciones de los distintos depósitos piroclásticos antiguos separados por paleosuelos y los agrupó en las Tobas Inferiores (Ti), mientras que los depósitos piroclásticos más recientes, las Tefras Superiores (Ts) por estar incosolidados las denominó del más antiguo al más joven: TB4, G1, TB3, TB2 y TBJ. G1 es depósito piroclástico que corresponde al volcán Boquerón y está intercalado entre TB4 y TB3 del Ilopango. Con este criterio, los depósitos del anillo de toba del domo El Güegüecho son más antiguos que TB4 y pertenecen a las Tobas Inferiores de la Formación Cuscatlán. La mayor parte de las coladas de lava de este volcán están expuestas por erosión y muestran la presencia de un suelo residual con presencia de arcillas en sectores con fallas. En varios lugares se observan lentes delgados de lapilli de pómez riolítico (73,40 % vol. SiO₂) de TB4 de edad de 23,57 ± 3,8 ka (Hernández et al., 2012) y una cobertura más amplia de tefras de TBJ de edad 535 d. C. (Dull et al., 2010), ambas asociadas a las erupciones recientes de la caldera de Ilopango. En campo se observó que el cono de lava basáltica Huiziltepeque está bastante conservado y sus lavas están algo frescas y sobreyacen al domo La Bolsa. También se constató mayor meteorización en las coladas de las lavas de los domos La Bolsa y Miraflores. A partir de estas observaciones se ha elaborado un esquema relativo de edades. Por tanto, el volcán monogenético más antiguo es El Güegüecho, seguido por La Bolsa y Miraflores. El cono basáltico Huiziltepeque es el más joven del grupo.

Depósitos piroclásticos del anillo de toba

Las tefras que precedieron al emplazamiento del domo yacen extendidas alrededor del centro de emisión formando un anillo de toba (Figs. 5 y 6). Se han encontrado pocos afloramientos piroclásticos asociados a ese anillo de toba, los cuales en su mayoría tienen poca exposición, situación que impide conocer los procesos eruptivos desde el inicio. La mejor exposición se localiza entre los afloramientos 3 y 5 (Apéndice, cuadro 2). En el afloramiento del caserío El Cerro (Fig. 4, punto 3 y Apéndice, cuadro 2) yacen potentes depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluida (CDPd) con laminación paralela y con menos frecuencia estratificación cruzada (Figuras 5A-B). Estas CDPd suelen presentar intercalaciones de corrientes de densi-

dad piroclásticas concentradas (CDPc) en facies de flujo de pómez no soldado, con bloques lávicos angulares preexistentes (líticos).

En el Caserío La Esperanza (Punto 2, (Apéndice, cuadro 2), las CDPd también están finamente bandeadas y muy compactas (Figura 6A). Se han encontrado depósitos de CDPc con intercalaciones capas delgadas de pómez de caída de 5 a 15 cm de espesor (Figura 6B). La pómez es porfírica con vesículas finas con aspecto tubular (Figs. 6C - D). Las CDPc son ricas en pómez y en líticos de riolita perlitizada, ambos juveniles (Figs. 6E - F). De acuerdo con Fink (1983) y Heinken & Wholetz, (1987, 1991), la pómez tubular indica alta razón de flujo en el ascenso del magma a lo largo del conducto, por lo que se estira y refleja baja viscosidad. Tal cambio ocurre bastante debajo de la boca eruptiva

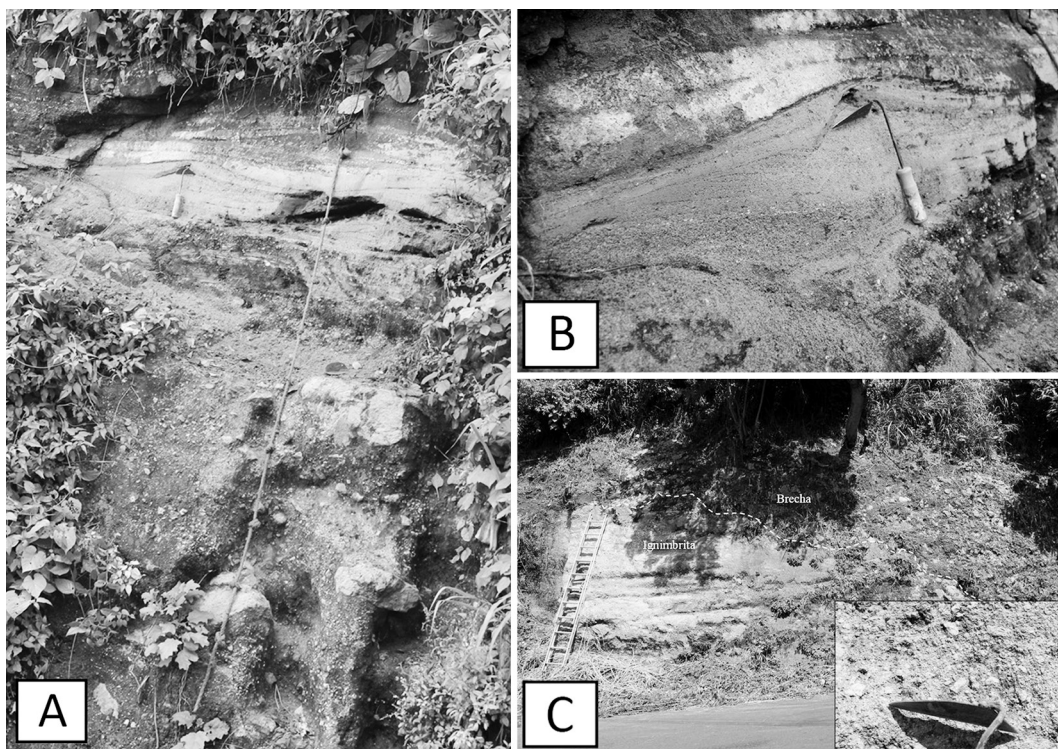


Fig. 5: Depósitos piroclásticos del Caserío El Cerro (Puntos 3 y 4). A) Secuencia de depósitos de flujos piroclásticos con abundantes bloques lávicos juveniles angulares subyacentes a corrientes de densidad piroclásticas diluidas. B) Detalle de estratificación cruzada y planar. C). Depósito de ignimbrita ricas en pómez subyacente al talus constituido por bloques de riolita. En el recuadro detalle de la ignimbrita.

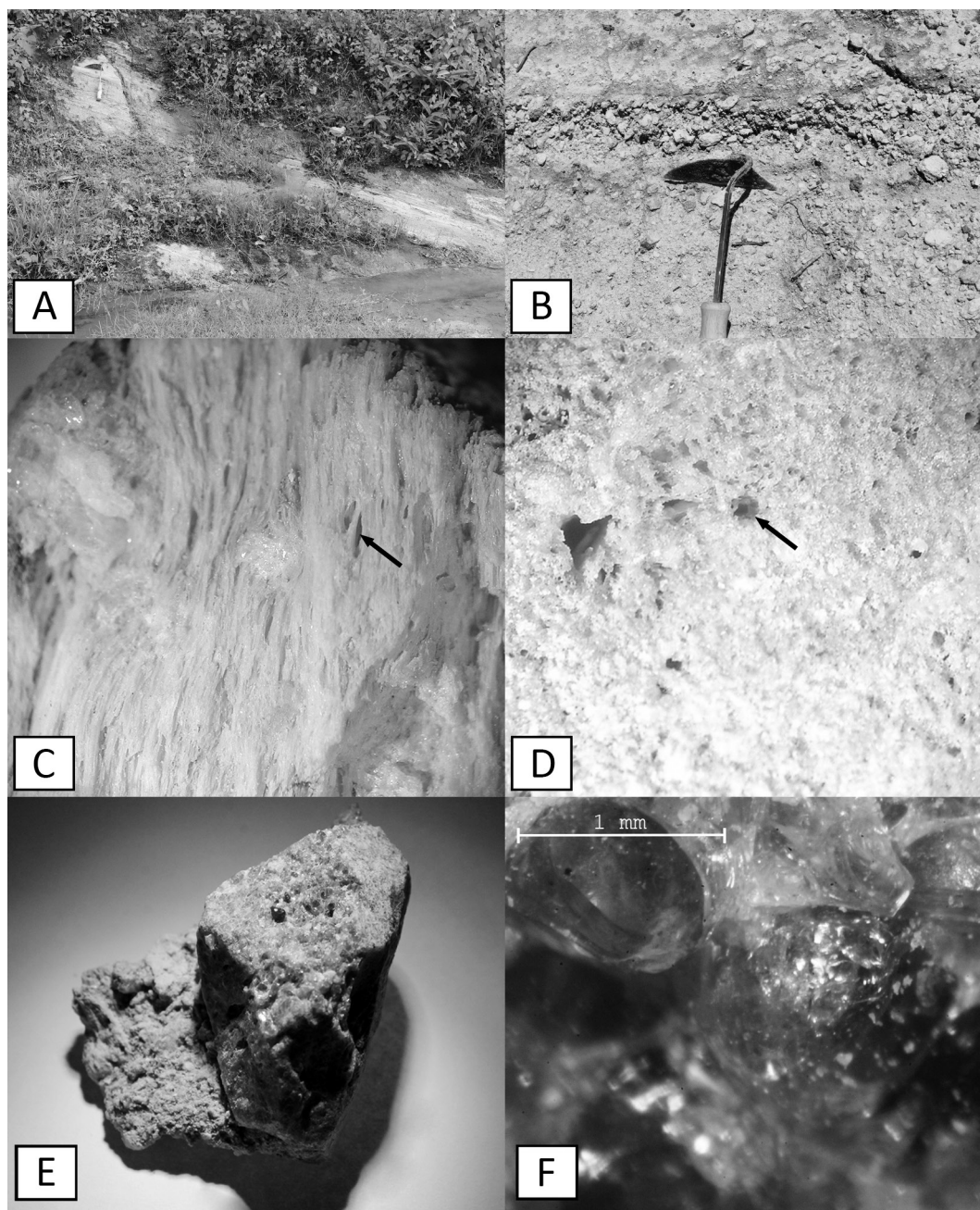


Fig. 6: Depósito piroclástico en el cantón La Esperanza (Punto 2). A) Porción superior de las oleadas piroclásticas. B) Detalle de dos ignimbritas separadas por una delgada de caída de pómez tubular. C) Pómez mostrando el corte paralelo a las vesículas elongadas y la presencia de cristales. D) Corte transversal a la elongación de las vesículas. E) Ignimbrita: clasto juvenil gris de riolita perlitizada y matriz amarillenta de cenizas con pocos líticos café y rojos de lavas de andesita-basálticas. F) Detalle macroscópico de la textura perlítica en la matriz vítrica.

y representa la fracción del magma fundido que alcanzó la superficie. Las CDPd se generaron cuando el magma entró en contacto con las aguas de un acuífero somero, produciéndose la interacción agua-magma, lo que originó una fuerte explosión freatomagmática, con la cual se comenzó a formar el anillo de toba. Cuando la columna no se logró sostener, originó frecuentes colapsos que dan origen a los CDPc con eventuales niveles de pómez de caída intercalados. El afloramiento Agua Buena (Fig. 4, punto 9 y Apéndice, cuadro 2) se localiza en la ladera oriental del domo. Está constituido por una capa de CDPc amarillenta, masiva, con matriz gruesa a media sin soldar, friable y rica en pómez blanco porfíritico, que bordea El Güegüecho, constituyendo una ignimbrita poscaldérica, mucho más joven que la Ignimbrita Olocuilta (Fig. 7).

El trabajo de gravimetría realizado por Saxby et al. (2016) en los alrededores de la caldera de Ilopango, muestra una baja anomalía de Bouguer

a 1,5 km al sur del domo Güegüecho, a lo largo de un lineamiento NNE-SSW, que podrá estar asociada a la baja densidad por la presencia de fluidos hidrotermales o fracturas rellenas por gas o fluidos de baja densidad. Este sector y principalmente en la parte central de la caldera, representan una fuente probable de una futura actividad eruptiva.

Extrusión del domo

La construcción del domo comenzó con la extrusión de la lava viscosa a través del conducto hasta atravesar los depósitos piroclásticos previos de la fase explosiva, donde se comenzó a acumular las coladas de lava. En el cantón Tecoloco Arriba, las lavas riolíticas evidencian un bandeado tenue dando un aspecto ligeramente masivo (Fig. 8, punto 14).

Ese bandeado son las rampas de lavas que están mejor expuestas en el corte de la carretera



Fig. 7: Depósito de ignimbrita situado en la ladera oriental del Domo El Güegüecho y contiguo al sitio Agua Buena.

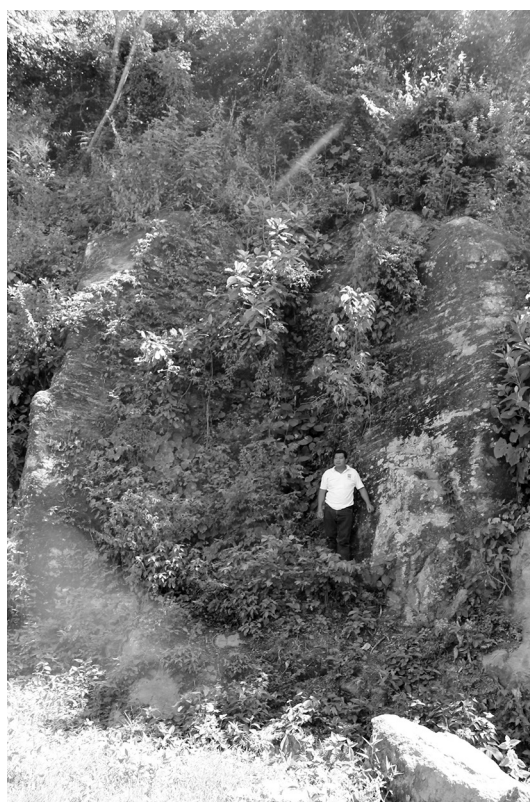


Fig. 8: Lava suavemente bandeadada y algo fresca en la parte media del macizo rocoso.

en cantón El Paraíso (Figs. 4 y 9). Allí se observa un bandeo bien definido de color gris y café claro que sugiere capas de distintos grados de cristalinidad y no necesariamente indican diferencia de composición química. Este rasgo y la distribución geométrica de las rampas sugiere que las lavas fueron extrusionadas hasta la superficie a través del régimen conocido como crecimiento exógeno (Newhall & Melson, 1983; Hale & Wadge, 2008). Esas rampas están relacionadas a bandas de cizalla, las cuales físicamente corresponden a una débil zona tensionada con alta tasa de deformación, justo la zona débil que induce posteriormente la generación

de diaclasas y son indicativas de alta viscosidad y de grandes esfuerzos de cizalla (Hale, 2008; Hale & Wadge, 2008).

La composición química de la lava tiene un contenido alto en sílice (73,17 % vol SiO_2), que sumado a la moderada presencia de fenocristales y microfenocristales en la lava (12 - 19 %), debió de haberle aportado una elevada viscosidad. En relación a los microlitos, Cashman & Blundy (2000), Hale, (2008), Wadge et al. (2009) y Gill, (2010), consideran que la formación de estos se induce por la desgasificación durante el ascenso del magma a relativa baja profundidad en el conducto o en el mismo domo. Esas variaciones texturales en las

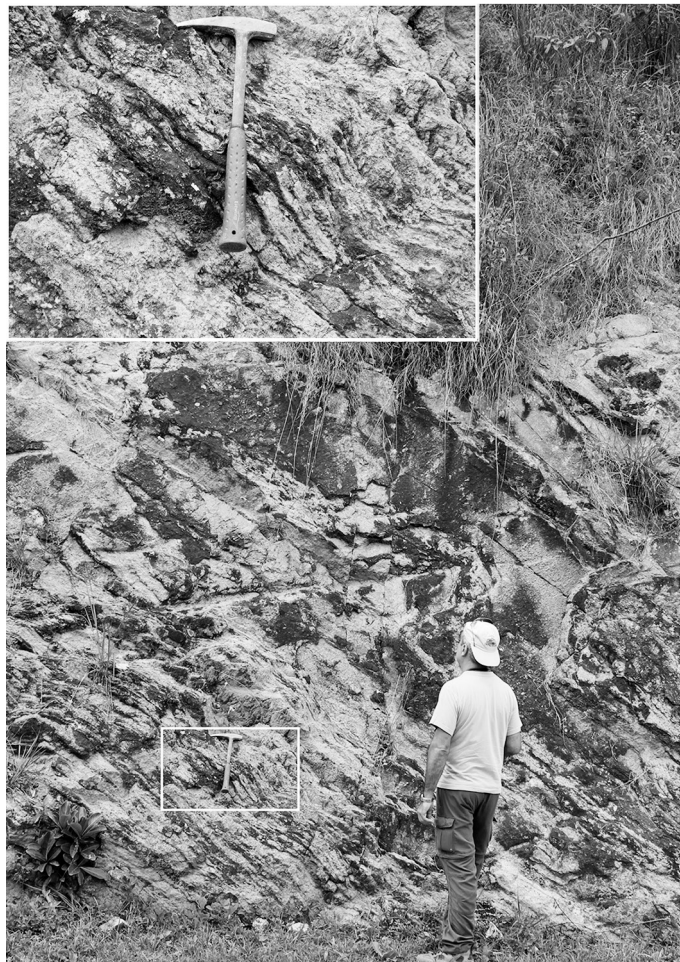


Fig. 9: Corte de carretera en la parte central del domo, donde aparece el bandeo bastante pronunciado. El recuadro muestra el detalle del bandeo paralelo el cual en corte fresco evidencia meteorización moderada de la riolita (Punto 8).

lavas se deben a las variaciones en la viscosidad, la cual es altamente dependiente entre otros factores, como la temperatura y del grado de cristalinidad.

La lava más externa del domo tuvo enfriamiento rápido formando una superficie dura o caparazón que cubría la lava plástica en su interior. El caparazón vidrioso y delgado fue afectado por estrés del choque térmico al entrar en contacto con la atmósfera y ese estrés fue liberado bajo la forma del fracturamiento. El resultado es el surgimiento de fragmentos angulosos con bordes agudos en la superficie del domo, pero principalmente al pie del mismo (Fink, 1983; Schmincke, 2004; Hale, 2008; Hale & Wadge, 2008; Wadge et al., 2009). Por el movimiento que se genera durante el crecimiento del domo y las paredes empinadas, del caparazón se desprendieron fragmentos angulares de tamaños muy variados que cayeron sobre el anillo de toba, dando origen al depósito de talus o brecha de 15 m de espesor o más (Fig. 10).

Características físicas de las lavas

Las lavas del domo en ambiente tropical con temperaturas moderadamente calientes y con precipitaciones promedio importantes (en la actualidad de unos 1800 mm/año), es de esperar un grado de meteorización moderado a alto. Fisher & Schmincke (1984) sostienen que la matriz vidriosa representa la parte más propensa a la hidratación originando finas fracturas que se conocen como perlititas (Figs. 6E, F), por lo que fue justo a lo largo de las perlititas, donde el intercambio iónico fue más intenso y la tasa de hidratación se debió de incrementar, en particular, cuanto mayor fue la temperatura y el contenido de SiO₂. Otra alteración importante que afecta las lavas del domo fue la desvitrificación de la matriz que originó la textura esferulítica (Figs. 10D y F), que se compone de fibras de sílice (calcedonia) y en luz polarizada produce extinción ondulante (Mackenzie et al., 1987).

Alteración hidrotermal

En la parte noroeste del domo, en el cantón La Esperanza, hay cortes en la calle donde se

observan dos zonas que presentan alteración hidrotermal. Por ejemplo (Fig. 4, zona 1 y Apéndice, cuadro 3) muestra una colada riolítica gris, bandeada, con una fractura irregular de ancho variable de 20 a 40 cm, rellena por material fino de color café pardo y fragmentos de lava gris claro. La zona 2 es más amplia y el material está constituido por los bloques angulares, de tamaños variados (5 a 70 cm), masivos y mal seleccionados que constituyen la brecha de espesor visible de 3 a 10 m en algunos sitios de coloración beige. El análisis de difracción de Rayos X realizado en fragmentos de lava determinó la existencia de cristobalita, tridimita, haloisita (grupo de la caolinita) y saponita (grupo de las esmectitas). A través de esa grieta circularon gases en la etapa final del enfriamiento del domo (Fig. 11). Ambas zonas hidrotermales representan una actividad hidrotermal fósil. Es muy probable que deban existir otros sitios similares estos, pero la vegetación y la cobertura de cenizas de TBJ impiden su observación.

PETROGRAFÍA

En el análisis al microscopio polarizante la lava del domo en el Cantón El Rodeo (punto 14), indica que la roca está compuesta por pocos fenocristales de plagioclasa (albita, 7 %), sanidina (3 %), cuarzo (1 %), minerales opacos (3 %), piroxeno (2 % de ortopiroxeno), microfenocristales (feldespato y biotita 3 %) y microlitos en matriz vidriosa (Figs. 10D y F) y en algunas partes con textura de flujo (Fig. 10E). Se encuentran también trazas de biotita en la matriz y agujas de minerales opacos con oxidación. Las plagioclasas están generalmente macladas y distribuidas en toda la roca. Los cristales de cuarzo son algo redondeados y la matriz evidencia textura esferulítica. Los piroxenos son generalmente ortopiroxeno. La sección delgada de una lava en superficie (punto 8) muestra cristales de plagioclasa (6 %) con zonación compleja. Los anfíboles (2%) están zonados y son hipidiomórficos, mientras que la biotita (1%) posee inclusiones de opacos, a la vez que los ortopiroxenos ($\leq 0,5$ %) son hipidiomórficos. Los clinopiroxenos ($\leq 0,5$ %) son hipidiomórficos

y los minerales opacos (0,5 %) y los microfenocristales y microlitos (2 %).

La matriz vítreosa (81 - 88 %) muestra muchos pequeños centros de desvitrificación que

forman las esferulitas, con extinción ondulante debido a los cristales individuales orientados radialmente. El grado de alteración de la lava del domo puede considerarse en etapa intermedia,

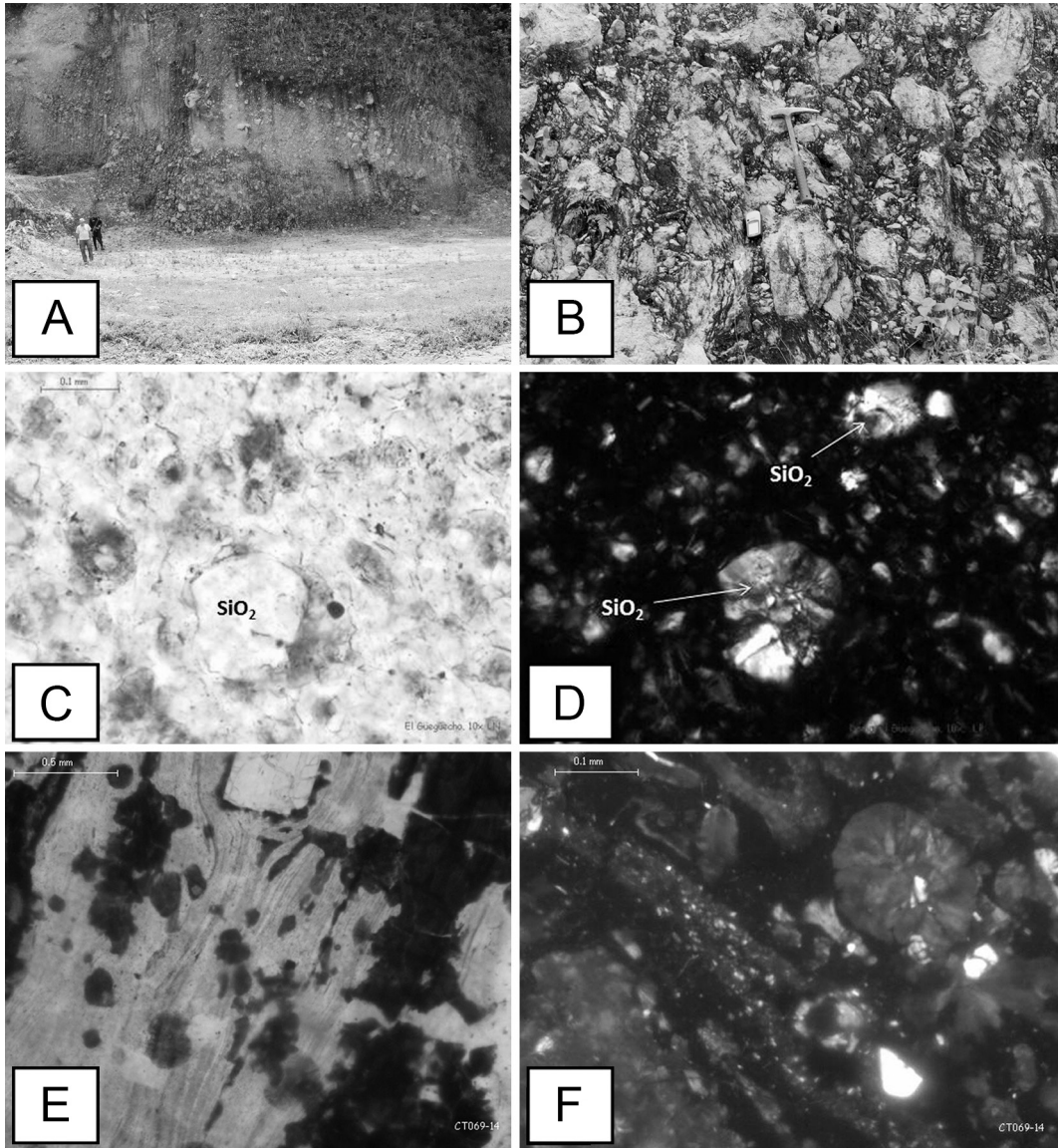


Fig. 10: Brecha lateral en la ladera norte del domo El Güegüecho, Cantón La Esperanza (Punto1). A) Talud de 10 - 15 m de altura mostrando la brecha. B) Detalle de la brecha mostrando fragmentos de riolita juvenil angulares de distintos tamaños con moderada matriz gruesa del mismo material. C) LN Matriz vítreica en proceso de desvitrificación originando esferulitas de calcedonia (SiO_2) e incipientes fracturas perlíticas. D) LP pequeños rasgos circulares apareamiento de los incipientes cristales conocidos como esferulitas con extinción ondulante. E) Textura fluidal en matriz de vidrio y cristal de plagioclasa (albita). F) Dentro de la lava se observan esferulitas en la matriz.



Fig. 11: Fractura con alteración hidrotermal en sector de la zona 1. Las flechas blancas señalan las partes alteradas más claras y blandas, en contraste con la parte gris de las lavas riolíticas.

aunque localmente su techo presenta un estado más avanzado por estar a la intemperie. Resulta importante la presencia de fenocristales máficos de hornblenda y biotita, minerales hidratados que son estables en la riolita, además son indicadores de presión de agua en el magma (Newhall & Melson, 1983; Gill, 2010).

GEOQUÍMICA

El diagrama de sílice-álcalis (TAS) muestra la composición total de la muestra del domo El Güegüecho en comparación con coladas de lava, tefras y otros domos de la región de Ilopango (Fig. 12). Las muestras del Ilopango se ubican en el grupo subalcalino, basado en el sistema de clasificación de Le Bas et al. (1986). Las composiciones varían desde andesita basáltica a riolita, pero faltan las composiciones intermedias (59 a 63 % en peso de SiO_2), es decir, existe una brecha composicional. El domo El Güegüecho es riolítico y está entre los más evolucionados en el juego de rocas de Ilopango. Sin embargo, existen numerosos cuerpos volcánicos que aún no han sido estudiados, por lo tanto, se carece de datos químicos de ellos. Cuando se obtengan los análisis adicionales de esas estructuras en el futuro, se podrá verificar si existe o no la brecha. Los datos normalizados de los elementos

trazas del manto primitivo es presentado en un diagrama de variación de elementos incompatibles (Fig. 13). Todas las muestras tienen características típicas del magmatismo de la zona de subducción incluyendo las disminuciones relativas en Nb y Ta y elevadas concentraciones de iones de grandes elementos litófilos (LILE), tales como Rb, Sr y Ba, en relación a los elementos de tierras raras (REE). Los patrones de REE normalizados del manto primitivo tienen enriquecimientos débiles en REE pesados más que REE medio, lo que se atribuye comúnmente al fraccionamiento del anfíbol. La composición de elementos traza incompatibles de El Güegüecho es generalmente similar a las coladas de lava y tefras de la caldera de Ilopango, pero tiene bajas concentraciones de elementos de tierras raras medios y pesados.

GEOCRONOLOGÍA Y CORRELACIÓN

La matriz una colada de lava del domo se dató en el presente trabajo y produjo una edad meseta $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $1,88 \pm 0,17$ Ma (-89,01310 Long W; 13,77200 Lat. N). La meseta radiométrica comprende más del 96 % de ^{39}Ar liberado. En el campo no se ha encontrado el depósito subyacente al material piroclástico del anillo de

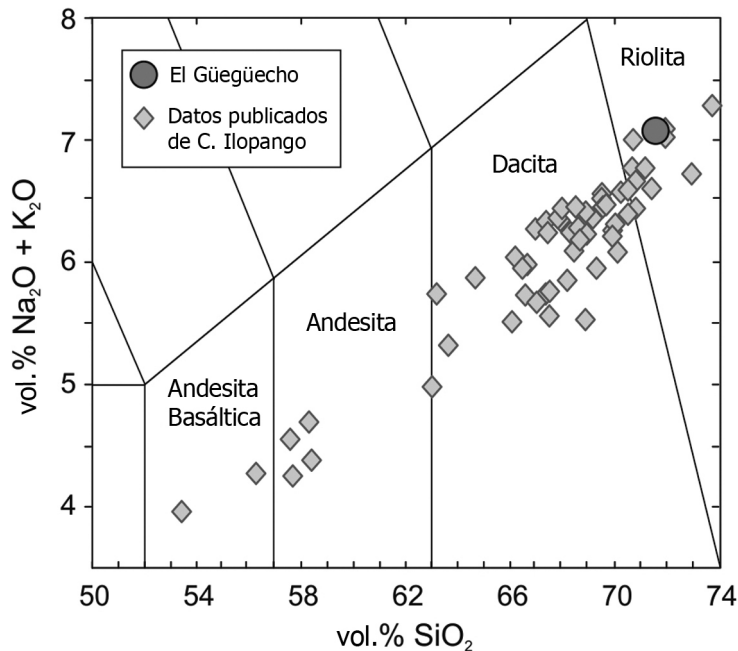


Fig. 12: (TAS) Diagrama de Álcalis total – Sílice y la clasificación después de LeBas et al. (1986). Datos publicados de química de roca total de Ilopango: Carr & Rose (1987), Mann et al. (2004) y Garrison et al. (2012).

toba asociado a la formación del domo, ya que los valles en “V” en la ladera norte de la caldera no son profundos y penetran parcialmente el anillo de toba. Pese a ello, los valles en la parte sur forman cañones de hasta 135 m de profundidad y allí se observa toda la secuencia de las Ignimbritas Olocuilta, indicando que casi toda la ignimbrita fluyó hacia el sur. El anillo de toba se asume que se asienta sobre la ladera del primitivo estratovolcán Ilopango (Figs. 14 y 15).

Las ignimbritas cronológicamente equivalentes son las denominadas “Tobas fundidas de Olocuilta” por Weyl (1957), que son ignimbritas de color rosado ricas en pómez con *fiammes* en su porción superior (10 a 15 m). De acuerdo con Williams & Meyer-Abich (1953, 1955), los flujos de ignimbritas constituyeron la primera erupción de composición riolítica (76,3 % vol. SiO₂) responsables del colapso caldérico. Para estas ignimbritas, Lexa et al. (2011) reportaron 2 dataciones) de $1,81 \pm 0,22$ y $1,77 \pm 0,22$ Ma (K/Ar). Recientemente, Suñe-Puchol et al. (2017) en el estudio preliminar de la erupción de la Ignimbrita

Olocuilta, obtuvieron el valor de $1,75 \pm 0,006$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, -89.1041 Lon W ;13.5246 Lat. N), que fue recalculado en $1,785 \pm 0,01$ Ma (Suñe-Puchol et al., 2019), mientras que, en el presente trabajo, nuestro grupo volvió a datar una de estas ignimbritas y la edad obtenida por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de $1,72 \pm 0,02$ Ma (-89,1041 Lon W ;13,5246 Lat. N). Al comparar estos resultados, las edades (K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) indican que la Ignimbrita Olocuilta posee un rango general de edad entre 1,81 y 1,72 Ma, para un promedio de 1,77 Ma; el rango y promedio utilizando solo las mejores edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de 1,72-1,78 y 1,75 Ma, respectivamente. Resulta claro, entonces, que la Ignimbrita Olocuilta y la formación de la caldera inicial de Ilopango fue posterior al domo El Güegüecho (1,88 Ma), el cual sería precaldérico.

DEFORMACIÓN DEL DOMO

Posteriormente al emplazamiento del domo El Güegüecho, la actividad tectónica inducida por el movimiento de la ZFES, produjo que fallas

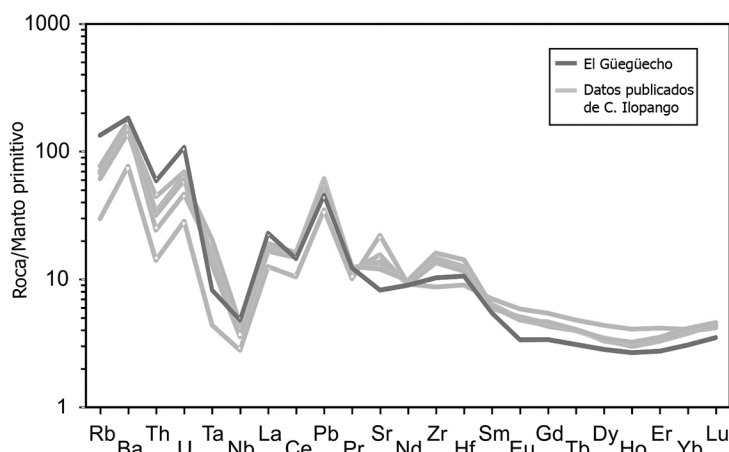


Fig. 13: Diagrama de elementos incompatibles del manto primitivo normalizado (Sun & McDonough, 1989). Datos de Ilopango de Garrison et al. (2012), los datos para el domo El Güegüecho se muestran en color gris oscuro.

con rumbo N y NE cortaran el domo dividiéndolo en varios bloques con desplazamientos normales y laterales, modificando así la forma original del mismo (Fig. 15). El complejo volcánico San Jacinto, situado al extremo occidental de la caldera de Ilopango, es mucho más joven que El Güegüecho, ubicado en el interior de la caldera Planes de Renderos, que cuenta con dos domos dacíticos y un cono andesítico. Genéticamente, ese complejo está relacionado a la reactivación de la caldera de Planes de Renderos, como lo sostienen Frullani (1989) y Lexa et al. (2011), el cual está contiguo y al occidente de la caldera de Ilopango. El domo es el Soyapango al NE posee una edad de $360 \pm 0,04$ ka (K/Ar) y está muy fallado y algo meteorizado, mientras que domo San Jacinto situado al occidente con $340 \pm 0,066$ ka (K/Ar) está menos fallado. El cono andesítico San Marcos con $270 \pm 0,17$ ka (K/Ar), no evidencia deformación por fallas. Con esto se infiere que la actividad tectónica podría estar relacionada con la formación de la cuenca de tracción, que facilitó el emplazamiento de domos y conos volcánicos desde el Pleistoceno y esa actividad se ha extendido hasta el Holoceno pasando por períodos de calma tectónica (Boratoux et al., 2004; Garibaldi et al., 2016). Tal calma tectónica se observa en la ausencia o escasas fallas que atraviesan las Tefras Superiores (Ts) de la caldera de Ilopango.

CONCLUSIONES

El domo El Güegüecho con altura de 927 m s.n.m., sobresale de su entorno más de 300 m, sobre los otros volcanes adyacentes de menor tamaño. La composición química de las lavas del domo (73,17 % de SiO_2) está entre los más evolucionados de la caldera de Ilopango. Constituye uno de los centros volcánicos Cuaternarios más antiguos, que por radiometría ($\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$) en el presente trabajo se determinó la edad de $1,88 \pm 0,17$ Ma, con área de $1,5 \text{ km}^2$ y volumen de $1,4 \text{ km}^3$ (DRE).

Las Ignimbrita de Olocuilta, asociada a la formación de la caldera, reportan la edad de $1,72 \pm 0,02$ Ma ($\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$) en el presente trabajo, acorde con edades previas, aunque algo más joven, lo que implica que dicha ignimbrita es posterior al domo. La topografía con cañones profundos en la parte sur de la caldera no muestra ese mismo rasgo topográfico que en la parte norte, donde son poco profundos. Esto sugiere que las Ignimbritas de Olocuilta se emplazaron más hacia el sur y al norte, pero en el norte rodean en mayor profundidad las paredes del domo El Güegüecho y están cubiertas por depósitos del Ilopango de erupciones más recientes.

El domo El Güegüecho se emplazó en la ladera norte del primitivo volcán de Ilopango, probablemente en el límite de una falla precábrica.

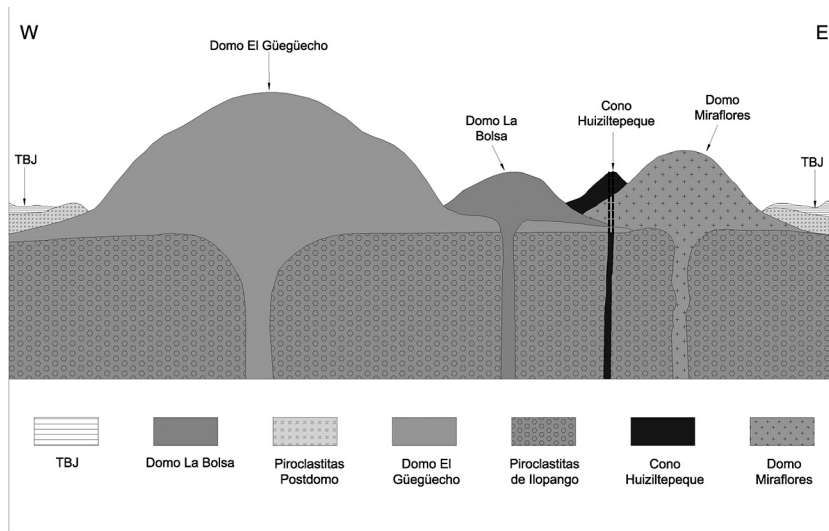


Fig. 14: Esquema de la relación estratigráfica del domo El Güegüecho y los volcanes vecinos ubicados en la ladera norte del Ilopango: El Güegüecho, La Bolsa, Miraflores y el cono Huiziltepeque. Este complejo yace sobre los depósitos primitivos del estratovolcán de Ilopango. Una capa de las tefras TBJ y lentes aisladas de TB4 yacen sobre material piroclástico ignimbrítico más joven que las Ignimbritas de Olocuilta.

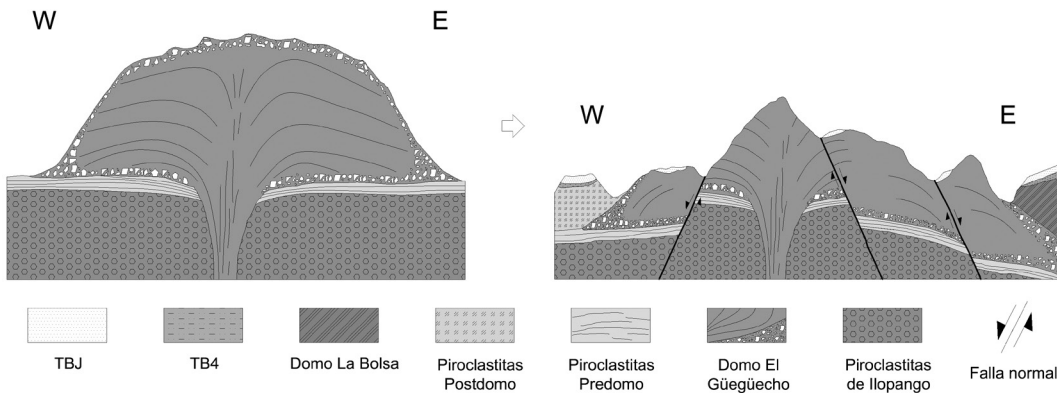


Fig. 15: Esquema de la deformación del domo. A) Situación inicial al emplazamiento del domo. B) Situación actual después de la actividad tectónica sobre el domo y actividad volcánica posterior de la caldera de Ilopango.

La composición de los elementos traza incompatibles de El Güegüecho es algo similar a las lavas de otros domos y tefras de la caldera de Ilopango, por lo que se considera que la formación de este domo podría estar asociado al volcán primitivo, que posteriormente al colapso, se convirtiera en la caldera de Ilopango. Asimismo, el domo se formó en la etapa avanzada de la evolución de una cuenca de tracción, pasando por periodos de calma tectónica,

facilitando entonces, la formación gradual de un volcanismo monogenético desde basáltico, intermedio hasta félsico.

Los depósitos de pómez de caída y CDPd son indicativos de erupciones explosivas, propio de magmas viscosos. Este magma riolítico tuvo una fase gaseosa muy explosiva que propició una erupción del tipo vulcaniana con formación de una columna eruptiva que diera origen a CDPc. Las intermitentes recuperaciones del nivel

freático y el contacto del magma, desencadenó erupciones freatomagmáticas con producción de CDPd. El VEI considerado para esta erupción es de 4. Debido a que la viscosidad de lavas riolíticas de El Güegüecho, las lavas poseen matriz vítrea desvitrificada, originando pequeños centros de cristalización de distintos tamaños que forman las esferulitas y la presencia de perlititas.

AGREDECIMIENTOS

Estamos muy agradecidos con la Lic. Noris Isabel López Guevara, Vicerrectora de Investigación, con la Lic. Blanca Ruth Orantes, exdirectora de Investigaciones de la Universidad Tecnológica de El Salvador, por el financiamiento de esta investigación, su confianza y apoyo para que este trabajo pudiera realizarse. Al Sr. Carlos Aguilar de la Alcaldía de San Pedro Perulapán, por el valioso apoyo del personal en las tareas de campo. A la M.Sc. Celina Kattán, directora del Observatorio Ambiental/MARN, que apoyó la realización de este estudio. Mario Reyes, Miguel Alvarenga, Regina Cortez, que colaboraron en distintos aspectos en este trabajo. Al personal de LaGeo, Ing. Julio Guidos, exgerente de Investigaciones por permitir el uso de equipo de laboratorio petrográfico, así como a Elizabeth de Henríquez por su apoyo en la interpretación y discusiones de petrografía. A la Dra. Dolores Ferrés por la revisión inicial y sugerencias para el manuscrito, así como a revisores anónimos del borrador final. Agradecimientos especiales para los agentes de la Policía Nacional Civil de Medio Ambiente, quienes hicieron sentirnos seguros mientras estábamos en campo.

REFERENCIAS

- Alonso-Henar, J., Schereurs, G., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A. & Villamor, P. (2015). Neotectonic development of El Salvador Fault Zone and implication for deformation in Central America Volcanic Arc: Insights from 4-D analog modeling experiments. *Tectonics*, 34, doi:10.1002/2014TC003723
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A. & 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.
- Álvarez-Gómez, J.A., Meijer, P.T., Martínez-Díaz, J.J. & Capote, R. (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics*, 27, doi. 10.1029/2007TC002162
- Boratoux, L., Guevara, M., Havlicek, P., Hernández, W., Hradecky P., Kopackova, V., Kvacek, Z., Macek, D., Novak, Z., Novakova, D., Opletal, M., Pullinger, C., Rapprich, V., Sebesta, J. & Vorel, T. (2004). Estudio de los peligros Geológicos en los Departamentos de La Libertad, San Salvador y Cuscatlán. El Salvador. Servicio Geológico Checo, Praga. Servicio Nacional de Estudios Territoriales, El Salvador (Informe interno).
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J.A., Capote R. & Hernández, W. (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geologica Acta*, 10, 2, 103-123. doi: 10. 1344/105. 000001700
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Villamor, P., Alonso-Henar, J. & Capote-Villar, R. (2014). The 1719. El Salvador Earthquake: An M >7 :0 Event in the Central American Volcanic Arc? *Seismological Research Letters*, 85 (4), 784-793. doi: 10.1785/0220130150
- Cashman, K. & Blundy, J. (2000). Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Phil. Trans. The Royal Society. London. A* 358, 1487-1513.
- Carr, M.J. & Rose, W.I. (1987). CENTAM-a data base of analyses of Central American volcanic rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33, 239-240.

- Demets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implication for slip along the Central American volcanic arc. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4043–4046.
- Dull, R.A., Southon, J.R. & Sheets, P.D. (2001). Volcanism, Ecology and Culture. A re-assessment of the volcano Ilopango TBJ eruption in the Southern Maya Realm. *Latin American Antiquity. Soc. American Archeology*, 12(1), 25-44.
- Dull, R.A. (2004). Lessons from the mud, lessons from the Maya: Paleoecological records of the Tierra Blanca Joven eruption. En W. Rose, J.J. Bommer, D.L. Lopez, M.J. Carr & J.J. Major (eds). *Natural Hazards in El Salvador. The Geological Society of America. Special paper 375*, 237-244.
- Dull, R.A., Southon, J.R., Kutterolf, S., Freunt, A., Wahl, D. & Sheets, P. (2010). Did the Ilopango Eruption Cause the AD 536 Event? *American Geophysical Union, Fall Meeting, Abstract # V13C-2370*.
- Fink, J.H. (1983). Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 362-380.
- Fisher, R. & Schmincke, H-U. (1984). *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag.
- Francis, P. & Oppenheimer, C. (2004). *Volcanoes*. Oxford University Press.
- Frullani, A. (1989). *Geologia dell'area Metropolitana di San Salvador. Atti delle Conferenze di geotecnica di Torino*. Politecnico di Torino. Italia.
- Garibaldi, N., Tikoff, B. & 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*. dx.doi.org/10.1016
- Garrinson, J.M., Reagan, M.K. & Sims, K.W.W. (2012). Dacite formation at Ilopango Caldera, El Salvador: U-series disequilibrium and implications for petrogenetic processes and magma storage time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q06018, doi:10.1029/2012GC004107
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Blackwell Publishing. London.
- Hale, A. J. (2008). Lava Dome Growth and Evolution with an Independently Deformable Talus. *Geophys. J. Internat.* 714, 391-417.
- Hale, A.J. & Wadge, G. (2008). The transition from endogenous to exogenous growth of lava domes with development of shear bands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 171, 237-257.
- Heiken, G. & Woletz, K. (1987). Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows. *Geol. Soc. Amer., Special Paper 212*, 55-76.
- Heiken, G. & Woletz, K. (1991). Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. En R.V. Fisher, & G.A. Smith. (1991). *Sedimentation in Volcanic settings, SEPM. Special paper N.º 45*. ISBN 0-918985-89-7.
- Hernández, W., Delgado-Granados, H., Nieto, J. (2012). La erupción Tierra Blanca 4 (TB4), Caldera de Ilopango, El Salvador. *Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (Informe inédito)*.
- Hernández, W., Aguirre, G. & Ayala, P. (2015). La erupción Tierra Blanca Joven y la diáspora de los Mayas. V Congreso Centroamericano de Arqueología en El Salvador. En E Erquicia & S. Shibata (eds). *San Salvador. Museo Nacional de Antropología. Secretaría de la Cultura*, p. 226-237.
- Jicha, B.R., Rhodes, J.M., Singer, B.S. & García, M.O. (2012). ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of submarine Mauna Loa volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 117, B09204, doi:10.1029/2012JB009373
- Kobashi, D., LafeminaA, P.C., Geirsson, H., Chichacho, E., Abrego, A.A., Mora, H., & Camacho, E. (2014). Kinematics of the western Caribbean: Collision of the

- Cocos Ridge and upper plate deformation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, doi:10.1002/2014GC005234
- Lafemina, P.C., Dixon, T.H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Matioli, G., Protti, M. & Strauch, W. (2009). Forearc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q05S14, doi: 10.1029/2008GC002181
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology*, 27, 745-750.
- Lexa, J., Sebesta, J., Chávez, A., Hernández, W. & Pécskay, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of San Salvador Metropolitan Area. *J. Geosciences*, 56, 105-140, Czech Republic.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, L.M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porrás, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J., Wolf, R. (2006). Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic–Motagua fault system. *Geophys. Res. Lett.*, 33(19), 1-5. doi:10.1029/2006GL027694
- Mann, C.P., Stix, J., Vallance, J.W. & Richer, M. (2004). Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango caldera, El Salvador, Central America. En W. Rose, J.J. Bommer, D.L. Lopez, M.J. Carr & J.J. Major (eds). *Natural Hazards in El Salvador*. The Geological Society of America. Special paper 375, 159-174.
- Mann, P., Roger, R. & Gahan, L. (2007). Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. In J. Bundschuh & G.E. Alvarado (Eds). *Central America: Geology, resources and hazards*. 1, 201-237.
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, B. & Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geol. Soc. America*, 32 (1), 65-68.
- Mackenzie, W.S., Donalson, C.H. & Guilford, G. (1987). *Compound spherulite in rhyolite*. Longman Scientific & Technical, John Wiley and Sons.
- Murcia, H.F., Borrero, C.A., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M., & Scolomachia, T. (2013). Depósitos volcanoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48, 15-39.
- Newhall, C.G. & Melson, W.G. (1983). Explosive activity associated with growth of volcanic domes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17, 111-131.
- Plaza-Mulas, M. (2013). Definición de una nueva falla activa en El Salvador: La falla Guaycume. Universidad Complutense de Madrid [Tesis M.Sc].
- Saxby, J., Gottsmann, J., Cashman, K. & Gutierrez, E. (2016). Magma storage in strike - slip caldera. *Nature Communications*, doi : 10.1038/ncomms 12295
- Sebesta, J. & Chávez, J. (2011). Mapa Geomorfológico de la Subregión Metropolitana de San Salvador. Escala 1:25 000, Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador.
- Schmincke, H-U. (2004). *Volcanism*. Springer, Berlín - Heidelberg.
- Sheets, P.D. (1979). Maya recovery from volcanic disasters Ilopango and Cerén. *Archaeology*, 32 (3), 32-42.
- Staller, A. (2014). Modelación de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos con (GPS), geológicos y sismológicos. Universidad Politécnica de Madrid [Tesis Ph.D.].
- Staller, A., Martínez-Díaz, J.J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R. & Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFES Net GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66–81.
- Sun, S.S. & McDocnough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts:

- Implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42 (1), 313-345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Dávila-Harris, P., Pedrazzi, D., Gutierrez, E., Hernández, W., Miggins, D., & Costa, A. (2017). The voluminous 1.75 Ma Olocuilla Ignimbrite: A pre-collapse fissure supereruption of Ilopango strike-slip caldera, El Salvador. IAVCEI 2017, Oregon.
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G., Dávila-Harris, P., Miggins, D.P., Pedrazzi, D., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan P., Hernández, W. & Gutierrez, E. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Origin and early ignimbrite-forming eruptions of a graben/pull-apart caldera structure. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 371, 1-19.
- Wadge, G., Ryan, G. & Calder, E.S. (2009). Clastic and core lava components of a silicic lava dome. *Geol. Soc. Amer.*, 37(6), 551-554.
- Weyl, R. (1957). Las Tobas fundidas de la Cadena Costera. *Revista Comunicaciones del Instituto Tropical de Investigaciones Científicas*, 1-20. Universidad de El Salvador.
- Williams, H. & Meyer-Abich, H. (1953). El origen del lago de Ilopango. *Comunicaciones, II (1)*, 1-8. Instituto Tropical de Investigaciones Científicas. San Salvador.
- Williams, H. & Meyer-Abich, H. (1955). Volcanism in the southern part of El Salvador with particular reference to the collapse basins of lakes Coatepeque and Ilopango. University of California. *Publ. Geol. Sci.* 32 (1), 1-64, Berkeley, Los Ángeles.

APÉNDICE

Cuadro 1

Datos químicos del domo El Güegüicho, San Pedro Perulapán.

Compuesto	%	(XRF)		(ICP-MS)		(ICP-MS)	
		Elemento	ppm	Elemento	ppm	Elemento	ppm
SiO ₂	72,65	Ni	2	La	15,73	Lu	0,26
TiO ₂	0,187	Cr	2	Ce	25,65	Ba	1268
Al ₂ O ₃	13,40	V	14	Pr	3,38	Th	5,00
FeO*	1,64	Ga	13	Nd	12,10	Nb	3,40
MnO	0,070	Cu	5	Sm	2,41	Y	12,47
MgO	0,30	Zn	37	Eu	0,56	Hf	3,26
CaO	1,54			Gd	2,00	Ta	0,34
Na ₂ O	3,39			Tb	0,33	U	2,27
K ₂ O	3,73			Dy	2,07	Pb	8,38
P ₂ O ₅	0,016			Ho	0,43	Rb	85,04
Sum	96,93			Er	1,31	Cs	3,24
LOI	2,36			Tm	0,22	Sr	173
				Yb	1,50	Sc	2,49
						Zr	115

Cuadro 2

Lista de afloramientos

No.	Coordenadas		Lugar
	Long. W	Lat. N	
1	-89.01302	13.79296	Cantón La Esperanza
2	-89.01506	13.79590	Cantón La Esperanza, sector La Escuela
3	-89.01234	13.76244	Cantón El Espino, Crio El Cerro.
4	-89.01310	13.77200	El Paraíso Arriba. Muestra datación y quím. R.
5	-89.01188	13.76161	Cantón El Espino, Sector La Cruz
6	-89.01254	13.75733	Sector La Cruz
7	-89.022525	13.77344	Cantón El Paraíso Abajo. El Güegüecho
8	-89.01302	13.77569	Cerro El Güegüecho, Rampa de lava
9	-89.00235	13.77109	Cantón Miraflores zona 3. Agua Buena
10	-89.03741	13.77670	Cantón El Rodeo, SPP.
11	-89.03281	13.77794	Cantón El Rodeo zona I. Crio Los Beltrán.
12	-89.02882	13.78596	Cantón El Rodeo. Bomba ACMASA.
13	-89.02947	13.78580	Cantón El Rodeo zona III. Río Ashiguillo.
14	-89.02216	13.79516	Cantón La Esperanza. Muestra Alt. Hidrotermal
15	-89.02724	13.77992	Cantón El Rodeo zona II.
16	-89.03491	13.77949	Cantón El Rodeo zona I.

Cuadro 3

Manantiales y alteración hidrotermal

No.	Long. W	Lat. N	MANANTIALES DOMO EL GÜEGÜECHO
1	-89.00235	13.77109	Agua Buena.
2	-89.02625	13.77884	Contiguo río La Estancia
3	-89.02645	13.77954	Pila antigua de captación
4	-89.02707	13.79062	Río Asiguiyo
5	-89.02628	13.79201	La Peña
6	-89.00557	13.79678	Pocita tipo lloradero
7	-89.00835	13.79569	Poza Los Benites
8	-88.99472	13.78662	Agua Caliente
ALT. HIDROTERMAL			
1	-89.0222	13.79526	Grietas con alt. Hidrotermal
2	-89.01984	13.79502	Zona de alteración hidrotermal

