



MINISTERIO DE
MEDIO AMBIENTE

MEMORIA Seminario virtual

Caldera de Ilopango

un volcán activo en el Área Metropolitana de San Salvador

19, 20 y 26 septiembre 2022



MEMORIA
Seminario virtual

Caldera de Ilopango

un volcán activo en el Área Metropolitana de San Salvador

Memoria Seminario virtual “Caldera de Ilopango: un volcán activo en el Área Metropolitana de San Salvador”

19, 20 y 26 septiembre 2022

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

Fernando Andrés López Larreynaga

Ministro de Medio Ambiente y Recursos Naturales

Luis Eduardo Menjivar Recinos

Director General del Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales

Coordinación

Douglas Antonio Hernández Castillo

Compilación

Angela Valeria García Lara, especialista en geología

Edición, diagramación y/o diseño

Gerencia de Comunicaciones del MARN.

Primera edición

Marzo, 2023

Derechos reservados. Prohibida su venta.

Este documento puede ser reproducido todo o en parte, reconociendo los derechos de autor al Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN)
Kilómetro 5½ carretera a Santa Tecla, Calle y Colonia Las Mercedes, San Salvador,
El Salvador, Centroamérica.

Teléfono: (503) 2132-6276

Sitio web: www.marn.gob.sv

Correo electrónico: medioambiente@ambiente.gob.sv

Youtube: [youtube/MARNsv](https://www.youtube.com/MARNsv)

Facebook: [MedioAmbienteSLV](https://www.facebook.com/MedioAmbienteSLV)

Twitter: [@MedioAmbienteSV](https://twitter.com/MedioAmbienteSV)

Instagram: [@medioambientesv](https://www.instagram.com/medioambientesv)

Contenido

Introducción	6
Objetivos	6
• Ponencia 1. Tectónica y estructura en el entorno de la Caldera de Ilopango. Jorge Alonso Henar.	8
• Ponencia 2. Grandes erupciones originadas en Centroamérica y su posible influencia en las poblaciones mayas: El caso de la Caldera de Ilopango, El Salvador. Gerardo Aguirre.	13
• Ponencia 3. La estructura volcano-tectónica de Ilopango. Joachim Gottsmann.	18
• Ponencia 4. Origen de la Caldera de Ilopango y reconstrucción de su historia eruptiva.	20
• Ponencia 5. Actividad sísmica en el área de la Caldera de Ilopango y condiciones de amplificación de sitio asociadas. Luis Mixco.	23
• Ponencia 6. Análisis de facies y sedimentología de algunos depósitos provenientes de erupciones de la Caldera de Ilopango. Pablo Dávila Harris.	27
• Ponencia 7. Estudio físico del depósito TBJ y reconstrucción de la mayor erupción holocénica de Centroamérica. Dario Pedrazi.	30
• Ponencia 8. Tefroestratigrafía en el Sitio Arqueológico El Cambio (Valle de Zapotitán): registro de la actividad del Complejo Volcánico de San Salvador posterior a la TBJ e implicaciones para la arqueología. Dolors Ferrés.	34
• Ponencia 9. Restringiendo la fecha de la erupción de Tierra Blanca Joven de Ilopango, El Salvador al 431 EC.	39

• Ponencia 10. Procesos de agregación de cenizas en la erupción del 431 EC TBJ de la Caldera de Ilopango.	42
• Ponencia 11. Historia eruptiva efusiva y explosiva del Complejo Caldera de Ilopango, El Salvador. Brian Jicha.	45
• Ponencia 12. La erupción Tierra Blanca Joven: evidencia de su fecha, importancia regional y los impactos globales. Robert Dull.	47
• Ponencia 13. Evolución y características geológicas del domo pre-caldérico El Güegüecho. Walter Hernández.	50
• Ponencia 14. Dinámica superficial e ingeniería geológica de Caldera de Ilopango. José Alexander Chávez.	52
• Ponencia 15. Estudios batimétricos del lago de Ilopango. Irving Alberto Sánchez.	59
• Ponencia 16. Calidad del agua del lago de Ilopango. Zulma Mena Aguilar.	62
• Ponencia 17. Dinámica de gases difusos en la Caldera de Ilopango. Dina L. López.	66
• Ponencia 18. Cerro El Carmen y loma del Tío Macho: dos sitios prehispánicos al noreste del lago de Ilopango, El Salvador, Centroamérica. Heriberto Erquicia.	69

Introducción

La Dirección General del Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales (DOA) del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN), desarrolló el seminario virtual “Caldera de Ilopango: un volcán activo en el Área Metropolitana de San Salvador” durante los días 19, 20 y 26 de agosto de 2022, como iniciativa para la integración, difusión y apropiación del conocimiento relacionado con la Caldera de Ilopango, impulsando el desarrollo de investigaciones conjuntas entre los sectores privados, gobierno y academia del país.

Objetivo

- Compilar y visibilizar los estudios geocientíficos realizados en la Caldera de Ilopango.



Ponencia 1

Tectónica y estructura en el entorno
de la Caldera de Ilopango

Jorge Alonso Henar

Universidad Complutense de Madrid



Tectónica y estructura en el entorno de la Caldera de Ilopango

Resumen

La Caldera de Ilopango se encuentra dentro del Arco Volcánico Centroamericano, una zona de debilidad que acomoda, en un sistema de fallas transtensivas, gran parte de la deformación originada por la migración relativa hacia el Noroeste del bloque de antearco (región entre una fosa oceánica y el arco volcánico). En este trabajo presentamos, a modo de resumen, evidencias estructurales, tectónicas, morfométricas y experimentales que nos ayudan a comprender el marco y la evolución geodinámica en la que se encuentra la Caldera de Ilopango. Dicha Caldera es atravesada por una de las muchas fallas que componen el sistema de fallas transtensivo denominado Zona de Falla de El Salvador (ZFES). Ese sistema acomoda el desplazamiento relativo entre la lámina de antearco y el bloque tectónico de Chortís en su fase más reciente de deformación, pero su configuración es resultado de un proceso evolutivo que tiene que ver con la interacción entre la placa del Coco, un proceso de roll-back y la deriva del bloque de Chortís.

A pesar de que las estructuras que acomodan la deformación a lo largo del Arco Volcánico Centroamericano están bien constreñidas, aún no hay consenso en cuál es el motor para el desplazamiento del bloque de antearco. Una vez descartada la hipótesis de la partición de la deformación (DeMets, 2001; Guman-Speziale, 2002, Álvarez-Gómez et al., 2008), las dos hipótesis principales que aparecieron para explicar la presencia de deformación transcurrente en el arco volcánico fueron: 1- el arrastre hacia el norte de la lámina de antearco debido su pinzamiento con Norteamérica (Álvarez-Gómez et al., 2008, DeMets et al. 2005) y 2- el empuje desde el sur debido a la indentación de la Cresta del Coco (Norbuena et al., 2004; LaFemina et al., 2009). Álvarez-Gómez et al. (2019), discuten ambas hipótesis concluyendo que posiblemente las dos fuentes están actuando de forma simultánea, de manera análoga a un tren con dos locomotoras, una que tira de los vagones (pinzamiento al norte de la lámina) y otra que empuja a cola (indentación de la cresta del Coco).

La ZFES se divide en cinco sectores que son, de oeste a este: el Segmento Oeste (cuya falla principal es la falla de Guaycume, quizá la falla con mayor potencial sismogénico de El Salvador); el Segmento San Vicente, donde se enmarca la Caldera de Ilopango y fuente del terremoto del 13 de Febrero de 2001; el Segmento Lempa (que es el resultado de un relevo transtensivo entre los sectores colindantes); el Segmento Berlín (cuya falla principal es la Falla de El Triunfo); y el Segmento San Miguel, que interpreta como la terminación de la Zona de Falla con mucha menor cantidad de deformación acomodada (Martínez-Díaz et al., 2020).

Los análisis cinemáticos de datos estructurales, geodésicos, morfológicos y sismotectónicos revelan que el tipo de flujo que atraviesa la ZFES es triclínico, localizado en el campo de las deformaciones dominadas por la cizalla simple o casi en la transición entre cizalla simple / cizalla pura (Wk^3 0.81), con una oblicuidad de la cizalla simple de entre 20° y $50^\circ W$. La transtensión triclínica es explicable si consideramos la evolución tectónica de El Salvador, con fallas heredadas de una fase extensional previa que es reactivada por el régimen tectónico vigente, por tanto, planos inclinados generados en la fase extensional serían reactivados resultando un flujo de naturaleza triclínica (Alonso-Henar et al. 2022).

La ZFES se desarrolló sobre un conjunto de estructuras tipo graben o semi-graben heredadas de una fase extensional que se reactivaron, promoviendo la generación de pequeñas cuencas transtensivas desarrolladas en relasing bends (Alonso-Henar et al. 2015). La subducción de la placa del Coco podría haber condicionado la localización, tamaño y geometría de unas debilidades donde se concentró la deformación en la fase extensional promovida por un proceso de roll-back. La fusión mantélica y cortical junto con la deshidratación de la lámina subducente, pudo condicionar el emplazamiento de grandes cámaras magmáticas o áreas de fusión parcial (zonas de debilidad) a lo largo del arco volcánico. La extensión cortical y la migración del arco volcánico hacia la fosa parece haber sido un proceso más pronunciado en la región nicaragüense que en la salvadoreña donde la presencia de grábenes es más sutil.

La presencia de cámaras magmáticas independientes a lo largo del arco volcánico es coherente con una extensión irregular y, por tanto, en El Salvador el adelgazamiento cortical asociado a la etapa del roll-back pudo haber producido pequeños grábenes que han servido de "esqueleto" para la generación de desgarres en la etapa actual.

Es difícil establecer una reconstrucción temporal para este proceso ya que el roll-back pudo ser un proceso lento y harían falta dataciones específicas para ello. En cualquier caso, el paleo arco volcánico (al norte del actual) está formado fundamentalmente

por lavas Miocenas de la Formación Bálsamo con edades de entre 7,2-6,1 Ma (Lexa et al.,2011). Las rocas volcánicas más antiguas dentro del arco volcánico actual son las de la Fm. Cuscatlán con edades de 1,9-0,8 Millones de años (Ma). Por tanto, el roll-back pudo comenzar durante el Mioceno Superior – Plioceno entre ~7.2–6.1 Ma y 1.9–0.8 Ma.

Referencias bibliográficas

- Alonso-Henar, J.; Fernández, C.; Álvarez-Gómez, J.A.; Canora, C.; Staller, A.; Díaz, M.; Hernández, W.; García, Á.V.; Martínez-Díaz, J.J. Active Triclinic Transtension in a Volcanic Arc: A Case of the El Salvador Fault Zone in Central America. *Geosciences* 2022, 12, 266. <https://doi.org/10.3390/geo-sciences12070266>
- Alonso-Henar, J.; Schreurs, G.; Martínez-Díaz, J.J.; Álvarez-Gómez, J.A.; Villamor, P. Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc. Insights from 4D analogue modeling experiments. *Tectonics* 2015, 34, 133–151. <https://doi.org/10.1002/2014TC003723>.
- Álvarez-Gómez, J.A.; Meijer, P.T.; Martínez-Díaz, J.J.; Capote, R. Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics* 2008, 27, TC1008. <https://doi.org/10.1029/2007TC002162>.
- Álvarez-Gómez, J.; Staller-Vazquez, A.; Martínez-Díaz, J.; Canora, C.; Alonso-Henar, J.; Insúa-Arévalo, J.; Bejar-Pizarro, M. Push-pull Driving of the Central America Forearc in the Context of the Cocos-Caribbean-North America Triple Junction. *Sci. Rep.* 2019, 9, 11164.
- DeMets, C. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean Plate motion: Implications for slip along the Central American Volcanic Arc. *Geophys. Res. Lett.* 2001, 28, 4043–4046. <https://doi.org/10.1029/2001GL013518> v. 28.
- Guzmán-Speziale, M.; Gómez, J.M. Comment on "A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc" by Charles DeMets. *Geophys. Res. Lett.* 2002, 29, 1945. <https://doi.org/10.1029/2002GL015011>.

- Guzmán-Speziale, M.; Valdés-González, C.; Molina, E.; Gómez, J.M. Seismic activity along the central america volcanic arc: Is it related to subduction of the Cocos plate? *Tectonophysics* 2005, 400, 241–254. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.006>.
- LaFemina, P.; Dixon, T.H.; Govers, R.; Norabuena, E.; Turner, H.; Saballos, A.; Mattioli, G.; Protti, M.; Strauch, W. Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochem. Geophys. Geosystems* 2009, 10.
- Lexa, J., J. Šebesta, C. J. Alexander, W. Hernández, and W. Pécskay (2011), Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area, *J. Geosci.*, 56, 105–140.
- Martínez-Díaz, J.J.; Alvarez-Gomez, J.A.; Staller, A.; Alonso-Henar, J.; Canora, C.; Insúa-Arevalo, J.M.; Tsige, M.; Villamor, P.; Herrero-Barbero, P.; Hernandez-Moreno, C.; et al. Active faults of El Salvador. *J. S. Am. Earth Sci.* 2021, 105, 103038. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103038>.
- Norabuena, E.; Dixon, T.H.; Schwartz, S.; Deshon, H.; Newman, A.; Protti, M.; Gonzalez, V.; Dorman, L.; Flueh, E.R.; Lundgren, P.; et al. Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2004.

Ponencia 2

Grandes erupciones originadas en Centroamérica y su posible influencia en las poblaciones mayas: el caso de la Caldera de Ilopango, El Salvador

Gerardo Aguirre

Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus UNAM-Juriquilla, Querétaro, México



Grandes erupciones originadas en Centroamérica y su posible influencia en las poblaciones mayas: el caso de la Caldera de Ilopango, El Salvador

Resumen

El Arco Volcánico Centroamericano (AVC) incluye varias calderas de colapso, algunas de las cuales han tenido grandes erupciones explosivas, como las de Amatitlán y Atitlán en Guatemala^{1,2}, Jayaque, Carbonera e Ilopango en El Salvador^{3,4,5}, Apoyo en Nicaragua⁶, Miravalles (El Guayabo) y Cañas Dulces en Costa Rica^{7,8}, por mencionar algunas de las principales⁹. Este trabajo se enfoca en el caso de la Caldera de Ilopango, una depresión rectangular, de 11 por 17 km, ahora ocupada por el lago de Ilopango.

La Caldera se clasifica como de tipo graben^{10,11}, y en este caso particular, de una estructura pull-apart^{12,13} controlada por la tectónica regional del Sistema de Fallas de El Salvador^{14,15}. El magmatismo de la Caldera está relacionado con la subducción de margen continental entre las placas Cocos y Caribe¹⁶. La Caldera se considera todavía activa¹⁷ y con una cámara magmática somera en desarrollo¹², lo que representa un peligro volcánico, en general para Centroamérica y en especial para el área metropolitana -densamente poblada- de la ciudad capital San Salvador, que se ubica justo al lado de la Caldera^{13,18}.

Entre 2015 y 2020, este grupo de trabajo multidisciplinario en estrecha colaboración con colegas del MARN de El Salvador, realizó un trabajo geológico sistemático de los productos de la Caldera, documentando con nuevas edades U-Pb y U-Th en circón y apatito, así como de ⁴⁰Ar-³⁹Ar en plagioclasa y sanidino, y una importante edad calibrada de ¹⁴C de la super-erupción más reciente, denominada como Tierra Blanca Joven o TBJ^{5,13,18,19}. Los resultados muestran que Ilopango es un sistema volcánico silícico de larga vida que ha estado activo desde 1.8 Ma hasta el presente. Solo considerando los grandes depósitos hemos identificado al menos 13 ignimbritas, todas separadas por paleosuelos o superficies de erosión. Esto significa que la Caldera de Ilopango ha estado en erupción episódicamente desde su gran erupción catastrófica inicial alrededor de 1.8 Ma hasta la última gran erupción explosiva a los 431 +/- 2 d. C.¹⁹ que formó la unidad TBJ. Sin embargo, el vulcanismo más reciente es el emplazamiento de un domo de lava dentro del lago Ilopango en 1879-1880¹⁷.

La super-erupción de TBJ cubrió de ceniza y corrientes piroclásticas de densidad varias decenas de kilómetros alrededor de la Caldera devastando la región. Facies proximales-extracaldera de TBJ llegan a tener 80 m de espesor y se han identificado depósitos de 30 cm a 150 km de la Caldera¹⁸. En el modelo matemático realizado en base a las isopacas de los depósitos de TBJ, se obtiene una distribución hacia el Nor-noreste (NNE) del esparcimiento de los productos más lejanos, cubriendo a Guatemala y parte del sur de México, y una altura de la nube de ceniza coignimbrítica de hasta 45 km¹⁹, indicando la gran explosividad y magnitud de la erupción, establecida en VEI=6.8¹⁸ y un volumen de 30 km³ equivalente a magma extraído, de acuerdo a la geología de campo, y de 82 km³ si se considera la ceniza coignimbrítica de acuerdo a la dispersión obtenida con el modelo matemático¹⁹.

Evidencias de campo en El Salvador indican que TBJ cubrió con varios metros a zonas de cultivo (surcos), y sitios arqueológicos como Tazumal y Casa Blanca fueron afectados por la erupción. Por lo anterior, los habitantes mayas del Período Clásico Temprano sufrieron la erupción TBJ. Es posible que los que sobrevivieron la erupción hayan migrado, o incluso hayan abandonado el lugar antes de la erupción debido a la intensa sismicidad pre-eruptiva que generalmente se presenta en volcanes y calderas. Algunos de los habitantes regresaron a sus comunidades, probablemente varios años o incluso décadas después de la erupción, pero otros posiblemente nunca regresaron.

Referencias bibliográficas

- 1 Rose, W.I., Newhall, C.G., Bornhorst, T.J., Self, S., 1987, Quaternary silicic pyroclastic deposits of Atitlán caldera, Guatemala: J. Volcanol. Getherm. Res., 33, 57-80.
- 2 Wunderman, R.L. and Ross, W.I., 1984, Amatitlan, an Actively Resurgng Cauldron 10 Km South of Guatemala City: J. Geophysical Res., 89 (B10), 8525-8539.
- 3 Williams, H., Meyer-Abich, H., 1955, Volcanism in the southern part of El Salvador, with reference to the collapse basins of Lakes Coatepeque and Ilopango: Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., vol. 32, 64 pp.
- 4 Lexa, J., Šebesta, J., Chavez, J.A., Hernández, W., Pécskay, Z., 2011, Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area: J. Geosci. 56, 105-140.

- 5 Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G.J., Dávila Harris, P., Miggins, D., Pedrazzi, D., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Hernández, W., Gutiérrez, E., 2019a, The Ilopango caldera complex, El Salvador: Origin and early ignimbrite-forming eruptions of a graben/pull-apart caldera structure: *J. Volcanol. Geother. Res.*, 371, 1-19.
- 6 Sussman, D., 1985, Apoyo caldera, Nicaragua: A major quaternary silicic eruptive center: *J. Volcanol. Geother. Res.*, 24, 249-282.
- 7 Vega-Zúñiga, E., Chavarria-Rojas, L., Barrantes-Viquez, M., Molina-Zúñiga, F., Hakanson, E.C., Mora-Protti, O, 2005, Geologic Model of The Miravalles Geothermal Field, Costa Rica: *Proceedings World Geothermal Congress 2005, Turkey*, 24-29 pp.
- 8 Molina-Zúñiga, F., Marti, J., Aguirre-Díaz, G.J, 2014, Stratigraphy and structure of the Cañas Dulces caldera, Costa Rica: *Geological Society of America Bulletin*, 126, (11-12), 1465-1480.
- 9 Geyer, A., Martí, J., 2008, The new worldwide collapse caldera database (CCDB): a tool for studying and understanding caldera processes: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 175, 334-354.
- 10 Aguirre-Díaz, G.J., 2008, Types of collapse calderas: *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 3 012021, 5 pp., doi: 10.1088/1755-1307/3/1/012021.
- 11 Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008, Ignimbrite Flare-up and graben-calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico: in J. Gottsmann, and J. Martí, eds., "Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response", *Developments in Volcanology* 10, Elsevier, Amsterdam, 492 p., 143-180 pp.
- 12 Saxby, J., Gottsmann, J., Cashman, K., Gutiérrez, E., 2016, Magma storage in a strike-slip caldera: *Nature Commun.*, 7, 12295.
- 13 Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G.J., Davila Harris, P., Miggins, D., Pedrazzi, D., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Hernández, W., Gutiérrez, E., 2019b, The Ilopango caldera complex, El Salvador: Stratigraphic revision of complete eruptive sequence and recurrence of large explosive eruptions: *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 374, 100-119.

- 14 Canora, C., Martínez-Díaz, J.J., Villamor, P., Staller, A., Berryman, K., Álvarez-Gómez, J.A., Capote, R., Díaz, M., 2014, Structural evolution of the El Salvador Fault Zone: an evolving fault system within a volcanic arc: *J. Iber. Geol.* 40, 471–488.
- 15 Staller, A., Martínez-Díaz, J.J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., Díaz, M., 2016, Tectonophysics Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network: *Tectonophysics*, 670, 66–81.
- 16 DeMets, C., 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc: *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4043-4046.
- 17 Mann, C.P., Stix, J., Vallance, J.W., Richer, M., 2004. Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America: In Rose, W.I., Bommer, J.J., López, D.L., Carr, M.J., Major, J.J. (Eds.), *Natural Hazards in El Salvador*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 375, pp. 159–174.
- 18 Pedrazzi, D., Sunye-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G.J., Costa, A., Smith, V.C., Poret, M., Davila-Harris, P., Miggins, D.P., Hernández, W., Gutiérrez, E., 2019, The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: volcano stratigraphy and physical characterization of the major Holocene event of Central America: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 377, 81-102.
- 19 Smith, V.C., Costa, A., Aguirre-Díaz, G., Pedrazzi, D., Scifo, A., Plunkett, G., Tournigand, P.Y., Miles, D., Dee, M., McConnell, J.R., Sunyé-Puchol, I., Poret, M., Dávila Harris, P., Sigl, M., Pilcher, J.R., Chellman, N., Gutiérrez, E., 2020, The magnitude and impact of the 431 CE Tierra Blanca Joven eruption of Ilopango, El Salvador: *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA (PNAS)*, vol. 117 (42 sept.), p. 26061-26068.

Ponencia 3

La estructura volcano-tectónica de Ilopango

Joachim Gottsmann

University of Bristol, United Kingdom



La estructura volcano-tectónica de Ilopango

Resumen

Las calderas silícicas se forman durante las erupciones volcánicas explosivas cuando la retirada del magma desencadena el colapso a lo largo de las fallas delimitantes; sin embargo, la naturaleza de las interacciones específicas entre el magmatismo y el tectonismo en los sistemas que forman calderas no está clara. Los patrones de estrés regionales pueden controlar la ubicación y la geometría de los reservorios de magma, lo que a su vez puede controlar el desarrollo espacial y temporal de las fallas. En esta presentación, brindamos información sobre los vínculos volcánicos-tectónicos a lo largo de la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ), una matriz compleja de fallas de rumbo dextral con un rumbo dominante E-W. Formando parte de los principales lineamientos tectónicos de América Central, está asociado con calderas silícicas de gran volumen. La ESFZ ejerce un control dominante de la tectónica de todo el centro de El Salvador, incluida el área de la Caldera de Ilopango, una estructura de colapso alargada de 8 km por 11 km.

Recolectamos nuevos datos de gravedad de Bouguer de la Caldera para estudiar las relaciones volcánicas-tectónicas de deslizamiento de rumbo en la parte central de la ESFZ. Después de la reducción estándar de los datos de campo, encontramos que la Caldera está dominada por una baja gravedad distinta en forma de V con una amplitud máxima de -15 mGal ubicada dentro de la depresión de la caldera principal cerca de las Islas Quemadas.

Los máximos de gravedad periférica a lo largo del sur y suroeste del área de estudio coinciden con una serie de complejos de domos silícicos. Utilizando datos de geología estructural publicados, nuestro análisis muestra que la anomalía está alineada a lo largo de las principales orientaciones de tensión horizontal de la ESFZ. La inversión de datos tridimensionales proporciona un conjunto de modelos de mejor ajuste que representan una estructura de baja densidad debajo de la caldera y se extiende a unos 6 km de profundidad debajo de la superficie. La estructura de baja densidad probablemente mapea un complejo sistema de plomería superficial compuesto por reservorios hidrotermales magmáticos y fracturados con una fracción de vapor considerable (~3% en volumen).

Estos datos destacan que la extensión localizada a lo largo de la ESFZ controla la acumulación, el ascenso y la erupción de magma. La localización controlada por fallas de la acumulación de magma y el movimiento a través de una corteza mecánicamente débil puede restringir las ubicaciones de ventilación para futuras erupciones.

Ponencia 4

Origen de la Caldera de Ilopango y reconstrucción
de su historia eruptiva

Ivan Sunye Puchol

La Sapienza, Universidad de Roma



Origen de la Caldera de Ilopango y reconstrucción de su historia eruptiva

Resumen

La Caldera de Ilopango es un volcán activo del Arco Volcánico de El Salvador, cuyo magmatismo está asociado a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. Actualmente la Caldera tiene una forma poligonal de unos 17 x 13 km y se ubica a lo largo de la ZFES, cuyas estructuras han controlado la actividad eruptiva del Ilopango desde su formación. Gracias al estudio geológico (mapeo, estratigrafía, petrografía, geoquímica y geocronología, etc.) realizado sobre los depósitos piroclásticos generados durante las tres primeras y grandes erupciones explosivas de la Caldera de Ilopango (Ignimbritas Olocuilta, Colima y Apopa), aunado a la comparación con los resultados de estudios tectónicos previos, gravimétricos y de modelado analógico, presentamos el posible origen vulcano-tectónico de la Caldera de Ilopango, desde su formación, y las diversas fases evolutivas de su estructura.

La Caldera de Ilopango empezó siendo del tipo graben-caldera. El primer colapso sucedió hace 1.785 ± 0.01 Ma BP, durante un régimen puramente extensional a lo largo de la ZFES (Alonso-Henar et al., 2015), formando la Ignimbrita de Olocuilta con un volumen $> 50 \text{ km}^3$ DRE (Dense Rock Equivalent) a través de una erupción fisural (e.g. Aguirre-Díaz and Labarthe-Hernández, 2003). A partir de ese momento, y debido a los cambios geodinámicos que experimentaba la ZFES, pasando de pura extensión a tomar un componente transtensiva importante, la Caldera de Ilopango evolucionó hacia una estructura en pull-apart, erupcionando la Ignimbrita Colima hace 1.56 ± 0.01 Ma BP ($> 11 \text{ km}^3$) y produciendo una cuenca intracaldérica endorreica que poco después sería rellenada de agua formando el lago de Ilopango. Fue a través de ese paleo-lago de Ilopango que se produjo la tercera erupción, generando el depósito hidromagmático a la base de la Ignimbrita Apopa hace 1.34 Ma BP ($> 9 \text{ km}^3$). La Caldera iría adquiriendo una mayor componente transtensiva hasta llegar a la actual estructura de strike-slip (Saxby et al., 2016), siendo hoy en día una Caldera prácticamente controlada por la actividad de la falla San-Vicente. La profundidad y la alta tasa de deslizamiento de las estructuras ESFZ ayudan al ascenso de grandes volúmenes de magma y a los colapsos periódicos de la multistage Caldera de Ilopango.

A pesar de que las regiones circundantes de la Caldera estaban cubiertas por gruesos depósitos piroclásticos, no se sabía en detalle cuantas grandes erupciones había producido, su magnitud y su edad. Gracias a los resultados del presente estudio se pudo determinar que la Caldera de Ilopango ha eruptado de forma episódica hasta 13 grandes depósitos piroclásticos, todos mayores a 1-5 km³ DRE, pudiendo llegar a superar los 300 km³ por parte de la Ignimbrita Olocuilta (niveles de supererupción; Sparks et al., 2005). Estos depósitos son de composición riodacítica (magmas calcoalcalinos), con un ensamblaje mineral hecho de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda (algunos con cuarzo y biotita), con minerales accesorios como zircones, apatitos y óxidos de Fe-Mg. Con base a correlaciones estratigráficas, fechamientos geocronológicos (edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U-Th-Pb) y deformación de los depósitos por la tectónica regional, se dividió toda la secuencia piroclástica del Ilopango en tres formaciones: la Formación Comalapa (1.78 – 1.34 Ma; Ignimbritas Olocuilta, Colima y Apopa), Altavista (918 – 257 ka; Cojutepeque, Delgado, Manigua, San Juan, Cortez y Soyapango) y Tierras Blancas (<57 ka; TB4, TB3, TB2 y TBJ). Los estilos eruptivos que han producido estos materiales van desde altas columnas eruptivas que depositaron pómez de caída, flujos piroclásticos que depositaron ignimbritas y explosiones hidromagmáticas que aumentaron la fragmentación y turbulencia.

Los resultados alcanzados durante esta investigación son clave para una futura evaluación del peligro volcánico que induce la Caldera de Ilopango a los más de 2 millones de habitantes que viven en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), y más todavía viendo la alta actividad holocena que lleva teniendo el volcán durante el Holoceno tardío: la erupción de la TBJ eyectó explosivamente ~100 km³ de magma (Pedrazzi et al., 2019) en el año 431 d.C (Smith et al., 2020), afectando severamente a las poblaciones mayas que vivían en la zona centroamericana, y enviando cenizas por todo el globo terrestre (fueron encontradas espículas de vidrio de la TBJ en hielos de Groenlandia). La prueba más reciente de la actividad de esta Caldera son las Islas Quemadas, un domo de lava intracaldérico emplazado en el centro del lago de Ilopango hace tan solo 140 años.

Ponencia 5

Actividad sísmica en el área de la Caldera de Ilopango y
condiciones de amplificación de sitio asociadas

Luis Mixco

Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN),
San Salvador, El Salvador



Actividad Sísmica en el área de la Caldera de Ilopango y condiciones de amplificación de sitio asociadas

Resumen

La actual Caldera de Ilopango presenta un origen tectónico y se ha formado principalmente por diferentes colapsos asociados con la formación de cuencas pull-apart y la rotación de bloques a lo largo de la principal tectónica de deslizamiento de la ZFES. Los campos de estrés local y regional actualmente controlan la acumulación y el ascenso de magma en esta región, sirviendo las fallas geológicas circundantes como vías propicias para dicho ascenso.

La evolución histórica en el despliegue de estaciones sísmicas ha permitido conocer en qué zonas de la Caldera de Ilopango están ocurriendo los sismos. Así como también, conocer sus principales características focales y justificar sus movimientos con la tectónica dominante. Es necesario seguir densificando la red sísmica en la estructura principal de la Caldera de Ilopango, principalmente en los sectores (sur-oeste) y (nor-este) del lago, donde actualmente se tiene ausencia de estaciones. Inclusive, se sugiere ir reemplazando sensores de corto período con banda ancha, para así lograr absorber (sin problemas de saturación), la mayoría de las señales.

Hasta la fecha, en el catálogo sísmico del MARN se contabilizan un total de 2252 sismos localizados en el área de influencia de la Caldera de Ilopango, teniendo su mayor registro en los años de 1997, 1998, 2001 y 2006. Asimismo, solamente 49 eventos se les ha logrado determinar su mecanismo focal. La máxima magnitud registrada fue calculada el día 3 de febrero de 2018, alcanzando un valor de 4.1 en la escala de Momento. De manera discreta, del total de sismos, aproximadamente 500 y 300 presentan profundidades cercanas a 1 km y 5 km, respectivamente. Sin embargo, la mayor concentración de sismos se ubica entre las profundidades de 5 km a 6 km, con magnitudes locales del orden de 2.0 y 2.2; densificándose la mayoría durante la actividad sísmica derivada de los terremotos de enero y febrero de 2001; donde muchas de las fallas geológicas locales circundantes dentro del territorio vieron afectado su estado de esfuerzos y aceleraron su proceso de ruptura.

Históricamente, en la zona de influencia directa de la Caldera, se han registrado y clasificado un total de 22 series sísmicas que datan de 1989 y 2021, ya sea como enjambres sísmicos o una actividad sísmica común con un sismo principal y sus respectivas réplicas.

Dada la diversidad de episodios eruptivos que ha sufrido la Caldera de Ilopango a través de la historia geológica, innumerables depósitos se han venido acomodando en la estratigrafía cercana a ella, como en zonas vecinas, intercalándose con otros depósitos de otros volcanes adyacentes, cuyos episodios eruptivos se desarrollaron durante la misma época. De principal atención para la ingeniería sísmica son los depósitos de la formación de Tierras Blancas, específicamente sobre el comportamiento dinámico frente al paso de las ondas sísmicas de las unidades que componen a la última erupción considerable de la Caldera, denominada Tierra Blanca Joven (TBJ) (aproximadamente 500 años d. C.); la cual -por su naturaleza eruptiva de caída de cenizas- sus tefras en el subsuelo constituyen depósitos sueltos poco consolidados, evidenciando condiciones de amplificación de sitios particulares.

Entre el volcán San Salvador (VSS) y la Caldera de Ilopango, donde se emplaza la capital de San Salvador, los productos de ambos centros eruptivos se encuentran mayoritariamente intercalados. Las tefras de TBJ se adelgazan ladera arriba del VSS; sin embargo, hacia el oeste de la capital, se alcanzan espesores de alrededor de 60 m, donde cubren otras tefras antiguas de la Caldera de Ilopango y en conjunto podrían superar los 100 m. Esta situación de intercalación de sedimentos y productos lávicos obviamente hace aún más complejo el análisis de respuesta de sitio.

Por lo anterior, recientemente el MARN ha logrado realizar 15 perforaciones a nivel nacional, donde se llevaron a cabo ensayos sísmicos Downhole, para conocer en dichos lugares la estructura de velocidades de Ondas Corte (V_s) y estimar su efecto de sitio. Específicamente, en la zona próxima a la Caldera, se realizó una perforación de 80 m de profundidad, evidenciándose la presencia de TBJ en toda la extensión de la columna, así como también la variación de las V_s a lo largo de las sub-unidades de esta. Estas V_s oscilaron entre 147 m/s (profundidad somera) hasta 760 m/s (zona más profunda y lógicamente más compacta). Para efectos del análisis de respuesta de sitio, se determinó el valor ponderado de V_s en los 30 m superiores (V_{s30}); parámetro que estima que las unidades de suelo que se concentran en esta profundidad podrían

afectar en mayor medida el comportamiento de las estructuras que se construyan sobre el sitio. El valor calculado fue de $V_{s30}=335$ m/s, considerado como un sitio de consistencia “medio duro”, con una clase tipo “suelos medios duros” (CD) de acuerdo con la clasificación propuesta por el *National Earthquake Hazards Reduction Program* (NEHRP 2020).

En el mismo sentido, recopilando más información de V_s de otros estudios se construyó un mapa a nivel nacional de V_{s30} , definiendo zonas que podrían tener un comportamiento sísmico homogéneo. De este mapa se logra evidenciar que la zona al nor-oeste de la Caldera de Ilopango (proximal y distal) presenta una concentración de clases de sitio que varía entre suelos medios duros (CD) hasta suelos poco consolidados (D). Con estos resultados, se desarrolló un análisis de respuesta de sitio integral utilizando métodos empíricos (empleando registros acelerográficos y mediciones de ruido sísmico) y métodos analíticos (propagando ondas sísmicas a lo largo de columnas de suelo, considerando tanto el comportamiento dinámico y no-lineal de sus unidades) para obtener funciones de transferencia y factores de amplificación. De este análisis se determinó que la zona de la Caldera de Ilopango, para las clases de sitio CD, los períodos predominantes podrían variar desde 0.16 a 0.54 segundos, junto a factores de amplificación del orden de 0.90 a 1.79. Por otro lado, para los sitios con clase D, los períodos de vibración del suelo oscilarían entre 0.5 a 0.75 segundos, junto a factores de amplificación que van de 0.84 a 2.74.

Ponencia 6

Análisis de facies y sedimentología de algunos depósitos provenientes de erupciones de la Caldera de Ilopango

Pablo Dávila Harris

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica



Análisis de facies y sedimentología de algunos depósitos provenientes de erupciones de la Caldera de Ilopango

Resumen

La Caldera de Ilopango, al oriente de San Salvador, es uno de los volcanes caldera más grandes y de naturaleza explosiva en América Central. Ha tenido actividad documentada desde hace aproximadamente 2 Ma y sus últimas erupciones son históricas, de tipo efusivas, con grandes episodios explosivos en el Holoceno. Actualmente, hospeda un profundo lago, y sus alrededores están densamente poblados. El presente análisis está basado en información de campo, estratigrafía y cartografía, recabando también geometría de contactos, texturas, tipos de clastos, facies internas, estructuras sedimentarias, agregados de ceniza, así como química vs. características físicas.

Los depósitos de origen explosivo de la Caldera de Ilopango son extensos en la región que circunda el lago (tanto fuera de este como en las orillas), y en los alrededores, fundamentalmente al norte. Alcanzando a cubrir decenas de kilómetros a partir del centro eruptivo. La mayor parte de estas unidades eruptivas se encuentran erosionadas, cubiertas por vegetación o no se depositaron de manera regular, sino encauzadas por barrancos y arroyos, lo que impide un mapeo preciso y una reconstrucción estratigráfica compleja.

Estudios previos y recientes por diversos autores, han incrementado el acervo estratigráfico y vulcanológico de la Caldera. Si bien, Ilopango ha tenido abundante actividad efusiva (como muchas otras calderas; Jicha & Hernández, 2022), este estudio se enfoca en algunos productos de naturaleza explosiva. A grandes rasgos, las ignimbritas/tobas y depósitos de caída de ceniza y pómez provenientes de la Caldera (Grupo Ilopango), se han subdividido de manera informal en tres: la Formación Comalapa, compuesta por las ignimbritas voluminosas de Olocuitla, Colima y Apopa (Suñé-Puchol et al., 2019), seguida por la Formación Altavista, que incluye las ignimbritas

Cojutepeque, Ciudad Delgado y Manigua, el depósito de pómez Pliniano San Juan y la ignimbrita de Soyapango, estos mayormente de composición riodacítica y de naturaleza freatomagmática. Finalmente, les cubre la formación Tierras Blancas, con la nomenclatura TB4, TB3, TB2 y la gran ignimbrita TBJ (Suñé-Puchol et al., 2019), estas últimas también con fuerte influencia hidrovulcánica.

Las ignimbritas de la Formación Comalapa se caracterizan por ser muy voluminosas, masivas, de tonos café-rojizos a rosáceo, variablemente soldadas a no soldadas y en la mayoría de casos, con brechas líticas. Estas pudieran considerarse como las erupciones iniciales de Ilopango, y en su caso, las formadoras de la Caldera, previo o de manera contemporánea a la formación de un lago primario. Las unidades de la Formación Altavista comprenden alrededor de 8 unidades eruptivas del Pleistoceno, de composición riolítica y separadas por paleosuelos y/o superficies de erosión. Incluyen también, depósitos de caída sin flujos piroclásticos asociados, aunque en la mayoría de los casos les sobreyacen ignimbritas de color crema-claro, de grano fino, con estratificación cruzada y difusa, pobres en líticos, pero con abundantes agregados de ceniza. Finalmente, la Formación Tierras Blancas, identificada a la base por una discontinuidad angular bien marcada y reconocida en campo y por fechamientos, conformada por las unidades TB4, TB3, TB2 y TBJ. Caracterizadas por ser unidades de caída Pliniana, ignimbritas no soldadas (TB-4, 3 y 2) y la gran ignimbrita TBJ. Otros depósitos importantes, no diferenciados, principalmente dentro del lago/caldera, incluyen ignimbritas de grano fino y agregados de ceniza (no precisamente reconocidas como TBJ); brechas líticas, tanto en ignimbritas como independientes y posibles depósitos de avalanchas de escombros, no descritos previamente y que pudieran representar colapsos de antiguos edificios o brechas de colapso intracaldérico no necesariamente ligados a erupciones explosivas.

Los estudios estratigráficos y sedimentológicos en las unidades provenientes de Ilopango apenas comienzan, y se deben incrementar conforme avanza el conocimiento de este gran volcán. Todo con el objeto de entender mejor su comportamiento, y con ello mitigar los peligros asociados en posibles erupciones de esta naturaleza en el futuro.

Ponencia 7

Estudio físico del depósito TBJ y reconstrucción de la
mayor erupción holocénica de Centroamérica

Dario Pedrazi

Instituto Geociencias Barcelona, GEO3BCN-CSIC



Estudio físico del depósito TBJ y reconstrucción de la mayor erupción holocénica de Centroamérica

Resumen

En el 431 d. C. (Smith et al., 2020), la civilización Maya fue devastada por la violenta erupción del volcán Ilopango, ubicado en lo que hoy es El Salvador. La erupción denominada TBJ, "Tierra Blanca Joven" por el característico color blanquecino de los depósitos, produjo un volumen total de magma de casi 60 km^3 , con la formación de Corrientes de Densidad Piroclástica (PDCs) densas y diluidas, con asociado colapso caldérico y la formación de una columna coignimbrítica que alcanzó la estratosfera (Pedrazzi et al., 2019).

En este estudio se llevó a cabo una detallada reconstrucción estratigráfica de los depósitos de la TBJ para estimar los parámetros eruptivos y la dinámica de la erupción. La TBJ representa la última erupción explosiva de la Caldera de Ilopango y el último ciclo eruptivo de la secuencia de las Tierras Blancas que comenzó con la erupción TB4. Durante la erupción de la TBJ se emplazó aproximadamente un volumen total de magma de 58 km^3 correspondiente a 30 km^3 DRE (Dense-Rock Equivalent) y a una erupción de magnitud 6,8, lo que indica que fue una de las mayores erupciones del Holoceno de América Central. La erupción dispersó cenizas volcánicas sobre gran parte del actual territorio de El Salvador, y las PDCs se extendieron a más de 40 km del volcán.

La sucesión de depósitos generados por la erupción de TBJ se compone de 8 unidades (A_0 -G) con distintos estilos eruptivos y sin grandes pausas intermedias. La primera fase de la erupción produjo depósitos centimétricos de PDCs de origen hidromagmático (Unidad A_0), seguidos por depósitos de caída (Unidades A y B) de hasta 15 cm de espesor y expuestos en secciones cercanas a la Caldera de Ilopango (de 10 a 15 km). La erupción, entonces, pasó a un régimen que generó más PDCs tanto densas

como diluidas (Unidades C–F) que llenaron las depresiones cercanas a la Caldera de Ilopango con espesores de hasta 70 m. Los depósitos coignimbríticos (Unidad G) son los más extendidos y se encuentran en Guatemala, Honduras, Nicaragua, Costa Rica y el Océano Pacífico y con varios centímetros de espesor en todo El Salvador.

Los modelos numéricos sugieren que las alturas de las columnas fueron de 29 km y 7 km para las dos primeras fases de caída (A y B) y 45 kilómetros para la última fase de la erupción (G), transportando productos volcánicos por más de 7.000 km hasta latitudes polares (Smith et al., 2020).

Los volúmenes estimados para las unidades de caída son 0,15, 0,8 y 16 km³ de DRE para la Unidad A, B y G respectivamente. Los volúmenes de depósitos de PDCs fueron estimados ser 0.5, 3.3, 0.3 y 9.1 km³ DRE para las Unidades C, D, E y F, respectivamente.

El TBJ fue un evento catastrófico y se considera una de las mayores erupciones del cuaternario en América Central. Productos eruptivos de la TBJ habrían afectado considerablemente a las poblaciones mayas que viven en El Salvador y territorios cercanos en ese momento.

El examen de esta erupción arroja luz sobre una serie de importantes implicaciones para la evaluación de peligros cuando se considera dentro del marco del vulcanismo asociado a la Caldera de Ilopango y El Salvador. El estudio detallado de la erupción TBJ junto con la de Suñe-Puchol et al. (2019a, 2019b) sobre las erupciones más antiguas de este volcán, representan el primer y necesario paso hacia una mejor evaluación de la peligrosidad volcánica en esta región. Estos estudios son esenciales para mitigar el riesgo para la gran cantidad de comunidades, incluida la ciudad de San Salvador, que se están expandiendo alrededor de este volcán activo.

Referencias bibliográficas

- Pedrazzi, D., Aguirre-Díaz, G. J., Sunyé-Puchol, I., Becerril, L., & Miggins, D. P. (2018). Volcano stratigraphy and physical characterization of the San Mateo Pomez Unit, Cerritos Member: Temascalcingo Volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 366.
- Smith, V. C., Costa, A., Aguirre-Díaz, G., Pedrazzi, D., Scifo, A., Plunkett, G., Poret, M., Tournigand, P.-Y., Miles, D., Dee, M. W., McConnell, J. R., Sunyé-Puchol, I., Harris, P. D., Sigl, M., Pilcher, J. R., Chellman, N., & Gutiérrez, E. (2020). The magnitude and impact of the 431 CE Tierra Blanca Joven eruption of Ilopango, El Salvador. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 117(42).
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Pedrazzi, D., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Gutierrez, E., & Hernández, W. (2019a). 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.
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Pedrazzi, D., Costa, A., Ortega-Obregón, C., Lacan, P., Hernández, W., & Gutiérrez, E. (2019b). 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.

Ponencia 8

Tefroestratigrafía en el Sitio Arqueológico El Cambio
(Valle de Zapotitán): registro de la actividad del
Complejo Volcánico de San Salvador posterior a la TBJ
e implicaciones para la arqueología

Dolors Ferrés

Escuela Nacional de Ciencias de la Tierra, UNAM



Tefroestratigrafía en el Sitio Arqueológico El Cambio (Valle de Zapotitán): registro de la actividad del Complejo Volcánico de San Salvador posterior a la TBJ e implicaciones para la arqueología

Resumen

El Sitio Arqueológico El Cambio (Figura 1), en el término municipal de San Juan Opico (departamento de La Libertad), estaba ubicado en el borde oriental del Valle de Zapotitán, en el margen izquierdo del Río Sucio, 11 km al Nor-oeste (NW) del cráter del Volcán Boquerón (VB), 3 km al Oeste (W) del volcán El Playón, 2.5 km al S del sitio arqueológico Joya de Cerén y 3 km al Sur (S) del edificio volcánico Loma Caldera. El Cambio, con una extensión de 0.25 km², estaba ubicado en un terreno plano, en preparación para su lotificación en el momento de la excavación y actualmente parcialmente construido en su sector sureste.

Las excavaciones arqueológicas en este sitio durante las campañas de 2005 y 2006-2007, permitieron la apertura de 141 pozos de prospección, separados a distancias de 25-30 m (González-Rivas, 2006; Castillo-Taracena, 2007). Los pozos tenían 4 m² de planta y una profundidad de 1.4 a 3.5 m, dependiendo del contenido en restos culturales. Solamente en algunos pozos (S2 y G8) se excavó más allá de 3 m, hasta los 4.3 m, para intentar observar los depósitos piroclásticos y paleosuelos subyacentes a la TBJ, presente en todo el sitio.

El estudio estratigráfico de detalle se realizó en 39 de los pozos (Figura 1). Durante las excavaciones de la temporada 2005, el estudio se enfocó en el análisis de la secuencia de depósitos piroclásticos sobre la TBJ, denominada Serie Superior, que presentó espesores variables entre 1.25 y 3 m. Durante la temporada 2006-2007 se estudió con mayor detalle la secuencia de depósitos bajo la TBJ que aparece solamente en los pozos de mayor profundidad y a la que se denominó Serie Inferior (Figura 2). El levantamiento de la estratigrafía de detalle permitió obtener datos para refinar la distribución y mejorar la caracterización de los depósitos piroclásticos de volcanes monogenéticos cercanos (Loma Caldera y El Playón) y del propio VB (erupción Talpetate I), identificados y descritos con anterioridad (Hart, 1983; Chandler, 1983; Miller, 1993).

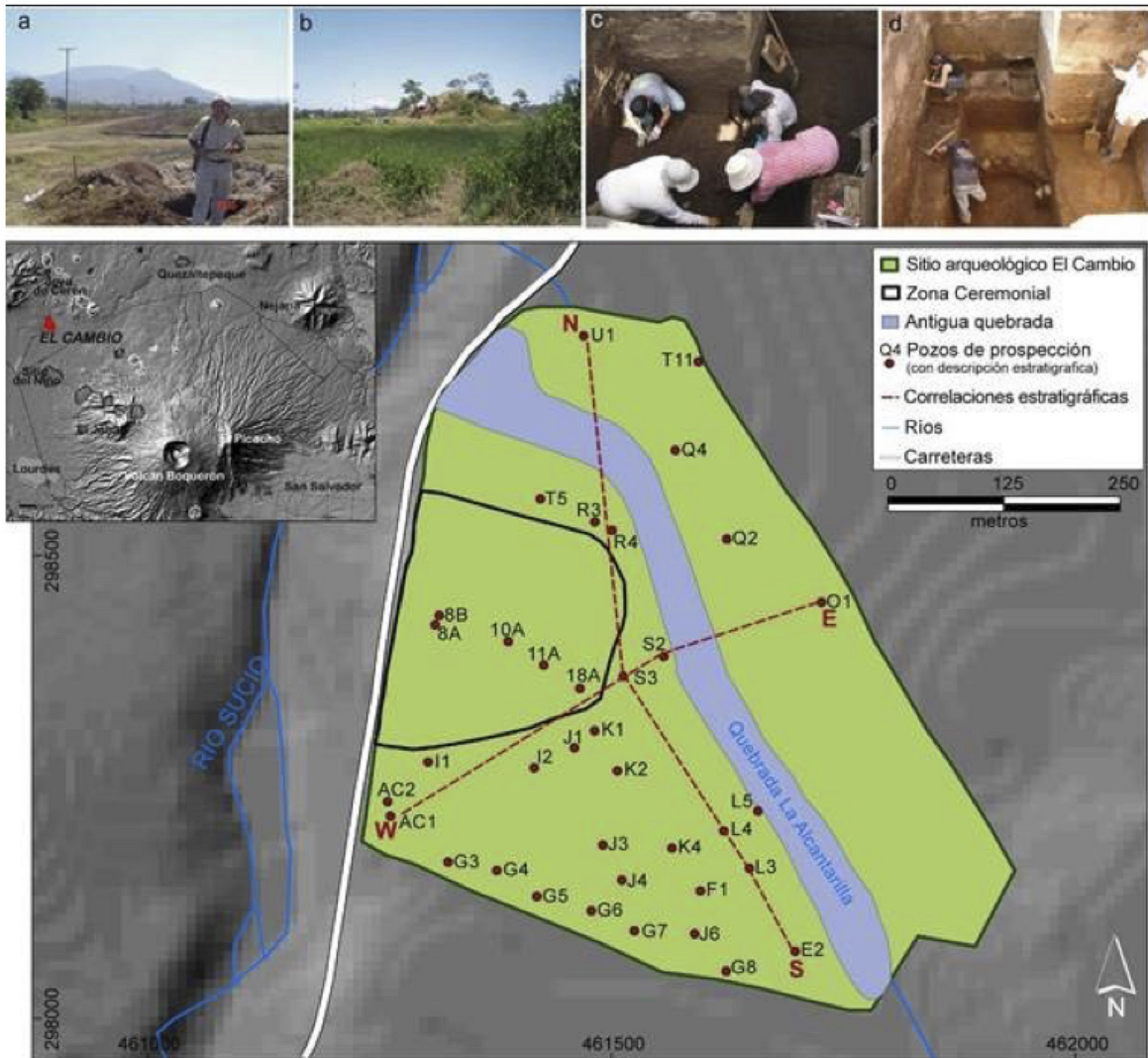


Figura 1. Localización de El Sitio Arqueológico El Cambio y ubicación de los pozos de prospección arqueológica donde se realizó el levantamiento estratigráfico de detalle.

Los depósitos de TBJ, incluyendo el paleosuelo en su techo, presentes en el sitio arqueológico El Cambio tienen un espesor medio de 50 cm, que oscila entre 25 cm en el pozo U1 del sector N y 60 cm en el pozo 8B del sector central del sitio (Figura 2). La TBJ está asentada sobre los surcos excavados en el suelo subyacente en prácticamente toda la extensión del sitio. La unidad basal (ash coarse level, Hart, 1983; o unidad B, Vallance y Houghton, 2004) es un nivel de caída de pómez rica en líticos ($M_p=2.5-3$ cm). Este nivel tiene un espesor máximo de 4 cm y es observable en la mayor parte de pozos de prospección. La unidad superior es un nivel de cenizas fina, de color ocre claro, que frecuentemente presenta signos de haber sido retrabajada. A partir del estudio de la Serie Superior, se amplió la distribución de los depósitos de

caída de la erupción Loma Caldera (cal. AD 610-671), conocida por sus afectaciones al Sitio Arqueológico Joya de Cerén, que están presentes en El Cambio con espesores entre 10 y 25 cm. De forma similar se refinó la distribución de los depósitos de oleada piroclástica de la erupción Talpetate I (cal AD 964 - 1040), que presenta espesores promedio de 50 cm en El Sitio El Cambio.

Los trabajos arqueológicos y geológicos realizados en el Sitio Arqueológico El Cambio permitieron reconstruir su secuencia eruptiva del volcán monogenético El Playón e identificar cierta componente hidromagmática en una de las fases de la erupción, considerada hasta el momento como puramente magmática, y plantear la hipótesis de que los productos identificados representan las dos fases eruptivas principales en 1658 y 1671 (Ximénez, 1722; Sapper, 1925; Meyer-Abich, 1956; Larde y Arthés, 1917 y 1960 y Lardé y Larín, 1978). Adicionalmente, junto a los datos de autores previos, se construyó el mapa de isopacas de los depósitos de caída de El Playón, orientado a obtener la información necesaria para una futura modelación de los procesos de caída de cenizas producto de edificios monogenéticos asociados al Complejo Volcánico de San Salvador, actividad con una alta recurrencia en los últimos 3,000 años.

La información detallada de los estudios aquí descritos puede encontrarse en el artículo: Ferrés D., Delgado Granados H., Hernández W., Pullinger C., Chávez H., Castillo Taracena C. R., Cañas-Dinarte C., 2011. *Three thousand years of flank and central vent eruptions of the San Salvador Volcanic Complex (El Salvador) and their effects on El Cambio archaeological site: a review based on tephrostratigraphy. Bulletin of Volcanology*, 73: 833-850. DOI 10.1007/s00445-011-0465-0.

Producto de las campañas de prospección arqueológica se localizaron diversos paleosuelos ricos en material cultural. El más importante de ellos es el paleosuelo que subyace la TBJ, denominado genéricamente "Tierra Negra" donde se encontraron diversos entierros, ofrendas y unidades domésticas (fogones, surcos, improntas de adobe y bahareque). Por sus características y su posición estratigráfica estos hallazgos están fechados del Preclásico Tardío-Terminal (100 a 300 años d. C.). No se encontraron restos culturales en la parte más superior de este paleosuelo en contacto directo con la TBJ, por lo que se infiere que durante la última erupción de la Caldera de Ilopango el Sitio ya había sido abandonado.

El resumen de estos hallazgos arqueológicos y la caracterización en detalle de uno de los entierros localizados puede encontrarse en la tesis de licenciatura de Hugo Iván Chávez Servano: "El entierro Preclásico ECI – "8A extensión "a" (temporada 2006-2007) del Sitio Arqueológico El Cambio, Valle de Zapotitán, El Salvador", que se encuentra en línea en el repositorio de la Universidad Tecnológica de El Salvador.

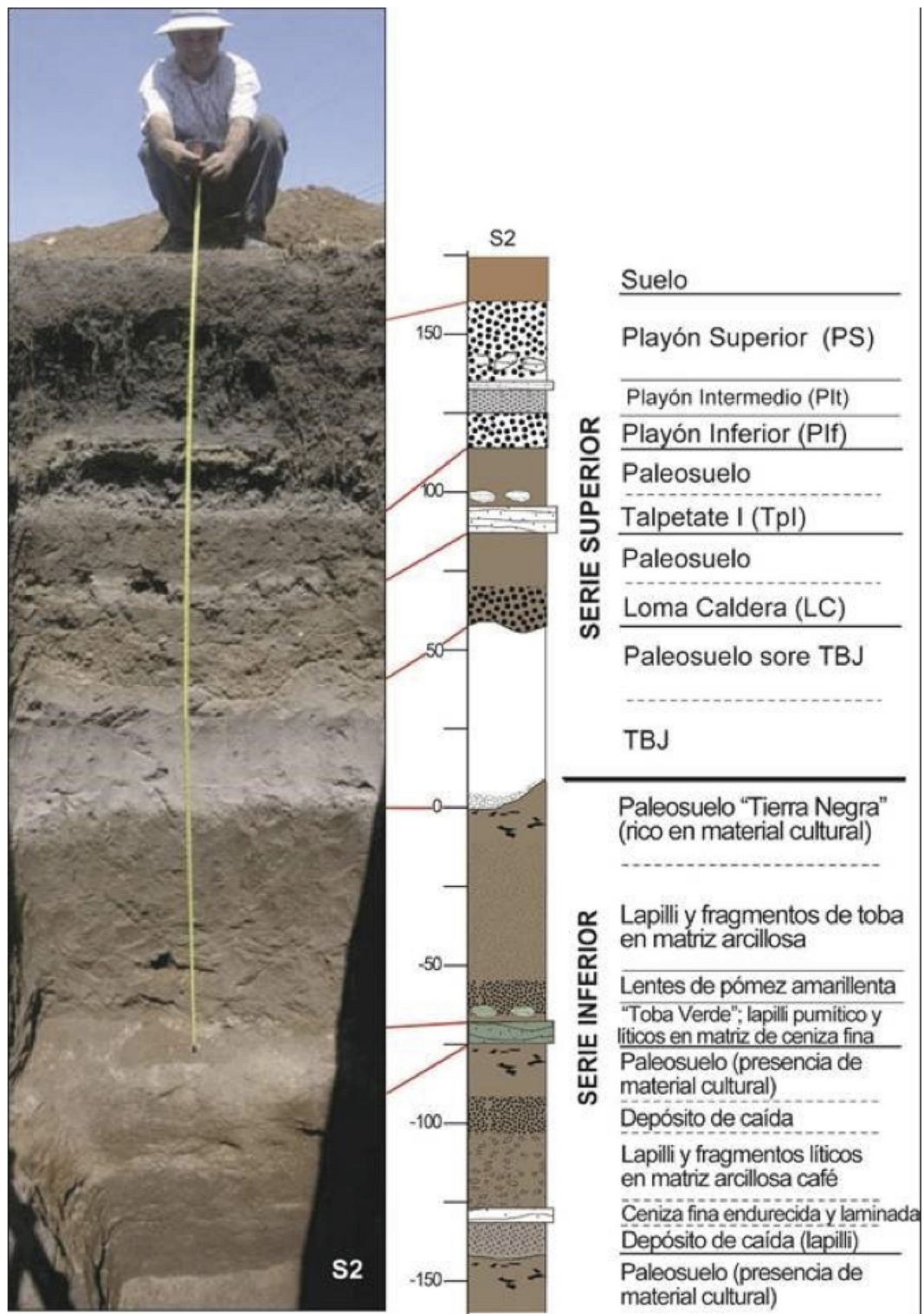


Figura 2. Secuencia estratigráfica general en el Sitio Arqueológico El Cambio, donde se señalan los niveles de paleosuelo más ricos en material cultural.

Ponencia 9

Restringiendo la fecha de la erupción de Tierra Blanca
Joven de Ilopango, El Salvador al 431 EC

Victoria Smith

School of Archaeology, University of Oxford, UK



Restringiendo la fecha de la erupción de Tierra Blanca Joven de Ilopango, El Salvador al 431 de la Era Común (EC)

Resumen

La erupción Tierra Blanca Joven (TBJ) del volcán Ilopango formó una capa gruesa de cenizas sobre gran parte de El Salvador durante el Período Clásico Temprano (300 a 600 de la Era Común -EC-) de los mayas. Aunque ocurrió en tiempos históricos, los impactos ambientales y climáticos de esta gran erupción no se conocen en gran medida porque la fecha no estaba bien delimitada. Aquí discutimos la evidencia que nos permitió determinar la fecha de la erupción y lo que nos dice sobre el impacto.

Se obtuvieron nuevas fechas precisas para la erupción con el radiocarbono, utilizando un tocón de árbol ligeramente carbonizado que se encontró en depósitos de corriente de densidad piroclástica de la fase final de la erupción de la TBJ en un lugar a ~25 km de Ilopango. La corteza del tocón de caoba estaba intacta y una sección transversal del tronco reveló hasta 37 anillos de crecimiento. Los paquetes de estos anillos se fecharon por radiocarbono y estas mediciones de ^{14}C se combinaron con la curva de calibración IntCal13 utilizando un modelo estadístico bayesiano, que restringió la erupción de TBJ entre 425 y 440 EC (95,4% de probabilidad), una mejoría significativa en las determinaciones de radiocarbono anteriores, que abarcan del 270 al 562 EC. Dentro de este marco de tiempo establecido con el radiocarbono, hay un pico aparentemente contemporáneo de sulfuro de sal no marina (nssS) en varios núcleos de hielo de la Antártida y Groenlandia (Sigl et al., 2015). Se observa un aumento de partículas, incluidos fragmentos de vidrio volcánico, en el 431 (± 2) de la EC, seguido de un pico en nssS de hasta ~90 ppb en el 433 EC en el núcleo de hielo TUNU2013 del noreste de Groenlandia. Las composiciones de elementos principales de estos fragmentos de vidrio se superponen por completo con las del TBJ, lo que confirma que estos fragmentos son cenizas distales de TBJ que viajaron 7.750 km y que la erupción de TBJ ocurrió en el 431 ± 2 EC.

Los depósitos de hielo donde se encuentran nssS indican que la erupción de TBJ generó una de las veinte inyecciones volcánicas estratosféricas de azufre más altas (14 ± 2 Tg) en la Era Común (Toohey & Sigl, 2017). El análisis de las bases de datos de núcleos de hielo de la Era Común muestra que estas grandes erupciones tropicales producen temperaturas $0,6 \pm 0,2$ °C más frías en los extratropicos del hemisferio norte de junio a agosto durante al menos cuatro años después de la erupción y, a menudo, no recuperan los valores previos a la erupción hasta 9 años después de la erupción (Sigl et al., 2015). Dado que el azufre asociado con la erupción de TBJ se dispersó predominantemente en el hemisferio sur, es probable que el enfriamiento haya sido significativamente más fuerte allí, con estaciones más frías de 0,5 a 1 °C durante algunos años después de la erupción. Desafortunadamente, hay muy pocos registros de paleoclima bien fechados en el hemisferio sur para verificar el efecto climático de la erupción.

Referencias bibliográficas

Sigl, M., et al., (2015) Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature* 523, 543-549.

Toohey, M. & Sigl, M., (2017) Ice core-inferred volcanic stratospheric sulfur injection from 500 BCE to 1900 CE. *Earth Syst Sci Data* 9, 809–831.

Ponencia 10

Procesos de agregación de cenizas en la erupción del
431 EC TBJ de la Caldera de Ilopango

Richard J. Brown

Department of Earth Sciences, University of Durham, UK



Procesos de agregación de cenizas en la erupción del 431 EC TBJ de la Caldera de Ilopango

Resumen

Los procesos de agregación controlan tanto el tiempo de permanencia como la dispersión de las cenizas volcánicas en la atmósfera durante las erupciones, pero aún no se conocen bien. Los productos de la agregación varían desde simples cúmulos de ceniza hasta grandes lapilli de acreción de capas complejas. Aquí detallamos la microestratigrafía de una única población de lapilli acrecional que creció durante la erupción del ~431 CE (VEI 7) Tierra Blanca Joven de la Caldera de Ilopango, El Salvador.

La erupción comenzó con una fase de corta duración de deposición de ceniza y caída de piedra pómez y pasó a una fase explosiva "húmeda" durante la cual las corrientes de densidad piroclástica fluyeron >40 km desde la Caldera. Se proporcionan análisis detallados de campo y sedimentológicos para los depósitos de corrientes piroclásticas de densidad ricas en cenizas y agregados generados durante las primeras fases de la erupción. La primera fase de inundación de corrientes piroclásticas de densidad incineró bosques y depositó hasta 30 m de ignimbrita rica en cenizas, no soldada, en las regiones proximales, junto con capas de caída de ceniza de origen coignimbrítico. Tras la caída de una fina capa de piedra pómez y lapilli lítico, comenzó una segunda fase de inundación por corriente de densidad piroclástica y caída de ceniza coignimbrítica.

Los lapilli de acreción se producen en depósitos de corrientes piroclásticas de densidad rica en cenizas que se dispersaron a >40 km de la Caldera. La microscopía electrónica de barrido y el análisis de imágenes revelan facies comunes que forman capas distintas dentro del lapilli acrecional. Cada facie se distingue por variaciones cuantitativas y cualitativas en la distribución del tamaño de las partículas, la porosidad, y el tejido de las partículas. Cada facie es el resultado de condiciones de agregación que difieren en

términos de disponibilidad de agua líquida, concentración de partículas y distribución del tamaño de los granos. Una secuencia característica de facie, desde el núcleo hasta el borde en el lapilli acrecional, se acrecionó durante el paso por las nubes de ceniza generadas por los respiraderos centrales y las corrientes de densidad piroclástica. Los lapilli acrecionales están compuestos, en su mayoría, por agregados más pequeños (grupos de ceniza, gránulos de ceniza) y crecieron predominantemente por acreción de agregados ya formados, más que por acreción grano a grano de partículas individuales. Esto concuerda con las observaciones sobre el rápido crecimiento de los agregados durante las erupciones volcánicas. Los resultados apuntan a una vía general de evolución del lapilli de acreción dentro de las nubes de ceniza volcánica. La agregación será probablemente un proceso importante en las nubes de ceniza volcánica de futuras erupciones explosivas a través del lago de Ilopango.

Ponencia 11

Historia eruptiva efusiva y explosiva del Complejo
Caldera de Ilopango, El Salvador

Brian Jicha

Universidad de Wisconsin-Madison



Historia eruptiva efusiva y explosiva del Complejo Caldera de Ilopango, El Salvador

Resumen

La Caldera de Ilopango, en el centro de El Salvador, es la fuente de al menos 13 voluminosas erupciones riolíticas en los últimos dos millones de años, incluida la Tierra Blanca Joven (TBJ) del 431 CE que cubrió áreas habitadas por la civilización Maya, y la ignimbrita Olocuitla de 1.707 ± 0.022 Ma, una de las mayores erupciones del Cuaternario en América Central. Estos depósitos riolíticos han sido objeto de numerosos estudios detallados. En contraste, las abundantes erupciones efusivas y monogenéticas de Ilopango no han sido estudiadas. Estas erupciones de pequeño volumen varían desde basalto hasta riolita (49.7-72.8% en peso de SiO_2) y ocurren tanto dentro del margen de la Caldera como en los alrededores del estratovolcán Antiguo Ilopango. Aquí presentamos 28 nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y datos geoquímicos de domos, lavas, diques e ignimbritas de la Caldera de Ilopango y el estratovolcán Antiguo Ilopango, así como de los sistemas volcánicos adyacentes.

En conjunto, estos nuevos datos se utilizan para construir una secuencia eruptiva revisada para la Caldera de Ilopango que abarca casi tres millones de años. La nueva cronoestratigrafía de Ilopango se destaca por varios (posiblemente hasta cuatro) ciclos volcánicos. Cada ciclo comienza con derrames de domo de riolita, y luego un período prolongado de vulcanismo riolítico explosivo seguido de un período de ~120 - 175 ka de erupciones menos evolucionadas. Los patrones espacio y químico-temporales en la secuencia eruptiva de Ilopango son similares en muchos aspectos a los observados en otros centros silíceos del Cuaternario bien estudiados.

Ponencia 12

La erupción Tierra Blanca Joven: evidencia de su fecha,
importancia regional y los impactos globales

Robert Dull

Department of Earth and Environmental Sciences, California
Lutheran University



La erupción Tierra Blanca Joven: evidencia de su fecha, importancia regional y los impactos globales

Resumen

La Caldera de Ilopango (El Salvador) entró en erupción violenta durante el Período Clásico Maya (250 – 900 EC) en una región densamente poblada e intensamente cultivada del reino maya del sur, causando el abandono regional de un área que abarca más de 20,000 km². Sin embargo, ni el impacto regional ni el global de la erupción de Tierra Blanca Joven (TBJ) en Mesoamérica han sido bien valorados debido a las limitaciones de las observaciones vulcanológicas, cronológicas y arqueológicas disponibles.

Según Larsen et. al (2008), se había establecido que la época de enfriamiento de la Tierra (entre el 536 y el 550 EC) había sido producido por una gran erupción tropical (este mismo efecto del cambio en el clima debido a una gran erupción se vio en la reciente erupción de magnitud 6.1 del Pinatubo, Filipinas, en 1991), por lo que se presenta nueva evidencia de la edad, magnitud y producción de azufre de la erupción de TBJ, estableciéndola hasta ahora como uno de los dos desencadenantes volcánicos no identificados de un periodo de carga de aerosol estratosférico que impactó profundamente el clima y la sociedad del hemisferio norte entre 536 y 550 EC, que generó el enfriamiento de la Tierra (el otro desencadenante volcánico se descarta de esta zona de influencia ya que se dio en el hemisferio sur).

La cronología se deriva de 100 nuevas mediciones de radiocarbono realizadas en 3 subfósiles de troncos de árboles envueltos en depósitos piroclásticos proximales de TBJ. También se reevaluó la magnitud de la erupción, utilizando mediciones terrestres y marinas cercanas a la costa del espesor de los depósitos de tefra de TBJ. En conjunto, los nuevos rangos de la edad, el tamaño de la erupción (43.6 km³ de

magma equivalente a roca densa, magnitud=7.0) y la producción de azufre (~9 – 9 Tg), junto con la latitud de Ilopango (13.7° N), sitúan a la TBJ como la principal erupción que influyó en el clima del 539 o 540 EC identificada en los núcleos de hielo bipolares y con origen en los trópicos. Además de profundizar en la apreciación de los impactos de la erupción de la TBJ en Mesoamérica, su vinculación con la principal recesión climática del hemisferio norte de mediados del siglo VI EC ofrece otra pieza en el rompecabezas de la comprensión de la historia Euroasiática de la época.

Se estimó el mayor impacto de la erupción en un área de 2,500 km² (un área 100 veces mayor que la de Mt. Pelee), estableciendo un número de muertes estimadas de entre 25,000 a 100,000. Además, también se produjeron lahares que devastaron cultivos de milpas y otros alimentos, lo que tuvo como consecuencia una escasez de alimentos e incluso de agua, dejando como resultado un estimado de 100,000 a 400,000 refugiados, que probablemente pudieron haber fallecido posteriormente a la erupción debido a enfermedades y el hambre.

Ponencia 13

Evolución y características geológicas del domo
pre-caldérico El Güegüecho

Walter Hernández

Universidad de El Salvador



Evolución y características geológicas del domo pre-caldérico El Güegüecho

Resumen

La Caldera se localiza en la parte central de El Salvador y constituye un supervolcán que en su historia ha tenido catorce erupciones explosivas. Cerca de 40 volcanes monogenéticos se han emplazado alrededor y en el interior de la Caldera. Uno de estos monogenéticos corresponde al domo riolítico El Güegüecho (73,2 % vol. SiO₂) con extensión de 15,5 km², está situado a 3,5 km al norte del borde de la Caldera de Ilopango. El surgimiento de este domo fue precedido por erupciones explosivas del tipo freatomagmática y vulcaniana que formaron un anillo de toba. El domo fue deformado por la actividad tectónica del tipo transtensional produciendo varios bloques.

El domo fue cubierto por tefras de las subsiguientes erupciones de la Caldera de Ilopango. El domo asimétrico está compuesto por un magma evolucionado que se emplazó hace $1,88 \pm 0,17$ Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar). Petrográficamente, la matriz de vidrio presenta rasgos de autodestrucción por surgimiento de perlitas y esferulitas, las cuales reflejan el proceso de alteración física a lo largo del tiempo. Geoquímicamente esta estructura cómica es de las más evolucionadas de dicha Caldera. La composición de los elementos traza incompatibles de El Güegüecho son generalmente similares a las lavas y tefras de esa Caldera, pero tiene bajas concentraciones de elementos tierras raras medios y pesados. Por lo que se considera que este domo forma parte de un vulcanismo félsico pre-caldérico del Pleistoceno Inferior, previo a la formación de la Caldera de Ilopango hace $1,72 \pm 0,02$ Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar), donde tuvo origen la Ignimbrita Olocuilta.

Ponencia 14

Dinámica superficial e ingeniería geológica de la
Caldera de Ilopango

José Alexander Chávez

Oficina de Planificación del Área Metropolitana de
San Salvador (OPAMSS)



Dinámica superficial e ingeniería geológica de la Caldera de Ilopango

Resumen

Introducción

Algunos municipios como Soyapango, Ilopango, San Martín, Tonacatepeque, entre otros se han visto más afectados históricamente por erosión, colapso y movimientos de ladera intensos debido a la presencia de espesores importantes de Tierra Blanca Joven (TBJ), de la última erupción pliniana de la Caldera de Ilopango. Este suelo con poca humedad, se mantiene hasta cierto punto estable, pero al entrar en contacto con agua y saturarse pierde su consistencia (Chávez et al. 2016) produciéndose colapso, asentamientos, erosión y movimientos de ladera (popularmente conocido como "cárcava"). Algunos sectores de ladera, al haberse históricamente urbanizado (incluso rellenado), sufren mayores problemas, incluso actualmente hay un desconocimiento de parte de los profesionales en la construcción que hacen los trabajos de mitigación del comportamiento y dinámica de este tipo de suelo, parcialmente saturado (Chávez et al. 2020), y de la dinámica de los sistemas de drenajes (ríos y quebradas) del sector.

Metodología

En el marco de proyecto Gestión de Riesgos y Disminución de Vulnerabilidad Social del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) de la Agencia Andaluza de Cooperación Internacional al Desarrollo (AACID), se obtuvo cartografía a detalle en geomorfológica, dinámica superficial, así como ingeniería geológica (Chávez et al. 2022) con ayuda de información de LIDAR (acrónimo de Light Detection and Ranging), uso de sensores remotos (Sentinel 2) para obtención de humedad y de InSAR (Sentinel 1) para identificar e interpretar zonas de movimientos superficiales; esto fue reforzado mediante visitas de campo dentro de las cuencas de los ríos las Cañas y Chagüite, observándose

que la dinámica de los ríos y quebradas han sufrido alteraciones de manera artificial o natural. Esto debido a descargas sin control, invasión de quebradas, cambios en los niveles de lechos de quebradas/ríos por extracción de arena o cambios de nivel de ríos principales, aumento de descargas urbanas e incluso relacionado al clima por tormentas fuertes que han roto el equilibrio del sector nuevamente. Además, la infiltración que sucede en taludes/laderas hace que casas sobre o colindantes a estos mismos taludes/laderas se vean afectadas por movimientos de ladera relacionadas a lluvias o fugas en tuberías. Estos problemas se han dado ya por décadas, observándose que obras de mitigación duran poco tiempo y seguirán ocurriendo daños a menos que se cambie el entendimiento de dinámica y de diseño para las propuestas de mitigación.

Resultados

Al combinar las unidades geomorfológicas con comportamiento similar, y delimitar zonas de laderas cóncavas -donde se puede acelerar erosión- se obtiene que las regiones más impactadas son las laderas de erosión (Figura 1), que incluyen los badlands y sus bordes con laderas de superficies estructurales.; vertientes de fallas y escarpes expresivos de la Caldera Ilopango, que están compuestas por TBJ (ceniza y flujos piroclásticos poco compactados y flujos de pómez). Las terrazas fluviales tienen una problemática mediana a erosión y baja a movimientos de ladera, pudiendo ser zonas de infiltración; además las acumulaciones de coluvio tienen una problemática muy alta a la denudación.

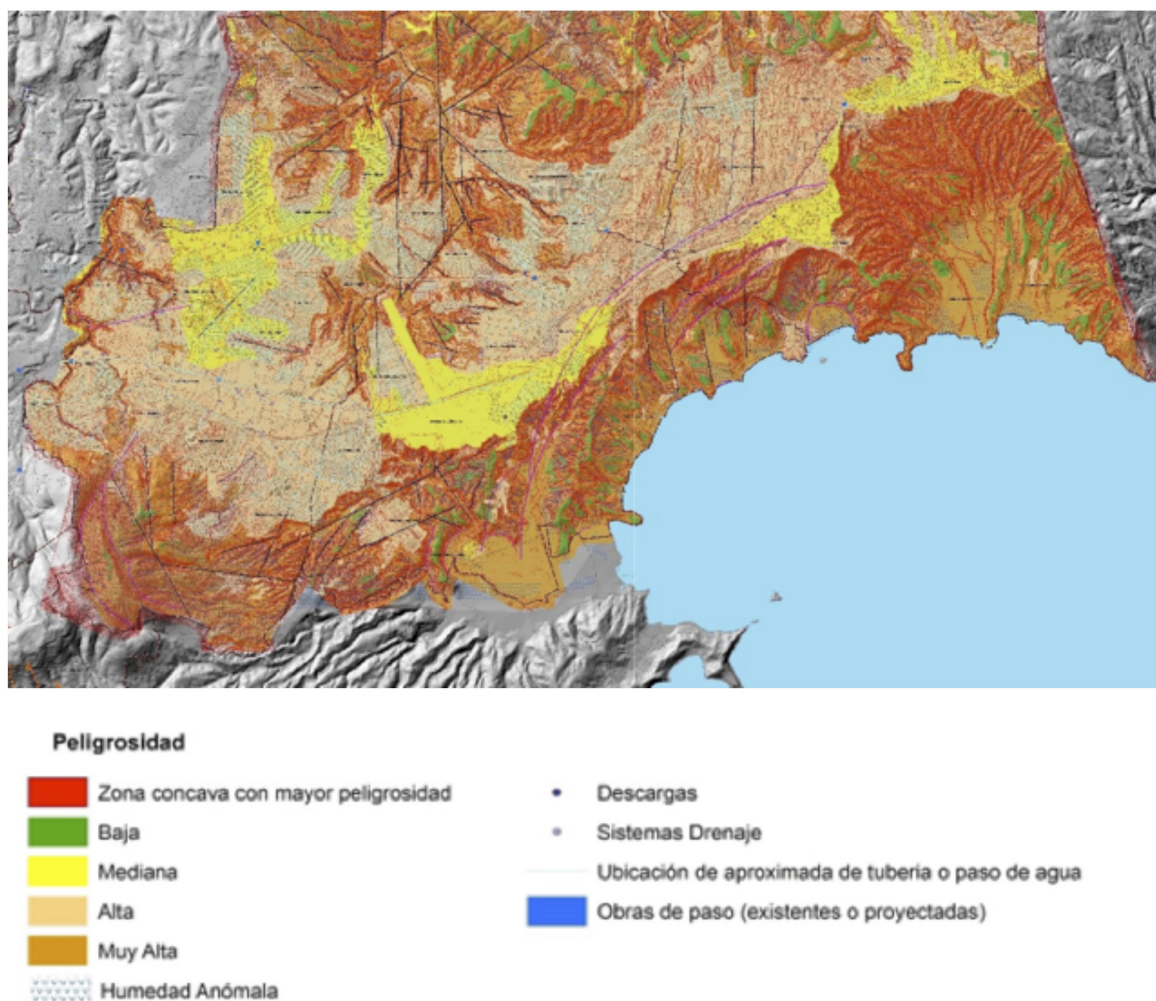


Figura 3. Mapa de Dinámica Superficial según geomorfología

En los sectores de cuenca alta durante levantamiento de mapa de ingeniería geológica (Figura 2) también se pudo observar que los ríos están acomodando su pendiente mediante la excavación y formación de meandros que han ensanchado y profundizado el cauce, afectando colonias antiguas, observándose también erosión retrograda. Todo el sector está presentando fallas reiteradamente, y obras de mitigación que se habían realizado hace aproximadamente hace 10 años están presentando problemas nuevamente.

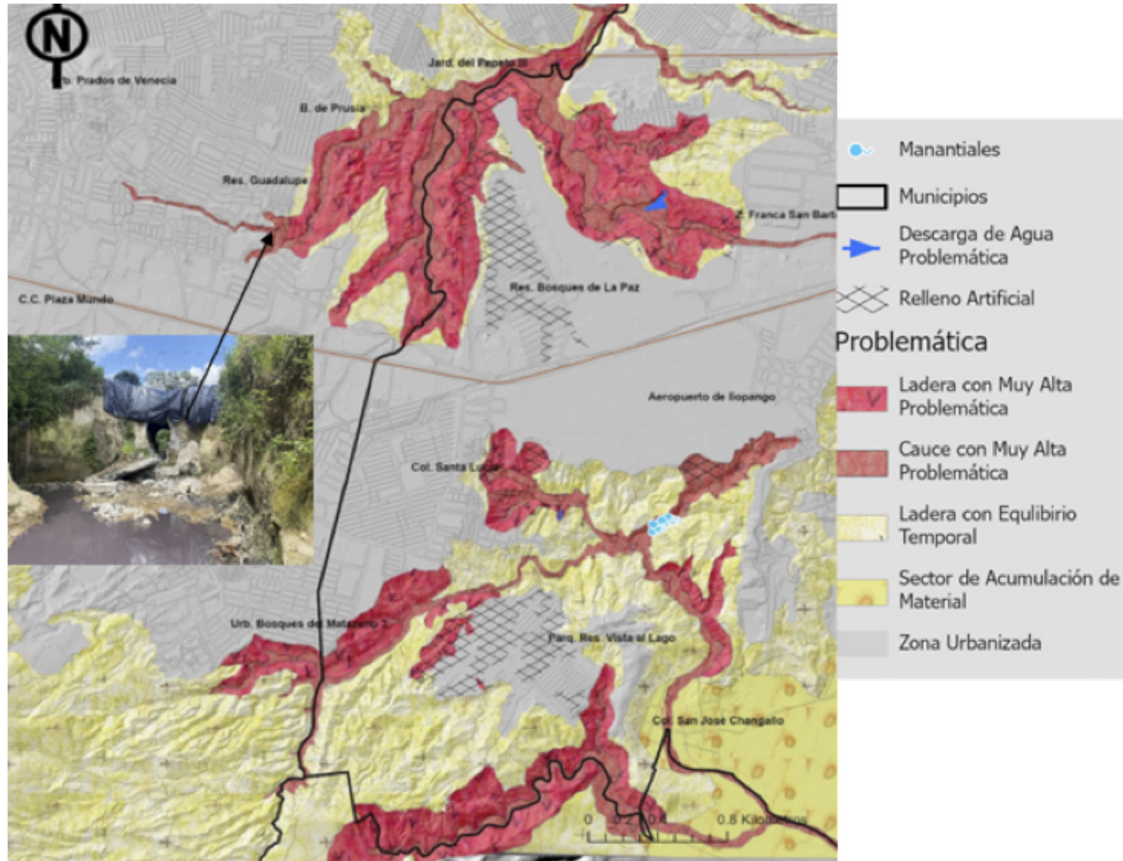


Figura 4. Mapa de ingeniería geológica

En los procesos fluviales hay controles externos que regulan el comportamiento o posible respuesta que estos sistemas pueden presentar en un determinado periodo, los cuales son: el clima, la tectónica, el nivel base y la actividad humana. Cualquier cambio de una de estas variables produce una secuencia de reacciones y efectos que son complejos produciéndose ajustes dentro del sistema fluvial (Charlton, 2007). Algunas variables internas tienen mayor grado de independencia porque son afectadas de forma limitada por los sistemas fluviales.

Estas variables son la geología, suelos, vegetación y topografía. Todas son variables internas porque son controladas hasta alguna extensión por los controles externos de la cuenca, sin embargo, su influencia principal en la operación de los sistemas fluviales es de control.

El clima influye directamente e indirectamente siendo la precipitación la variable que afecta más a la erosión fluvial. Observándose que después de las tormentas de 2020 se ven cambios drásticos en drenajes que conforman las cuencas y se espera que en próximos años evolucionen los problemas aguas arriba. Las dos variables más importantes de la lluvia y que determinan la erosividad es la cantidad de lluvia y la intensidad; ya que toman en cuenta tanto el impacto de las gotas de lluvia como la escorrentía superficial (Toy et al., 2002). El mapa de dinámica superficial obtenido mediante InSAR (Radar) muestra que el sector de Ilopango y la cuenca baja de Chagüite en Guluchapa sigue proceso de subsidencia. Todavía es necesario comprender incidencia en comportamiento de erosión retrograda en río y afluentes.

Conclusiones

El entendimiento de la dinámica de ríos y cómo se ve afectada por aspectos externos relacionadas a tectónica, clima, cambios de nivel base y urbanización, así como reducir/controlar los sedimentos, la escorrentía superficial de aguas lluvias y su infiltración ayudará a disminuir problemas en el sector y planificar acciones a tomar en el futuro, especialmente en sectores colindantes a ríos y quebradas. Siendo importante entender la dinámica del sector y cuáles son los aspectos que hacen que el sistema pase por fases de constante desequilibrio. Al entender esto se pueden tomar medidas más puntuales y planificar acciones a futuro, a medida que evolucione el sistema de drenaje. Observar las zonas críticas constantemente (con apoyo de habitantes) y dar mantenimiento o mitigar rápidamente puede ayudar mucho; especialmente al estado de las tuberías, bóvedas y sus descargas. La priorización de zonas más críticas ayudará a la identificación preliminar de obras de mitigación estructurales/no estructurales. También es deseable el monitoreo usando geofísica, sensores remotos o equipo (humedad) y cambios en cada sector, incluyendo movimientos superficiales. Siendo necesario recopilar los datos meteorológicos y sísmicos para ambas cuencas para estudiar periodos de recurrencia y eventos típicos.

Referencias bibliográficas

- Chávez, J.A, Landaverde J, Mendoza L, Lopez R, 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
- Chavez Hernandez, J.A., Lazecký, M., Šebesta, J. Bakoň, M (2020). Relation between surface dynamics and remote sensor InSAR results over the Metropolitan Area of San Salvador. Nat Hazards 103, 3661–3682 <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04150-1>
- Chavez J.A., Hroch T., Valenta, J., Šebesta J., y Vásquez M. (2022) Ingeniería Geológica en el Área Metropolitana de San Salvador. Laurito (Ed.), Memorial del XIV congreso Geológico de América Central y VII Congreso Geológico Nacional (R47-1-R47-4). San José, Costa Rica.
- Charlton, R., (2007): Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Routledge (2007).

Ponencia 15

Estudios batimétricos del lago de Ilopango

Irving Alberto Sánchez

Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales del
Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN)



Estudios batimétricos del lago de Ilopango

Resumen

En la actualidad no es posible realizar estudios sobre la profundidad de un lago de forma directa, es necesario la aplicación de diferentes métodos indirectos de la geofísica marina para poder determinar con mayor precisión y a mayor escala estas profundidades. La batimetría es un método indirecto para realizar mediciones del relieve de superficies subacuáticas (marina, lacustre o fluvial), y se basa en la emisión y recepción de ondas acústicas que ensonifican el fondo oceánico.

Una ecosonda produce ondas de sonido por medio de un proyector, que viajan al fondo del lago y rebotan hasta su fuente, donde un hidrófono mide el tamaño de estas oscilaciones (amplitud de la onda), la cual determina el tiempo y la velocidad a la que el pulso de la onda acústica viajó hasta regresar a la fuente.

Desde 1972 se tomaron datos de la profundidad del lago en diferentes puntos, los cuales se unieron para crear la primera carta batimétrica del lago de Ilopango (Figura 1).

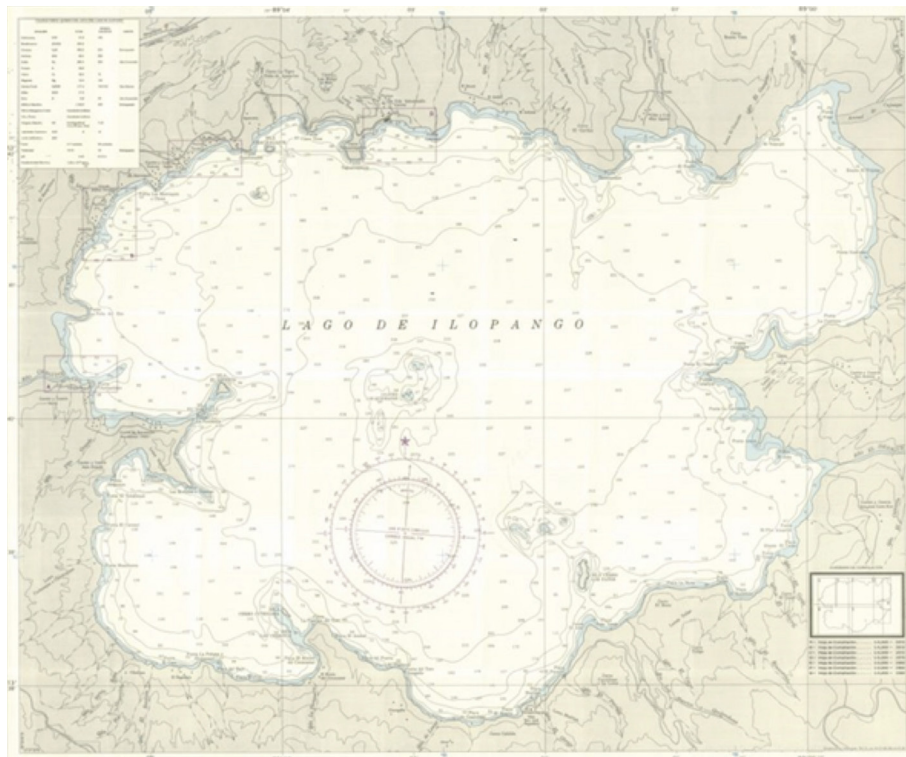


Figura 5. Carta batimétrica del lago de Ilopango, 1972.

Se utilizó una ecosonda monohaz GARMIN GPSmap 421s para medir la profundidad, la velocidad y la temperatura; es una ecosonda relativamente simple, utilizada para tomar datos de carácter exploratorio en el año 2015. Posteriormente, el 2020, se utilizó una ecosonda multihaz NORBIT-iWBMSe para un nuevo levantamiento de alta precisión en el lago de Ilopango. Los valores máximos de profundidad fueron de 232, 235.94 y 231.4 m para los años 1972, 2015 y 2020 respectivamente, todas al suroeste de la isla Cerros Quemados.

Las siguientes imágenes (Figura 2) muestran los avances y la evolución de los estudios batimétricos realizados en el lago de Ilopango en los años 1972, 2015 y 2020.

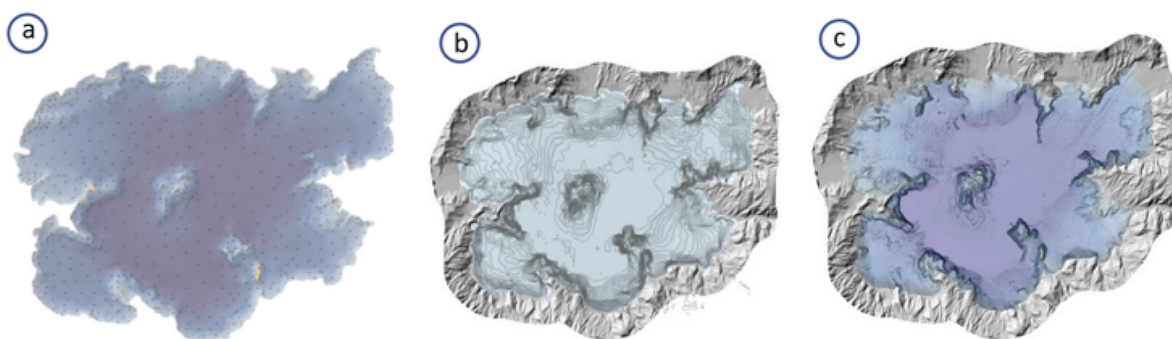


Figura 6. Avances en las mediciones batimétricas del lago de Ilopango en los años (a) 1972, (b) 2015 y (c) 2020.

Ponencia 16

Calidad del agua del lago de Ilopango

Zulma Mena Aguilar

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN)



Calidad del agua del lago de Ilopango

Resumen

Introducción

El lago de Ilopango es el lago natural más grande del país y su origen es de tipo volcánico; se encuentra situado a 16 km de la ciudad de San Salvador, entre los departamentos de San Salvador, Cuscatlán y La Paz. Cuenta con una altitud de 440 msnm, 72 km² de espejo de agua y una profundidad que varía entre los 240 a 260 metros. La cuenca de dicho cuerpo de agua tiene participación de catorce municipios y una población de 600 mil pobladores, según datos de la Asociación Amigos del Lago de Ilopango.

A continuación, se presentan los resultados del monitoreo de la calidad del agua, desarrollado los días 7 y 8 de junio del 2022.

Características generales de la calidad del agua

Red de monitoreo

Para evaluar la calidad de las aguas superficiales del lago de Ilopango, se cuenta con información de siete sitios; seis se encuentran ubicados alrededor del lago, en los principales sectores donde hay incidencia de las diversas actividades antropogénicas y un sitio en el centro del lago.

Características generales

El agua del lago de Ilopango presenta condiciones alcalinas y valores de Oxígeno disuelto que varían entre 6.80 a 7.70 mg/L, condiciones aeróbicas buenas para el desarrollo de la vida acuática. Los valores de Conductividad varían entre 1,772 y 1,862 $\mu\text{S}/\text{cm}$, lo que indica un alto contenido de sales disueltas, por las condiciones propias del origen volcánico. La calidad bacteriológica del agua del lago de Ilopango evaluada

a través del indicador de Coliformes fecales, muestra que en la mayoría de sectores ausencia de dicho indicador, a excepción de la zona del Tepechapa y el Desagüe, en donde se detectó presencia de Coliformes fecales en valores por debajo de las guías de calidad de agua para diversos usos. Las aguas del Lago de Ilopango presentan valores de Transparencia medidos a través del Disco Secchi, entre 4.0 y 5.9 metros, lo que indica que el ingreso de luz llega a dichas profundidades, lo cual favorece las condiciones para el desarrollo de vida acuática.

Calidad de las aguas

Para valorar la calidad del agua y posibles usos, se ha definido guías de calidad de agua para agua cruda para potabilizar por métodos convencionales, agua para riego sin restricciones, agua para actividades recreativas con contacto humano y agua para especies de consumo de producción animal; dichas guías fueron definidas a través de la metodología de mejor juicio profesional.

A continuación, se detalla la calidad de las aguas superficiales para los usos mencionados: La calidad de agua del lago de Ilopango no es apta para ser utilizada como agua cruda para potabilizar, debido a la presencia de valores por encima de los valores guías para Cloruros en un rango de 402.93 a 1602.13, siendo el valor guía menor o igual a 250.00 mg/L, Sodio en un rango de 320.9 a 328.8 siendo el valor guía menor o igual a 200.0 mg/L, Sólidos disueltos totales en un rango de 896.15 a 926.50 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 500.00 mg/L, Fosforo total en el rango de 2.25 a 2.35 mg/L. siendo el valor guía menor o igual a 0.15 mg/L, Boro en el rango de 11.09 a 11.85 mg/L siendo valor guía menor o igual a 0.30 mg/L, Cadmio en el rango de 0.011 a 0.012 mg/L; siendo el valor guía menor o igual a 0.003 mg/L, Mercurio en el rango de 0.280 a 0.780 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 0.001 mg/L, Manganeseo en el rango de 15.13 a 15.68 mg/L siendo el valor guía menor o igual a 0.50 mg/L y Arsénico en el rango de 0.681 a 0.710 mg/L siendo el valor guía menor o igual a 0.010 mg/L.

El agua del Lago de Ilopango no es apta para riego sin restricciones, debido a la presencia de valores por encima de las guías de calidad de agua para Arsénico en el rango de 0.681 a 0.710 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 0.100 mg/L; Boro en el rango de 11.09 a 11.85 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 0.70 mg/L; Cadmio en el rango de 0.011 a 0.012, siendo el valor guía menor o igual a 0.010 mg/L;

Bicarbonatos en el rango de 275.03 a 290.85 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 91.52 mg/L; Cloruros en el rango de 402.93 a 1602.13 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 142.00 mg/L; Conductividad eléctrica en el rango de 1772 a 1862 $\mu\text{S}/\text{cm}$, siendo el valor guía menor o igual a 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pH con valores desde 8.41 hasta 8.60 unidades de pH, siendo el valor guía el rango entre 6.50 a 8.40 unidades de pH y Sólidos disueltos totales en el rango de 896.15 a 926.95 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 450 mg/L.

El agua del lago de Ilopango cumple con las características para actividades recreativas sin restricciones, debido a que los parámetros de Aceites y grasas, Coliformes fecales, Oxígeno disuelto, pH y Turbidez, cumplen con las guías para dicho uso.

El agua del Lago de Ilopango no es apta para consumo de especies de producción animal, debido a la presencia de valores por encima de las guías de calidad de agua para Arsénico en el rango de 0.681 a 0.710 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 0.20 mg/L; Boro en el rango de 11.09 a 11.85 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 5.00 mg/L; Mercurio en el rango de 0.280 a 0.780 mg/L, siendo el valor guía menor o igual a 0.01 mg/L y Conductividad eléctrica en el rango de 1772 a 1862 $\mu\text{S}/\text{cm}$, siendo el valor guía menor o igual a 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Ponencia 17

Dinámica de gases difusos en la Caldera de Ilopango

Dina L. López

Universidad de Ohio



Dinámica de gases difusos en la Caldera de Ilopango

Resumen

La Caldera de Ilopango, en el centro de El Salvador, está localizada a 10 km de la ciudad de San Salvador y está llena con el lago de Ilopango. Más de dos millones de habitantes viven a menos de 20 km de dicha Caldera, en un área que ha sido devastada por erupciones caldéricas en el pasado. La última erupción de Ilopango, en 1880, fue tranquila y generó los domos de Cerros Quemados en el centro del lago.

Los gases difusos que escapan del suelo de la Caldera y del espejo de agua del lago fueron investigados con un número de 106 puntos de muestreo. El método de la cámara de acumulación fue usado para determinar el flujo de dióxido de carbono, y se usó una sonda y una jeringa para extraer muestras de gas que fueron analizadas en un espectrómetro de masas de cuadrupolo. Para el Radón se utilizó el equipo Pylon AB-5 y una celda Lucas, que mide los destellos emitidos por las partículas alfa cuando chocan con la pared de la celda. Se obtuvieron los siguientes resultados para los rangos de concentración de los gases: Radón (1.2 – 108.5 pCi/L), torón (7.2 – 271.6 pCi/L), dióxido de carbono (125 – 1965 ppm) y mercurio (0 – 0.016 mg/m³) y para el flujo de dióxido de carbono (0.3 – 3.9 g/m²/dia). La distribución espacial de los diferentes gases muestra que estos valores están dentro de los valores base para otros volcanes en El Salvador y el mundo. Sin embargo, algunas anomalías de radón, concentración y flujo de dióxido de carbono se identifican en las áreas de fallamiento denso. Los isotopos pesados de carbono – 13 y –20 d¹³C (rango total: -13.1 a –29.8 d¹³C) en las zonas anómalas sugieren mezclado de gases volcánicos con gases biogénicos.

Se han realizado otros estudios en la composición química de las aguas del lago de Ilopango y se ha encontrado que áreas de concentraciones altas de arsénico y otros elementos de origen volcánico son más altas en las zonas de desgasificación difusa más alta. La alta alcalinidad del lago es el resultado de la reacción del dióxido

de carbono difuso con los minerales de las rocas. La sorción del bicarbonato en los minerales de hierro (hidróxido de hierro) reduce la capacidad de sorción del arsénico en los minerales de hierro, desplazando el arseniato y arsenito sorbido y liberándolos a la solución.

La composición química del lago de Ilopango es el resultado del lechado de metales de la ceniza y sedimentos depositados dentro del lago por los gases difusos provenientes del sistema volcánico e hidrotermal, especialmente en el sur del lago. El lago está en una etapa de quietud y la composición de sus aguas corresponde a un equilibrio entre el input de gases volcánicos y la emanación de estos hacia la atmósfera. Este equilibrio depende del volumen de agua en el lago. La explotación del agua del lago puede generar cambios en la presión y otros cambios que deberían modelarse y tratar de predecirse antes de ninguna explotación.

Ponencia 18

Cerro El Carmen y loma del Tío Macho: dos sitios
prehispánicos al noreste del lago de Ilopango, El
Salvador, Centroamérica

Heriberto Erquicia

Centro de Investigación, Universidad Pedagógica de
El Salvador, Dr. Luis Alonso Aparicio



Cerro El Carmen y loma del Tío Macho: dos sitios prehispánicos al noreste del lago de Ilopango, El Salvador, Centroamérica

Resumen

La investigación arqueológica en el cerro El Carmen y loma del Tío Macho en el municipio de San Pedro Perulapán, departamento de Cuscatlán, obedece al acompañamiento de un proyecto multidisciplinario, que se desarrolló en el noreste del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) y alrededores de la Caldera de Ilopango.

A partir de la articulación de esfuerzos, de estudiar los eventos naturales que han afectado a los seres humanos a través de su historia, se pretende comprender los procesos sociales de movilidad, adaptación y desarrollo de los asentamientos humanos que se radicaron en torno a la Caldera de Ilopango. A la luz del registro de materiales culturales fue posible obtener datos que brindan información y conocimiento sobre antiguos pobladores de esta región.

Caldera de Ilopango

un volcán activo en el Área Metropolitana de San Salvador



MINISTERIO DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS
NATURALES

www.marn.gob.sv | medioambiente@ambiente.gob.sv

