

# EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LAS BOCAS ERUPTIVAS DE LOS VOLCANES IRAZÚ, ARENAL, TURRIALBA Y POÁS EN TIEMPO HISTÓRICO (COSTA RICA)

## SPACE-TIME EVOLUTION OF ERUPTIVE MOUTHS ON THE VOLCANOES IRAZÚ, ARENAL TURRIALBA AND POÁS IN HISTORICAL TIME (COSTA RICA)

Verónica Elizondo<sup>1\*</sup>, Guillermo E. Alvarado<sup>2,3</sup> y Daniel Soto<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.

<sup>2</sup>Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, San José, Costa Rica.

<sup>3</sup>Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE), San José, Costa Rica.

<sup>4</sup>Ministerio de Obras Públicas y Transportes, Depto. de Geología, San José, Costa Rica.

\*Autora para contacto: [veronicaelizondo9@gmail.com](mailto:veronicaelizondo9@gmail.com)

(Recibido: 08/3/2019; aceptado: 06/7/2019)

**RESUMEN:** Se realizó un análisis histórico de la evolución morfológica y temporal de los cráteres y las bocas eruptivas (cráteres laterales, intracráteres y cráteres pequeños o bocas) de los volcanes Irazú, Arenal, Turrialba y Poás. El establecimiento de las bocas eruptivas intracráticas estuvo precedida por actividad fumarólica en la parte cuspidal, cuya localización al parecer está controlada por las mismas directrices tectónicas predominantes en el edificio volcánico: NW-SE, E-W y N-S (Irazú), E-W (Arenal), NE-SE (Turrialba) y N-S (Poás). La actividad eruptiva de las bocas en el Irazú y su paulatina coalescencia, estuvo gobernada por actividad freática con fases freatomagmáticas (1917-1921, 1924, 1928-1930, 1933, 1939-1940), que culminan con la actividad eruptiva de 1962-1965, en presencia de material magmático juvenil abundante (actividad estromboliana y vulcaniana), para finalmente dar origen a un cráter mayor que engulle a los menores. En el Arenal, los 3 nuevos cráteres se formaron en 1968 sobre el flanco occidental con sentido E-W. Entre el periodo eruptivo del Irazú de 1723 y su reactivar en 1917, pasaron 194 años, similar en orden de

magnitud a los 144 años de inactividad relevante del Turrialba entre 1866 y el 2010. El Turrialba presentó igualmente la formación de bocas menores entre el 2010 y el 2013, para culminar con el agrandamiento y profundización del cráter Activo (2014-2019) con varias bocas intracráticas menores pero muy activas. En el Poás, la actividad del 2017 estuvo igualmente antecedida con actividad freática con la formación de borbollones o megahornillas, que culminaron con la destrucción del domo volcánico debido a explosiones freatomagmáticas. Se formó un nuevo cono de escorias en el mismo lugar del domo, así como de varias bocas con conos de azufre y borbollones en la posición del lago cratérico hiperácido (seco o parcialmente formado), orientados aproximadamente N-S. Se establece un cierto patrón en la sucesión de bocas y cráteres en dichos volcanes y su relación con la tectónica, que podría tener implicaciones para el peligro volcánico a corto plazo, al conocerse los sectores preferenciales de evolución y formación, así como la evolución desde bocas menores hasta cráteres mayores, relacionados con períodos eruptivos más vigorosos.

**Palabras clave:** Bocas eruptivas, cráteres volcánicos, volcanes Irazú, Arenal, Turrialba y Poás, evolución morfológica, Costa Rica.

**ABSTRACT:** Historical research was performed analyzing the morphologic and temporary evolution of the craters and small eruptive vents (lateral craters, intracraters, some as pit craters and small craters or “mouths”) of the volcanoes Irazú, Arenal, Turrialba and Poás. The establishment of the small intracrateric eruptive mouths was preceded by fumarolic activity in the summit, where location seems to be controlled by the same tectonic guidelines that predominate at the volcanic edifice or massif: NW-SE, E-W and N-S (Irazú), E-W (Arenal), NE-SE (Turrialba) and N-S (Poás). The initial formation of the intracraters at Irazú and its coalescing was ruled dominated by phreatic activity with phreatomagmatic phases (1917-1921, 1924, 1928-1930, 1933, 1939-1940), which culminated with eruptive activity from 1962 to 1965, in presence of abundant juvenile pyroclasts (strombolian and vulcanian activity), to finally establishing a main crater that encompasses the smaller craters. On Arenal’s western flank, three new craters formed in 1968 in the E-W fissure. Between Irazú’s eruptive period in 1723 and its reactivation in 1917, 194 years passed, similar to Turrialba’s 144 years of relevant inactivity between 1866 and 2010. Turrialba showed the formation of minor vents between 2010 and 2013, to culminate with the enlargement and deepening of the active crater (2014-2019) with various minor active intracraters. The 2017 activity at Poás volcano was also preceded by phreatic activity with the formation of mud volcanoes, which ended with the volcanic dome’s destruction by phreatomagmatic explosions. The birth of a new spatter cone at the same place of the former dome, as well as various sulfur cones and mud volcanoes oriented approximately N-S. In this paper, certain patterns in the succession of craters in the cases mentioned and their relationship with the tectonic trends may have short-term implications for the volcanic hazard once the preferential sectors of evolution and formation are known, as well as the evolution from small crater to larger ones, related to more vigorous eruptive periods.

**Keywords:** Eruptive small vents, volcanic craters, Irazú, Arenal, Turrialba and Poás volcanoes, morphological evolution, Costa Rica

## INTRODUCCIÓN

Resulta bien conocido de la literatura vulcanológica que los conos y cráteres volcánicos muchas veces obedecen a los controles estructurales, donde aprovechan las zonas de debilidad cortical para el magma ascender (i.e., Nakamura, 1977). En Costa Rica, desde hace décadas se tienen evidencias de lo anterior, donde particularmente los conos y cráteres satelitales o secundarios, así como los cuspidales, suelen poseer una orientación N-S oblicuo al eje volcánico principal orientado NW-SE (caso de la cordillera Central) o bien, poseer otras orientaciones, tales como NE-SW (caso de los volcanes Turrialba o Miravalles),

NW-SE (volcán Tenorio), E-W (Irazú y Arenal), o una combinación de ellas (Alvarado et al., 1986). Sin embargo, la formación de nuevas bocas cráticas en tiempo histórico, como en los casos de los volcanes Arenal (Melson y Sáenz, 1968), Irazú (Sapper, 1901, 1926; Tristán, 1923; Fernández, 1920), Turrialba (Avard et al., 2012; Alvarado et al., 2016) y Poás (Duarte-González, 2018; Salvage et al., 2018), ofrecen una oportunidad para estudiar si estas bocas de formación reciente (algunas de unos pocos metros de diámetro), obedecen también a los controles estructurales imperantes en el macizo eruptivo.

El presente trabajo trata sobre la evolución de las bocas eruptivas en la cúspide de estos

centros eruptivos en los últimos dos siglos, donde se establece su cronología, descripción morfológica (dimensiones, forma, años de creación y destrucción) y se busca un posible patrón a nivel de centro eruptivo o una comparación entre ellos. Si se lograra establecer un cierto patrón de sucesión, podría tener implicaciones para el peligro volcánico, al conocer su evolución desde bocas menores hasta cráteres mayores relacionados con períodos eruptivos más vigorosos.

### MARCO VULCANOLÓGICO SIMPLIFICADO

Costa Rica posee cinco volcanes históricamente activos: El Rincón de la Vieja, El Arenal, el Poás, el Irazú y el Turrialba; con excepción del Rincón de la Vieja, todos ellos han tenido bocas eruptivas (intracráteres) que han evolucionado en el espacio (ubicación, tamaño y migración) y en el tiempo (Fig. 1).

El volcán Irazú corresponde con un escudo andesítico complejo, de forma subcónica irregular con una altura de 3427 m s.n.m y un área de unos 700 km<sup>2</sup>, localizado al NE de la ciudad de Cartago, Costa Rica. Su actividad eruptiva (freática, estromboliana y vulcaniana) ha alternado con períodos de actividad exhalativa y solfatárica

(Alvarado, 1993). Existe documentación escrita sobre la actividad volcánica del Irazú desde 1723, pero las erupciones en el siglo XVIII no son muy exactas e incluso se tienen dudas de su veracidad. Los escritos señalan con seguridad una fuerte actividad durante el año de 1723 y concuerdan en que posterior a las erupciones del mismo año, la actividad fue fumarólica, que disminuyó hasta desaparecer posiblemente en 1889. Las descripciones fueron elaboradas por exploradores o bien naturalistas sin amplio conocimiento, los cuales muchas veces confundieron la intensa actividad fumarólica con erupciones. A pesar de ello, su aporte fue muy valioso para reconstruir la actividad histórica del volcán caracterizada por actividad freática en diferentes períodos (1917-1921, 1924, 1928-1930, 1933, 1939-1940), terminando con actividad tanto estromboliana como vulcaniana en el evento eruptivo de 1962-1965.

El volcán Turrialba se encuentra a unos 25 km al NW de la ciudad de Turrialba y constituye un estratovolcán de una altura de 3325 m s.n.m. y un área de 663 km<sup>2</sup>, con paredes empinadas en el lado norte y de pendiente moderada en el lado este. El macizo tuvo un período eruptivo importante entre 1864 y 1866, caracterizado tanto por fases freatomagmáticas como estrombolianas con gran afectación en el cráter activo y en su cúspide, teniendo un tiempo de reposo, en el cual

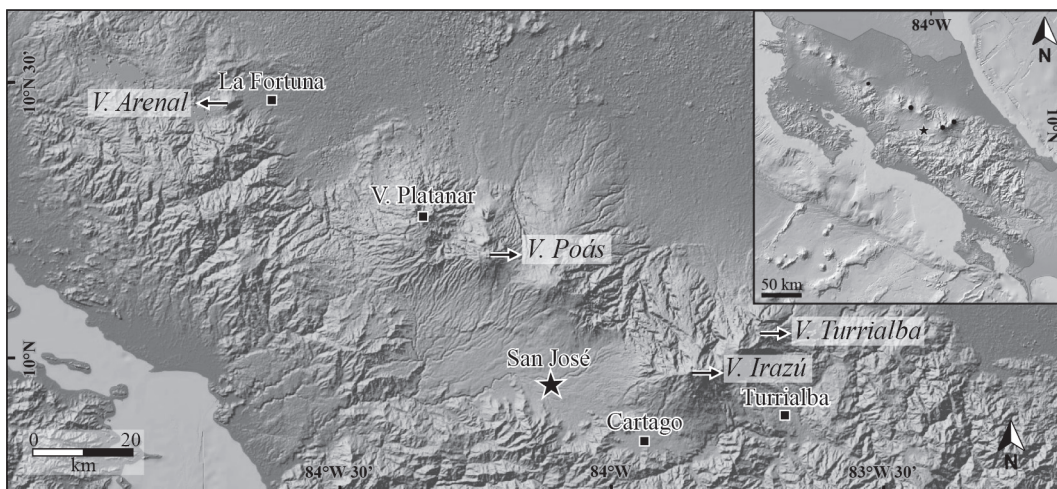


Fig. 1: Ubicación del volcán Arenal, cordillera Central y sus volcanes: Platanar, Poás, Irazú y Turrialba. El mapa topográfico fue adaptado de [www.geomapp.org](http://www.geomapp.org) (Ryan et al., 2009).

se presentó actividad fumarólica y registros sísmicos entre el cráter central y suroeste (Alvarado, 2009). En el año 2010 inició un proceso de explosiones con bajo índice de explosividad que culminó en el 2013 y tuvo como consecuencia la formación de bocas menores. Para el período 2014-2019, se generó el agrandamiento de bocas previamente formadas y se generaron bocas intracráticas muy activas.

Los volcanes Irazú y Turrialba distan entre sí por 9,5 km y comparten su misma base. En vista de lo anterior y dado que en los registros históricos se afirmaba que los períodos eruptivos de ambos volcanes eran similares, se especuló además de que comparten la misma cámara magmática (conclusión no soportada por lo menos a nivel de la corteza superior). Aunque estas afirmaciones parecen no ser ciertas o sin soporte científico por el momento, lo cierto es que si poseen tres rasgos geomorfológicos en común: a) comparten su base a la altitud de 2600 m, b) en sus partes altas poseen grandes anfiteatros en herradura, que corresponden con calderas de colapso sectorial (calderas de avalancha de escombros volcánicos) y, c) en su cumbre se presentan varios cráteres que han tenido cambios morfológicos muy drásticos en los últimos dos siglos.

El volcán Arenal, por su parte, es un estratovolcán de forma cónica con una altura de 1755 m s.n.m. y un área de 33 km<sup>2</sup>, ubicado a unos 6 km hacia el oeste de la Fortuna de San Carlos. En el mes de mayo del año 1968, se dieron fenómenos sísmicos que precedían el período de reactivación eruptiva que se presentó a finales de julio del mismo año (Alvarado, 2009), en el que se formaron 3 nuevos cráteres en el flanco occidental con una orientación E-W. Posterior a esto, el macizo tuvo constantes explosiones de vapor y extrusión de coladas de lava (1974), siendo a partir de 1996 que se forman hornitos intracráticos en el cráter activo (cráter C). Su actividad eruptiva cesó en el 2010.

Por otro lado, el volcán Poás es un estratovolcán complejo que posee una altura de 2687 m.s.n.m. y abarca un área aproximada de 414 km<sup>2</sup>. En su extremo oeste, limita con el macizo volcánico Viejo-Platanar-Porvenir y hacia el este con el volcán Barva, mientras que, hacia el sur y norte, se encuentra limitado por las fallas inversas de Alajuela y San Miguel, respectivamente

(Alvarado et al., 1988; Alvarado, 2009). En su cima se encuentran tres estructuras principales constituidas por el Cráter Principal, el lago cratérico Voto (Botos) y el cono Von Frantzius. En 1953 el volcán Poás se encontraba en un período de mucha actividad que dio paso a la aparición de un cuerpo lávico que terminó de formarse para el año 1955 (Vargas, 1967b; Mora, 2010). Por varias décadas, el macizo mantuvo una actividad moderada sin muchos cambios en su estructura, con puntos calientes intracráticos, expulsiones de lodo y azufre y formación de pequeñas bocas fumarólicas secundarias. El volcán mostró cambios notorios en su cráter desde 1910 (particularmente entre 1953 y 1955), pero estos se acentuaron con el pasado período eruptivo del 2017, que inició con actividad freática con formación de hornillas a modo de borbollones que, poco a poco, destruyeron el domo volcánico (1953) y, en su lugar, se formó un cono de escorias (cráter A) que emanaba ceniza y material incandescente. Otro punto de emisión importante, formado en este período, fue la boca B ubicada en el extremo occidental del lago intracrático.

Al día de hoy (mayo, 2019), los volcanes Rincón de la Vieja, Poás y Turrialba mantienen una actividad eruptiva relativamente débil (algunas erupciones de poca monta al mes), mientras que el Irazú y el Arenal están dormidos.

## METODOLOGÍA

Se consultaron todas aquellas publicaciones que describen y contienen fotografías de la cúspide de los volcanes Irazú, Turrialba, Poás, así como de los flancos y cumbre del Arenal, que son los que han presentado la formación de cráteres y bocas eruptivas en los últimos dos siglos. Se realizó una búsqueda exhaustiva de fotografías (aéreas, de turistas y propias), publicaciones y libros que muestren los cráteres de estos volcanes a lo largo del tiempo.

Del Irazú se estudiaron medio centenar de fotografías, las cuales datan desde 1896. Se destacan 3 esquemas tomados de Sapper (1901, 1926), Fernández (1920) y Tristán (1923), así como 5 fotografías de los años 1897, 1926, 1961, 1963 y 1965.

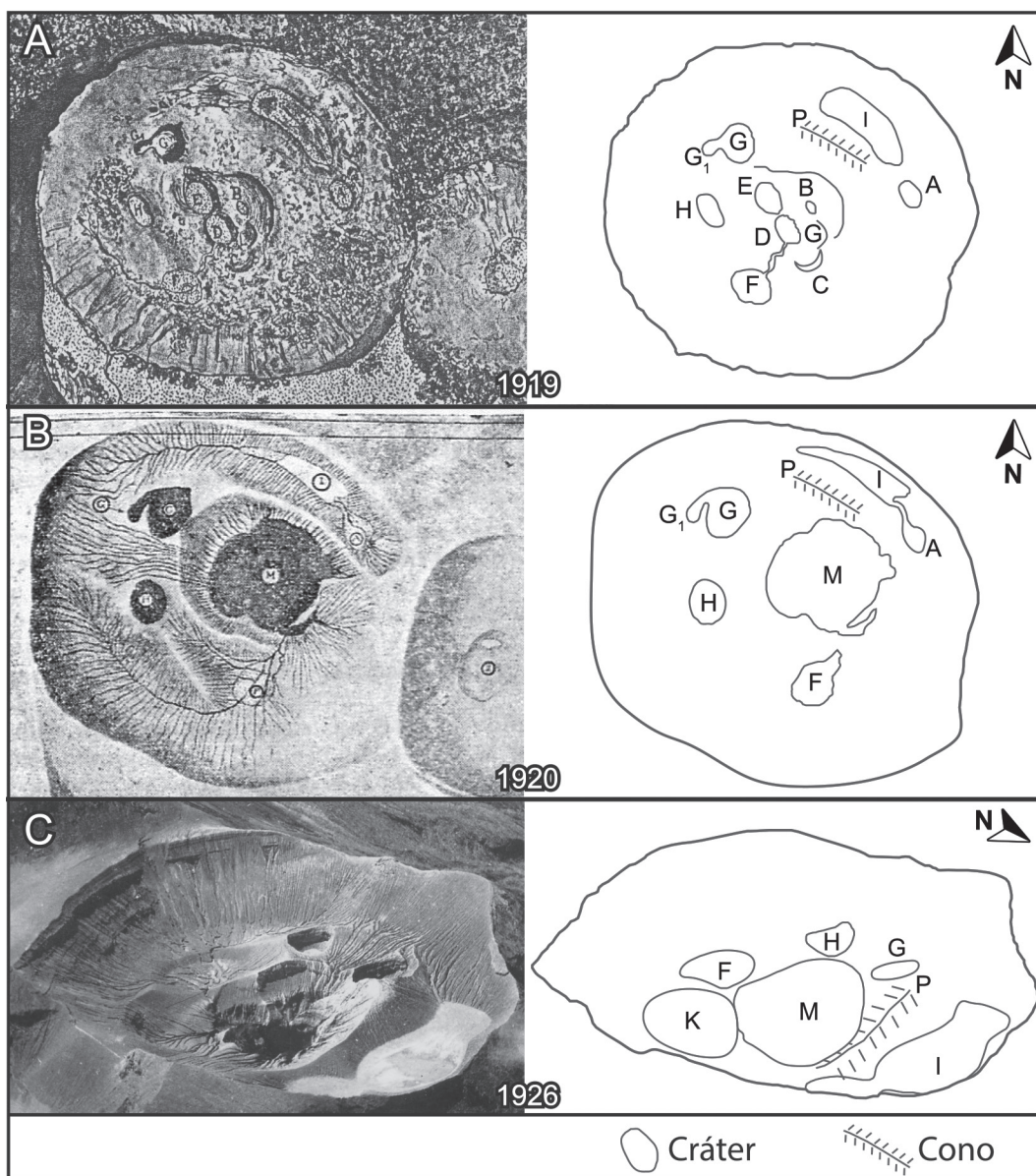


Fig. 2: Primeros dibujos y fotografías sobre la ubicación y cambios morfológicos de los cráteres del Irazú.

Además, se contó con una serie de fotografías contenidas en los archivos de la *Academy of Natural Sciences*, Filadelfia (archivo coll. #967, caja 1, folder 1), en correspondencia con documentación (tarjetas postales y fotografías) enviada por José F. Tristán y Ricardo Fernández Peralta a P. P. Calvert, de la Univ. de Pensilvania, a raíz de la actividad del

Irazú, particularmente entre 1917 y 1920 (Fig. 2). Todo ello se utilizó para estudiar la evolución del cráter de Irazú. A cada cráter se le asignó la misma nomenclatura que utilizó Sapper (1901, 1926) en su esquema. De esta forma, se elaboraron figuras que muestran los cambios morfológicos del cráter, junto a un cuadro resumen de su evolución en

el tiempo. Sin embargo, la tarea no fue fácil dado que en los diferentes documentos existen algunas contradicciones cronológicas, posiblemente por errores tipográficos, tanto dentro del texto como en las figuras y fotografías. El control cruzado y análisis cuidadoso, permitió solventar algunas de estas contradicciones. En el presente trabajo se denomina “cráter Principal” al borde cratérico mayor que engloba a las bocas eruptivas menores llamados intracráteres. El borde exterior del cráter Principal no ha cambiado de manera significativa desde finales del siglo XIX.

Para la evolución cronológicas de las bocas cratéricas del Irazú, se utilizó el mismo principio de superposición y preservación de cráteres de impacto planetario (i.e. Wilhelms, 1987 y referencias allí citadas).

Con respecto a la evolución del volcán Arenal, se utilizó el trabajo de Melson y Sáenz (1968), el mecanismo focal de un sismo premonitor de la erupción de 1968 (Zobín, 1979), así como una fotografía oblicua tomada desde un avión y cuya vista aérea permite identificar los 3 cráteres formados en el período eruptivo de 1968.

En cuanto a la evolución del cráter activo y bocas intracráticas del volcán Turrialba y el volcán Poás, se utilizaron imágenes del satélite *World View II*, con 50 cm de resolución espacial y unos 12 m de precisión horizontal, tomadas en el 2014 y 2015. Se obtuvieron a través del catálogo de imágenes de *Digital Globe*, por el servicio *Image Connet* (Alvarado et al., 2016). También fueron importantes los trabajos de Avard et al. (2012) y de Duarte-González (2018).

La imagen de las bocas fue amablemente cedida por Geoffroy Avard y realizada por Cyril Müller, ambos del OVSICORI, con base en una reconstrucción del cráter a partir de las imágenes de fotogrametría por dron y del modelo numérico del terreno.

## EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DE LAS BOCAS CRATÉRICAS

A continuación, se analizarán los cuatro volcanes escogidos que han presentado una evolución en la formación y destrucción de los cráteres.

### Evolución de las bocas en el cráter Principal del Irazú (1825-1965)

En 1825, en la cumbre del Irazú, se observaron 7 pequeñas bocas o cráteres alojados dentro de un cráter mayor, una de ellas con intensa actividad de vapores con incrustaciones de azufre en las paredes cratéricas (Hale, 1826), hecho que se repitió en 1844 (Dunlop, 1847), en 1859 (Trollope, 1859) y en 1870, según se desprende de una carta y un croquis del cráter Principal suministrada por el padre Garita a don José Fidel Tristán. En 1888, Pittier menciona una fuerte actividad gaseosa y en 1899 Sapper observó en el cráter occidental (hoy día cráter Principal), 12 bocas (intracráteres pequeños) y realizó un dibujo muy detallado incluyendo el cráter Diego de la Haya (Sapper, 1901). Acá surge la primera duda de si el número de los cráteres registrados por estos exploradores extranjeros de la cumbre del Irazú (p. ej. John Hale, Rosomond Lawrence, Charles Partridge, Henry Cooper y Anthony Trollope), incrementó debido a la actividad explosiva, pasando en algún momento de 4 a 12 bocas entre 1825 y 1899, o si fue producto de un mejor conteo por parte del científico Karl Sapper. Al parecer, la neblina intensa durante las visitas y la inexperiencia en observar y describir el paisaje volcánico, pudo ser otra limitante, tal y como los mismos aventureros lo describen, dado que por ejemplo en 1840, 1858 y 1870 se describen tan solo 3 o 4 bocas, una de ellas con actividad fumarólica (Stephens, 1841; Meagher, 1859-1860 y la nota del padre Garita), aunque contemporánea o previamente otros autores mencionan al menos 7 u 8 bocas (Hale, 1826; Dunlop, 1847; Trollope, 1859). Resulta interesante que los exploradores casi no prestan atención o mencionan el gran cráter hoy día llamado Diego de la Haya.

Un mejor recuento morfológico registra que entre 1899 y 1916, cuando se contabilizan al menos 12 bocas, bautizadas A, B, C, D, E, F, G (60 m de profundidad), G<sub>1</sub>, H (80 m de profundidad), I, K (la J no está denominada o no se visualiza en los dibujos de Sapper, 1901) y la L. En la parte central se presentan los cráteres B, C, D, E y L.

El F forma una especie de lago temporal, el cual drena hacia el cráter D. Los cráteres B, L y C tienden a presentar una forma en media luna, en los que se aprecia el efecto de la erosión. El cráter A e I se encuentran en la parte NE, presentando el último un pequeño lago temporal o estacional. El cráter K se presenta muy derruido por la erosión y posteriormente suavizado por la sedimentación (cenizas y sedimentos epivolcanoclasticos), limitado por el borde del cráter Diego de la Haya y las bocas A, D y F. Las bocas H, G y G<sub>1</sub> son cráteres periféricos.

Dentro de otras morfologías no detectadas por Sapper (1901, 1926) y quienes le siguieron (Fernández, 1920; Tristán, 1923), se tiene el pequeño cono piroclásticos, entre los restos de los cráteres A + I y el B, que se denominará acá con la letra P. Este cono se atribuye como los restos del cono piroclástico formado durante la erupción de 1723-1724 (Alvarado, 1993; Alvarado y Schmincke, 2013).

El 27 de setiembre de 1917 el Irazú inicia un nuevo periodo eruptivo, 194 años después del último bien registrado de 1723 y después que, entre 1889 y 1894, las bocas cratericas dejaron de emitir vapores (Tristán y Fernández, 1917, 1921; Fernández, 1920; Tristán, 1923). Para el 20 de octubre de 1917, las bocas D, E y H presentaban algo de vapor (fumarolas) y el 18 de noviembre ya se reporta la salida de ceniza. El 17 de diciembre de 1917 se observó desde San José la columna de vapor, que por la madrugada del 18 de diciembre se transformó en una gran erupción procedente del cráter G (Tristán y Fernández, 1917, 1921).

La boca G presentaba en 1918 una columna de vapor y la boca F no manifestaba ninguna actividad. Las erupciones continuaron en enero de 1918, donde se destaca la del 8 de enero, cuando se dio una gran erupción de cenizas (7:00-8:00 p. m.) que se proyectó sobre San José hasta Puriscal y muchas otras más en los meses siguientes (Tristán y Fernández, 1921). Para el 2-7 de agosto y el 22 de setiembre del 1918, a modo de ejemplo, la boca G presentaba erupciones de ceniza (Tristán y Fernández, 1921). Otras erupciones fuertes fueron el 25 de setiembre y el 30 de noviembre de 1918 (Tristán, 1923).

Una nueva boca M se formó el 9 de octubre de 1918 (en el fondo del cráter D), en el lugar donde el 3 de ese mes, se habían observado dos depresiones de subsidencia (Fernández, 1920; Tristán y Fernández, 1921), aunque en documentos fotográficos de la *Academy of Natural Sciences* aparece escrito que se formó el 18 de octubre de ese año. Se va a considerar acá como fecha el 9 de octubre dado que es lo publicado oficialmente. Sin embargo, en el croquis de los cráteres que realiza (Tristán y Fernández (1921) se muestra señalado un sector con la letra M, donde se describe como desprendimientos rocosos pequeños que, no obstante, no se mencionan en el texto. Los cráteres M y G estaban simultáneamente activos el 9 de octubre del 1918, situación que se mantuvo durante todo ese mes (Tristán y Fernández, 1921).

El 3 de febrero de 1919 las erupciones lanzaban rocas y cenizas por la boca M. Esta boca M, presentaba grandes cambios para el 16 de marzo de 1919, cuando ya había engullido parte de las antiguas bocas B, D y E. La actividad fue particularmente importante entre julio y agosto de 1920. Para el 27 de agosto de 1920, el cráter Principal poseía un diámetro estimado de unos 200 m con una forma más cilíndrica, conteniendo por completo a las antiguas bocas B y L. El cráter G se unió completamente con el G<sub>1</sub>, cuando fue observado ese día, mientras que el cráter H se mantenía activo con gases, lo mismo que el M que sí estaba muy activo (Fernández, 1920; Tristán, 1923). La pared casi destruida de la boca C formaba parte del borde de la M. Las bocas F y A se encontraban muy cubiertas de cenizas (Fernández, 1920). El 27 de setiembre de 1920 (6:20 a. m.) ocurrió una erupción importante con lluvia de cenizas sobre San José, actividad que se mantuvo con altibajos hasta por lo menos mayo de 1921 (Tristán, 1923), aunque se desconoce en qué mes de ese año terminó. Para ese entonces, los cráteres D y E se presentan con mucha agua en el fondo y posteriormente son parcialmente cubiertos por ceniza, lo mismo que el cráter D. El cráter F se presenta de forma aislada en el sector sur y su morfología ya no es tan pronunciada, debido a que se colmata por sedimentos de la actividad volcánica. En la parte NE, se observa como el cráter A se une al I,

debido a erosión y a la formación de un pequeño lago estacional.

A partir de junio de 1921 y hasta 1923, la actividad del Irazú fue disminuyendo hasta entrar en un estado de actividad fumarólica baja, situación que cambiaría a partir de 1924.

Otras actividades eruptivas menores que se recuerdan ocurrieron entre marzo y abril de 1924, entre el 14 de febrero y el 26 de mayo de 1928, julio a setiembre de 1929, el 30 de octubre de 1930, de nuevo entre el 22 de marzo y el 25 de julio de 1933 y, finalmente, entre el 18 de mayo de 1939 y febrero de 1940 (Schaufelberger y Jiménez, 1933; Alvarado, 1993).

En síntesis, el Irazú se mantuvo regularmente activo en 1917-1921, 1924, 1928-1930, 1933 y 1939-1940 (Tristán y Fernández, 1917, 1921; Fernández, 1920; Tristán, 1923; Schaufelberger y Jiménez, 1933; Alvarado, 1993).

En las fotografías de 1926, pese a la actividad de 1924, la morfología es similar a la dibujada por Fernández (1920). El cráter H no cambia, mientras que F presenta un borde suavizado y una topografía plana debido a la sedimentación. El cráter I continúa separado de M por el cono piroclástico que posiblemente existía desde 1723 y aumenta su área por la anexión definitiva con el cráter A. Previamente, existía una separación (entre el cráter A y el cráter I), pero posiblemente debido a la sedimentación de ceniza ocurrida en 1921 y 1924, la separación desapareció. El cráter M presentaba dos bordes aparentes. El de mayor tamaño se debe a la ruptura de pendiente, mientras que el más pequeño corresponde al conducto principal.

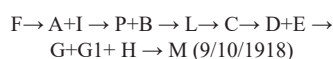
En la erupción de 1929, el cráter G era el que estaba activo, creciendo de tamaño hasta cuadruplicar el tamaño. Las erupciones de 1930 tienen su origen en el cráter M, mientras que el G y el H estaban en reposo (Mata, 1930; Schaufelberger, 1931). Para 1935, se observan bien el cráter M (principal) que ha incorporado parcialmente los bordes desfigurados de las bocas que le rodeaba; las bocas H y G están bien definidas. Al menos entre 1949 y 1954, el cráter M presentaba actividad fumarólica, que decreció notablemente, presentándose tan solo de modo casual y muy diluida (p. ej. 1959) para recrudescer en 1961 (Barquero, 1976).

Para 1956, los cráteres A + I, F, G y H, además de los restos de los cráteres D y E, aunado al innominado cráter K, sobrevivieron al período eruptivo de la primera mitad del siglo XX. A partir de 1957, el cráter G se comenzó a incorporar al cráter M (principal), producto de los derrumbes acaecidos en el período de inactividad entre 1955 y mediados de 1962 (Vargas, 1967a). Alrededor del cráter M y G se forman depresiones en forma de abanicos que no constituyen cráteres. Finalmente, los cráteres G y H no presentan variaciones notables, siendo este último uno de los mejor preservados.

El 9 de agosto de 1962 se reinició la actividad del volcán Irazú. En los meses sucesivos fue aumentando la frecuencia e intensidad de las erupciones. No fue sino hasta el 12 de marzo de 1963, en que la actividad eruptiva se manifestó intensamente.

A principios de 1963, la actividad volcánica aumentó considerablemente, provocando la erosión del cráter G y su unión al M, aunque el cráter H no tuvo cambios. A raíz de esta actividad, el Irazú tuvo cambios topográficos significativos al ampliar su boca principal o cráter "M", con la incorporación de los dos cráteres más pequeños (H y G), además de la anexión del terreno que anteriormente ocupó un pequeño lago, que fue incorporado en su totalidad después de un gran derrumbe del cráter en su sector norte. El diámetro inicial del cráter creció gradualmente, primero de 200 m de diámetro y 40 m de profundidad, a 450 m de diámetro y 60 m de profundidad (según medidas de abril de 1963); desaparecieron así los restos de una terraza volcánica, ubicada dentro del cráter principal hacia el lado norte (Gutiérrez, 1963; Vargas, 1967a, b), justo la que albergaba los antiguos cráteres A e I. Al final del período eruptivo en 1965, esta depresión cratérica, denominada cráter Principal, alcanzó unos 750 m de diámetro y una profundidad de unos 270 m.

En síntesis, si se observa el estado de conservación o degradación erosiva y volcánica (superposición de cráteres), se puede establecer una secuencia temporal de formación de los focos eruptivos del Irazú de la siguiente manera:





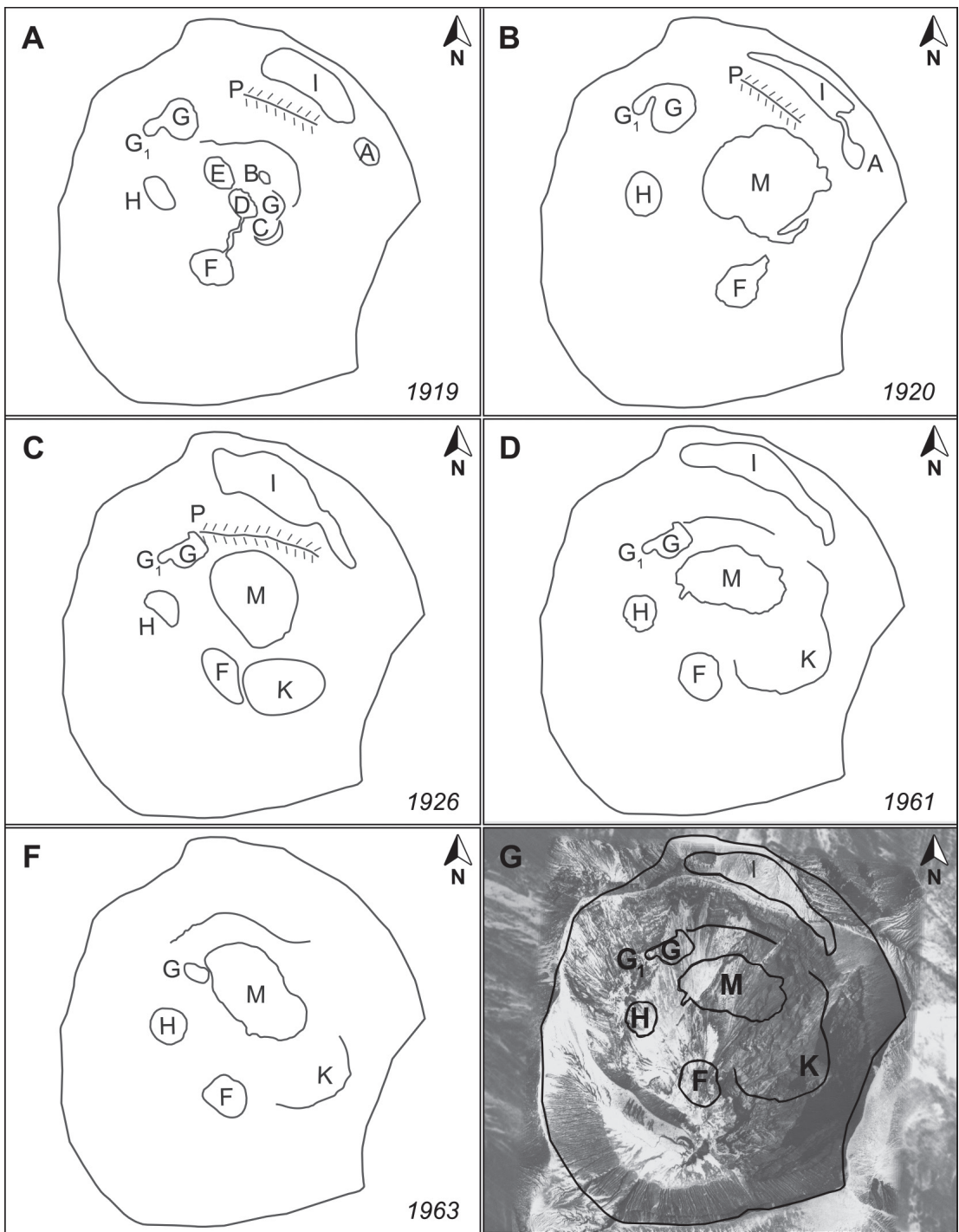


Fig. 3: Evolución de las bocas crátericas del volcán Irazú (recuadros A, B, C, D, E y F); en el recuadro G se presenta una fotografía aérea reciente en la que se redibujan los cráteres ubicados en el año 1961.

Con la actividad de 1917-1921 y la formación de la boca M (en el fondo del cráter D), se inicia el paulatino engullimiento de los cráteres que le rodeaban, que culmina con la actividad de 1962-1965. La actividad puede resumirse de forma secuencial en:

D, E y H (fumarolas activas, 1917) + G (actividad de cenizas, 1917) → G (cenizas, 1918) + M (formación en el fondo del cráter D, 9/10/1918) → engullimiento parcial cráteres B+D+E (1919) → engullimiento total B+C+L (1920) → unión G+G<sub>1</sub> (1920) + H (fumarolas) + unión A+I por sedimentación (1920) → G (activo 1929) → M (activo 1930) → M (activo 1933, 1939 - 1940) → M (activo 1962) → M engulle paulatinamente D+E+G+H (activo 1963) → M engulle paulatinamente A+F+I+K (1964) → Cráter Principal (1965)

La figura 3 muestra la evolución de los intracráteres de forma comparativa. Se puede observar

como los intracráteres se comienzan a fusionar poco a poco hasta formar lo que actualmente es el Cráter Principal. Se observa cómo las bocas F, D, B e I se encuentran orientadas N35°E; las C, D, E y G con el mismo ángulo, pero N35°W, mientras que las bocas H, E, B y A prácticamente E-W. Esto es un buen ejemplo de esfuerzos con sigma uno prácticamente N-S (Fig. 4).

### Evolución morfológica de los cráteres del Arenal (1968-2010)

A partir del 28 de julio de 1968, el volcán Arenal entró en un nuevo periodo de actividad eruptiva; se formaron tres nuevos cráteres de explosión en su flanco W, orientados en dirección

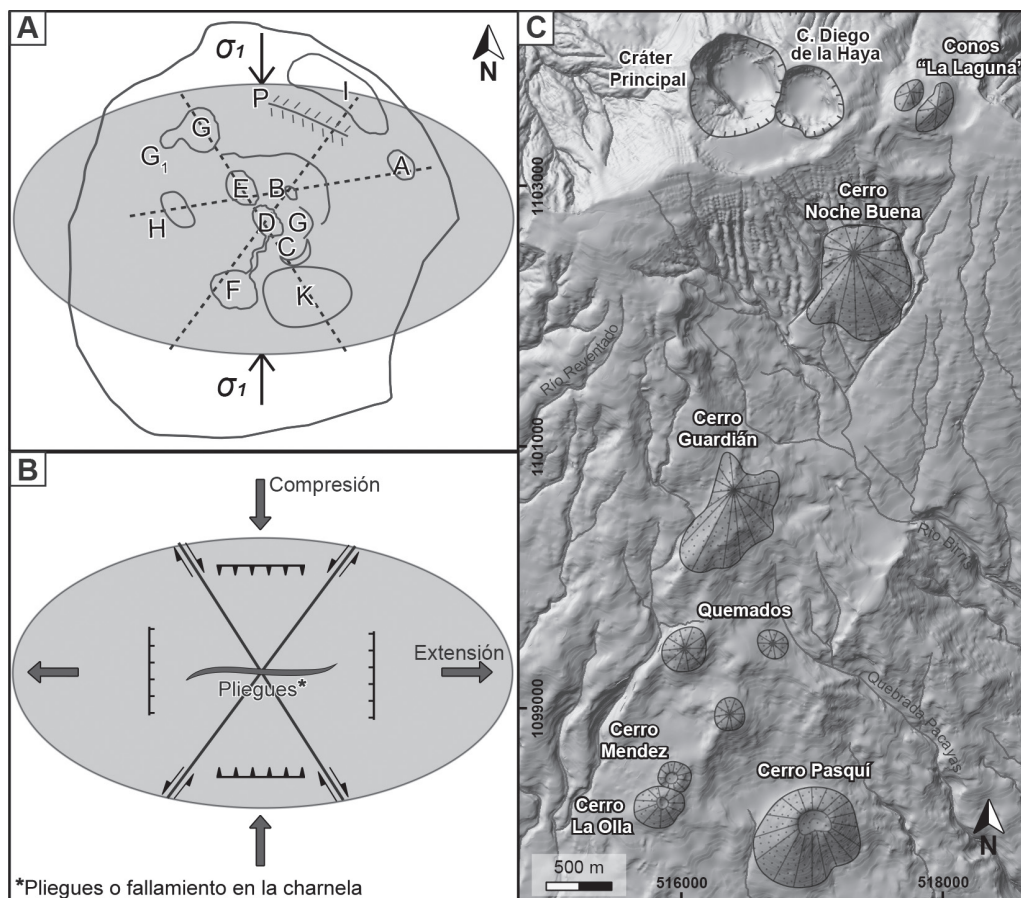


Fig. 4: A. Localización de todas las bocas cratéricas previas, B. interpretación estructural y de esfuerzos, C. Ubicación de los cráteres y conos del volcán Irazú. Los cerros Méndez y La Olla también son llamados "cráteres Las Cazuelas".

E-W: el cráter A, aproximadamente a 1060 m s. n. m. y con una dimensión mayor que la de los demás; el cráter B a 1170 m s. n. m., el más pequeño y, finalmente, el cráter C a 1460 m s. n. m., con dimensiones intermedias respecto a los otros dos.

El cuarto y último es el cráter D, que antecede a los demás (Melson y Sáenz, 1968; Alvarado, 2009).

Zobin (1979) determinó un mecanismo focal de un sismo volcanotectónico del Arenal del 17 de julio de 1968, a escasos once días antes del

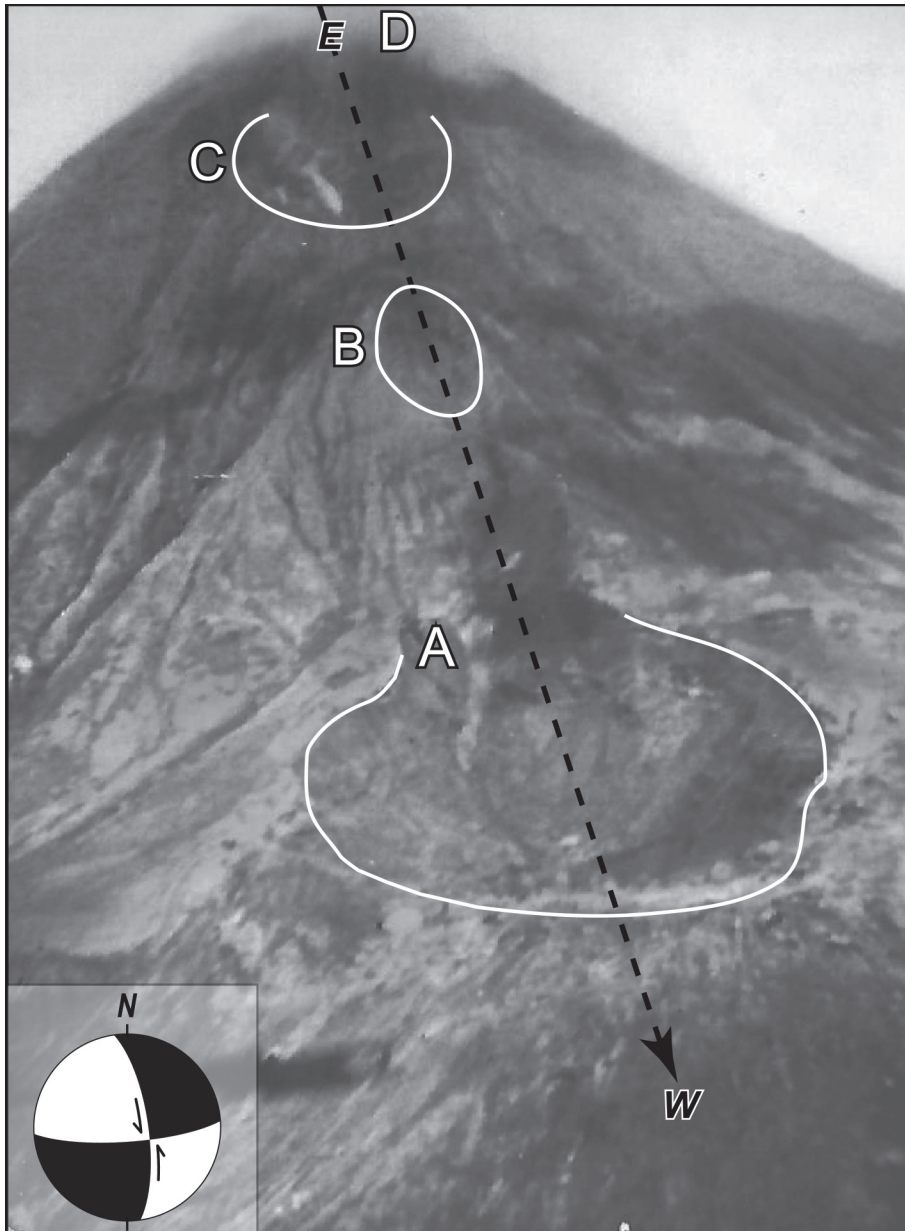


Fig. 5: Localización de los tres nuevos cráteres (A, B y C) formados sobre el flanco occidental, durante la erupción de julio de 1968 en el Arenal y el cráter cuspidal y antecedente, el D. La fotografía anónima fue tomada por un ingeniero del ICE en un sobrevuelo. Se incluye el mecanismo focal redibujado del evento volcanotectónico del Arenal del 17 de julio de 1968 basado en Zobin (1979).

despertar explosivo. Los planos nodales son casi verticales y corresponden con fallas de rumbos E-W o N-S, lo que coincide con el primer plano sobre el cual se formaron los nuevos cráteres, tal y como lo propone el propio Zobin (Fig. 5). En la actualidad, solamente existen los cráteres C y D.

A mediados de marzo de 1974, el volcán presentó explosiones rítmicas de vapor y la actividad migró hacia el cráter C (el más alto de los tres nuevos), del cual se extruían coladas de lava. Una lengua de lava llegó al cráter A y en los meses siguientes lo rellenó. A partir del mes de noviembre de 1974, aumentó la emisión de coladas de lava (Van der Bilt et al., 1976).

En 1996, se da la formación de hornitos estrombolianos en el cráter activo C con el cambio gradual de una poza o lago de lava a la formación de domos bajos (Alvarado, 2009). Del mismo modo, la existencia de dos o quizás tres bocas intracráticas dentro del cráter activo, un proceso frecuente en el lago de lava del cráter cuspidal del Arenal, donde el foco eruptivo y efusivo migraba en el tiempo, sin dejar rastros morfológicos notorios, tanto en los bordes como en el centro del cráter C o activo. Para más detalle de lo anterior, consultar Lesage et al. (2006) y Valade et al. (2012), aunque para estos focos no se logró obtener un patrón aéreo dada la inexistencia de técnica de monitoreo fotográfico remoto en ese entonces.

### **Evolución morfológica de las bocas en la cima del Turrialba (2010-2018)**

El reciente periodo eruptivo del Turrialba inició con una erupción freatomagmática el 5 de enero del 2010, en la bautizada Boca o Boquete 2010, seguida por tres explosiones más con intervalos de 10 minutos, con dos vigorosos eventos a las 2:29 y a las 2:45 p. m. Con ello, el Turrialba había concluido su período de dormitar de más de un siglo. La emisión de ceniza se mantuvo el 6 de enero del 2010 con incandescencia a través de dos bocas intracráticas orientadas N40°E, formadas en la ladera interna del cráter SW u Occidental. Estas bocas se unieron el 8 de enero del 2010, formando una sola boca (bautizada Boca 2010) de 60 m de largo por unos 20 m

de ancho, pero que para febrero tenía unos 125 x 45 m (Alvarado et al., 2016).

El 14 de enero del 2011, se registró otro evento de ceniza pequeño, posiblemente por la caída de material rocoso de las paredes de la boca eruptiva en su interior, que fue re trabajado por las fumarolas, expulsado como ceniza fina luego de ser molido y posteriormente esparcido por el viento hacia el oeste. La actividad de enero abrió una nueva boca, llamada Boca 2011 (Alvarado et al., 2016).

El 12 de enero del 2012 a las 3:00 p. m., se formó una nueva apertura llamada Boca 2012, con salida de cenizas y gases a temperaturas de unos 500-800 °C. El primer día, la boca tenía un tamaño de tan solo 1 m de diámetro y se ensanchó en un día a unos 3-4 m de ancho en sentido E-W y 6 m en N-S, para alcanzar después unos 10 x 15 m y finalmente 15 x 25 m para el 18 de enero. Las temperaturas de las plumas de los gases emitidos en las 3 bocas eran, en ese momento (Alvarado et al., 2016 y referencias allí citadas): Boca 2010 (unos 600 °C), Boca 2011 (entre 580 y 620 °C) y Boca 2012 (entre 750 y 805 °C). Avaró et al. (2012) determinaron que la boca elongada del 2010 se alineaba con la del 2012, así como con la boca fumarólica llamada la Pirámide y una serie de fumarolas, a lo largo de 800 m en sentido N48°E (Fig. 6). Por otro lado, se puede determinar que la boca del 2012, la Fumarola y la boca del 2015 poseían un rumbo aproximado N56°W, formando así un par de esfuerzos tectónicos (cizalla).

Los tres cráteres cuspidales principales del Turrialba poseen una alineación general aproximada N42°-45°E, mientras que su alineación aproximada con los conos parásitos de su flanco SW es N32°-36°E, existiendo entonces una cierta flexión estructural entre el flanco del volcán y su cima (Fig. 7). La Boca 2010 creció notablemente entre enero del 2010 y enero del 2013. Las continuas erupciones entre finales de octubre del 2014 hasta por lo menos el 2017, permitieron que el cráter Occidental creciera y profundizara de forma significativa. Al presente (mayo del 2019) las erupciones de ceniza, aunque pequeñas, no han cesado.

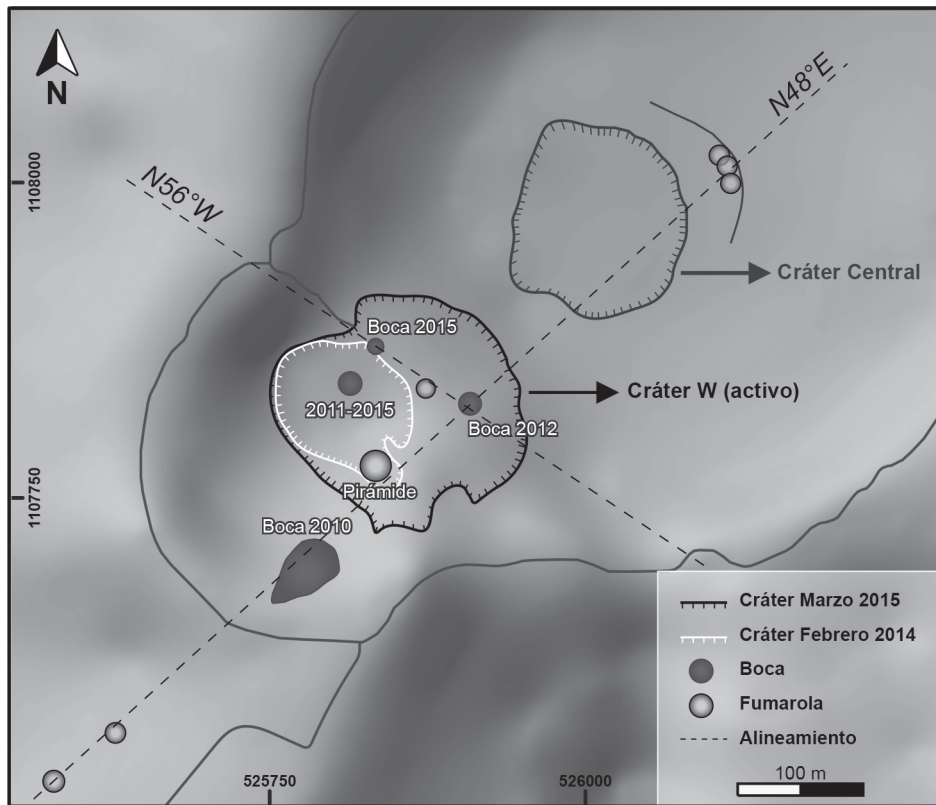


Fig. 6: Localización de las bocas del Turrialba y sus cambios, basado en Avard et al. (2012) y Alvarado et al. (2016).

### Evolución morfológica de las bocas en la cima del Poás (1946-2018)

Previo a 1951, existía un lago de cieno y agua caliente que ocupaba, en su totalidad, el fondo del cráter principal (unos 150 m de diámetro). Al menos entre 1946 y 1952 existían dos focos principales de actividad volcánica; el principal ubicado en el lugar donde suelen ocurrir las erupciones (centro del lago cratérico) y, el otro, bajo la forma de un gran borbollón (Bullard, 1956; Fernández, 1968), donde un año después se llegaría a formar el domo. Para 1951, los dos focos de actividad principal se modificaron para formar dos depresiones N-S, con lagos cratéricos interconectados a través de un canal.

En 1952, el Poás estaba muy activo y como consecuencia de la actividad, el lago cratérico desapareció a inicio de marzo de 1953 y, en su lugar, se formó primero un cono piroclástico que evolucionó

a un domo, cuya formación final quizás culminó en 1955 (Vargas, 1967b; Mora, 2010). La actividad del Poás continuó con altibajos por décadas sin mayores modificaciones morfológicas.

Pero de enero a abril de 1989, el lago cratérico casi se secó, por lo que se observaron tres puntos calientes principales en el intracráter: el punto central, uno al NE y otro al SE. En los dos últimos sectores, surgieron batideros de lodo y azufre, con construcción de conos de lodo sulfurosos, que se edificaban y colapsaban periódicamente, de los cuales brotaban salpicaduras de lodo y azufre piroclástico. El punto más austral pasó a ser un auténtico lago de azufre amarillo-naranja, en fusión y convección con conos de azufre de gran perfección. Al secarse el lago el 18-19 de abril de 1989, los batideros de lodo cambiaron, para formar un centro de lanzamiento de lodo vertical. El lodo expulsado formó dos

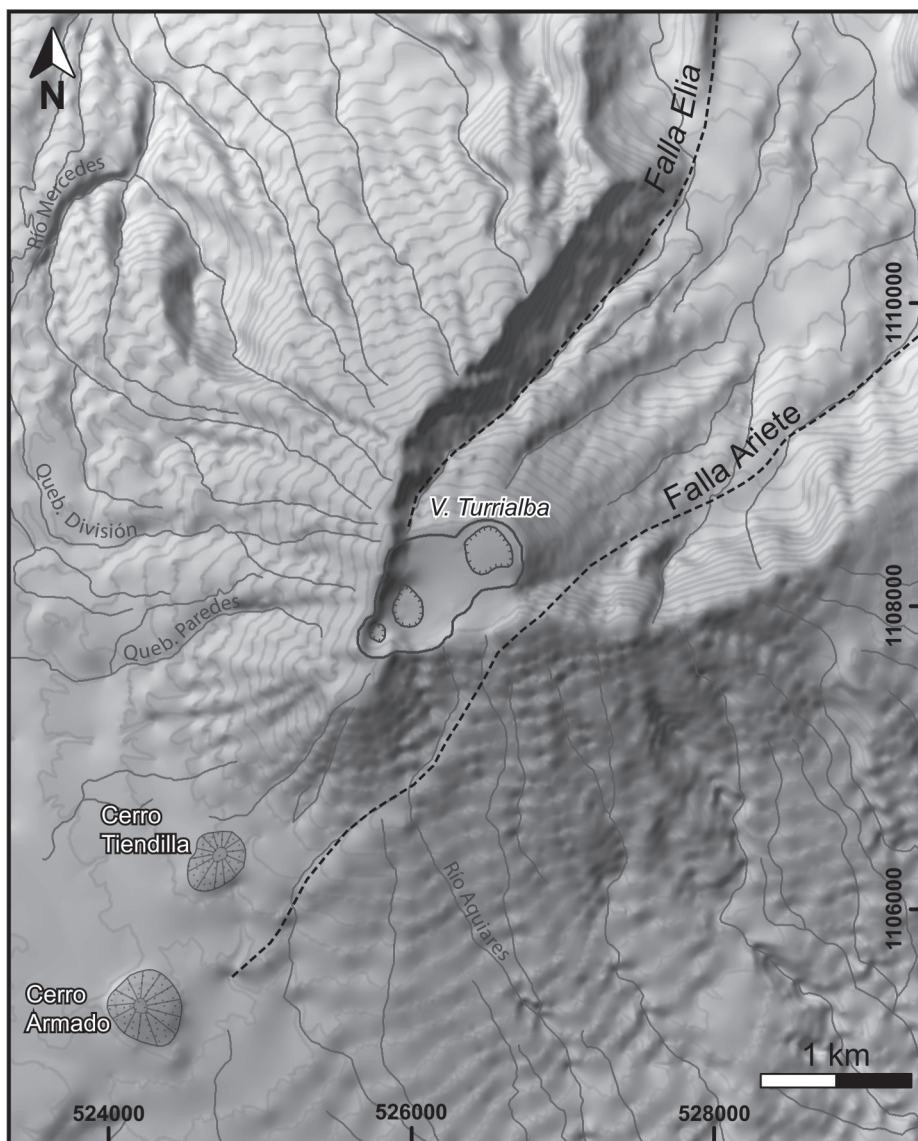


Fig. 7: Localización de los tres cráteres principales del volcán Turrialba, los cerros Tiendilla y Armado, así como el trazo principal de las fallas Ariete y Elia (basado en Soto, 1988).

conos principales de unos 25 m de alto, que colapsaban y crecían sucesivamente, con bocas fumarólicas secundarias. La ceniza lanzada en esta etapa consistía de líticos con alteración hidrotermal, fango sulfatado y sulfuroso. Donde se situaba el lago de azufre había un batidero de lodo y una fumarola con sonido de jet, que lanzaba azufre sublimado que se combustionaba a  $\text{SO}_2$  con llamas anaranjado rojizas.

En el lugar del punto caliente, en el cuadrante NE, existía un batidero de lodo con burbujeo y evaporación intensos. En 1989-1990, la actividad continuó centrada en el lago Caliente (Alvarado, 2009).

Otro período relevante del Poás, dentro de lo que compete el presente estudio fue en el 2017. Después de varios meses de tranquilidad relativa, el 1.º de abril del 2017 se formó una hornilla con

agua hirviendo a modo de un borbollón al W del domo activo y para el 6 de abril a las 7:23 p. m., se formó un nuevo borbollón en la mañana del 7, localizado al sur del intracráter y a unos 200 m del domo. Este borbollón se presentaba muy activo con lances de barro, por lo general de unos 5 m de altura, además de la emisión casual de cenizas y, particularmente, gases irritantes y vapor de agua, que provocaron el cierre temporal del parque nacional el 9 de abril en la tarde. El 12 de abril aparece una nueva y tercera hornilla en el extremo E del domo y se reactiva la hornilla o borbollón del extremo W (Avard et al., 2017; Salvage et al., 2018). Justo el día 12 de abril del 2017, a las 6:30 p. m., se registró una erupción freatomagmática que duró unos 40 minutos, que destruyó una parte del domo (aprox. 10 por ciento) y lo fracturó. El domo prácticamente desaparece (aprox. 90 por ciento) durante la erupción del 14 de abril. Esa misma noche inició la actividad estromboliana, que comenzó a construir un cono el 21 de abril. El 22 de abril, por la mañana, la salida de gas se concentraba en un pequeño orificio que generaba un fuerte ruido tipo jet. Ese mismo día, varias explosiones se registraron por la tarde y la noche, la última y más importante destruyó el cono recién construido (Duarte-González, 2018; Salvage et al., 2018).

Para el 22 de mayo (un mes después de la última erupción importante), las fumarolas subacuáticas comenzaron a quedar expuestas o emergidas y se formó una separación interna en el lago (barra de lodo), a modo de dos lagos menores. Esto se traduciría en dos puntos de emisión, uno de ellos en el sector del antiguo domo (boca A) y el otro en el extremo más occidental del lago intracrático (boca B). Para el 1.º de junio, el lago había prácticamente desaparecido con fuerte actividad de sus fumarolas (en el lugar donde se encontraba el lago) y salida de gases (intensa actividad exhalativa).

En el lugar donde estaba el domo, se formó un cono de escorias de pendientes variables (entre 25° y 44°) con un cráter de paredes verticales (boca A o Roja), que solía lanzar ceniza rojiza, así como ocasionalmente bombas incandescentes. También se formó un cono de toba pequeño (*tuff cone*) con pendientes igualmente pronunciadas en uno de sus flancos (30-38°) y más suaves en

el flanco norte (aproximadamente 12°), con un cráter de 5 m de diámetro (boca B, Azufrada o Amarilla). Esta boca solía emitir columnas amarillentas a verdosas, cargadas en partículas muy finas de minerales de azufre (particularmente azufre nativo) y mostraba llamas por la combustión del azufre elemental. Adicionalmente, se presentaba una hornilla (borbollón o boca C), al lado sur de la boca A. Además, se presentaba un borbollón con células de convección (borbollón D). Aparte del borbollón D y de una charca rojiza, todo el fondo del antiguo lago estaba ocupado por fumarolas y nacientes termales. Las aguas sulfurosas y cargadas de limos volcánicos de los dos borbollones se unían e ingresaban en la boca A. Las últimas emisiones de cenizas continuaron hasta el 8 de agosto del 2017 (G. Avard, comunicación personal, 2017).

Si se utiliza la figura 2 de Duarte-González (2018), se desprende que varias estructuras (borbollón C y D, así como el cono o boca A) se orientan N7°W, mientras que la boca B, el borbollón D y otra cavidad más pequeña (E), se orientan N47°W (Fig. 8).

## DISCUSIÓN

Después de analizar con detalle la evolución histórica de las bocas cratéricas de los volcanes Arenal, Poás, Irazú y Turrialba, se identifican algunas coincidencias y, en particular, se observa que en buena parte su formación está condicionada con las directrices estructurales locales gobernadas por los esfuerzos regionales (Cuadro 1).

La orientación N-S o N10°E es la dirección predominante de los esfuerzos sigma 1 o eje de trayectoria P en la parte central de Costa Rica (Montero, 1994; López, 1999), justo donde se ubican los volcanes Poás e Irazú acá estudiados y en concordancia con algunas de las estructuras acá descritas. En el caso del Arenal, López (1999, p. 78 y 81) presenta que la trayectoria predominante de los ejes P (sigma 1) cambian y se vuelven aproximadamente ENE-WSW a E-W, en concordancia con la formación de los nuevos cráteres del Arenal.

En el caso del Arenal, mediante un mecanismo focal sismo volcanotectónico premonitor

(evento del 17 de julio de 1968, Zobin, 1979), se establece que el plano nodal E-W casi vertical es justo sobre el cual se formaron los 3 nuevos cráteres (A, B y C) en alineación con el cuspidal cráter D. Aproximadamente 6 años después,

la actividad migra hacia el cráter C y se mantuvo hasta el 2010.

En el Irazú, a finales del siglo XIX e inicios del siglo XX, en la ubicación del actual cráter Principal, existían al menos 12 bocas cratéricas

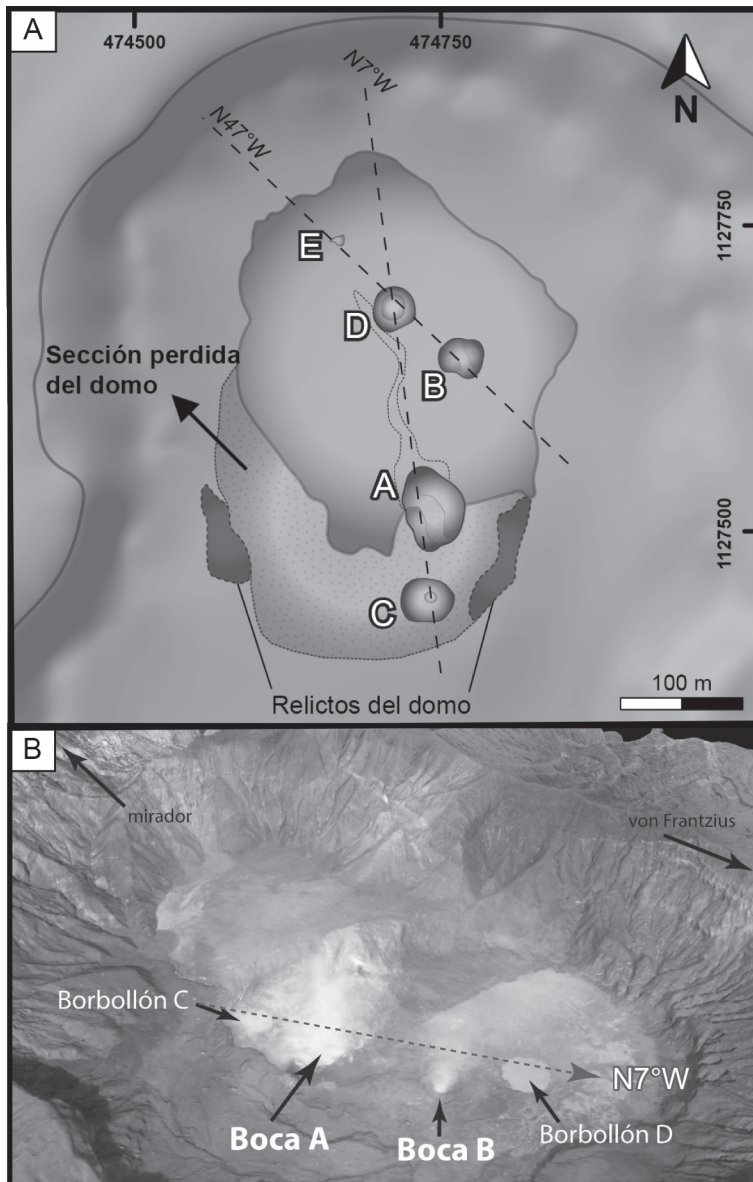


Fig. 8: A. Forma simplificada de la distribución en planta de diferentes estructuras dentro del cráter, basada en el trabajo de Duarte-González (2018). B. Localización de las bocas y borollones del cráter Principal del volcán Poás en el 2017 (imagen amablemente cedida por Cyril Müller).



o intracráteres, orientados en sentido NE, NW y E-W, siguiendo los patrones estructurales locales. El 27 de setiembre de 1917 inicia un nuevo periodo eruptivo, 184 años después desde el último certeramente registrado en 1723. Con la actividad eruptiva del Irazú durante el siglo XX (1917-1921, 1924, 1928-1930, 1933, 1939-1940, 1962-1965), pasó de la existencia de unas 12 bocas eruptivas, a la existencia de una única cavidad cratérica muy profunda (unos 270 m) y de paredes subverticales a verticales. Estas actividades eruptivas, predominantemente freáticas con fases freatomagmáticas, culminaron con la gran fase eruptiva (estromboliana y vulcaniana), que se inició en 1963 y culminó en 1965, pero tuvo su clímax en 1963-1964. En la actualidad, es posible identificar dos cuerpos hipoabisales hidrotermalizados, que posiblemente corresponden con los antiguos conductos de alimentación de las bocas M y K (Fig. 9).

Del mismo modo, después de dormir por más de un siglo, en el 2010, el Turrialba inicia su actividad eruptiva. Las erupciones del volcán Turrialba del 2010 al 2019, se caracterizaron por la apertura de nuevos cráteres (i.e., Bocas 2010, 2011 y 2012), por el agrandamiento del cráter Occidental durante la erupción de finales de octubre del 2014 con varias bocas intracráticas, así como por erupciones discretas con gran cantidad de bloques balísticos y cenizas. La emisión de ceniza del 2010 se presentó con incandescencia a través de dos bocas intracráticas orientadas N40°E, formadas en la ladera interna del cráter

SW u Occidental. Estas bocas se unieron el 8 de enero del 2010, formando una sola boca (bautizada Boca 2010) de 60 m de largo por unos 20 m de ancho, pero que para febrero tenía unos 125 x 45 m (Alvarado et al., 2016).

Se observa entonces un paralelismo eruptivo, morfológico y de secuencia cronológica entre el Irazú y el Turrialba, con la formación de varias bocas eruptivas, seguidas por actividad eruptiva que erosiona y destruye las bocas, para dar origen finalmente a una gran boca eruptiva a modo de un cráter o varios cráteres principales de mayor diámetro, pendiente y profundidad. Estos cráteres mayores estarían asociados con actividad estromboliana y vulcaniana.

En el Turrialba, la boca elongada del 2010 se alineaba con la del 2012 y con una serie de fumarolas a lo largo de 800 m en sentido N48°E (Avaró et al., 2012). Por otro lado, se puede determinar que la boca del 2012 y la del 2015 junto a la boca Fumarólica ubicada en medio de estas, poseen un rumbo aproximado N56°W, formando un par de esfuerzos tectónicos (cizalla). A una escala mayor, los tres cráteres cuspidales principales del Turrialba poseen una alineación general aproximada N42°-45°E y morfológicamente migraron de NE a SW, siendo esta la tendencia estructura y de sentido evolutivo.

A partir del 2015, la actividad eruptiva del Turrialba se concentra en bocas intracráticas dentro del cráter activo o Principal, que permitieron la alternancia y contemporaneidad en la actividad de

Cuadro 1

Controles estructurales predominantes en los edificios volcánicos estudiados.

Volcán	Periodo de análisis	Orientación principal de los intracráteres, bocas y cráteres laterales históricos	Orientación de los conos y cráteres satelitales prehistóricos
Irazú	1825-1965	E-W, NW-SE y NE-SW	E-W y N-S
Arenal	1968-2010	E-W	No aplica
Turrialba	2010-2018	NE-SW	NE-SW
Poás	1946-2018	N-S	N-S



Fig. 9: Cráter Principal del Irazú hoy día, donde se observan dos cuerpos hipoabisales en correspondencia con dos chimeneas antiguas, que posiblemente corresponden con los conductos de alimentación de las antiguas bocas M y K.

dos o más focos eruptivos sin generar muchos cambios evidentes. Este comportamiento es similar al desarrollado en la cúspide del Arenal, en donde la existencia de varias bocas dentro y en el borde del cráter dio paso al desplazamiento de la actividad, sin ocasionar modificaciones morfológicas significativas, aparte de la formación de domos adosados.

En el volcán Poás, entre 1946 y 1950 existían dos focos principales de actividad volcánica: uno ubicado en el lugar donde suelen ocurrir las erupciones (centro del lago cratérico) y el otro bajo la forma de un gran borbollón, donde un año después se llegaría a formar el domo. Para 1951, los dos focos de actividad principal se modificaron para formar dos depresiones N-S, con lagos cratéricos interconectados a través de un canal. La actividad del 2017-2018 formó bocas y hornillas con grados de actividad variable, igualmente orientadas en sentido N-S, así como un cono estromboliano, indicando un paralelismo evolutivo.

El identificar una posible secuencia eruptiva y espacial en la formación de bocas cratéricas en los volcanes Irazú, Turrialba, Poás y Arenal,

resulta de gran importancia, ya que son edificios volcánicos que se relacionan de forma directa y cercana con diferentes localidades en las que se concentra una parte importante de la población del país. Por lo tanto, conocer el comportamiento preferencial que se desarrolla en los períodos eruptivos de estos volcanes y su relación con la volcanotectónica, permite identificar signos premonitorios de una futura actividad volcánica siendo una herramienta clave para actuar a tiempo ante situaciones propias del peligro volcánico.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración de Diana Medina, Daniela Herra, María Morera y Daniel Rojas, con quienes por dos generaciones de estudiantes se inició esta investigación enfocada al Irazú, como parte del curso de Vulcanología de cuarto año de la Escuela Centroamericana de Geología. Desgraciadamente, las anotaciones no pasaron de ser un borrador muy preliminar. Geoffroy Avard y Cyril Müller por amablemente aportar la imagen

del Poás. Andrea McClure por sus aportes en la revisión del resumen. Al SINAC por su colaboración en los parques nacionales volcánicos acá estudiados: Arenal, Poás, Irazú y Turrialba. Un revisor anónimo tuvo la gentileza de revisar el presente trabajo aportando valiosas sugerencias.

## REFERENCIAS

- Alvarado, G. E. (1993). *Volcanology and Petrology of Irazú Volcano, Costa Rica* (Tesis de doctorado inédita). Universidad de Kiel, Kiel, Alemania.
- Alvarado, G.E. (2009). *Los volcanes de Costa Rica: Geología, historia, riqueza natural y su gente* (3<sup>da</sup> edición). San José: EUNED.
- Alvarado, G. E. y Schmincke, H. - U. (2013). The 1723 A. D. Violent Strombolian and Phreatomagmatic Eruptions at Irazú Volcano, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 48, 41-61.
- Alvarado, G. E., Barquero, R. Boschini, I., Chiesa, S. y Carr, M. J. (1986). Relación entre la Neotectónica y el Vulcanismo en Costa Rica. *Revista CIAF*, 11(1-3), 246-264.
- Alvarado, G. E., Morales, L. D., Montero, W., Climent, Á. y Rojas, W. (1988). Aspectos sismológicos y morfotectónicos del extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central. *Revista Geológica de América Central*, 9, 75-98.
- Alvarado, G. E., Brenes-André, J., Barrantes, M., Vega, E., De Moor, J. M., Avard, G., Dellino, P., Mele, D., DeVitre, C., Di Piazza, A., Rizzo, A. L. y Carapezza, M. L. (2016). Actividad explosiva del Turrialba (Costa Rica) en el 2010-2016. *Revista Geológica de América Central*, 55, 7-60.
- Avard, G., Pacheco, J., Martínez, M., van der Laar, R., Menjivar, E., Hernández, E., Marino, T., Sáenz, W., Brenes, J., Aguero, A., Soto, J. y Martínez, J., 2012. *Estado de los Volcanes 2012*, Resumen Anual Oficial. Heredia: OVSICORI.
- Avard, G., Pacheco, J., de Moor, M. y Müller, C. (2017). Volcán Poás: resumen de la actividad episodio de erupciones freatomagmáticas en abril 2017 hasta el 15 de junio. Heredia: OVSICORI. Informe interno.
- Barquero, J. (1976). *El volcán Irazú y su actividad* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.
- Bullard, F. M. (1956). Volcanic activity in Costa Rica and Nicaragua in 1954. *American Geophysics Union Transactions*, 37(1), 75-82.
- Duarte-González, E. (2018). Transformaciones geomorfológicas radicales del crater del Volcán Poás: erupciones de abril 2017. *Revista Geográfica de América Central*, 61E (4). Especial, 155-174. doi: <http://dx.doi.org/10.15359/rgac.61-4.8>
- Dunlop, R. G. (1847). *Travels in Central America*. Londres: Longman, Brown, Green & Longman.
- Fernández, R. (1920). Una visita al volcán Irazú. *Revista de Costa Rica*, II (2), 42-47.
- Fernández, R. (1968). La actividad del Poás en el año 1953 y su transformación de pseudo geyser en volcán humeante. *Informe Semestral del Instituto Geográfico Nacional*, 1, 31-38.
- Gutiérrez, F. (1963). Actividad del volcán Irazú. *Informe Semestral del Instituto Geográfico Nacional*, 33-38.
- Hale, J. (1826). *Six Months Residence and Travels in Central America through the Free States of Nicaragua, and Particularly Costa Rica: giving an interesting account of that beautiful country...: with peculiar*

- advantages offered by the government to settlers, showing the most eligible place for cutting the projected canal, to unite the Atlantic and Pacific oceans.* Nueva York: Ed. J. Hale y W. Borradaile.
- Lesage, P., Mora, M. M., Alvarado, G. E., Pacheco, J. y Métaxian, J. P. (2006). Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157, 49-59.
- López, A. (1999). *Neo- and Paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbean plate and its fault reactivation potential* (Tesis de doctorado inédita). Universidad de Tübingen, Tübingen, Alemania.
- Mata, J. (1930 [reproducción de 1999]). *Monografía de Cartago*. Cartago: Imprenta El Heraldo.
- Meagher, T. F. (1859-1860). *Holidays in Costa Rica* (diciembre: 18-28, enero: 145-164 y febrero: 304-325). Harper's New Monthly Magazine. Nueva York: Harper & Brothers, Publishers.
- Melson, W. G. y Sáenz, R. (1968). The 1968 Eruption of Volcán Arenal, Costa Rica: Preliminary summary of field and laboratory studies. *Smithsonian Center for Short-lived Phenomena. Report*, 7, p. 35.
- Montero, W. (1994). Neotectonic and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. En H. Seyfried y W. Hellman (eds.): *Geology of an Evolving Island Arc. The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica, and Western Panama. Profil* 7, 125-141.
- Mora, R. (2010). *Peligrosidad volcánica del Poás (Costa Rica), basado en las principales erupciones históricas de 1834, 1910 y 1953-1955* (Tesis de maestría inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientations –principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J. y Zemsky, R. (2009). Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q03014, doi:10.1029/2008GC002332
- Salvage, R.O., Avard, G., de Moor, M.J., Pacheco, J.F., Brenes, J., Cascante, M., Muller, C. y Martinez, M. (2018). Renewed Explosive Phreatomagmatic Activity at Poás Volcano, Costa Rica in April 2017. *Frontiers in Earth Science*, 6, 160, doi: 10.3389/feart.2018.00160
- Sapper, K. (1901). Die südlichsten Vulkane Mittel-Amerikas. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, 53, 24-51.
- Sapper, K. (1926). Die vulkanische tätigkeit in Mittel-Amerika im 20. Jahrhundert. II. Teil. *Zeitschrift für Vulkanologie*, IX (5), 231-270.
- Schaufelberger, P. (1931). *Apuntes de Geología 4*. San José: Alsina, Librería y Litografía Universal.
- Schaufelberger, P. y Jiménez, E. (1933). *Apuntes de Geología 7. Algunas nociones sobre*

- Terremotos y Temblores en Costa Rica*. San José: Imprenta "La Tribuna.
- Soto, G. J. (1988). Estructuras volcano-tectónicas del Volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. *V Congreso Geol. Chileno, Actas, III* (I), 162-175. 8-12 de agosto de 1988, Santiago.
- Stephens, J. L. (1841). *Incidents of Travel in Central America, Chiapas, and Yucatan*. Nueva York: Harper & Brothers, Arthur Hall, Virtue and Co.
- Tristán, J. F. (1923). The activity of volcano Irazú in Costarica. *Zeitschr. Vulkanologie*, 7(2), 93-113.
- Tristán, J. F. y Fernández, R. (1917). Informe presentado al Sr. Ministro de Instrucción Pública sobre la actividad del volcán Irazú. *Colegio Superior de Señoritas, Serie A*(1), 1-14; San José.
- Tristán, J. F. y Fernández, R. (1921). La actividad del Volcán Irazú. *Colegio Superior de Señoritas, Serie A*(7), 1-18.
- Trollope, A. (1859). *The West Indies and the Spanish Main*. Londres: Chapman and Hall.
- Valade, S., Donnadieu, F., Lesage, P., Mora, M. M., Harris, A. y Alvarado, G. E. (2012). Explosion mechanisms at Arenal volcano, Costa Rica: An interpretation from integration of seismic and Doppler radar data. *Journal of Geophysical Research*, 117, B01309, doi: 10.1029/2011JB008623
- Van Der Bilt, H., Paniagua, S y Ávila, G. (1976). Informe sobre la actividad del Volcán Arenal iniciada el 17 de julio, 1975. *Revista Geofísica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia*, 5, 295-298.
- Vargas, J. M. (1967a). Belleza y Amenaza del volcán Irazú. *Efemérides Costarricenses*, 1(3), 1-17.
- Vargas, J. M. (1976b). Aspectos de la Actividad Volcánica de Costa Rica en los últimos tiempos. *Efemérides Costarricenses*, 1(3), 18-25.
- Wilhelms, D. E. (1987). The geologic history of the Moon. U.S. Geological Survey *Professional Paper*, 1348.
- Zobin, V. M., 1979. Source Dynamics of Volcanic Earthquakes (en ruso). Moscú: Nauka.



