

Tefrocronología y frecuencia eruptiva en el holoceno superior del volcán Irazú, Costa Rica

Daniela Campos-Durán¹, Guillermo E. Alvarado², Joan Martí³

¹ Escuela de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional de Costa Rica, Heredia, Costa Rica. ² Área de Amenaza y Auscultación Sísmica y volcánica, Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), San José, Costa Rica. ³ Geociencias Barcelona, CSIC, Barcelona, España.

Palabras clave: Volcán Irazú, datación radiométrica, amenaza volcánica.

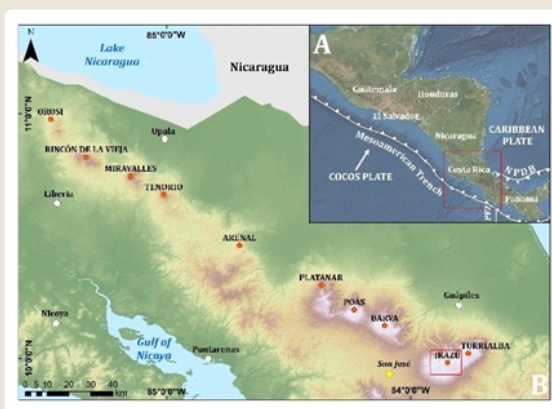
El volcán Irazú, es un escudo andesítico, localizado en Costa Rica (América Central), cubre un área de aproximadamente 700 km², con un volumen total de 359 km³. Presenta un amplio complejo central de cumbres con varios cráteres, siendo el cráter principal el que actualmente está ocupado por un pequeño lago y tiene además varios conos satélites alrededor de sus laderas principales, y varias cicatrices de derrumbes (Alvarado, 2021). Se formó como resultado de la subducción de la placa de Cocos bajo la microplaca de Panamá (Fig. 1). La profundidad de la placa de Cocos subductada bajo la microplaca de Panamá, a la altura del Irazú, parece ser de unos 110 km por debajo del volcán (Lücke y Arroyo, 2015). El Moho ha sido delimitado sísmicamente entre una profundidad de 35 y 45 km. (Dzierma et al., 2010; Lücke, 2012; Hayes et al., 2013).

Diversas investigaciones han aportado información valiosa sobre su geología, geoquímica, petrología, estratigrafía, geocronología, tefroestratigrafía, química, aguas termales y fumarolas (Alvarado, 1993; Alvarado et al., 2006; Alvarado y Gans, 2012; Carr et al., 2007; Clark, 1993; Clark et al., 2006; Krushensky, 1972; Rouwet et al., 2021; Ruiz et al., 2010; Ulloa et al., 2018). Sin embargo, para el estudio de los depósitos de tefra, la única investigación que aportó información sobre su tefroestratigrafía a distancias intermedias, en secciones orientadas al

WSW hacia la ciudad de San José o hacia el NE, y que abarcan los últimos 2600 años, fue la tesis de maestría de Clark (1993) y su posterior publicación (Clark et al., 2006).

En tiempos históricos Irazú ha registrado al menos ocho episodios eruptivos (1723-1724, 1917-1921, 1924, 1928, 1930, 1933, 1939-1940 y 1963-1965) (Tristán, 1924; Sapper, 1902, 1913, 1925; Schaufelberger y Jiménez, 1933; Murata et al., 1966) todos ellos asociados a depósitos de caída de tefra. Sin embargo, sólo cuatro de estos eventos se conservan en el registro estratigráfico (Alvarado, 1993). Respecto a este último episodio eruptivo, se registraron daños económicos, y pérdidas (principalmente en la agricultura y ganadería) en la Gran Área Metropolitana (GAM) del país (Abarca y Alvarado, 2017). Esta región corresponde a la zona económica e industrial central de Costa Rica, que, junto con el potencial eruptivo del Irazú, conforman el escenario de riesgo.

Recientemente, Freitas Guimarães et al. (2021) propusieron un Ranking de Riesgo Volcánico (VRR) para 123 volcanes de América Latina, utilizando cuatro variables (peligro, exposición, vulnerabilidad y



► Fig. 1 - A) Marco geodinámico de Costa Rica. NPDB: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, PFZ: Zona de Fractura de Panamá. B) Ubicación del volcán Irazú en la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica y posición de la ciudad de San José (SO).

resiliencia). El volcán Irazú (VRR en la posición 33) es considerado uno de los más peligrosos (puesto 4) debido a su actividad reciente (1963-1965); sin embargo, en términos de resiliencia, ocupa la sexta posición en la región debido a las políticas de gestión del riesgo implementadas por el país en las últimas décadas.

Con el fin de definir el marco geológico para futuros análisis de peligros y riesgos, este trabajo proporciona una reconstrucción detallada de la tefrocronología del volcán Irazú para el Holoceno superior, basada en nuevos datos volcano-estratigráficos (distribuciones de espesor y características de los depósitos) y nuevos datos radiométricos (método del C14), siendo estos la base para establecer la periodicidad eruptiva del Irazú durante el Holoceno superior, su estilo eruptivo y su potencial futuro.

De acuerdo con lo anterior, se obtuvieron, mediante el método de datación C14, un total de 11 nuevas edades para tefras más jóvenes de 2 ka. Estas, junto con las obtenidas por Clark (1993) y Clark et al. (2006) proporcionan un total de 17 edades radiométricas para las tefras del Irazú para los últimos 2600 años en su zona media (Fig. 2).

Basándose en su reconocimiento de campo y en las edades radiométricas, Clark (1993) propuso 19 unidades tefroestratigráficas para los últimos 2600 años en el volcán Irazú, denominadas de la letra Aa la S,

siendo P la más antigua y A la más reciente en el flanco SO, y Q la más reciente y S la más antigua en el flanco NE. Además, Alvarado (1993) y Alvarado et al. (2006) propusieron cuatro unidades de depósitos de caída (González, Dóndoli, Tristán y Alfaro) estudiadas en la zona de los cráteres Principal y Diego de La Haya (Fig. 2 para su localización). Las nuevas edades de C14 y las secciones estratigráficas proporcionan una estratigrafía volcánica mucho más completa para este periodo, redefiniendo algunas de las unidades de tefra anteriores e identificando un total de 31 nuevas.

Entre las Unidades redefinidas, por ejemplo, se destaca la Unidad J, donde el paleosuelo que recubre el depósito aglutinado en la cima del Irazú (sección estratigráfica 21-05) (Figs. 2 y 3) proporcionó una edad de 1850 ± 30 años A.P. (120-248 D.C.). Por correlación cronoestratigráfica, el evento explosivo cercano a esta



► Fig. 2 – Ubicación de las columnas estratigráficas anteriores (Clark, 1993) y nuevas en la cumbre y los flancos SO y NE del volcán Irazú.



► Fig. 3 – (A-B). Paleosuelo datado en 1850 ± 30 A.P. en el afloramiento aglutinado de la cima del Irazú (sección 21-05). La edad estimada de esta Unidad (J o Tristán) es de ~ 200 A.D. En algunos sectores hay escoria de la erupción de 1723. C-D). Aglutinado (nivel de bombas soldadas), que aflora en todo el sector de Las Torres en la cima occidental del Irazú. E) En la parte superior del aglutinado suele haber estrías, posiblemente por erosión eólica.

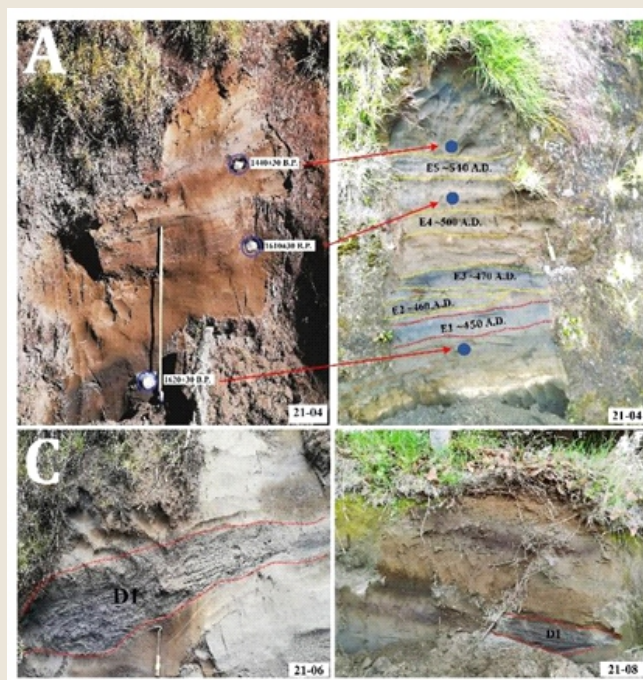
edad podría corresponder a la unidad J, definida por Clark (1993) como un depósito de cenizas finas, a veces gruesas, con estratificación discontinua y espesores entre 25 y 29 cm y a la unidad Tristán propuesta por Alvarado et al. (2006) como un aglutinado fácilmente reconocible al sur del cráter Principal (11 m de espesor). Por lo tanto, la unidad J podría ser el equivalente distal del aglutinado (unidad Tristán), al que se le asignó una edad de ~200 años A.D. El espesor del aglutinado puede indicar que la fuente estaba cerca del cráter Principal.

Otra unidad extendida a cuatro fases explosivas corresponde a la Unidad D propuesta por Clark (1993). El nivel inferior (D1) se superpone a un paleosuelo datado en 1300 ± 30 años a.C. (edad calibrada 740-773 d.C.) y corresponde a un depósito estratificado rico en lapilli y fragmentos juveniles de ceniza gris gruesa; su espesor varía entre 8 y 55 cm. Presenta un adelgazamiento lateral, una superficie superior erosionada con estructuras de relleno y niveles oxidados hacia la parte superior. Su color gris brillante, estratificación y presencia de laminación interna paralela y cruzada y ausencia de cohesión, la asemejan a los depósitos de 1963-1965, aunque es notoriamente más gruesa, característica distintiva para reconocerla en el campo, como se observa en las secciones estratigráficas (21-03, 21-06, 21-07, 21-08) (Fig. 2 y 4). Subyacente a esta unidad, Clark (1993) da una edad de 1325 ± 35 años B.P. (sección Clark 91-01), similar a la nuestra. Por tanto, se podría aseverar que ambas edades están asociadas a la unidad D1. Estas edades calibradas proporcionan edades máximas entre 740-773 d.C. y 657-687 d.C., respectivamente. Por lo tanto, el año 700 d.C. sería el más apropiado para este evento explosivo relevante (D1).

Además, la unidad E, definida por Clark (1993), corresponde (según los datos de campo y la correlación estratigráfica) a por lo menos cinco erupciones de diferente magnitud, separadas por paleosuelos delgados (sección estratigráfica 21-04) (Figs. 2 y 4). Por ello, la hemos subdividido en cinco unidades (E1 a E5) (Fig. 5).

Clark (1993) fechó un fragmento de madera cerca de finca Retes (sección estratigráfica 91-54) (Fig. 2) en el paleosuelo inferior en la Unidad E1 en 1600 ± 180 años A.P. (edad calibrada 321- 611 A.D.). En esta

investigación se fechó un paleosuelo bajo E1 en 1620 ± 30 años A.P. (edad calibrada 415-533 A.D.) cerca de la finca de Cabeza de Vaca (sección estratigráfica 21-04) (Figs. 2 y 4). Geocronológicamente, estas edades son indistinguibles y están dentro del rango de edad dado por Clark, indicando que estos eventos probablemente se originaron dentro de un siglo. Eventos eruptivos como este son muy similares a lo que ocurrió con el Irazú en el siglo XX cuando el volcán estaba muy activo. La unidad E (de E1 a E5) tiene entre sus 5 fases edades seleccionadas entre ~450 d.C. y ~540 d.C., es decir, aproximadamente 90 años de actividad relativamente sostenida en el tiempo.



► Fig. 4 – Las unidades E y D representan uno de los eventos explosivos más importantes del Irazú en los últimos miles de años debido a su espesor y distribución espacial. A-B) Desde E1 hasta E5 (sección 21-04), se reconocen al menos cinco eventos explosivos separados por paleosuelos delgados. Esta Unidad (E1 hasta E5) está restringida por dos edades relativamente cercanas, 1620 ± 30 y 1440 ± 30 años B.P. C-D) La Unidad D1 (informalmente llamada la capa brillante en el campo, debido a su frescura) se reconoce por parecerse en color, textura y tamaño de grano a las capas de ceniza gris de la erupción de 1963-1965 y se observa fácilmente en las secciones 21-06, 21-07 y 21-08. (Véase la Fig. 2 para su localización).

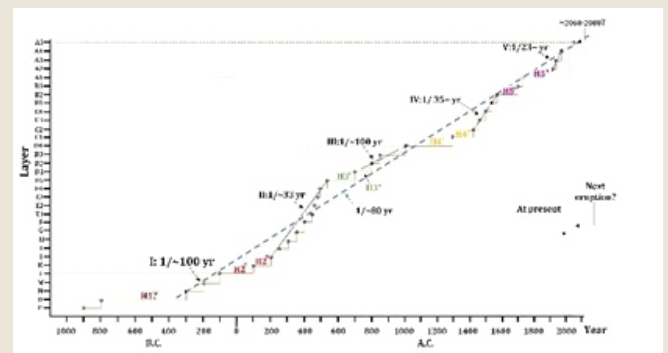
A 4 km al suroeste del cráter principal, Clark (1993) describe una capa de 15 a 25 cm de espesor de fragmentos, seguida de una capa de 6 a 8 cm de espesor formada por fragmentos vesiculares de lapilli (0,2 a 3 cm de diámetro), superpuesta por una capa de ceniza de grano medio, con espesores que van de 9 a 14 cm. A 6 km del cráter principal, la capa rica en lapilli se convierte en ceniza gruesa y luego en ceniza fina recubierta por un suelo rico en cenizas. El suelo subyacente tiene espesores variables entre 4 y 76 cm, lo que indica un período prolongado de inactividad (¿décadas a un siglo o más?), o al menos de algunas erupciones sin importancia. Este paleosuelo fue datado en 315 ± 20 años antes de Cristo (Clark et al., 2006), cuya edad calibrada es de 1521-1577 d.C. El paleosuelo suprayacente tiene espesores entre 7 y 67 cm (promedio de 25 cm), lo que indica un período sin erupciones importantes durante varias décadas. También se dató un paleosuelo sobre una capa de escoria (≥ 1 m de espesor) asociado al cono de La Laguna (columna estratigráfica 21-01) (Fig. 2). La edad radiocarbónica proporcionada fue de 330 ± 30 años A.P. (1549-1598 A.D.), que es muy cercana a la citada por Clark (1993) 315 ± 20 años A.P. (1521-1577 A.D.).

Sobre este paleosuelo hay niveles de depósito rico en fragmentos de lapilli alterados hidrotermalmente y cenizas laminadas con óxidos de hierro. A un paleosuelo (de 10 cm de espesor) le siguen ~ 16 cm de cenizas que podrían corresponder a la erupción de 1723-1724. Aquí, dos niveles explosivos están muy próximos entre sí (B1 y B2), separados por paleosuelos poco desarrollados. El inferior es un depósito estromboliano (B1: ~ 1540 d.C.) compuesto por escoria de lapilli y el superior tiene un carácter más freatomagmático al estar formado por fragmentos juveniles de tamaño lapilli y ceniza, con abundantes fragmentos líticos de los mismos tamaños y de diferentes litologías (B2: ~ 1561 d.C.). Además, cerca de la cima del Irazú, hay capas estratificadas de ceniza y escoria de lapilli (55-100 cm de espesor) subyacentes a capas freáticas y freatomagmáticas, quizás contemporáneas al cono de La Laguna. Además, se identificó un flujo de lava (3 km de longitud) al N del cono de La Laguna, que podría ser contemporáneo con la formación de este cono y por lo tanto sería uno de los flujos de lava más recientes en Irazú.

En resumen, los nuevos datos volcano-estratigráficos y radiométricos aportados por esta investigación permiten afinar la cronoestratigrafía reciente del volcán Irazú, identificando nuevos depósitos explosivos y precisando la edad relativa de otros. Esta información es crucial para establecer la recurrencia y el estilo eruptivos de estos eventos pasados, y para inferir cómo y cuándo podría entrar en erupción el volcán en un futuro próximo.

La tefroestratigrafía del volcán Irazú presentada en este estudio revela que no ha mostrado una frecuencia eruptiva uniforme en su período más reciente. Por lo tanto, la evaluación de futuras erupciones deberá basarse en la extrapolación del comportamiento pasado, para lo cual se asignará un peso más significativo a los últimos 2,6 ka de actividad. En este contexto, el registro de datación presentado en esta investigación mejora sustancialmente esta evaluación porque constituye una base esencial para estimar el periodo de recurrencia y los ciclos de los eventos eruptivos.

Nuestra investigación ha determinado que en los últimos 2,6 ka Irazú registró con certeza 31 eventos eruptivos que se conservan en la estratigrafía o en los datos históricos, sin embargo, no descartamos eventos eruptivos pequeños como los de 1924, 1928, 1930 y 1939, que no se conservaron en la estratigrafía. Por lo



► Fig. 5 – Frecuencia eruptiva de las principales unidades dadas en la literatura y los nuevos datos aportados en el presente estudio. La frecuencia eruptiva ha sido mayor en los últimos 2 ka debido a un mejor muestreo cronoestratigráfico. También se distinguen algunos hiatos.

tanto, podemos afirmar que se ha registrado al menos una media de una erupción aproximadamente cada 80 años. Sin embargo, los nuevos datos nos permiten identificar algunas fases y hiatos importantes en los que no se ha registrado actividad (Fig. 5).

Otro aspecto que puede estimarse, al menos de forma semicuantitativa, a partir de los datos aquí presentados es el tamaño de las erupciones. Utilizando el VEI (Newhall & Self, 1982) para comparar el tamaño de las erupciones en Irazú, Clark et al. (2006) sugirieron que

entre 4 y 5 erupciones de magnitud moderada a baja ($VEI \leq 2$) ocurren cada siglo, y al menos una erupción mayor ($VEI = 3$) ocurre cada 200 a 400 años en promedio. Sin embargo, Alvarado et al. (2006) señalaron que al menos una erupción $VEI=3$ ocurre cada 185 años. Nuestros resultados están en línea con lo propuesto por estos últimos autores ya que, para los últimos 3 ka, identificamos 15 eventos con $VEI \leq 3$, es decir, un evento cada 200 años en promedio. Además, determinamos 16 erupciones con $VEI \leq 2$ (en promedio un evento cada 170 años).

REFERENCIAS

- ▶ Alvarado, G. (2000). Los volcanes de Costa Rica: su geología, historia y riqueza natural [2.a ed.]. San José, Costa Rica: EUNED.
- ▶ Alvarado, G. E., Carr, M. J., Turrin, B. D., Swiher, C., Schmincke, H.-U., Hudnut, K. W. (2006). Recent volcanic history of Irazú volcano, Costa Rica: alternation and mixing of two magma batches, implying at least two intracrustal chambers. En Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, J. W., Patino, L. C., Vallance, J. W. (Eds.), *Volcanic Hazards in Central America* (Geol. Soc. Amer., Sp. Paper, 412, 259-276). Boulder: Geol. Soc. Amer. Inc. [https://doi.org/10.1130/2006.2412\(14\)](https://doi.org/10.1130/2006.2412(14))
- ▶ Alvarado, G. E. (2021). *Costa Rica y sus volcanes*. San José, Costa Rica: EUCR, EUNA, ETCR.
- ▶ Clark, S. K. (1993). The recent eruptive history of Irazú volcano, Costa Rica: A study of the tephra deposits of the last 2500 years with geochemical and isotopic analysis of the 1963-1965 eruption. (Ms.C. Thesis). Univ. Iowa.
- ▶ Clark, S. K., Reagan, M. K., Trimble, D. A. (2006). Tephra deposits for the past 2600 years from Irazú Volcano, Costa Rica. En Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, L. C., Patino, L. C. y Vallance, J. W. (Eds.), *Volcanic Hazards in Central America* (Geol. Soc. Amer., Sp. Paper: 412, 225-234). Boulder: Geol. Soc. Amer. Inc. [https://doi.org/10.1130/2006.2412\(12\)](https://doi.org/10.1130/2006.2412(12))
- ▶ Guimarães, LF, Nieto-Torres, A., Bonadonna, C., Frischknecht, C. (2021). A New Inclusive Volcanic Risk Ranking, Part 2: Application to Latin America. *Frontiers in Earth Science*, 9, 1-24. doi: 10.3389/feart.2021.757742
- ▶ Lücke, O. H., Arroyo, I. G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zoned from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth*, 6, 1169-1183.
- ▶ Murata, K. J., Dóndoli, C., Sáenz, R. (1966). The 1963-65 eruption of Irazú Volcano, Costa Rica. *Bull Volcanol.*, 29, 765-793.
- ▶ Newhall, C.G., Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research.*, 87, 1231-1238.
<https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>.
- ▶ Rouwet, D., Mora-Amador, R., Ramírez, C., González, G., Baldoni, E., Pecoraino, G., Inguaggiato, S., Capaccioni, B., Lucchi, F., Tranne, C. A. (2021). Response of a hydrothermal system to escalating phreatic unrest: the case of Turrialba and Irazú in Costa Rica (2007-2012). *Earth, Planets and Space*, 73:142, <https://doi.org/10.1186/s40623-021-0147-8>
- ▶ Tristán, J. F. (1924). Dos Documentos Históricos. I. Reproducción del Documento original de don Diego de la Haya Fernández, sobre la erupción del Irazú den el año 1723. *Liceo de Costa Rica*, (11), 1-31, San José.