

DESLIZAMIENTOS HISTÓRICOS IMPORTANTES EN EL VOLCÁN BARVA (COSTA RICA) Y SU TRANSFORMACIÓN EN FLUJOS DE ESCOMBROS VOLCÁNICOS

IMPORTANT HISTORICAL LANDSLIDES IN BARVA VOLCANO (COSTA RICA) AND ITS TRANSFORMATION IN DEBRIS FLOWS

Mónica Salazar¹, Guillermo E. Alvarado², Julio Madrigal² y Yehudi Monestel³

¹Universidad de Costa Rica, Escuela Centroamericana de Geología,
San José, Costa Rica

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

³Periodista y miembro Honoris causa del Colegio de Geólogos de Costa Rica.

*Autora para contacto: monica.salazarleiva@ucr.ac.cr

(Recibido: 26/3/2019; aceptado: 10/9/2019)

RESUMEN: Se realizó un análisis histórico de los principales deslizamientos grandes que han ocurrido en las faldas del volcán Barva, los cuales se han transformado en flujos de escombros volcánicos (lahares no eruptivos). El primer registro se asocia con el terremoto acaecido el 15 de febrero de 1772, el cual produjo grandes movimientos en masa desde las partes altas del Barva, en las nacientes del río Itiquís, que llegaron cerca de Alajuela bajo la forma de flujos de escombros volcánicos (lahar cosísmico). Hacia el NE del cono Danta, se asocian dos deslizamientos que ocurrieron en el mismo sector. Uno entre los años 1963 y 1964 en las nacientes del río General que originó un pequeño lago por represamiento y tuvo un volumen mínimo de 0,02 km³. El otro ocurrió en el 2006, en donde se deslizó una masa de aproximadamente 0,05 km³, que alcanzó una velocidad estimada en unos 37 m/s (133 km/h), hasta transformarse en un flujo de escombros que viajó más de 20 km aguas abajo. Estos deslizamientos en las cabeceras del río General ocurrieron en una zona de pendientes muy fuertes con profusa alteración hidrotermal, y la presencia de fumarolas y aguas termales, sobre la cual sobreyacen paquetes de coladas de lava y rocas piroclásticas recientes. Este y otros sectores señalados en el trabajo son propensos a deslizamientos similares en el futuro y su transformación en flujos de escombros volcánicos, que representan un peligro dado que pueden viajar hacia sectores poblados muchos kilómetros aguas abajo.

Palabras clave: Flujos de escombros volcánicos, deslizamientos, fumarolas, fuentes termales, río General, volcán Barva.

ABSTRACT: A historical analysis was carried out on the main large landslides that have occurred in the foothills of the Barva volcano, which have been transformed into volcanic debris (non-eruptive lahars). The first record is associated with the earthquake that occurred on February 15, 1772 that produced large mass movements from the upper parts of Barva, in the headwaters of the Itiquís river, which arrived near Alajuela as a cosismic debris flow. Towards the NE of the Danta cone, two landslides occurred in the same sector, one between the years 1963 and 1964 in the headwaters of the General river that created a lake by damming the river; it had a minimum volume of 0.02 km^3 . The other occurred in 2006, where a mass of approximately 0.05 km^3 slid and reached an estimated speed of about 37 m/s (133 km/h), until it was transformed into a debris flow that traveled more than 20 km downstream. These landslides in the headwaters of the General river occurred in an area of very strong slopes with profuse hydrothermal alteration and the presence fumaroles and hot springs, on which lie lava flow fields and recent pyroclastic rocks. This and other sectors indicated at work are prone to similar landslides in the future and their transformation into debris flows, which pose a danger because they can travel to populated areas many kilometers downstream.

Keywords: Debris flows, landslides, fumaroles, hot springs, General river, Barva volcano.

INTRODUCCIÓN

Los deslizamientos, en nuestro caso particular en los volcanes de Costa Rica, han sido tema de interés debido a que representan una amenaza para las áreas urbanas que se localizan en zonas que, debido a su morfología (fuertes pendientes), tipo de sustratos y suelos volcánicos, alta precipitación pluvial, se ven afectadas con cierta regularidad. Los movimientos en masa pueden dispararse por actividad volcánica, lluvias, terremotos o simplemente cuando se rompe el equilibrio entre las rocas y suelos. Si este material con velocidad entra en contacto con agua de un río o está muy saturado, puede generar flujos de lodos o de escombros volcánicos (también llamados lahares por ocurrir en volcanes; ver Alvarado [2010]; Murcia, Borrero, Pardo, Alvarado, Arnosio y Scolamacchia [2013]), que son altamente destructivos, debido a que descienden como materiales muy densos a velocidades altas. En Costa Rica se han reportado deslizamientos grandes en los volcanes activos o dormidos, a los que se les asocia flujos de lodo, como por ejemplo en los volcanes Miravalles (Alvarado, Fallas, Vargas, Vega, Bakkar y Barrantes, 2017), macizo de Palmira-Platanar (Alvarado, Morales, Montero, Climent y Rojas, 1988), Poás (Méndez et al., 2009; Alvarado, 2010; Ruiz et al., 2019) y en el Irazú (Alvarado y Schmincke, 1994; Peraldo y Rojas,

2000; Alvarado, Mora y Ulloa, 2013; Fallas, Prado, Mora, Ruiz, Alfaro y Soto, 2018).

Sin embargo, llama la atención que en el caso del volcán Barva no existan estudios, documentos o referencias escritas sobre deslizamientos y flujos importantes en los últimos 300 años. Tan solo se conoce la tímida referencia del lahar en la nacimiento del río Itiquís en 1772 (Peraldo y Montero, 1994). No obstante que el Barva se encuentra muy cerca de las ciudades vallecentras principales de Costa Rica, es uno de los menos visitados por geólogos y otros científicos de la tierra, por lo que estudios e informes geológicos en torno a él resultan mínimos comparados con lo profuso de los escritos en torno a los volcanes Poás, Irazú y Turrialba, que también se encuentran en la zona central del país.

Resulta claro que los deslizamientos y los flujos de escombros volcánicos (lahares) en los volcanes son eventos que no siempre se asocian a la acción eruptiva (estos llamados lahares eruptivos, ya sean sin o posteruptivos), sino que pueden ser disparados por otros factores externos (lahares no eruptivos o simplemente flujos de escombros volcánicos). La altura a la que se producen juega un papel importante, pues le aporta un componente cinético, que, junto con el tipo de material, agua subterránea y superficial y eventos sísmicos, puede disparar un movimiento en masa de área y volumen considerable, que desciende usualmente a través de los cañones de los ríos y pueden

provocar daños considerables a las poblaciones que se ubican en la parte media y distal del volcán (Alvarado, 2010; Murcia et al., 2013).

El objetivo de este trabajo es recopilar, describir y analizar algunos deslizamientos históricos importantes que han ocurrido en el macizo del Barva (volcán dormido en tiempo histórico) y que no han sido todavía descritos en la literatura, con el fin de dejar constancia de su ocurrencia. Dicha información puede ser muy útil en el futuro, tanto para los funcionarios de los parques nacionales volcán Barva y Braulio Carrillo, como para la información sobre el riesgo aguas abajo, fuera de los límites de los parques citados. Las condiciones geomorfológicas indican que estos eventos fueron comunes en el pasado reciente (Holoceno) y que, por lo tanto, se van a repetir en un futuro cercano.

BREVE CONTEXTO VOLCÁNICO

El macizo volcánico del Barva (2906 m s.n.m) forma parte de la cordillera volcánica Central y se ubica en la provincia de Heredia, aproximadamente 23 km al norte de San José. Se le considera como el volcán más grande de América Central; es de tipo escudo andesítico y posee una decena de focos eruptivos en la cima, de los cuales al menos dos de ellos poseen un lago: el cráter Barva (2840 m s.m) y el cráter Danta (2580 m s.n.m), con una distancia de 2,3 km entre ambas cimas. Se conocen también varios conos secundarios asociados, como el Cerro Guararí (2600 m s.n.m) y Monte de la Cruz (1862 m s.n.m) ubicados al SW y S del cráter Barva, respectivamente (Alvarado, 2000).

El volcán se ubica en dos zonas de vida según la clasificación de Holdridge: Bosque Pluvial Montano, con una precipitación anual promedio de 2000-4000 mm al año y Bosque Pluvial Montano Bajo con precipitaciones de 4000-8000 mm al año, convirtiéndose así en un área que se ve influenciada fuertemente por las lluvias (Bolaños y Watson, 1993).

Geomorfológicamente, el área de estudio se compone de formas de origen volcánico y denudacional (Obando, 2004). Las formas de origen

volcánico se asocian con los conos principales y secundarios que poseen un grado de disección moderado, además de poseer un patrón de drenaje radial en sus cimas (Abarca et al, 2006). Las formas de origen denudacional se clasifican en:

a) Laderas de topografía abrupta y alto grado de disección, las cuales se asocian con los sectores NE y SE del macizo; poseen pendientes fuertes (35° a 55°) relacionadas con las antiguas calderas de colapso sectorial (calderas de avalancha) y de subsidencia. Los ríos que drenan esta zona son Patria, Nuevo y General, con un patrón de drenaje radial cerca de los focos volcánicos y dendrítico a medida que se alejan.

b) Laderas de topografía suave y mediano grado de disección, ubicadas en el sector SW del Barva; con pendientes medias de (0° a 30°) y caracterizado por el drenaje de los ríos Tambor, Ciruelas e Itiquís, que tienen un patrón paralelo y poseen cañones más profundos hacia la cima del volcán.

c) Laderas de topografía suave y bajo grado de disección, que se asocian con el sector NW; presentan pendiente baja (0° a 10°) y están drenadas por los ríos Poás y Sarapiquí con un patrón de drenaje dendrítico subparalelo.

Con respecto a la historia geológica sucinta del volcán Barva, esta se puede resumir en la existencia de un proto-Barva (≥ 800 ka) enterrado con tan solo afloramientos aislados o no mapeados en toda su extensión, un paleo-Barva (758-322 ka) conformado por los productos efusivos y explosivos, incluyendo ignimbritas, con un profundo grado de erosión fluvial y gravitacional, localmente con fuerte alteración hidrotermal en la parte proximal a los antiguos focos eruptivos y, finalmente, el neo-Barva (≤ 322 ka) que se desarrolló sobre ambos, con morfologías juveniles y conformado por productos efusivos (campos de lavas y conos volcánicos menores) y explosivos (depósitos plinianos hasta estrombolianos) subrecientes y recientes de distribución más limitada, hacia los focos eruptivos cuspidales y satelitales (Protti, 1986; Brenes, 2003; Abarca et al, 2006; Arredondo y Soto, 2006; Pérez, Alvarado y Gans, 2006; Alvarado y Gans, 2012).

METODOLOGÍA

Como parte del proceso de investigación, se realizó la consulta a diferentes fuentes bibliográficas (libros, artículos de revistas, mapas y catálogos) con el fin de unificar información sobre los diferentes deslizamientos y flujos de lodo que se ubican en el área de estudio y que han quedado registrados a lo largo del tiempo.

Para el trazado de los diferentes mapas aquí presentados, se utilizaron modelos de elevación digital (MED) elaborados a partir de las curvas 1:50 000 y 1:25 000 del Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT) con el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Las fotografías aéreas de archivo (ortofotos, escala 1:5000) utilizadas fueron tomadas entre los años 2005-2007 y pertenecen al Instituto Geográfico Nacional.

Se usaron, además, imágenes satelitales de *Google Earth* y fotografías inéditas de bajo ángulo de un sobrevuelo por parte de dos de los coautores del presente trabajo (JM y GEA) en el deslizamiento al NE del cráter Barva, realizado por la Comisión Nacional Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) durante diciembre del 2006.

Con el propósito de presentar cálculos aproximados de área y volumen de los deslizamientos de 1963-1964 y 2006, se utilizó la siguiente relación matemática de Varnes (1978):

$$Volumen = (L.máx)(A.máx)(P)\left(\frac{\pi}{6}\right)$$

Donde:

$$\pi = 3,14$$

L. máx = largo máximo del deslizamiento

A. máx = ancho máximo del deslizamiento

P = profundidad promedio del deslizamiento.

DESLIZAMIENTOS HISTÓRICOS RELEVANTES

Lahar en la cuenca del río Itiquís (1772)

En la literatura, se encuentra únicamente una mención sobre este evento y es asociada al médico y naturalista alemán, Alexander von Frantzius, quien en 1861 describe (Frantzius, 1861):

En 1770 ó [sic] 1776 creció tanto el río Itiquís, el cual tiene sus fuentes en el lado este del volcán y que corre cerca de Alajuela, a causa de un fuerte temblor, y arrastró consigo tan grandes masas de barro, piedras y troncos, que sobrepasó en muchas partes su nivel y cubrió extensiones enteras con materiales, de lo cual se encuentran vestigios aún hoy día. Probablemente el volcán, que al tiempo de tales sucesos lanzó hacia el norte cenizas y barro, y lava a la laguna, formó a consecuencia de la erupción volcánica tan grandes grietas que las masas de agua hallaron de pronto su desagüe por el Itiquís, de modo que arrastraron violentamente todo consigo.

En efecto, según Peraldo y Montero (1994), el 15 de febrero de 1772 se produjo el fuerte temblor de San Bartolomé de Barva; es así, como la descripción anterior de Frantzius corresponde más bien con las consecuencias directas del terremoto y no con una erupción volcánica. Este suceso de 1772 debió de ocurrir al SW del cono Barva, en la cuenca media a alta del río Itiquís (Fig. 1). La extensión del flujo de escombros es desconocida, sin embargo, es probable que haya llegado a las actuales áreas urbanizadas. Montero et al. (2010) sugieren que el terremoto pudo tener su origen en el segmento oriental de la unión de las fallas Sabanilla y Ángel o al este de la falla de Alajuela. Debido a que la ubicación del epicentro es imprecisa por la carencia de información sobre la época, estos autores proponen un trazo de

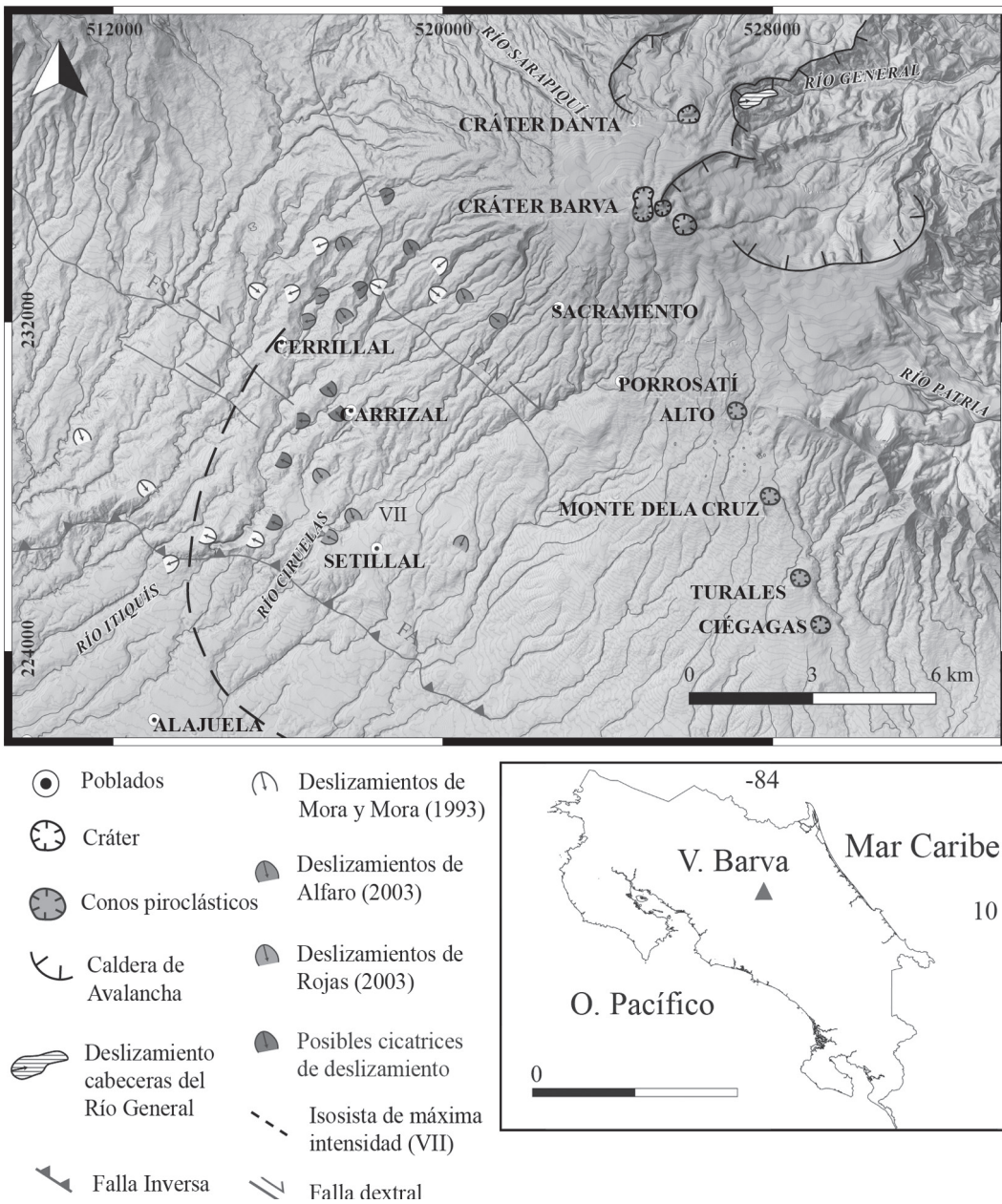


Fig. 1: Ubicación general del volcán Barva junto con las fallas Ángel (FAN), Sabanilla (FS) y Alajuela (FA) y, además, la isosista de máxima intensidad del terremoto de 1772 propuesta por Montero et al. (2010), que generó deslizamientos y un lahar a lo largo del río Itiquis. Se ubican los deslizamientos descritos por Mora y Mora (1993), Alfaro (2003) y Rojas (2003).

isosista de intensidad máxima Mercalli Modificada de VII grados (Fig. 1). Con toda probabilidad, el terremoto disparó deslizamientos en las cabeceras del río Itiquís, que se transformaron en flujos de escombros volcánicos o lahares no eruptivos.

El estudio de las fotografías aéreas tomadas entre 2005 y 2007 del IGN e imágenes satelitales de *Google Earth*, permiten identificar una serie de cicatrices antiguas, asociadas a deslizamientos o movimientos en masa considerables y ubicadas a lo largo de la cuenca media y alta del río, que se podrían asociar con dicho terremoto y que también, por su ubicación, es muy cercana a varios deslizamientos propuestos por Mora y Mora (1993), quienes los asocian con el terremoto de Fraijanes ocurrido en 1888, pero que pudieron haberse generado también, en el terremoto de 1772 (Fig. 1); también Alfaro (2003) y Rojas (2003) identifican algunos deslizamientos en la zona.

Basado en la distribución de la isosista de intensidad máxima del sismo de 1772, redibujada en la Fig. 1, en la distribución preliminar de los deslizamientos y el trazo de las fallas, lo más probable es que el epicentro se ubicara en las cabeceras del río Itiquís relacionado con la falla Ángel, la misma que fue responsable del terremoto de Cinchona en el año 2009. Las características geomorfológicas y climatológicas de la zona favorecen al desarrollo de deslizamientos y flujos a lo largo de los ríos de la zona; poblados como Porrosatí, Carrizal, Cerrillal y Setillal son algunos de los centros urbanos que resultarían afectados en un eventual suceso de esta naturaleza. Brenes (2003) y Abarca et al. (2006) caracterizan el flanco SW del volcán Barva y le asocian el peligro medio por lahares o flujos de lodo, causados por actividad eruptiva o eventos sísmicos.

Deslizamiento en la cuenca alta del río General (1963 o 1964)

En el año 1964, el periodista y coautor del presente trabajo, Yehudi Monestel Arce, junto a miembros del “Club de Montañeros de Costa Rica”, recorrieron el flanco E y NE del Barva, en donde se describe lo siguiente (Monestel, 1980):

El lugar puede localizarse a unos 8 kms. norte a partir de la laguna cratérica del Barva, formando parte de una serie de edificios volcánicos del mismo macizo, que se abren entre el Cerro Danta (con laguna cratérica), las protuberancias del Gongolona y las llamadas “pequeñas” Marias. Se trata de una depresión en la falda norreste del Camaquire que se abre en forma semi-circular y por su morfología podría especularse se trata de un cráter antiguo, abierto hacia el este y muy alterado por la erosión. Existe en la parte sur de esta depresión, una serie de fumarolas que podrían entenderse como “actividad residual” de pasados periodos eruptivos, que en 1964 estaban casi en comunión con una laguneta (75 mts. de largo – 15 de ancho) evidentemente formada por represamiento, al haber ocurrido en ese año varios deslizamientos en el interior de la misma.

Es así, como se tiene una primera y única descripción de este deslizamiento, que en el presente trabajo se ubica, con base en información inédita, a 800 m al NE del cono Danta, en las nacientes del río General (237390 N/ 527485 E, hoja Barva 1:50 000, Fig. 2).

Monestel (1980) menciona la presencia de actividad fumarólica y aguas termales, con temperaturas por lo general entre 60 °C y 69 °C (Fig. 3A). En la fotografía aérea del IGN de 1964 se reconoce un deslizamiento que debió suceder a finales de 1963 o a principios de 1964 que, mediante el análisis de las fotografías, corresponde con un deslizamiento de escombros rocosos asociado directamente con el descrito hasta 1980 (Fig. 3B). Este movimiento en masa y posterior represamiento provocó la formación de un pequeño lago (Fig. 3C), así como la caída de material a los bordes de las nacientes del río.

El deslizamiento tiene una forma semi-elíptica hacia el NE, con una corona de aproximadamente 400 m de ancho, 1 km de largo y una profundidad promedio de 100 m. Por lo tanto, se estima que tuvo un área mínima de 0,44 km² y un volumen de 0,02 km³. Por las condiciones topográficas, este material tuvo que descender a través del río y probablemente convertirse en un flujo de escombros volcánico.

Deslizamiento (2006) en la cuenca alta del río General

A finales del mes de diciembre de 2006, ocurrió otro deslizamiento importante en la misma zona, que descendió a través del río General. En esta ocasión, la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE)

realizó un sobrevuelo en la misma semana del evento, por lo que se tienen evidencias fotográficas inmediatas. Con ayuda de las fotografías aéreas de archivo tomadas entre el año 2005 y 2007 del IGN, se observa que este nuevo evento conserva características similares al anterior: tiene forma semielíptica hacia el NE y la corona presenta un ancho máximo de 550 m, un largo

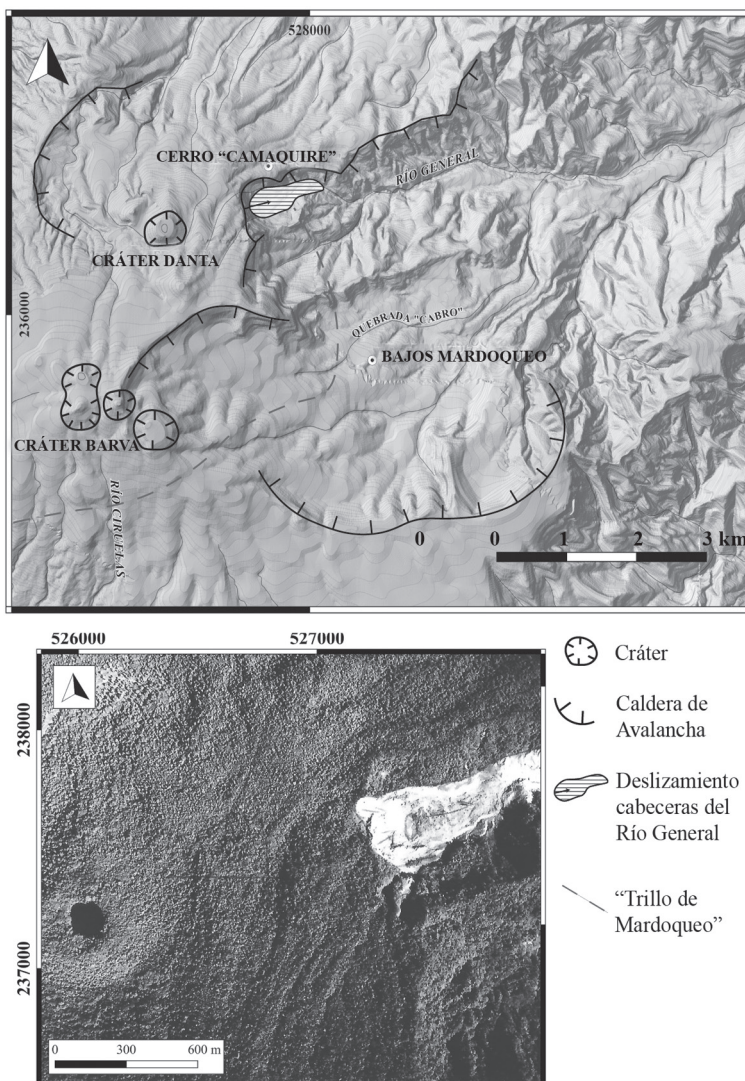


Fig. 2: Arriba: Ubicación del deslizamiento al NE del cono Danta con respecto a las estructuras del volcán Barva y el río General. Se señala el trillo utilizado por Yehudi Monestel y el grupo de montañistas en el año 1964. Abajo: Fotografía aérea del cono Danta, con su lago cratérico y al NE, la zona de deslizamientos estudiados en 1964 por el Club de Montañeros de Costa Rica, donde encontraron fumarolas y fuentes termales.

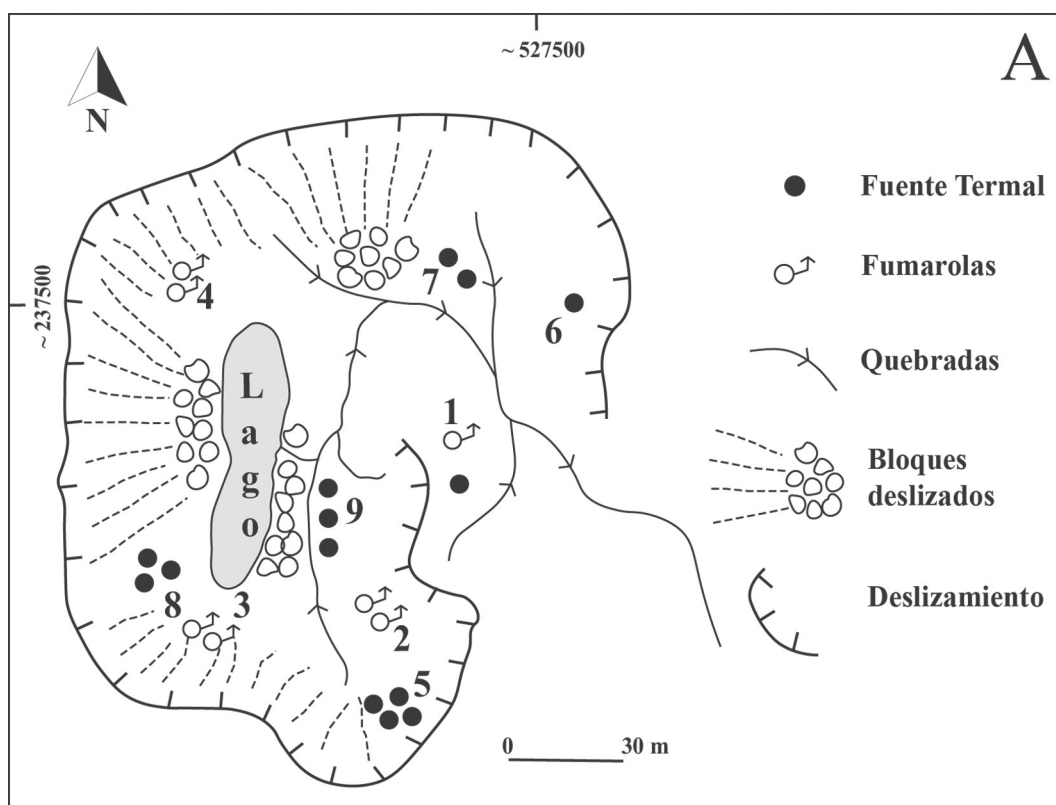


Fig. 3: (A). Esquema de deslizamiento “Camaquire” en 1966 por A. Torres. 1: 56,7 °C; 2: 60,1 °C; 3: 82,3 °C; 4: 80,7 °C; 5: 61,0 °C; 6: 58,9 °C; 7: 59,1 °C; 8: 72,0 °C; 9: 49,2 °C. (B). Mario Zaragoza (montañero) obteniendo muestras de gases en una de las fumarolas. (C). Mario Zaragoza recorriendo la zona de derrumbes, que ocasionó represamiento y la formación de un lago. Se observa una pared con bloques métricos y un lago con alto contenido de sedimentos, cortado por pequeños riachuelos. Fuente: Monestel (1980).

máximo de 1894 m y una profundidad promedio de 100 m (Fig. 4A).

En la zona de la corona, el movimiento dejó expuesto la estratigrafía reciente del volcán Barva, en donde se observa un paquete con interdigitación de capas métricas de color claro (coladas de lava) y otras de color café (rocas piroclásticas), inclinadas; asimismo, se distingue una disconformidad entre las capas hacia la base de la pared expuesta por el deslizamiento, donde se observan rocas más antiguas con tonos anaranjados producto de la alteración hidrotermal (Fig. 4B).

Todo el material removido, descendió aproximadamente 2 km aguas abajo, a través del cañón, el cual es sumamente pronunciado, removiendo material a las márgenes del río y alcanzó incluso unos 100 m de altura en ambos lados. El deslizamiento, aunque no se llegó a visitar directamente, al parecer clasifica como un deslizamiento de escombros rocosos (quizás transformación a avalancha de escombros volcánicos) que tuvo un área mínima de 1,04 km² y un volumen aproximado de 0,05 km³, y que debió tener una velocidad mínima estimada de 37 m/s o unos 133 km/h, basado en las alturas rebasadas durante su transitar (Fig. 4C). Más allá de los 2 km, el cauce se abre y el deslizamiento se transformó en un flujo de escombros volcánicos (lahar no eruptivo). El tirante hacia las márgenes del río en este punto fue mucho menor, con aproximadamente 20 m de altura en ambos lados, sin embargo, se observa como el flujo causó desestabilidad en algunas zonas. El flujo descendió por aproximadamente 20 km, hasta confluencia con el río Chirripó y llegó incluso hasta la central hidroeléctrica El General. A pesar de su extensión hacia las partes más bajas del río, este no tuvo afectación en ningún poblado cercano, aunque se desconoce si existieron pérdidas económicas en la citada central hidroeléctrica.

Como se mencionó anteriormente, el volcán Barva se encuentra en una de las zonas más lluviosas del país (con precipitaciones anuales

promedio de 4000 mm) según Bolaños y Watson (1993) y, según datos de precipitación anual del Instituto Meteorológico Nacional (IMN), en las estaciones pluviométricas más cercanas al volcán (estación Santa Bárbara y Santa Lucía de Heredia) para el año 2006, la lluvia fue de 2367 mm y 2167 mm, respectivamente, siendo una cantidad menor al promedio. Por ello, no es posible señalar a la precipitación pluvial como el disparador, aunque es posible que la combinación de diferentes factores como la pendiente fuerte (más de 70°), presencia de alteración hidrotermal, la desestabilización del terreno causada por los deslizamientos pasados y la precipitación, provocaran un nuevo deslizamiento y la posterior formación del flujo de escombros en la parte media a alta de la cuenca del río.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Por primera vez se documentan y describen dos grandes deslizamientos históricos en la literatura geológica que ocurrieron en el volcán Barva y que no estaban dentro del catálogo histórico (Peraldo y Rojas, 2000), ambos en el mismo sector hacia el NE del cono Danta, en las cabeceras del río General. El primero ocurrió en algún momento entre 1963 y 1964 ($\geq 0,02$ km³) y el otro hacia finales del 2006 ($\sim 0,05$ km³); este último con una velocidad estimada de unos 37 m/s (133 km/h), hasta transformarse en un flujo de escombros volcánicos que viajó más de 20 km aguas abajo. Ambos deslizamientos de escombros rocosos ocurrieron en una zona de pendientes muy fuertes con fuerte alteración hidrotermal (rocas hidrotermalizadas, presencia de fumarolas y aguas termales), sobre la cual sobreyacen paquetes de coladas de lava y rocas piroclásticas subcrecientes.

Otro evento histórico de importancia, que sí estaba documentado (Peraldo y Montero, 1994),

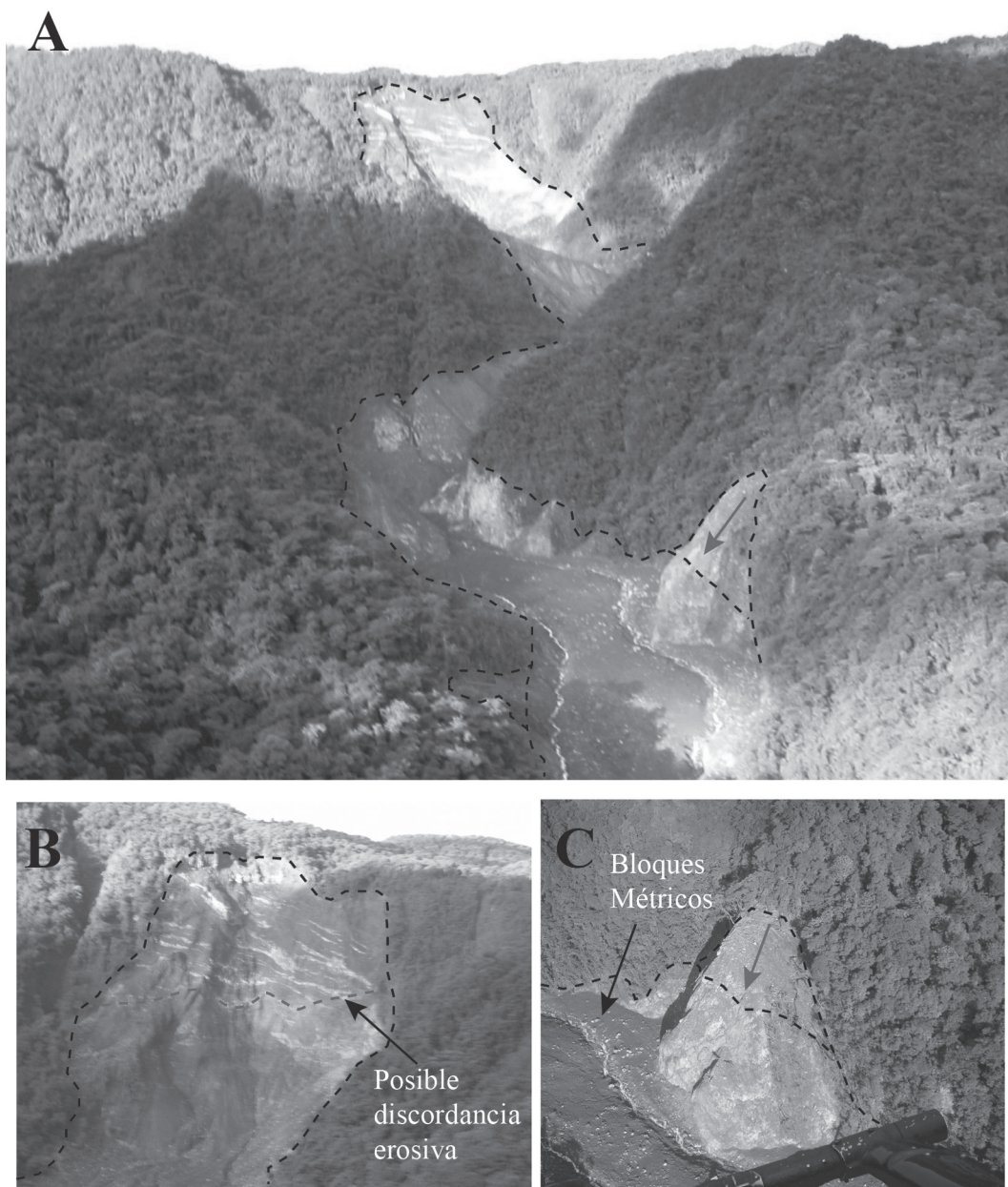


Fig. 4: (A). Vista oblicua del deslizamiento en el año 2006. Se observa la zona de erosión lateral en el cañón del río General, que acarreó mucho más material aguas abajo. Debido a que el agua fluye por dos cauces incipientes en la zona del valle, se deduce que flujo de material afectó el cauce principal. (B). Acercamiento a la corona del deslizamiento; coladas de lava y rocas piroclásticas sobreyacen a un sector con intensa alteración hidrotermal y una posible discordancia erosiva. (C). Acercamiento de la margen izquierda del río; se observan bloques métricos distribuidos por el área y un deslizamiento menor disparado por la sobre-excavación de los lahars.

fue el flujo de escombros volcánicos (lahar cósmico), asociado con el terremoto de 1772, el cual produjo grandes movimientos en masa desde las partes altas del Barva, en las nacientes del río Itiquís, que llegaron cerca de Alajuela bajo la forma de flujos de escombros volcánicos.

En el volcán Barva, hasta el momento ninguno de los grandes deslizamientos mencionados (varias hectáreas y volúmenes considerables), ni los flujos de escombros volcánicos asociados, han dejado pérdidas en vidas humanas y los daños materiales al menos no quedaron documentados en la literatura accesible o pública (caso del evento del 2006). Sin embargo, es importante recordar que la infraestructura, la agricultura, la ganadería y el comercio, se ha desarrollado en las faldas del volcán y que en las partes del pie de monte se encuentran alimentadas por los ríos que descienden de este volcán.

La geomorfología deja entrever zonas cuspidales con grandes cicatrices de deslizamientos, pendientes subverticales y desniveles de varios cientos de metros, altamente susceptibles a deslizamientos en el futuro, similares a los acá descritos (Fig. 1). Al parecer todos estos grandes deslizamientos, incluyendo las calderas de avalancha, tuvieron como sector de despegue zonas de alteración hidrotermal sobre las cuales se emplazaron los campos de coladas de lava del neo-Barva. Por ejemplo, en el ESE de la cima del Barva, existe el lugar denominado Bajo Minas, nombre que hace alusión a un sector con alteración hidrotermal, similar a la observada en las cabeceras del río General o incluso en el propio cono Danta.

Dado que los deslizamientos son procesos recurrentes, que pueden ser disparados por muchas causas, resulta necesario dejar evidencia de su actividad de estos grandes deslizamientos (hasta ahora no debidamente documentados) y tomar en consideración esta amenaza, incluso a más de una decena de kilómetros de distancia.

En el caso de un evento sísmico con epicentro en el Barva, se tiene que prestar particular e inmediata atención y alerta a los poblados e infraestructura en los ríos Itiquís y General, entre otros.

REFERENCIAS

- Abarca, S., Acosta, P., Durán, M., González, C., Lucke, O., Marín, C. ... Vindas, A. (2006). Tefroestratigrafía y peligro volcánico de los sectores sur y suroeste de los volcanes Barva y Poás, Cordillera Volcánica Central, Costa Rica. San José: Universidad de Costa Rica. Manuscrito inédito.
- Alfaro, R. (2003). Geología de la región suroeste del cerro Guararí. San José, CR. San José: Universidad de Costa Rica. Informe de Campaña Geológica.
- Alvarado, G. E. (2000). Los Volcanes de Costa Rica: geología, historia, riqueza natural y su gente (2 ed.). San José: EUNED.
- Alvarado, G. E. (2010). Aspectos geohidrológicos y sedimentológicos de los flujos de lodo asociados al terremoto de Cinchona (Mw 6,2) del 8 de enero de 2009. *Revista Geológica de América Central*, 43, 67-96.
- Alvarado, G. E. y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central*, 46, 7-122.
- 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. y Schmincke, H. - U. (1994). Stratigraphic and sedimentological aspects of the rain triggered lahars of the 1963-1965 Irazú eruption, Costa Rica. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1*(H. 1/2), 513-530.

- Alvarado, G. E., Mora, M. M. y Ulloa, A. (2013). La caída de “ceniza” proveniente del volcán Irazú (Costa Rica) el 8 de diciembre de 1994: ¿una explosión freática? *Revista Geológica de América Central*, 48, 159-168.
- Alvarado, G. E., Fallas, B., Vargas V. A., Vega, E., Bakkar, H. y Barrantes, G. (2017). Los lahares del Volcán Miravalles disparados por el huracán Otto (24 de noviembre del 2016), Costa Rica: Meteorología, sedimentología, periodos de recurrencia, alerta temprana y recomendaciones. San José: ICE. Manuscrito inédito.
- Arredondo, S. y Soto, G. J. (2006). Edad de las lavas del Miembro Los Bambinos y sumario cronoestratigráfico de la Formación Barva, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 34-35, 59-71.
- Bolaños, R. y V. Watson. (1993). Mapa Ecológico de Costa Rica, según el sistema de clasificación de Zonas de Vida del mundo de L. R. Holdridge. 1: 200 000. San José: Centro Científico Tropical.
- Brenes, J. (2003). Geología y peligros volcánicos del flanco oeste y suroeste del volcán Barva, Costa Rica (Tesis de licenciatura inédita). San José: Universidad de Costa Rica.
- Fallas, M., Prado, A., Mora, M. M., Ruiz, P., Alfaro, E. J. y Soto, G. J. (2018). El deslizamiento del 8 de diciembre de 1994 en el volcán Irazú (Costa Rica): aspectos históricos y geomorfología con base en fotografías aéreas históricas y recientes. *Revista Geológica de América Central*, 58, 55-84.
- Frantzius, A. von. (1861). Beiträge zur Kenntniss der Vulkane Costarica's. *Petermann's Geographische Mittheilungen*. Helt IX y Helt X, Gotha: Justus Perthes, 5, 329-338, 6, 381-385.
- Méndez, J., Soto, G.J., Zamora, N., Vargas, A., Sjöbohm, L., Bonilla, E., Barahona, D., Solís, L., Kycl, P. y Baroñ, I. (2009). Geología de los deslizamientos provocados por el Terremoto de Cinchona, Costa Rica (Mw 6,2; 8 de enero del 2009) en la Ruta 126 (Varablanca-San Miguel). Presentado en el X Congreso Nacional de Geotecnia y V Encuentro Centroamericano de Geotecnistas. San José, Costa Rica.
- Monestel, Y. (1980). Actividad residual en el Barba. *Boletín de Vulcanología*, 9, 5-7.
- Montero, W, Soto, G. J., Alvarado, G. E. y Rojas, W. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo

- del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Revista Geológica de América Central*, 43, 13-36.
- Mora, R. y Mora, S. (1993). Deslizamientos. En P. Denyer y S. Kussmaul (eds), *Atlas Geológico Gran Área Metropolitana* (pp. 245-258). Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., y Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcániclasticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 81-86.
- Obando, L. (2004). Mega-rasgos geomorfológicos del modelo de elevación digital, asociados al volcán Barva. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15-39.
- Peraldo, G. y Montero, W. (1994). Temblores del periodo colonial de Costa Rica. Cartago: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Peraldo, G. y Rojas, E. (2000). Catálogo de deslizamientos históricos para Costa Rica, periodo 1772-1960. Informe Semestral del ING, 2000 (1-2), 123-171.
- Pérez, W., Alvarado, G. E. y Gans, P. B. (2006). The 322 ka Tiribí Tuff: stratigraphy, geochronology and mechanisms of deposition of the largest and most recent ignimbrite in the Valle Central, Costa Rica. *Buletin of Volcanology*, 69, 25-40.
- Protti, R. (1986). Geología del flanco sur del Volcán Barva, Heredia, Costa Rica. *Boletín de Vulcanología*, 17, 23-31.
- Rojas, J. (2003). Estudio geológico integrado del sector sur del Roble, Heredia, Costa Rica. Escuela de Geología, UCR. San José: Universidad de Costa Rica. Informe de Campaña Geológica.
- Ruiz, P., Carr, M. J., Alvarado, G. E., Soto, G. J., Mana, S., Feigenon, M. D. y Sáenz, L. F. (2019). Coseismic Landslides Susceptibility Analysis Using LiDAR Data PGA Attenuation and GIS: The Case of Poás Volcano, Costa Rica, Central America. En F. Tassi, O. Vaselli, O. y R. A. Mora-Amador (eds), *Poás Volcano: The Pulsing Heart of Central America Volcanic Zone* (pp. 79-118). Londres: Springer.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. Special report, 176, 11-33.



