

**Comisión Nacional de Prevención de Riesgos
y Atención de Emergencias (CNE)**

Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo

**ACTUALIZACIÓN DEL PELIGRO
VOLCÁNICO DEL POÁS, COSTA RICA**



Geól. Guillermo E. Alvarado

Geól. Lidier Esquivel

Geól. Blas E. Sánchez

Geóg. Juan Carlos Alfaro

Febrero 2020

RESUMEN

El volcán Poás ($10^{\circ}11'N$ - $84^{\circ}13'W$; 2708 m) es un volcán históricamente activo que forma parte de la cordillera volcánica Central, localizado al norte de la ciudad de Alajuela. El Poás posee un registro de tefras plinianas y subplinianas hasta estrombolianas y coladas de lava para los últimos 50 000 años, así como erupciones históricas relevantes (1834, 1910, 1953-1955, 1989-1990, 1994 y 2017-2019) del tipo freatovulcanianas a estrombolianas de menor tamaño y efímeros lagos de lava. Aunque las erupciones han sido de poca monta, si han tenido sus efectos importantes para la población y economía pecuaria (ganadería de leche), agricultura (hortalizas, café, plantas ornamentales), industria turística y energía hidroeléctrica, además de la salud en las personas por la caída de ceniza, gases, lluvia ácida y esmog volcánico. En el presente informe se analizan los peligros volcánicos a corto y mediano-largo plazo de los diferentes procesos volcánicos y otros colaterales (deslizamientos, *seiches*). Las consecuencias más probables a corto plazo son, en el campo proximal (sector del parque nacional volcán Poás), la caída de ceniza fina, los gases y la lluvia ácida; con un grado de probabilidad menor, pero siempre presente, dentro del mediano-largo plazo, la balística (<2.5 km de radio; recurrencia cada 43 a 76 años), ondas de choque y corrientes de densidad piroclástica extracratéricas. En la parte media a distal (<10 km), los lahares, la lluvia ácida y las cenizas; con una menor probabilidad, se tiene las corrientes de densidad piroclástica en la vecindad del cráter activo y a lo largo del cañón del Desagüe. Las cenizas y la lluvia ácida han tenido sus efectos directos en lo que se refiere a corrosión, abrasión de sistemas mecánicos y eléctricos, así como a la agricultura, la ganadería y la salud de las personas. En el Holoceno, las coladas de lava fueron de corta extensión (< 2 km) y estuvieron restringidas al cono Votos, dormido por varios miles de años o bajo la forma lagos de lava y domos coladas en el cráter Principal, actualmente activo. No hay registros de extensas las corrientes de densidad piroclástica mayores (> 3 km) y ni colapsos sectoriales en los últimos 11 000 años (Holoceno), por lo que son poco probables que ocurran en el mediano-largo plazo. Los lahares (volcánicos y cosísmicos) representan un riesgo particular para la población de Bajos del Toro (Toro Amarillo), en particular son vulnerables ciertos puentes identificados y los lugares de recreación turística en las pozas y cascadas. Los cauces de los ríos Gorrión, Anonos, Desagüe y Agrio, además de las quebradas Pilas y Gatas, también pueden verse afectados. Puesto que varios puentes podrían verse dañados, existe la posibilidad de que las personas en Bajos del Toro queden temporalmente aisladas y algunas otras infraestructuras de las plantas hidroeléctricas puedan verse afectadas, por lo que se recomienda tener un plan de emergencia actualizado y sensores de alerta temprana (anticipada) de lahares. Otros cauces igualmente fueron evaluados, pero con una probabilidad de recurrencia más baja, dado que dependen en buena parte de la acumulación de las cenizas (tamaño y dirección de los vientos). El registro geológico indica que no se han registrado erupciones plinianas/subplinianas ni coladas de lava de varios kilómetros de extensión en los últimos 11 000 años (Holoceno). No obstante, esto no implica que, en un futuro (mediano-largo plazo), suceda un cambio en la dinámica del volcán que pueda generar explosiones más violentas o coladas de lava (1 a 10 km de longitud).

INTRODUCCIÓN

El volcán Poás (2708 m), históricamente activo, el tercer parque nacional más visitado y el segundo parque volcánico con mayor afluencia de turistas en Costa Rica (Fig. 1). Diversas investigaciones se han enfocado hacia el estudio geológico, tectónico, sismológico y vulcanológico del Poás. El periodo eruptivo del 2017 con la eyección de bloques y bombas balísticas, así como una gran cantidad de cenizas en los alrededores del cráter, además del incremento de la lluvia ácida y la generación casual de lahares (corrientes de barro) hacia el río Toro, puso de nuevo de manifiesto a los pobladores y a los turistas que el Poás es un volcán que posee sus peligros. Ello motivó a redireccionar la gestión de riesgo en el manejo turístico. La actividad eruptiva se volvió a manifestar a inicios del 2019.

Aparte de ser uno de los parques volcánicos más icónicos y dentro de los más visitados de Costa Rica, en sus alrededores se desarrolla una industria turística, ganadera y de agricultura (café, tomate, plantas ornamentales, fresas) importante para los pobladores. La ciudad de Grecia y poblados asociados, suelen verse con frecuencia afectados por los gases volcánicos y la lluvia ácida y, en menor grado, por la caída de ceniza. Además, se tiene la existencia del Complejo Hidroeléctrico Toro (Plantas Toro 1, 2 y 3), que aprovecha la energía en cascada, de las aguas del río Toro, que aporta 143 MW al Sistema Eléctrico Nacional (Fig. 1), así como la planta hidroeléctrica Cariblanco.

Estudios anteriores de peligro volcánico fueron realizados con diferente grado de detalle (cantidad de información), escala y enfoques por Alvarado (1985, 2004, 2006), Prosser (1983), Paniagua y Soto (1986, 1988); Alvarado et al. (1989), Jerez y Cline (1989), Soto y Paniagua (1992), Alvarado y Salani (2002), Abarca et al. (2006), Mora (2010), Barrantes y Malavassi (2015), Vargas y Alvarado (2017); Alvarado y Vargas (2018) y Mora-Amador et al. (2019). Es decir, se contabilizan 16 estudios de peligro volcánico del Poás desde 1985 hasta inicios del 2019.

Así pues, surge la pregunta válida: ¿qué sentido o aporte tiene el realizar un nuevo estudio? La respuesta se puede desglosar en cuatro puntos principales, que se desarrollan a continuación.

En primer lugar, varios de estos estudios, aunque valiosos e innovadores, tienen varios años de haberse realizado (década de 1980 y 1990), o corresponden con informes internos o poseen poca divulgación. Otros solo están enfocados al período histórico.

En segundo lugar, debe de tener presente, todos estos estudios contaban hasta inicios del 2019 con tan solo 4 dataciones de radiocarbono, dos procedentes del trabajo de Prosser (1983), aunque una superó el rango de determinación, aunado a dos más, pero sin localización geográfica (Malavassi et al., 1990). Lo anterior, dentro de los requerimientos y recomendaciones internacionales para los estudios de peligro volcánico, constituye una debilidad notoria, aunque se comprende que no siempre se cuenta con los medios económicos para poder cumplir con este requisito técnico. El presente trabajo cuenta con un número elevado de dataciones de radiocarbono que se extienden hasta 50 000 años (50 ka) atrás.

En tercer lugar, el presente estudio no solo integra y actualiza todos los estudios previos (incluyendo información valiosa inédita o restringida en informes internos), al incluir las contribuciones relevantes de cada uno, sino que analiza con criterios tefroestratigrafías, geológicos, tectónicos y geocronológicos la actividad pasada del volcán (últimos 50 ka), aspecto que no está contemplado en ninguno de los estudios previos. Además, incluye modelizaciones y reevaluación de la balística volcánica y actualiza los peligros volcánicos con un mayor detalle en su escala (1:25

000), además de los lahares con base en la experiencia del 2017, que representa el evento más importante del Poás desde 1953-1955, vivido por la actual generación de vulcanólogos. Por su parte, se considera el real alcance del término peligrosidad, al englobar la probabilidad de ocurrencia.

En cuarto aspecto, no menos importante, es que dicho estudio está avalado por el Comité Asesor Técnico (CAT) de Sismología y Vulcanología con representantes de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE) y del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA), así como por el PNV Poás.

En general, se considera que el presente estudio será de gran valor para el desarrollo de estrategias para la aplicación de la información en los planes reguladores municipales y del plan de manejo del parque nacional volcán Poás, para la divulgación y concientización de los gobiernos locales en el uso y divulgación de las amenazas volcánicas frecuentes como una medida anticipada, así como promover el acervo de datos e información digital y en línea para todos de forma eficaz y confiable (digital y accesible a toda la población y desarrolladores en la Web de la CNE), con el fin de prever e informar sobre la exposición al riesgo volcánico a la población costarricense.

Al final, se vierten una serie de recomendaciones que deberían de ser acatadas en a corto plazo, algunas de ellas, incluso, ya se están poniendo en práctica.

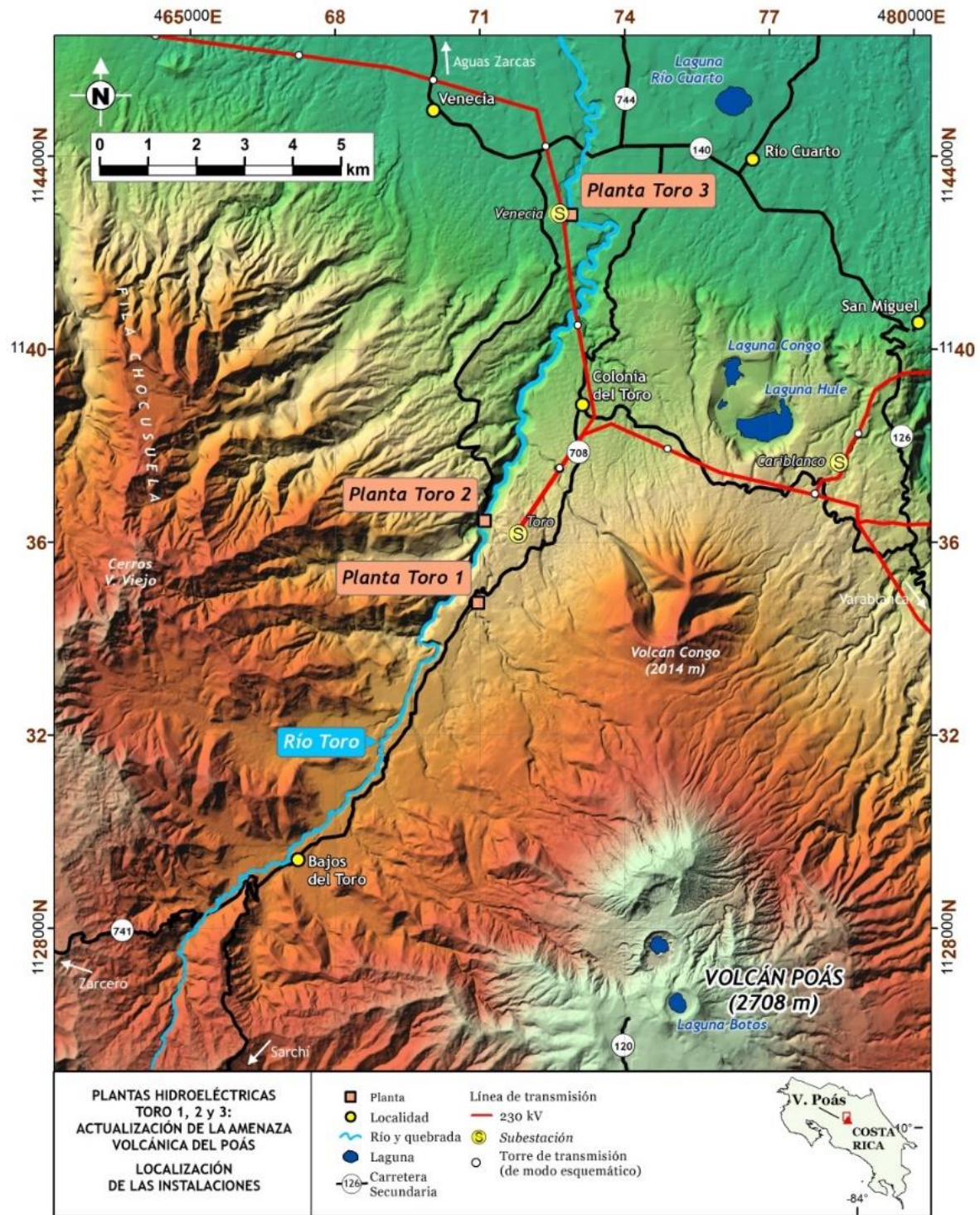


Fig. 1. Mapa regional con la localización (Alvarado y Vargas, 2018).

Metodología

Los estudios de peligro volcánico comprenden diferentes ramas de la geología (geología de campo, geocronología, tefroestratigrafía y geoestadística), en donde la utilización de herramientas como los sistemas de información geográfica (SIG) y los modelos computacionales, pueden ser muy valiosos para el reconocimiento y evaluación del peligro volcánico, presentándose generalmente diferentes escenarios de bajo, medio y máximo peligro. Los escenarios pueden llegar a ser muy detallados, en los cuales no solo se presentan las diferentes situaciones y los sectores con mayor probabilidad de ser afectados ante cada tipo de peligro, si no que se incluyen plazos (recurrencia y probabilidad de erupción). Sin embargo, todos los estudios de detalle requieren de un soporte económico y tiempo para poder realizar los trabajos necesarios que los sustenten.

Para el presente estudio se efectuó una compilación de las investigaciones previas y se realizaron modelizaciones de lahares y caída de cenizas mediante el uso de herramientas informáticas especializadas, aplicadas a los SIG, tales como LAHARZ y Ash3d, ambas desarrolladas e implementadas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (USGS).

Para la aplicación de los modelos numéricos, se utilizaron como mapas base las curvas de nivel a escala 1:25 000 (curvas cada 10 m y auxiliares cada 5 m) publicadas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y el Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT). Las capas de ríos, quebradas y otros cuerpos de agua (escala 1:25 000) han sido generadas también por el IGN. Para la cartografía final, se han empleado capas de información de diferentes fuentes: toponimia del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y el SNIT, escalas 1:50 000 y 1:25 000; carreteras del proyecto Open Street Map, de acceso libre; localización de ciudades y pueblos del Atlas Digital de Costa Rica 2014, preparado por el Instituto Tecnológico de Costa Rica (TEC). Todas las capas incluidas y utilizadas en la cartografía final, emplean el sistema de proyección cartográfica Transversa de Mercator para Costa Rica (CRTM05), el Datum horizontal CR05 y el Elipsoide WGS84.

Las zonas de inundación por flujos laháricos de diferentes volúmenes, mediante la aplicación del programa LAHARZ, desarrollada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, <https://pubs.usgs.gov/of/2014/1073/>). Para apoyar en la creación de mapas de zonas de peligro, Iverson et al. (1998) implementaron un método de pronóstico semiempírico y estadístico para establecer el área y altura de la inundación por lahares.

En general, los principios básicos del método son los mismos que los manejados por los vulcanólogos que utilizan el conocimiento de depósitos de lahares históricos para restringir las zonas de peligro (Schilling, 2014):

- a) La inundación por lahares históricos proporciona una base para prever la inundación por eventos futuros.
- b) Las zonas de peligro del lahar se limitan a los valles y abanicos de los flancos del volcán.
- c) El volumen de lahar controla, en gran medida, el grado de inundación aguas abajo.
- d) Los lahares voluminosos ocurren con menos frecuencia que los lahares pequeños.
- e) Difícilmente se puede predecir el tamaño del lahar que descenderá por un río o quebrada (Iverson et al., 1998).

En la versión del 2014, esta aplicación fue programada por Schilling (2014) y se puede ejecutar en el Sistema de Información Geográfica ArcGIS versión 10.3 de ESRI. En América Latina ha sido utilizada ampliamente para la modelación de lahares en diversos volcanes. El modelo, predice la forma matemática de las ecuaciones que relacionan el volumen del lahar con las áreas de inundación transversal y planimétricas, a través de una serie de ecuaciones, en que se asume una masa y densidad constante y, por tanto, un volumen constante (Iverson et al., 1998).

Dicha ecuación, que relaciona el volumen del lahar con las áreas de inundación de este, asume que el volumen del lahar se mantiene constante, a pesar de que los lahares pierdan o ganen sedimentos y agua en su recorrido, aguas abajo. Estos generalmente crecen en las partes más pronunciadas por incorporación de sedimentos y de agua del río principal y sus tributarios, pero no dejan muchos depósitos hasta que llegan al pie de monte o las llanuras; por tanto, es una buena aproximación considerar el volumen constante (Bono, 2014).

Para la modelización de los lahares, se consideró un valor de 0.14 para el cono de peligro cercano o proximal (H/L), a partir del cual comienza la depositación en la simulación. Este valor se ha estimado con base en estudios de campo.

Para el presente estudio se hicieron simulaciones de erupciones estrombolianas, vulcanianas y plinianas, con la aplicación Ash3d, implementada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, *Volcano Hazards Program*) (https://volcanoes.usgs.gov/vhp/ash_info.html). Esta herramienta, utilizada desde el 2010, ha demostrado ser eficiente y eficaz en el modelamiento de plumas volcánicas y su correspondiente dispersión por caída de cenizas, tanto comparadas con las reales como hipotéticas. Ash3d utiliza una interfaz web para realizar los cálculos numéricos y los resultados son presentados en archivos Gif, ASCII, Kml y shapefiles que pueden ser visualizados tanto en Google Earth como en ArcGIS de Esri (Schwaiger et al., 2012; Mastin et al., 2013). Mastin et al. (2013), desarrollaron un modelo atmosférico euleriano tridimensional (Ash3d) para predecir la concentración de cenizas volcánicas en el aire y la deposición de tefra (ceniza, pómez) durante las erupciones volcánicas. Este modelo simula el arrastre a sotavento, la difusión turbulenta y la sedimentación de las cenizas lanzadas a la atmósfera por una columna de erupción volcánica. La advección de la ceniza se calcula al utilizar datos de viento preexistentes, variables en el tiempo y un método robusto de alto orden y volumen finito (Schwaiger et al., 2012; Black et al., 2016).

Los modelos modernos de predicción numérica del tiempo (*Global Numerical Weather Prediction*, NWP, <http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/>) permiten predecir rutinariamente el movimiento de la ceniza y las áreas que afectarán, en un campo de viento tridimensional que cambia con el tiempo, aspectos útiles para prepararse y reducir el riesgo de las cenizas volcánicas dispersas (Mastin, 2012; Mastin et al., 2013). Para conocer la descripción física detallada del modelo, se puede consultar la referencia Schwaiger et al. (2012), en donde se describe tanto la configuración como el uso del modelo y está dirigido a especialistas en vulcanología y otras disciplinas, que no tienen conocimientos específicos en métodos numéricos o modelado. No está demás el destacar que, Ash3d está en constante desarrollo y muchas de sus capacidades, así como su documentación, están siendo mejoradas por los investigadores del USGS.

La interfaz gráfica de Ash3d requiere de varios datos que se deben digitar en la ventana del sitio web (https://volcanoes.usgs.gov/vhp/ash_info.html) (Mastin et al., 2013). Previamente a la ejecución, el investigador debe ingresar mediante un nombre de usuario y una clave:

a) Dirección y velocidad del viento: Para las ejecuciones del modelo de pronóstico, Ash3d usa un campo de viento proporcionado por el modelo numérico de predicción meteorológica de la

NOAA *Global Forecast System* (U.S. National Weather Service, 2013), descargado cuatro veces al día, a las 00:00, 06:00, 12:00 y 18:00 horas UTC (Tiempo Universal Coordinado, por sus siglas en inglés). Estos resultados del modelo generalmente están disponibles en la interfaz web Ash3d, dentro de las 5 horas posteriores a su publicación por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), es decir, a las 05:00, 11:00, 17:00 y 23:00 horas UTC.

b) Tipo de ejecución: Se puede elegir entre dispersión de cenizas (nubes de cenizas), depósitos de cenizas o ambos. Las simulaciones de dispersión de cenizas usan un solo tamaño de grano fino (0,01 mm) con una velocidad de sedimentación despreciable y están destinadas a simular solo el movimiento de la nube, no el asentamiento de cenizas para formar el depósito. Las simulaciones de depósitos de lapilli fino y cenizas usan siete valores de tamaño de grano (4, 2, 1, 0,5, 0,25, 0,125 y 0,0625 mm) y solo calculan el transporte dentro de varios cientos de kilómetros del volcán, donde puede caer el depósito. Si se especifica "ambas", Ash3d ejecuta dos simulaciones simultáneas, una para el depósito de cenizas y otra para el movimiento de la nube.

c) Volcán: Ash3D extrae el valor de la elevación del volcán y su localización, del banco de datos de volcanes activos alrededor del mundo (*Smithsonian Institution's Global Volcano Program* <http://volcano.si.edu/>). Es posible que la localización, difiera un poco con los datos oficiales para Costa Rica, pero, esto no representa un problema en los resultados obtenidos.

d) Duración de la simulación: Es la cantidad de horas durante las cuales Ash3d calcula el transporte de la nube. Este valor debe estar entre 3 y 48 horas. No se permiten tiempos de simulación más largos porque se corre el riesgo de exceder la ventana de tiempo para la cual los archivos de viento están disponibles y usar pronósticos de viento cuya confiabilidad disminuye con el tiempo. Este valor se usa principalmente para simulaciones de dispersión de cenizas. Para las simulaciones de los depósitos, Ash3d calcula el transporte hasta 48 horas después de que comienza la erupción o hasta que se haya depositado el 99 % de la tefra, lo que sea más corto.

e) Duración de la erupción: Es el período de emisión de cenizas. El valor máximo es de 24 horas.

f) Altura de la pluma de cenizas: El valor es en kilómetros sobre el nivel del mar. Los modelos NOAA/NCEP utilizados por Ash3d se extienden a un nivel de presión de aproximadamente 1 kPa, que es aproximadamente de 34 km sobre el nivel del mar en la atmósfera. Si se ingresa una altura de pluma superior a 34 km, aparecerá una etiqueta de advertencia que indica que los vectores de viento a elevaciones superiores a aproximadamente 34 km, se suponen iguales a los vectores de viento en la elevación de presión más alta.

g) Volumen de la erupción: Se refiere al volumen total de magma en erupción, en kilómetros cúbicos de roca densa equivalente (DRE, por sus siglas en inglés). Si no se ingresa ningún valor, el volumen se calcula automáticamente a partir de la altura de la pluma, la duración de la erupción y la elevación de la cumbre del volcán, al utilizar la relación empírica entre la altura de la pluma y la tasa de erupción. Si el volumen calculado es inferior a $0,001 \text{ km}^3$, el volumen se establece en $0,001 \text{ km}^3$ para evitar errores.

El tiempo que se requiere para las simulaciones de dispersión de cenizas generalmente es de 2 - 3 minutos, mientras que las simulaciones de los depósitos pueden tardar unos 10 minutos debido al mayor número de tamaños de grano cuyo movimiento debe calcularse. Para dispersión de cenizas, los tiempos computacionales de simulación aumentan con la altura de la pluma y la duración de la simulación, mientras que, para las ejecuciones de los depósitos de cenizas, el tiempo

requerido para ejecutar el modelo generalmente aumenta con la altura de la pluma y la duración de la erupción.

Dentro de los requisitos, el área geográfica cubierta por el modelo de Euler debe especificarse antes de la ejecución, pero esto representa un reto dado que el dominio debe cubrir el área de la nube o depósito, dependiendo de la dirección del viento; pero se desconoce la dirección del viento a priori. Así pues, para establecer el dominio del modelo, se ejecuta una simulación preliminar a muy baja resolución ($25 \times 25 \times 10$ celdas) sobre un área centrada en el volcán, la cual es lo suficientemente grande como para cubrir completamente la nube o el depósito.

Dicha simulación generalmente requiere menos de 1 minuto para ejecutarse. El área calculada del depósito o la nube se usa para delinear un dominio más pequeño que se ejecuta con una resolución más alta ($100 \times 100 \times 10$ celdas). Esta segunda simulación produce el resultado final (Mastin et al., 2013).

Las erupciones estrombolianas, vulcanianas y plinianas, aquí presentadas, se han realizado con los datos de viento de la NOAA para los meses de enero, abril, julio y octubre (durante el día 15 de cada mes, a las 08:00 hora local). Además, se han efectuado simulaciones para una fecha en particular: 25 de octubre del 2017, a las 08:00 horas; fecha en que los vientos del Pacífico tenían influencia sobre el área de estudio. Para otras fechas, los vientos preponderantes podrían llevar las nubes de cenizas a otras direcciones.

GEOLOGÍA DEL VOLCÁN POÁS

El volcán Poás forma parte de la cordillera volcánica Central, ubicado en la provincia Alajuela a 45 km al NW de San José, a 37 km al norte de la ciudad Alajuela, a 10 km de la población de Poasito. La zona del Poás es una región rica en biodiversidad, producción agrícola, de ganadería de leche y de protección de nacientes pluviales. Varios ríos nacen en sus faldas, destacando el río Ángel, que desagua del lago cratérico Votos y el río es la Paz, ambos formando cascadas. El río Poás y su afluente el Poasito, nacen en el flanco oriental y occidental del volcán, respectivamente. El río Poás es el límite natural entre los cantones de Alajuela y Poás, siendo relevante dado que sus aguas se utilizan para riego y para consumo humano.

El Poás es uno de los parques volcánicos más visitados de Costa Rica por el turismo nacional e internacional, por su belleza natural, facilidad de acceso, por tener un cráter grande y activo, aunado a su biodiversidad al poseer varios tipos de habitas como el bosque achaparrado y el bosque nuboso, además de contar con una zona sin vegetación alguna por estar sometida a la cuasiconstante lluvia ácida y con frecuencia a la caída de ceniza volcánica.

Existen varias rutas de acceso, todas asfaltadas y en buenas condiciones: a) Desde San José, por la carretera Panamerica hasta la ciudad Alajuela, de ahí por la ruta 712 hacia Poasito, pasando por las comunidades de Itiquís y Fraijanes hasta el volcán, unos 50 km de recorrido. b) Desde San José, se toma la autopista hasta Alajuela, pasando por San Pedro de Poás (ruta 107), Sabana Redonda (ruta 146), Fraijanes y Poasito, unos 55 km de trayecto. c) Por Heredia, subiendo a Barva y de ahí a Varablanca (ruta 126) y Poasito (ruta 120) y d) desde San Miguel de Sarapiquí hacia Varablanca (ruta 126) y de ahí a Poasito (ruta 120).

Diversos estudios geológicos y vulcanológicos se han realizado por más de un siglo, dentro de los cuales destacan aquellos presentados en el Cuadro 1.

Cuadro 1: Estudios geológicos y vulcanológicas relevantes

Aspectos relevantes estudiados	Referencias relevantes
Actividad histórica	Casertano et al. (1983); Raccichini y Bennett (1977); Alvarado (2000, 2009); Mora (2010)
Geomorfología	Prosser y Carr (1987); Alvarado (2000); Gazel y Ruiz (2005); Ruiz et al. (2010, 2019)
Geología	Prosser y Carr (1987); Cigolini et al. (1991); Gazel y Ruiz (2005); Ruiz et al. (2010, 2019)
Sismotectónica	Alvarado et al. (1988); Montero et al. (2010)
Petrología	Prosser y Carr (1987); Cigolini et al. (1991); Gazel y Ruiz (2005); Ruiz et al. (2010, 2019)
Tefraestratigrafía	Prosser and Carr (1987); Gazel y Ruiz (2005); Abarca et al. (2006); Mora (2010)
Conos satelitales	Gazel y Ruiz (2005); Abarca et al. (2006)
Mapas de peligro	Paniagua y Soto (1986), Jerez y Cline (1989); Abarca et al. (2006); Mora (2010); Barrantes y Malavassi (2015); Vargas y Alvarado (2017); Alvarado y Vargas (2018), Mora-Amador et al. (2019)

Rasgos geomorfológicos y morfotectónicos

Entre los volcanes inactivos Platanar y Porvenir en el NW y el Barva en el rumbo E, cuyo punto culminante de una de las cimas más importantes de la cordillera Central, se encuentra el volcán Poás. El Poás (2687 m s. n. m.) es un macizo estratovolcánico complejo (414 km², 198 km³) de forma subcónica irregular, en cuya vasta cima relativamente planoondulada, se presentan depresiones limitadas por fallas, conos volcánicos y cráteres en su eje transversal, que se distribuyen según los patrones de la tectónica regional.

Este volcán presenta tres estructuras principales más recientes, a saber: el cráter Principal – el cráter Activo–, el lago cratérico Votos, Botos o lago Fría (llamado oficialmente en los mapas del IGN como laguna del Poás) y, finalmente, el cono Von Frantzius. Solamente uno de ellos, el cráter Principal, ha mostrado actividad eruptiva histórica por lo menos en los últimos dos siglos (Fig. 1 y 2). Antiguamente, se pensaba que la planicie con poca vegetación, denominada Potrero Grande (Potrero del Alto), localizada a 2 250 m al WSW del cráter principal, (ligeramente antes de la caseta de cobro al parque nacional volcán Poás) podría haber sido un antiguo cráter (Pittier, 1888; Boza, 1968; Moore, 1974). No obstante, actualmente se excluye esta posibilidad; más bien, parece corresponder con un área palustre limitada en uno de sus sectores por un escarpe volcanotectónico y en el otro por el propio cono Votos.

Hacia el oeste del cráter activo del Poás existe un amplio sector donde la roca está expuesta dado que la cobertura vegetal es inexistente. A esta área se le denomina informalmente Los Peladeros, Los Quemaderos o cerro Pelón. Resulta que los gases que descargan las fumarolas tales como CO₂, SO₂, H₂S, HCl y N₂ (Vaselli et al., 2003; Fischer et al., 2015) al combinarse con la humedad ambiente, generan lluvia ácida. El arrastre de estos gases y las cenizas por los vientos hacia los sectores W y NW del cráter, es la causa por la cual esta área carece de vegetación y está fuertemente erosionada, conformado por barrancos hondos y acantilados, descritos varios párrafos detrás.

En dicho flanco occidental del Poás, a lo largo de los cañones de los ríos Desagüe y Anonos, la morfología volcánica original ha sido modificada, ofreciendo hoy día un amplio muestrario de formas estructurales derivadas de la exhumación de los antiguos conductos de emisión volcánica o chimeneas, que se le denominan diques. Estos se originan al finalizar la actividad volcánica, en donde las chimeneas quedan rellenas de lavas que se enfriaron y constituyeron canales eruptivos ocupados por lava enfriada.

Finalmente, el vulcanismo del Poás con sus conos orientados N-S (Sabana Redonda en su flanco austral, cono Votos, cráter Principal y cono Von Frantzius) está íntimamente ligado con otros focos eruptivos hermanos, en su flanco nórdico, tales como el volcán Congo, las depresiones explosivas de Hule y Río Cuatro. Todos ellos alineados N-S a lo largo de 27 km y crecieron sobre una fractura cortical profunda (Fig. 1 y 2).

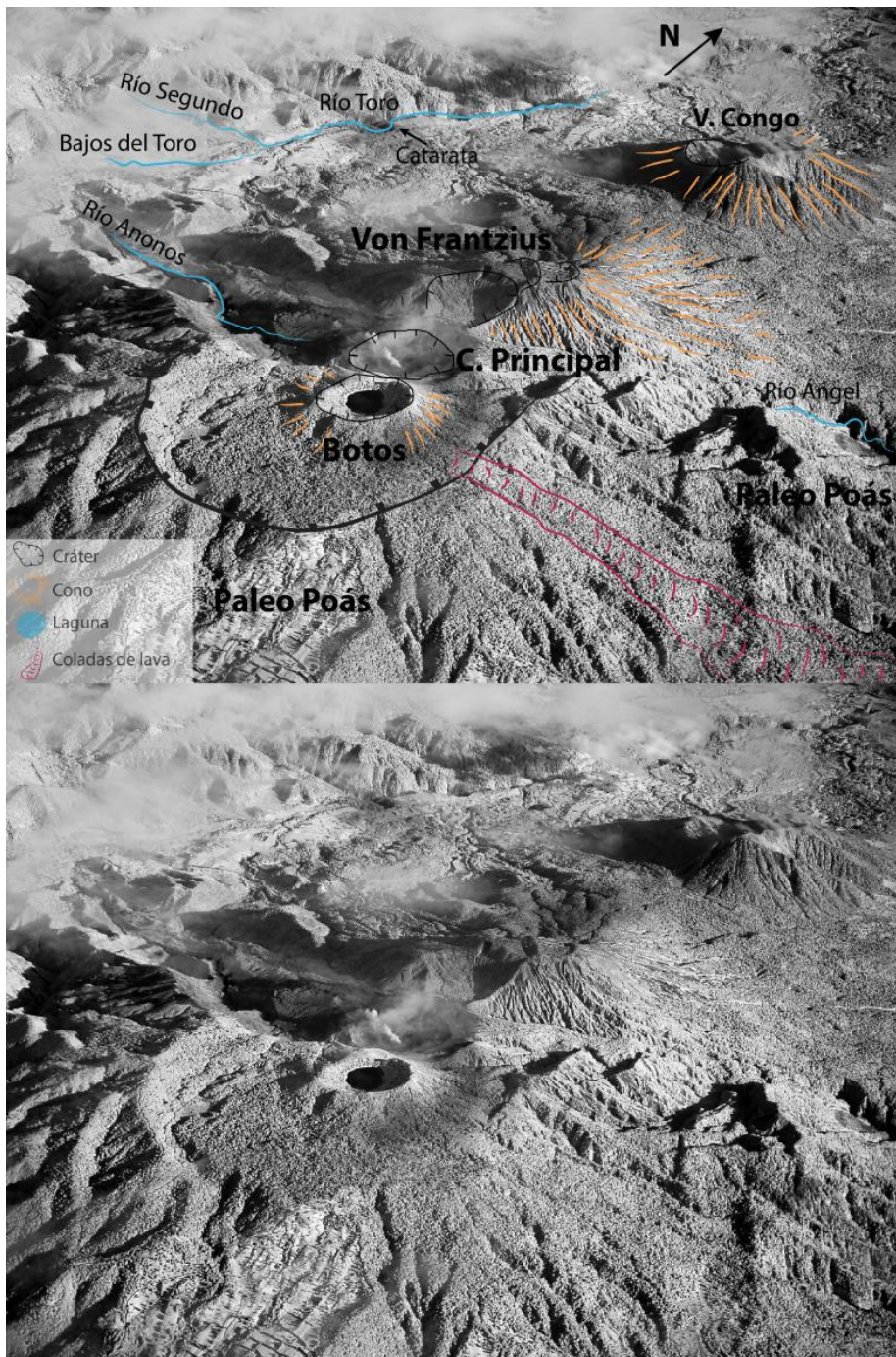


Fig. 2. Imagen infrarroja donde se muestra en primer plano, el cono Botos, el cráter Principal y los conos Von Frantzius y Congo. A un costado del macizo del Poás, el valle intermontano del río Toro. Fuente: Imagen cortesía de André Quirós y José G. Suárez.

Como estructuras relevantes se tienen los pliegues-fallas de propagación en sus flancos norte y sur, con rumbos E-W, las llamadas fallas San Miguel y Alajuela (Fig. 3 y 4), cortadas transversalmente por un sistema de fallas de rumbo dextral, ligeramente NNW, dentro de las que sobresalen la fallas Sabanilla y Ángel (Montero et al., 2010).

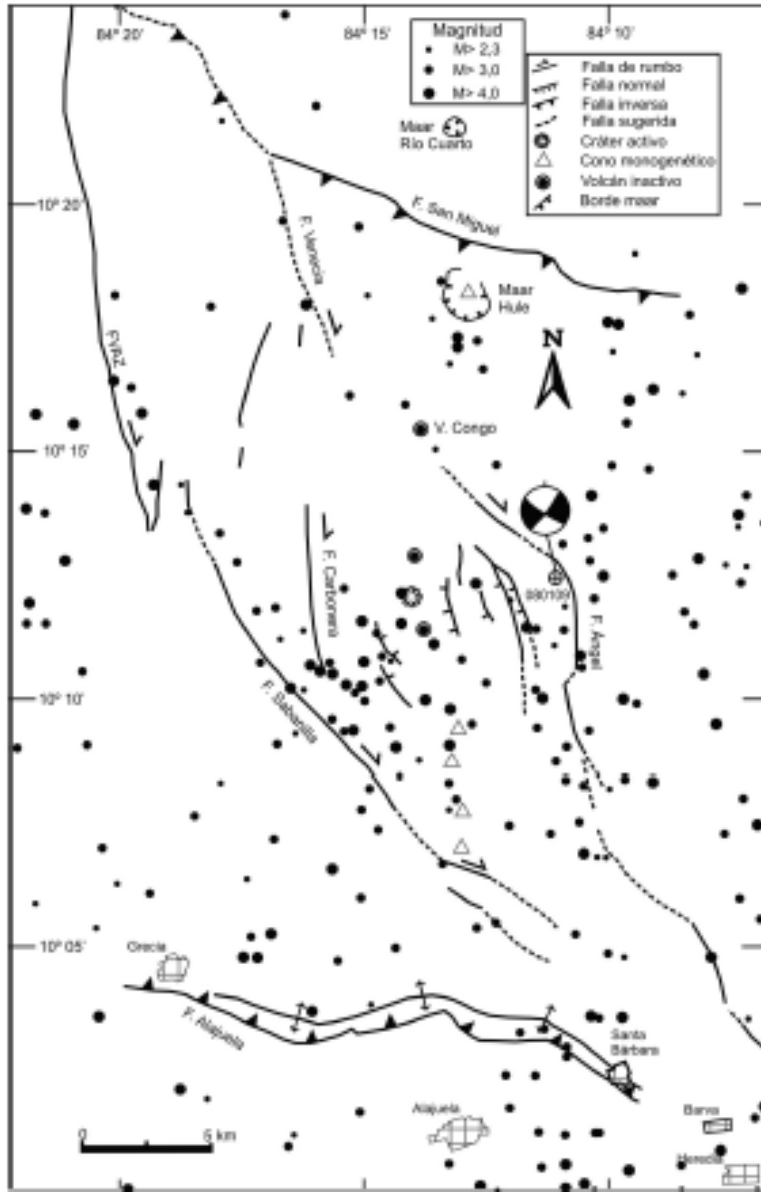


Fig. 3. Marco sismotectónico del Poás y sus flancos, así como de los conos secundarios. Se muestran las fallas y estructuras volcánicas principales, así como la sismicidad relevante tomada de la RSN para el período de 1987-2004 ($M \geq 3$, $h \leq 20$ km y errores ≤ 10 km). FVAZ es la falla Viejo-Aguas Zarcas y se incluye el terremoto de Cinchona del 8 de enero del 2009 (M_w 6.2) y su mecanismo focal (basado en Montero et al., 2010).

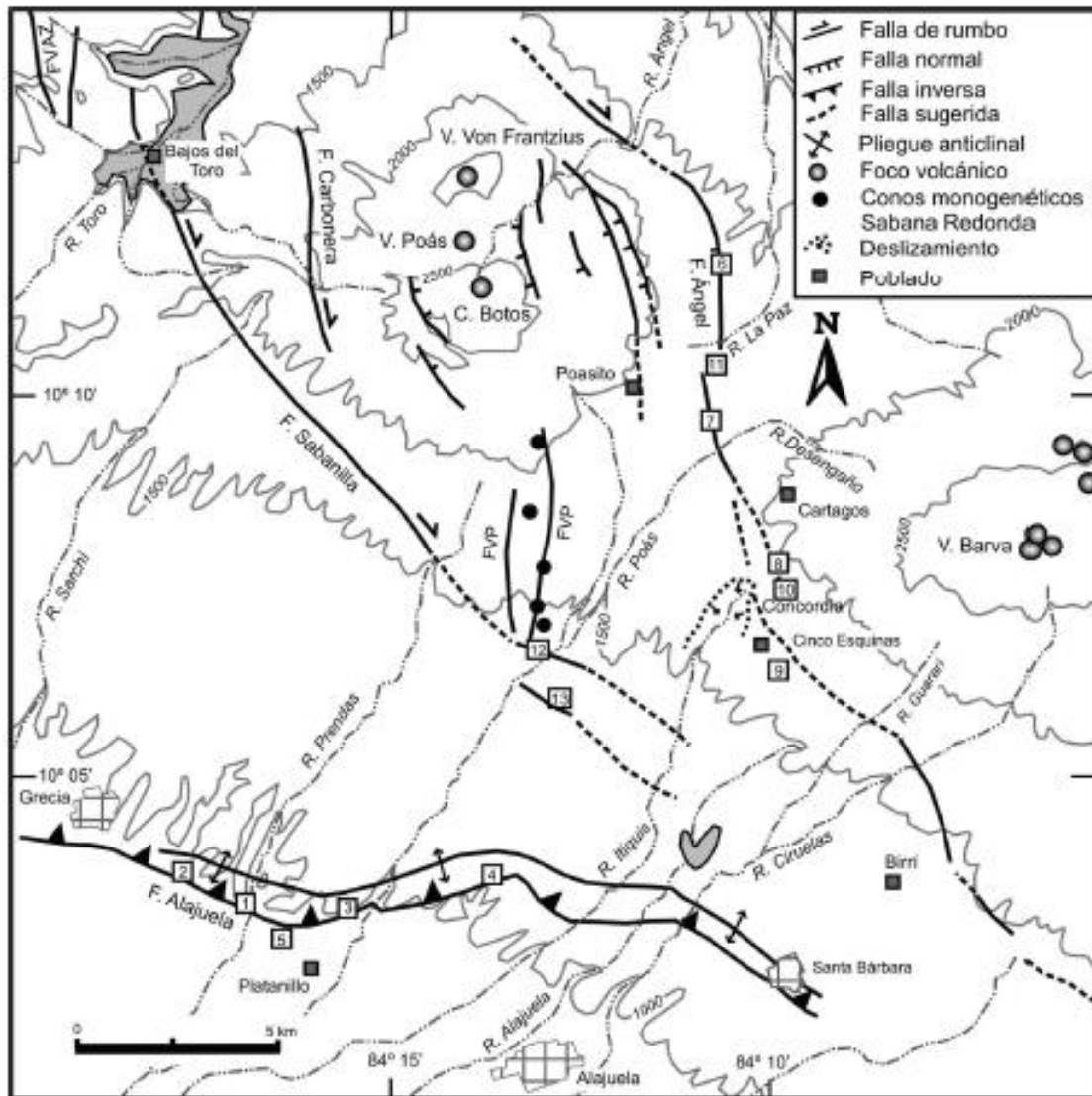


Fig. 4. Neotectonismo en la parte central y flanco sur del volcán Poás. FVAZ es la falla Viejo-Aguas Zarcas y FVP es la fractura volcanotectónica del Poás en correspondencia con los conos de Sabana Redonda (tomado de Montero et al., 2010).

Las estructuras arqueadas de la cima: En la cima del Poás se ha propuesto la existencia de calderas desde por lo menos finales de la década de 1960, basado en fotografías aéreas, en particular debido a la presencia de rupturas en las pendientes que genera formas arqueadas (Fig. 2, 3, 4 y 5). La mayoría de los autores propusieron dos calderas anidadas, pobremente preservadas: la más grande de unos 6 km de diámetro, mientras que la más pequeña e interna, posee una forma elíptica de unos 4 km en su eje mayor (R. Madrigal en Boza, 1968; Moore, 1974; Thorpe et al., 1981; Alvarado, 1989; Prosser y Carr, 1987, Alvarado *et al.*, 1988b). Para otros investigadores, estas estructuras podrían corresponder más bien con grábenes volcánicos arqueados con rumbo NNW

(Soto, 1994; Alvarado 2000; Alvarado *et al.*, 2000a; Montero *et al.*, 2010; Ruiz *et al.*, 2010), o como estructuras volcanotectónicas complejas (Alvarado, 1984, 1989; Alvarado *et al.*, 1988b). El hecho de que Alvarado y colegas no llegaran a observar profundos desplazamientos verticales en las fallas a lo largo del cañón del río Anonos (240-440 m de profundidad), asociables a un borde de caldera, ni el relleno de una depresión que se le asociaría a una caldera de colapso, aunado a la ausencia de ignimbritas, le permitió excluir un origen por caldera de colapso, aunque sí se visualizaron múltiples fallas menores y diques. Dichas estructuras arqueadas podrían así pues corresponder con depresiones en herradura, producto de uno o varios colapsos sectoriales (calderas de avalancha) hacia el sur, los cuales generaron avalanchas de escombros volcánicas, favorecidas por la existencia de fallas con rumbo N-S. Dichas depresiones habrían sido parcialmente rellenas por el vulcanismo de los focos eruptivos Von Frantzius, Votos y Cráter Principal. En efecto, en algunos afloramientos muy localizados sobre el flanco SE y NE del Poás, se han percibido depósitos inequívocos de avalanchas de escombros volcánicos.

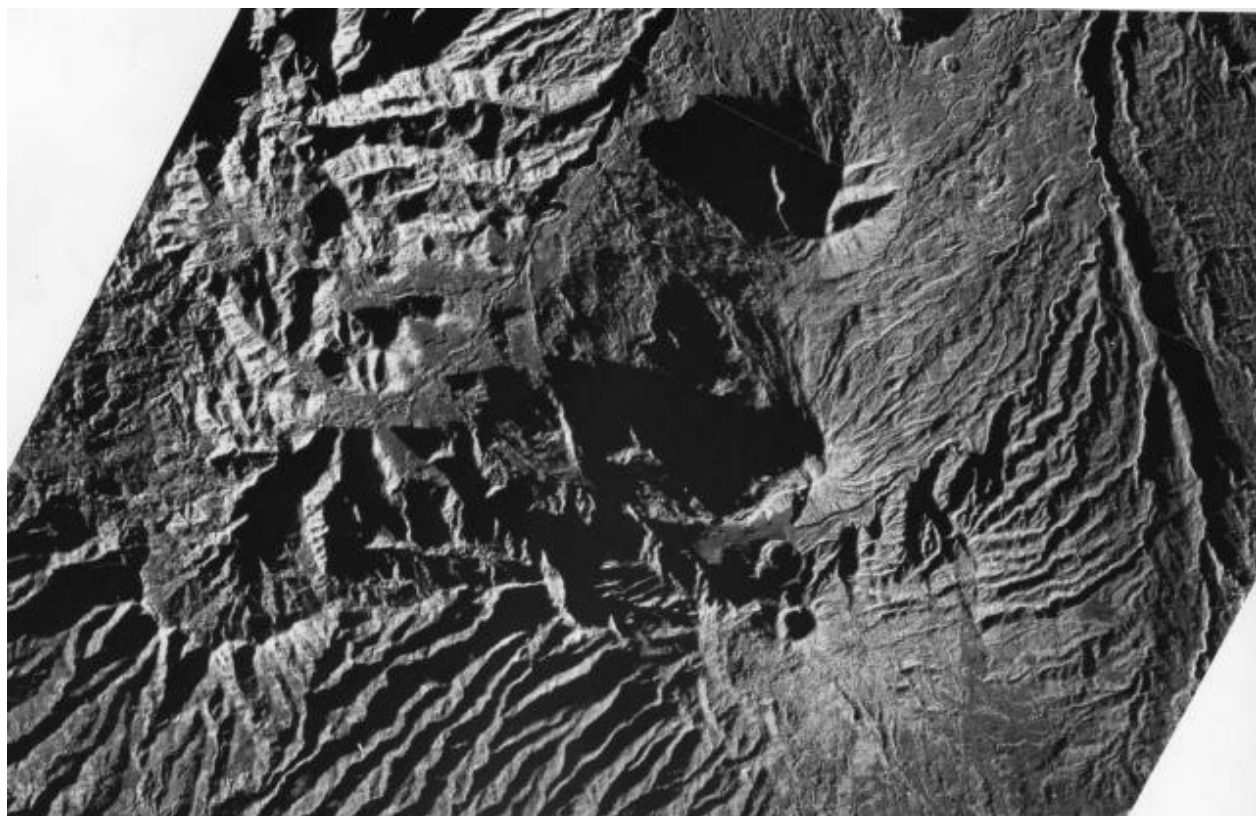


Fig. 5. Imagen radar donde se observan el Cráter Principal, los conos Votos, Von Frantzius y Congo, así como varias estructuras arqueadas y lineamientos, estos últimos en su mayoría en correspondencia con fallas activas.

El cráter Principal del Poás: El cráter principal es de forma semicircular, con un diámetro de 1746 m en dirección N-S y 868 m en E-W. En las paredes internas del cráter principal del Poás, que llegan incluso a conformar acantilados subverticales. Cada capa (coladas de lava y rocas piroclásticas), con su respectivo color y grosor, significa una erupción diferente. Estos ciclos

eruptivos pasados, con la formación de rocas piroclásticas y efusiones copiosas de coladas de lava, que fluyeron hacia el E y el W del cráter, llegaron a formar las amplias mesetas externas llamadas “Los Playones”. Partes de estas lavas se depositaron también internamente en la zona cratérica. En general, las coladas de lava pasadas son masivas y de tonos claros de gris, con espesores variados y forman escalones o terrazas volcánicas en la parte E. Una de ellas, la meseta oriental, constituye una amplia terraza de 500 m de largo, localizada unos 75 m sobre el fondo del cráter y sostenida por una colada de lava de unos 30 m de espesor, que posiblemente correspondió con un lago de lava (Fig. 6).

La altitud del mirador, desde donde todos los turistas observan el cráter del coloso, es de 2575 m s. n. m. De allí al hasta el fondo del lago cratérico hay una caída por profundos peñascos y canchales, para una diferencia de altura vertical de 260 m. Aunque los 260 m puede decirse que es la profundidad máxima del cráter del Poás, en su sector oriental es de tan solo 76 m hasta el nivel variable del lago. Del mirador al centro del lago cratérico hay una distancia de 940 m en la horizontal y un kilómetro en línea directa.

Internamente, pueden distinguirse las siguientes unidades morfogénicas dentro del cráter principal: la meseta oriental (2390 m s. n. m.), el lago cratérico y la playa interna o playón (Fig. 6). Sin embargo, si se analiza con cuidado la morfología interna del cráter del Poás, se pueden distinguir varios contornos semicirculares, al parecer testigos de varios cráteres pasados, hoy día muy desfigurados por los procesos volcánicos y erosivos, tal y como lo habían previamente estipulado otros autores (Sapper, 1925; Bullard, 1956). En efecto, al menos entre 1904 (ver fotografías en Leiva, 1904) y 1954 aproximadamente, existían dos focos eruptivos; el primero, el que siempre ha tenido actividad eruptiva, mientras que el otro, menos activo y más que todo con actividad exhalativa (desprendimiento de gases) que se encontraba ubicado en el costado SSE del piso cratérico.

En el sector N del cráter se localiza el actor principal del Poás, su lago (unos 340 m de diámetro, aunque claramente es variable en función del nivel del agua y de la actividad volcánica) con aguas muy ácidas y calientes, que se le conoce como lago Caliente (Fig. 6). Dicho lago es una salmuera (hipersalina) del tipo sulfato-clorurado con temperaturas variables, por lo general entre 19 y 70 °C, e hiperácida con un pH entre -0.85 y 1.98. La temperatura, el grado de acidez (pH) y la profundidad del lago Caliente varían en la temporada lluviosa y con el mayor o menor grado de actividad volcánica, pudiendo alcanzar los 94 °C cuando ha estado casi seca. El agua del lago Caliente y sus sedimentos, están constituidos predominantemente por partículas cristalinas diminutas de azufre nativo, sílice (cuarzo, cristobalita, calcedonia), barita, anhidrita, yeso, pirita, caolinita, alunita, natroalunita rica en hierro, con cantidades mucho menores como hallosita, jarosita, esmectita, goetita, pirofilita, así como otros muy raros como bomboclasa, bilinita, hexahidrita, hallosita, pickingerita y diáspora (Martínez *et al.*, 2000; Martínez, 2008; Tassi *et al.*, 2009; Black *et al.*, 2015; Rodríguez y van Bergen, 2017).



Fig. 6. Cráter Activo y lago cratérico del Poás. Al fondo el cono Von Frantzius.

Los cambios de color del lago (turquesa, blancuzco, grisáceo y mostaza) son más complejos cuando en el propio lago, la actividad volcánica es profusa con fumarolas subacuáticas e incluso erupciones (ver apartado que trata sobre el Origen de los lagos volcánicos y el porqué de su gama de colores). Los lagos termominerales hiperácidos ($\text{pH} < 1.2$) son notables, dado que solo existen una treintena de lagos volcánicos similares en el mundo. A esta rareza se le debe de agregar que las coladas de azufre ocurren en menos del 2 por ciento de los volcanes activos en el mundo (Mora y Fernández, 2004; Mora, 2007; Mora-Amador et al., 2007).

En su fondo se ubica la playa intracraterica, que ocupa el área S del cráter principal en donde se han depositado los sedimentos lacustres y los piroclásticos recientes. Dentro de la cavidad cratérica se evidencian los depósitos antiguos (arcillas, limos, arenas y detritos volcánicos en general) de un lago ancestral termomineral, que alcanzan hasta 40 m de espesor, lo que muestra la persistencia del fenómeno durante largos períodos. La presencia de abundantes cantidades de azufre, ya sea en microscópicas partículas o en grandes masas de agregados cristalinos hasta de 80 cm, indica además que los procesos que se daban en este tiempo eran probablemente similares a los actuales (Casertano *et al.*, 1983).

Una muestra de madera atrapada en sedimentos lacustres dentro del cráter del Poás, recolectada por R. A. Mora y enviada a fechar por Mora y el autor en el 2010, aporta una edad mediante la técnica del ^{14}C de 890 ± 40 años a. P. La edad calibrada indica que el paleolago debió de existir en algún momento entre el año 1260 y el 1040 de nuestra era. Esto nuevamente viene a evidenciar de que el lago termomineral del Poás posee al menos un milenio de existir y que los aborígenes debieron de haber visto un paisaje similar al presente.

Cono Von Frantzius: A 1 km al N del cráter Activo, se localiza un volcán más antiguo (2639 m s. n. m.) que se denomina Von Frantzius, el cual posee un cráter destruido en su parte S y un pequeño cráter de 250 m de diámetro en su cúspide (Fig. 6). El mayor desarrollo del Von Frantzius es hacia el N, en donde se levanta unos 1800 m, cono de 2 km³ que creció adosado al macizo del Poás. Extensas coladas de lava andesíticas basálticas hasta dacíticas se extienden desde el cono Von Frantzius hasta flanquear el cono del volcán Congo (Malavassi, 1991; Ruiz et al., 2010). La edad de formación del cono Von Frantzius comenzó hace por lo menos 140 000 años y quizás culminó hace unos 42 000 años con un claro diacronismo en los campos de coladas de lava (Alvarado y Gans, 2012).

Cono Votos (Botos): A similar distancia del cráter principal, pero hacia el S, se ubica otro cono con un lago cratérico denominado en los mapas topográficos como “Laguna del Poás”, pero el nombre más utilizado por es la laguna Fría, o mejor lago Votos o Botos, nombre con que se denomina también al cono que la contiene: cono Votos o Botos (2687 m s. n. m.). Este cono posee un cráter casi simétrico de 780 m de diámetro, que está ocupado por un lago frío (2612 m s. n. m.) de 418 m de diámetro en sentido N-S y 365 m en E-W (103 000 m²). El mirador de este lago se sitúa, dentro del cráter dormido, a 2645 m s. n. m., a 33 m sobre el litoral del lago (Fig. 7).

Su profundidad máxima es de 14 m en el lado E y de 12 m hacia el centro y unos 8 m como promedio. La temperatura del agua varía aproximadamente entre 10° y 17 °C, pero que puede bajar hasta 7 °C, con un pH relativamente ácido entre 4.39 y 6.5 (Horn y Haberyan, 1993; Vaselli et al., 2003; Tassi et al., 2009), aunque en el 2018-2019 el pH ha sido notoriamente más ácido entre 3.1 y 3.6 (J. Sibaja, com. escrita, 2019). Pese a que corresponde con un cráter dormido, posee desgasificación lenta en forma de burbujas en su fondo, con especies gaseosas tales como CO₂, N₂, O₂, Ar, CH₄ y Ne (Vaselli et al., 2003; Tassi et al., 2009).

Referente al cono de Votos, ubicado al sur del cráter Activo de Poás. las edades de ⁴⁰Ar / ³⁹Ar de las coladas de lava del cono Votos indican que estuvo muy activo de manera efusiva entre 61 y 41 ka (Alvarado y Gans, 2012), aunque su última actividad efusiva y explosiva se dio quizás hace 8.3 ka (edad calibrada), según determinaciones de ¹⁴C (Prosser y Carr, 1987). Las coladas de lava varían desde basaltos hasta andesitas con pocas dacitas (Prosser y Carr, 1987; Cigolini et al., 1991; Malavassi, 1991; Ruiz et al., 2010).



Fig. 7. Cono Votos o Botos, con su lago cratérico. Es el punto más alto del Poás y posee varios miles de años de estar dormido.

Conos de Sabana Redonda: Entre Sabana Redonda y Bajos del Tigre, camino al volcán Poás, se reconocen por lo menos cinco conos piroclásticos alineados en dirección N-S, presentes entre las localidades de hito Carlos hasta el sector de Sabana Redonda (Fig. 8). Por lo anterior se les denominaron conos de Sabana Redonda. La morfología de los conos, poco desarrollada y no evidente dentro del paisaje, contrasta con los afloramientos bien expuestos en las canteras y carreteras (Prosser, 1983; Gazel y Ruiz, 2005; Abarca et al., 2006). Las mejores exposiciones de estos conos se observan en las canteras (“tajos”) Rocha, Cahrmí, Poás, Poasito y Los Mora. Otros sitios donde afloran rocas relacionadas con estos conos son los viveros de Bajos de Tigre y en los cortes de carretera entre las poblaciones de Sabana Redonda y Poasito. Estos conos posiblemente no crecieron todos simultáneamente, sino en fases sucesivas todavía no bien comprendidas (Fig. 9 y 10).

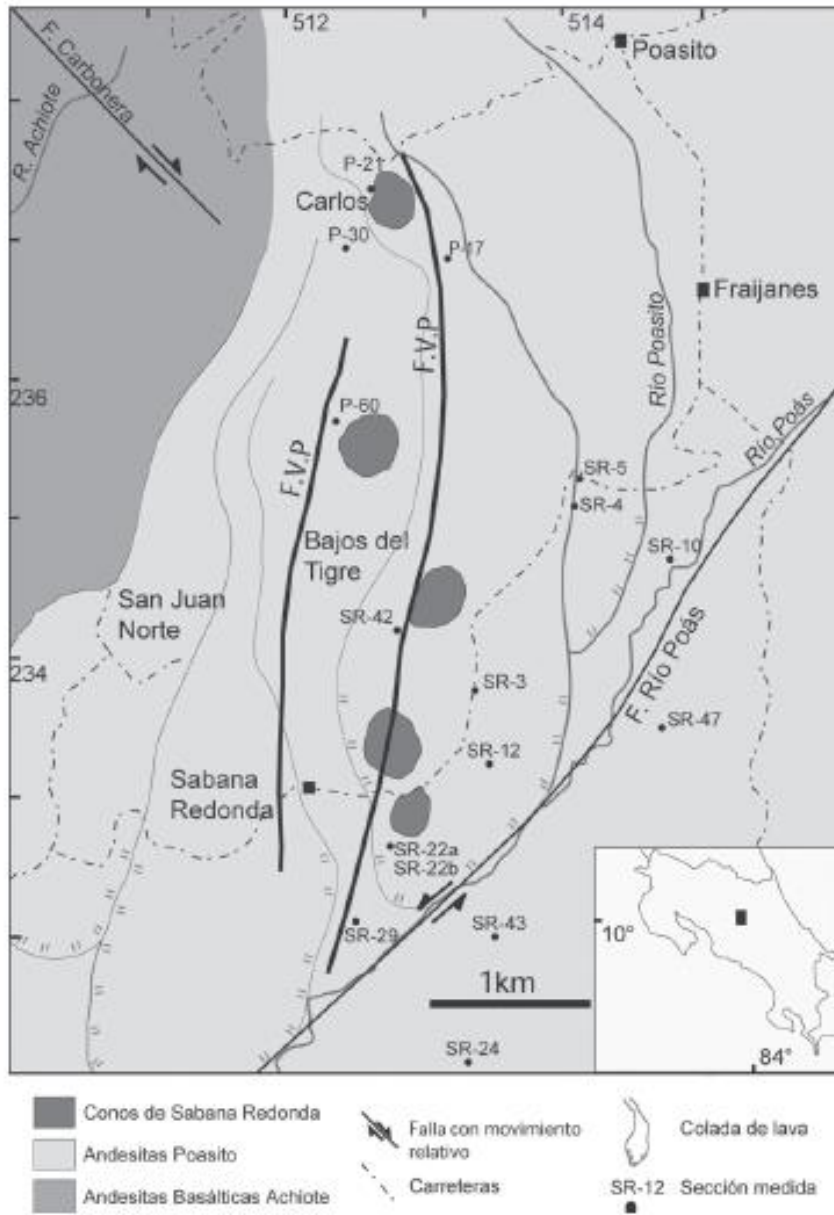


Fig. 8. Mapa geológico de los alrededores de los conos piroclásticos de Sabana Redonda, en el flanco sur del Poás (tomado de Gazel y Ruiz, 2005).



Fig. 9. Afloramiento geológico en uno de los tajos de los conos de Sabana Redonda. Se observa un depósito de bombas escoriáceas con una bomba aplastada, indicador de un vulcanismo estromboliano de hace unos 50 000 años.



Fig. 10. Algunos de los tipos de bombas presentes en los conos de Sabana Redonda: la más grande es tipo corteza de pan, mientras que las otras son cilíndricas.

Geología y geocronología

Todas las lavas del Poás y sus conos satelitales han sido datadas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Carr et al., 2007; Ruiz et al., 2010a; Alvarado y Gans, 2012). Las coladas de lava más antiguas del llamado Paleo-Poás, se extienden de 0.61 a 0.51 Ma, es decir, que la pila efusiva se forma en 100 ka, macroscópica y cronológicamente muy similar a Colima Inferior. Una datación aislada de la aporta una edad de 0.283 Ma, que o bien constituye el techo de un rejuvenecimiento de Paleo-Poás (Ruiz et al., 2010) o podría corresponder con parte de Neo-Poás. Después de una pausa efusiva de casi 300 ka, se reinició el vulcanismo efusivo con las andesitas basálticas afíricas aflorantes en los alrededores de Río Cuarto datadas en 0,20 Ma, hasta culminar con las coladas de lava antiguas del Neo-Poás datadas en 0.14 Ma, así como las del cono Von Frantzius con 140-41 ka y el estravolcán del cerro Congo, los conos de escorias de Sabana Redonda y, finalmente, con el vulcanismo Holoceno de los maares de Hule, Río Cuarto, Votos (Botos) y del Cráter Principal (Ruiz et al., 2010). Con base en el estudio detallado de Ruiz et al. (2010, 2019) y Alvarado y Gans (2012) con ciertas actualizaciones, la historia eruptiva del Poás se puede resumir en:

- a. Desarrollo del vulcanismo antiguo (Paleo-Poás), predominantemente entre 0.61 y 0.51 Ma, y quizás extensivo hasta algo más joven como 0.2 Ma.
- b. Desarrollo del neovulcanismo (Neo-Poás) con la formación de los centros eruptivos de Neo-Poás (0.14-0 Ma), incluyendo la cima del Poás con el cono Votos (~61-8.3 ka), Von Frantzius (140-42 ka), conos Sabana Redonda (~50 ka), volcán Congo (~35 ka), lago maárico Hule (6.2 ka), lago maárico Río Cuarto (¿5-4 ka?), Pata de Gallo (2.8 ka) y cráter Activo del Poás (< 5.2 ka).

Puesto que para un estudio de amenaza volcánica las unidades más relevantes son aquellas del Holoceno o a lo sumo del Pleistoceno Superior Tardío, que presenten un mayor potencial de reactivación a corto plazo, se observa que tan solo el cráter Principal es que la mayoría de los estudios previos han concentrado su atención. De los otros conos citados (p. ej., Sabana Redonda, Votos, Von Frantzius, Congo, Hule y Río Cuarto) han sido poco tomados en cuenta para los estudios de peligro volcánico a corto plazo o se han realizado estudios con cierto grado de detalle (p. ej., Alvarado et al., 2014), pero que suelen no ser considerados para la planificación territorial por estar dentro del peligro volcánico a mediano o largo plazo del Poás (Paniagua y Soto, 1988; Alvarado y Salani, 2002; Barrantes y Malavassi, 2015; Vargas y Alvarado, 2017), dado que su actividad eruptiva suele superar los 11 ka o bien, estar alejados del foco principal y permanentemente activo del Poás, o por ser asociados con un vulcanismo predominantemente monogenético (caso de Sabana Redonda, Hule y Río Cuarto), es decir, que eruptan una vez y poseen poca probabilidad de eruptar de nuevo, o bien por tener varios miles de dormir (caso de los conos Votos, Von Frantzius y Congo).

Para detalles adicionales sobre la geología del Poás y sus alrededores, se puede consultar los estudios de detalle de Ruiz et al. (2010, 2019), incluyendo su mapa geológico simplificado (Fig. 11) y su columna estratigráfica (Fig. 12). No se considera necesario repetir en lo dicho en dichos estudios dado que, aunque muy valiosos, no resulta necesario ahondar en las unidades geológicas antiguas (> 50 ka), que no aportan datos relevantes para el peligro volcánico. Sin embargo, en el siguiente apartado, se detallará sobre la tefroestratigrafía de los alrededores del Poás, concerniente a los últimos 50 000 años, base fundamental (no exclusiva) para los estudios de peligrosidad volcánica.

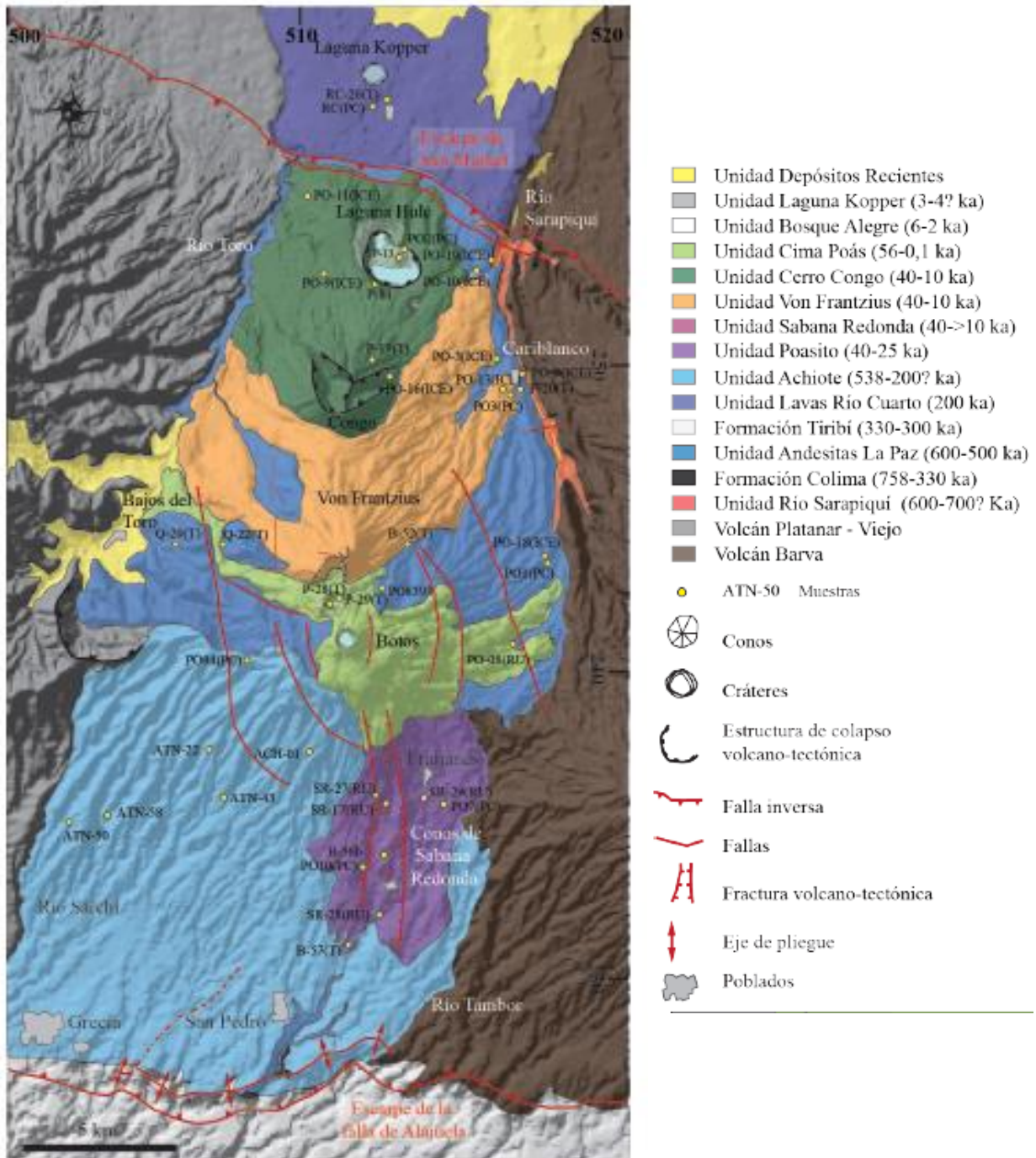
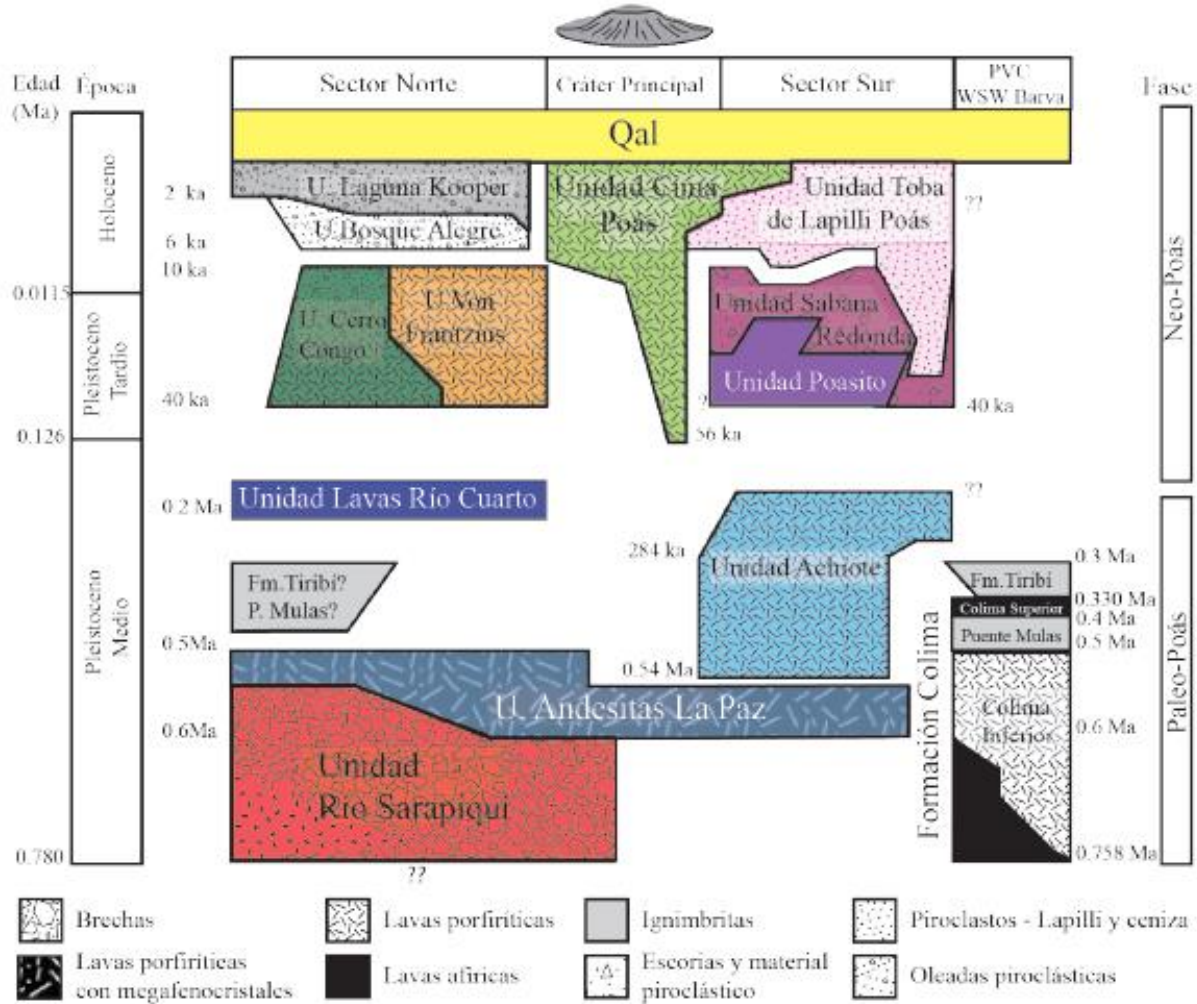


Fig. 11. Mapa geológico simplificado de las unidades geológicas principales del volcán Poás (tomado de Ruiz et al., 2010).

Unidades Geológicas del Volcán Poás



PVC: Piso del Valle Central

Fig. 12. Esquema cronoestratigráfico de las principales unidades del macizo del volcán Poás. Se presenta la litología predominante y subordinada en cada unidad, así como su posición geográfica, ya sea al norte o al sur del cráter Principal del Poás (tomado de Ruiz et al., 2010).

ACTIVIDAD ERUPTIVA

Un mapa de peligro o amenaza volcánica debe identificar áreas expuestas al efecto directo e indirecto de erupciones volcánicas, donde se distinguen cada uno de los procesos volcánicos posibles, expresados en el grado de probabilidad de ocurrencia en un lugar concreto, en un determinado intervalo de tiempo, de acuerdo con diferentes escenarios de magnitud. Los estudios deben de identificar el o los peligros, evaluar la percepción del fenómeno, su riesgo, valoración y eventual control o bajar la vulnerabilidad. Para ello, deben de considerar el estado del volcán, su historia, período de recurrencia y los mecanismos eruptivos, así como tomar en cuenta las personas involucradas y las actividades socioeconómicas, la localización de las estructuras y sus vulnerabilidades (Ortiz, 1996).

Aunque resulta prácticamente imposible conocer la edad y distribución de todas las erupciones pasadas de un volcán, además de ser onerosamente prohibitivo para la mayoría de los países, pero al menos debe de intentarse identificar los períodos de actividad que pueden relacionarse con ciclos evolutivos dentro de una cámara magmática, base para elaborar modelos para la prevención y gestión del riesgo volcánico (Crandell et al., 1984; Ortiz, 1996). Se dice que para un volcán poligenético (como lo es el Poás), el conocimiento de la historia eruptiva en los pasados 30 000 años (Araña y Ortiz, 1984) y especialmente en los últimos 5000 años, es del mayor interés para determinar las fases de los ciclos eruptivos, aunque lo ideal sería abarcar tanto como sea posible con detalle, quizás hasta los 40 000 años atrás (Crandell et al., 1984; Araña y Ortiz, 1984; Yokoyama et al., 1984). Pese a que el concepto de volcán activo, dormido y extinto varía de región en región y de escuela científica, se ha establecido arbitrariamente y bajo cierto consenso, que se va a denominar volcán activo o vivo aquel que ha presentado actividad eruptiva en los últimos 11 000 años (Szakács, 1994), que son de los que se presenta una base moderada de información cronológica de sus erupciones, basado principalmente en las dataciones de radiocarbono, arqueología e historia (Siebert et al. 2010). Por lo anterior, la mayoría de los estudios de peligro volcánico a nivel internacional y nacional, se restringen principalmente a los eventos que han ocurrido en el Holoceno, particularmente en los últimos pocos miles de años y, en el caso de disponerse, complementado con eventos históricos.

Así, al planear un mapa de peligrosidad volcánica, debe empezarse por definir cuál es el intervalo de tiempo considerado. En el caso del Poás se va a adoptar como base para la amenaza volcánica los últimos 50 000 años, poniéndose énfasis en el Holoceno (últimos 11 700 años), complementado y reforzado con los modelos desprendidos de la actividad histórica (1834 al 2019).

En el caso de riesgo volcánico no existe un criterio definido de su lapso de escogencia, adoptándose generalmente el mismo establecido para el riesgo sísmico de 60 años (Araña y Ortiz, 1993), aunque ello no implica el poder pensar a largo plazo, dado que un volcán activo o dormido, tarde o temprano se va a volver a activar, por lo que es mejor no fomentar el desarrollo de mucha infraestructura en un radio de al menos unos 5 km, en particular en dirección de los vientos predominantes o en sectores cercanos a cauces, susceptibles de ser medios de transporte de lahares y flujos piroclásticos.

Actividad Prehistórica

A continuación, se describirán algunos de los paquetes de unidades piroclásticas reconocidos, en su mayoría tobas y tobas de lapilli, en menos grado niveles más gruesos (depósitos de bombas y bloques con sus facies soldadas). Suelen estar en contacto directo o separadas por paleosuelos desarrollados por la meteorización de estas capas o por cenizas finas; los espesores de los paleosuelos varían entre 15 y 100 cm, por lo general un espesor promedio de unos 40 cm. Los suelos recientes (superficiales) pueden variar entre 10 cm hasta 6 m.

Las dataciones radiométricas (radiocarbono o ^{14}C) se presentan en los Cuadros 2 y 3.

Las capas de lapilli

En los flancos del macizo del Poás se observan espesas unidades de lapilli antiguas (> 40 ka), asociadas a erupciones plinianas y subplinianas de difícil interpretación, que han sido descritas y evaluadas de diferente forma en la literatura (Casertano et al., 1983; Prosser, 1983; Prosser y Carr, 1987; Alvarado y Salani, 2002; Gazel y Ruiz, 2005; Abarca et al., 2006; Guerrier, 2017). Lo anterior se debe de la poca continuidad de los afloramientos, espesa cobertura de vegetación y suelos, ausencia de capas guías y una paleotopografía muy irregular. Suelen estar representadas por niveles de lapillitas pumíceas y tobas de lapilli con espesores entre 15 cm hasta 8 m, por lo general entre 150 y 300 cm, con estructuras interna (subcapas), selección moderada a buena, por lo general poco o nada gradadas, con meteorización por lo general elevada. Varios niveles de suelos y de tobas duras transición a suelos pueden también separarlas (Fig. 13).



Fig. 13. Diversas capas de potentes erupciones plinianas antiguas, separadas por tobas duras y paleosuelos, por Cinchona.

Capa Toba de Lapilli Poás: Casertano et al. (1983), las mencionaron por primera vez como una toba muy gruesa de lapilli, quien lo interpretó como la primera apertura del Cráter Principal del Poás. Prosser (1983) y Prosser y Carr (1987) la defirieron como la *Toba de lapilli* a una secuencia gruesa de capas masivas hasta estratificadas, que varían de 15 cm a 5 m de espesor, compuestos de lapilli andesítico basáltico homogéneo, moderadamente vesiculados. Un fragmento de madera parcialmente carbonizado encontrado dentro de la unidad (muestra W5232) produjo una edad de > 40 ka cerca de Montaña Azul, aproximadamente 8.5 km al este del cráter Activo (Prosser, 1983). Gazel y Ruiz (2005) la llaman *Toba de Lapilli Poás*. Dada su importancia en la literatura, se le asigna el rango de capa desde el punto de vista litroestratigráfico.

Los depósitos pueden llegar a alcanzar espesores incluso mayores (hasta 8 m de espesor en el oriente). Corresponden con lapillitas y tobas lapillíticas café anaranjadas oscuras, muy alteradas, masivas, con fragmentos líticos no juveniles totalmente oxidados. Los fragmentos juveniles tienen un $\Phi_{Max} = 1-2$ cm, en determinados depósitos llegan a 4 cm y presentan un $\Phi_{1/2} = 0,5$ cm hasta 2 cm. Los juveniles (>85 %) suelen ser pómez poco vesiculadas y espinosas a nada vesiculadas (líticos juveniles angulares), grises (sanas), anaranjadas (alteradas). En el área de isla Bonita se pueden diferenciar una serie de al menos 4 unidades de 2 m de espesor separadas por suelos de 20 a 30 cm. Son portadoras de bloques de 13 x 8 x 6 cm y no juveniles hasta de 9 cm. Suelen presentar niveles de óxidos de hierro y manganeso. El contacto entre granos es puntual; el grado de coherencia del depósito es variable y la selección buena. Hacia arriba los depósitos lapillíticos pierden los rasgos piroclásticos primarios y se transforman en un suelo volcánico.

Capa de Lapilli A: La localidad tipo en la parte alta de San Miguel (506057E/ 236930N) y domina al suroeste del Poás, principalmente en las zonas altas. Abarca et al. (2006) describen la *Capa de Lapilli A* como un nivel rico en lapilli de granulometrías que varían de medio a grueso soporte por grano, con exposiciones más finas aisladas y consolidadas. Presenta coloraciones cafés con variaciones de tonalidad. Muestra laminaciones milimétricas dentro de paquetes centimétricos en la mayoría de los afloramientos, sin embargo, las laminaciones pueden ser muy tenues en algunos sectores. Generalmente, tiende a ser más gruesa hacia la base de sus exposiciones, en algunos casos la gradación normal. Posee escorias naranjas y negras y líticos, tanto juveniles como no juveniles. Los no juveniles presentan una composición andesítica (máximos 5 cm) y algunos tienen textura afírica; mientras que los juveniles corresponden con pómez de 2 cm máximo de diámetro. Presenta una selección moderada con dos poblaciones bien marcadas; una centimétrica y otra milimétrica. En la mayoría de los casos los depósitos mantean la topografía, lo cual se interpreta como depósitos de caída, aunque a nivel local presenta variaciones laterales de espesor en algunas zonas, asociadas posiblemente con rellenos de canal. Las pátinas de manganeso son abundantes en prácticamente todas sus exposiciones, con algunos niveles de alteración, representados por coloraciones amarillentas y rojizas, principalmente hacia el techo. El espesor máximo observado es de 6 m al norte de la localidad de San Miguel Arriba de Grecia (Abarca et al., 2006). La *Capa de Lapilli A* está sobreyacida en la mayoría de los casos por una capa de transición a suelo, la cual a su vez se encuentra sobreyacida por la *Toba con improntas de Poás* y por la *Fitotoba Carrizal* (Abarca et al., 2006). Aunque Abarca et al. (2006) ubican a esta unidad bajo las lavas de Poasito y bajo las tefras de Sabana Redonda, en sus columnas de correlación no se observa dicha posición estratigráfica con claridad.

Fuente de origen de las capas de lapilli: El mayor problema con todos estos depósitos es su correlación estratigráfica resultó extremadamente difícil el llevarla a cabo más allá de algunos kilómetros de separación entre columnas (Alvarado y Salani, 2002; Abarca et al., 2006; Guerrier, 2017). El problema en el área de estudio es que, en la mayoría de los casos, nace de la inexistencia de capas guías claras y continuas, donde adicionalmente, la granulometría extrañamente varía muy poco con los depósitos (usualmente entre 2 y 3 cm), aunado a la inexistencia de líticos no juveniles de mayor tamaño de grano que las pómez, así como de capas con otra composición petrográfica. Todo ello dificulta la correlación y el establecimiento de mapas de isopleas (isolíneas de igual tamaño de grano máximo) e isopacas (igual espesor). Así, no solo se presentaron problemas de correlación si no que, en cortas distancias, los espesores variaban considerablemente. Resulta probable, dada su antigüedad (> 50 ka), que existan profundos niveles pulsos plinianos y subplinianos, diacrónicos, con diferentes niveles de erosión y fallamiento de todos estos depósitos (paleotopografías y superficies de depositación muy irregulares), poniendo cerca de la superficie a depósitos de distintas edades y, por ende, de diferente posición estratigráfica.

Prosser (1983) y Prosser y Carr (1987) concluyen, basándose en unos pocos datos de grosor y la distribución del tamaño de grano, que la *Capa Toba de Lapilli Poás* podría estar correlacionado con la caldera anidada interna del Poás. Gazel y Ruiz (2005) hicieron mapas de isopleas compuestos (varias capas) de la parte superior de *Toba de Lapilli Poás* (sobreyacente a las *Tefras de Sabana Redonda*) y concluyeron también que la fuente era el volcán Poás. Mientras tanto, Prosser y Carr (1987, p. 140) como Gazel y Ruiz (2005, p. 50 y 53) concluyen que los niveles inferiores de la *Toba de Lapilli Poás* son más antiguos y previos a las *Tefras de Sabana Redonda* e incluso a las coladas de lava de Poásito.

Abarca et al. (2006) comentan que, aunque las isopacas no mostraron un patrón bien definido de la *Capa de Lapilli A*, pero debido a la cercanía con el Poás, lo identifican como la fuente posible generadora de esta actividad pliniana.

Alvarado y Salani (2002) piensan que estas capas de pómez plinianas antiguas, de amplia distribución geográfica (N y SW del Barva, N, E y SW del Poás) deben de provenir de varios focos volcánicos antiguos del Barva, Poás e incluso el Cacho Negro, interdigitándose, lo que complica su interpretación.

La composición química de dos capas de tefras marinas (llamadas C1 y C2) calzan bastante bien con la de los productos del Poás (Schindlbeck et al., 2016). La capa más antigua, la C2 (edad estimada: ~67-84 ka, Schindlbeck et al., 2016) se correlaciona con la capa *Toba de Lapilli Poás*, (Prosser and Carr, 1987), mientras que la capa C1 (~16-40 ka, Schindlbeck et al., 2016) representa el componente pobre en Ti del Poás descrito por Gazel y Ruiz (2005), que puede correlacionarse con la *Capa de Lapilli A*.

En conclusión, la *Capa de Lapilli Poás* y la *Capa de Lapilli A*, aunque similares en su descripción e incluso posición dudosa, no son la misma unidad, dado que son extremadamente extendidas, con variaciones granulométricas y de espesor muy grandes. La *Capa de Lapilli Poás*, compleja, posee una distribución más extendida hacia los flancos oriental y sur del Poás, correspondiendo más bien con una serie de pulsos plinianos y subplinianos, con niveles freatomagmáticos de oleadas intercalados e incluso varios paleosuelos. Sus fuentes de procedencia, igualmente son variadas, correspondiendo varias de ellas al Poás. La *Capa de Lapilli A* está más restringida al flanco SW del Poás y sí parece tener su origen en el Poás.

Cuadro 2. Dataciones radiométricas del Pleistoceno Superior Tardío de la literatura (incluyendo inéditas) y del trabajo de Hidalgo et al. (en prep.).

Columna	Muestra	Material	Edad (AP)	Edad calibrada (AP)	Long	Lat	Referencia
AK-0	ARK 1-4	suelo	12 720±40	15 160±70	519.108	240.286	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-0	Po-121517-1	suelo	13 290 ± 40	15 982±92	519.108	240.286	Hidalgo et al. (en prep.)
	Po-004-RK-O-B	suelo	13 870±35		519.700	240.529	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-29	Po-509-2	suelo	14 220±35	17 456±77	515.164	238.404	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-25	Po-121517-2	suelo	17 370±45	20 954±98	518.562	235.751	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-4	AK 4-1	suelo	18 319±57	22 202±57	513.630	237.961	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-1	AK 2-1	suelo	20 200±55	24 269± 107	512.205	237.628	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-24	Po-509-C	suelo	21 720±50	25 962±66	515.164	237.740	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-13	VB 2	suelo	22 320±55	24 615 ±143	519.986	237.190	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-22	AK-22 B	suelo	28 460±80	32 442 ±248	519.000	236.304	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-3	P4-1	carbón	34 370±1980		512.863	237.518	Alvarado (inédita, 2001)
	SR-7	carbón	48 360 +1700 - 1400		514.194	235.285	Ó. Lücke (inédita, 2008)
AK-3	Po-2a	carbón	50 850±580		512.863	237.518	Hidalgo et al. (en prep.)
Near AK-12	W5232	carbón	> 40 000		519.300	241.300	Prosser y Carr (1987)

Cuadro 3. Dataciones radiométricas del Holoceno de la literatura (incluyendo inéditas) y del trabajo de Hidalgo et al. (en prep.).

Columna	Muestra	Material	Edad (AP)	Edad calibrada (AP)	Long	Lat	Referencia
IC-1	4	carbón	890 ± 40		511.300	242.200	Mora y Alvarado (2010)
Po-004-RK	Po-004-RK-O-A	suelo	2680±20		519.700	240.529	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-26	Po-13	suelo	2830±25	2931± 22	510.781	238.845	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-26	Po-14	suelo	4530±25	5153 ± 68	510.781	238.845	Hidalgo et al. (en prep.)
AK-24	Po-4	carbón	5300±25	4134 ± 20	515.164	237.740	Hidalgo et al. (en prep.)
Po-003-RK	Po-003-RK-O	suelo	5380±20		519.566	240.540	Hidalgo et al. (en prep.)
IC-2	W5229	carbón	7540±100		511.100	241.750	Prosser (1983)
AK-27	Po-510-1d	suelo	7953		509.137	239.508	Hidalgo et al. (en prep.)
		carbón	9570±110		510.800	239.200	Malavassi et al. (1990)
AK-24	Po-509-A	suelo	9910±30	11 292±34	515.164	237.740	Hidalgo et al. (en prep.)
		carbón	9840±75		510.800	239.200	Malavassi et al. (1990)
Near AK-12	W5232	Wood	> 40 000		519.300	241.300	Prosser (1983)

Tefras de Sabana Redonda

Capas de tobas, depósitos de bombas volcánicas (tipos fusiforme, cilíndrico, corteza de pan e irregulares), pobremente estratificada, así como aglomerados, aglutinados y pequeñas coladas de lava clastogénicas (coladas sin raíces). Hacia el núcleo o facies proximal de los conos, abundan los depósitos de bombas escoriáceas y bloques juveniles de lavas afíricas con mala selección, masivo y con espesores métricos y entre 10° y 29° de inclinación de las capas. Las bombas son rojizas, vesiculadas (30-35%), del tipo corteza de pan, fusiforme, cilíndrica e irregular, así como lapilli para bloques poco vesiculados (<3%) y vidriosos. Las bombas tienen un diámetro máximo de 1.4 m o hasta 2 m de largo, pero en su mayoría miden alrededor de 33 cm como promedio. Los aglomerados y aglutinados están constituidos por bombas (diámetro máximo 1.40 m; promedio 33 cm) color rojo, afíricas. Las brechas piroclásticas presentan un 50 % de clastos juveniles rojos, en su mayoría bombas de corteza de pan con 15 % de bloques juveniles, 5 % de fragmentos no juveniles (afaníticos hasta porfiríticos), en una matriz de lapilli rojo que representa el 30 % del volumen total. Hacia los flancos, predominan las capas de lapillita escoriácea fina a media, color rojo, bien seleccionadas y con laminación paralela (Alvarado, 1984; Gazel y Ruiz, 2005; Abarca et al., 2006). Se interpretan como depósitos de caída producto de actividad estromboliana en las zonas proximales a la fuente de erupción. A nivel local (514.639E/234.483N), se observa un depósito consolidado bien seleccionado, con laminación cruzada y estructuras de flujo a manera de dunas, depósito que se interpreta como oleadas producto de eventos freatomagmáticos (Abarca et al., 2006).

Petrográfica y geoquímicamente, los piroclastos y coladas de lava de los conos están compuestos principalmente por andesitas basálticas hasta andesitas con pocos fenocristales de olivino (0-0.5%) y clinopiroxeno (0-0.5%) en una matriz intersecional compuesta por plagioclasa, opacos, material deutérico y tridimita (Alvarado, 1984; Prosser y Carr, 1987; Malavassi, 1991).

Algunas bombas poseen concentraciones de specularita (Fe_2O_3), un tipo particular de hematita con exfoliación tabular en hojuelas y brillo metálico fuerte. Se originaron por una separación en la fase hidrotermal final de cristalización del magma, que fue capaz de captar el hierro extra que no entró a formar parte de los minerales formadores de roca, a modo de una diferenciación toleítica, es decir, con un enriquecimiento de hierro en su fase magmatogénica final. Posiblemente, al estar el magma poco cristalizado (afírico) existió una mejor probabilidad paragenética de inmisibilidad de esos contenidos férricos, pudiendo generar sublimados metálicos (Fig. 14).



Fig. 14. Bomba con oquedad interior (vacuola) rellena de hojuelas de especularita (Fe_2O_3) y detalle de las escamas negro metálico de especularita.

En la base de los conos piroclásticos, suelen aflorar coladas de lava afíricas con espesores métricos, a veces incluso intercaladas con los aglomerados a modo de coladas clastogénicas o sin raíces; mientras que, en otras localidades, las escorias de Sabana Redonda se encuentran entre secuencias de tefras más gruesas de tobas de lapilli y tobas duras de fuente externa, no relacionadas con los conos de escorias (Gazel y Ruiz, 2005; Abarca et al., 2006).

Unas pocas edades existen procedentes de diferentes laboratorios y años de recolecta que pueden correlacionarse con la actividad de Sabana Redonda. Dos se realizaron en la misma columna estratigráfica (AK-3 en el presente trabajo; columna P4 en Abarca et al., 2006) donde se tomó carbón a la base de las capas aglutinadas, correlacionadas con la parte lateral y distal del volcanismo de uno de los conos de Sabana Redonda. Las edades son aproximadamente 35 ka (realizada en el 2001) y 50 ka (en el 2017). La otra edad proviene de cerca del campo de cono Sabana Redonda, donde una toba y ceniza (unos 50 cm de espesor) fechada en 48 ka (Ó. Lücke, com. escrita, 2008, 2018) cubría directamente la secuencia pirolástica de Sabana Redonda de unos 2.5 m de espesor (lapilli laminado de unos 2 m sobre depósitos de bloques juveniles), que se depositaron sobre una colada de lava afírica (columna C-35 de Abarca et al., 2006). La fecha de 50 ka (Hidalgo et al., en prep.) es concordante con la de 48 ka, por lo que se podría pensar que la edad de 35 ka pudo tener contaminación (Fig. 15). Empero, hay que tomar en cuenta que los conos de Sabana Redonda pudieron hacer erupción de forma diacrónica.

Esta capa aglutinada datado, localizada solo a 5 km SE del Cráter Principal, tiene un suelo orgánico y de cenizas relativamente delgado (aproximadamente 3 m de espesor) para estar cerca de un volcán activo, lo que indica una sedimentación piroclástica del Poás insignificante en esa dirección en los últimos 50 ka. El aglutinado sobreyace a una capa de pómez de 3 m de espesor que se correlaciona con la Toba de lapilli Poás y, en la base de ella, aflora una colada de lava espesa del cono Votos.



Fig. 15. Localidad donde se dató en 50 ka las muestras de carbón bajo un aglutinado y aglomerado, correlacionado con las facies distales de Sabana Redonda. Esta es la edad más antigua obtenida hasta ahora con radiocarbono de un evento volcánico del Poás e incluso de Costa Rica. Claramente, existen edades radiométricas más antiguas, pero obtenidas por otros métodos de datación absoluta.

Tobas duras con improntas de hojas

Corresponde con un potente paquete de una serie de tobas duras de grano medio a fino, en algunas excepciones un poco más gruesas (tobas de lapilli), color gris verdoso, café, anaranjado por oxidación, con selección por lo general buena a moderada, ricas en vitroclastos y cristaloclastos. Sus espesores usualmente varían entre 5 y 60 cm, por lo general alrededor de los 25-30 cm, aunque hay un caso con potencia hasta de 2 m. Se pueden distinguir laminaciones milimétricas ricas en cristales con laminación paralela e inclinada, que varían de rojizos a negros, dentro de paquetes centimétricos, además de estructuras de relleno de canales, donde se pueden observar cambios de granulometría y de espesor local. A veces se presentan masivas (sin laminación). Pueden poseer algunas pátinas de óxidos de manganeso, en su mayoría como relleno de fracturas. Sobresalen por poseer restos de orgánica (hojas y ramitas: 5-20 %) en su mayoría con reemplazo a sílice. Cuando están alteradas, el grado de endurecimiento disminuye y presentan un aspecto más suave. Su edad varía entre unos 12 000 y los 30 000 años (Fig. 16).



Fig. 16. Tobas duras con enriquecimiento variados en materia orgánica, incluyendo improntas de ramas y hojas, de diferentes edades. El afloramiento queda cerca de Colinas del Poás, por Poasito.

Tobas con improntas de hojas: El espesor máximo observado es de 2 m, aunque por lo general no supera los 55 cm al N de la localidad de San Luís. Posiblemente son depósitos atribuibles a oleadas piroclásticas. Sobreyacen a nivel local a la *Capa de lapilli A* (Abarca et al., 2006).

Fitotoba Carrizal: Llamada *Capa de toba con improntas fósiles vegetales* (Brenes, 2003) o *Fito-toba Carrizal* (Abarca et al., 2006), consiste en una toba de grano fino (<0.5 mm

diámetro) a veces medio (< 1 mm diámetro) con un color gris verdoso hasta azulado, buena selección, a veces con un incremento en el porcentaje de cristales de plagioclasa y piroxenos en la fracción más gruesa. También es posible observar vesículas (toba vesicular). Posee laminación paralela e inclinada (Brenes, 2003; Abarca et al., 2006). El criterio para su reconocimiento es la presencia de improntas de plantas a nivel local llamadas chusquea (que suelen crecer sobre los 2200 m s.n.m.), aparentemente de algún miembro de la familia Poaceae. Las improntas (5-20 %) presentan el desarrollo de cierta textura fibrosa alargada dispuesta paralelamente al eje longitudinal de la hoja con tamaños máximos de 2 x 2 cm, y en promedio de 0.7 cm, las cuales incrementan en algunos lugares su densidad hacia la base del depósito (Abarca et al., 2006). Como productos de la meteorización se observan lixiviados de óxidos de hierro y manganeso. El depósito presenta una fuerte transición a suelo hacia el techo. Su espesor varía de depósitos centimétricos hasta de 2 m; un espesor anómalo de 4 m fue medido en una localidad (233,692 N - 520,069). Además, estructuras de relleno de paleotopografía son bastante notorias (Brenes, 2003; Abarca et al., 2006). En su nivel estratigráfico superior se encuentra erosionado, lo mismo ocurre con su contacto estratigráfico inferior, donde suele sobreyacer a un paleosuelo desarrollado sobre capas de lapilli fino a medio, contacto a veces muy cerca de las *Tefras de Sabana Redonda*, infrayacentes. Su volumen preliminar estimado es de 0.68 km³ (Abarca et al., 2006).

Fuente de origen de las tobas duras:

Las *Tobas con improntas de hojas* corresponden probablemente con actividad del volcán Poás, debido a la presencia de estructuras de que las hacen pensar en un origen por oleada piroclástica en las cercanías de San Miguel, que descartan al volcán Barva como fuente, debido a la gran distancia y las diferencias de topografía existentes entre las estructuras y dicho volcán. Las diferencias en los espesores pueden deberse a las variaciones laterales, cambios en la dirección del viento y las características de la mecánica deposicional que tiende a seguir los valles (Abarca et al., 2006).

Mientras que la *Fitotoba Carrizal* posee un origen en el volcán Barva, específicamente en el cono lateral Guararí (Brenes, 2003; Abarca et al., 2006), aunque su interpretación genética varía. Para Brenes (2003) corresponde con una capa de caída, mientras que para Abarca et al. (2006) su origen es dual: oleada y caída pliniana. En el presente trabajo se interpreta más como una oleada piroclástica (también llamada corriente de densidad piroclástica diluida, CDPd) es decir, una nube rasante de cenizas, dado que posee laminación paralela e inclinada, granulometría tamaño ceniza bien seleccionada a lo largo de todo el depósito (desde la fuente hasta la parte distal), por consiguiente, no se visualizaron lapilli ni bombas de pómez (que se asociarían a una pliniana), además de poseer estructuras de erosión y relleno. Las isopacas presentadas por Brenes (2003, p. 67) no presentan un ápice bien definido hacia el foco de origen (cono Guararí) como se esperaría en el caso de una capa de caída, sino más bien una distribución expandida más amplia, indicio de CDPd. La omnipresencia de improntas de hojas alargadas de la familia Poaceae, no podría esperarse preservada en una capa pliniana, pero sí en una oleada piroclástica húmeda y que destruyó e incorporó la vegetación. Su abundancia sugiere que el bosque había sido arrasado y biológicamente biodegradado, al grado que había permitido la rápida colonización de estas plantas bajas y poco variadas. En efecto, tal y como se dijo, debajo de la fitotoba suele presentarse un paleosuelo desarrollado sobre capas de lapilli fino a medio, que pudieron destruir el bosque.

Como se dijo unos párrafos atrás, en realidad se trata de varias capas de tobas duras, alternando con topas de lapilli y lapillitas (Fig. 17). Puesto que su edad es superior a los 12 ka, no tienen un origen en las fases eruptivas tardías del Votos (últimos 9 ka) sino que son cronológicamente previas. Parte de ellas deben de provenir de las erupciones del Votos en sus inicios (61-12 ka), mientras que otras podrían estar asociadas al cono Guararí, que se ubica a unos 7 km al oriente de varios de los afloramientos cerca de Fraijanes, Poasito y Varablanca.



Fig. 17. Tobas duras alternando con capas de lapilli, camino a Cinchona antiguo.

Tefras de Votos

Malavassi et al. (1990) dataron dos depósitos por el portón de la entrada al parque nacional volcán Poás. Sus edades son de 9570 y 9840 años y los interpretaron como depósitos de flujos piroclásticos. Abarca et al. (2006) la describen como una toba color negro a gris oscuro con fragmentos centimétricos de carbón con un espesor que varía entre 20 y 55 cm, la cual sobreyace a una capa de toba color crema o a capas de lapilli indiferenciadas. Sobre ella se encuentra otro nivel tobáceo rico en carbón (Fig. 18). A través de las isopapas, Abarca et al. (2006) concluyen que procede del cono Votos.

En realidad, no se ha realizado un estudio que permita diferenciar entre las tefras provenientes del cono Votos con respecto a las tefras que fueron eyectadas del cráter actualmente activo. Se desconoce si existirán criterios para lograr dicha diferenciación.



Fig. 18. Secuencia de paleosuelos enriquecidos en materia orgánica (parte inferior) asociados con depósitos piroclásticos finos, posiblemente provenientes del cono Votos.

En efecto, se trata de suelos de cenizas gris y café oscuro hasta negros ricos en materia orgánica (carbón), pero no se observa ninguna evidencia para asociarlos con depósitos de flujos piroclásticos. A lo sumo, algunos niveles de tobas duras muy meteorizadas, de color café al tope y gris a la base, de entre 20 y 90 cm, que podrían asociarse a una oleada piroclástica (un tipo de flujo piroclástico diluido), pero no hay evidencias de campo más que la posibilidad.

Prosser y Carr (1987) ubican una rama de un árbol carbonizado en la parte sur del cráter Activo, encontrada en la tefra entre dos coladas de lava; su edad de radiocarbono es de $7,540 \pm 100$ años B.P. Para Prosser y Carr (1987), el cese del volcanismo explosivo de Votos se produjo poco después de la deposición de la tefra estratificada portadora de carbono. Una datación de radiocarbono por la hacienda Virginia (al SW de la torre del radar del Poás, columna AK-27) aportó igualmente una edad de 7953 años. Esto resulta interesante dado que se podría argumentar que entre 9.6 y 7.6 ka (unos 2000 años) existió una pausa en el vulcanismo explosivo importante, con la formación de extensos suelos húmicos volcánicos, turberas y bosques.

Tefras y lago de lava prehistórico del Poás

Si se asume que lo dicho previamente es válido, es decir, que el cono Votos cesó su actividad hace unos 7000 años, así pues, la secuencia de tefras localizada en el estacionamiento junto al antiguo puesto de recolección del parque nacional volcán Poás (a unos 2 km del cráter Activo), estaría completamente asociada con el cráter actualmente activo. Su grosor es de 4 m, sobre un suelo rojizo y una toba dura. La edad de una capa de ceniza marrón con una ceniza gris basal en la parte inferior posee una edad de 5153 años A. P., mientras que otra a 3 m da una edad de 2931 años A. P. (Fig. 19). Ello indica que la actividad de Poás en los últimos milenios, en dicho lugar, ha tenido una tasa de 0,7-1 mm/año de ceniza o 0.76-1 m/ka. Claramente, hay que tomar en cuenta que no se está en la dirección predominante del viento.

Dentro del cráter del Poás, se presenta una colada de lava basáltica de 30 m de espesor que forma la mayor parte de la terraza volcánica en el lado oriental del cráter. Al parecer, la colada basáltica fluyó y se estancó contra las paredes del cráter, por lo que la colada es intracrática, quizás asociada a un lago de lava. La estructura de la colada de lava es lajeada a la base y con estructura columnar cruda en su sección media, cuyas diaclasas verticales de enfriamiento a menudo están curvas con el lado cóncavo orientado hacia el sur, indicio de una rampa de lava que con una dirección de flujo hacia el norte (Prosser, 1983). Dicha colada se encuentra directamente sobre y deforma a sedimentos lacustres estratificados, con un contacto pirometamórfico al tope. La potencia y tamaño del grano de los depósitos lacustres incrementa hacia la pared SW (15 m de espesor), posiblemente por estar más cerca del antiguo borde (Prosser, 1983). Los depósitos lacustres son de capas alternantes de arcillas, limos y brechas de colores blancos y grises, con estratificación paralela, algunas cruzadas, canales, estructuras de erosión y relleno, a nivel local con deformación sinsedimentaria (*slumps*, impactos por bombas y bloques, sismitas) y brechas sinsedimentarias por disrupción de los *slumps* y por posibles lahares subacuáticos, erupciones y deslizamientos. Se observan diversos minerales de alteración, incluyendo azufre nativo. Estos depósitos son muy similares a los sedimentos lacustres intracráticos actuales.

Prosser (1983) comenta que algunos estratos exhiben estratificación cruzada con dunas de longitudes de onda muy cortas, cuya geometría indica una dirección de flujo desde el cráter actual hacia el oeste (Prosser, 1983).

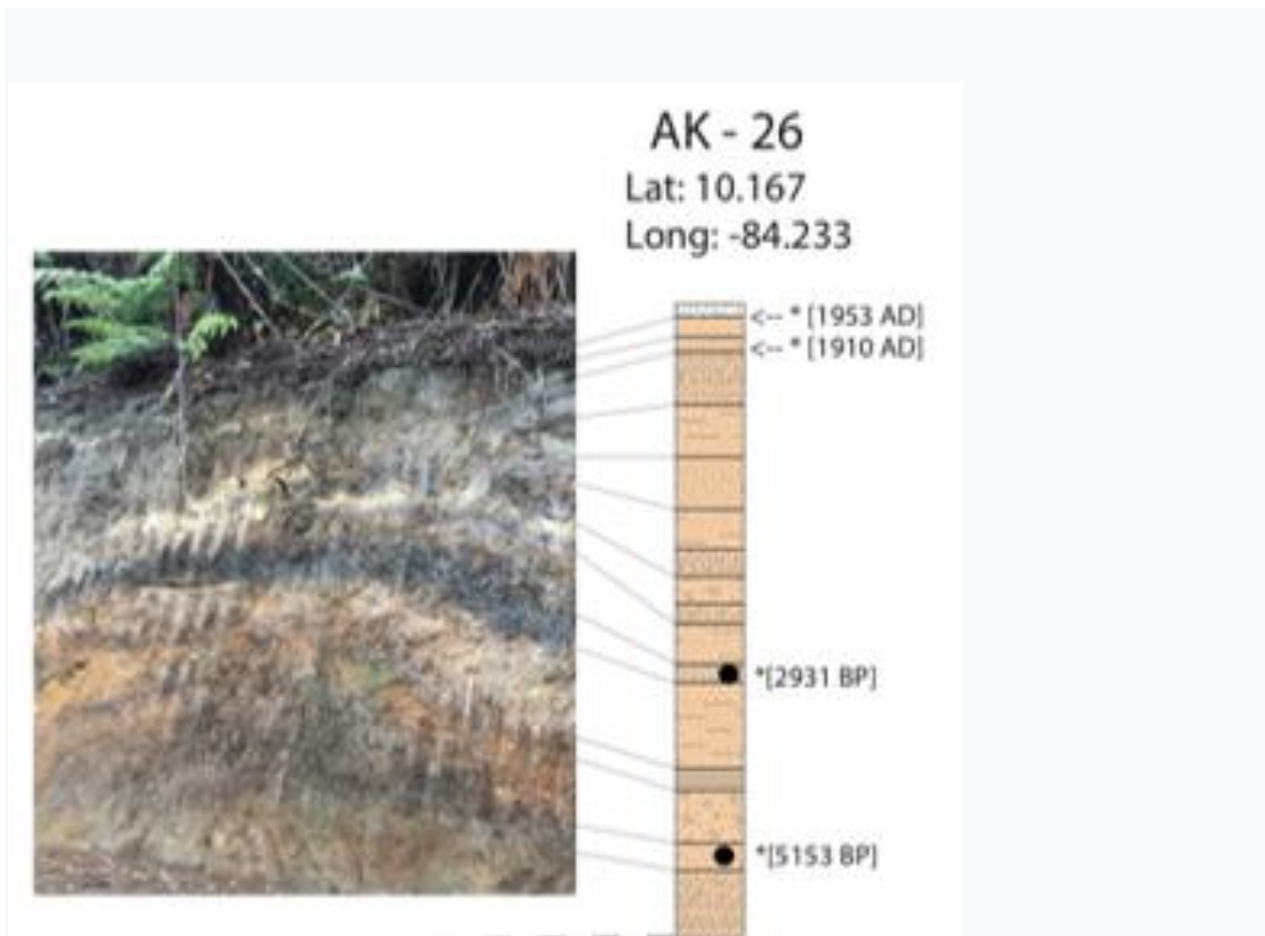


Fig. 19. Sección de capas volcánicas en el parque a la entrada del parque nacional volcán Poás.

Una rama de carbón vegetal incluida en los sedimentos del lago fue fechada en 890 ± 40 años B.P. (R. Mora-Amador y G. E. Alvarado, 2010), lo que indica no solo la persistencia del lago cratérico durante al menos 1 ka, sino también que la colada de lava es más joven que 1 ka, lo que indica que varias veces en la historia del Poás, se han formado lagos de lava en su cráter, el último en 1953.

Actividad histórica

El volcán Poás se ha mantenido regularmente activo por lo menos durante los últimos dos siglos. La descripción del gobernador don Juan Gemir en 1747, “Hay un volcán de fuego”, sugiere que el Poás tenía actividad por ese entonces.

En 1828 se describen pequeñas erupciones, pero de la actividad del Poás propiamente dicha no se habla hasta 1834, año en que hizo una erupción de cenizas importante acompañada de fuertes detonaciones subterráneas (Meléndez, 1954). Miguel Alfaro, en 1828 vio en el borde N una columna de vapor que lanzaba piedras y alrededor de ella azufre acumulado en la ceniza volcánica ardía con una llama azul. En los alrededores encontró masas cónicas de azufre puro de 3 a 4 pies de altura. En ese entonces el lago era más pequeño que el observado luego en 1860 y el agua bramaba con gran fuerza y parecía más ácida que la de mediados de siglo XIX (Frantzius, 1861a). Un proceso similar, con formación de conos de azufre, se registró en 1989.

Con respecto a la erupción del 7 de febrero de 1834, se designó poco, tan solo que “se escucharon fuertes detonaciones y la ceniza cayó en dirección suroeste hasta cerca de Esparza, a una distancia de diez leguas” (Frantzius, 1861a). Otras explosiones se registraron en 1880, 1888 - 1890, 1895, 1899, 1903 - 1906 (Schaufelberger, 1931; Sapper, 1925; Acevedo, 1976; Casertano et al., 1983).

La mayor erupción histórica de lodo, bloques y cenizas registrada hasta la fecha fue la del 25 de enero de 1910, a las 4:45 p. m., hora local. La columna se elevó a una altura estimada en 4000 m, ensanchándose luego hacia los lados y hacia arriba hasta alcanzar una altura aproximada de 8000 m (Rudín et al., 1910). Varios sismos ocurrieron antes, durante y después del evento explosivo de tipo freatomagmático (vulcaniano). Se le ha asignado un índice de explosividad volcánica de grado 2 (Alvarado et al., 2007b; Mora, 2010), aunque perfectamente pudo haber alcanzado un VEI 3 (Fig. 20).

Posterior a esta erupción, la actividad se regularizó de manera similar a como se había comportado en años anteriores, con algunas explosiones freatosurtseyanas en 1914-1916 (Fig. 21), 1925, 1928-1929 y en 1932-1934 (Raccichini y Bennett, 1977; Casertano et al., 1983).

Previo a 1951, existía un lago de agua y cieno caliente que ocupaba, en su totalidad, el fondo del cráter principal (unos 150 m de diámetro). Presentaba un color gris, producto de los procesos dinámicos desarrollados en ella que traían consigo –al igual que repetidas veces previo al 2017– su contaminación con lodo y azufre. Su temperatura, por ejemplo, entre 1860 y 1905, varió entre 39 y 64 °C (Pittier, 1890; Schaufelberger, 1931). Al menos entre 1946 y 1952 existían también dos focos de actividad adicionales en el lugar donde suelen ocurrir las erupciones y donde se llegaría a formar el domo, además de un borbollón grande; menos activos y más que todo con actividad exhalativa (Bullard, 1956; Fernández, 1968), los cuales se encontraban ubicados en los costados WSW y SSE del actual piso cratérico, llamado el playón, según se desprende también de las fotografías de la época.

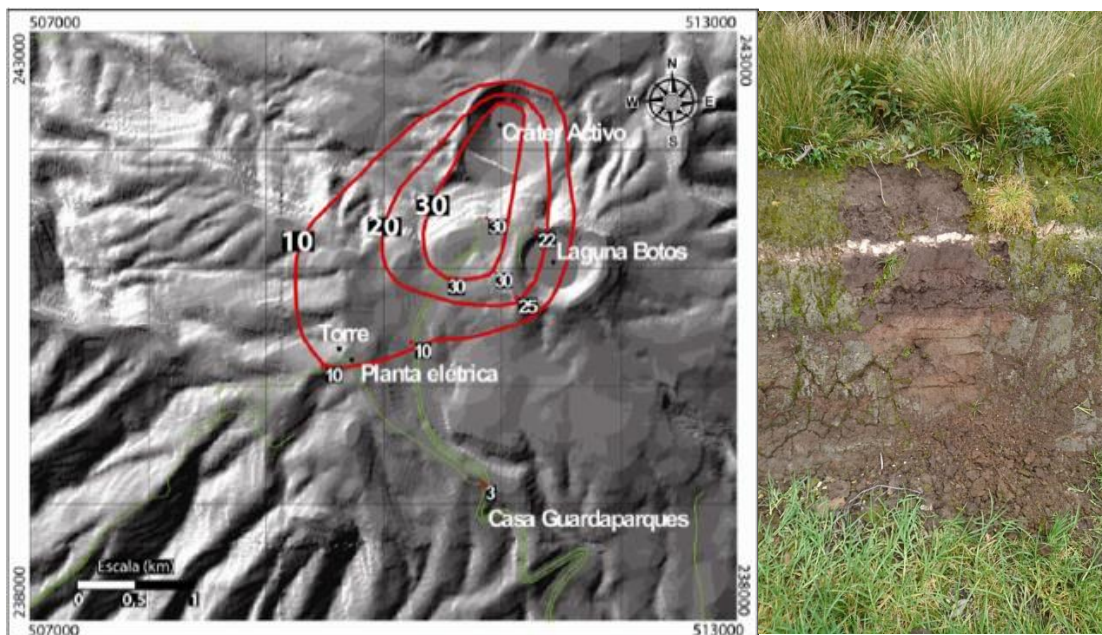


Fig. 20. Erupción de 1910 (fotografía de Redón) y el mapa de isopacas de dicha erupción (Abarca et al., 2006). Al lado, la capa de color blanco corresponde con las cenizas de la erupción de 1910 cerca de la zona de parques del parque nacional.

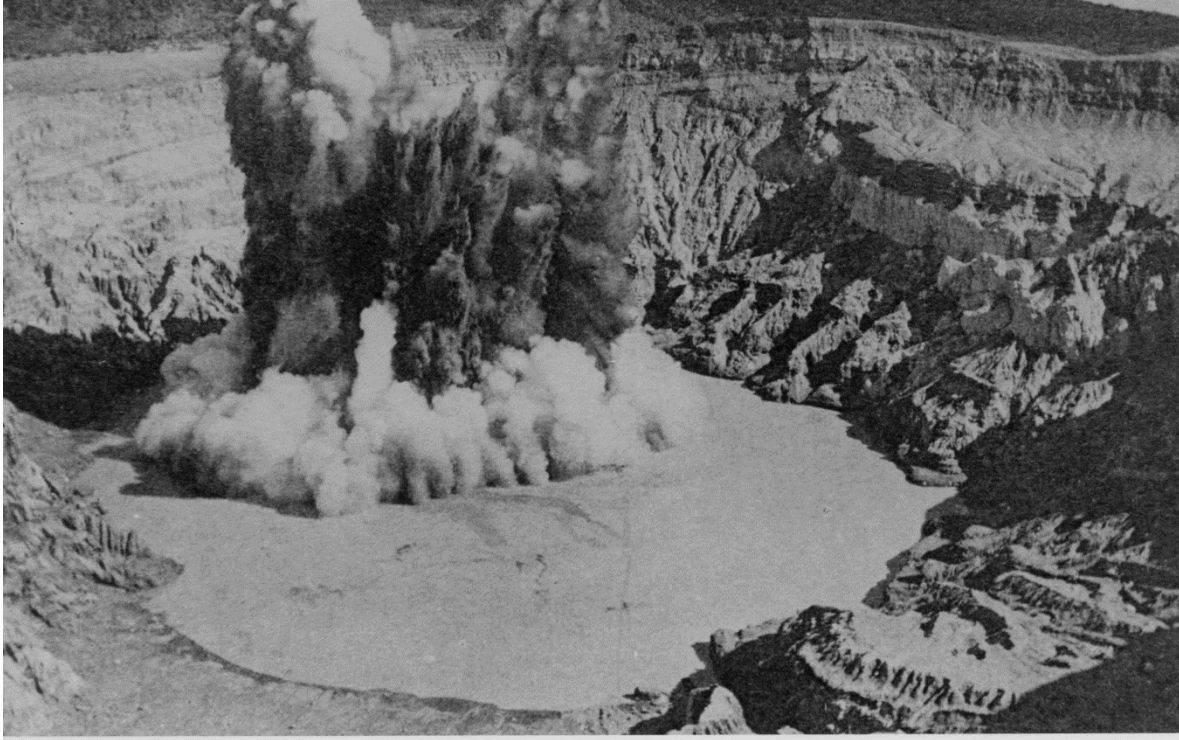


Fig. 21. Erupción freatosurtseyana en el cráter del Poás en 1915. Se observa al pie de la erupción un anillo de vapor y de cenizas que constituye lo que los vulcanólogos denominan una oleada piroclástica de base (“base surge”), las cuales son muy peligrosas para las personas, si se encontraran en las cercanías, dada su alta velocidad y elevada temperatura. En esa época el lago ocupaba casi todo el fondo del cráter. (Fotografía: R. Fernández P., en Tristán, 1916).

En 1952 el volcán tuvo pequeñas erupciones como las del 18 de junio, 9 de setiembre y 18 de noviembre (Fernández, 1968, Y. Monestel, comunicación personal, 2005; Mora, 2010). En abril de 1953, las erupciones se volvieron más vigorosas, llenaron el cráter completamente de vapor y cubrieron el fondo y las paredes cratéricas con una capa de lodo mezclado con fragmentos de rocas más antiguas (Bullard, 1956; Mora, 2010). El 1.º de marzo, el río Desagüe bajó cargado de fangos, arenas volcánicas y troncos, seguido por otro evento eruptivo el 3 de marzo (Mora, 2010). El 15 y el 16 de mayo se inicia la tercera actividad histórica más importante del Poás. Para el 17 de mayo de 1953, en las horas de la madrugada, se registró una violenta explosión con altas columnas de lodo, escorias, fragmentos de rocas y fenómenos luminosos y desapareció totalmente el lago cratérico como resultado de la nueva fase de actividad del volcán. Las erupciones se mantuvieron con altibajos a lo largo de la segunda mitad de mayo (Fernández, 1968; Mora, 2010).

Como consecuencia de este tipo de actividad, el lago termomineral desapareció a inicios de marzo de 1953, pero en su lugar, parte de la superficie que cubría fue ocupada por un pequeño “cono” (¿protodomo?). Nuevas erupciones vigorosas de cenizas se iniciaron de nuevo el 5 de junio y a mediados de julio de 1953; durante muchos días continuaron con intensidad variable. Los habitantes de las cercanías informaron de relámpagos en medio de una nube, así como de un

resplandor rojizo. Lo que quedaba del lago cratérico, si existía, volvió a desaparecer, hecho confirmado en diferentes fechas a lo largo de todo junio de 1953 (Bullard, 1956; Mora, 2010).

Para mediados de julio de 1953, aparentemente existían tres bocas activas dentro del cráter del Poás, dos emitían gases y la tercera cenizas; el primero de agosto se registra una nueva caída de cenizas que llegaron hasta San Ramón. Una intensa actividad explosiva se registró nuevamente en noviembre (particularmente los días 9, 11, 14 y 19) con proyecciones de bombas incandescentes (Fig. 22 y 23), situación que persistió hasta diciembre de ese año (Bullard, 1956; Fernández, 1968; Mora, 2010).



Fig. 22. Depósitos piroclásticos históricos. Cerca de la superficie, en la parte superior de la fotografía, se observa la capa oscura de lapilli escoriáceo asociado con la erupción de 1953-1955 con una leve cobertura de suelo húmico. El nivel más blancuzco, en la parte media de la toma con un espesor similar al de 1953, corresponde con el depósito freatovolcaniano asociado con la erupción de 1910. Entre ambas, se puede observar que existen depósitos estratificados y laminados que deben de corresponder a erupciones entre 1910 y 1953. El afloramiento se ubica en el mirador del Cráter Principal del Poás.

Como resultado de esta actividad explosiva (del tipo estromboliana y freatomagmática), se formó una cúpula de lava o domo volcánico, el cual se comenzó a formar en marzo de 1953 (tal y como se aclaró unos párrafos antes), que era pequeño aún en setiembre de 1953, pero que estaba bien edificado para agosto de 1954, cuando se estimó que el domo tenía entre 20 y 30 m de altura y la abertura en su cima era uno de los respiraderos más activos del cráter. Una colada de lava pequeña, quizás, pudo también fluir en abril de 1955 (Mora, 2010).

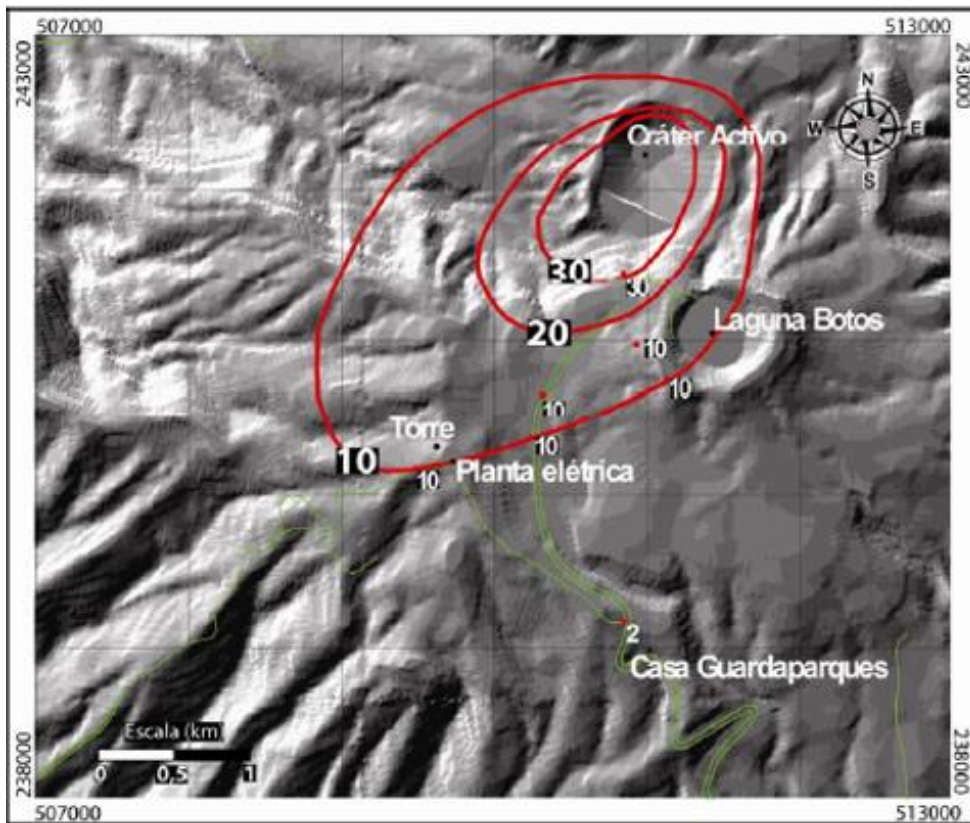


Fig. 23. Mapa de isopacas de la erupción de 1953-1955 (Abarca et al., 2006).

Esta fase eruptiva continuó hasta 1956, aunque en 1954-1955 no existen registros claros. A finales de diciembre de 1964 la actividad del Poás se recrudeció con emisiones de cenizas y mucho vapor (Dóndoli, 1965a; Krushensky y Escalante, 1967; Mora, 2010). A partir de 1967 el aspecto del cráter es semejante al actual. En 1968 reaparecieron las erupciones freatosurtseyanas y una intensa actividad fumarólica (exhalativa). Otras erupciones freatosurtseyanas se verificaron entre 1970 y 1979 (Casertano *et al.*, 1983).

Las erupciones del Poás se asemejan al vulcanismo submarino de poca profundidad, donde las erupciones poseen forma de ciprés o cipresoides, por lo que se asemejan al tipo particular de erupciones surtseyanas, pero normalmente sin aporte de magma juvenil o reciente. La tranquilidad del lago se veía interrumpida por una erupción que ascendía a la superficie del agua a alturas variables desde una burbuja de unos pocos metros hasta una pluma de unos 400 m. El chorro cargado de gases, agua y fragmentos posee usualmente un color de verde a negro. Raramente se han registrado

erupciones más violentas que aquellas que alcanzan 2500 m de altura sobre el nivel del lago Caliente (Raccichini y Bennett, 1977). Los productos de estas erupciones suelen estar compuestos de azufre, ceniza, fango, agua y vapor; estas erupciones se le ha llamado como freatosurtseyanas (Stix y de Moor, 2018).

A principios de 1981, se observó un conspicuo aumento de la temperatura de las fumarolas y se formó un punto caliente en el lado NE de la cúpula lávica. La temperatura subió de los 92 °C en diciembre de 1980, a 960 °C en marzo de 1981 y 860 °C en enero de 1982 y a finales ese año, alrededor de los 730 °C. Es muy probable que la crisis sísmica verificada en julio de 1980 fracturara el tapón de una masa magmática en enfriamiento, tal vez la del conducto volcánico de la erupción de 1953. Como consecuencia, una cantidad más grande de agua subterránea logró penetrar y calentarse en el cuerpo de magma para salir después junto con los fluidos magmáticos hacia la superficie. Este proceso provocó la aparición de un frente de onda térmica que subió lentamente, por lo que se mostró en la superficie para formar un punto caliente, aproximadamente cinco meses después. Esta interpretación justifica también la ausencia de actividad explosiva durante un período tan largo (1980 a 1986): probablemente las fracturaciones consecuentes de la crisis sísmica de julio de 1980, impidieron la acumulación de energía, que fue descargada a través de las fumarolas (Casertano et al., 1983).

Las fumarolas del Poás mostraron un decrecimiento de 550 °C en enero a 287 °C en diciembre del año 1985. Durante julio y agosto de 1987 y principios de 1989, se visualizaron nuevamente pequeñas explosiones freatosurtseyanas.

Las erupciones freatosurtseyanas con plumas de lodo típicas del Poás desaparecieron aproximadamente en diciembre de 1980. En junio de 1987 reaparecieron e incrementaron paulatinamente su periodicidad hasta noviembre de 1988, cuando la actividad pasó a un continuo burbujeo convectivo, con explosiones aisladas, pero mantuvo así su comportamiento hasta abril de 1989. Varias poblaciones reportaron la caída de ceniza, incluso en Atenas, a 32 km al SW (día 9 de mayo de 1989). La ceniza cayó aisladamente hacia los flancos ENE y S del volcán. La lluvia ácida afectó a los cantones de Poás, Grecia, Valverde Vega y Naranjo de la provincia Alajuela. La situación fue tal, que el Consejo de Gobierno en sesión del 14 de mayo de 1990 decreta zona de desastre y emergencia nacional a los caseríos afectados, según reza el decreto n.º 19 737 del periódico oficial *La Gaceta*, del 20 de junio de 1990. El parque nacional volcán Poás también fue cerrado como una medida preventiva.

Una nueva crisis, en menor escala, se volvió a presentar en el año de 1994. La actividad incrementó de abril hasta agosto de 1994 con erupciones freatosurtseyanas (Martínez *et al.*, 2000).

En marzo del 2006, luego de 12 años de reposo, se observó el 24 de marzo a las 12 del medio día la primera erupción freatosurtseyanas, actividad que continuó los días 25 y 26. Los productos de estas erupciones en su mayoría cayeron dentro del mismo lago, mientras que, en otras ocasiones, se depositaron al E, W y S del intracráter (Hilton *et al.*, 2010; Fisher *et al.*, 2015). Entre marzo y abril del 2006, debido a una actividad eruptiva menor, el parque nacional volcán Poás cerró su acceso por tres semanas, lo que afectó de nuevo la economía turística local (Aguirre, 2008).

Otras erupciones menores ocurrieron entre setiembre y diciembre del 2006 con la eyección de bloques hasta 350 m de altura; en octubre y diciembre del 2007, el 12 de enero del 2008 (200 m de altura) y mayo del 2011. Para el 2010, se contabilizaron más de un millar de erupciones freatosurtseyanas con columnas de altura variable entre 5 y 500 m (Hilton et al., 2010; Fisher et al., 2015).

El domo del Poás mostró nuevamente temperaturas altas (700-890 °C) entre junio y octubre del 2011 con incandescencia visible incluso durante el día. Después de ello, su temperatura comenzó a bajar. Las mayores erupciones freatosurtseyanas ocurrieron el 13 de abril, el 30 de julio, así como el 18 y el 27 de octubre del 2012, esta última con una altura estimada entre 700 y 1000 m (Fischer *et al.*, 2015).

Para el 2014, las erupciones ciresoidales (freatosurtseyanas) se presentaron el 24 y el 25 de febrero del 2014, con una altura de unos 400 m o las de los días 1, 2, 4 y 26 de junio con alturas de entre 5 y 60 m, así como las del 8 y 13 de octubre, entre muchos otros ejemplos (Fischer *et al.*, 2015).

Desde noviembre del 2014 hasta inicios del 2016, no se registraron erupciones freáticas importantes. Durante los primeros meses del 2016, las condiciones fueron similares, con la salvedad que a partir de mayo a junio del 2016 se comenzaron a registrar erupciones freatosurtseyanas pequeñas, que fueron particularmente abundantes en julio y agosto de ese año (de Moor *et al.*, 2016).

Después de varios meses de tranquilidad relativa, el volcán Poás comenzó a manifestar cambios menores y variables en la actividad desde enero del 2017, pero que no se salían del patrón normal dentro de la actividad del volcán. Un enjambre de sismos volcanotectónicos se registró el 24 de marzo y, a partir del 25 de ese mes, se incrementaron en los sismos volcánicos con tremores persistentes, eventos de baja frecuencia y del tipo volcanoectónico particularmente el día 26. Esta actividad se mantuvo hasta el 28 de marzo cuando se registró la primera explosión interna a las 5 p. m., actividad que se mantuvo hasta el fin de mes (Salvage *et al.*, 2018).

El 1.º de abril se formó una hornilla-fumarola con agua hirviendo a modo de un borbollón al oeste del domo activo por unas pocas horas (≤ 24 horas) y, para ese entonces, ya había cambiado el color del lago de verde lechoso a gris lechoso. Posiblemente, a raíz de pequeño sismo ocurrido en el Poás el 6 de abril a las 7:23 p. m., se formó una nueva hornilla o borbollón de unos 90 °C observada en la mañana del día 7, localizada al sur del intracráter y a unos 200 m del domo. Este borbollón se presentaba muy activo con proyecciones de barro hasta de unos 20 m de altura, pero por lo general de tan solo 5 m, así como la emisión casual de cenizas y, particularmente, gases irritantes y vapor de agua, que afectaron el mirador y 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 este del domo y se reactiva la hornilla o borbollón del extremo oeste (<http://www.rsn.ucr.ac.cr>; <http://www.ovsicori.una.ac.cr/index.php>).

Justo el 12 de abril a las 6:49 p. m., se registró una erupción freatomagmática que duró unos 40 minutos, constituida por agua, sedimentos, rocas hasta de medio metro cúbico, vapor y gases dirigida hacia el oeste y suroeste del cráter. Este día, el volcán Poás daría inicio a su cuarto período eruptivo más importante en su corta historia (los anteriores relevantes ocurrieron en 1834, 1910, 1953-1955). Los funcionarios del parque nacional volcán Poás y los pobladores de las vecindades reportaron caída de cenizas y olor a azufre, tanto en los alrededores del cráter Activo (Fig. 24), como hacia el suroeste en Fraijanes y hacia el noroeste en Bajos del Toro. Esta erupción destruyó una parte del domo (aprox. 10 %) y lo fracturó.



Fig. 24. Cenizas sobre la vegetación en los alrededores del cráter del Poás a mediados de abril del 2017.

El 12 de abril se reportó, además, un flujo lodo y rocas (lahar) que bajó por el río Desagüe y aumentó su nivel en unos 3 metros. El río Agrio y la quebrada Gata también transportaron parte del material eruptado. Afortunadamente, los lahares no generaron afectaciones en estructuras (puentes, caminos ni viviendas), pero sí sacaron de operación temporal a la planta hidroeléctrica Toro 1. Todo motivó al cierre del parque nacional volcán Poás a partir del 13 de abril. Explosiones fuertes de más de 500 m de altura, posiblemente freatomagmáticas, se dieron ese día 13-14 de abril con una columna de vapor de agua, gases, aerosoles, partículas finas de sedimentos y cenizas a casi 4 km de altura sobre el cráter. Los fragmentos de roca hasta de 30 cm de longitud, así como cenizas lodosas y agua del lago, alcanzaron el área del mirador de visitantes y la carretera de acceso, mientras que sedimentos y fragmentos de rocas más pequeñas llegaron hasta el parqueo del parque nacional. En promedio, se contabilizaron entre 2 y 3 erupciones por hora. Las mayores erupciones se presentaron el 15 de abril y continuó con erupciones pequeñas y moderadas el día 16. El domo prácticamente desaparece (aprox. 90 %) posiblemente el 14 de abril, aunque por observación visual no se pudo comprobar hasta el 20 de abril; esa misma noche inició la actividad estromboliana, que comenzó a construir un cono el 21 de abril, con una columna de gases y aerosoles de unos 2 km de altura y un sonido tipo *jet* que se escuchaba a 2 km de distancia. El 22 de abril se registraron erupciones; siendo la más importante la que destruyó el cono recién construido y lanzó balísticos hasta el mirador del parque (Fig. 25), con la destrucción de barandas y postes de concreto, así como varios equipos científicos de vigilancia volcánica localizados en el borde del cráter. Alrededor del foco eruptivo se depositaron bombas volcánicas aplastadas (Fig. 26), algunas hasta de 20 m de diámetro. El bosque fue destruido en un 80 % hacia el sureste del cráter (<http://www.rsn.ucr.ac.cr>; <http://www.ovsicori.una.ac.cr/index.php>).



Fig. 25. Efectos de la caída de sedimentos y fragmentos de rocas pequeñas sobre algunas de las instalaciones del parque nacional volcán Poás. Los daños se presentaron durante las explosiones fuertes del 14 y 15 de abril del 2017.



Fig. 26. Vegetación destruida, chamuscada y deshidratada por el impacto de bombas volcánicas (fragmentos incandescentes de lava).

El 2 de junio el volcán volvió a emitir cenizas a partir de la 1 p. m., con incandescencia y bloques que cayeron dentro del cráter, actividad que se mantuvo con altibajos hasta el 20 de ese mes (J. Sibaja, com. escrita, 2019). Las últimas emisiones de cenizas continuaron hasta el 6 de noviembre del 2017 (Fig. 27). Después de ello, el cráter solo presenta actividad exhalativa (salida vigorosa de gases). A inicios de enero del 2018, se volvió a formar el lago cratérico, debido a las abundantes lluvias del frente frío, que impactó al país, a finales del 2017. Las pasadas actividades eruptivas relevantes del Poás se dieron en abril del 2017 que motivaron al cierre del parque nacional, las erupciones menores de enero a marzo del 2018, las de inicios y mediados de febrero del presente año con mucha actividad de gases ácidos (niebla volcánica ácida en las partes altas de Grecia) y esporádica caída de ceniza que afectaron a diversos poblados en sus faldas suroeste. Los días 20 y 21 la columna de gases era de 1-2 km y se dio una lluvia ácida y salina (el día 20 temprano), altamente corrosiva. Una erupción mayor se dio la noche del 22 (8:59 p.m.) con una altura de la columna de vapor de unos 3 km.

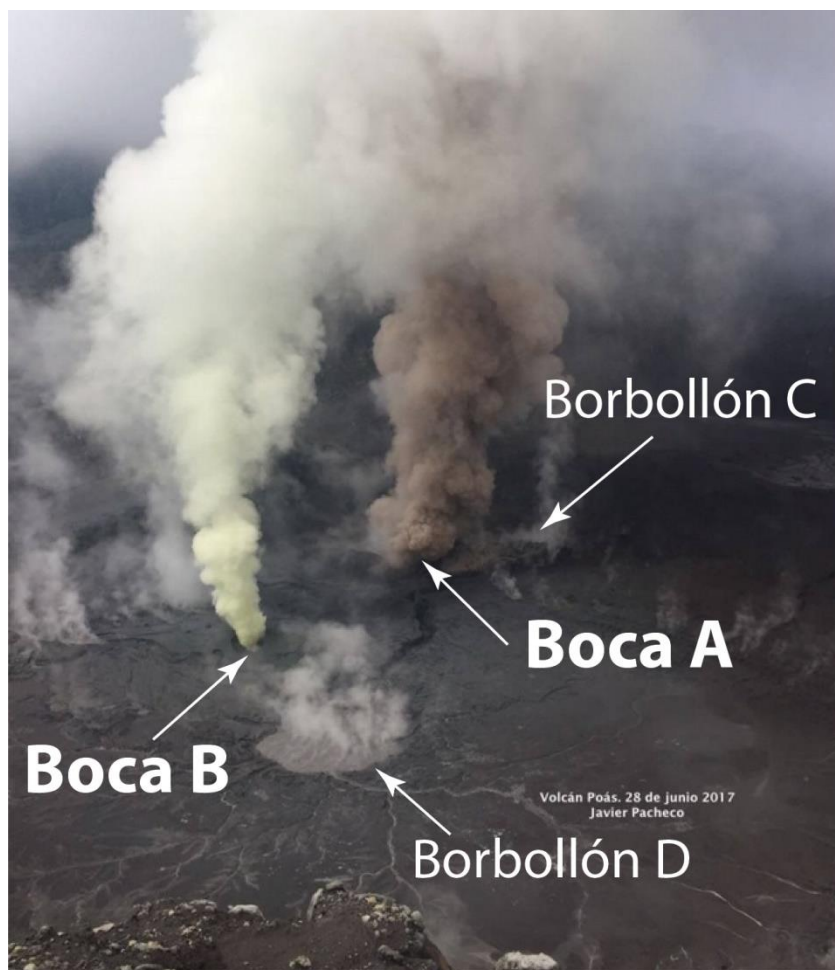


Fig. 27. Diferentes bocas activas en el fondo del cráter del Poás (cortesía de Javier Pacheco, Ovsicori).

Después de las erupciones relevantes del Poás en abril del 2017 que motivaron al cierre del parque nacional, otras erupciones menores se dieron de enero a abril del 2018 (J. Sibaja, com. escrita, 2019), así como las de inicios y mediados de febrero del 2019, los cuales generaron mucha actividad de gases ácidos (niebla volcánica ácida en las partes altas de Grecia) y esporádica caída de ceniza que afectaron a diversos poblados en sus faldas suroeste.

Las erupciones se presentan el 8 de febrero del 2019 con pulsos separados, pero de mayor duración y con salida de ceniza a más de 300 m saliendo por dos focos desde la boca A. Se da una tendencia bien definida de aumento de H_2S/SO_2 . Los balísticos confinados a un radio de 100 m como máximo con varias erupciones desde la boca A. Desde el 6 hasta el 8 de febrero, las personas de Grecia, San Pedro de Grecia, San Juan de Grecia, San Pedro de Sarchí, San Juan de Sarchí, Naranjo, reportan olor a azufre. Para el 12 de febrero, los poblados de San Juanillo, San Luis de Grecia, San Roque, San Ramón, Palmares, Esquipulas, Grecia, Sarchí, Cajón, Los Ángeles de Grecia, Santa Gertrudis, Zarceros y Naranjo con reportes de caída de ceniza. San Pedro de Poás con fuerte olor a azufre. También Aguas Zarcas, Cariblanco, Escazú y Atenas con olor a azufre e incluso se dice que caída de cenizas. La razón CO_2/SO_2 aumentó y todavía queda algo de SO_2 (hasta 50 ppm) y la desaparición total de H_2S . Para el 13 de febrero, se mantiene la copiosa salida de cenizas y gases con columnas amarillentas con el viento hacia el SW. Las columnas de ceniza hasta casi 2 km sobre el nivel del antiguo lago.

De nuevo, a partir del 5 de agosto del 2019 se comenzó a secar aceleradamente su lago cratérico y para el 6 poseía mucha salida de gases (actividad exhalativa) que se prolongó hasta el día 13. Para la tarde del 11 de setiembre, se presentaron pequeñas erupciones hidrotermales, actividad que se mantuvo con altibajos hasta el 17 de ese mes. El 19 de setiembre se presentó una pluma hiperácida con un evento extraordinario de lluvia ácida con la caída de pequeñas partículas (aerosoles) que afectaron notoriamente la vegetación del parque y a su personal. Una erupción ocurrió a las 8:16 a.m. según reportó el OVSICORI, además de la desaparición del lago cratérico. Los días 20 y 21 la columna de gases era de 1-2 km y se dio la caída de una espuma muy ácida y salina (día 20 temprano), altamente corrosiva. Dos erupciones relativamente importantes se dieron, una en la noche del 22 de setiembre (8:59 p. m.) con balísticos y una altura de la columna de vapor de unos 3 km, mientras que la otra el 30 de setiembre (5:40 a. m.) con salida de balísticos y oleadas acompañantes, que quedaron circunscritos a la depresión cratérica, caída de cenizas y una columna de unos 2 km de altura. Se formó una nueva boca en la par de la boca A. Desde ese entonces, la actividad del Poás ha estado relativamente calmada.

En síntesis, las erupciones más importantes se resumen en el siguiente cuadro con los lapsos de quietud (Cuadro 4 y 5). De allí se desprende que, al parecer, los eventos más relevantes, es decir, aquellos que afectaron de manera importante el Mirador hasta el sector conocido como Potrero Cerrado, han ocurrido con intervalos entre cada 43 y 76 años, para un promedio de 61 años. Claro está que esto es una burda aproximación basado en una historia muy corta.

Cuadro 4: Resumen de la actividad eruptiva histórica del Poás (basado principalmente en Casertano *et al.*, 1983; Alvarado, 2009; Mora, 2010; Mora *et al.*, 2019; presente trabajo).

Periodos eruptivos relevantes	Descripción	Comentario
1828-1859	La primera actividad reportada (por escrito) fue en 1828 con conos de azufre y una llama azul; el resto son erupciones pequeñas con lances de barro.	Los reportes de erupciones son pocos, aislados, solamente las principales, observables desde la distancia o que causaron cierta conmoción.
1860	Caída de cenizas en diversos sectores al SW del volcán	Erupción principal de la segunda mitad del siglo XX
1861-1909	Erupciones pequeñas de barro. Existía un lago cratérico que ocupaba todo el fondo del cráter Activo.	Los reportes de erupciones son aislados, discontinuos, solamente las reportadas por los exploradores y naturalistas que ascendieron.
1910	Erupción freatomagmática relevante con una columna de al menos 4 km, que pudo alcanzar por convección del vapor unos 8 km.	Corresponde un evento extraordinario y el primero descrito con cierto detalle por los naturalistas
1911-1952	Erupciones pequeñas de barro similares a las de los años anteriores	Erupciones similares a pre-1910.
1953-1955	Erupciones freatomagmáticas y magmáticas con la formación de un cono piroclásticos que se transforma en una cúpula de lava y una charca de lava intracrática. El lago cratérico se seca.	Esta erupción rompe con el esquema eruptivo freatomagmático y freático previo al depositar una capa de escorias.
1956-1993	Las erupciones freatosurtseyanas reaparecen, excepcionalmente de 400 a 2500 m, algunos años más activas, otros menos o sin erupciones (1980-1986).	Aparición de fumarolas de temperatura elevada (287-960 °C) entre 1980 y 1985 en el domo. Las fumarolas de temperatura elevada se trasladadas en 1987 al lago cratérico, que cuando estaba casi seco tenían temperaturas hasta de 793 °C.
1989-1994	Las erupciones freatosurtseyanas con el secamiento del lago, la formación de conos de azufre, combustión de gases con llamas y mucha caída de ceniza ácida y lluvia ácida.	Quizás esta fase eruptiva es simplemente continuidad de la anterior. Tan solo que el grupo naciente de vulcanólogos designaron con mayor detalle los procesos. La actividad se asemeja a la de 1828.
1995-2016	Erupciones freatosurtseyanas pequeñas, variables en su frecuencia.	Variaciones notorias en el color, temperatura y volumen del lago cratérico, variaciones en la ubicación y actividad de las fumarolas.
2017	Explosiones freatomagmáticas y estrombolianas con lances de balísticos hasta el Mirador	Primera erupción importante descrita monitoreada de previo con las tecnologías de punta y descrita con detalle por la nuevas generaciones de vulcanólogos.
2018-2019	Erupciones menores con caída de ceniza, esmog volcánico y lluvia ácida.	Pueden ser continuidad de la fase eruptiva del 2017 pero todavía es pronto para establecerlo.

Cuadro 5: Erupciones relevantes en el Poás y sus lapsos de quietud, así como posible frecuencia.

Erupción relevante	Índice de explosividad volcánica (VEI)	Lapso de quietud (años)
1834	2	-
1910	2-3	76
1953-1955	2-3	43
2017-2019	2	64
Rango y promedio		43-76 (61)
¿Posible nuevo evento relevante?		2060-2093

Alvarado y Salani (2002) determinaron en su momento, que la probabilidad de que el volcán Poás llegara a tener una erupción (VEI 1-2) en un siglo era muy probable (casi 100 %), pero la probabilidad de que la misma fuese importante en el mismo lapso (VEI ≥ 3) resultaba factible (quizás de un 25-50 %). Finalmente, concluyen que para un evento mayor (VEI 4), la probabilidad puede ser ≤ 1 %.

En estudio estadístico de Dzierma y Wehrmann (2014), realizado hasta el 2012, sugirieron que en el Poás existía una probabilidad de que ocurriera una erupción VEI ≥ 2 en los próximos 2, 5, 10 y 20 años de aproximadamente 10 %, 20 %, 33 % y 54 %.

La erupción del 2017 (VEI 2) ocurrió 17 y 5 años después de dichos estudios dentro de la probabilidad del 100 % de que se diera en este siglo y del 20 % en los 5 años, respectivamente, pero todavía no se ha dado una que pueda alcanzar el grado VEI 3. Todo este historial prehistórico e histórico parece apuntar a que resulta aún probable, que durante en el transcurso del presente siglo (quizás al final del siglo XXI o inicios del XXII), ocurra otra erupción importante en el Poás (VEI 3-4).

PELIGRO VOLCÁNICO

Las erupciones volcánicas varían ampliamente en tipo, magnitud y duración, en un mismo volcán, durante períodos breves o largos. La frecuencia de las erupciones también varía desde una actividad eruptiva periódica por decenas e incluso miles de años, pero con picos en erupciones importantes como es el caso del volcán Poás. Los vulcanólogos han tomado conciencia de que es prácticamente imposible disponer de un calendario con todas las erupciones de un volcán, pese a los intentos compilados en los Cuadros 2 y 3. No obstante, debe al menos intentarse la identificación de los períodos de actividad que pueden asociarse con ciclos evolutivos del volcán. De hecho, cuando pueden caracterizarse estos ciclos y, especialmente el último de los acaecidos, se está en las mejores condiciones para elaborar modelos realmente útiles para la mitigación del riesgo volcánico.

El carácter de la actividad volcánica determina el tipo de morfología resultante, así como el grado y alcance del peligro asociado. Conociendo una determinada geoforma (por ejemplo, la morfología de un cono o de una colada), se puede interpretar qué tipo de actividad le dio origen, así como su grado de desarrollo espacial y temporal relativo. Por su parte, si se estudia con detalle los depósitos volcánicos, en particular los productos de explosiones, se puede conocer no solo el tipo y el carácter de la erupción, sino también su evolución y extensión, así como su volumen, energía y edad.

Los primeros estudios publicados sobre los peligros volcánicos del Poás fueron realizados a escala 1:50 000 como mapa de campo, pero se publicaron a ~ 1:350 000 (Paniagua y Soto, 1986, 1988; Soto y Paniagua, 1992). Otros trabajos le siguieron, algunos con algo más de trabajo de campo (Prosser, 1983; Prosser y Carr, 1987; Jerez y Cline, 1989) o enfocado a las tres erupciones históricas principales (Mora, 2010; Mora-Amador et al., 2019), o bien, una actualización sinóptica (Barrantes y Malavassi, 2015). A estas publicaciones y tesis, se deben de agregar los informes internos realizados por el ICE (Alvarado, 1985, 2004, 2006; Alvarado et al., 1989; Alvarado y Salani, 2002). Sin embargo, la mayoría de estos trabajos toman como marco de referencia las erupciones históricas, no incluyen mapas de isopacas y las dataciones de radiocarbono se restringen a unas 4-5 edades. El único trabajo con algunos mapas de isopacas preliminares es el de Abarca et al. (2016).

A continuación, se describirá brevemente los principales tipos de actividad volcánica, en el entendido que un volcán puede presentar distintos estilos eruptivos durante su historia, aún en un mismo período eruptivo. También se hará una síntesis de la actividad eruptiva del volcán Poás. Dado que el lector (ingeniero, geólogo, geógrafo o ambientalista en sus diversas especialidades), suele no estar familiarizado con la terminología y metodología sobre estudios geovulcanológicos y de riesgo volcánico, en cada apartado se dará una serie de antecedentes y definiciones relacionadas, ejemplificadas con casos relacionados con el área de estudio, con el fin de crear una mejor comprensión del tema.

Seguidamente, se expondrá en detalle los diferentes tipos de peligros volcánicos, que se resumen en el cuadro adjunto.

Cuadro 6: Resumen de los principales peligros volcánicos en el Poás

Peligro	Frecuencia	Tamaño o extensión predominante	Comentarios
Gases volcánicos	Cuasi permanente	<5 km	Peligro bajo, principalmente en las cercanías del cráter y hacia el SW
Lluvia ácida	Frecuente	10 km	Afecta principalmente a cultivos e infraestructura
Esmog volcánico	Poco frecuente	0.5-20 km	Afecta a cultivos e infraestructura
Coladas de lava	Rara	0.5-10 km	Solo derrames intracratericos en tiempo histórico
Corrientes de densidad piroclástica (oleadas basales)	Frecuente las intracratericas; raras las extracratericas	<2 km	La mayoría históricas son vecinas al cráter. Peligro elevado dentro y contigua al cráter
Tefras de caída	Frecuente	2-10 km	Principalmente hacia el SW; ninguna pliniana en 11 000 años
Proyectiles balísticos	Baja	<2.5 km	Aproximadamente cada 43-76 años. Peligro elevado dentro y contigua al cráter
Terremotos volcánicos	Muy frecuentes los de poca magnitud (Mw<3)	Mw<3-5.5	Ningún histórico volcánico que generara daños
Deformación cortical y formación de grietas	Rara; grietas anulares en el cráter	Pequeño	Solo en el borde craterico
Formación de nuevos cráteres y conos	Frecuente intracraterico; raro en los flancos	Varios tamaños, por lo general pequeños	Ningún cráter o cono satelital en tiempo histórico
Avalancha de escombros volcánica y deslizamientos	Ninguna avalancha histórica; frecuentes los deslizamientos pequeños	~0.1-10 km	Ninguna avalancha de escombros en 11 000 años
Lahares	Frecuentes (sisvolcánicos, poseruptivos, temporales y cósmicos)	<20 km	Asociados con las erupciones principales y uno de los peligros mayores
<i>Seiche</i> (oleaje importante en el lago craterico)	Frecuentes en el lago craterico durante erupciones	<0.5 km	Pequeños; importantes durante erupciones grandes o deslizamientos

AMENAZAS VOLCÁNICAS DIRECTAS

Se entiende por aquella incidencia potencial, relacionada directamente a la actividad volcánica.

Gases volcánicos

El magma contiene gases disueltos, los cuales escapan hacia la atmósfera, tanto durante las erupciones como mientras el magma permanece estacionado contiguo a la superficie. Más del noventa por ciento de todo el gas emitido por los volcanes es vapor de agua, la mayoría de la cual es agua subterránea en ebullición. Los gases volcánicos del volcán Poás son fundamentalmente vapor de agua (H₂O), hidrógeno (H₂), dióxido de carbono (CO₂), dióxido de azufre (SO₂), azufre (S), cloruro de hidrógeno (HCl) y fluoruro de hidrógeno (HF). Se ha estimado que emite columnas de gases que expulsan a la atmósfera varios cientos de toneladas diarias de SO₂ y cloro (Cl₂), que son las que dan el carácter ácido a las precipitaciones del lugar (Alfaro, 1989).

Muchos de estos gases en elevadas concentraciones representan un riesgo para la salud, que incluso puede provocar la muerte, pero por lo general causan problemas como irritación de las vías respiratorias y de los ojos (Fig. 28).

Los volcanes también pueden producir un tipo de niebla tóxica o contaminante o esmog volcánico conocida como *vog* (“v” de material volcánico y “og” proviene de *fog*, que significa niebla en inglés). Muchas veces el SO₂ junto con el vapor de agua y otros gases (particularmente CO₂), a veces acompañado de partículas de sulfato y ceniza volcánica, reaccionan con el oxígeno y la humedad del medio en presencia de la luz solar, para producir *vog* mezclado con lluvia ácida, que puede cubrir los flancos de los volcanes con una niebla ácida, azul y espesa, que suele sobrepasar mucho los niveles permitidos de calidad del aire.

El *vog* puede inducir enfermedades obstructivas de las vías respiratorias, particularmente en personas con reactividad conocida (asma, bronquitis, bronquiectasias, enfermedad pulmonar crónica), enfermedades cardiovasculares, además de dolores de cabeza, garganta irritada, broncoespasmo y sibilancias, ojos llorosos y síntomas parecidos a la gripe con producción de moco. Puede ser particularmente peligrosa en edades extremas (infantes lactantes y ancianos) o embarazos (ATS, 2018). El *vog* se ha observado frecuentemente en el volcán Poás como, por ejemplo, durante la segunda semana de febrero del 2019 (Fig. 29).

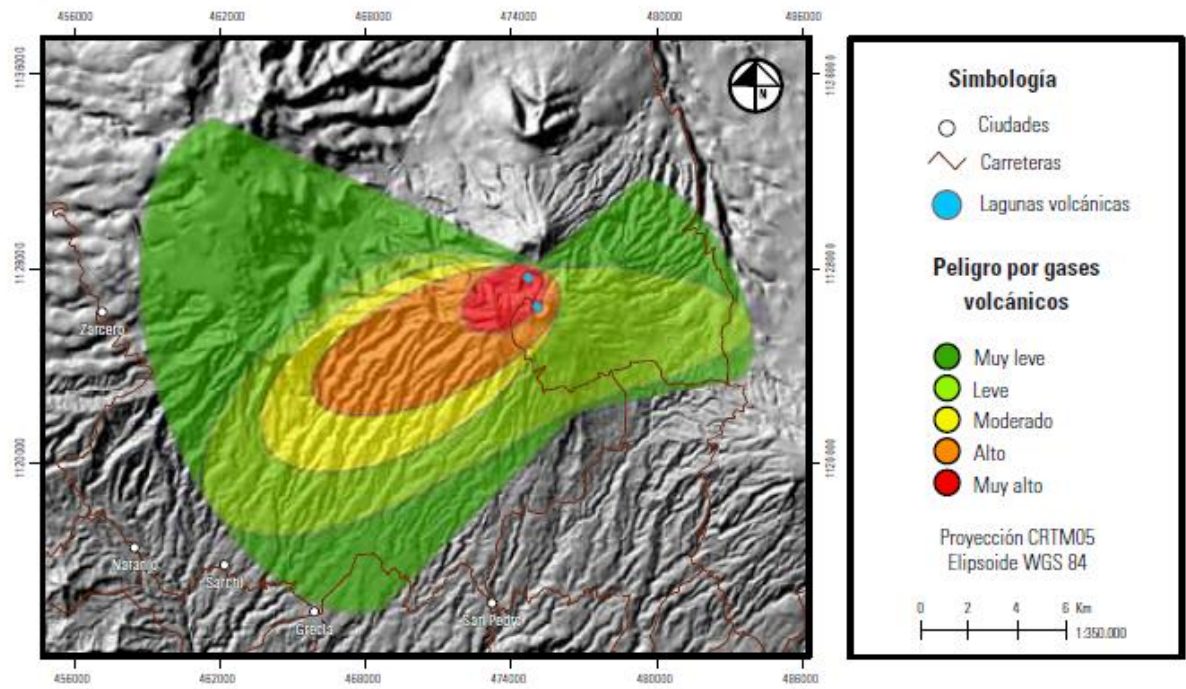


Fig. 28. Mapa de afectación gradual de los gases volcánicos (basado en Barrantes y Malavassi, 2015).



Fig. 29. Esmog volcánico en dirección WSW (fotografía de fuente desconocida).

Mediciones con viento a favor de SO₂ a largo plazo en zonas pobladas, observados en 1991 y 1992, mostraron concentraciones medias de SO₂ hasta ~0,28 ppm (730 µg m⁻³), con mediciones a corto plazo hasta de 0,3-0,5 ppm. Estos niveles excedieron los valores de los lineamientos de la Organización Mundial de la Salud o WHO para 24 horas y en algunas localidades sobrepasaron los niveles para 15 minutos. El nivel más alto de SO₂ tomado en el borde del cráter del Poas fue de ~35 ppm., sustancialmente por encima de los niveles de los lineamientos (Nicholson et al., 1996). De esta forma se estudiaron sus efectos sobre la infraestructura, particularmente los materiales de la industria electrónica (Álvarez y Pridybailo, 2005).

El OVSICORI reportó que las erupciones del Poás de junio del 2017, por ejemplo, estuvieron cargadas de gases (flujo de SO₂ entre 2000 y unas 3000 t/día), cenizas finas y aerosoles (coloides de partículas sólidas o líquidas suspendidas), que se mantenían flotando en las inmediaciones como partículas con diámetros de 40 micrómetros o menos. En ese mes se alcanzaron valores hasta de 18 ppm de SO₂ en la casa de los guardaparques, lo cual llegó a valores que pueden causar toxicidad en el cuerpo. Ese día los guardaparques tuvieron que salir de la zona con sangrado por la nariz y vómito. Las concentraciones más altas de SO₂ se alcanzaron en la casa de guardaparques y en el centro de visitantes (3 km y 1.5 km respectivamente de distancia con respecto al cráter), con valores entre 4 ppm y 0.5 ppm, valores mayores a los encontrados en el Mirador (0.5 km de distancia del cráter Activo), los cuales fueron menores a 3 ppm. Esta situación se dio por el ascenso de las masas de aire emanado por el cráter, a alta temperatura y que, al ir ascendiendo, se enfrió adiabáticamente (hasta 2 km de altura), dispersándose luego según la dirección del viento. Durante el 2018 y el 2019, las emanaciones tienen una menor temperatura y el ascenso de las masas de aire emanado desde el cráter llega a menos de 1 km de altura, dispersándose contiguo a la superficie y teniendo valores de SO₂ el mirador entre 0.1 y 3 ppm. Durante ese período se generaron concentraciones que alcanzaron los 17 ppm en lapsos hasta de 3 horas, después de este tiempo, las concentraciones de SO₂ llegaron a valores por debajo de 0.1 ppm (J. Sibaja, com. escrita, 2019).

El tamaño de los fragmentos es uno de los principales determinantes que estas entren en las vías respiratorias por inhalación. Los fragmentos más grandes generalmente se filtran en la nariz (hasta en un 98%) y en la garganta y no causan problemas, pero las partículas inferiores a unos 10 micrómetros pueden instalarse en los bronquios y en los pulmones y, de ahí, al torrente sanguíneo, tanto en los seres humanos como en los animales, por lo que, pueden causar problemas serios de salud. No obstante, cuando el ambiente se satura en gases o cenizas extremadamente finas, las personas pueden iniciar la respiración bucal, permitiendo el paso directamente a las vías respiratorias inferiores, lo que conlleva al potencial aumento del asma. Por lo anterior, lo recomendable es que las mascarillas, preferiblemente del tipo NIOSH N95 o EN 149: 2001, las cuales estén equipadas para filtrar las partículas finas y neutralizar los gases ácidos y, no tanto, las mascarillas quirúrgicas, porque son mucho más delgadas y no cuentan con material filtrante.

Pese a ello, con o sin máscara, si se siente irritación por los gases, lo recomendable es alejarse del lugar inmediatamente y que los niños permanezcan en sus casas. Las personas con problemas respiratorios, alergias, niños y adultos mayores o con condición física baja, no deben de exponerse a condiciones de este tipo. Si se nota mucho olor a “azufre” (en realidad es dióxido de azufre), se recomienda colocar paños o sabanas mojadas en las rendijas de puertas y ventanas, además de viajar con el vehículo con ventanas cerradas y el aire acondicionado bajo la forma de “recirculación”. En general, la prolongada exposición a los gases volcánicos es uno de los factores que produce lo que los médicos denominan estrés oxidativo, lo cual afecta paulatinamente a los

seres humanos de diversas maneras, por lo que hay que prestar particular atención a las poblaciones bajo la influencia de la polución volcánica y, particularmente, los guardaparques.

Coladas de lava

Son derrames que se producen por las lenguas o flujos de lava eruptadas del cráter o aberturas en los flancos de un volcán (fisuras) cuando fluye hacia abajo, como un fluido relativamente viscoso, moviéndose de acuerdo con la gravedad. Donde pasa el flujo de lava, la tierra agrícola, el bosque y las casas son sepultadas y quemadas. Los factores amenazantes de los flujos o coladas de lava son principalmente gobernados por la viscosidad, tasas de emisión de lava y topografía a lo largo del recorrido. Debido a que la viscosidad disminuye con la temperatura, la velocidad del flujo se reduce al alejarse del foco de emisión.

Las coladas de lava más recientes del área de estudio están asociadas con coladas del Von Frantzius (unos 42 000 años) y del cono Votos (unos 8300 años) basado en diferentes métodos radiométricos. Su longitud máxima es de unos 10 km.

Aunque Barrantes y Malavassi (2015) modelaron coladas de lava con escalas de amenaza desde una peligrosidad muy alta (parte proximal o sector más cercano al foco) hasta muy baja probable (parte distal o más lejana al foco), ya sea que bajaran por el flanco sur del volcán a través de un foco fisural y extendiéndose eventualmente hasta San Pedro de Poás, o bien que erupen por el flanco occidental desde el cráter Activo, por los valles de los ríos Agrios y Desagüe hasta alcanzar eventualmente Bajos del Toro, o por su flanco oriental desde el cráter Activo hasta la ruta 36, al fluir por el río Ángel, su verdadera amenaza es muy baja, aunque no improbable. Primero, si el foco fuese el cráter Activo del Poás, tendría que rellenarse la enorme depresión cratérica con un lago de lava, situación poco probable que llegue a rebasar su borde y aún continuar y extenderse. Por su parte, la formación de un foco cratérico o cono secundario en el flanco sur es igualmente poco probable dado que tiene más de 50 ka de estar inactivos. Por todo lo anterior, en el presente trabajo se cita como uno de los tipos de peligros, pero no se incluyó en los mapas el modelado de coladas de lava dada su baja probabilidad.

Fig. 30. Colada de lava antigua (>50 ka) contiguo a La Altura.

Flujos piroclásticos

El vocablo piroclástico proviene de las palabras griegas *pyro*, que significa fuego y *klastos* que significa quebrado, representa el material formado por la fragmentación de la roca magmática mediante la actividad explosiva de un volcán. Un flujo piroclástico (también conocido como corriente de densidad piroclástica concentrada, CDPc) consiste de un flujo de material volcánico (ceniza hasta grandes bloques métricos), semifluidizado, controlado por la gravedad y que se desplaza lateralmente a ras del suelo. Es un flujo con una alta concentración de fragmentos piroclásticos, donde la fase continua entre ellas es gas y que posee una relación fragmentos/gas elevada. En el caso del volcán Poás, posiblemente se movilizarían por el terreno a una velocidad intermedia (40-150 km/h) y viajarían entre 1 y 7 km del centro emisor, en función de su energía, capacidad de transporte y dirección, por lo que no es posible evacuar en el momento de su presentarse. Su temperatura puede variar entre unos 100 y 800 °C. Muchas veces las explosiones y los flujos resultantes pueden estar acompañados de una onda de impacto.

Por otra parte, las oleadas piroclásticas (también denominadas corrientes de densidad piroclástica diluidas, CDPd), son un tipo de flujo piroclástico de baja concentración y densidad, fluidizados, donde la fase continua entre los fragmentos es el gas. Suelen acompañar a los flujos piroclásticos y, en detalle, suele existir una gradación completa entre los flujos piroclásticos y las oleadas.

Eventos de oleadas piroclásticas y sus depósitos fueron descritas para el Poás en el registro histórico por Soto y Alvarado (1989), Mora (2010) y Mora et al. (2019), por lo general circunscritas al cráter Activo y vecindades inmediatas, en un radio de un kilómetro. Previamente, Paniagua y Soto (1988) daban cabida a la posibilidad de oleadas igualmente limitadas a la gran cavidad cratérica. Hasta el momento, en el corto registro histórico, el valle intermontano habitado del río Toro, así como otros sectores habitados en los alrededores del Poás más allá de los 5 km de circunferencia, no han sido afectados por este tipo de eventos durante las erupciones históricas importantes del Poás. Claramente, existe un peligro para los turistas y funcionarios que los tome desprevenidos una erupción importante en el Mirador o camino al Mirador del cráter Principal o del lago Votos. Aunque la probabilidad es baja, existe. Sin embargo, no toda oleada piroclástica es en extremo peligrosa; existen muchas de ellas muy diluidas, de baja temperatura y velocidad, por lo que existe la posibilidad de sobrevivir o salir incluso ileso con un mínimo de protección. Barrantes y Malavassi (2015) modelan los flujos y oleadas piroclásticas para lo cual toman en cuenta eventos eruptivos mayores, las cuales según sus resultados estarían restringidas a los cauces y laderas de los ríos Desagüe y Ángel desde su nacimiento contiguo al cráter hasta una distancia máxima de 4 km al occidente. Por su parte, las investigaciones de campo en su flanco austral, para los depósitos prehistóricos de los últimos 9000 años, dan cuenta que los flujos y oleadas piroclásticas suelen no extenderse más allá de unos 2.5 km del cráter Activo, aunque sí existen eventos más antiguos en dichos sectores y más allá Fig. 31).

Un aspecto preocupante son los profundos cañones y gargantas presentes entre el cráter Activo (ca. 2400 m s.n.m.) y la población de Bajos del Toro (1400-1440 m s.n.m.) localizada a sus pies, donde existe un desnivel de 1000 m en 7.5 km. Dichos cañones perfectamente podrían ser canales de discurrimiento de flujos piroclásticos fluidizados (si fuesen muy blocosos, posiblemente se detendrían en menos de 4 km), aunque la pendiente del cauce total es inferior a unos 8° (unos 10° en los primeros 4 km). se propone que existe una posibilidad de que los flujos piroclásticos puedan eventualmente alcanzar dicho poblado en el caso de erupciones importantes ($VEI \geq 4$).

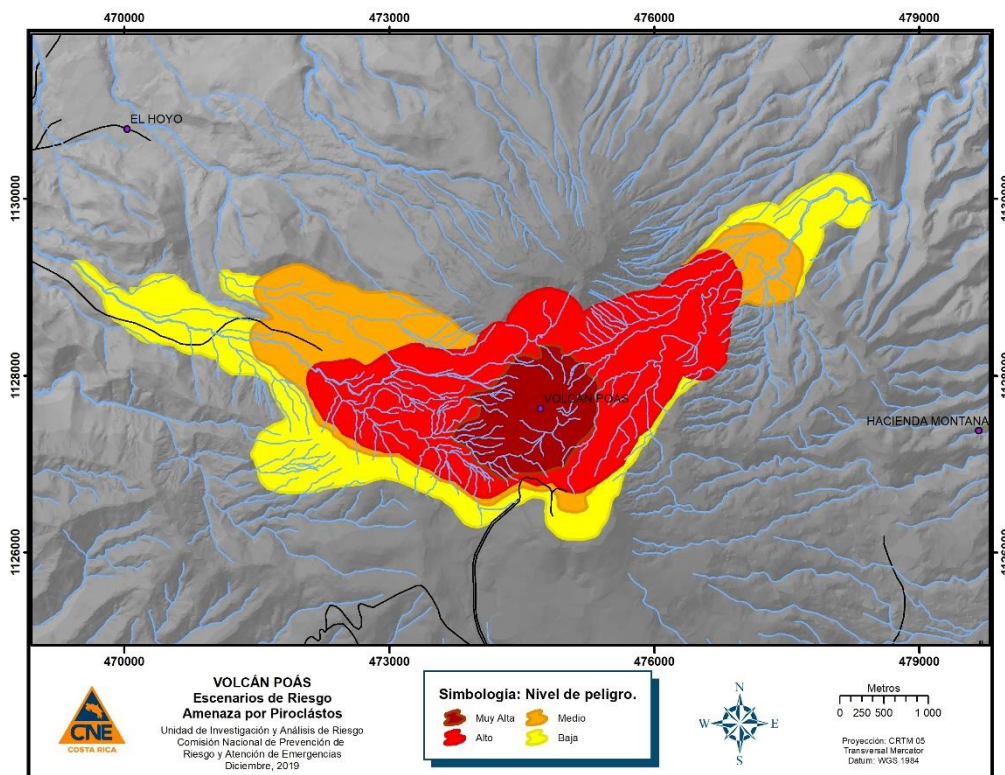


Fig. 31. Áreas potencialmente afectadas por corrientes de densidad piroclástica diluidas (CDPd) u oleadas piroclásticas y por corrientes de densidad piroclástica concentrada (CDPc) o flujos piroclásticos. La amenaza es muy baja a prácticamente nula para los pobladores, así como infraestructura vital, aunque sí puede ser alta para los turistas en los miradores del cráter Principal y Votos en el caso de erupciones importantes. Claramente, si se presentara un evento eruptivo mayor (subpliniano o vulcaniano importante), los flujos piroclásticos pueden extenderse más distancia. Modificado de Barrantes y Malavassi (2015).

Piroclastos de caída (pómez, ceniza)

Cuando el magma asciende, se puede dar una separación brusca de los gases, por lo que se producen explosiones, que fragmentan al magma en erupción y las rocas circundantes, por lo que en consecuencia se forman fragmentos de diversos tamaños (submilimétricos hasta métricos) de lava triturada, reciente (incandescente o juvenil) o preexistente, incluso rocas no volcánicas. Estos fragmentos de roca que han sido expulsadas hacia la atmósfera y que luego caen nuevamente sobre la superficie terrestre se llaman piroclastos (también conocidos como tefras). Los piroclastos varían de tamaño y adquieren su nombre en función de la granulometría, desde ceniza (<2mm) a lapilli (2-64 mm) hasta bloques y bombas (<64mm). Los bloques poseen formas angulares, juveniles o no, mientras que las bombas poseen formas aerodinámicas de lava pastosa, debido a que fueron

eyectadas incandescentes. La ceniza volcánica es roca finamente pulverizada constituida de fragmentos de rocas preexistentes, escorias o pómez, así como cristales.

Los piroclastos son expedidos hacia arriba del cráter, primero como un chorro de velocidad elevada y después como una columna eruptiva. Los piroclastos de mayor tamaño y densidad suelen caer contiguos al cráter. Los fragmentos de tamaño intermedio a más finas son transportadas hacia arriba por medio de la columna eruptiva, la cual consisten de una zona inferior de empuje de gases y por una zona superior convectiva, donde las más pequeñas y livianas pueden ser transportadas por el viento.

La altura de la columna eruptiva (entre unos 100 m y los 55 km de altura) está determinada por la temperatura del material y por la tasa de emisión del mismo, los cuales, en conjunto con la dirección y fuerza del viento, son los factores que controlan el transporte de las tefras a grandes distancias. Por ejemplo, una columna eruptiva puede crecer rápidamente y alcanzar la nube de cenizas más de 20 km sobre el volcán en menos de 30 minutos. Cuando la columna en ascenso termal en la atmósfera alcanza una densidad y temperatura igual a la que le circunda por enfriamiento, así pues, se expande lateralmente y forma una amplia nube o penacho. Una vez en la atmósfera, las cenizas y algunos lapilli son arrastrados por el viento y luego caen por gravedad que, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la capa de tefra presenta una disminución en tamaño del grano y forma depósitos más delgados. Las nubes eruptivas grandes pueden extenderse cientos o miles de kilómetros en la dirección del viento, para producir lluvias de ceniza sobre áreas de gran extensión. Son los llamados piroclastos de caída o depósitos de caída.

Para el volcán Poás se podrían presentar tres tipos de erupciones de importancia: estromboliana (menor), vulcaniana (menor y mayor) y pliniana (menor) (Fig. 32):

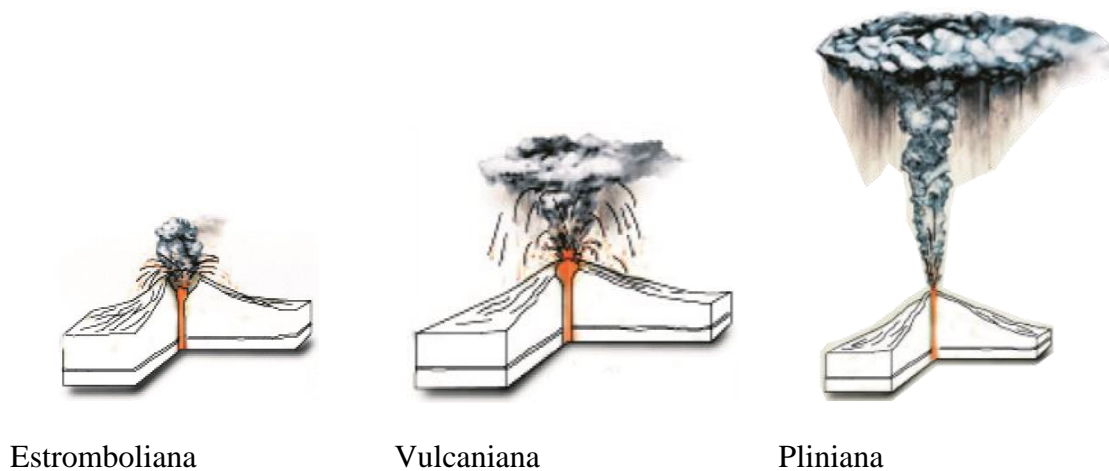


Fig. 32. Tipos de erupciones volcánicas que se podrían presentar en el volcán Poás.

La tefra constituye el peligro directo de mayor alcance derivado de erupciones volcánicas, constituyendo una amenaza para la vida y las propiedades debido a la fuerza del impacto de los fragmentos que caen (fragmentos balísticos que se tratan por aparte), a las partículas en suspensión en el aire y agua, al transporte de gases nocivos, ácidos, sales, así como al enterramiento que producen. Entre los efectos más frecuentes de las cenizas, se registran la muerte o quema parcial o

total de los bosques y los sembradíos, así como sus productos agrícolas (como legumbres), así como los efectos en los animales (fauna silvestre, ganadería, animales domésticos).

A ello se le debe agregar la contaminación de los ríos y de las fuentes de agua e incluso interrupción del abastecimiento del agua, obstrucciones de filtros y conductos (tuberías de conducción), problemas con la disposición de aguas servidas y la inhabilitación temporal de los sistemas de alcantarillados, por lo que se puede incrementar el riesgo de enfermedades en las áreas afectadas. Se debe tener en cuenta que la contaminación de ríos y quebradas, poseen un mayor riesgo por su área expuesta. La ceniza puede alterar las características organolépticas (sabor, olor y color) del agua. Este líquido vital puede contaminarse con flúor, metales pesados como aluminio, cobre, arsénico, lo que provoca intoxicación. Aunque en primera instancia no impide su consumo, si se debe velar por la composición química del agua, para lo cual se recomienda periódicamente el grado de acidez y los contenidos de Al, Cu, Fe, Mn, F, As, B, Mn, V y Rn, entre otros, para comprobar que sea apta para el consumo humano por periodos prolongados. En otros casos, se puede dar enfermedades gastrointestinales, que pueden llevar a la muerte en personas crónicas (Stewart et al., 2006). La exposición a las cenizas por los humanos y animales trae consigo la aparición de problemas médicos, agravándose las dolencias respiratorias, las alergias (Ortiz, 1996).

Tal y como se mencionó, los animales domésticos y de producción como el ganado se ven más afectado por el consumo de pastos cargados de ceniza, lo que genera un sinnúmero de enfermedades e, incluso, la muerte. Las cenizas ingeridas junto con el pasto y el agua, al ser insolubles, se depositan en el retículo que controla los movimientos ruminales, por lo que pueden paralizar y afectar el funcionamiento normal del aparato digestivo. También, se afectan las vías respiratorias y los ojos.

Las cenizas son altamente conductivas (<100 ohmios/metro), por lo que a mayor cantidad de humedad (especialmente cuanto posean gran cantidad de minerales de alteración y sales) y compactación, su resistividad será menor y aumentará la conductividad, con ello, la posibilidad de un cortocircuito o salto de corriente. La caída de cenizas no solo puede interrumpir la conducción de electricidad, sino que puede disparar y repercutir en una serie de eventos en cascada perjudiciales en los usuarios, tales como daños a la salud por falta de fluido eléctrico para preservar los alimentos, afectación a otras instalaciones de infraestructura que dependen de la electricidad para su funcionamiento como las lecherías, el turismo, etcétera (Wardman et al., 2011, 2012; Scaini et al., 2014; Wilson et al., 2012). Cortos en el fluido eléctrico se dieron varias veces en el volcán Turrialba durante el 2016, año con mayor actividad eruptiva, con el inconveniente de que la ganadería de ordeño de leche se veía afectada por ser ahora mecanizada y no manual. Varias medidas fueron aplicadas por el personal del ICE (ver Alvarado et al., 2006).

El peso de la tefra (lapilli de pómez o escorias, cenizas) puede ocasionar el colapso de techos de viviendas. Los efectos de la carga de los piroclastos sobre las construcciones varían considerablemente en función del diseño (se aconseja inclinaciones superiores a los 20°; preferiblemente unos 35°) y los materiales de construcción. Sin embargo, en general, los techos suelen no resistir más de 10 cm de espesor de cenizas y a veces se requiere de tan solo 2-4 cm de ceniza para producir el colapso de los tejados (Fig. 33). Lo anterior se debe a que, por ejemplo, entre 1 y 10 cm de tefras secas (densidad de 0.4-0.7 g/cm³) agregan entre 19-20 y 20-100 kg/m², respectivamente. Aunque cuando está húmeda (densidad de 1.0-2.0 g/cm³), su peso incrementa hasta 50-150 kg/m² (Crandell et al., 1984; Scott, 1989; Ortiz, 1996).

Las cenizas finas pueden presentar problemas por su carácter abrasivo y pueden permanecer mucho tiempo y ser constantemente removidas por el viento. De estos sobresale los efectos en el

tránsito aéreo, puesto que el viento transporta las cenizas más pequeñas a mayores distancias y puede poner en serio peligro a la navegación aérea y cerrar el tránsito aéreo en los aeropuertos por prevención, trayendo cuantiosas pérdidas económicas (Ortiz, 1996). A partir del 12 de marzo del 2015 y producto de la actividad eruptiva del Turrialba, el tránsito aéreo se cerró varias veces en los aeropuertos Juan Santamaría y Tobías Bolaños, trayendo considerables pérdidas económicas no solo por la cancelación de vuelos y los trastornos de los pasajeros, sino al turismo (cancelación de excursiones, hoteles), en particular en un país cuya fuente principal de entrada de divisas es el turismo (Alvarado et al., 2016; Campos y Alvarado, 2018).

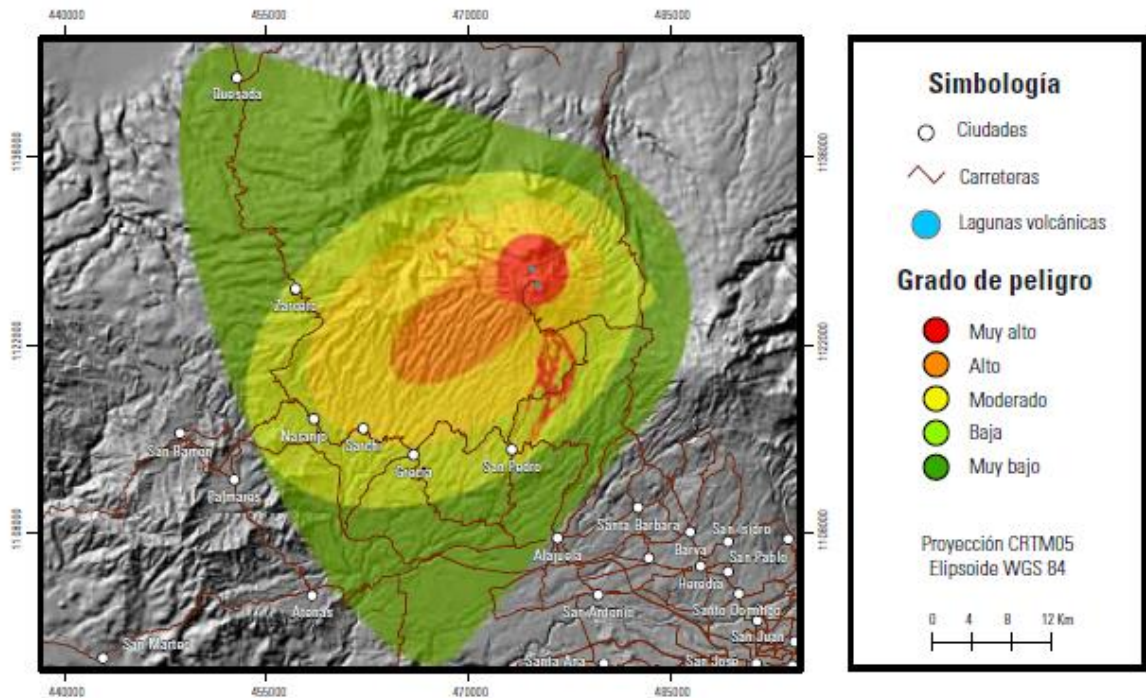


Fig. 33. Peligrosidad por caída de ceniza procedente del Poás (Barrantes y Malavassi, 2015).

La magnitud de las erupciones se puede establecer mediante una escala de intensidad que se basa en si la erupción fue eminentemente de coladas de lava (Índice de Explosividad Volcánica, con sus siglas internacionales en inglés VEI), o ligeramente explosiva con poca producción de cenizas, bombas y lapilli (tefras) con una columna de baja altura 0,1 - 5 km, para un VEI= 1-2), hasta con importantes volúmenes emitidos de tefras y alturas superiores a los 10-25 km (VEI entre 4 y 8). Hasta el momento, a nivel mundial, no se ha registrado en tiempo histórico (escrito) una erupción de intensidad 8, solo 4 de intensidad 7, unas 869 de intensidad 3 y un número muy superior a 700 de intensidad 0 (Siebert et al., 2010).

Para cada uno de los tipos de posibles erupciones, se han modelado escenarios con la aplicación Ash3d, desarrollada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, *Volcano Hazards Program*) en el 2013 (Mastin et al., 2013). Ash3d es un modelo atmosférico euleriano tridimensional para el transporte, la dispersión y la deposición de tefra. Su objetivo principal es el

de estudiar y pronosticar los peligros de las nubes de cenizas volcánicas y la caída de tefra (Mastin et al., 2013). Para más detalles sobre esta aplicación, se puede consultar el capítulo *Metodología*. Alvarado y Vargas (2018) realizaron los modelajes con base en volúmenes de material eruptado entre 2×10^6 y $200 \times 10^6 \text{ m}^3$ (0.002 y 0.2 km^3), alturas de la columna de cenizas entre 3.5 y 15 km y tiempos de duración del evento de 1.3 y 6 horas. Los anteriores valores fueron escogidos de acuerdo con la historia evolutiva del volcán, la literatura escrita e investigaciones efectuadas hasta la fecha (Cuadro 7).

Cuadro 7. Parámetros utilizados para los diferentes tipos de erupciones, del volcán Poás y su modelación con Ash3d (tomado de Alvarado y Vargas, 2018).

Tipo de erupción	Volumen (10^6 m^3)	Volumen (km^3)	Altura de la columna (km) ¹	Duración de la erupción (horas)	Escenario
Estromboliana	2	0.002	3.5	1	Estromboliana menor de duración corta
Vulcaniana menor	30	0.03	4	1	Vulcaniana menor de duración corta
				3	Vulcaniana menor de duración media
				6	Vulcaniana menor de duración larga
Vulcaniana mayor	30	0.03	8	1	Vulcaniana mayor de duración corta
				3	Vulcaniana mayor de duración media
				6	Vulcaniana mayor de duración larga
Pliniana	200	0.2	15	3	Pliniana menor de duración media

(1) Altura de la columna (km) = elevación del volcán (2708 m s.n.m.) + altura de la columna de cenizas sobre el cráter.

Para los diferentes escenarios se utilizaron 24 horas como el parámetro durante el cual Ash3d calcula el transporte de la nube. Para las simulaciones de los depósitos de ceniza, Ash3d utiliza 48 horas para el cálculo numérico, después de que comienza la erupción. Con respecto a la elevación del volcán Poás, Ash3D emplea un valor de 2708 m s.n.m., que lo extrae la aplicación, del banco de datos de volcanes activos alrededor del mundo (*Smithsonian Institution's Global Volcano Program*). Dicha elevación es la misma que el dato oficial para Costa Rica, publicado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2013), que es de 2708 m.

Se han realizado simulaciones para todas las estaciones del año, un total de 4 para cada uno de los tipos de erupciones. Estas estaciones son las correspondientes al hemisferio norte, a saber: verano o periodo estival, otoño, invierno y primavera (Alvarado y Fernández, 2001). De cada estación se escogieron los meses de enero, abril, julio y octubre, como los meses más

representativos (Albentosa, 1990) y donde la estación está mejor marcada (Cuadro 8). Todas las simulaciones fueron realizadas para el día 15 de cada mes y a las 8 horas (hora local).

Cuadro 8. Estaciones del año correspondientes al hemisferio norte.

Estación	Meses		
Verano (periodo estival)	Junio	Julio	Agosto
Otoño	Setiembre	Octubre	Noviembre
Invierno	Diciembre	Enero	Febrero
Primavera	Marzo	Abril	Mayo

Alvarado y Vargas (2018) realizaron un análisis de todas las estaciones del año y para cada una, se han modelado los tipos de erupciones volcánicas. Es decir, los mapas que se presentan a continuación se refieren a dicha compilación.

Para Costa Rica, los vientos alisios provienen principalmente del noreste y orientan la nube de tefra hacia el oeste y hacia el suroeste, pero, también se presentan épocas en que los vientos vienen del sureste, suroeste (Pacífico), oeste y noroeste, lo cual podría empujar las nubes de cenizas hacia otras direcciones. Por tanto, para este estudio se ha hecho una simulación para el día 25 de setiembre del 2017 (08:00 hora local). Durante esta fecha, los vientos provenían del Pacífico y desplazarían la nube de cenizas hacia el noroeste del macizo del Poás, en dirección al valle del río Toro. Se utilizaron los pronósticos de viento de la NOAA para el día indicado.

Cabe mencionar que todas las simulaciones hechas con Ash3D, se deben considerar como una aproximación ya que, la dirección y la velocidad del viento, en alguna fecha en particular, pueden modificar drásticamente los límites de las áreas aquí presentadas, así como su extensión territorial. Se recomienda, utilizar la herramienta en tiempo real para minimizar la incertidumbre del modelo.

- **Explosión estromboliana**

Se caracteriza por pequeñas emisiones de materiales en estado fundido o pastoso, que están separadas por intervalos de pocos minutos u horas, acompañadas en ciertos casos por derrames de lava. Las explosiones son provocadas al liberarse las burbujas de gas, acumuladas en el magma cuando alcanzan el techo de la columna magmática en niveles superficiales. Consisten de proyecciones periódicas de numerosas salpicaduras (bombas, lapilli y pocas cenizas) y bloques de lava incandescentes de diversos tamaños que se solidifican rápidamente. Algunas fases explosivas del volcán Poás se han dado durante 1953.

Como se puede observar en la Fig. 34, las simulaciones para un escenario con una erupción estromboliana menor, de duración corta (volumen de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$, altura de la columna de cenizas de 3,5 km y duración de 1 hora), muestra que la población de Bajos del Toro sí se vería afectado en cierta medida. Se debe apuntar que los patrones de depositación, aquí presentados, son patrones generalizados de acuerdo con los parámetros de la simulación, es decir, las trazas de las cenizas podrían extenderse más allá de los límites que presentan los mapas.

Específicamente, con la aplicación Ash3d se ha hecho una simulación para el día 25 de setiembre del 2017, con un volumen de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ (0.002 km^3) de material eruptado, una columna de cenizas de 3.5 km de altura y una erupción con duración de 1 hora (Cuadro 7). El mapa resultante

(Fig. 35), muestra un grado de afectación (depósitos de ceniza) para el sector de Bajos del Toro. Aunque la probabilidad de que ocurra es baja, no es nula, por lo que sería recomendable que la población contara con mascarillas preventivas para no aspirar cenizas y tener un plan de emergencia y de evacuación.

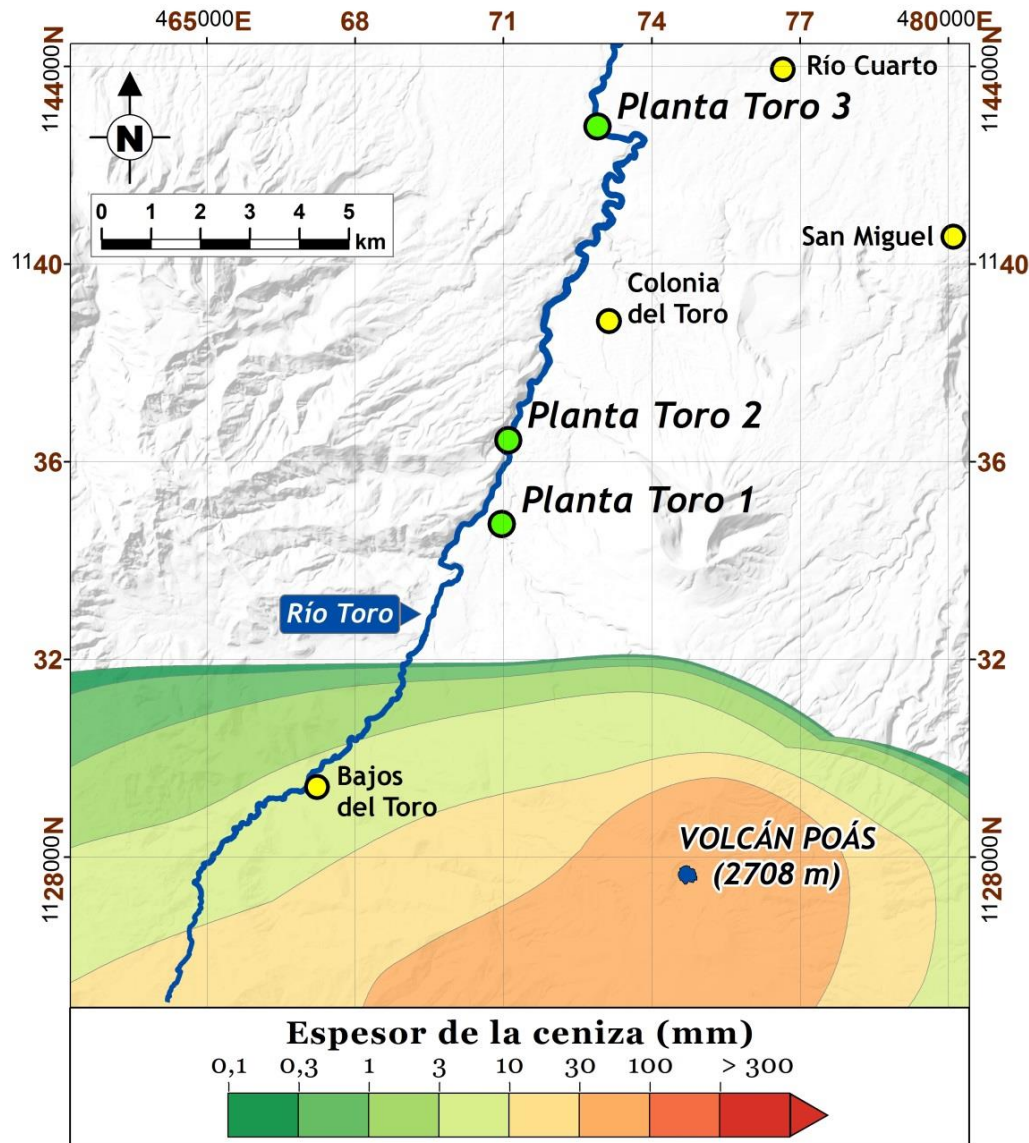


Fig. 34. Simulación de depósitos de tefra hecha con Ash3d para una erupción estromboliana menor de duración corta (volumen: $2 \times 10^6 \text{ m}^3$, altura de la columna de cenizas: 3,5 km y duración de la erupción: 1 hora). Mapa compilado de las simulaciones hechas para los meses de enero, abril, julio y octubre del año 2017 (tomado de Alvarado y Vargas, 2018).

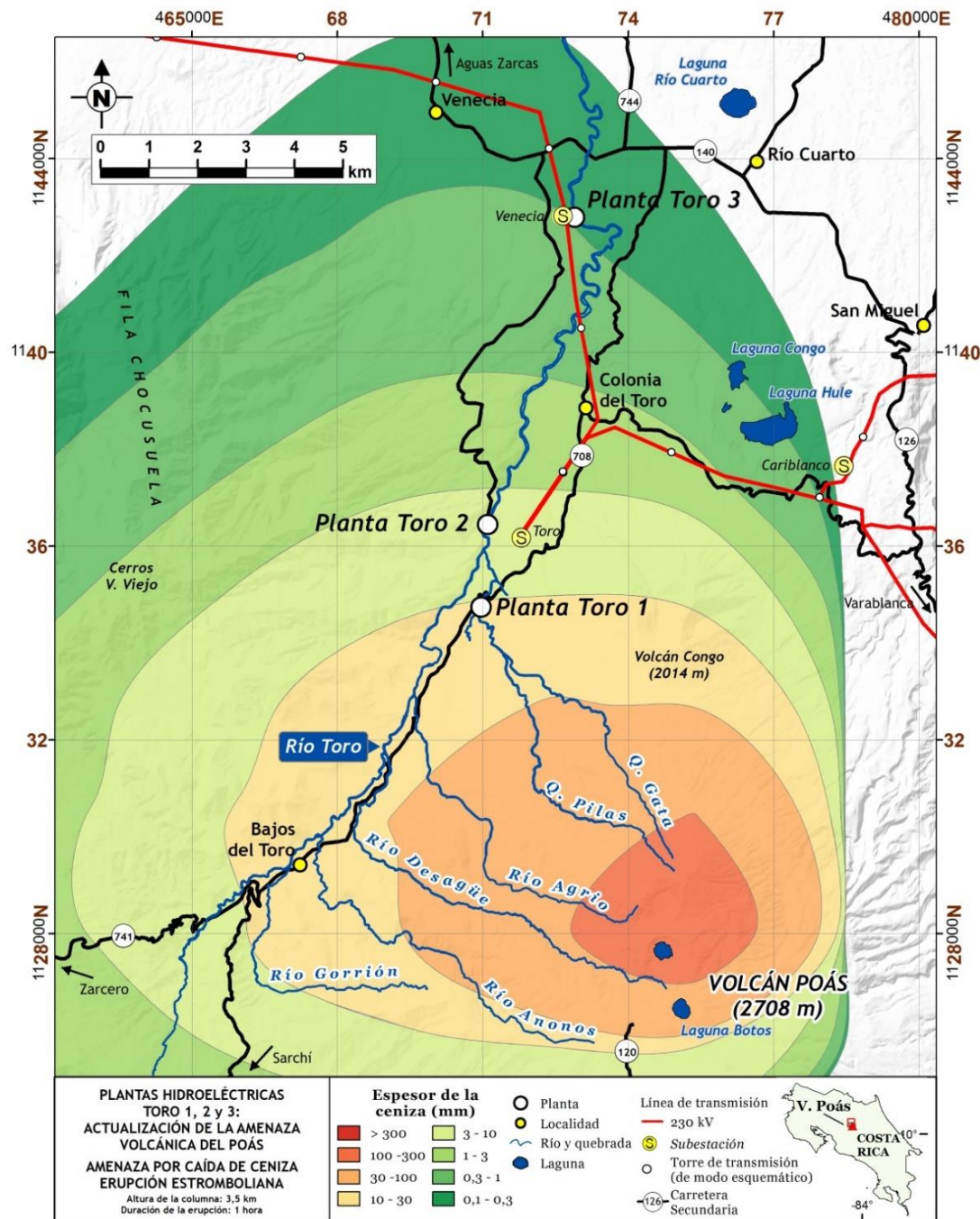


Fig. 35. Mapa de simulación de una erupción estromboliana menor, de duración corta (aplicación Ash3d), para un volumen de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$, altura de la columna de cenizas de 3,5 km, y una erupción con duración de 1 hora. Simulación para el día 25 de setiembre del 2017. Si se compara con la Fig. 34 se observa cómo, la velocidad y dirección del viento, en función de la época del año, influye significativamente en la amenaza (tomado de Alvarado y Vargas, 2018).

- **Explosión vulcaniana (freatomagmática)**

Son erupciones volcánicas, muchas veces violentas, que suelen estar relacionadas con la interacción del magma con agua externa; tienen lugar cuando el magma, durante su ascenso, alcanza un nivel relativamente superficial en el que existe cierta cantidad de agua. Debido a ello, se origina una violenta interacción que fragmenta finamente el magma, produciendo gran cantidad de vapor, cenizas, lapilli, bloques y bombas. Cuando no hay material juvenil (magma recientemente fragmentado por su contacto con el agua) se denominan erupciones freáticas. Algunas erupciones de los periodos explosivos del volcán Poás (1910, 1953, 2017), fueron de este tipo.

Las explosiones históricas más fuertes del volcán Poás lanzaron cenizas sobre las localidades de: San Pedro de Poás, Varablanca, San Miguel de Sarapiquí, Santa Clara, San Ramón, Esparza, Santa Eulalia, San Jerónimo, Poasito, norte de Grecia y Bellavista. Usualmente, las erupciones freatomagmáticas prehistóricas generaron depósitos de más de 0,5 m de espesor a una distancia de 8 km del cráter. Con base en toda la información presentada, puede concluirse, con las debidas reservas del caso, que en el caso del volcán Poás existe un área de mayor peligro por caída de piroclastos gruesos a "corto plazo" en un radio aproximado de un kilómetro y de peligro moderado a "mediano y largo plazo" a 7 km, todas dentro del área de afectación hacia el poblado de Bajos del Toro aunque fuera del área de influencia de las Plantas Toro 1, 2 y 3. No obstante, esto no implica, que en un futuro puede ocurrir un cambio en la dinámica del volcán que pueda generar explosiones más peligrosas.

Para este estudio se han hecho simulaciones para dos tipos de erupción vulcaniana: menor y mayor. A su vez, se han supuesto escenarios para cada una de ellas, de duración corta, media y larga. Los escenarios resultantes se han hecho para las diferentes estaciones del año.

- **Erupción vulcaniana menor**

Como se puede observar en las simulaciones, para un escenario con una erupción vulcaniana menor de corta, media y larga duración (volumen de $30 \times 10^6 \text{ m}^3$, altura de la columna de cenizas de 4 km y duración de la erupción de 1, 3 y 6 horas), hechas para los meses de enero, abril, julio y octubre, indican que Bajos del Toro se verían afectadas por los depósitos de cenizas volcánicas (Fig. 36) y solamente se podría esperar en determinados depósitos de cenizas a nivel de trazas ($< 0.1 \text{ mm}$), según se desprende del trabajo de Alvarado y Vargas (2018). En todos estos escenarios, el factor más determinante lo constituye la dirección del viento y la tasa eruptiva (cantidad de cenizas eruptadas en el tiempo).

Se han hecho, además, simulaciones para el día 25 de setiembre del 2017, con un volumen de $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($0,03 \text{ km}^3$) de material eruptado, una columna de cenizas de 4 km de altura y una erupción con duraciones de 1, 3 y 6 horas (Fig. 26). Los mapas resultantes muestran un grado de afectación (depósitos de ceniza) para Bajos del Toro de 30-300 mm. El peligro sobre las instalaciones de las Plantas Toro 1, 2 y 3, para una posible erupción de este tipo, se podría catalogar como alto, particularmente por la salud del personal como para los equipos electromecánicos delicados; sin embargo, su probabilidad es baja.

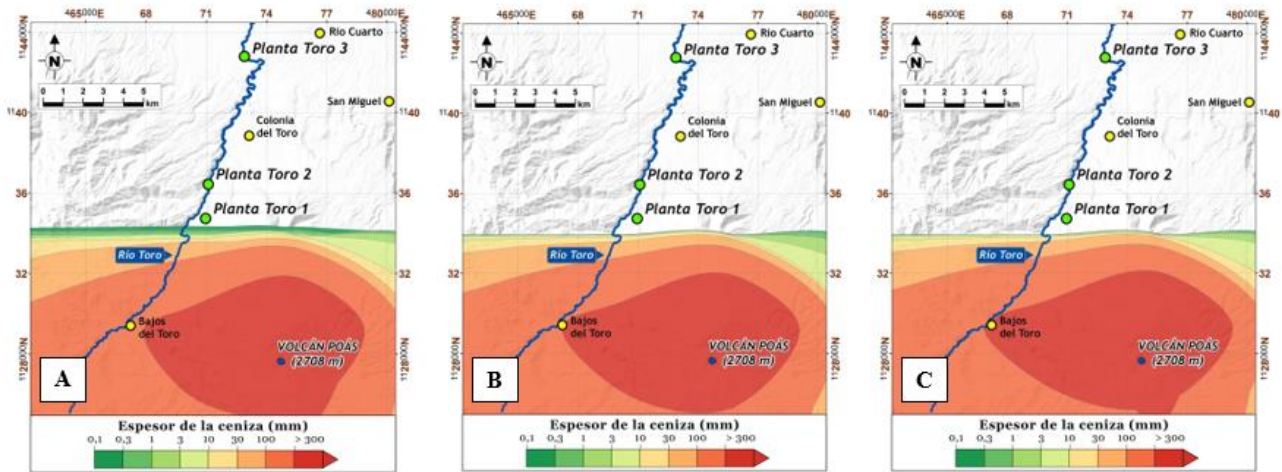


Fig. 36. Simulaciones de depósitos de tefra hecha con Ash3d. Erupción vulcaniana menor de duración corta: 1 hora (A), duración media: 3 horas (B) y duración larga: 6 horas (C). Todas para un volumen de $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ y altura de la columna de cenizas de 4 km. Mapas compilados de las simulaciones hechas para los meses de enero, abril, julio y octubre del año 2017. Las simulaciones son muy similares para el área de interés (Alvarado y Vargas, 2018).

- **Erupción vulcaniana mayor**

Las simulaciones para un escenario con una erupción vulcaniana mayor de corta, media y larga duración (volumen de $30 \times 10^6 \text{ m}^3$, altura de la columna de cenizas de 8 km y duración de la erupción de 1.3 y 6 horas), fueron hechas para los meses de enero, abril, julio y octubre (Fig. 37). Ellas indican que la población de Bajos del Toro se vería afectada por unos milímetros de cenizas, constituyendo un cierto peligro para la salud de la población, particularmente los niños, los adultos mayores y las personas con problemas respiratorios. Para las plantas hidroeléctricas, solamente se podría esperar en determinados depósitos con valores de 1-3 mm de cenizas para las Plantas Toro 1 y 2 y de trazas ($< 0.1 \text{ mm}$) para la Planta Toro 3.

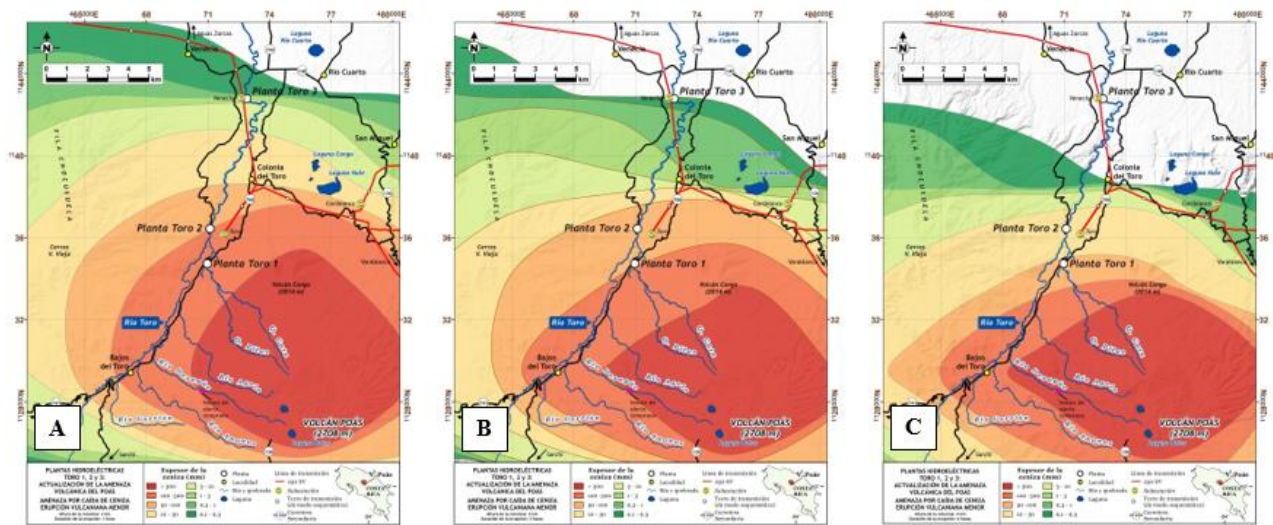


Fig. 37. Simulaciones de depósitos de tefra hecha con Ash3d (Alvarado y Vargas, 2018). Erupción vulcaniana menor de duración corta: 1 hora (A), duración media: 3 horas (B) y duración larga: 6 horas (C). Todas para un volumen de $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ y altura de la columna de cenizas de 4 km. Simulaciones para el día 25 de setiembre del 2017. Se desprende que, a un mismo volumen eruptado, entre menos sea el tiempo de la erupción, mayor serían los efectos.

- **Explosión pliniana**

Consiste en la emisión rápida y continua de un gran volumen de pómez, asociada con un paroxismo violento y explosivo, generalmente después de un largo reposo eruptivo, que es proyectado en forma de una columna de al menos 20 km de altura sobre el nivel del cráter. Muchas explosiones prehistóricas (> 40 000 años) del volcán Poás fueron de tipo pliniano, además de depósitos menos espesos de lapilli pumítico de caída (tipo subpliniano) de 1 m de grosor a 12 km de radio.

La probabilidad de una pliniana en el Poás es muy baja dado que no hay registros prehistóricos de los últimos 10 000 años que así lo justifiquen, por lo que no se realizó el evaluó (Fig. 38). Sin embargo, Alvarado y Vargas (2018) realizaron varios ejercicios al respecto, donde claramente sus efectos en la población, economía e infraestructura sí serían severos, aunque no se visualiza a corto plazo un evento de este tipo.



Fig. 38. Secuencias explosivas alternas de depósitos plinianos, subplinianos y freatomagmáticos antiguos (Pleistoceno Superior) en la carretera de Varablanca a Cariblanco. Son depósitos muy antiguos (más de 12 000 años).

Proyectiles balísticos

Al ocurrir una explosión en el cráter, los fragmentos de roca son lanzados a alta velocidad por los aires para luego caer en la superficie del terreno. Debido a que estos proyectiles siguen una trayectoria parabólica, similar a una bala de cañón, se les denomina balísticos. La amenaza extrema está concentrada en las inmediaciones del cráter, constituyendo un peligro serio para los turistas, en particular, dado que no siempre se conocen bien las señales premonitoras de todos los eventos.

Las zonas de peligro por caída de proyectiles volcánicos, suelen ilustrarse como círculos concéntricos o de tipo oblongo, con centro en el cráter. Las bombas volcánicas poseen formas aerodinámicas por eyectarse aún líquidas o pastosas, mientras que los bloques tienen formas angulares. Observaciones en varios volcanes alrededor del mundo demuestran que los proyectiles balísticos pueden alcanzar velocidades de eyección entre 50-600 m/s y su alcance puede variar entre cientos de metros a varios kilómetros (Brenes-André et al., en revisión).

En el caso del Poás durante la erupción del 2017, según Brenes-André et al. (en revisión), la velocidad inicial de salida de los balísticos se estimó en 100-300 m/s (360-1080 km/h), con una velocidad final de 36-120 m/s (129-432 km/h) y una terminal de 124-250 m/s (446-900 km/h). Los balísticos (bombas y bloques) generaron cráteres de impactos y afectación en la infraestructura del Mirador del cráter Activo (Fig. 39).



Fig. 39. Ejemplo de proyectiles balísticos y sus efectos en la infraestructura a raíz de la erupción del Poás en abril del 2017.

Las explosiones históricas regulares suelen los bloques caer dentro del área cratérica, mientras que las más fuertes del volcán Poás lanzaron bombas y bloques que han caído a menos de 2,5 km del foco activo del cráter Principal, aunque por lo general a menos de 1,5 km (Mora, 2010; Mora-Amador et al., 2019). Paniagua y Soto (1988) establecen un radio de 8 km para la caída bloques freáticos de erupciones prehistóricas, estableciendo un radio máximo de 4 km para bloques de ≥ 30 cm de diámetro y de $\geq 6,4$ cm a ≤ 8 km. Sin embargo, se desconoce qué rango de edad poseen los depósitos explosivos que ellos midieron, dado que dentro de un radio de 8 km existen depósitos de 50 000 años y más. Para los últimos 9000 años, no obstante, la distancia máxima de bloques en su mayoría no supera los 2,5 km. Aunque se conocen erupciones históricas que en Costa Rica han alcanzado varios kilómetros de distancia y que la balística suele estar restringida dentro de los primeros 5 km, con el fin de ser conservadores y con base en todo lo anteriormente expuesto, se pueden establecer los siguientes radios de peligro por balística más frecuentes en el Poás, de mayor a menor probabilidad: a) 0-0.5 km, b) 0.5-1.5 km y c) 1.5-2.5 km y c) 2.5-4 km.

El mapa que se muestra a continuación evidencia que Bajos del Toro está fuera del alcance más probable de los balísticos, al igual que las comunidades de Altura y Poásito, que tan solo en casos muy excepcionales podrían ser alcanzadas (Fig. 40).

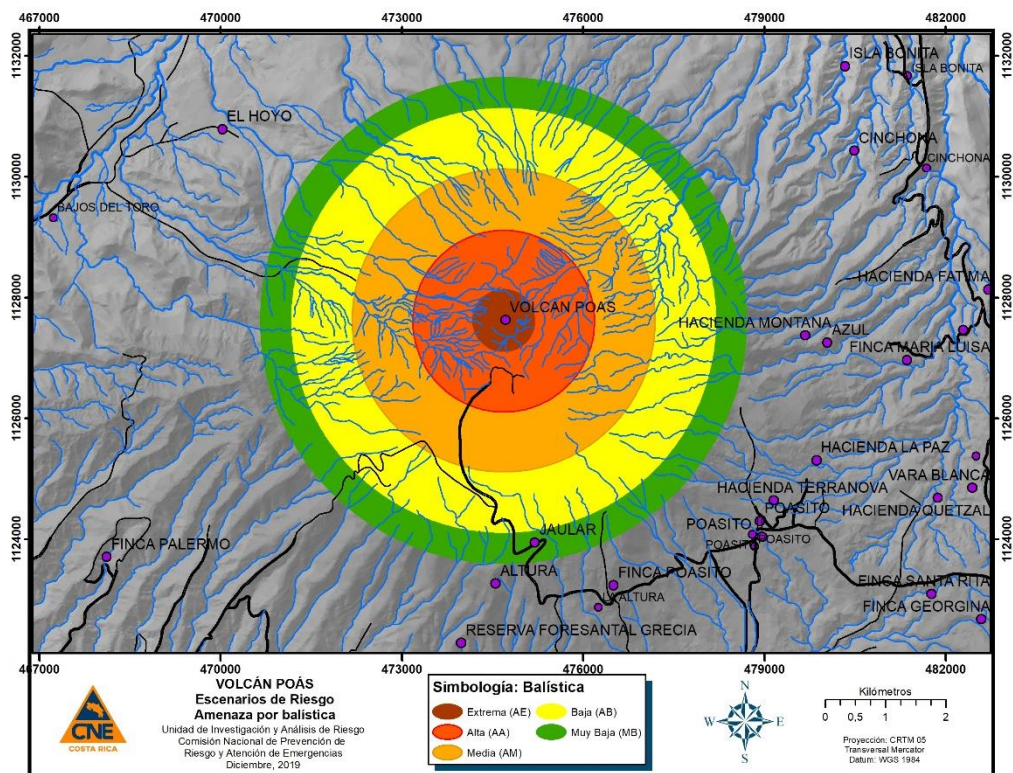


Fig. 40. Amenaza por balística.

Los cálculos físicos indican que los proyectiles balísticos pueden llegar a alcanzar el Mirador, en el caso de ser direccionados hacia dicho sector, en un lapso entre 8 y 15 s (Brenes-André et al., en revisión). Ruiz et al. (2019) realizó una serie de simulacros con turistas para determinar los tiempos que requerían para salvaguardarse (Cuadro 9), así como evidenciar algunas debilidades en la información de los refugios, que podían ser fácilmente resueltas, algunas de las cuales ya fueron acatadas y otras están en proceso de implementación en el momento de edición del presente trabajo. De lo anterior se desprende que el tiempo para salvaguardarse es estrecho por lo que la información hacia los turistas debe de ser permanente y clara en el sentido de cómo actuar, hacia dónde dirigirse y de no detenerse a tomar fotografías o videos en el caso de un evento explosivo relevante. Ello permitirá acortar estos tiempos en el caso de un evento imprevisto importante.

Cuadro 9. Tiempo de arribo para salvaguardarse de los balísticos en el Mirador en caso de una explosión (basado en Ruiz, et al., 2019b).

Refugio	Localización	Tiempos en segundos (rango y promedio) para salvaguardarse
1	Sector E del mirador	6-31 (17.6)
2	Sector central	13-34 (24)
3	Contiguo a las escaleras	12-39 (27.7)
4	Mirador superior	15-24 (18.7)

Adicionalmente, la información debe de ser clara de la existencia, objetivo, distribución y limitaciones de los refugios, así de cómo actuar, la cual debe de ser impartida en el Sector de Visitantes y repetida en el Mirador. Se debe de informar que los refugios son lugares de protección parcial y por un tiempo limitado ante la caída balística de bloques de dimensiones similares a las históricas en el borde exterior del cráter, no ante proyectiles de diámetros extraordinarios (superiores a ~35 cm). Su protección es igualmente parcial ante nubes de cenizas, gases y oleadas acompañantes, que no necesariamente van a ser de elevada temperatura y velocidad, sino que las pueden haber de baja temperatura y velocidad turbulenta baja. Los refugios no existían previos al 2017 pese a que el volcán era el segundo parque nacional volcánico más visitado del país y uno de los más visitados de Latinoamérica, sino que, además, era un volcán muy y permanentemente activo, tal y como lo evidenciaron diversos estudios.

Para dar una mejor idea sobre este punto, por carecerse de datos de fragmentos cercanos a los puntos de interés, en el cuadro 10 se incluyen datos sin la restricción de un particular ángulo de llegada, obtenidos al analizar algunas de las 24 muestras cuyos alcances son cercanos a puntos de interés en el Poás: Mirador cráter; punto intermedio camino a Votos; Mirador Botos y camino entre el Centro de Visitantes y el Mirador del cráter activo.

Cuadro 10. Valores de tiempo de vuelo y velocidad de llegada obtenidos para algunos fragmentos de la erupción de abril 2017 (Brenes-André et al., en revisión).

Localización	Alcance (m)	Vel. de llegada (ms⁻¹)	Tiempo vuelo (s)
Mirador Cráter Principal	640	42-77	8-15
Punto Intermedio camino a Votos	700-725	54-76	9-14
Mirador Votos	820-855	66-71	12-13
En el camino entre el Centro Visitantes y el cráter Principal	937-1070	49	19

Terremotos volcánicos

Los sismos que acompañan a las actividades volcánicas son generalmente menores en escala que los no volcánicos (llamados tectónicos). Los sismos volcánicos suelen tener hipocentros poco profundos, por lo que el radio de acción es el menor, aunque posiblemente la intensidad superficial sea alta, por lo que en ciertas ocasiones sí pueden causar daños considerables en infraestructura y deslizamientos. Pueden ocurrir antes, durante o después de una erupción volcánica. La máxima magnitud hasta el momento de un terremoto volcánico es de M_w 7,1 (Zobin, 2001).

La erupción de 1723 en el Irazú estuvo acompañada de varios sismos volcánicos, el mayor de ellos con magnitud $M_w \sim 5.1-5.6$, recalculada la magnitud con base en estimaciones de m_b , M_s y M_L (Alvarado y Schmincke, 2013). La del Arenal de 1968, medida instrumentalmente y relacionada con un enjambre de sismos volcánicos, el mayor tuvo una magnitud M_w 5.1 (Zobin, 2001).

En general, la previsión que hay que tomar ante un sismo volcánico de magnitud intermedia es la misma que la de un sismo tectónico: el adecuado diseño siguiendo las normas del código sísmico, las normas de construcción y edificación en un lugar estable que no sea afectado por un deslizamiento.

Deformación cortical y formación de grietas

La deformación cortical puede ser causada por el ascenso de una gran cantidad de magma o por la efusión de magma desde la profundidad. Ello puede provocar abultamiento o subsidencia

del terreno, con la formación de grietas y daños en edificaciones. Ocurren gradualmente en un cierto período de tiempo, lo que la diferencia de la destrucción rápida causada por movimientos sísmicos.

El borde NE del cráter Activo hay grandes grietas abiertas y activas, producto de una subsidencia lenta de dicho sector a través de una falla pericratérica. En algún momento dicho sector va a deslizarse (Fig. 41).

Formación de nuevos cráteres y conos

A lo largo de sistemas de fallamiento cortical profundo (p. ej., fallas o fisuras) existe la posibilidad de formación de nuevos cráteres, conos piroclásticos, derrames de lava y eventualmente grandes volcanes. Sin embargo, para la mayoría de los conos y cráteres secundarios o satélites, dado su prolongado período de quietud, resulta difícil prever el tipo, desarrollo y duración de una erupción en su cráter cuspidal o si este se va a desarrollar en uno de los sistemas fisurales en sus flancos. Aunque se ha planteado una técnica para desarrollar mapas de amenaza en campos monogenéticos (p. ej., Marrero et al., 2019), poco se puede aportar a la estimación de la amenaza volcánica a lo largo de sistemas fisurales a menos que se tengan varias dataciones radiométricas, en ese caso particular, de los cinco conos piroclásticos de Sabana Redonda. En general, se puede asumir que un cono que no ha tenido actividad eruptiva en los últimos 10 000 años, probablemente no entrará en erupción en futuro inmediato.

En el Poás se tiene la formación del domo intracratérico del Poás en 1953 y de un cono de escorias en el 2017, en tiempo histórico, aunque ambos dentro del cráter Activo del Poás. En tiempo prehistórico, se han formado bocas a lo largo de sistemas fisurales N-S del Poás, algunas de ellas activas por períodos largos (Ruiz et al., 2010, 2019a; Alvarado y Gans, 2012), tales como los conos piroclásticos en los flancos S del Poás, conocidos como Sabana Redonda (~ 50 000 años atrás), el cono Votos (activo entre 61 000 y 8300), Cráter Activo (≥ 1000 años y < 5300 años), mientras que en el flanco caribe, se tiene el cono Von Frantzius (140 000-42 000, el Congo ($\geq 35 000$ años), el complejo maárico Hule-Pata de Gallo (6200-2800 años) y el maar de Río Cuarto ($\approx 5000-4000?$).

En efecto, existe la posibilidad de que en el Poás en un radio de 9 km se llegue a formar un nuevo volcán o cráter en los sectores de fragilidad cortical N-S, particularmente contigua a donde ya existen otros predecesores. Sin embargo, tan solo se puede decir que existe una posibilidad muy baja a mediano-largo plazo, dado que en los últimos 8000 años no ha estado activo ningún otro foco que no sea el Cráter Principal.



Fig. 41. Grieta pericratérica activa que bordean el sector NE del cráter Principal del Poás señalada por una flecha roja.

AMENAZAS VOLCÁNICAS INDIRECTAS

Se entiende por aquella incidencia potencial, que no está relacionada directamente a la actividad, sino que suelen ser un resultado indirecto o posterior a un evento volcánico directo.

Lluvia ácida

Se considera que el agua de una lluvia es físico-químicamente normal cuando no presenta contaminación por actividades industriales o naturales y está en equilibrio con el CO₂ atmosférico a una concentración y presión normal, por lo que es levemente ácida debido a la formación de ácido carbónico. Sin embargo, los gases volcánicos y los aerosoles cáusticos que se escapan hacia la atmósfera, reaccionan con el agua de los ríos y los lagos para formar ácidos venenosos, o puede reaccionar con la humedad de la atmósfera que actúa como núcleos de condensación para producir lluvia ácida (pH <5.65). Así el dióxido de azufre (SO₂) forma ácido sulfúrico (H₂SO₄), el sulfuro de hidrógeno (H₂S) reacciona y forma un hidroácido llamado ácido sulfhídrico (H₂S), el cloruro de hidrógeno forma el ácido clorhídrico (HCl), el fluoruro de hidrógeno el ácido fluorhídrico (HF) y el dióxido de nitrógeno (NO₂) reacciona con el agua forma ácido nítrico (HNO₃). La precipitación ácida se forma a través de una serie de reacciones complejas en la que participan principalmente sulfuros, sulfatos, cloruros y fluoruros, que pueden llegar a formar ácidos fuertes, así como ácido carbónico y otros ácidos débiles, cuyo impacto en el ambiente es menor. Todos ellos ocasionan corrosión y daños a la vegetación, aún en concentraciones muy bajas son nocivos para los ojos, piel y el sistema respiratorio de humanos y animales.

Otro de los efectos de lluvia ácida es el daño causado a los edificios con enchapado de travertinos y monumentos de piedra caliza, dado que los componentes azufrados reaccionan con el carbonato de calcio de la caliza o del concreto, convirtiéndolo en yeso, un material de muy fácil disolución. También el acero, el mármol, el cemento, la pintura y otros materiales de construcción o los automóviles son afectados por los efectos de este tipo de polución natural.

Los efectos de la lluvia ácida pueden ser dañinos para la vida animal y vegetal. Además del efecto corrosivo en las estructuras expuestas, es posible que la precipitación ácida puede acelerar la lixiviación de nutrientes tanto del follaje de los árboles como del suelo forestal (Alfaro, 1989); en el ser humano pueden producirse molestias en la piel y ojos e irritaciones intestinales, principalmente en niños y ancianos; sin embargo, no provoca daños irreversibles (Fig. 42 y 42).

En el Poás se determinó, por ejemplo, que la lluvia ácida causó diversos problemas de salud a comienzos de 1989, cuando residentes de la región del volcán se quejaron de irritación en ojos y garganta. Según el informe de la médica Virginia Céspedes G., jefe de la Subregión Central Norte, se presentaron casos de cefalea, dermatitis, rinitis, conjuntivitis, gastritis, problemas respiratorios, náuseas, vómitos, diarrea, faringitis, broncoespasmos y reseca de la piel (s. a., 1989).

De acuerdo con un estudio cualitativo de diferentes dispositivos metálicos, expuestos en el volcán Poás, se demostró que estos presentaron una elevadísima corrosión, cuando estuvieron a la intemperie o en interiores, durante varios meses, a contaminantes, presentan ámbitos de corrosión superiores según los estándares y hasta sobrepasaron muchos de ellos (Álvarez y Pridybailo, 2005).

Por otra parte, en Costa Rica, los vientos con alturas superiores a los 3000 m soplan predominantemente desde el NE durante todo el año. En la vertiente del Pacífico en alturas inferiores se dan algunas variaciones en la época lluviosa (temporales del Pacífico), donde a nivel y por encima del cráter del Poás el viento proviene del SW, W y NE por varios días consecutivos.

Lo anterior es el principal motivo que hace que los productos de las actividades exhalativas y erupciones volcánicas, menores a 4 km de altura, sean arrastradas por el viento hacia el W en cualquier época del año; sirvan por ejemplo las erupciones del Poás en 1910 y 1953 (Zárate, 1988; Paniagua y Soto, 1988).

Como resultado de las investigaciones se mencionan las siguientes observaciones (Alfaro et al., 1988; Alfaro, 1989):

- a) El rango de variación del pH de la lluvia en el área ha variado entre 2.4 y 5.5, por lo general fluctúan entre 3,2 y 4,
- b) En los “Peladeros” (2 km al oeste del cráter) se registraron valores de pH en la lluvia que varían de 2.4 a 3.5 (período 1988 - 1989). En este punto hay un impacto directo de la pluma de gases por la dirección oeste de los vientos que la orientan hacia el cerro.
- c) En Bajos del Toro (al N45°W del cráter), de octubre de 1988 a marzo 1989, se registraron valores de pH en las lluvias entre 3.5 y 5.4.
- d) En cuanto a la concentración de sulfatos en la lluvia, la estación de Bajos del Toro presentó un valor que fluctúa entre 2.6 a 9.5 ppm.
- e) Para los proyectos Toro 1 y 2 (entre 1989 y 1991), evidenciaron que a lo largo del valle del río Toro se registraron valores de lluvia con pH entre 3.60 y 6.45 (ICE, 1995). En el sitio de la Casa de Máquinas de Toro 2, se registraron efectos corrosivos en maquinarias y equipos, aunque más que influenciados por la lluvia ácida, se tuvieron los efectos de la depositación de sales, producto de la niebla generada por la catarata del río Toro (ICE, 1997). Cerca de allí, en un punto más cercano a la actual Planta Toro 3, sin influencia de la niebla citada, los pH variaron entre 4.21 y 6.45 para un promedio de 5.21 (ICE, 1995), valores comprendidos dentro de lo que se llamaría una lluvia ácida intermedia a baja.

Para el 2017, se determinó la composición del agua de lluvia en los alrededores del cráter activo entre abril y noviembre, específicamente para los puntos de muestreo el Mirador, la Casa de guardaparques, el Centro de visitantes y las Colinas, encontrando una alta concentración de iones y valores de pH bajos (J. Sibaja, com. escrita, 2019). Las muestras recolectadas en el punto de muestreo el Mirador obtuvieron valores de pH entre 2.50 y 3.39, una conductividad entre 176 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 1120 $\mu\text{S}/\text{cm}$, así como concentraciones para el F^- <2.5 mg/L a 15.5 mg/L, para el Cl^- <1.2 mg/L a 205,1 mg/L, para el NO_3^- < 0.8 mg/L y para el SO_4^{2-} de 20.0 mg/L a 239.3 mg/L. Entre los valores más significativos se encuentra la muestra de lluvia recolectada en El Mirador para visitantes el 11 de junio, donde se obtuvo valores de (15.48 ± 0.22) mg/L para F^- , (205.16 ± 3.28) mg/L para Cl^- , (64.02 ± 1.39) mg/L para el SO_4^{2-} y un pH de 2.50. La lluvia tomada en el Mirador el 20 de junio reportó valores de (48.40 ± 1.13) mg/L para F^- , (239.29 ± 5.04) mg/L para SO_4^{2-} , una conductividad de 1120 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un pH 2.81 (J. Sibaja, com. escrita, 2019). Conjuntamente, se determinó la composición del agua de lluvia en otras zonas entre agosto y noviembre del 2017, donde según los gráficos de dispersión de contaminantes según el programa AERMOD, hay influencia de las emisiones volcánicas, específicamente para los puntos de muestreo tales como Cirrío de Naranjo, Sabana Redonda de Poás, Tacaes y La Arena de Grecia (Cuadros 11a, b). Un evento extraordinario de lluvia ácida se dio el 19 de setiembre del 2019, el cual afectó notoriamente a la vegetación y funcionarios del PNV Poás, cuyos resultados están en proceso de análisis.

Cuadro 11a: Valores encontrados en el agua de lluvia para los puntos de muestreo dentro del Parque Nacional Volcán Poás (J. Sibaja, com. escrita, 2019).

Punto de muestreo	pH	Conductividad $\mu\text{S/cm}$	F ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)
Casa de guardaparques	3.65-5.22	7-123	<2.5	<1.2-17.1	<0.8-1.3	<0.8-23.7
El Mirador	2.50-3.39	176-1120	<2.5-15.5	<1.2-205.1	<0.8	20.0-239.3
Centro de visitantes	3.86	77.1	<2.5	6.9	<0.8	5.1
Colinas	3.40-4.17	35-138	<2.5	1.6-19.2	<0.8-8.9	<0.8-51.4

Cuadro 11b. Valores encontrados en el agua de lluvia para los puntos de muestreo en alrededores del Parque Nacional Volcán Poás (J. Sibaja, com. escrita, 2019).

Punto de muestreo	pH	Conductividad $\mu\text{S/cm}$	F ⁻ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	NO ₃ ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)
Cirrí	3.74-5.31	16-90	<2.5	0.9-9.4	<0.8-3.7	3.3-10.3
La Arena	3.68-6.70	12-109	<2.5	1.0-27.4	<0.8-6.4	<0.8-26.4
Tacares	3.02-7.65	19-460	<2.5	1.3-39.8	<0.8-1.4	<0.8-3.4
Sabana Redonda	4.42-5.21	12-38	<2.5	1.4-2.4	0.7-1.4	3.2-5.8

La Fig. 44 muestra el área de estudio y las zonas que predominantemente han sido afectadas por la lluvia ácida en tiempo histórico. Se observa que la distribución de la lluvia ácida se ha dado con orientación suroeste debido a la influencia de los vientos alisios. En los poblados de Cajón, San Luis, Trojas, Los Ángeles de Grecia y San Miguel Arriba de Grecia, los cuales son frecuentemente afectados por la lluvia ácida al quemar los pastos y afectar la ganadería, así como los cultivos de café (85 % de afectación), tomate (50 %) y la salud de las personas.

Durante la estación seca en el Valle Central Occidental y en las zonas del macizo del volcán Poás, meses de diciembre a marzo, dichos vientos, que se desplazan del mar Caribe hacia el Pacífico, son fuertes y provenientes del noreste con una dirección predominante de 80 grados (Zárate, 1989). Para esta época, las zonas más proximales al cráter tendrían una amenaza de media a muy alta, siempre con tendencia suroeste.

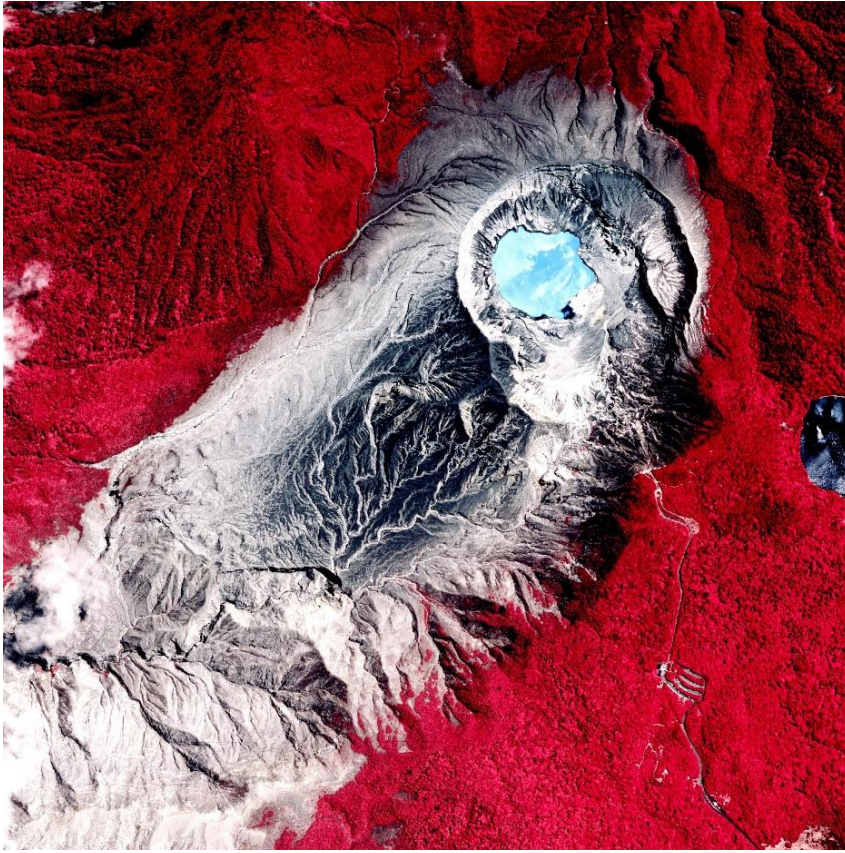


Fig. 42. Imagen infrarroja del Poás donde se observa muy bien los efectos de la lluvia ácida y las cenizas en dirección occidente del cráter Activo, tal y como muy bien lo ilustra esta imagen infrarroja, donde los tonos rojos corresponden con vegetación mientras que los tonos grises con rocas y suelos desprovistos de vegetación; los tonos azules (oscuro y celeste) con los lagos cratéricos (Proyecto conjunto CENAT/NASA, Misión Carta, 2003).



Fig. 43. Efecto de la lluvia ácida del Poás sobre la vegetación y los metales con hierro.

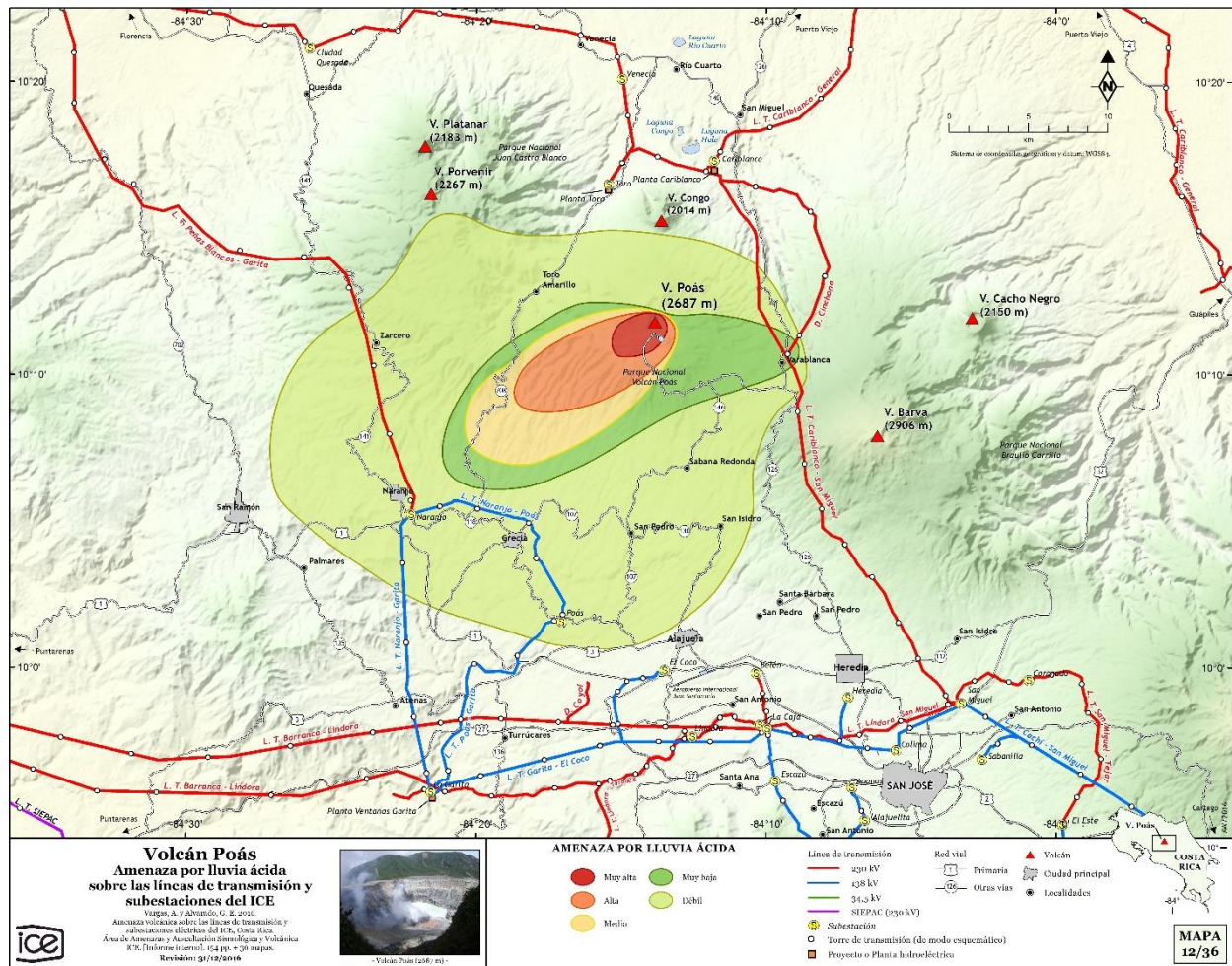


Fig. 44. Mapa de los efectos de la lluvia ácida por el Poás (tomado de Vargas y Alvarado, 2017).

Avalancha de escombros volcánica (*debris avalanche*) y deslizamientos

El colapso de un sector del edificio volcánico y la generación de un megadeslizamiento ($> 0.1 \text{ km}^3$), conocido como avalancha de escombros volcánica, debido a la presión interna de gases volcánicos o intrusión, terremoto u otros factores de inestabilidad de laderas, no ocurren muy frecuentemente, pero son acompañados por destrucción a gran escala. Dada su largo período de recurrencia (por lo general una o dos veces en la vida de un volcán), en donde un evento en cada volcán se presenta cada varios miles de años (Siebert, 1996), no se suelen incluir en el mapa de peligrosidad volcánica.

En el Poás, se han encontrado registros de avalanchas de escombros volcánica en sus flancos SE y NE del Poás, asociadas con colapsos sectoriales antiguos (posiblemente de una edad superior a 50 000 hasta 0.5 Ma), pero no hay evidencias claras de eventos más recientes (Fig. 45).

Hoy día, el flanco occidental es el que se presenta estructuralmente más débil con fuerte alteración hidrotermal y un gran desnivel topográfico, en dirección hacia Bajos del Toro, aunque por el momento, no se observan elementos que indiquen una inestabilidad eminente ni se han percibido depósitos prehistóricos de avalanchas de escombros volcánica subrecientes en el valle intermontano de Toro Amarillo. En el caso de ocurrir una avalancha, por limitaciones del macizo volcánico vecino, con probabilidad no se extendería más de unos 10 km.



Fig. 45. Depósito de avalancha de escombros volcánica antigua (Paleo-Poás) en el flanco NE del Poás. Se observa la mezcla no completa de dos unidades.

Deslizamientos menores, como los que suelen ocurrir durante lluvias y terremotos, son más frecuentes y se han dado varias veces en tiempo histórico en el Poás, en su mayoría asociado con terremotos, pero también asociados con lluvias. Estos deslizamientos pequeños no son objeto de estudio en los trabajos de amenaza volcánica por ser parte del campo de la geotecnia o de la geología. En sectores del borde cratérico del Poás y áreas vecinas, así como en los flancos del cono Votos, se registraron deslizamientos asociados con el terremoto de Cinchona (Ruiz et al., 2019). Sin embargo, dos sectores merecen recalcarlos por estar dentro del parque nacional volcán Poás: los miradores del cráter Activo del Poás y el del lago cratérico de Votos, donde recientemente ocurrió uno en octubre del 2018 (Fig. 46). En el mirador del cráter Principal, aunque no hay registros de deslizamientos recientes, si hay que tener precaución por las visitas de las personas.

Un sector que en algún momento se va a deslizar es parte del borde NE del cráter principal, donde hay grandes grietas abiertas y activas, producto de una subsidencia lenta de dicho sector a través de una falla pericratérica por deslizamiento (Fig. 41).



Fig. 46. Deslizamiento en el mirador del lago cratérico Votos asociado con las fuertes lluvias de la tormenta Nate, el 4-5 de octubre del 2018.

Lahares

Los flujos de lodo o lahares son extremadamente destructivos y han causado muchos daños a la infraestructura, ambiente y población en general, con cuantiosas pérdidas humanas y económicas. Un flujo de lodo y de detritos volcánicos (lahar) se genera por sedimentos volcánicos, orgánicos (vegetación) y antrópicos mezclados con agua, originados en un lago cratérico, por lluvias torrenciales o un sismo en un volcán ante la presencia de deslizamientos y suelos saturados. En el macizo del Poás hay registros históricos de lahares asociados con actividad volcánica (1953 y 2017) y asociados con los terremotos de 1912 y 1955 (terremotos de Toro Amarillo), 1924 (terremoto de Orotina) y 2009 (terremoto de Cinchona) y con lluvias torrenciales (Alvarado, 1988, Alvarado et al., 1988, Mora, 2010; Alvarado y Vargas, 2018).

Según los reportes, los lahares asociados directamente con la actividad volcánica del Poás son escasos, aunque si debieron de haber construido a lo largo de varios miles de años el rellano plano-ondulado en el valle intermontano de Bajos del Toro. Se sabe que ocurrieron lahares relacionados con la erupción de 1953 (Mora, 2010) y con la del 2017, aunque quizás otros eventos no quedaron documentados (p.ej., 1910).

Varios eventos de lahares se presentaron en el volcán Poás durante el 2017, ya sea disparados directamente por las erupciones (lahares sineruptivos) o posteriores a las erupciones y en asocio con las lluvias (lahares poseruptivos). Los lahares se produjeron en aquellos sectores con mayor

pendiente y caída copiosa de cenizas (Fig. 47). El primer evento fue a raíz de la erupción del 12 de abril (6:49 p. m.) del 2017, que se extendió por unos 40 minutos. La erupción disparó un flujo de lodo y rocas (lahar) que bajó por el río Desagüe y aumentó su nivel en unos 3 m. El río Agrio y la quebrada Gata también transportaron parte del material eruptado. Afortunadamente, los lahares no generaron afectaciones en estructuras (puentes, caminos, ni viviendas) pero sí sacaron de operación temporal a la Planta Hidroeléctrica Toro 1; el volumen estimado fue de 90 000 m³ (J. A. Zúñiga, com. verb., 2018).

El 4 de mayo se dio otra crecida importante del río Desagüe. En evento del día 6, con una crecida de aproximadamente 1 m, transcurrieron 39 minutos desde que llegó el primer mensaje de aviso de la crecida (sensor en la parte alta del río Desagüe), hasta que inició la subida del nivel, en la toma de aguas de la Planta Toro 1. Si se toma en cuenta la cresta máxima de las crecidas, el aviso se generó 91 minutos antes de llegar a la toma de aguas. En otro evento posterior se dio una crecida inicial pequeña, con un aumento de 20 cm respecto al nivel “normal”; allí el tiempo de aviso fue de aproximadamente 100 minutos. Otra crecida se dio el 8 de junio (Alvarado y Vargas, 2018).



Fig. 47. Lahares por el río Toro en abril del 2017 (fotografía de Rory Granados).

Aunque Vargas (1967) menciona de lahares asociados a erupciones entre 1914 y 1915, comenta que estuvieron a su vez asociados con un sismo fuerte que ocurrió a eso de las 2 a. m. y que alrededor de las 4: 30 a. m. se registró una “cabeza de lodo” por el río Sarchí y en la misma fecha por el Achote. Al parecer se trata más bien de una imprecisión en la interpretación y fechas de los lahares, que más bien parece corresponder con aquellos disparados justo en esos mismos ríos por el terremoto de Sarchí del 6 de junio de 1912 a las 00:40 a.m., los cuales tiempo después dispararon corrientes de barro (Alvarado et al., 1988). En el caso de ser correcto, no serían lahares disparados por actividad volcánica como fue interpretado por Mora (2010).

Cuadro 12. Ríos y quebradas por donde han bajado lahares en tiempo histórico ya sea por actividad volcánica o por terremotos.

Río o quebrada	Año del reporte por vulcanismo	Año del reporte por sismo	Número de veces en que se reportó	Referencia
Gorrión		1912	1	Alvarado et al. (1988)
Anonos		1912	1	Alvarado et al. (1988)
Desagüe	1953, 2017	1912	2	Alvarado et al. (1988), Mora (2010), Alvarado y Vargas (2018)
Agrio	2017		1	Alvarado y Vargas (2018)
Gata	2017		1	Alvarado y Vargas (2018)
Río Segundo		1924	1	Alvarado et al. (1988)
Cariblanco		2009	1	Alvarado (2010)
Ángel ¹	?	2009	1	Alvarado (2010), Mora (2010)
La Paz ¹	?	2009	1	Alvarado (2010), Mora (2010)
Poasito ¹	?			Mora (2010)
Tigre		2009	1	Alvarado (2010)
Mastate		2009	1	Alvarado (2010)
Prendas ¹	?			Mora (2010)
Achiote ¹	?			Mora (2010)
San Juan		1912	1	Alvarado et al. (1988)
Sarchí		1912	1	Alvarado et al. (1988)

¹Mora (2010, p. 65 y 87) menciona dichos ríos como canales por donde bajaron lahares. Aunque resulta muy factible, no aporta desgraciadamente los documentos que lo sustenten, aparte de la muerte de peces, que no necesariamente corresponde con lahares, sino que pueden ser producto de contaminación de los ríos por lluvia ácida o cenizas, o ambas.

Cuadro 13. Ríos y quebradas tomados en cuenta por los principales estudios de peligro volcánico del Poás. Incluye tanto históricos como cauces propuestos a ser afectados en el futuro. El trabajo de Mora-Amador et al. (2019) es una actualización del trabajo de Mora (2010), con la diferencia que en el último se toma en cuenta el río Agrio. Por eso no se duplican las propuestas. El trabajo de Alvarado y Vargas (2018) está enfocado hacia las obras hidroeléctricas Toro 1, 2 y 3, es decir, solo los ríos y quebradas que drenan hacia el río Toro.

Río o quebrada	Considerado como cauce peligroso	Número de veces propuesto
Gorrión ²	Jerez y Cline (1989), Mora (2010), Alvarado y Vargas (2018)	3
Anonos ²	Paniagua y Soto (1988), Jerez y Cline (1989), Mora (2010), Barrantes y Malavassi (2015), Alvarado y Vargas (2018)	5
Desagüe ^{1,2}	Paniagua y Soto (1988), Jerez y Cline (1989), Mora (2010), Barrantes y Malavassi (2015), Alvarado y Vargas (2018)	5
Agrio ¹	Jerez y Cline (1989), Barrantes y Malavassi (2015); Mora-Amador et al. (2019), Alvarado y Vargas (2018)	4
Pilas	Alvarado y Vargas (2018)	1
Gata ¹	Alvarado y Vargas (2018)	1
Cariblanco	Paniagua y Soto (1988), Mora (2010)	1
Ángel	Paniagua y Soto (1988), Jerez y Cline (1989), Mora (2010), Barrantes y Malavassi (2015)	4
La Paz Grande	Paniagua y Soto (1988), Jerez y Cline (1989), Mora (2010)	3
Poasito	Paniagua y Soto (1988), Mora (2010)	2
Poás	Jerez y Cline (1989),	1
Prendas	Jerez y Cline (1989), Mora (2010)	2
Achiote	Mora (2010)	1
Rosales	Jerez y Cline (1989), Paniagua y Soto (1988), Mora (2010)	3
San Juan ²	Jerez y Cline (1989), Paniagua y Soto (1988)	2
Vigía	Jerez y Cline (1989)	1
Sarchí ²	Jerez y Cline (1989), Paniagua y Soto (1988), Mora (2010)	3
Trojas	Jerez y Cline (1989), Mora (2010)	2

¹Ríos que han transportado gran cantidad de sedimento volcánico en tiempo histórico (Mora, 2010; Alvarado y Vargas, 2017).

²Cauces afectados por lahares generados por terremotos (Alvarado, 1988, Alvarado et al., 1988, Alvarado, 2010).

Los lahares van a estar preferentemente direccionados hacia el valle del río Toro en el caso de un período eruptivo moderado a bajo (VEI 1-2). En el caso de una erupción de mayores proporciones (VEI >2), los lahares se van a disparar por los cauces de los ríos que descienden donde haya caído cantidad abundante de ceniza, por lo anterior, van a depender del tamaño de la erupción (altura y cantidad de ceniza) y de la dirección predominante de los vientos en ese momento. En primer orden de probabilidad, los ríos que serán más probablemente afectados serían el Desagüe, Anonos y quizás el Agrío. Le siguen en orden de probabilidad el río Ángel y aquellos que nacen en las filas Carbonera, Palmichal y Gorrión (ríos Gorrión, Trojas, Sarchí, San Juan, Vigía y varias quebradas), además de las quebradas Gata y Pilas. Otros ríos menos probables por los que transiten lahares por actividad volcánica son el Poasito, La Paz y Ángel. Pero claro está, todo va a depender del tamaño de la erupción y de la dirección de la columna eruptiva transportada por los vientos imperantes en ese momento.

En particular, todo ello constituye un serio peligro y mayor para los pobladores de Bajos del Toro, los sitios turísticos que suelen frecuentar las personas (cascadas y pozas), así como la infraestructura y el personal del ICE en la zona, pues podría dejar poblaciones aisladas debido a la destrucción de los puentes o afectar casas cercanas a los cauces de los ríos (Alvarado y Vargas, 2018; Álvarez et al., 2019).

Sin embargo, los efectos de los lahares son relativamente predecibles y, por consiguiente, es posible realizar acciones y obras para minimizarlos y bajar la vulnerabilidad. Entre las medidas están:

a) vivir y construir alejados de los cauces y zonas de inundación de los ríos, respetando la zona de restricción de construcción,

b) no acercarse al cauce de un río cuando hay temporales, erupciones volcánicas ni terremotos cercanos, además de estar alerta si se vive cerca, incluso en quebradas presuntamente “secas”,

c) en aquellos cauces frecuentados históricamente por lahares y que puede haber infraestructura vital y vidas humanas en juego, se recomienda tener un sistema de alerta temprana y ciertas medidas ingenieriles preventivas, aunque estas suelen ser onerosas.

Se debe destacar que sobre el río Desagüe, el ICE ha instalado un sensor de prueba (proyecto piloto) para el aviso de alerta temprana (alerta anticipada) por lahar para las centrales hidroeléctricas, así como para el monitoreo del nivel del agua del río (Fig. 48).

Aunque en Costa Rica han ocurrido muchos eventos laháricos disparados por sismos, erupciones volcánicas y eventos hidrometeorológicos, las estimaciones de volumen son escasas (Cuadro 14). Este dato es muy importante para una mejor evaluación y modelización de la amenaza. Pese a ello, se deduce que, preliminarmente los eventos laháricos que han generado cuantiosas pérdidas económicas y en vidas humanas, suelen tener volúmenes $\geq 300\ 000\ \text{m}^3$ y los muy dañadores $> 1 \times 10^6\ \text{m}^3$. Sin embargo, ante la falta de datos, no se puede llegar a mejores conclusiones.

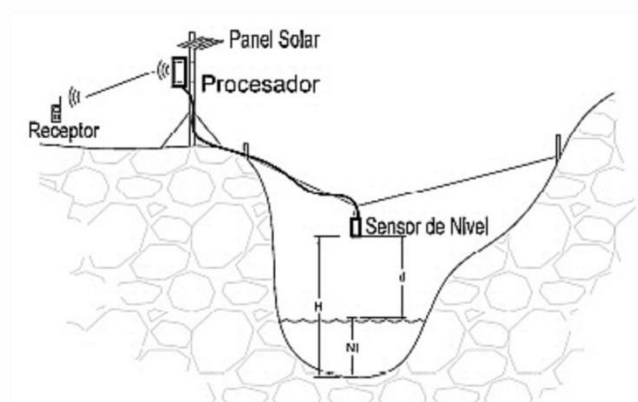


Fig. 48. Diagrama que muestra los componentes principales del sensor, de alerta temprana, instalado sobre el río Desagüe.

En la Fig. 49, se detallan los eventos modelados, con volúmenes disparados por los siguientes procesos: a) hidrometeorológicos ($100\ 000\ m^3$ y $300\ 000\ m^3$), b) terremotos ($1.2 \times 10^6\ m^3$), y c) volcánicos ($1.5 \times 10^6\ m^3$), en parte sustentados según por pocos datos existentes, presentado en el Cuadro 14.

Cuadro 14. Volúmenes de eventos de flujos de escombros volcánicos (lahares), reportados por la literatura en Costa Rica (1963-2017) (Alvarado y Schmincke, 1994; Alvarado, 2010; Alvarado et al., 2017; Alvarado y Vargas, 2018). El del Alto Loaiza en Orosi, se puede poner como un ejemplo de un flujo de barro para a modo de comparación (ICE, 2002 en Guevara, 2003).

Vulcanismo	Hidrometeorológico	Cosísmico
Irazú 1963: $4 \times 10^6\ m^3$	Alto Loaiza 2002: $1.2 \times 10^6\ m^3$	Cinchona 2009: $3.0 \pm 0.5 \times 10^6\ m^3$
Irazú 1963-1965: $10 \times 10^6\ m^3$	Otto (Hornillas) 2016: $287\ 000\ m^3$	
Poás 2017: $90\ 000\ m^3$		

En la Fig. 50 se observa el modelamiento de lahares teóricos, disparados por actividad volcánica, con volúmenes de $100\ 000$, $200\ 000$, $300\ 000$ y $1\ 500\ 000\ m^3$, teniendo en cuenta la zona de peligro cercano modelada por LAHARZ, producto de eventuales acumulaciones de cenizas para eventos de tipo vulcaniano menor y mayor (depósitos de ceniza mayores a $100\ mm$).

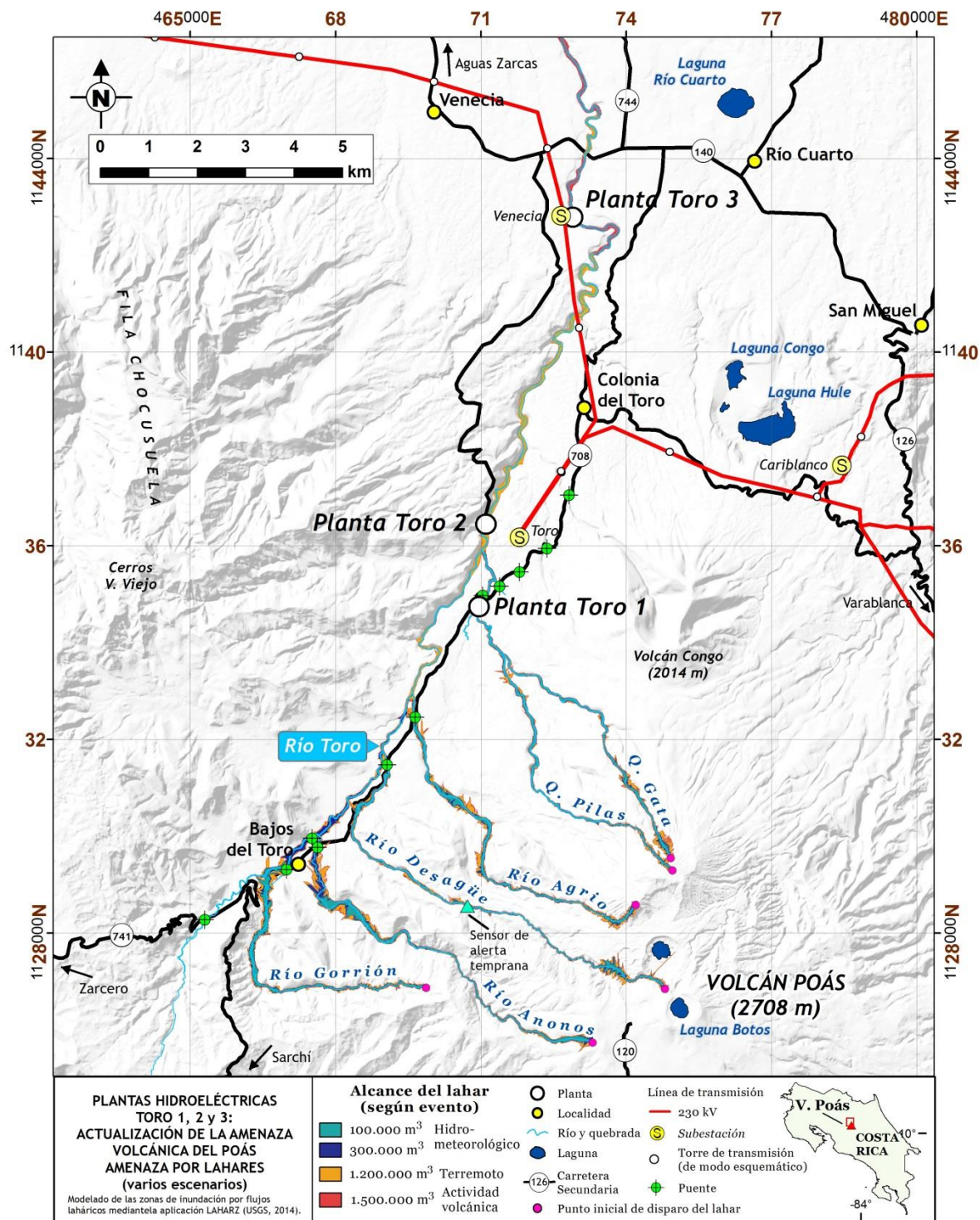


Fig. 49. Afectación por lahares, según diferentes eventos disparadores: hidrometeorológicos, terremoto y actividad volcánica. Modelización realizada por Alvarado y Vargas (2017), en parte, sustentados según los Cuadros 13 y 14.

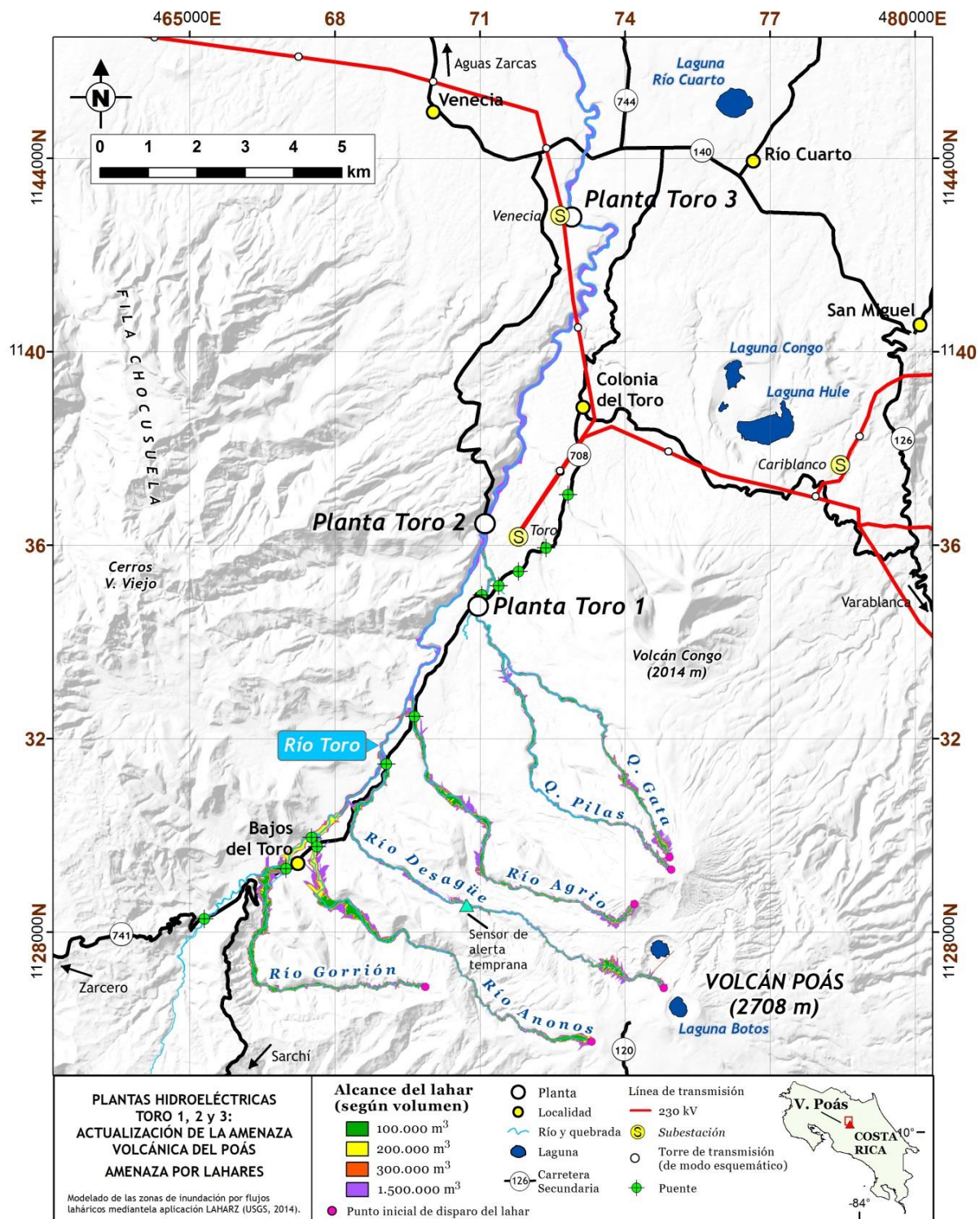


Fig. 50. Modelización de la eventual afectación por lahares teóricos, disparados por actividad volcánica (Alvarado y Vargas, 2017).

A pesar de que la aplicación LAHARZ es muy sensible a la resolución del modelo de elevación digital (DEM), con la información disponible (curvas de nivel y red de drenaje a escala 1:25.000, IGN), se han generado mapas y perfiles topográficos, con una aproximación de las áreas de mayor peligro por inundación producto de hipotéticos lahares. De los mapas presentados (Fig. 49 y 50) se han extraído las áreas de mayor peligro sobre las instalaciones principales de las Plantas Toro 1, 2 y 3.

Como se ha señalado en el capítulo Metodología, los lahares voluminosos ocurren con menor frecuencia que los lahares pequeños. El mayor peligro lo podría constituir un escenario con un flujo de 1 500 000 m³, que podría inundar las áreas bajas de los cauces. A continuación se presentan los escenarios que eventualmente podrían ser más peligrosos, con respecto a lahares lleguen a bajar por las quebradas Gata y Pilas y, el río Desagüe:

Los puentes que eventualmente pueden verse afectados por lahares importantes, se ubican dentro de tres grupos con diferentes alturas del gálibo, término técnico para denominar la altura libre del puente sobre las aguas del río o la altura libre (Cuadro 14, Fig. 51):

A) entre 3.7 y 5.3 m, B) entre 8.5 y 12.1 m y, C) entre 22.2 y 26.2 m.

Para los lahares del volcán Rincón de la Vieja y los producidos por el terremoto de Cinchona y el huracán Otto, los tirantes variaron entre 1,5 y 35 m, por lo general entre 2 y 5 m (Soto et al., 2003; Alvarado, 2010; Alvarado et al., 2017). Con base en ello, claramente, los puentes del grupo “A” (Cuadro 15), son los más vulnerables ante avenidas laháricas, puesto que alturas de lahares entre 5 y 7 m son comunes en eventos importantes, en particular cuando los anchos de la mayoría de los cauces en el valle del río Toro suele ser inferiores a los 13 m y, varios de ellos, inferiores a los 8 m. Del mismo modo, en eventos laháricos importantes, no son infrecuentes los tirantes de 15 a 20 m.

Si se asume un escenario hipotético, que los puentes del grupo “A” llegaran a ser afectados, ello podría tener implicaciones para las personas de Bajos del Toro, por lo que se deberá tener un plan de emergencia si se llegaran a afectar los puentes del escenario “A” y “B”. Los puentes sobre el río Seco y río Toro son los menos vulnerables, dado su gálibo y el ancho del río (Cuadro 14, Fig. 51).

Cuadro 15. Puentes inventariados en el área de estudio, que eventualmente podrían ser afectados por un lahar de dimensiones considerables o de un caudal grande en corto tiempo (Alvarado y Vargas, 2018).

Puente	Cauce	Lat.	Long.	Elev.	Descripción	Ancho (m)	Largo (m)	Altura del gálibo (m)	Grupo
P1	Río Toro	10,203	84,318	1516	Puente sobre el R. Toro	4.1	11.1	3.7	A
P2	Río Gorrión	10,212	84,301	1430	Puente sobre el R. Gorrión	3.6	8.8	5	A
P3	Río Toro	10,218	84,296	1394	Puente sobre el R. Toro	3.4	13	4.6	A
P4	Río Anonos	10,217	84,295	1404	Puente sobre el R. Anonos	3.6	12.8	5.2	A
P5	Río Desagüe	10,232	84,282	1318	Puente sobre el R. Desagüe	4.4	13.2	12.1	B
P6	Río Agrio	10,241	84,276	1274	Puente sobre el R. Agrio	5.5	12	5.3	A
P7	Q. Gata	10,264	84,264	1061	Puente sobre la Q. Gata	5	17.5	8.8	B
P8	Q. sin nombre	10,265	84,261	1057	Puente sobre quebrada sin nombre	6.1	8.4	4.6	A
P9	Q. Latas	10,268	84,257	1046	Puente sobre Q. Latas				*
P10	Río Pozo Azul	10,272	84,252	995	Puente sobre el R. Pozo Azul	5.2	13.2	4.4	A
P11	Río Seco	10,282	84,248	913	Puente sobre el R. Seco	3.7	69.3	26.2	C
P12	Río Toro	10,277	84,264	714	Puente sobre el R. Toro	4.4	70.1	22.6	C
P13	Q. Los Mudos	10,334	84,247	449	Puente sobre Q. Los Mudos	5	18	8.5	B

(*) Son dos alcantarillas.

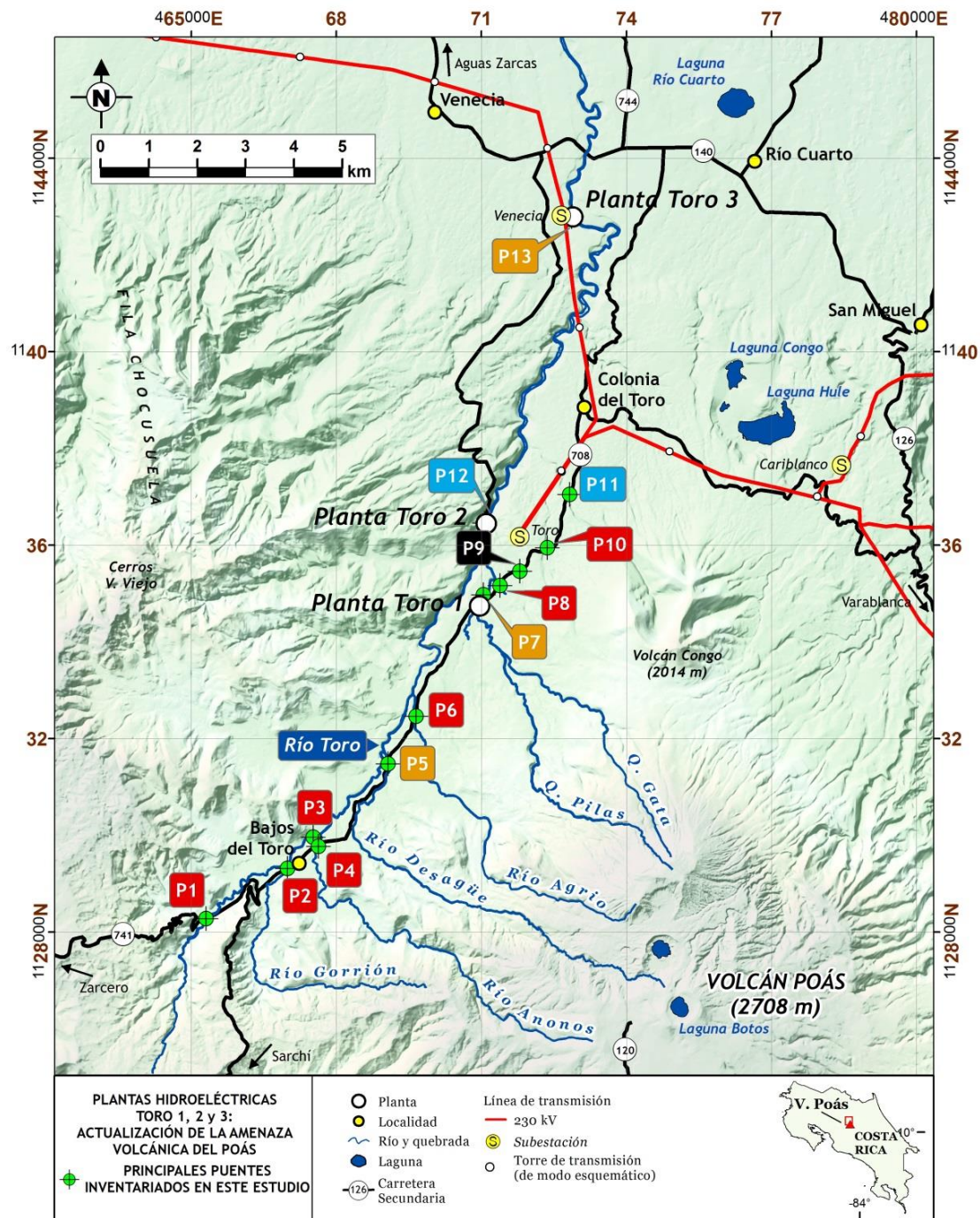


Fig. 51. Principales puentes (P1-P13) inventariados en la zona de estudio (Alvarado y Vargas, 2018). Los símbolos de los puentes marcados en rojo, corresponden a la categoría “A”; los marcados en anaranjado, pertenecen a la categoría “B” y los marcados en celeste, pertenecen a la categoría “C”. Los detalles de las categorías se pueden ver en Cuadro 15: columna “Grupo”. El símbolo “P9”, en color negro, corresponde a dos alcantarillas.

El trabajo de Barrantes y Malavassi (2015) se desprenden aspectos tales como:

- a) los lahares en su trabajo no se extienden una vez que alcanzan el rellano intermontano de Bajos del Toro, al basarse a asumir que se detienen al llegar a una pendiente inferior de 1° ,
- b) forman un abanico lahárico al llegar al pie de monte sin llegar a afectar a la población de Bajos del Toro y,
- c) parecen afectar a la ruta nacional 741 en el tramo (2 km de longitud) entre las cercanías de la quebrada Espuma y la confluencia del río Desagüe con el Toro.

Del trabajo de Alvarado y Vargas (2018) por su parte se concluye que:

- a) los lahares se extienden más allá del pie de monte local del rellano del valle intermontano de Bajos del Toro, dado que los ríos poseen todavía una gran caída vertical a lo largo de varias cascadas; sus efectos en los puentes se dejarían ver en particular a partir de los volúmenes de 200 000 m³,
- b) los lahares podrían afectar a la población de Bajos del Toro a partir de un volumen cercano o superior a $1,5 \times 10^6$ m³,
- c) la ruta nacional 708 en el tramo (2 km de longitud) entre las cercanías de la quebrada Espuma y la confluencia del río Desagüe con el Toro, se vería afectada a partir de un volumen cercano o superior a $1,5 \times 10^6$ m³.

A conclusiones similares llegan Álvarez et al. (2019) quienes establecieron que el poblado de Bajos del Toro y la ruta 708 pueden ser afectados con lahares (disparados por sismos o vulcanismo) que transiten con volúmenes $\geq 250\ 000$ m³, mientras que la toma de aguas de Toro I y la planta de Toro II llegarían a ser afectadas por volúmenes de 750 000 m³.

En la inspección de campo a Bajos del Toro se concluye que no hay por el momento casas de habitación o de turismo cerca de los cauces de los ríos Agrio ni Desagüe, aunque el puente sobre el río Agrio sí es muy vulnerable ante un evento lahárico, dado que la altura del gálibo (altura libre o luz entre el puente y las aguas del río en caudal normal) es de apenas unos 5 m. Históricamente, sí han bajado lahares de origen volcánico por el río Agrio y por el río Desagüe disparados por vulcanismo y sismicidad, tal y como se muestra en el Cuadro 12.

Empero, Alvarado y Vargas (2018) y Álvarez et al. (2019) concuerdan que la población de Bajos del Toro y la ruta 708 sí pueden verse afectadas por lahares que transiten por el río Anonos, particularmente si sus volúmenes son $\geq 250\ 000$ m³. En los alrededores del puente sobre el río Anonos (transecto Bajos del Toro con Colonia del Toro), sí hay cabañas de recreo y el puente posee una luz (gálibo) igualmente de unos 5 m (Fig. 52). Este es un sector altamente vulnerable no solo por las cabañas de recreo, sino porque en su confluencia con el río Toro sí hay casas muy cerca del cauce y el gálibo sobre el río Toro igualmente es de unos 4 m.



Fig. 52. Cauce del río Anonos cerca de su confluencia con el Toro. Existe infraestructura recreacional, vacacional y habitacional muy cerca del cauce de inundación del río.

Otro puente muy vulnerable es aquel del río Toro (transecto Bajos del Toro a la finca Margarita, por la depresión de Río Segundo). Este puente es muy probable que llegue a destruirse, lo que dejaría temporalmente aislados a los guardaparques y pobladores que habitan en las cabeceras del río Segundo (Fig. 53 y 54).

Otro río que puede verse afectado, principalmente en el caso de un terremoto, es el Gorrión, que posee casas habitacionales y turísticas cerca del cauce. Históricamente, por el río Anonos y Gorrión han bajado lahares disparados por sismicidad, tal y como se muestra en el Cuadro 12, aunque al parecer no relacionados con vulcanismo.

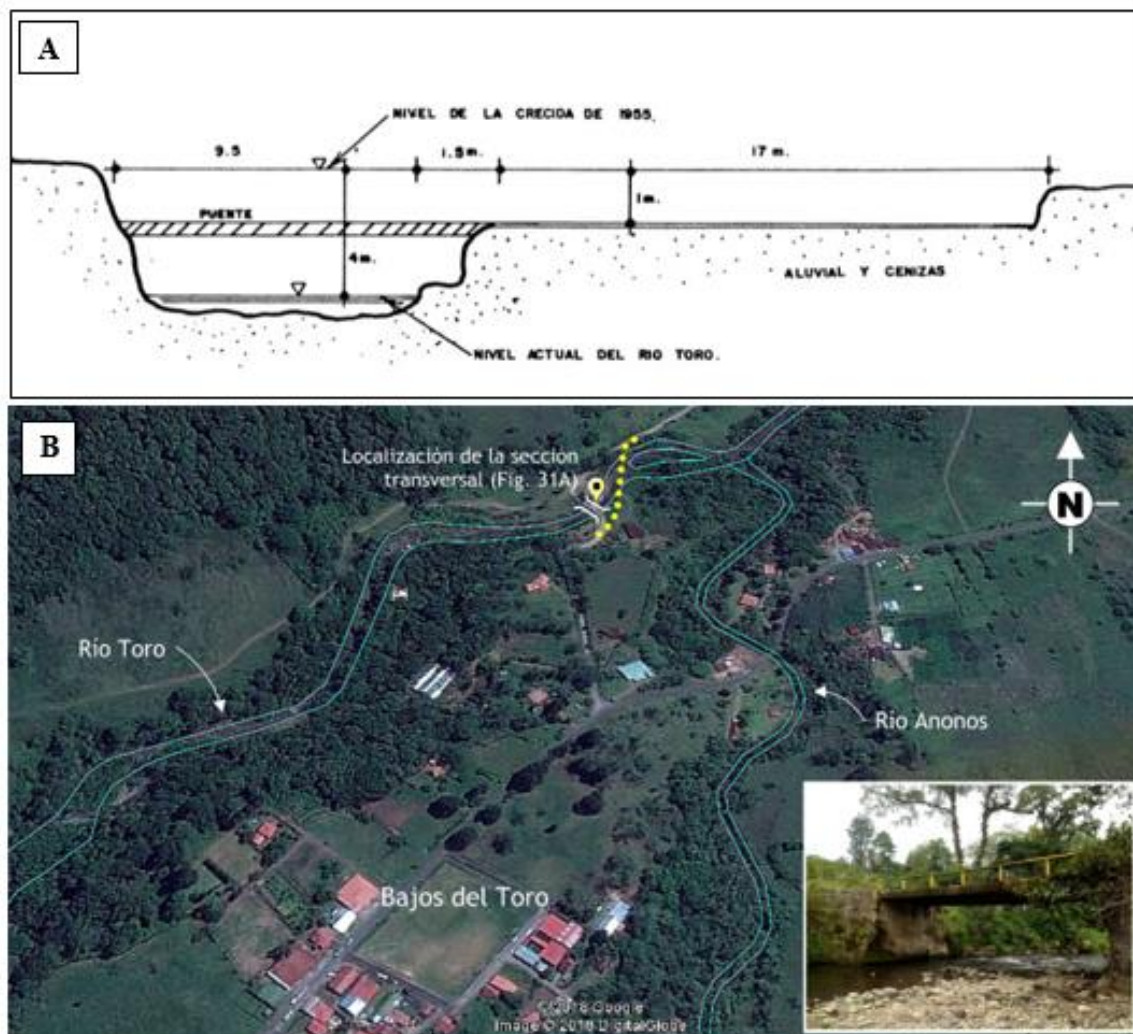


Fig. 53. Área de la sección transversal de los lahares que afectaron el cauce del río Toro en el año 1955 (A); estimándose un área aproximada de 60 m^2 (Alvarado, 1988). En la figura (B) se muestra una imagen *Google Earth* con la localización del actual puente y que fue construido en el 2011; la línea punteada (amarillo) indica la ruta del antiguo camino (y puente), en donde se realizó el perfil topográfico. En el recuadro de la figura (B), se observa una fotografía del actual puente.



Fig. 54. Casas de habitación y puente sobre el río Toro camino a Río Segundo (mismo Fig. 53). Se observa el gálibo poco alto (luz entre el puente y las aguas), por lo que se vuelve un puente muy vulnerable. Se observan también los depósitos de flujos de escombros volcánico no muy antiguos en la margen del río.

El camino de acceso a la población de Bajos del Toro por Zarcero (ruta nacional 741) o por Sarchí (ruta nacional 708), presenta un punto muy vulnerable dada la cercanía del río Gorrión a la ruta 708 (escasos 1 m al borde superior del cauce), justo al llegar al centro de Bajos del Toro (Fig. 55). Resulta urgente realizar algunas medidas de protección antes de que el camino sea destruido y deje a la población incomunicada en dicho sector. Un pequeño puente (no incluido en la Fig. 51) sobre el río Toro, que comunica algunas casas, posee un gábito muy bajo, por lo que igualmente es muy vulnerable ante lahares disparados por sismicidad.

La población de Bajos del Toro (centro y alrededores) se desarrolló sobre un abanico aluviolahárico y coluvial complejo, donde coalescen varios abanicos, geológicamente no muy antiguo geológicamente, producto de los ríos Toro, Gorrión y Anonos. Los depósitos de este valle intermontano poseen una cobertura de casi 2 m de cenizas arcillosas cultivables con bloques aislados (Fig. 55).



Fig. 55. Vista aérea (imagen google) donde se observa un meandro del río Gorrión muy cerca de la ruta nacional 708 ya en Bajos del Toro.



Fig. 56. Vista panorámica y en planta de parte de la población de Bajos del Toro y de parte del abanico aluviolahárico sobre el cual se desarrolló. Aunque posee una cobertura de casi 2 m de cenizas arcillosas cultivables con bloques aislados, se observan aún las trazas de cauces abandonados del río Anonos, que no parecen ser muy antiguas.

Seiches

Un seiche es una onda estacionaria que afecta un cuerpo de agua encerrado o parcialmente encerrado (lagos, embalses, bahías, mares internos, piscinas) debido a perturbaciones sísmicas o atmosféricas que crean grandes variaciones de los niveles de agua en un corto tiempo.

En el lago cratérico del Poás se originan con cierta frecuencia asociado con las erupciones. También se pueden generar por deslizamientos o durante terremotos (en ambos lagos crátericos, lago Caliente y Votos). Pueden representar un cierto peligro para los vulcanólogos que realizan muestreos en el litoral del lago cratérico en caso de una erupción o de un deslizamiento. Hay que tener presente que la pared NE presente unas grietas pericratéricas activas, que tarde o temprano van a producir un deslizamiento, que de caer en el lago cratérico termomineral, van a desencadenar un *seiche*.

VIGILANCIA VOLCÁNICA

El poder pronosticar una erupción volcánica en nuestros días constituye aún un reto enorme para los científicos. Puesto que los volcanes continuarán siendo en su mayoría impredecibles, aun así, se debe de continuar con la vigilancia volcánica a partir de las observaciones directas e instrumentales, para buscar el patrón que puede ayudar a pronosticar y en un futuro predecir una erupción importante. Actualmente, se cuenta con herramientas poderosas para medir en los volcanes la sismicidad, la deformación del edificio volcánico, la temperatura en los flujos y en la composición de los gases y aguas, tanto directamente en el volcán, como por medio de imágenes de sensores remotos (fotografías, videos, imágenes de satelitales, espectrómetros ópticos, observación infrarroja, drones, etcétera). Dentro de los principales sistemas de vigilancia tenemos, en orden prioritario:

- a) La sismología,
- b) La geoquímica de gases,
- c) La geodesia y sus métodos complementarios (InSAR, inclinómetros, distanciómetro),
- d) Los estudios geofísicos diversos,
- e) Sensores remotos (fotografías aéreas, imágenes de satélite, *drons*)
- f) La observación visual.

Estas tecnologías de punta, unidas a la historia del volcán, ayudan a establecer las zonas de amenaza y los planes de contingencia. Sin embargo, son muy pocos los volcanes que cuentan con todos estos métodos de vigilancia en tiempo real.

Dentro de este contexto de la investigación y la vigilancia geoquímica de los volcanes, se requiere disponer de líneas bases con suficientes datos geoquímicos recolectados en forma sistemática y por lapsos de tiempo suficientemente largos de modo que la información sea adecuada para estudiar y comprender mejor el comportamiento geodinámico de los volcanes.

Por otra parte, el estudio de cambios en la composición y nivel de emisión de materiales volcánicos y calor hacia la superficie es de crucial importancia para la adecuada vigilancia, ya que estos cambios constituyen indicadores de variaciones en las condiciones de los sistemas magmático-hidrotermales presentes en los volcanes. Así mismo, estos estudios ofrecen la oportunidad de quizás vislumbrar en un tiempo oportuno la posibilidad de presentarse inminentes

peligros volcánicos, lo cual permitiría minimizar el impacto que la actividad volcánica podría presentar sobre asentamientos humanos e infraestructura.

En su mayoría, las técnicas de vigilancia volcánica comprenden diversos métodos, entre los que hay que señalar como principales los siguientes (Alvarado et al., 2014):

- *Sismología volcánica*: Para analizar la información sísmica se cuenta con sismógrafos, ya sea en tiempo que registran y envían señales permanentemente a los centros sismológicos, o los portátiles, instalados durante crisis sismovolcánicas. Durante las etapas que preceden una erupción, suelen originarse numerosos tipos de temblores, producidos por la intrusión de magma que asciende en el conducto volcánico que alimenta el volcán, por el movimiento de gases o por la fracturación de las rocas. Esta continúa siendo una de las herramientas más valiosas para la vigilancia y tener una idea de lo que está pasando dentro del volcán.

- *Geoquímica de aguas y gases volcánicos*: Los gases emitidos por un volcán varían en proporción y en volumen con la profundidad del magma. Medir la composición (en el campo y en laboratorio) y el flujo de estos gases da información sobre la dinámica del magma. Además, estos gases reaccionan con el agua meteórica, por lo que vigilar la composición de las aguas de los lagos cratéricos y de las fuentes termales también aporta datos valiosos sobre la dinámica del volcán. Los gases aportan información valiosa sobre si es el sistema hidrotermal o magmático el que está predominando.

- *Geodesia*: Permite el control de la deformación de la superficie, debido a un cambio de volumen a profundidad. Se usan los Sistemas de Posicionamiento Global (*Global Positioning Satellite*: GPS) para localizar precisamente un punto sobre la superficie por triangulación al utilizar el rastreo de señales de satélites. Los distanciómetros son equipos topográficos basados en rayos láser que detectan cambios en la distancia de millonésimos de milímetro mientras que los inclinómetros electrónicos son equipos sensibles a cualquier cambio en la pendiente de las laderas del volcán o su cráter. La Interferometría de radar de apertura sintética (conocida por su abreviación en inglés como InSAR) es igualmente una técnica usada para medir deformación, debido a las variaciones en la distancia del terreno al sensor. En el caso de los volcanes, se le utiliza a partir de imágenes satelitales o mediante un vehículo aéreo no tripulado (dron o UAV: *Unmanned Aerial Vehicle*) para detectar pequeñas variaciones topográficas debidas a la inflación y deflación de una gran área. Con ello se presente detectar cambios de presión en profundidad (por ejemplo, una inyección de magma), para vigilar coladas de lava, la estabilidad de los flancos del volcán, etcétera. En general, con esta técnica se puede estimar los volúmenes de lava y estimar la profundidad de un cuerpo magmático que esté produciendo deformación.

- *Geofísica*: La geofísica estudia la estructura y la dinámica del interior del volcán. Por ejemplo, permite medir la variación de parámetros físicos (gravedad, intensidad del campo eléctrico o magnético) debido al movimiento de fluidos (gas, agua, magma) a profundidad. Una roca fundida es menos densa que una roca sólida, así pues, un cuerpo magmático no genera un campo gravitacional tan alto como el resto del edificio volcánico lo que se puede medir con un gravímetro. Del mismo modo, el campo magnético y el eléctrico de un cuerpo ígneo son diferentes y suelen contrastan con su medio en función de las propiedades (densidad, grado de fracturación, presencia de fluidos o agua, temperatura, etcétera). La sismología es una especialidad de la geofísica.

- *Sensores remotos*: Mediante cámaras especiales, de medición remota (a distancia) se puede tener una imagen de las temperaturas. Permite mapear en zonas calientes los cambios del área: migración de un campo de fumarolas, variaciones en una laguna volcánica como las células de convección, partes más calientes de una colada de lava durante su avance, etcétera.

- *Observación visual*: La observación visual de los procesos volcánicos continúa siendo relevante tales como la aparición de nuevas fumarolas, hornillas o fuentes termales, grietas en el terreno, tipo y grado de la actividad eruptiva y secundaria, recolección de muestras, medidas de temperatura, acidez, etcétera.

Desde hace varios años diversas instituciones han mantenido un control periódico sobre la actividad del volcán Poás. En vista de la reciente preocupación de las localidades aledañas del Poás y dada la existencia de población, proyectos, infraestructura y líneas vitales de interés nacional, la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), la Red Sismológica Nacional (RSN:UCR-ICE), el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA), procesan toda la información y realizan reuniones periódicas (al menos una a la semana) con boletines técnicos diarios y semanales, así como extraordinarios. El Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), a través de sus Áreas de Conservación, particularmente el personal del parque nacional volcán Poás, informan si existe alguna anomalía en el cráter del volcán y su actividad. El Área de Amenazas y Auscultación Sismológica y Volcánica (ICE), posee particular interés en las obras hidroeléctricas de Toros I, II y III y Cariblanco. El Laboratorio de Química de la Atmósfera (LAQAT-UNA) junto con el Instituto Meteorológico Nacional (IMN), por su parte, emite un comunicado diario en las primeras horas de la mañana, sobre la eventual dispersión de cenizas y gases en el caso de darse un evento volcánico importante.

En este sentido, el estudio y monitoreo sistemático de la sismología, la deformación y la geoquímica de fluidos volcánicos recolectados en el volcán Poás han resultado cruciales para el monitoreo de los procesos magmáticos e hidrotermales, que ocurren en su interior. La observación directa de las erupciones ocurridas a finales del siglo pasado e inicios del presente, pero en particular las del 2017 y 2019, aparadas a datos de calidad aportados por la vigilancia volcánica, han permitido distinguir algunas señales precursoras del inicio de una erupción relativamente importante. Las erupciones pequeñas, desde el punto de vista vulcanológico, aunque no necesariamente para las personas, resultan más difíciles de pronosticar y más aún de predecir, sin embargo, un gran avance se ha logrado en el caso del volcán Poás (Salvage et al., 2018; de Moor et al., 2016, 2019).

Actualmente, en el Laboratorio de Geoquímica Volcánica (Ovsicori-UNA) se realizan rutinariamente análisis químicos de:

- a) Contenido de gases ácidos, y agua en fumarolas volcánicas (H_2O , SO_2 , H_2S , CO_2 , HCl , HF) mediante técnicas clásicas de química húmeda (gases no ácidos como N_2 , H_2 , O_2 , He , Ar , CO , CH_4), se analizan en el Instituto de Tecnología de Tokio en Japón y en la Universidad de Florencia en Italia mediante cromatografía de gases).
- b) Acidez (pH), conductividad eléctrica, salinidad, y concentraciones de iones mayoritarios de origen magmático o provenientes de la interacción gas-agua-roca de condensados fumarólicos, lagos cratéricos, fuentes termales, quebradas, ríos, y lluvia. Estos parámetros

fisicoquímicos se miden al usar técnicas potenciométricas y cromatografía de iones con detección de conductividad eléctrica suprimida.

- c) Evaluaciones discretas de la concentración de SO_2 en el aire, en los alrededores de los volcanes que presentan fuerte desgasificación, mediante el uso de filtros pasivos para medir el nivel de dispersión de la pluma volcánica y el potencial de impacto sobre el ambiente y el ser humano.

CONCLUSIONES

El concepto de peligrosidad volcánica engloba la probabilidad de que un evento o conjunto de eventos que se producen en un volcán, pueda provocar daños a personas o bienes expuestos. Los procesos volcánicos peligrosos, que pueden ocurrir y, que principalmente puedan afectar las obras en cuestión, son: caída balística de bombas y bloques, lluvia de cenizas, coladas de lava, corrientes de densidad piroclástica, gases volcánicos y temblores (Cuadro 16). La frecuencia relevante es cuántas veces se ha presentado dicho evento de manera importante en dicho lapso.

Cuadro 16. Síntesis del grado de importancia relativa de la peligrosidad extracrática (fuera de los límites del cráter) con base en la actividad alrededor del volcán Poás entre 1834 y 2019.

Peligro	Frecuencia relevante en dicho lapso	Área afectada (km²) severamente	Daño en agricultura y ganadería	Daño infraestructura	Efectos en personas	Grado de importancia relativa
Gases volcánicos	12	10-100	Leve (ver lluvia ácida)	Similar a la lluvia ácida	Moderado a bajo	Moderado
Coladas de lava	0	0	0	0	0	0
Flujos piroclásticos (CDPd)	3-4	<2	0	0	0	Bajo
Caída de cenizas	10	50-400	40-60 %	Bajo a muy bajo	Bajo	Alto
Balística	4	5-10	0	Bajo	0	Moderado
Terremotos tectónicos	4	200-300	Bajo	Moderado	0-32 muertes	Alto
Deformación	4-5	0	0	0	0	0
Formación de nuevos focos	0	0	0	0	0	0
Lluvia ácida	12	10-100	40-100 %	Bajo	Moderado a bajo	Alto
DeslizamientoS	4	22	Bajo a moderado	Moderado	Similar a los sismos	Alto
Avalanchas	0	0	0	0	0	0
Lahares	5	1-3	Bajo	Moderado a alto	1? muerte	Alto

En concreto, los efectos de la lluvia ácida sobre Bajos del Toro son un factor que debe de tomarse en cuenta, en particular en el caso del recrudecimiento de la actividad volcánica. La época del año en que se podrían dar valores de pH más ácidos en la lluvia, en la cuenca superior del río Toro, sería cuando la influencia de los vientos del noreste (vientos alisios), se debilitan por la entrada de los vientos del oeste y suroeste, pero estos generalmente vienen acompañados con lluvias que ayudan a precipitar los gases del cráter, por lo que no se extiende su efecto que, a nivel local, provoca en el comportamiento direccional del viento por el edificio volcánico.

De acuerdo con la información disponible a la fecha, se ha determinado en pH mínimo en la lluvia de la zona es de 2.4 y, específicamente, en Bajos del Toro de 3.5.

La depositación de cenizas puede afectar infraestructura menor (techos) por su peso y la visibilidad de los vehículos durante su desplazamiento. También se puede registrar un aumento de la conductividad eléctrica (164-214 ohm-m), que puede provocar daños en los sistemas de distribución de energía. En adición, la ceniza posee un enorme poder de abrasión (dureza hasta de

7 en la escala Mohs) y pH de 2-4.5, lo que se puede traducir en daños por capacidad en equipos, computadoras y corto circuito en las líneas de transmisión (efectos en los transformadores, arcos aislantes, etc.), así como alteraciones en los campos magnéticos dificultan las telecomunicaciones.

Por su parte, en general, la mayoría de las erupciones importantes son precedidas por señales premonitoras que, si logran reconocerse y auscultarse adecuadamente, podrían brindar la oportunidad de tomar medidas pertinentes con respecto a eventos futuros. Sin embargo, para erupciones pequeñas, las señales premonitoras pueden ser muy tenues o complejas y, antes de ser interpretadas correctamente, pueden requerir de estudios muy cuidadosos y detallados, de acuerdo con el grado de conocimiento del estado actual del volcán, que puede ser en reposo, actividad exhalativa (salida copiosa de gases) o actividad eruptiva frecuente o permanente y del pasado eruptivo del volcán mismo.

En particular y de medular importancia, se deben de contemplar los lahares disparados por terremotos, deslizamientos o actividad volcánica, siendo su mayor peligro en las casas de máquinas y embalses, así como el efecto destructivo en las tuberías. Tan solo en el siglo XX, la cuenca del río Toro pudo ser afectada por 4 eventos laháricos disparados por terremotos y, quizás, al menos 2 por actividad volcánica (Alvarado et al., 1988; Alvarado, 2011; Mora, 2010), grosso modo, un evento cada 16 años. Por lo anterior, la probabilidad es media de que se vuelvan a presentar eventos laháricos en el presente siglo. Dentro de las amenazas volcánicas, no se contemplaron eventos catastróficos como pueden ser colapsos parciales del aparato volcánico, dado que son fenómenos eventuales y a largo plazo.

Recomendaciones

Al ser el Poás un volcán casi permanentemente activo, con al menos dos erupciones o periodos eruptivos importantes cada siglo, el peligro volcánico es un escenario altamente probable por balística, oleadas, lluvia ácida y lahares. Aunque el riesgo es moderado a bajo, se debe tener un plan de emergencia, incluyendo roles del personal y un plan de evacuación en la región de Bajos del Toro. Tanto a nivel central como local, se deben tomar en cuenta algunas recomendaciones como:

- Poseer una estrategia integrada de salud. Para ello, se requiere identificar los problemas de salud, los escenarios y las necesidades, así como planificar la respuesta administrativa y la división de los planes en unidades autosuficientes, además de formular un plan hospitalario y de contingencia para eventuales emergencias.
- Establecer mecanismos de evacuación y rutas para poner a salvo el personal y las familias durante una erupción volcánica o lahares disparados por terremotos o actividad eruptiva.
- Dado que varios puentes podrían verse dañados en Bajos del Toro, se recomienda tener un plan de emergencia de la población, así como de la de atención en las diferentes plantas hidroeléctricas, así como posibles obras de protección. En particular, se recomienda tomar medidas de protección para que el meandro del río Gorrión no se coma la carretera de la ruta 708 que llega a Bajos del Toro.
- Se recomienda, para futuros eventos laháricos, poder realizar una estimación del volumen y velocidad en diferentes tramos.

- Puesto que el volcán Poás, con toda probabilidad continuará con la actividad eruptiva, por décadas o siglos, se recomienda la instalación de una red de detectores de alerta temprana (anticipada) de lahares y medidores de gases y de lluvia ácida en Bajos del Toro.
- Hay que revisar los protocolos de seguridad dentro del PNV Poás, realizar simulacros y una mejor capacitación de los guardaparques. También se debe incrementar la rotulación de información sobre el volcán, su actividad, peligros y rutas de evacuación. El último plan de contingencia del PNV Poás fue realizado en setiembre del 2012 y desde ese entonces no se ha actualizado ni revisado, pese a que muchas condiciones del manejo del parque cambiaron a raíz de las erupciones de la Semana Santa del 2017.
- Se recomienda la construcción de más pantallas de protección antibombas volcánicas, tanto camino al mirador del Cráter Principal como del cono Votos.

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia se agradece al personal del SINAC, particularmente a los funcionarios del parque nacional volcán Poás por toda su colaboración a lo largo de todos estos años. La CNE y el ICE aportaron la logística y personal. El OVSICORI y la RSN por todos estos años de investigación, información y análisis detallado de la actividad eruptiva histórica reciente.

El documento fue entregado a los profesionales del OVSICORI, RSN y SINAC para su revisión. José Sibaja de la UNA, Geoffroy Avaré del OVSICORI-UNA y Andrey Rojas del SINAC, tuvieron la amabilidad, disposición y tiempo de revisar el documento. Muchas gracias por sus oportunos comentarios.

BIBLIOGRAFÍA

Abarca, T. y Alvarado, G. E. (2017). Perdidas económicas en valor al año 2016 causadas por el vulcanismo en Costa Rica entre 1953 y 2016. *Rev. Geol. Amér. Central*, 56, 37-50.

Abarca, S., Acosta, P., Durán, M., González, C., Lücke, O., Marín, C., Matamoros, R., Padilla, A., Quintanilla, E., Ramírez, C., Sandoval, M., Vargas, C. A. y Vindas, A. (2006). *Tefroestratigrafía y peligro volcánico del sector sur y suroeste de los volcanes Barva y Poás, Cordillera Volcánica Central, Costa Rica*. Escuela Centroamericana de Geología, UCR, San Jose [Inf. Interno final Campana Geológica].

Albentosa, L. M. (1990). *Climatología y medio ambiente*, Univ. de Barcelona, 611 pp.

Alfaro, R., Rodríguez, J. J., Fernández, E. y Barquero, J., (1988). Acid Deposition from Natural Sources Arenal and Poas Volcanoes. *Rev. Geofísica* 29:93-104.

Alfaro, M. R. (1989). *La lluvia ácida*. Esc. Ciencias Ambientales, Facultad Ciencias de la Tierra y el Mar, Heredia, Univ. Nacional, 8 pp.

Acevedo, M. (1976). *Notas cronológicas de la actividad del Volcán Poás* (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional.

Aguilar, I. y Alvarado, G. E. (2014). Pérdidas humanas y económicas causadas por el vulcanismo en Costa Rica entre 1953 y 2005. *Rev. Geol. Amér. Central*, 51, 93-128.

Aguirre, J. A. (2008). Midiendo el impacto económico del gasto turístico de los visitantes a los parques nacionales de Costa Rica. *PASOS, Revista de Turismo y Patrimonio Cultural*, 6(1), 11-26.

Aguirre, J. A. y Chaves, S. (2017). *Medición del impacto económico del cierre del parque nacional volcán Poas en la región y la economía regional*. Dirección de Investigación, Univ. Latina de Costa Rica.

Alvarado, G. E. (1984). *Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas de Cenozoico Superior de Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Universidad de Costa Rica.

Alvarado, G.E., 1985: *Evaluación preliminar del peligro volcánico (P.H. Toro II)*. Anexo B., Departamento de Geología, 15 pp.

Alvarado, G.E., 1988: *Comentarios sobre las avalanchas en el río Toro, P.H. Toro II*. Departamento de Geología, 6 p. [Inf. Interno ICE].

Alvarado, G. E. (1989). *Los volcanes de Costa Rica*. San Jose: EUNED.

Alvarado, G. E. (2000). *Los volcanes de Costa Rica: su geología, historia y riqueza natural*

[2.a ed.]. San José, Costa Rica: EUNED.

Alvarado, G.E., 2006: Estudio complementario y de actualización del Peligro Volcánico para el Proyecto Hidroeléctrico Toro 3. 42 pp. [Inf. Interno ICE].

Alvarado, G. E. (2009). *Los volcanes de Costa Rica: geología, historia, riqueza natural y su gente* [3.a ed.]. San José, Costa Rica: EUNED.143.

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. *Rev. Geol. Amér. Central*, 43, 67-96.

Alvarado, G. E. y Salani, F. M. (2002). *Evaluación del Peligro y Riesgo Volcánico para los proyectos Hidroeléctricos Cariblanco y Toro III*. ICE, UEN PySA [Inf. Interno].

Alvarado, G. E. y Schmincke, H. U. (1994). Stratigraphic and sedimentological aspects of the rain triggered lahars of the 1963-1965 Irazu eruption, Costa Rica. *Zbl. Geol. Paläont. Teil, 1*(H. 1/2), 513-530.

Alvarado, G. E. y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Rev. Geol. Amér. Central*, 46, 7-122.

Alvarado, G. E., Morales, L. D., Montero, W., Climent, A. y Rojas, W. (1988b). Aspectos sismológicos y morfotectónicos del extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central. *Rev. Geol. Amér. Central*, 9, 75-98.

Alvarado, G. E., Soto, G. J., Salani, F. M., Ruiz, P. y Hurtado de Mendoza, L. (2011). The formation and evolution of Hule and Rio Cuarto maars, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 201, 342-356.

Alvarado, G. E., Soto, G. J., Zárate, E. y Zeledón, R. (1989). Evaluación del riesgo volcánico del Poás sobre las obras del P.H. Toro. Dirección de Planificación Eléctrica, ICE, 44 pp. + figs.

Alvarado, G. E., Vargas, A., Campos, N. y Chaves, I. (2014). El riesgo derivado de la amenaza volcánica en Costa Rica. Comisión Nacional de Emergencias. 32 pp.

Alvarado, G. E. y Vargas, A., 2018. Plantas Hidroeléctricas Toro 1, 2 y 3: Actualización de la amenaza volcánica del Poás. v + 120 p. Área de Amenazas y Auscultación Sismológica y Volcánica, ICE [Inf. Interno].

Alvarado, G. E., Vargas, A., Campos, N. y Chaves, I. (2014). *El riesgo derivado de la amenaza volcánica en Costa Rica*. San José: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, Red Sismológica Nacional. San José: Extensión S. A.

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*. ICE, San Jose [Inf. Interno].

Alvarado, L. F. y Fernández, W. (2001). Climatología de la atmósfera libre sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanog.* 8(2), 89-115.

Álvarez, J. F. y Pridybailo, G. (2005). Corrosión atmosférica en el volcán Poás, proyecto TROPICORR. *Tecnología en Marcha*, 18(2 Especial), 126-133.

Álvarez, Y., Alvarado, B., Madrigal, K. e Hidalgo, A. (2019). Estimación de la amenaza volcánica por lahares en el sector WNW del volcán Poás (Alajuela, Costa Rica), a partir del análisis con LaharZ y sistemas de información geográfica. *3^{er} Congreso Geológico UCR-2019*. Programa y Resúmenes, p. 25.

Araña, V. y López, J. (1974). *Volcanismo, dinámica y petrología de sus productos*. Madrid: Ed. Istmo.

Arana, V. y Ortiz, R. (1984). *Volcanología*. Madrid: Consejo Sup. Invest. Cient. y Ed. Rueda.
Araña, V. y Ortiz, R. (1993). Riesgo volcánico. En Martí, J. y Araña, V.: *La Volcanología Actual*, pp. 277-385.

Astorga, A., Fernandez, J. A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A. y Obando, L. G. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolucion geodinamica y potencial de hidrocarburos. *Rev. Geol. Amér. Central*, 13, 25-59.

Avard, G., Pacheco, J., de Moor, M. y Muller, C. (2017). *Volcán Poás: resumen de la actividad episodio de erupciones freatomagmáticas en abril 2017 hasta el 15 de junio*. OVSICORI [Inf. Interno].

ATS, 2018. Volcanic Eruptions and Threats to Respiratory Health. *Am. J. Respir. Crit. Care. Med.* 197: 21-22, American Thoracic Society (ATS), Patient Education Series.

Barquero, J. y Malavassi R. E. (1982). Excursion al Volcan Poas. *Bol. de Vulc.*, 14, 120-131.
Barquero, J. y Segura, J. (1983). La actividad del Volcan Rincon de la Vieja. *Bol. de Vulc.*, 13, 5-10.

Barrantes, G. y Malavassi, E. (2015). Mapa de peligros del volcan Poas. *Rev. Colombiana de Geografía*, 24(2), 157-172.

Baxter, P. J. y Horwell, C. J. (2015). Impact of Eruptions on Human Health. En Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes* [2.a ed.] (pp. 1035-1047). Cambridge: Academic Press.

Black, B. A., Manga, M. y Andrews, B. (2016). Ash production and dispersal from sustained low-intensity Mono-Inyo eruptions. *Bull Volcanol*, 78:57. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-016-1053-0>.

Blong, R. J. (1981). Some effects of tephra falls in buildings. En: S. SELF y R.S.J. SPARKS (Eds.), *Tephra Studies*, pp 405-420, NATO Advanced Study Institutes Series, D. Reidel Publishing Co., Boston.

Blong, R. J. 1984: *Volcanic hazards: A Sourcebook on the effects of eruptions*. Academic Press, Orlando, 424 pp.

Blong, R. J. 1996: *Volcanic Hazards Risk Assessment*. En: R. Scarpa y Tilling, R. (Eds.): *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 675-698.

Bono, L. (2014). *Modelación de los lahares del volcán Villarrica en el sector de Pucón, Región de la Araucanía*. [Memoria para optar al título de geóloga]. Universidad de Chile. 126 pp.

Boza, M. A. (1968). *Plan de manejo y desarrollo para el Parque Nacional Volcán Poás, Costa Rica* (Tesis de maestría). Inst. Interamericano de Ciencias Agrícolas, Turrialba, Costa Rica.

Brenes, J., 2003: *Geología y peligros volcánicos del flanco oeste y suroeste del volcán Barva, Costa Rica*. 83 p. Universidad de Costa Rica, San José (Lic. thesis).

Brenes-André, J., Alvarado, G. E., Chavarría, N., Sánchez, B., Avaró, A., Quesada C. y Barrantes, M. (en prep.). *Análisis de la dinámica y productos balísticos durante la erupción del Poás (Costa Rica) en el 2017*. *Rev. Geol. Amér. Central*.

Bullard, F. M. (1956). Volcanic activity in Costa Rica and Nicaragua in 1954. *Am. Geophys. Union Trans.*, 37(1), 75-82.

Bundschuh, J. y Alvarado, G. E. (Eds.) (2007). *Central America: Geology, Resources and Hazards*. Londres: Taylor & Francis.

Casertano, L., Borgia, A., Cigolini, C., Morales, L. D., Montero, W., Gómez, M. y Fernández, J. F. (1985). Investigaciones geofísicas y características geoquímicas de las aguas hidrotermales: Volcán Poas, Costa Rica. *Geof. Inter.*, 24-2: 315-332.

Cigolini, C., Kudo, A., Brookins, D. G. y Ward, D. (1991). The petrology of Poas Volcano lavas: basalt-andesite relationship and petrogenesis with the magmatic arc of Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, 367-384.

Crandell, D. R., Booth, B., Kusumadinata, K., Shimozuru, D., Walker, G. P. L. y Westercamp, D. (1984). *Source-book for volcanic-hazards zonation*. UNESCO, París.

Coto-Cedeño, W. I. (2019). Nubes de ceniza, campos de arena. Actividad volcánica en Costa Rica y su impacto en el sector agropecuario, 1950-2017. *Rev. Geográfica Amér. Central*, 62: 129-158.

De la Cruz-Reyna, S. (1996). Long-Term Probabilistic Analysis of Future Explosive Eruptions. En Scarpa, R. y Tilling, R. I. (Eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (pp. 599-629). Berlin: Springer-Verlag.

De Moor, J. M., Aiuppa, A., Pacheco, J., Avard, G., Kern, C., Liuzzo, M., Martinez, M., Giudice, G. y Fischer, T. P. (2016). Short-period volcanic gas precursors to phreatic eruptions: Insights from Poas Volcano, Costa Rica. *Earth and Planetary Sc. Lett.* 442, 218-227.

De Moor, J. M., Stix, J., Avard, G., Muller, C., Corrales, E., Diaz, J. A., Alan, A., Brenes, J., Pacheco, J., Aiuppa, A. y Fisher, T. P. (2019). Insights on Hydrothermal-Magmatic Interactions and Eruptive Processes at Poás Volcano (Costa Rica) From High-Frequency Gas Monitoring and Drone Measurements. *Geophys. Res. Letters*, 46, <https://doi.org/10.1029/2018GL080301>.

Dzierma, Y. y Wehrmann, H. (2014). Probabilities of future $VEI \geq 2$ eruptions at the Central American Volcanic Arc: a statistical perspective based on the past centuries eruption record. *Int. J. Earth Sci. (Geol, Rundsch.)*, 103, 2029-2042.

Felpeto, A. (1999). Modelos de simulación numérica en el estudio del riesgo volcánico. Aplicación a la isla de Tenerife. En: Lain, L. (Ed.): *Los Sistemas de Información Geográfica en los riesgos naturales y en el medio ambiente*, pp 81-93. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

Fischer, T.P., Ramírez, C., Mora-Amador, R. A., Hilton, D.R., Barnes, J. D., Sharp, Z.D., Le Brun, M., de Moor, J.M., Barry, P.H., Füre, E. y Shaw, A. M. (2015). Temporal variations in fumarole gas chemistry at Poás volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 294, 56-70.

Fournier d'Albe, E. M. (1979). Objectives of volcanic monitoring and prediction. *J. Geol. Soc. Lond.* 136, 321-326.

Gazel, E. y Ruiz, P. (2005). Los conos piroclásticos de Sabana Redonda: componente magnético enriquecido del Volcan Poas, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 33, 45-60.

Guevara, M. (2003). Flujos de lodo: impacto del fenómeno, metodologías básicas de análisis y alternativas de mitigación. [Tesis de Licenciatura]. Universidad de Costa Rica. 211 pp.

Hidalgo, P. et al. (en prep.). Deciphering the past 50 ka eruptive histories of Poás and Barva volcanoes and its interfingering eruptions, Costa Rica

ICE. (1965). *Informe sobre el problema del Río Reventado*. ICE, San Jose [Inf. Interno].

ICE, 1989: Evaluación del riesgo volcánico del Poás sobre las obras del Proyecto Hidroeléctrico Toro. 46 pp. [Inf. Interno].

ICE, 1995: Caracterización de la lluvia en la zona del P.H. Toro. Dept. Hidrología, Oficina Laboratorio Químico, 18 pp. [Inf. Interno].

ICE, 1997: Seguimiento de la acidez de la bruma de la catarata del río Toro. Dept. Hidrología, Oficina Laboratorio Químico, 19 pp. [Inf. Interno].

ICE, 2013: Plan de expansión de la generación eléctrica 2013-2025. Centro Nacional de Planificación Eléctrica. 146 pp. [Inf. Interno].

IGN, 2009: División territorial administrativa de la República de Costa Rica. 138 págs. Imprenta Nacional. San José.

IGN, 2013: División territorial administrativa de la República de Costa Rica. 402 págs. Imprenta Nacional. San José.

Iverson, R. M., Schilling, S. P. y Vallance, J. W. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110(8), 972-984.

Jerez, D. y Cline, M. (1989). Preliminary Hazard Map of Poas and Barva volcanoes. USAID/RET Corporation (1:50 000). En Woodward-Clyde (1993), *A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of Central Valley, Costa Rica*. Maryland y San José: Woodward-Clyde Federal Services [Inf. Interno].

Malavassi R., E., Gill, J. B. y Trimble, D. (1990). Nuevas dataciones radiométricas del alineamiento volcánico de Poas (Costa Rica): contribución a la evaluación de peligros volcánicos. VII Congreso Geológico de América Central, 19-23 de noviembre, San José.

Marrero, J. M., García, A., Berrocoso, M., Llianres, Á., Rodríguez-Losada, A. y Ortiz, R., (2019). Strategies for the development of volcanic hazard maps in monogenetic volcanic fields: the example of La Palma (Canary Islands). *J. Applied Volcanology*, 8:6, <https://doi.org/s13617-019-0085-5>.

Martínez, M., Fernández, E., Valdés, J., Barboza, V., Vander Laat, R., Duarte, E., Malavassi, E., Sandoval, L., Barquero, J. y Marino, T. (2000). Chemical evolution and volcanic activity of the active crater lake of Poás volcano, Costa Rica, 1993-1992. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 97: 127-141.

Mastin, L. G. (2012). Understanding and using the web graphical user interface to the USGS Ash3d model. U.S. Geological Survey. 12 pp.

Mastin, L. G., Randall, M. J., Schwaiger, F. y Denlinger, R. P. (2013). User's guide and reference to Ash3d: A three dimensional model for eulerian atmospheric tephra transport and deposition. U.S. Geological Survey Open-File Report 2013-1122, 48 pp., <http://pubs.usgs.gov/of/2013/1122/>.

Mastin, L. G., Van Eaton, A. R. y Lowerstern, J. B. (2014). Modeling ashfall distribution from a Yellowstone supereruption. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15:3459–3475, <http://doi.org/doi:10.1002/2014GC005469>.

Miavita (2012). *Handbook for Volcanic Risk Management. Prevention, Crisis management, Resilience*. Orleans, Francia: MIAVITA (Mitigate and Assess risk from Volcanic Impact on Terrain and human Activities).

Montero, W., Soto, G. J., Alvarado, G. E. y Rojas, W. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtension en el macizo del volcán Poas (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 43, 13-36.

Moore, A. (1974). Historia de un gigante: el volcan Poas. Documento Técnico de Trabajo (Proyecto FAO, RLAT/FT 199) 7, 1-17.

Mooser, F., Meyer- Abich, H. y Mcbirney, A. R. (1958). *Catalog of Active Volcanoes of the World including Solfatara Fields of Central America*. Napoles: International Volcanological Association.

Mora, R. (2007). Flujos de azufre fundido en el intracrater del volcan Poas. *Crisol*, 18, 27-28.

Mora, R. (2010). *Peligrosidad volcánica del Poás (Costa Rica), basado en las principales erupciones históricas de 1834, 1910 y 1953-1955* [Tesis M.Sc.]. Univ. Costa Rica.

Mora, R. y Fernández, M. (2004). Preocupa impacto volcánico sobre el ambiente. *Crisol*, 12, 24-25.

Mora-Amador, R., Alvarado, G. E. y Ramirez, C. (2007). Recent fumarolic activity and sulfur eruptions at Poas Volcano, Costa Rica. En Espindula, J. M., Arce, J. L. y Macias, J. L. (Eds.), *Proceed. Commemorative Co. "El Chichón volcano: Twenty-five years later"* (p. 74). San Cristobal de las Casas, Mexico.

Mora-Amador, R. A., Rouwet, D., González, G., Vargas, P. y Ramírez, C. (2019). Volcanic Hazard Assessment of Poás (Costa Rica) Based on the 1834, 1910, 1953-1955 and 2017 Historical Eruptions. En Tassi, F., Vaselli, O. y Mora-Amador, R. A. (eds.): *Poás Volcano. The Pulsing Heart of Central America Volcanic Zone*. Springer, 261-299.

Newhall, C. G. y Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, 87, 1231-1238.

Nicholson, R. A., Roberts, P. D. y Bartex, P. J. (1996). Preliminary studies of acid and gas contamination at Poas volcano, Costa Rica. En Appleton, J. D., Fuge, R. y McCall, G. J. H. (Eds.), *Environmental Geochemistry and Health* (pp. 239-244). Londres: The Geological Society.

- Ortiz, R. (Ed.). (1996). *Riesgo volcánico*. Lanzarote: Serie Casa de los Volcanes 5.
- Ortiz, R. y Araña, V. (1996). Daños que pueden producir las erupciones. En: R. Ortiz (Ed.): *Riesgo Volcánico*, Serie Casa de los Volcanes, Cabildo de Lanzarote, 5:37-96.
- Paniagua, S. (1994). Amenaza Volcanica. En Denyer, P. y Kussmaul, S. (Eds.), *Atlas Geológico Gran Área Metropolitana* (pp. 221-231). Cartago, San Jose: ETCR.
- Paniagua, S. y Morales, L. D. (1987). Peligro sísmico y volcánico en Costa Rica: Consideraciones para su prevención. *Geoistmo*, 1(2), 11-24.
- Paniagua, S. y Soto, G. (1986a). Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la cordillera Central de Costa Rica, América Central. *Cienc. Tec.*, 10(2), 49-72.
- Paniagua, S. y Soto, G. (1986b). Reconocimiento de los riesgos volcanicos potenciales de la cordillera Central de Costa Rica, America Central. *Rev. CIAF*, 11(1-3), 178-199.
- Paniagua, S. y Soto, G. (1988). Peligros volcanicos en el Valle Central de Costa Rica. *Ciencia y Tecnología*, 12(1-2), 145-156.
- Prosser, J. T. (1983). *The geology of Poás volcano, Costa Rica* (Tesis M. Sc). Darmouth College, Hannover, EE. UU.
- Prosser, J. T. y Carr, M. J. (1987). Poas Volcano, Costa Rica Geology of the summit region and spatial and temporal variations among the most recent lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 131-146.
- Raccichini, S. y Bennett, F.D. (1977). Nuevos aspectos de las erupciones del volcan Poas. *Rev. Geogr. Amér. Central*, 5-6, 37-53.
- Ruiz, P., Gazel, E., Alvarado, G. E., Carr, M. J. y Soto, G. J. (2010). Caracterización geoquímica y petrográfica de las unidades geológicas del volcán Poás, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 43, 37-66.
- Ruiz, P., Barrabtesm R., Valverde, J., Rodríguez, N., Pineda, J. y Rodríguez, S. (2019). Evaluación de uso de los refugios en mirador del volcán Poás mediante simulacro de erupción. *Bol. Téc. PITRA-Lanamme UCR*, 10(9), 1-9.
- 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 Tassi, F., Vaselli, O. & Mora-Amador, R. A. (eds.): *Poás Volcano: The Pulsing Heart of Central America Volcanic Zone*, Springer, pp. 79-118.
- Rymer, H., Cassidy, J., Locke, C. A., Barboza, M. V., Barquero, J., Brenes, J. y van Der Laat, R. (2000). Geophysical studies of the recent 15-year eruptive cycle at Poas Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 97, 425-442.

Salvage, R., Avard, G., de Moor, J.M., Pacheco, J.F. y Martinez, M. (2018). Renewed Explosive Phreatomagmatic Activity at Poas Volcano, Costa Rica in April 2017. *Frontier in Earth Science*, 6:160. Doi: 10.3389/feart.2018.00160.

Schwaiger, H. F., Denlinger, R. P. y Mastin, L. G. (2012). Ash3d: A finite-volume, conservative numerical model for ash transport and tephra deposition. *J. Geophys. Res.*, 117, B04204, <http://dx.doi:10.1029/2011JB008968>.

Schindlbeck, J.C., Kutterolf, S., Freundt, A., Alvarado, G.E., Wang, K. -L., Straub, S.M., Hemming, S.R., Frische, M. y Woodhead, J.D., 2016: Late Cenozoic tephrostratigraphy offshore the southern Central American Volcanic Arc. 1. Tephra ages and provenance. - *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17, doi. 10.1002/2016GC006503.

Scott, W. E. (1989). Volcanic and related hazards. En Tilling, R. I. (Ed.). *Volcanic Hazards* (pp. 9-23). Washington D. C.: American Geophysical Union.

Siebert, L. (1986). Hazards of Large Volcanic Debris Avalanches and Associated Eruptive Phenomena. En Scarpa, R. y Tilling, R. I. (eds.). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, Springer, 541-572.

Siebert, L., Sinkin, T. y Kimberly, P. (2010). *Volcanoes of the World*. ix + 551 pp. Smithsonian Institution, Univ. California Press, Londres.

Sierra, O. (1987). Mitos y leyendas de Costa Rica: El sacrificio del Rualdo. *La Nación*, abril-junio.

Soto, G. J. (1994). Vulcanología Física. En Denyer, P. y Kussmaul, S. (Eds.), *Atlas Geológico Gran Área Metropolitana* (pp. 131-146). Cartago, Costa Rica: ETCR.

Soto, G. y Alvarado, G.E., 1989. Procesos volcánicos asociados con el agua subterránea. El caso de los volcanes Arenal y Poás, Costa Rica. Memoria del III Congreso Nacional de Recursos Hídricos, 15-17 noviembre 1989, pp. 249-261.

Soto G. J. y Paniagua, S. (1992). La cordillera volcánica Central (Costa Rica): sus peligros potenciales y prevenciones. *Rev. Geogr. América Central*, 25-26:291-304.

Tanguy, J. C., Ribiere, C., Scartha, A. y Tjetjep, W. S. (1998). Victims from volcanic eruptions: a revised database. *Bull Volcanol.*, 60, 137-144.

Thorpe, R.S. and Francis, P.W., 1981. Magma chamber below Poas Volcano, Costa Rica. *J. Geol. Soc. London* 138, 367-373.

Tilling, R. I. (1989). *Volcanic hazards*. Washington: American Geophysical Union.

U.S. NATIONAL WEATHER SERVICE, 2013: Environmental Modeling Center, Global Forecast System. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=GFS>.

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.

Vargas V., A. y Alvarado, G. E. (2017). *Amenaza volcánica sobre las líneas de transmisión y subestaciones eléctricas del ICE, Costa Rica*. Área de Amenazas y Auscultación Sismológica y Volcánica, ICE, San José [Inf. Interno].

Walker, G. P. L. (1973). Explosive volcanic eruptions -a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, 62, 431-466.

Walker, G. P. L. (1974). Volcanic hazards and the prediction of volcanic eruptions. En Funnell, B. M. (Ed.), Prediction of geological hazards. (*Geol. Soc. London Miscellaneous Paper 3*, 23-41). Londres, Geol. Soc. London.

Wardman, J. B., Wilson, T. M., Bodger, P. S., Cole, J. W. y Johnston, D. M. (2011). Investigating the electrical conductivity of volcanic ash and its effect on HV power systems. *Phys. Chem. Earth.*, 45-46, 128-145.

Wardman, J. B., Wilson, T. M., Bodger, P. S., Cole, J. W. y Stewart, C. (2012). Potential impacts from tephra fall to electric power systems: a review and mitigation strategies. *Bull. Volcanology*, 74(10), 2221-2241.

Wardman, J., Wilson, T., Hardie, S. y Bodger, P. (2014). Influence of Volcanic Ash Contamination of the Flashover Voltage of HVAC Outdoor Suspension Insulators. *IEEE Transactions of Dielectrics and Electrical Insulation*, 21(3), 1189-1197.

Warrick, R. A., Anderson, J., Dowing, T., Lyons, J., Ressler, J., Warrick, M. y Warrick, T. (1981). Four communities under ash. After Mount St. Helens (Monograph 34). Boulder: Inst. Behavioral Science, Univ. Colorado.

Wickman, F. E. (1976). Markov models of Repose-Period patterns of volcanoes. En Merria, D. F. (Ed.), *Random processes in geology* (pp. 135-161). Berlin: Springer-Verlag.

Wilson, T. M., Stewart, C., Sword-Daniels, V., Leonard, G. S., Johnston, D. M., Cole, J. W., Wardman, J., Wilson, G. y Barnard, S. T. (2012). Volcanic ash impacts on critical infrastructure. *Physics and Chemistry of the Earth*, 45-46, 5-23.

Yokoyama, I., Tilling, R. y Scarpa, R. (1984). *International mobile early-warning systems of volcanic eruptions and related seismic activities*. Paris: Unesco.

Zárate, E. (1988). Factores meteorológicos asociados a desastres causados por erupciones volcánicas en Costa Rica. *Ciencia y Tecnología*, 12(1-2), 41-52.

Zárate, E. (1989). Elementos meteorológicos importantes para la toma de decisiones con respecto a las emanaciones contaminantes del volcán Poás. Instituto Meteorológico Nacional. 9 pp.

Zobin, V. M. (2001). Seismic hazard of volcanic activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *112*, 1-14.

Zobin, V. M. (2003). *Introduction to Volcanic Seismology*. Amsterdam: Elsevier Sci. B.V.