

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



Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo

PELIGRO VOLCÁNICO DEL IRAZÚ, COSTA RICA



Geól. Guillermo E. Alvarado

Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, CNE

Geógr. Daniela Campos

Escuela de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional

Físico José Brenes-André

Red Ciudadana de Estaciones Meteorológicas

Geól. Yemerith Alpízar

Universidad Técnica Nacional

Físico Santiago Núñez

University of Illinois Urbana-Champaign

Geól. Lidier Esquivel

Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, CNE

Meteor. Berny Fallas

Departamento Hidrología, ICE

Setiembre 2021

RESUMEN	4
1. INTRODUCCIÓN.....	5
2. METODOLOGÍA	18
3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN IRAZÚ	24
3.1 MARCO ESTRATIGRÁFICO	24
3.1.1 PETROGRAFÍA	24
3.1.2 UNIDADES MORFOCRONOESTRATIGRÁFICAS.....	34
<i>Pre-Irazú</i>	34
<i>Proto-Irazú</i>	35
<i>Paleo-Irazú</i>	36
<i>Neo-Irazú</i>	42
3.1.3 TEFROCRONOESTRATIGRAFÍA.....	77
4.2 GEOMORFOLOGÍA.....	58
3.2.1 <i>Geoformas constructivas o primarias</i>	59
3.2.2 <i>Geoformas destructivas</i>	70
4.3 MARCO TECTÓNICO.....	97
4.3.1 <i>Sismología</i>	100
4. ACTIVIDAD ERUPTIVA HISTÓRICA	115
LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1723-1724.....	116
LA FASE DE DORMIR DEL VOLCÁN DE 1725-1916.....	118
LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 1917-1921	120
OTRAS ERUPCIONES MENORES EN 1924, 1928-1930, 1933 Y 1939-1940	120
ACTIVIDAD DE 1962-1965	123
EL IMPACTO SOCIOECONÓMICO (1963-1965).....	130
5. ACTIVIDAD VOLCÁNICA SECUNDARIA (FUMAROLAS Y FUENTES TERMALES)	137
LA ACTIVIDAD DEL IRAZÚ DESPUÉS DE 1965 Y LOS CAMBIOS EN EL LAGO CRATÉRICO	137
FUENTES TERMALES.....	141
<i>Quebrada Gata (Santa Teresita)</i>	144
<i>Flanco Noroeste</i>	144
<i>Ojo de Agua</i>	144
<i>Río Sucio</i>	144
<i>Río Caliente (San Cayetano)</i>	145
<i>Los Hervideros de Pacayas (Hervideros de Buenos Aires)</i>	145
6. PELIGRO VOLCÁNICO	147
RECURRENCIA DE LAS ERUPCIONES: ¿CUÁNDO, DE QUÉ TIPO Y DONDE?.....	228
6.1 AMENAZAS VOLCÁNICAS DIRECTAS.....	154
6.1.1 GASES VOLCÁNICOS.....	154
6.1.2 COLADAS DE LAVA	157
6.1.3 FLUJOS PIROCLÁSTICOS.....	158
6.1.4 PIROCLASTOS DE CAÍDA	164
6.1.5 PROYECTILES BALÍSTICOS.....	192

6.1.6	TERREMOTOS VOLCÁNICOS	212
	DEFORMACIÓN CORTICAL Y FORMACIÓN DE GRIETAS	214
	FORMACIÓN DE NUEVOS CRÁTERES Y CONOS.....	214
6.2	AMENAZAS VOLCÁNICAS INDIRECTAS	217
6.2.1	LLUVIA ÁCIDA.....	217
6.2.2	AVALANCHA DE ESCOMBROS VOLCÁNICA Y DESLIZAMIENTOS	219
6.2.3	LAHARES	223
7.	VIGILANCIA VOLCÁNICA	234
	SISMOLOGÍA VOLCÁNICA	244
	GEOQUÍMICA DE AGUAS, GASES, AEROSOLES Y CENIZAS VOLCÁNICAS	244
	GEODESIA VOLCÁNICA.....	245
	GEOFÍSICA	245
	SENSORES REMOTOS	246
	OBSERVACIÓN VISUAL EN EL CAMPO	246
8.	ASPECTOS SOBRE LA GESTIÓN DEL RIESGO.....	249
	¿QUÉ SE HA HECHO Y SE ESTÁ HACIENDO Y QUÉ SE PUEDE REALIZAR PARA UNA MEJOR GESTIÓN DEL RIESGO?	255
	¿RESULTA NECESARIA UNA RESTRICCIÓN EN EL USO Y MANEJO DEL SUELO EN EL VOLCÁN IRAZÚ?.....	273
	HISTORIA DE UN MANEJO INADECUADO DE LA GESTIÓN DEL RIESGO EN UNA REGIÓN CON UNA PROBLEMÁTICA SOCIOECONÓMICA MUY COMPLEJA: LOS DIQUES DE TARAS.....	275
	HISTORIA DEL NACIMIENTO DE UN PROBLEMA SOCIOECONÓMICO EN LOS DIQUES DE TARAS	295
	EL RIESGO ANTE EVENTOS LAHÁRICOS SIMILARES	302
	PROTECCIÓN DE LA CUENCA MEDIA DEL REVENTADO	309
	ABORDAJE DEL PROBLEMA EN EL SECTOR DE LOS DIQUES	310
9.	CONCLUSIONES	319
10.	RECOMENDACIONES	326
11.	AGRADECIMIENTOS	332
12.	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	333

RESUMEN

El Irazú ($9^{\circ}58'36.16''\text{N}$ y $83^{\circ}51'11.27\text{W}$) es el volcán más elevado de Costa Rica con una altitud 3427,2 m s.n.m., donde su altura con respecto a la ciudad de Cartago es de 2000 m, pero de 3200 m con respecto a la llanura de San Carlos. Constituye un escudo andesítico complejo con una docena de cráteres y conos piroclásticos cuspidales y adventicios y varias calderas de avalancha. Forma parte de la cordillera volcánica Central con un edificio volcánico con un área de 700 km^2 , un volumen de 359 km^3 y una edad estimada en 600 000 años (= 60 ka). El Irazú posee un registro de tefras estrombolianas y vulcanianas, así como coladas de lava de los últimos 50 ka, así como erupciones históricas (1723-1724, 1917-1921, 1939, 1940, 1963-1965) del tipo freatomagmático, estrombolianas y freáticas. La frecuencia de las erupciones en los últimos 2500 años es de un evento importante cada 110 años. Aunque las erupciones históricas de la primera mitad del siglo XX han sido de poca monta, las de 1963-1965 en particular sí tuvieron sus efectos importantes en la población y la economía pecuaria (ganadería de leche), la agricultura (principalmente hortalizas y café), la destrucción de obra civil; particularmente los efectos sobre el poblado de Taras de Cartago, la afectación local de la línea de ferrocarril al Caribe y otros puentes, así como las obras de captación y purificación del agua de consumo humano. En total murieron dos personas por caída de balística y unas 20 por los lahares, además de tres centenares de heridos y hospitalizados. Además, se dio de la emigración local, así como los efectos negativos en la salud de las personas y los animales debido principalmente a las cenizas. En el presente informe se analizan los peligros volcánicos (directos e indirectos). Las consecuencias más probables a mediano plazo son, en el campo proximal (área que conforma el sector del parque nacional volcán Irazú), la caída de tefras, los gases, la lluvia ácida, los aerosoles, la balística (<10 km de radio) y las corrientes de densidad piroclástica. En la parte media (10-20 km), los lahares durante la época lluviosa en los cauces principales, destacando la cuenca del río Reventado; mientras que la lluvia ácida y las cenizas continúan siendo un peligro inherente, particularmente en su eje de dispersión W y SW. La peligrosidad por la formación de conos piroclásticos y coladas de lava es moderada en las fisuras E-W, NW-SE y NE-SW y baja a muy baja en la N-S. Se han registrado varios eventos prehistóricos de coladas de lava y prehistóricos e históricos de colapsos sectoriales en los últimos 17 ka, por lo que su probabilidad es alta en el flanco N y baja en el S. Los lahares (volcánicos, cósmicos y secundarios) representan un riesgo elevado particularmente para los pobladores de Los Diques de Taras. Con base en los eventos eruptivos (últimos 1600 años) se puede inferir que en el caso de un reactivar (¿quizás mediados o finales del presente siglo, VEI 2-3), y se pueda presentar un evento mayor que los observados en tiempo histórico en los próximos siglos (VEI 3-4). Un evento similar en intensidad y duración al de 1963-1965 o 1723 representaría un riesgo intensivo sistémico severo para el país con el impacto en las cadenas de valores y actividades socioeconómicas, similar a la presente pandemia. Una serie de recomendaciones se brindan al final del trabajo, así como una síntesis de los aspectos relacionados con la gestión del riesgo. Se aportan algunas sugerencias para que puedan ser consideradas dentro de los procesos de planificación territorial y regulación del uso del suelo, aspectos turísticos y del manejo e información del PNV Irazú y sus áreas vecinas.

1. INTRODUCCIÓN

El volcán Irazú (3427,2 m s. n. m.), ubicado en la cordillera volcánica Central, es uno de los cinco volcanes históricamente activos de Costa Rica, donde se han verificado varios periodos explosivos principales en los últimos miles de años y, dentro de ellos, su primer periodo de actividad histórica registrado en Costa Rica en 1723, cuando se efectuó la primera ascensión comprobada y descrita al Irazú por un grupo de personas entre blancos y mestizos. Desde ese entonces, este volcán forma parte de la idiosincracia, cultura y arte popular nacional, al ser considerado el centinela del Valle Central.

Al poseer el Irazú una importante altitud (el más alto a nivel nacional) y estar ubicado en el extremo NE de la Gran Área Metropolitana (GAM), los efectos de su pasado período eruptivo, iniciado a finales de 1962, pero que recrudeció en 1963-1964, para culminar unos 30 meses después a inicios de 1965, conllevó por la caída de cenizas y la generación de lahares sinvolcánicos durante el período lluvioso, a la Primera Emergencia Nacional por causa volcánica, con grandes pérdidas a la economía, problemas menores de salud y las primeras fatalidades volcánicas debidamente registradas tanto por balística (dos muertes y unos 50 heridos) como por los lahares (unas 20 muertes y 250 hospitalizados).

Todo ello abrió camino hacia la percepción del concepto moderno de las multiamenzadas tanto por el Gobierno como por el ciudadano de la época, como al haber sido un volcán objeto de estudio a nivel internacional en ese momento (EE. UU., Japón, Bélgica-Francia) como nacional, y aún continúa siendo objeto de investigación. Los efectos en la economía se mantuvieron por varios años, aun terminada la actividad eruptiva (Aguilar y Alvarado, 2014; Ramírez, 2014; Abarca y Alvarado, 2017).

Resulta interesante el establecer, que los efectos socioeconómicos de la erupción del Irazú poseen cierto paralelismo con la emergencia de la pandemia COVID-19, en lo que se refiere a que afectó a gran parte de la población (se estima en 49 % de la población en 1963-1965), tanto en la economía como en la salud, así como a la crisis económica del país, además de no estar preparados para estos tipos de emergencia intensivas y sistémicas. A su vez, despertó el turismo nacional e internacional al tener la oportunidad de ser tertigo a cualquier hora de la actividad eruptiva y sus efectos.

La probabilidad que que Irazú se vuelva a reactivar es un hecho geológico inrefutable, donde la pregunta imperante es cuándo y cómo lo va a realizar. De ahí la importancia de la presente actualización del estudio de peligro volcánico.



Fig. 1.3: Mapa regional con la localización del Irazú y perfil del volcán a la distancia desde el aeropuerto Tobías Bolaños.

Estudios previos de peligro volcánico fueron realizados con diferente grado de detalle (cantidad de información), escala y enfoques. Por ejemplo, algunos estudios fueron muy valiosos por ser los primeros en abordar el tema (Paniagua y Soto, 1986, 1988; Soto y Paniagua, 1992; Alvarado, 1987, 1993; Paniagua et al., 1993), pero no aportaron dataciones de radiocarbono, situación que fue solventada de forma posterior (Clark, 1993; Clark et al., 2006).

Otros estudios han sido más localizados o focalizados a la problemática de Los Diques. Dentro de ellos sobresalen los trabajos seminales y clásicos del ICE (1964, 1965), Ulate y Corrales (1966) y Waldron (1967). Vahrson y Cartín (1992), Mora (1993), Alvarado y Schimcke (1994), Salgado (2001a, b, 2002), CNE (2006), Rojas (2010), Samudio et al. (2003), Alvarado-Rojas et al. (2006), SENARA (2006), Barrantes et al., 2009), Narváez (2013), Preventec (2015), Padilla (2017) y Granados-Bolaños et al. (2021) abordante el problema de la cuenca del Reventado desde diversos aspectos geográficos (uso de la tierra, percepción del riesgo, aspectos socioeconómicos, entre otros), geológicos (estudio de los deslizamientos y de los lahares), evaluación de la peligrosidad y del riesgo.

Young et al. (1998), Soto y Sjöbohm (2015), Vargas y Alvarado (2017) y Barrantes et al. (2018) realizaron estudios de peligro volcánico en el Irazú, donde no solo actualizaron la información al momento, sino que incluyeron tecnología computacional. El trabajo de Paniagua et al. (1993) presenta una buena aproximación para la vulnerabilidad económica a inicios de la década de 1990, mientras que el de Soto y Sjöbohm (2015) es el que hasta la fecha presentaba el mejor estudio de los peligros plasmado en mapas. El trabajo de Young et al. (1998) es el más completo por abordar el tema de la vulnerabilidad y riesgo (de hecho, consulta el trabajo de Paniagua et al., citado como CEPREDENAC), mientras que el informe de Vargas y Alvarado (2017) está enfocado a las líneas de transmisión del ICE, al tanto que Barrantes et al. (2018) realiza la modelización de la caída de ceniza.

En total, se contabilizan 11 estudios de peligro volcánico del Irazú desde 1986 hasta inicios del 2020 con diferentes grados de detalle y enfoques.

Algunos de estos estudios fueron en su momento la base para el plan de emergencias general del volcán Irazú (CNE, 1991) y el plan de contingencias del PNV Irazú (CNE, 2012); ambos trabajos merecen actualizarse.

Además, se cuenta con varios estudios se relacionan con los lahares y otros procesos geológicos asociados con la cuenca del río Reventado (p.e., ICE, 1965; Mora, 1987, 1989; Alvarado y Boschini, 1988; Alvarado y Schmincke, 1994). Existen numerosos informes internos en el seno de la CNE, que han sido utilizados en el proceso (p. ej., Salgado, 2001a, b; CNE, 2006).

El cuadro que sigue resume los diversos estudios geológicos, sismotectónicos y vulcanológicos relevantes se han realizado por más de un siglo, dentro de los cuales destacan aquellos presentados en el Cuadro 1.1.

Cuadro 1.1: Estudios geológicos y vulcanológicos relevantes del volcán Irazú

Tema	Referencias relevantes
Actividad histórica	González (1910), Murata et al. (1966), Alvarado (1993, 2021), Alvarado et al. (2013), Elizondo et al. (2019)
Geomorfología	Bergoeing (1978, 1979, 1998, 2007, 2009), Alvarado (1989, 2021), Vargas (2001), Alvarado <i>et al.</i> (2004), Hidalgo et al. (2004), Pavanelli et al. (2004), Ulloa et al. (2013, 2018), Soto y Sjöbohm (2015), Bergoeing et al. (2010), Zúñiga y Ramírez (2015), Fallas et al. (2018), Elizondo et al. (2019), Pérez-Umaña et al. (2020), Sequeira-Arguedas (2021)
Geología regional	Krushensky (1972), Alvarado (1993), Soto y Sjöbohm (2015)
Geología local	Alvarado (1993), Alvarado y Vega (2013), Vargas (2001), Alvarado et al. (2006), Zúñiga y Ramírez (2015); Sojo (2018) y Sojo et al. (2018), Sequeira-Arguedas (2021)
Geofísica	Hudnut (1983), Thomas (1983), Brown et al. (1987), Argüello et al. (2019), Bonilla (2020)
Geocronología	Pavanelli et al. (2004), Alvarado et al. (2006), Carr et al. (2007), Alvarado y Gans (2012), Ruiz et al. (2010)
Sismotectónica	Montero y Alvarado (1995), Fernández <i>et al.</i> (1998), Linkimer (2003), Lupi et al. (2014), Calvo <i>et al.</i> (2019)
Sismología volcánica	Güendel (1985), Bean et al. (2013), Lupi et al. (2014), Cascante-Matamoros y Porras-Espinoza (2017)
Gases volcánicos	Zimmer (2002), Galindo et al. (2004), Zimmer et al. (2004), Epiard et al. (2017)
Balance hídrico cráteres y geoquímica acuosa	ICE (1991), Sánchez (2007), Alpízar y Vargas (2016), Ulloa et al. (2018), Rouwet et al. (2021)
Petrología, geoquímica de rocas y minerales	Tournon (1984), Malavassi (1991), Alvarado (1993), Clark et al. (1998), Benjamin et al. (2007), Boyce y Hervig (2009), Ruprecht y Plank (2013), Oeser <i>et al.</i> (2018)
Tefrostratigrafía	Alvarado (1993), Clark (1993), Clark et al. (2006), Alvarado y Schmincke (2013)
Fragmentación secuencial	Brenes (2013) y Brenes y Alvarado (2013)
Dispersión de cenizas	Young et al. (1998), Barrantes et al. (2013, 2018), Brenes-André, (2013), Soto y Sjöbohm (2015)
Conos satelitales	Hudnut (1983), Thomas (1983), Alvarado y Vega (2013), Duarte y Villalobos (2018), Argüello et al. (2019), Elizondo et al. (2019)
Estudios de peligro volcánico	Paniagua y Soto (1986, 1988), Alvarado (1987, 1993); Alvarado y Boschini (1988); Soto y Paniagua (1992), Paniagua et al. (1993), Young et al. (1998); Soto y Sjöbohm (2015), Vargas y Alvarado (2017), Barrantes et al. (2018)
Planes de emergencias/contingencias	CNE (1991, 2012)
Problema de Los Diques de Taras	ICE (1964, 1965), Ulate y Corrales (1966), Waldron (1967), Campos (1988), Vahrson y Cartín (1992), Mora (1993), Alvarado y Schimcke (1994), Salgado (2001a, b, 2002, CNE (2006), Rojas (2010), Samudio et al. (2003), Alvarado-Rojas et al. (2006), SENARA (2006), Barrantes et al., 2009). Narváez (2013), Preventec (2015), Padilla (2017), Granados-Bolaños et al. (2021)
Percepción del riesgo	Vargas et al. (2017), Leyton (2020)
Efectos en la salud humana, animal y plantaciones	Horton y Mccaldin (1964), Solano (1964), Miller (1966), Parson (1967), Ruiz y Jiménez (1968), Wille y Fuentes (1975), Hilje y Saunder (2008), Coto-Cedeño (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:

- I. *Enfoque en el peligro y gestión del riesgo:* Diversos estudios, aunque valiosos e innovadores, tienen varios años de haberse realizado, los dos últimos y más completos son el de Young et al. (1998) y Soto y Sjöbohm (2015). Desgraciadamente, ambos con poca distribución (el primero en inglés) y más que todo una actualización sobre los efectos, así como la utilización de nuevas herramientas computacionales, pero ambos con poca información geovolcanológica de campo. Otros estudios están encaminados hacia áreas geográficas específicas, particularmente hacia Taras, o temas particulares como los informes internos realizados por Vargas y Alvarado (2017), orientado a la infraestructura de las líneas de transmisión y subestaciones eléctricas.

El presente trabajo trata de sintetizar todas estas diferentes visiones y aplica nuevas técnicas de evaluación del peligro y su zonificación. Dentro del enfoque de la gestión del riesgo, resulta de vital e imperante importancia el modelado de los lahares y su eventual afectación hacia Taras de Cartago.

- II. *Nueva información:* Se debe de tener presente que todos estos estudios contaban, hasta finales del 2020, con 9 dataciones de radiocarbono y que por más de tres décadas dichas edades fueron la base para la cronoestratigrafía de los últimos 20 000 años. El presente trabajo aporta 15 nuevas edades de radiocarbono y trabajo de campo que reescribe la historia geológica Holocena, tanto explosiva, efusiva y volcanosedimentaria. Lo anterior es fundamental dentro de los requerimientos y recomendaciones internacionales para los estudios de peligro volcánico, aunque se comprende que no siempre se cuenta con los medios económicos para poder cumplir con este requisito técnico y otros faltantes.

Dentro de la nueva información está el modelado detallado de los lahares con mapas que cuentan con curvas de nivel decimétricas y su afectación hacia el sector de los diques en Taras de Cartago. También se tiene el uso del programa FALL3D en su más reciente versión a julio de 2021 (segundo país en el Mundo), programa que, a nivel mundial, continua en desarrollo, y que permitió mejorar apreciablemente la resolución espacial y temporal del análisis de eventuales episodios de caída de ceniza. Estos primeros resultados muestran que la aplicación del modelo FALL3D significa un salto cualitativo en el análisis de la caída de ceniza generada por una eventual erupción volcánica.

El análisis de la balística se llevó a cabo utilizando el software BALISTICA diseñado por José Brenes y codificado por el Dr. Santiago Núñez, desarrollado durante el año 2020, que consiste en una colección (*suite*) de 8 programas de complejidad creciente.

- III. *Integridad*: El presente estudio no solo integra y actualiza todos los estudios previos (incluyendo información valiosa inédita o restringida en informes internos y tesis), al tomar las contribuciones relevantes de cada uno, sino que, además, analiza y revisa con criterios tefroestratigráficos, geológicos, tectónicos y geocronológicos la actividad pasada del volcán (últimos 17 ka).

Por su parte, se considera el real alcance del término peligrosidad, al englobar la probabilidad de ocurrencia.

- IV. *Validación institucional*: Relevante es que el borrador del presente estudio fue entregado para su revisión al 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), autoridades de la municipalidad de Cartago, así como por el parque nacional volcán Irazú (PNV Irazú) del Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC) y el Laboratorio de Química de la Atmósfera de la UNA.

El propósito del presente informe fue el aumentar el grado de comprensión de los peligros volcánicos y sus incertidumbres, como una base para la gestión de los riesgos actuales y futuros, en todas las escalas, tanto espaciales como temporales. Mediante una serie de enfoques, incluyendo la modelación, se espera que se logre aumentar el grado de comprensión de la naturaleza multidimensional y las interacciones dinámicas de los peligros y sus riesgos, con el fin de poder afrontar los sistemas críticos, tales como las líneas vitales, la economía y salvaguardar la vida y la salud humana.

Se debe reconocer que es posible lograr una reducción del riesgo si se comprenden y abordan los patrones y contextos fundamentales de vulnerabilidad y exposición. La frecuencia o recurrencia con la que ocurren los eventos, sin embargo, si posee una incertidumbre conceptual mucho mayor, la cual justamente es la que incide en la probabilidad, parámetro que define en buena medida la peligrosidad de un tipo de evento particular.

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 el plan general de manejo del PNV Irazú.

Además, ayudará a la concientización de los gobiernos locales en el uso y la 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 podrían ser paulatinamente acatadas en el corto plazo, algunas de ellas, incluso, ya se están poniendo en práctica.

1.1 MARCO GEOGRÁFICO

Desde al menos mediados del siglo XIX, el área cratérica del Irazú ha sido visitada por nacionales y extranjeros como un paseo de entretenimiento con la finalidad de admirar su paisaje y naturaleza. La travesía originalmente se hacía a caballo en dos jornadas saliendo de Cartago, donde se quedaban a dormir en alguno de los pueblos en el intermedio (Potrero Cerrado, Tierra Blanca), para salir de madrugada y llegar al amanecer unas cuatro horas después (desde Tierra Blanca), o con buenas cabalgaduras, algunos lo hacían en un mismo día, con una duración de unas 6 horas de ascenso hasta la cumbre. Otros lo hacían caminando, ya sea saliendo la víspera y durmiendo de camino o, si no, iniciaban a medianoche en una sola jornada hasta la cumbre y para regresar por la tardel del mismo día (de Granollers, en Mata, 1930).

Con la habilitación de la carretera para todo tipo de vehículo a finales de la década de 1950 y particularmente a inicios de 1960, el volcán comenzó a ser más visitado (Fig. 1.1). Actualmente, para acceder al Irazú se cuenta con una carretera asfaltada y en relativa buenas condiciones. Desde San José se toma la autopista Florencio del Castillo hacia el cruce de Taras de Cartago, de ahí se toma la ruta 219 hacia el volcán Irazú para un total de 52.5 km y una hora y media de duración. Desde Cartago son 31 km y una hora de duración.

El Irazú fue establecido parque nacional el 30 de julio de 1955, cuando se creó el Instituto Costarricense de Turismo (ITC), mediante la ley N.º 1917 del 30 de julio de 1955 y publicada en la Gaceta N.º 175 del 9 de agosto de ese año. El artículo 6 establece “la custodia y conservación de las zonas comprendidas en un radio de dos kilómetros alrededor de todos los cráteres de los volcanes del país se encomienda en forma absoluta al Instiuto Costarricense de Turismo y se declaran tales zonas Parqus Nacionales.

En el caso del Irazú estaba más que justificado debido a su belleza natural, facilidad de acceso, por tener dos cráteres grandes, aunado a su biodiversidad al poseer varios tipos de hábitats y ecosistemas como el bosque pluvial montano y el páramo pluvial subalpino, con substrato volcánico, que es una rareza en Costa Rica, este último sobre los 3100 m (el otro que lo comparte es el volcán Turrialba).

En 1997 el parque nacional volcán (PNV) Irazú se amplió cuando se le adicionó el área de Prusia (sector recuperado de los efectos de la pasada erupción del Irazú en 1963-1965), la cual estaba a cargo del Ministerio de Obras Públicas y Transportes. El decreto indicado se hizo efectivo cuando se publicó en la Gaceta Oficial N.º 98 el 22 de mayo de 1998. El sector de Prusia dista 18 km desde Cartago y una duración de unos 45 minutos. Allí una serie de senderos con diferente longitud y grado de dificultad ofrece al visitante la oportunidad del disfrute de la naturaleza. La extensión actual del PNV Irazú es de 2309 ha.

Con el cierre temporal de los parques nacionales volcánicos Poás (2017-2018) y Turrialba (2012-2020), la visitación se incrementó en el Irazú (incluyendo el sector de Prusia), pasando a ser el parque volcánico más visitado de Costa Rica. Con la llegada de la pandemia y la paulatina apertura de los parques volcánicos, el Irazú y sus caminos de acceso

se volvió un lugar de paseo para retornar al disfrute de la comida campestre y caminatas al aire libre.

En general el clima es muy húmedo y frío en las partes más altas del volcán, cambiando hacia un clima muy húmedo templado conforme disminuye la altitud hacia la vertiente del Caribe, debido a que este sector está expuesto a los empujes de masas nubosas aportadas por vientos alisios durante todo el año. La precipitación media anual en el volcán Irazú es de 2387 mm. En las laderas que dan a la vertiente del Caribe el déficit de agua es pequeño o no existe. La condensación es un factor importante debido a que la persistencia de neblina densa produce humedad y goteo fino en todas las superficies. La neblina se presenta con mayor intensidad durante la noche y la madrugada; aunque también se presenta frecuentemente en horas de la tarde. Una modificación importante del clima se presenta con los “temporales”, cuando la nubosidad ocasionada por los anticiclones y las ondas de este chocan con la estribación montañosa; lo cual provoca lluvias y lloviznas de largo período, produciendo a su vez caudales máximos en los ríos. Entre los meses de marzo y octubre la precipitación se concentra entre las 10 y las 21 horas, siendo los picos entre las 14 y 20 horas, mientras que la lluvia se concentra en los meses de noviembre a febrero entre las 14 y las 23 horas. La temperatura media anual varía de 5 a 9 °C.; la temperatura máxima promedio es de 17 °C y la mínima de -3 °C, por lo que a fin e inicios de año se puede presentar escarcha y granizadas. Por el contrario, hacia el sector de Prusia el clima es húmedo y frío, con un déficit de agua que varía de pequeño a moderado (SINAC, 2020; Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costa-rica>).

La estación seca se limita a los meses de febrero y marzo. En el mes de julio y principios de agosto se produce una disminución en la precipitación, conocida como “la canícula o veranillo de San Juan”, el puede durar de una a tres semanas, sin embargo, es menos marcado que en el Valle Central Occidental o la vertiente del Pacífico (Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costa-rica>).

La precipitación promedio anual en la subcuenca del río Reventado varía entre 1350 y 1600 mm/año (1527.9 mm anuales en el Sanatorio Durán), aunque puede ser tan variable como 950 y 2000 mm, una de las más secas del país, con lluvias orográficas causadas por el flujo de aire húmedo del Pacífico, el cual afecta la vertiente occidental de la subcuenca, principalmente de mayo a octubre. De noviembre a febrero esta se ve influenciada por procesos atmosféricos que se originan en el Caribe, los cuales afectan principalmente la parte oriental, donde octubre es el mes con mayores días de lluvia (ICE, 1965; Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costa-rica>). Las mayores precipitaciones se pueden registrar incluso en diciembre, con mayor grado en la parte alta y menor en la baja, como ocurre entre Cartago y Linda Vista (Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costa-rica>).

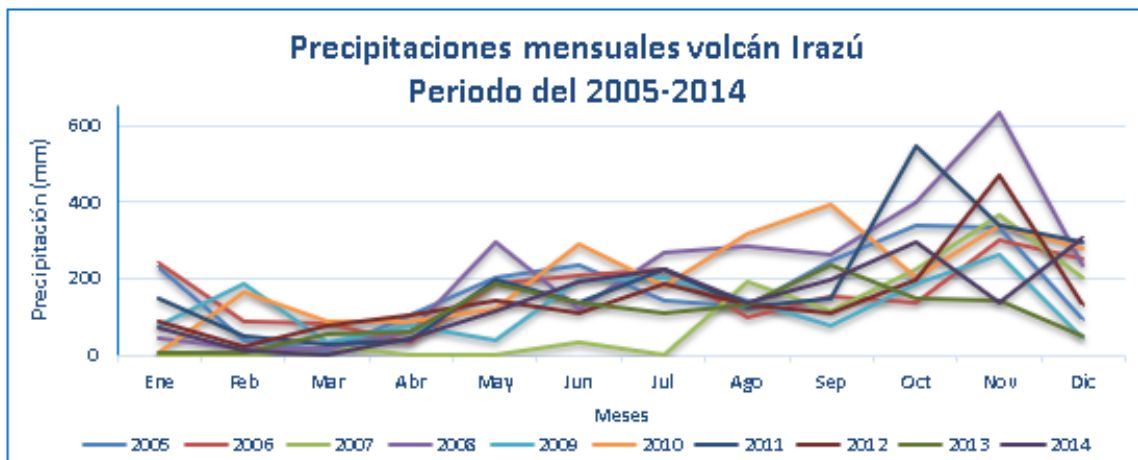


Fig. xx: Precipitación mensual de la estación meteorológica del volcán Irazú del 2005-2014 (Alpízar y Vargas, 2016).

La temperatura media anual en este sector es de 14 °C. La zona que cubre Tierra Blanca, Llano Grande, Pacayas y parte del volcán Turrialba, tienen una cantidad promedio anual de precipitación que varía de los 1400 mm a los 2600 mm. El período lluvioso se inicia en mayo y disminuye en enero, siendo los meses de octubre a diciembre los de mayor precipitación con 250 a 350 mm. El período menos lluvioso se enmarca de enero a abril, siendo marzo el mes más seco con un promedio de 50 mm. Los meses de marzo y abril son de transición entre períodos de alta y baja pluviosidad de temperatura varía entre 7 y 25°C en Tucurrique el promedio anual es de 4.7 °C (SINAC, 2020; Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costa-rica>).

El territorio del PNVI se encuentra dentro de tres cuencas hidrográficas: las cuencas de los ríos Reventazón y Chirripó en la vertiente del Caribe; y la cuenca del río Grande de Tárcoles en la vertiente del Pacífico. Sobresalen por su importancia hídrica las cabeceras de los ríos Birris, Páez y Reventado en la cuenca del río Reventazón; y los ríos Toro Amarillo y Sucio en la Cuenca del Chirripó. De ahí su importancia en la protección de nacientes pluviales destacando los ríos Virilla, Durazno, Tiribí, Reventado, Birris, Blanco, Cajón, Sucio, Corinto, Blanquito y Toro Amarillo.

La región del volcán Irazú es muy rica en biodiversidad, producción de ganadería de leche y sus productos lácteos, así como de productos agrícolas agrícola (particularmente cultivos de cebolla, papa, brócoli, repollo, fresas, coliflor) son de gran importancia para la economía nacional. La producción de hortalizas representa el 80 % a nivel nacional, donde se produce cerca del 95 % de la coliflor, el 90 % de la papa y el 65 % de la cebolla que se consume en Costa Rica, por lo que de modo metafórico puede considerarse la huerta del país

Sin embargo, esta zona se caracteriza por tener suelos volcánicos profundos y fértiles con pendientes superiores a un 45 %, presentando un alto grado de erosión debido al inadecuado manejo de las prácticas de labranza, la siembra de cultivos anuales sin coberturas y serios problemas en el encauzamiento de las aguas de escorrentía, los cuales cada día se agravan más, ocasionando altos riesgos a los centros de población ubicados en las partes más

bajas de las faldas del volcán Irazú (SENARA, 2006; Ramírez et al., 2008a; Alvarado, 2021; Siles, 2021).

Al momento de la erupción del Irazú la población en Costa Rica era de 1.3 millones de personas; en la actualidad es de 5.1 millones de personas. Para el 2011, la población de la Gran Área Metropolitana era de 2.27 millones de personas (Pujol y Pérez, 2012); al presente debe de corresponder con el 50 % de la población total del país.

Referente al desarrollo demográfico, la población de San José era de unas 430 000 personas en 1961 (Young et al., 1998), a un total de 1 404 200 personas al 2011, lo cual supera a la población de la totalidad de Costa Rica a inicios de la década de 1960 (1.3 millones de personas en 1962). Si la tasa de crecimiento se mantuviera, al 2021 la población de San José sería de unos 1 460 000 habitantes.

Todo ello nos quiere decir, que la población a nivel nacional ha aumentado en casi un 75 % con respecto a la de 1963 y en casi un 70 % en San José con respecto a 1961. Entonces no sería exagerado el imaginar que los efectos que van a multiplicar en un 50-75 % si no se toman ciertas medidas a tiempo.



Fig. 1.1: Los primeros turistas en la cima del Irazú, un paseo normal desde Cartago, posiblemente a finales del siglo XIX (fotografías anónimas, cortesía de Marco Solano).



Fig. 1.2: Grupo de visitantes en la cima del volcán Irazú, donde un bus de pasajeros ingresaba en playa Hermosa y existían unas mesitas para disfrutar el paseo (febrero 1960) (fuente anónima).



Fig. 1.3: Mirador del Irazú previo a 1962, construido al parecer a finales de la década de 1950 (fuente anónima).

2. METODOLOGÍA

Los estudios de peligro volcánico abarcan 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 que no solo se presentan las diferentes situaciones y las áreas con mayor probabilidad de ser afectados ante cada tipo de peligro, sino 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.

Se recopiló información bibliográfica extensa con el fin de conocer los trabajos previos sobre este tema, abarcando las diferentes ramas de la geología como la geomorfología, la tectónica y la sismología. Se consultaron textos y mapas, tanto en físico como en digital, ubicados en la base de datos de la biblioteca de Geología de la Universidad de Costa Rica, bibliotecas privadas e información académica de la RSN y del OVSICORI.

Por su parte, se realizó trabajo de campo para el levantamiento y descripción de cortes geológicos, además de la toma de datos estructurales y observación de la geomorfología. También se utilizó un vehículo aéreo no tripulado (*drone*) con el fin de tomar fotografías aéreas oblicuas para la observación de geofomas. Para el análisis morfotectónico del macizo del Irazú, se utilizaron fotografías aéreas de *drone*, también las tomadas con cámara manual.

Asimismo, se utilizó imágenes satelitales de *Google Earth*, pares estereoscópicos de fotografías aéreas del proyecto TERRA y sobrevuelos del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Para la creación de mapas, se utilizaron Sistemas de Información Geográfica (SIG), como ArcGis e imágenes satelitales ALOS PALSAR con resolución de 12.5 m (ASFDAAC, 2015); también una base topográfica con curvas de nivel extraídas del IGN (2016). Estos mapas tienen una escala 1:25 000, con curvas guía cada 20 m y auxiliares cada 10 m, lo que permitió la generación de modelos de sombras y de elevación digital (MED). Otros datos de georreferencia se obtienen a partir de un vuelo fotogramétrico desarrollado sobre el volcán, por Aerodiva (2015) para la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), con lo cual se logra establecer imágenes tridimensionales fotogramétricas según la aerotriangulación y modelo digital (ortofotomosaico) del terreno (I semestre 2015), para desarrollar mapas de elevaciones, sombras, pendientes y dirección de pendientes. Estos datos solo cubren el área cratérica y sus alrededores, así como parte de Prusia.

Se recolectó información de sismológica extraída de la literatura (Güendel, 1985; Fernández et al., 1998, Bean et al., 2013; Lupi et al., 2014; Cascante-Matamoros y Porrás-Espinoza, 2017).

Varias de las columnas tefroestratigráficas relevantes del trabajo de Clark (1993) y Clark et al. (2007) fueron revisadas, parcialmente reinterpretadas y se realizaron nuevas columnas estratigráficas. Adicionalmente, se midieron más puntos del espesor de las cenizas relacionadas con la erupción de 1963, para complementar el mapa de isopacas realizado por Clark.

Se recolectaron varias muestras de suelos con diferentes contenidos de materia orgánica para seleccionar los prioritarios con el fin de determinar la edad absoluta con C-14 de los productos eruptivos recientes (últimos 11 000 años u 11 ka). Las muestras que se utilizaron estuvieron constituidas de paleosuelos café a negros (ricos en humus), subyacentes o sobreyacentes (o ambos) a niveles de caída, lahares y depósitos de avalanchas de escombros volcánica. La distribución estratigráfica y espacial de las muestras según el interés estratigráfico y problema a resolver, permitió optimizar los resultados de las dataciones y asignar una edad cercana a los productos explosivos. Algunas muestras seleccionadas, sin embargo, no tenían suficiente materia orgánica antigua para datar, por lo que fueron substituidas por otras. Las dataciones radiométricas fueron realizadas en los laboratorios de la empresa *Beta Analytic* (EE. UU.) mediante la datación con espectrometría de masas con aceleradores (AMS). Las muestras fueron empacadas con cuidado, sin tocarse con las manos y se colocaron en papel de aluminio para evitar su contaminación con carbono procedente de las bolsas de muestreo y del ambiente. Ya en el laboratorio, se extrajo la fracción orgánica de la muestra mediante su tamizado y un baño ácido para eliminar los carbonatos. En esa fracción orgánica se midió la razón $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ utilizando un acelerador de partículas. El programa de calibración es propio de Beta Analytic llamado BetaCal 4.2, que utiliza la base de datos internacional IntCal20, el cual produce resultados muy similares al OXcAL. Una explicación más detallada del procedimiento de análisis se puede consultar en la web de la empresa (<https://www.radiocarbon.com/espanol/datacion-laboratorio.htm>).

La toma de nuevas muestras para dataciones de radiocarbono tuvo por objetivo en el presente trabajo lo siguiente: a) cubrir más el lapso eruptivo de los últimos 11 000 años (Holoceno), b), poner particular énfasis en datar algunas avalanchas de escombros volcánicas, puesto que solo se contaba con una edad, c) obtener algunas edades mínimas de los conos piroclásticos hasta ahora nunca datados, d) poner énfasis en una mejor definición cronoestratigráfica para los eventos explosivos de los últimos 2000 años (2 ka), base para establecer una recurrencia y ciclos.

El análisis de la balística se llevó a cabo utilizando el software BALISTICA diseñado por José Brenes y codificado por el Dr. Santiago Núñez, desarrollado durante el año 2020, que consiste en una colección (*suite*) de 8 programas de complejidad creciente, que busca exponer a los geólogos a principios físicos de mucho mayor detalle de lo que generalmente están expuestos durante su carrera, así como exponer a los físicos a la perspectiva y necesidades de los geólogos en su quehacer cotidiano, brindándoles un campo común de interacción en que el movimiento de los balísticos pueda ser analizado más allá de solo sus trayectorias. La serie de programas está actualmente siendo revisada por expertos internacionales en diversos campos, y ya se ha instalado en un repositorio del que eventualmente el usuario podrá bajarlo en diversos fragmentos que automáticamente se ensamblarán en la computadora del usuario. De esta manera, se reduce significativamente la

posibilidad de introducir un virus, y de manera automática el usuario en todo momento tendrá acceso a la última versión, aun cuando los cambios hayan sido efectuados solo unos segundos antes del acceso. En este trabajo se considerará que el fragmento y el gas van acoplados desde el piso del magma hasta llegar a la altura del borde del cráter, punto a partir del cual el gas deja de estar confinado e instantáneamente adquiere la presión atmosférica, dándose un desacople total entre los dos. Por lo anterior, se considerará que en la primera etapa no hay movimiento relativo entre el fragmento y el gas (o sea sin arrastre, como en el caso ideal), en la misma línea que lo propuesto por Fagents y Wilson (1993).

Igualmente, se realizaron actualizaciones sobre los modelos de dispersión de ceniza. Dichos modelos muestran la distribución resultante de la interacción entre la ceniza y el viento presente al momento de la erupción, con la pluma volcánica generada, ya sea por una fuente puntual (un cráter), como por una extendida, como en el caso de una fisura o una corriente de densidad piroclástica. Si la velocidad vertical de la pluma es sensiblemente mayor a la del viento, la fase inicial evoluciona como una columna boyante vertical, que eventualmente se distribuye lateralmente como una corriente gravitacional alrededor del nivel neutro de boyancia. Esto es lo que se conoce como una pluma fuerte. En el caso contrario en que la velocidad del viento es mucho mayor que la velocidad vertical de la pluma, ésta se curvará gradualmente dando lugar a una columna débil. Que tan lejos alcance cada uno de los piroclastos presentes en la columna dependerá de las características del clasto (textura, densidad, forma) que definen la velocidad de caída y las velocidades verticales causadas por la turbulencia de los gases presentes en la columna volcánica. En resumen, cada uno de los depósitos de tefra es el resultado de la dinámica de la pluma (la altura, el perfil de velocidades, la vorticidad de las plumas débiles), los parámetros de cada uno de los clastos (textura, densidad, forma), las características de la atmósfera cercana a la columna (campo de velocidades, viscosidad y densidad) y del proceso de sedimentación.

En los últimos años se han desarrollado un grupo de modelos tanto analíticos como de solución numérica en 1, 2 o 3 dimensiones. Los modelos 1D consideran que la tefra se transporta lateralmente dentro de la sombrilla, donde se mezcla debido a la turbulencia, y eventualmente cae al suelo a velocidad terminal. Son, por lo tanto, utilizados para sedimentación proximal. Requieren normalmente conocer la tasa de flujo volumétrico en la capa de boyancia neutra. Para los casos de plumas débiles, algunas veces se supone que esa tasa varía con la distancia siguiendo el modelo de difusión de Fick. Están destinadas a ser corridas en laptops, con su inherente baja rapidez de cómputo, por lo que es de esperar que en el modelo se implementen aproximaciones tanto en el algoritmo de cálculo como en la física utilizada (Andronico et al., 2008; Scollo et al., 2007, 2013; Bonadonna y Costa, 2013).

Los modelos numéricos 2D describen la dispersión como un transporte pasivo debido a la advección por el viento, con una difusión turbulenta. Para aplicarlos, además de la velocidad horizontal del viento, se requiere también conocer su velocidad vertical y los coeficientes de difusión horizontal y vertical. No incluyen factores como la agregación, por lo que características como el pico secundario no aparecerá en los resultados. Si el modelo es analítico, el término de la fuente es típicamente descrito por una o varias funciones de distribución de masa. Si se utiliza una distribución Gaussiana hay que tener los parámetros de forma de la columna. Hay que tener cuidado si se aplica a columnas bajas de altitud por

que los vientos tienden a ser muy variables, y la componente vertical no es despreciable. Este aspecto es aún más importante para dispersiones a larga distancia (Bonadonna y Costa, 2013).

Los modelos numéricos 3D, como lo es el FALL3D que se utilizó en el presente informe, calculan la concentración de masa en la atmósfera y la carga en el suelo resolviendo las ecuaciones de conservación de masa usando tanto la formulación Lagrangiana, como la Euleriana (i.e., transporte explícito de partículas vs cambio de densidad en un volumen dado). Requiere conocerse con detalle el campo de vientos en las 3 dimensiones. Ya que estos modelos se basan en la solución numérica de las ecuaciones de Advección-Difusión-Sedimentación (ADS) los resultados tienden a ser más realistas, sujetos siempre a la incertidumbre de los valores de entrada utilizados (Folch et al., 2019). Además, ya que usan un patrón de vientos que varía en las 3 dimensiones, en lugar de solo 1, los pronósticos son potencialmente más exactos especialmente en los casos en que los patrones de viento son más complejos (como en el caso de una altura de 8 km). Por lo anterior, permite una indicación de que áreas están en riesgo por caída de ceniza, en lugar de solo dar la distribución de ceniza.

Dado que son los únicos que permiten monitorear la variación en tiempo de la columna volcánica, los modelos 3D son los adoptados por los *Volcanic Ash Advisory Centers* (VAAC) para pronosticar la dispersión de las nubes y la concentración de ceniza en el aire en casi tiempo real, algo de vital importancia para la aviación. Por supuesto, lo práctico de esa aplicación está supeditada a la velocidad de cómputo de la supercomputadora utilizada y de la resolución del campo de viento. Este último, al ser obtenido mediante post-procesamiento de datos obtenidos por satélite permite dar una visión más global que la que se obtendría si se usan los registros de una estación meteorológica local. Esta diferencia es más evidente cuando se analizan las columnas de mayor altura, que son las que más alcance y efecto tienen, como se puede ver al comparar los resultados para columnas de 1, 2 y 4 km de altura, con la que se obtiene para 8 km. Por todas estas diferencias no es recomendable comparar los resultados obtenidos con 3D con los obtenidos con modelos 1D y 2D.

El programa FALL3D es un modelo Euleriano *open-source* que analiza el transporte atmosférico pasivo y su eventual deposición basado en la ecuación de Advección-Difusión-Sedimentación (ADS). Este modelo permite, además de distribuciones log-normales, incluir distribuciones totales de tamaño de grano de Weibull y Bi-Weibull. Se puede también singularizar cada uno de los bins utilizados para caracterizar la fuente, para poder analizar selectivamente un sub-conjunto para efectos de transporte. También es posible escoger entre varios mecanismos de agregación de partículas en vuelo (Folch et al., 2019).

En lo referente a los nuevos algoritmos numéricos, se incluyó una nueva discretización espacial, el mapeo y escalamiento de coordenadas con un decaimiento lineal que suaviza las oscilaciones numéricas de bajo nivel sobre terrenos muy complejos. La nueva estrategia resolutoria basada en el esquema Kurganov-Tadmor (que sustituye la Lax-Wendorff) se puede combinar tanto con una solución vía un Runge-Kutta de cuarto orden, como una de primer orden de Euler para integrar directamente en el tiempo. Al tener opción a dos posibles métodos resolutorios, cada usuario puede escoger entre una mayor exactitud, o una mayor eficiencia computacional. La formulación de Kurganov-Tadmor de tipo de volumen finito es mucho menos difusa lo que la hace más valiosa cuando se modelan

sustancias con altos gradientes de concentración. Con esto se resuelven los problemas de sobre-difusión inherentes al esquema Lax-Wendorff de diferencias centrales para aquellos casos con abruptos gradientes de concentración. Para el dato de entrada de la granulometría inicial, la cual es un dato de entrada importante al programa, se utilizó la información de Brenes (2013).

Para el modelado de los lahares se han elaborado modelos determinísticos de afectación utilizando la herramienta Laharz (Schilling, 1998). Este programa utiliza un método objetivo y reproducible para la previsión de los límites de inundación laterales y distales que permitan definir zonas de riesgo. Se ejecuta dentro de un Sistema de Información Geográfica (p. ej. ArcGIS ®), y proporciona a los vulcanólogos un método automatizado para estimar áreas de posible inundación por lahar. La herramienta parte de la premisa de que zonas inundadas por lahares recientes, proporcionan una base para el pronóstico de los futuros límites de inundación en determinados lugares. Como se muestra en la Fig. **zz**, cualquier flujo avanzando por el valle produce límites laterales y distales, es decir, secciones transversales y planimétricas de inundación (A y B) que son influenciadas por la topografía y el volumen de flujo (V) (Schilling, 2014). Así pues, en su funcionamiento, LAHARZ considera topografía y volumen. El método utiliza sólo tres variables: V, A, B. Donde el volumen de flujo V de interés en LAHARZ, es el volumen máximo alcanzado a lo largo de la trayectoria del flujo.

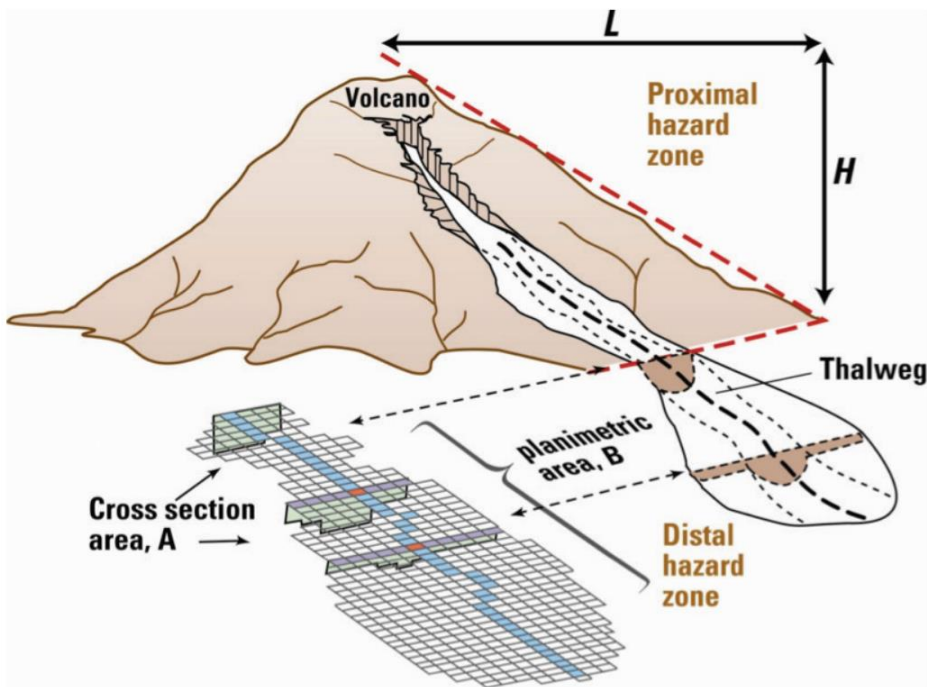


Figura x. Diagrama que muestra la asociación entre las dimensiones de un lahar idealizado y las áreas transversales (A) y planimétricas (B) calculadas por Laharz para un volcán hipotético. La relación entre la caída vertical (H) y la distancia de salida horizontal (L) describe la extensión de los peligros volcánicos proximales. (Schilling, 2014).

La base para establecer dicho pronóstico (Schilling, 2014), parte de el volumen de flujo (V), es la variable independiente que predice la sección transversal (A) y los límites de inundación planimétrica (B). El volumen (V) no se conoce de antemano, y la selección de los valores se basa en el conocimiento geológico y el objetivo de la previsión de inundaciones (por ejemplo, comparando el peor escenario con la hipótesis más probable). En eventos reales V puede cambiar y evolucionar a lo largo de la trayectoria de flujo, pero esta evolución no se considera en LAHARZ. El volumen de interés es el valor máximo que se produce durante el curso del flujo. El área planimétrica de las zonas con probabilidad de inundación por lahar generalmente aumenta en anchura y longitud conforme aumenta el volumen de lahares. Razonable. Para el volcán Irazú, se elaboró un modelo que abarca todos los flancos del macizo, este considera volúmenes variables ($1 \times 10^5 \text{ m}^3$, $5 \times 10^5 \text{ m}^3$, $8 \times 10^5 \text{ m}^3$, $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$) y un modelo de elevación digital con resolución espacial de 12.5, m obtenido de imágenes PALSAR, captadas por el satélite ALOS de Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA).

Los puntos potenciales de disparo se ubicaron en las partes altas de los ríos y quebradas que nacen en las laderas del volcán, considerando especialmente cauces por los que históricamente han descendido flujos. A manera de validación del modelo, los resultados obtenidos fueron comparados con el mapa de puentes afectados por los flujos durante la década de 1960. Se debe tener claridad en el hecho de que estos modelos representan áreas potenciales de inundación por lahares de volúmenes específicos, sean estos de tipo no eruptivo, sin-eruptivo o pos-eruptivo. Los límites de una eventual inundación podrían variar según las condiciones específicas del momento, como saturación del suelo, cantidad de material depositado (en el caso de los lahares sin y post eruptivos), uso del suelo, condiciones del tiempo atmosférico (principalmente las precipitaciones) y nivel freático de los acuíferos más superficiales en las cuencas afectadas.

Las características de los lahares fueron calibradas a partir del informe del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) publicado en 1965, que al momento en Costa Rica sigue siendo un parámetro de referencia para la calibración de lahares por su detalle en los eventos de 1963-1965 en el volcán Irazú (ICE, 1965). De igual manera, la densidad específica de los lahares fue calibrada en función de los datos del ICE, donde un total de 73 muestras resultaron en un rango de densidad entre 1200 y 1980 kg/m^3 con un promedio de 1540 kg/m^3 . La densidad, distribución de tamaño partículas y concentración volumétrica fueron también calibradas a partir del informe del ICE. El tiempo de simulación de los eventos fue de 45 minutos para simular un evento, repentino, veloz y una sola avenida aislada. Los eventos tratan de simular una inundación repentina o *flash flood* (Hapuarachchi, 2011).

Claramente, la actual crisis generada por la pandemia del COVID-19 durante el 2020-2021 influyó en que el trabajo de campo fuera limitado al inicio, aunque en términos generales, se logró concretar la tarea con una calidad bastante aceptable, teniendo en cuenta las limitaciones y los cambios de programación durante la marcha que se tuvieron que realizar (cancelación de giras, ausencia de horas extras para los choferes por estar limitadas solo a la emergencia).

3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN IRAZÚ

El nacimiento del volcán Irazú se podría trazar posiblemente en menos de un millón de años atrás (Alvarado y Gans, 2012), aunque la mayoría de las rocas de esa fase están cubiertas por los productos posteriores y se tendrían que buscar en los cañones de los ríos Virilla, Durazno, Tiribí, Birrís, Honda, Blanco, Cajón, Sucio, Corinto, Blanquito y Toro Amarillo (Fig. x); unas pocas coladas de lava datadas poseen edades inferiores a 600 000 años (= 600 ka). Las dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hasta el momento disponibles, relacionadas con el Irazú, agrupan los productos eruptivos en tres grandes grupos de edades (Cuadros xx): el Proto-Irazú en 0.85 Ma (ignimbrita de San Jerónimo), seguido por la fase constructiva propiamente dicha del Paleo-Irazú a los 0.6- 0.2 Ma, en correspondencia con los edificios erosionados y plataformas de lava. Finalmente, se tiene los productos efusivos y explosivos más recientes que 0.25 Ma, culminando con los dos grandes campos de lava de Cervantes.

El método U/Th basa en el desequilibrio entre el ^{238}U que decae en ^{232}Th fue aplicado en Costa Rica únicamente en el volcán Irazú por Alegre & Condomines (1976) quienes calcularon la edad del magma reciente del Irazú bajo un equilibrio radioactivo en 0.14 Ma.

No resulta fácil decir cuántos edificios volcánicos surgieron superponiéndose, acoplándose y derrumbándose hasta ensanchar las bases y aumentar la altura del Irazú. Sin embargo, la mayor parte de lo que la gente visualiza como el volcán Irazú a la distancia, se debió de haber construido hace menos de 250 000 años (= 250 ka), pero principalmente durante los últimos 100 000 años (Alvarado et al., 2006; Alvarado y Gans, 2012).

Dentro de la evolución compleja del macizo del Irazú, sobresalen los grandes focos extintos: los restos del volcán Cabeza de Vaca y los restos del volcán Finca Liebres (Alvarado et al., 1986; Alvarado, 2000; Ruiz et al., 2010).

3.1 MARCO ESTRATIGRÁFICO

La geología, petrología y estratigrafía del Irazú y sus alrededores está contemplada principalmente en los estudios de Krushenky (1972), Vargas (2001), Alvarado (1993), Alvarado et al. (2006), Sojo (2018) y Sojo et al. (2018). A continuación, se describirán diferentes aspectos relevantes con base en la revisión exhaustiva de la literatura complementado con el trabajo de campo, en parte inédito realizado entre el 2017 y el 2021.

3.1.1 PETROGRAFÍA

Desde el punto de vista petrográfica y geoquímico, las coladas de lava, los cuerpos hipoabisales (diques) y los productos piroclásticos del Irazú tienen contenidos de SiO_2 entre 50 y 65 wt% por lo que clasifican como andesitas, andesitas basálticas y basaltos; las dacitas son raras (Krushensky, 1972; Tournon, 1984; Alvarado et al., 2006). Los datos petrográficos y mineralógicos pueden consultarse en Tournon (1984), Alvarado (1993), Benjamin et al. (2007), Ruprecht y Plank (2013), Oeser et al. (2018), de los cuales se resume lo siguiente referente a las rocas, su textura y mineralogía.

Los contenidos de SiO₂ y MgO se utilizan para definir los términos basalto (SiO₂ a 53 %, MgO >6,5 %), andesita basáltica (53 % <SiO₂ <57 %, MgO <6,5%), andesita (57 % <SiO₂ <63 %) y dacita (SiO₂ >63 %). Las variaciones en las composiciones y contenido de los fenocristales en las coladas de lava lavas y tefras del Irazú reflejan las variaciones geoquímicas en la historia del volcán. Las composiciones incluyen basaltos olivínicos, andesitas piroxénicas y poco frecuentes andesitas con hornblenda/biotita y dacitas con hornblenda, todas moderada a fuertemente porfiríticas (9.7-45 % fenocristales) con fenocristales de plagioclasa (6-36 %) y clinopiroxenos (2-14 %) omnipresentes, cantidades variables de orpíroxeno (0-7.5 %), olivino (0-8 %) con inclusiones de espinelas cromíferas (picotitas), así como fenocristales de titanomagnetita y magnetita cromífera (0.2-1.7 %); también escasas biotitas (0-1 %), apatito y anfíboles como fenocristales y microfenocristales. La matriz es de tipo intersertal, pilotaxítica e intergranular con las mismas fases mineralógicas y a veces vidrio pardo, en vías de desvitrificación.

Basaltos: Los basaltos son vesiculares y contienen grandes fenocristales (hasta 6 mm) de plagioclasas euhedrales, algunas muestran zonación inversa (núcleo An₅₃, borde An₇₂) o con inclusiones orientadas o zonificación irregular. Los olivinos son es euedrales ricos en Mg y Ni (núcleos Fo_{90.5-87} y NiO 0.30-0.40, borde Fo₈₀₋₇₂) e inclusiones de espinelas cromíferas. El clinopiroxeno es augita (núcleo Wo₃₀En₄₄Fs₁₆, borde Wo₄₀En₄₄Fs₁₅). El ortopiroxeno es poco abundante, eudral y puede estar bordeado por una corona de clinopiroxeno. Los óxidos de Fe-Ti son magnetita cromífera y titanomagnetita. La matriz es principalmente plagioclasa (An₆₈₋₆₀), olivino (Fo₆₀₋₆₆), clinopiroxeno (Wo₄₄En₄₄Fs₁₁), titanomagnetita e ilmenita, raras biotitas (<0.5 %) y feldespato alcalino intersticial.

Andesitas basálticas: Son las lavas más comunes en el volcán Irazú. Los fenocristales de plagioclasas (An_{40-88.5}) varían en abundancia y pueden ser hasta de 5 mm de tamaño, pero normalmente son de 2 mm de largo, los cuales varían mucho en composición, grado y tipo de zonificación. Los fenocristales de plagioclasas pueden tener zonación inversa (An₄₉₋₇₀) u oscilatoria (del núcleo al borde: An₄₀₋₆₄₋₄₆), o zonación normal (An₇₈₋₅₀) y comúnmente mostrar una textura de tamiz producida por abundantes inclusiones irregulares del material de la matriz (cpx, óxidos Fe-Ti y vidrio). El olivino (<2 mm; Fo₉₁₋₇₀), frecuentemente con inclusiones de Cr-espinela, algunos alterados a iddingsita, está comúnmente presentes como fenocristales y xenocristales euédricos o como microfenocristales. El clinopiroxeno (augita) es común como fenocristales euédricos y microfenocristales (núcleo Wo₃₃₋₄₄En₄₁₋₅₄Fs₈₋₁₈) hasta de 4 mm de tamaño. El ortopiroxeno (En₇₀₋₇₈) se encuentra generalmente con borde de augita. El óxido de Fe-Ti es titanomagnetita. Las microlitas más abundantes son de plagioclasas (An₆₉₋₄₂) seguida de los clinopiroxenos (Wo₄₅En₄₂Fs₁₂), titanomagnetita e ilmenita, raramente olivino, biotita y una pequeña cantidad de vidrio andesítico a dacítico, a menudo parcialmente desvitrificado, o vidrio riolítico en una masa de fondo pilotaxítica a intersticial.

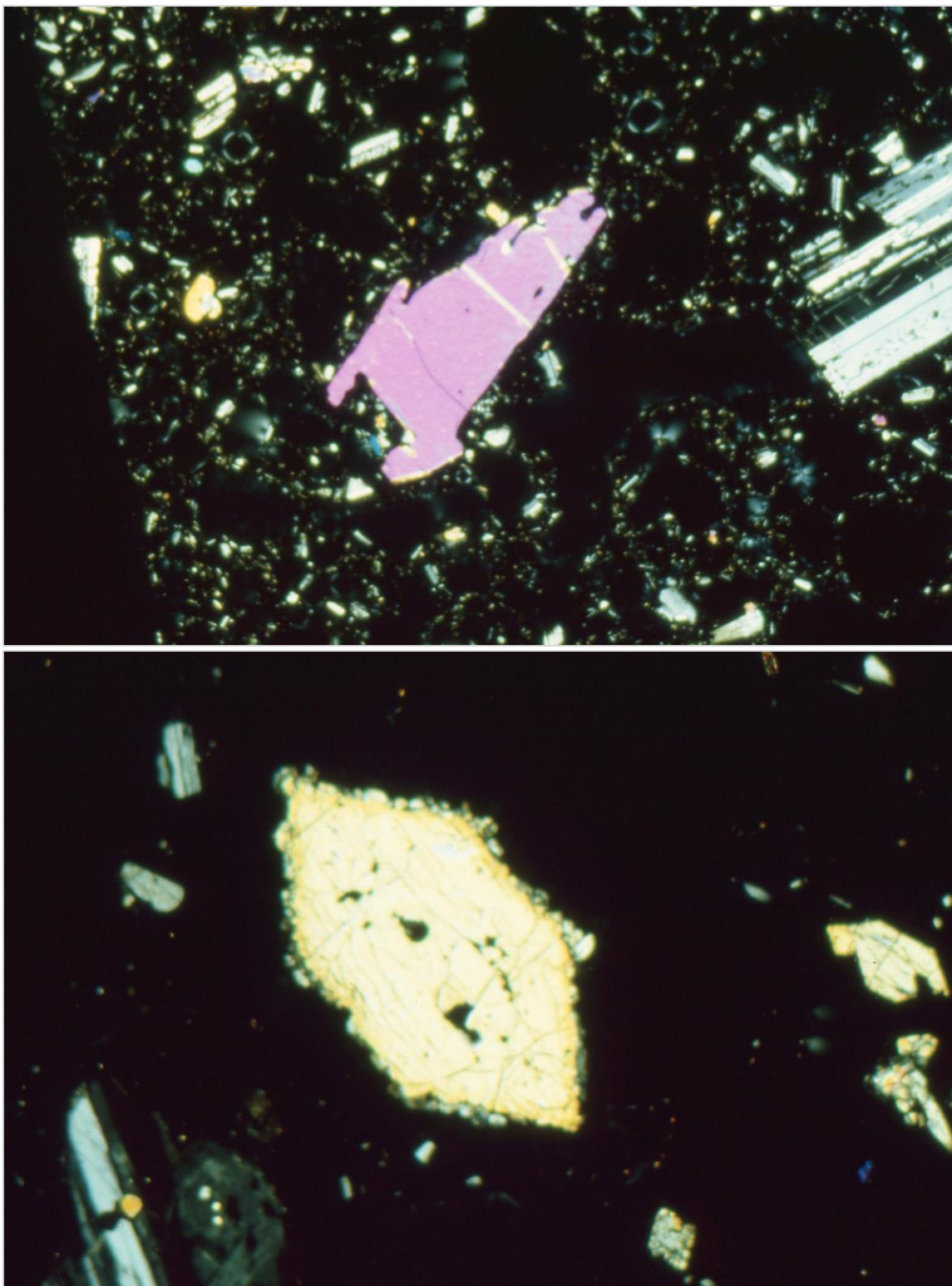


Fig. Dos fenocristales de olivino. El de arriba (2100 micrones de largo) con forma esquelética y sin borde de reacción en una andesita basáltica, mientras que el de abajo (1800 micrones de largo) sí lo presenta, evidencia de una mezcla de magmas.

Andesitas/dacitas: Las andesitas son altamente porfíricas ricas en fenocristales de plagioclasas (An_{38-59}) hasta de 5 mm, con zonación normal (núcleo An_{55} , borde An_{52}). Los fenocristales de clinopiroxeno (núcleo $Wo_{42}En_{44}Fs_{13}$) y ortopiroxeno forman grandes fenocristales. Rara vez se observan fenocristales de anfíbol y biotita (posible bloque de lava por de Tierra Blanca y coladas de lava del cerro Alto Grande) y olivinos, con bordes opacos, así como apatito como microfenocristales o en inclusiones en piroxenos. La matriz consiste en plagioclasa (An_{61}), clinopyroxeno ($Wo_{42}En_{44}Fs_{13}$), ortopiroxeno, titanomagnetita, ilmenita rara y feldespato alcalino y cristobalita. Las inclusiones de andesita (pómez juvenil <4 cm de diámetro) incluidas en las bombas escoriáceas de 1723 y los depósitos de lapilli están compuestos de plagioclasa (con oicocristales de piroxeno, opacas, vidrio raro y apatito), clinopiroxeno y ortopiroxeno, hornblenda y minerales opacos en una matriz intersticial (rica en vidrio), o cúmulos glomeroporfíricos de cpx + opx + plag + mt + vidrio incoloro. Las dacitas se encuentran como tefras en bandas en las bombas de las unidades Tristán y Birrís, o en las ignimbritas en el Valle del Guarco.

En el volcán Irazú se presentan xenocristales (anortita + opx + cpx; Alvarado, 1993) similares a aquellas que fueron interpretados como restos de metagabros de la facies de granulitas en el Poás (Cigolini et al., 1991). Posiblemente son producto de un metamorfismo de raíz del arco volcánico, relacionado con la acreción magmática en profundidad en el frente volcánico (A. García, com. escrita, 2011).

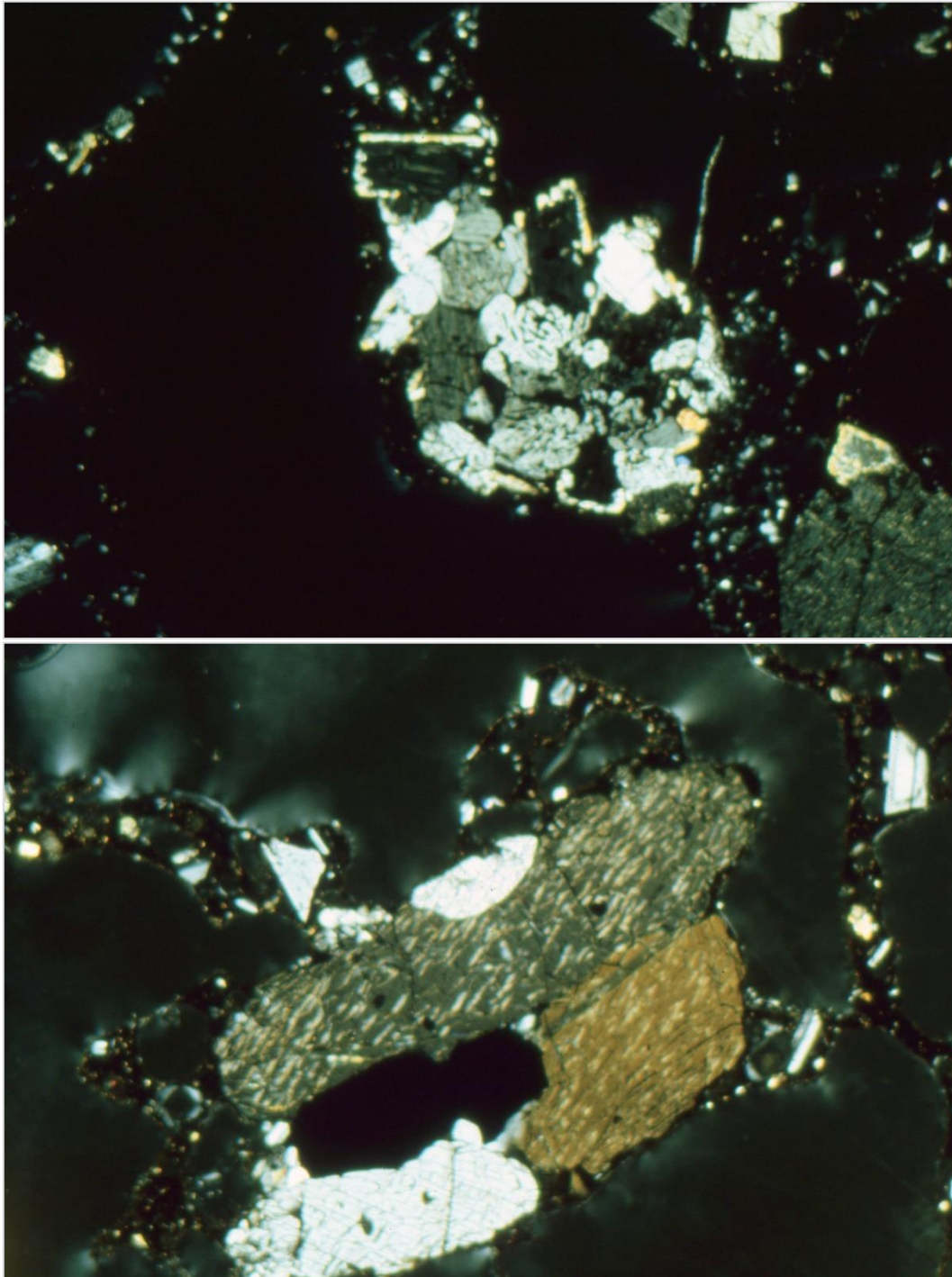


Fig. Dos ejemplos de cumulado (clinopiroxeno, plagioclasa, minerales opacos y vidrio) donde los piroxenos de abajo presentan textura lamenar. El cumulado de cristales superior mide 400 micrones (eje largo), mientras que los piroxenos inferiores miden 500 micrones de largo.

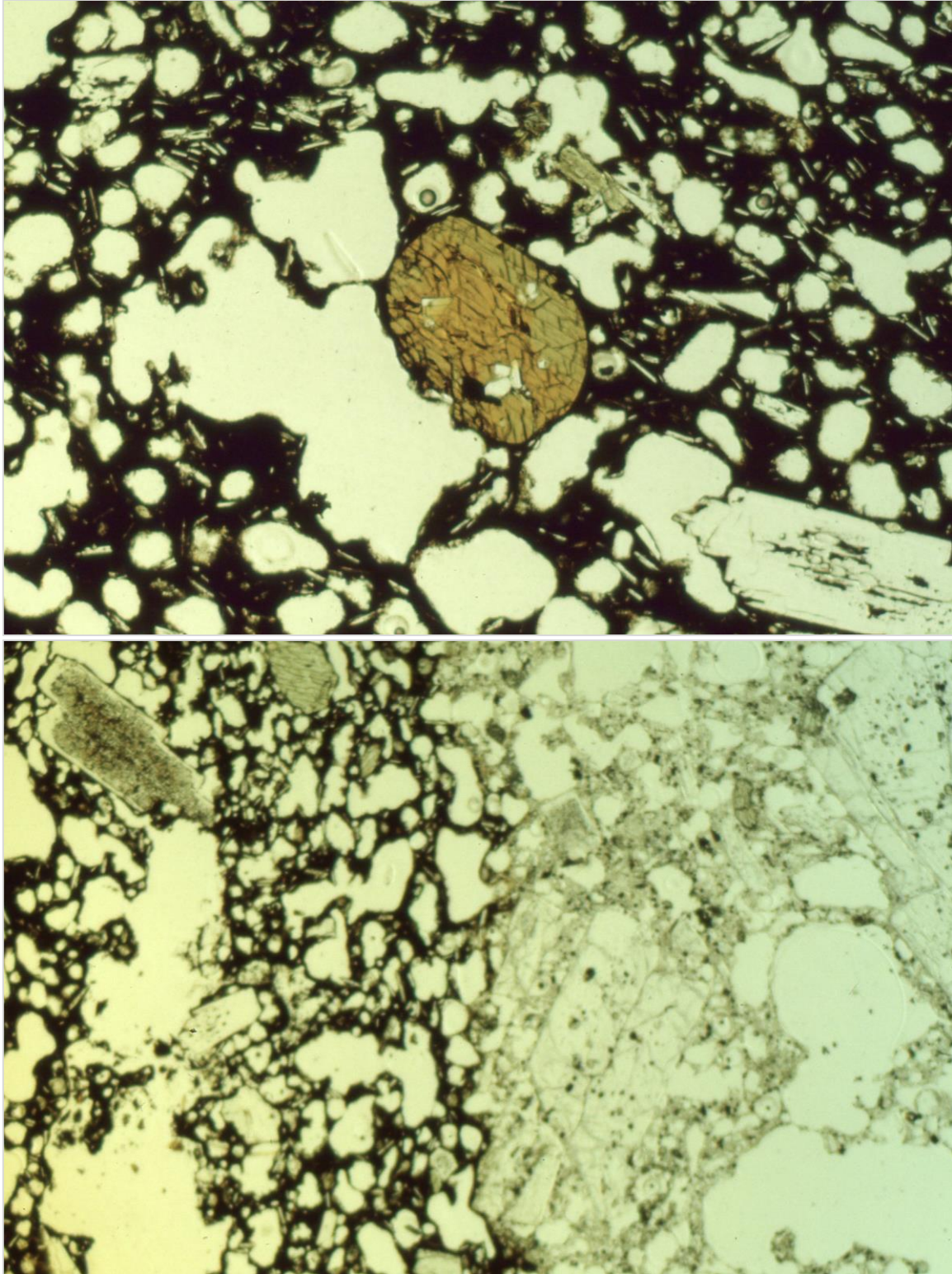


Fig. Arriba, una escoria de 1723 con un cristal de anfíbol (500 micrones de largo), producto de la mezcla mecánica con las pómez dacíticas de la misma erupción. Abajo, dos tipos de vidrios; uno claro y el otro oscuro por poseer gran cantidad de microlitos y microcristalitos (el ancho de la fotografía es de 2500 micrones).

Kruschensky (1972) es el primero que realiza la carta geológica de la hoja Istarú (1:50 000), la cual cubre aproximadamente la mitad del complejo eruptivo del Irazú; la otra mitad es poco accesible y hasta hace unos años, hay algunos caminos de lastre que ingresan a parte de su falda caribeña. Los estudios geocronológicos recientes (Alvarado et al., 2006; Carr et al., 2007; Ruiz et al., 2010; Alvarado y Gans, 2012), y el trabajo de detalle alrededor de Paraíso (Sojo, 2018), vinieron a cambiar notoriamente los conceptos, límites, composición litológica predominante y la posición de muchas de las unidades incluidas en Kruschensky (1972). Por ejemplo, lo que él denomina Formación Sapper, que cubre parte del cerro Pico de Piedra, la pone más joven que la Formación Reventado, cuando es, en parte lo contrario. Por su parte, la Formación Reventado, que la define como compuesta por tres unidades formales con el rango de Miembro

Desde el punto de vista geocronológico, estratigráfico macro y geomorfológico, la historia crono-eruptiva del Irazú se puede resumir en (Alvarado et al., 2006; Carr et al., 2007; Ruiz et al., 2010; Alvarado y Gans, 2012; Cuadro xx):

- a. Presencia de un basamento volcánico y sedimentario pre-Pleistoceno, incluyendo al vulcanismo coetáneo del Grupo Aguacate o Fm. Grifo Alto: ≥ 2 Ma.
- b. Vulcanismo efusivo y explosivo muy localizada o que no está expuesto por formar parte del núcleo del Proto-Irazú/Turriabla: 1-0.8 Ma.
- c. Crecimiento del paleo-volcán(es): 0.6-0.25 Ma.
- d. Neovulcanismo: 0.2-0 Ma.

Cuadro **ss**

Dataciones radiométricas del volcán Irazú

MUESTRA	LITOLOGÍA	UBICACIÓN	EDAD (Ma)	REFERENCIA
		PROTO-IRAZÚ		
CR-IZ-02-17	Ignimbrita	Joya, San Jerónimo H. Istarú, 559,024-205,015	0,868 ± 0,009 0,862 ± 0,009 0,861 ± 0,006 0,855 ± 0,006 0,853 ± 0,011 0,847 ± 0,011 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: biot, plag: plat. e iso.)	Alvarado et al. (2006), Carr et al. (2007)
		PALEO-IRAZÚ		
CR-IZ-02-05	Bloque de andesita	Santa María (antiguo Infiernillo), Juan Viñas H. Istarú, 563,116-207,334	0.594 ± 0.016 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: mtz: plat.)	Alvarado et al. (2006), Carr et al. (2007)
CR-IZ-02-20	Andesita	Las Nubes, Hacienda Abigail, C. Pico de Piedra H. Istarú, 542,743-218,854	0.544 ± 0.03 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: mtz: plat.)	Alvarado et al. (2006), Carr et al. (2007)
RCR	Posible bloque de lava traquiandesítica dentro de <i>debris avalanche?</i>	R. Costa Rica, Guápiles H. Guápiles, 551,4-243,0	0.450 ± 0.1 (K/Ar)	Nieuwenhuysse et al. (2000)
TUR-38	Colada andesítico- basáltica	Entre Finca Convenio y Esperanza, V. Finca Liebres H. Istarú, 559,140-218,464	0.251 ± 0.004 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: mtz: plat.)	Ruiz et al. (2010)
		NEO-IRAZÚ		
CR-001	Andesita basáltica	Cuesta Chinchilla, flanco SW del Irazú H. Istarú, 548,151-207,545	0.176 ± 0.002 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: plat.: mtz)	Alvarado & Gans (2012)
CR-IZ-02-19	Andesita con biotita	Entre Corralillo y Laguna, R. Tiribí Istarú, 544,328-215,008	0.137 ± 0.005 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: biot: plat.)	Alvarado et al. (2006), Carr et al. (2007)
CA-2	Andesita	Tierra Blanca H. Istarú, aprox. 548,0-212,0	0.110 ± 0.016 (²³⁸ U- ²³⁰ Th)	Allegre & Condomines (1976)
CA-12	Andesita	Volcán Irazú	0.068 ± 0.026 (²³⁸ U/ ²³⁰ Th)	Allegre & Condomines (1976)
CR-IZ-02-1	Basalto	Boquerón, colada de Cervantes W H. Istarú, 552.462E-208.193N	0.057 ± 0.013 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: mtz: iscrona)	Alvarado et al. (2006), Carr et al. (2007)
CA-7	Andesita	Volcán Irazú	0.05 (²³⁸ U/ ²³⁰ Th)	Allegre & Condomines (1976)
14	Andesita	Volcán Irazú	0.036 ± 0.014 (²³⁸ U/ ²³⁰ Th)	Allegre & Condomines (1976)
C	Andesita	Colada Cervantes (E?) H. Istarú	0.023 (²³⁸ U/ ²³⁰ Th)	Allegre & Condomines (1976)
CR-IZ-02-02	Andesita basáltica	Colada de Cervantes E, Oratorio H. Istarú, 554,401-209,175	0.020 ± 0.012 (⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar: mtz: plat.)	Alvarado et al. (2006), Carr et al. (2007)

Cuadro: Comparación entre la litología y posición estratigráfica relativa propuesta por Kruschensky (1972) versus lo que se maneja al 2021 con respecto a la estratigrafía, litología y geocronología de esas unidades (basado en Alvarado et al., 2006; Carr et al., 2007; Ruiz et al., 2010; Alvarado y Gans, 2012; Sojo, 2018).

Unidad (Kruschensky, 1972)	Litología (Kruschensky, 1972)	Litología presente trabajo	Edad (ka)	Comentario
Formación Cervantes	Coladas de lava de andesita augítica y andesita olivino augítica	El campo de coladas Oriental (E) es andesítico basáltico mientras que el Occidental (W) es basáltico	57 (W) y 17 (E)	Se trata de dos campos de coladas de lava
Formación Birrís	Coladas de lava de andesitas augíticas con autobrechas y coladas pahoe-hoe	Coladas basálticas hasta andesíticas con escorias de similar composición, incluyendo pómez dacíticas por mezcla mecánica de magmas	<110?-0	Los límites de distribución están mejor establecidos en el presente trabajo
Formación Sapper	Coladas de lava de andesitas augíticas con grandes cristales de plagioclasa y augita, algunas silicificadas, con lahares y capas de cenizas	Coladas de andesitas y andesitas basálticas, ricas en grandes cristales (plag+cpx±ol) con diferentes grados de meteorización y alteración hidrotermal	544-251	La Formación Sapper (<i>sensu</i> Kruschensky, 1972) sería el equivalente proximal del Paleo-Irazú, y posee una extensión mayor que la planteada en dicho mapa. Su edad y posición serían más antiguas que una parte de Reventado (Kruschensky)
Reventado Superior	Coladas de andesitas augíticas, con algunos lahares desde poco a muy meteorizados y capas de ceniza	Coladas de andesitas, andesitas basálticas con andesitas con biotita subordinadas	176-110	El Miembro Reventado Superior (Kruschensky, 1972) sería el equivalente del Neo-Irazú
Reventado Medio o Capa de Ceniza	Cenizas profundamente meteorizadas color rojo, grano fino	Laterita y regolito de las coladas de lava infrayacentes; a nivel local con coluvios y aluviones antiguos	≤590	El Miembro Medio (<i>sensu</i> Kruschensky, 1972) sería el equivalente de meteorización del Paleo-Irazú
Reventado Inferior o Miembro Paraíso	Coladas de andesitas augíticas con grandes cristales de plagioclasa y augita	Escarpes de las coladas de lava andesítico basálticas; a nivel local con coluvios y aluviones antiguos	~594	El Miembro Paraíso (Kruschensky, 1972) sería el equivalente de los de las coladas de lava del Paleo-Irazú
Formación Ujarrás	Lutitas, limonitas, areniscas y conglomerados intercalados, café claro a gris azulado, posición horizontal, de composición principalmente andesítica	Laterita y regolito de las coladas de lava infrayacentes; a nivel local con coluvios y aluviones antiguos	<<590	La Fm. Ujarrás (Kruschensky, 1972) sería el equivalente de meteorización del Paleo-Irazú

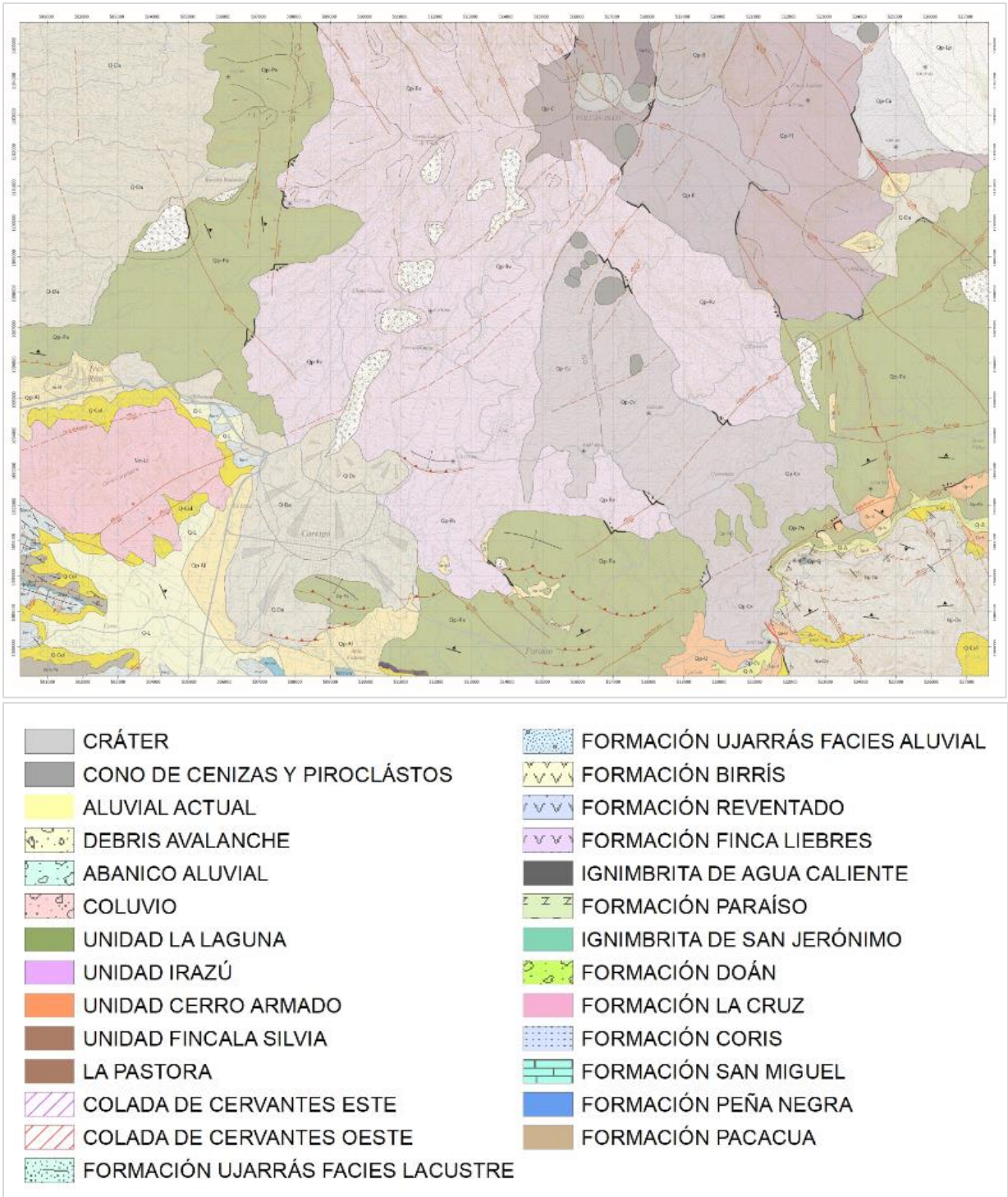


Fig. ss: Mapa geológico preliminar de la hoja Istarú (Sojo et al., 2018), en proceso de actualización.

A continuación, se presenta un resumen estratigráfico del macizo del Irazú, aunque para el peligro volcánico, lo que suele evaluarse son los últimos 50 ka, por lo anterior, el apartado de geología regional es muy breve y no se incluyen las unidades pre-Irazú.

3.1.2 UNIDADES MORFOCRONOESTRATIGRÁFICAS

Las principales unidades constructivas del Irazú se pueden resumir en las siguientes unidades:

Pre-Irazú

Varios autores han propuesto la probabilidad de que parte de las rocas volcánicas que afloran en las partes altas del Irazú no pertenezcan al macizo volcánico, sino a un vulcanismo precedente. El primero de ellos fue Krushensky (1972), quien en el río Cajón (a partir de los 2260 m s.n.m. aguas abajo) describe unas tobas con estratificación irregular (estratos individuales de 5-8 cm de espesor), pobremente seleccionadas, con guijarros redondeados a subredondeados de andesitas porfiríticas rojizas a púrpura en una matriz arcillosa azul verdoso pálido. En dicho trabajo él las asocia con la unidad geológica denominada Formación Aguacate

El otro es Vargas (2001), quien describe que las vulcanitas (coladas de lava, tobas moradas y brechas) que afloran en el río Virilla a la altitud de 2000-2200 m, en el río Durazno y en las quebradas Varela y Sangrino, las asocia a con la unidad geológica Grifo Alto. Las coladas de lava son basaltos hasta andesitas basálticas, de color gris claro a morado, textura porfirítica, vesicular, a veces amigdalóidea. Los fenocristales son plagioclasa (18-36 %), clinopiroxeno (1.5-16.5 %), olivino (2.5-6 %) y minerales opacos (0-2.5 %). El olivino frecuentemente se presenta como fantasmas, completamente alterado a calcita e hidróxidos de hierro. Otros minerales de alteración son nontronita, clorita y calcita rellenando amígdalas. La matriz (43-66.5 %) es de tipo intergranular a hialopilítica y está compuesta por microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y, a veces, vidrio pardo. Las vesículas y las amígdalas representan el 2.5-7.0 %. La ausencia de ortopiroxeno, su grado y tipo de alteración, aunado a la presencia de amígdalas y los colores morados, inducen a pensar que se trata de una unidad volcánica antigua asociada a Grifo Alto (Vargas, 2001).

Aunque no se dispone de edades radiométricas para justificar rocas pre-Irazú en el propio macizo, no resultaría extraño, puesto que en los flancos de los edificios volcánicos se han reportado rocas muy antiguas aflorando a modo de ventanas (p. ej. Tournon y Alvarado, 1997; Alvarado y Gans, 2012, entre otros). Por su parte, resulta interesante que dos autores de modo independiente y separados por muchos años en su investigación, lleguen a similar conclusión en el mismo flanco, pero en ríos y quebradas diferentes. Adicionalmente, en varios sectores, en las partes altas del Irazú (p. ej., lechería del Sr. Macaya, 9°59'45.25''N-83°55'27.19''W), se han reportado la presencia de hermosos cristales de selenita (yeso translúcido), que suelen no estar presentes en ese tamaño en el vulcanismo del Cuaternario Medio-Superior pero sí en el vulcanismo antiguo en zonas mineralizadas o hidrotermalizadas.



Fig. Cristales de selenita, una variedad de yeso [$\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$] que se caracteriza por sus cristales transparentes y reflexión de la luz aperlada. Estos con gran probabilidad están asociados con rocas volcánicas pre-Irazú.

Proto-Irazú

Krushensky (1972) definió las ignimbritas del río Aguacaliente y de San Jerónimo a lo largo del río Reventazón, con una posición estratigráfica no muy bien definida, aflorando como parches aislados y sobreyacidos por las unidades propias del Irazú, con una discordancia al tope de las ignimbritas. Corresponden en general tobas de flujo soldadas a parcialmente soldadas, dacíticas, con abundante plagioclasa, vidrio y fiammes y en el caso de la San Jerónimo, con biotita.

La toba de flujo andesítica de Aguacaliente, se presenta densamente soldada hasta no soldada, con matriz gris oscuro a intermedio, fragmentos vesiculares de vidrio y pómez amarillentas hasta anaranjadas y fiammes de vidrio negro (hasta un 20 %) y pocos abundantes cristales de plagioclasa ($\leq 6\%$, An_{48-51}) y clinopiroxeno ($\leq 1\%$), pocos frecuentes cristales de ortopiroxeno y biotita, así como litoclastos de lavas (4 %) flotantes en una matriz vitroclástica (85-90 %) con incipiente desarrollo de estructura perlítica. Sus primeros 3 m inferiores son de color grisáceo hasta amarillento, donde progresivamente se vuelve más densamente soldada en sus 8 m superiores, con un espesor total de unos 25 m.

La toba de flujo andesítica de San Jerónimo, que aflora justo en el poblado San Jerónimo por el camino entre Urasca y Bajo Congo, con un espesor de unos 15 m. Se presenta como una toba densamente soldada de la base al techo (aunque al tope presenta pómez no colapsada), gris oscura a negra, verdosa en superficies meteorizadas, compuesta de abundantes cristales de plagioclasa (An_{58-62}), biotita, poco clinopiroxeno y ortopiroxeno, así como cuarzo secundario en una matriz vitroclástica.

La edad K/Ar de 147 ± 143 ka reportada por Krushenshy (1972) para las tobas soldadas de Aguacaliente presenta un grado de error muy apreciable, por lo que se desconoce su verdadera edad. Podría corresponder cronológicamente en edad con la ignimbrita Tiribí o con la Puente de Mulas, que aflora extensamente en el Valle Central, con una edad cercana a 0.3-0.4 Ma. Las ignimbritas de San Jerónimo fueron datadas recientemente por Alvarado et al. (2006) en 847 ± 11 ka, 855 ± 6 y 862 ± 9 ka con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En tal caso, ambas unidades se podrían correlacionar con la Paleo y Proto-Cordillera Central de Alvarado y Gans (2012), de modo que sería las fases más antiguas de la cordillera, sobreyacidas por una discordancia, donde los productos afloran solamente en las partes más distales de la actual cordillera, allí justo cuando los ríos ahondaron suficiente para exhumar estas secuencias más antiguas.

Paleo-Irazú

A varios kilómetros al W de la cima del Irazú, se logran reconocer algunos posibles conos antiguos asociados con el macizo del Irazú, como ejemplo, el “cráter” erosionado del “volcán” Las Nubes (cerro Pico Piedra, 2661 m s. n. m.) y dos más, sin nombre, localizados al NE del relicto volcánico Las Nubes, así como el cerro Cabeza de Vaca (Bergoing, 1979). El cerro Cabeza de Vaca (2960 m s. n. m.) presenta dos anfiteatros grandes (calderas de avalancha; Hidalgo et al., 2004). Justo estos relictos volcánicos se ubican en la divisoria de aguas continentales del Caribe con el Pacífico, en el límite entre las provincias de San José, al S y Cartago al N. Sin embargo, estos sectores francamente han sido poco estudiados y, por lo tanto, merecen investigaciones ulteriores.

Las lavas antiguas del Irazú en este sector, estudiadas y mapeadas por Vargas (2001), comienzan a aflorar a partir de la altura de la hacienda San Miguel en Rancho Redondo y contiguo a la hacienda Guayabillos en los ríos Virilla y Durazno. Macroscópicamente, se caracteriza por coladas de lava porfiríticas de colores gris claro, ricas en fenocristales idiomórficos de plagioclasas. Bajo el microscopio, las lavas se clasifican con andesitas vesiculares (1-4 %), con fenocristales de plagioclasa (24-33 %), clinopiroxeno (3-6 %), ortopiroxeno (1-3 %), minerales opacos (0.5-1.5 %), flotando en una matriz (56-67 %).

A casi 4 km al NE del cráter Principal del Irazú, se levantan los vestigios del flanco de un antiguo cono, que formaba parte del Paleo-Irazú, representado por el prominente cerro Alto Grande (2803 m s. n. m.), de unos 200 m de altura, compuesto de coladas de lava andesítico basálticas, limitadas por fallas. El cerro Alto Grande es un remanente erosivo de un flanco del paleo-Irazú.

En el tajo de Llano Grande, existen rocas volcánicas (coladas de lava y rocas piroclásticas) con diferente grado de alteración hidrotermal (silicificación intensa y piritización) al grado que las rocas se llegan a clasificar como puzolanas (materiales silíceos o aluminosilíceos a partir de los cuales se producía históricamente cemento), incluso con cavidades rellenas de azufre nativo, jaspes y natrojarosita (sulfato de hierro y sodio), que dificultan la interpretación de la estructura interna y la génesis de las rocas (Ulloa et al., 2016). En la Escuela Centroamericana de Geología (UCR) y el Grupo Pangeas S. A., varios geólogos analizaron diversas secciones delgadas en los años 2013, 2015-2016, por lo que se presenta un resumen con ligeras modificaciones.

Macroscópicamente, las coladas de lava del tajo Llano Grande corresponden con andesitas y minoritariamente andesitas basálticas, vesiculares, por lo general de colores grises, con textura afanítica porfirítica (en ocasiones glomeroporfirítica), caracterizadas por fenocristales de plagioclasas arcillitificados, reemplazados por sílice y piritita diseminada. Bajo el microscopio petrográfico, poseen textura hipocristalina, hipidiomórfica con dos poblaciones de fenocristales: 15-18 % y 41-45 %. Los fenocristales están representados por fantasmas de plagioclasas (15-28 %), que cuando están sanos poseen textura cribosa, zonación variada y fracturas con hidróxidos de hierro, a veces fenocristales de clinopiroxenos (0-4 %), en ocasiones como fantasmas uralitizados (3 %), ambos pueden estar sustituidos por sílice y alterados por arcillas, así como fenocristales de ortopiroxeno (0-5 %), algunos con textura en corona; otros con alteración variable a filosilicatos. En algunas muestras se presentan fantasmas de minerales ferromagnesianos (olivinos?, 3-6 %), alterados a filosilicatos y a veces opacitados, así como microfenocristales de minerales opacos (0-2 %). La matriz puede ser hialina (vidrio: 35-40 %) color marrón con algunas vesículas (≤ 30 %) y se encuentra muy afectada por la arcillitización, o con textura intergranular o pilotaxítica rica en microlitos de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos. Como minerales de alteración presenta vetillas de calcedonia (0-2 %), sericita (0-1 %), arcillas o filosilicatos (8-10 %), óxidos de hierro (3-5 %) y zeolitas rellenas de vesículas (0-3 %) y epidota (<1 %).

En el mismo tajo, las rocas piroclásticas descritas (tobas, a veces tobas de lapilli) son de grano fino a grueso, con fuerte silicificación y arcillitización. Suelen poseer una matriz (38-80 %) color marrón/café a gris, compuestas por vidrio (se logan observar trizas de vidrio o *shards* en algunas secciones), cristales hasta fantasmas de plagioclasa reemplazados por sílice (1-13 %), minerales opacos (1-3 %), clinopiroxeno (0-1 %), clastos (0-42 %), a veces pómez (2-20 %) y más raramente posibles *fiammes* (<1 %) y laminaciones internas, así como posibles líneas de flujo. Poseen hidróxidos de hierro diseminados o en bandas, piritita (0-1 %) y vetillas rellenas de calcedonia o de cuarzo policristalino (3 %), zeolitas (<1 %) y porosidades (3-35 %), aunque se desconoce si corresponde con tobas vesiculares o con cavidades menores por disolución.

Algunos diques se lograron reconocer en la quebrada Pavas durante el reconocimiento de campo realizado por Escalante y Waldron, de poco espesor, como máximo 5 m intruyendo a un lahar, con rumbos NE-SW (ICE, 1965, p. 174-175 y lámina 5). Claramente, los diques y el lahar deben de corresponder con unidades antiguas, dado el contexto geológico.

Otro de los grandes focos extintos corresponde con los restos del volcán Finca Liebres, un volcán erosionado ubicado unos 5 km al este del cráter Principal del Irazú, en

entre este y el Turrialba (Alvarado et al., 1986; Alvarado, 2000; Ruiz et al., 2010), que comparte la base con el volcán Turrialba. Los restos de este paleovolcán constituye la Unidad Finca Liebres, que incluye los depósitos de; su edad es de 251 ka (Ruiz et al., 2010).

Entre Pacayas y Capellades, previo al río Birrís, aflora lo que parece ser una colada de lava antigua que posee fenocristales de plagioclasa, piroxenos y biotita, profundamente meteorizada e incluso hidrotermalizada al poseer pequeños cristales de pirita y quizás calcopirita.

Dóndoli y Chávez (1968), por su parte, definen la Formación Paraíso e indican que aflora en las ciudades de Cartago, Paraíso, Juan Viñas y Turrialba. Sojo (2018) realizan la cartografía geológica de la Formación Paraíso en la hoja Istarú, donde determina que estos conjuntos de materiales se encuentran deformados y ligeramente basculados hacia el noreste. Las primeras descripciones formales de estos materiales se realizan por parte de Kruschensky (1972), quien los asocia con depósitos de cenizas, denominándolos Miembro Capa de Ceniza de la Formación Reventado, en el Grupo Istarú. No obstante, autores como Berrangé y Wittaker (1977) y Sojo (2018) señalan que dichos materiales más bien corresponden con un espesor considerable de desarrollo laterítico debido a la alteración de las rocas volcánicas subyacentes. En Paraíso y alrededores, se presenta como una capa de laterita constituida por materiales de tonalidades rojizas, con la parte superior compuesta predominantemente por arcillas (Fig. s), mientras que hacia la base se observa la presencia de bloques relictos de lava están envueltos en una matriz de arcilla similar a la arcilla encontrada en el techo. Según las observaciones de campo, los registros litológicos de los sondeos y la información geofísica (sísmica de refracción, ver ubicación de perfiles en el mapa geológico), se estima que esta unidad presenta espesor variable, llegando a alcanzar los 15 m en algunos lugares (Sojo, 2018). Suele presentarse como una colada de lava con brechas subordinadas, con espesor mínimo de 100 m, donde sobresale la presencia de fenocristales de plagioclasa como rasgo principal (Fig. xx). A nivel local, los basaltos en su parte central presentan disyunción columnar y espesor cercano a los 100 m (Fig. s). Según la petrografía, se clasifica como andesitas basálticas, donde sobresalen la presencia de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (Fig. s). La matriz está compuesta por cristalitos de plagioclasa, vidrio y olivino. Uno de los rasgos petrográficos más sobresalientes es la resorción que presentan los fenocristales de plagioclasa.

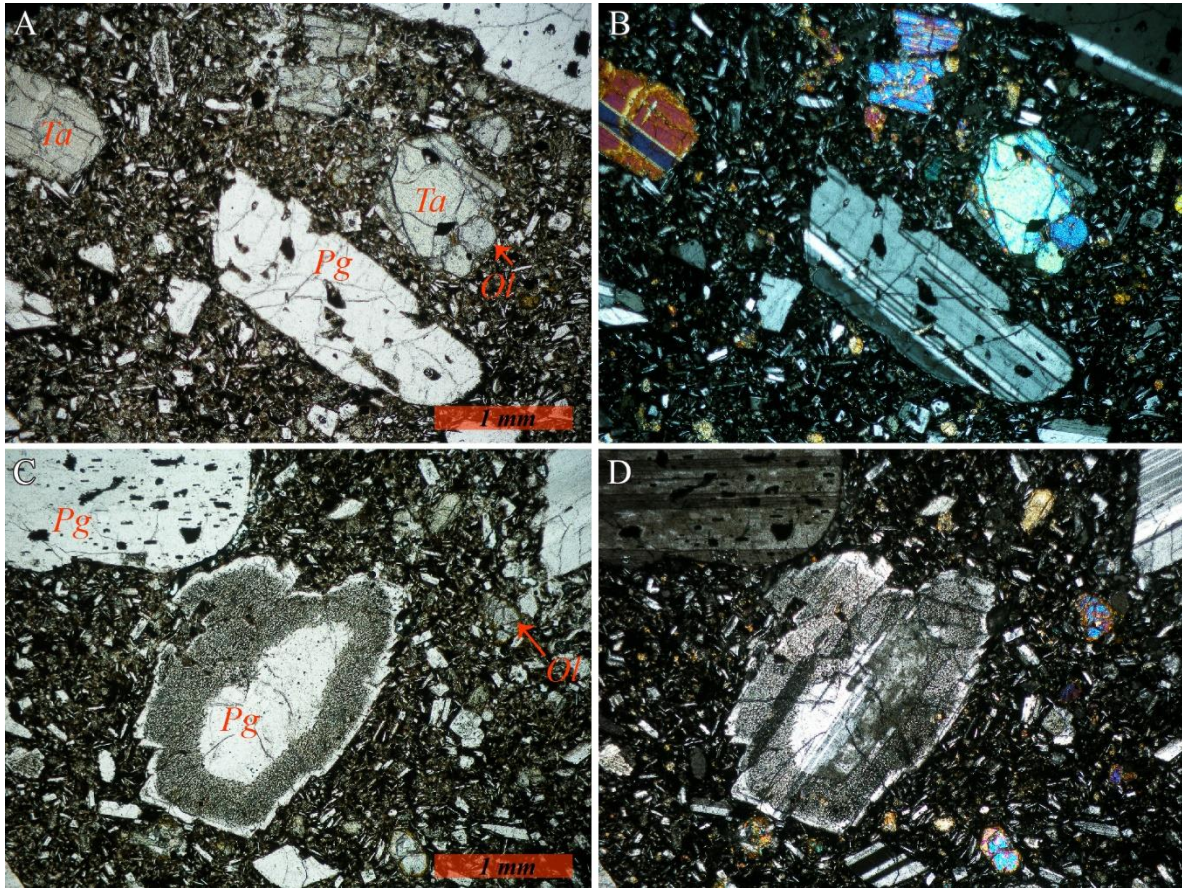


Fig. x. Láminas delgadas de los basaltos andesíticos de la Formación Paraíso. A-B. Lámina delgada donde se muestran los fenocristales de olivino (Ol), plagioclasa (Pg) y titanioaugita (Ta). C-D. Detalle donde se muestra el borde de resorción de uno de los cristales de plagioclasa.

Las coladas de lava más antiguas datadas del Irazú se presentan en su flanco SE, bajo la geoforma de mesas o plataformas escalonadas (altitudes de 1290 m, 1040 m, 990 m), con áreas de entre un kilómetro y algunos pocos kilómetros cuadrados. Litológicamente, están constituidas de coladas de lava con una superficie gruesa de coluvios y suelos rojos. Su origen se explica por corresponder con varias plataformas de lava antiguas, posiblemente parte de un escudo andesítico del Paleo-Irazú, puesto que una colada de lava se dató en alrededor de 0.6 Ma (Alvarado et al., 2006; Carr et al. (2007).

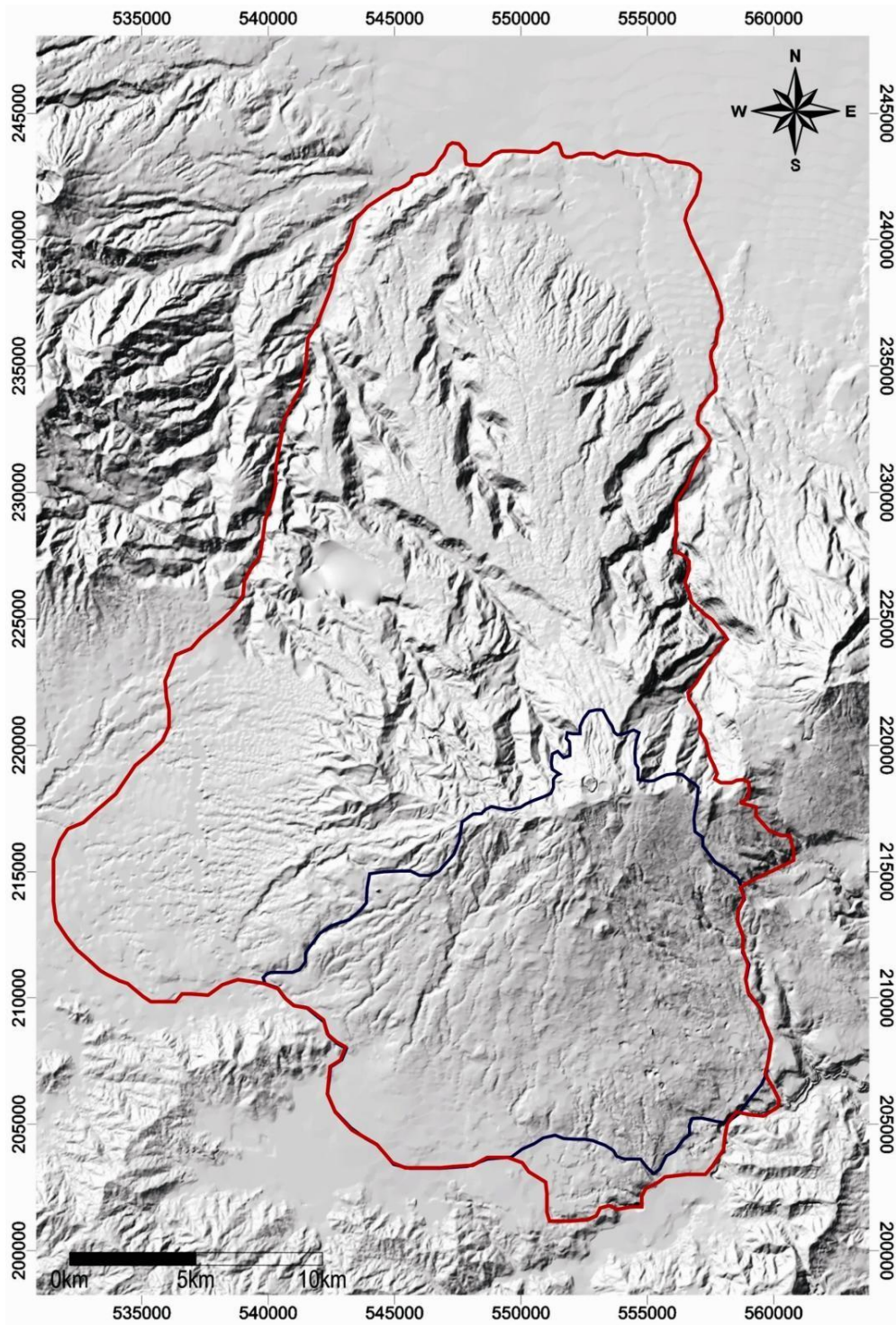


Fig. xx. Paleo-Irazú (límite rojo) y Neo-Irazú (límite azul).



Fig. Antiguo volcán Las Nubes-Cabeza de Vaca visto desde la ruta 32.



Fig. Cavidades rellenas de azufre nativo en el tajo de Llano Grande de Cartago, parte del Paleo-Irazú.

Neo-Irazú

Unidad Cot: La Unidad Cot comprende varias lavas, principalmente andesitas basálticas con clinopiroxenos hasta andesitas con hornblenda (Alvarado et al., 2006), interestratificadas con lahares y tefras, cubriendo la gran mayoría del edificio volcánico en todos los sectores, pero particularmente reconocibles, mapeables y mapeados, en el sector sur. Allègre y Condomines (1976) habían datado una roca de esta unidad con el método U/Th en ca. 110 ka, y una nueva datación de Alvarado et al. (2006) aporta una edad de 136 ± 5 ka. Claramente, se requiere de más estudios para confirmar su edad y distribución.

Unidad Diego de la Haya: En la pared interna norte del cráter Diego de la Haya se logan reconocer una secuencia de coladas de lava basálticas (49.7-51.1 % SiO₂) delgadas (de 1 a 2 m de espesor), donde los flujos 10 al 4 están equidistantemente separados y con espesores similares, aunque los flujos 2 y 1 son más espesor; la colada 3 si es notoriamente más espesa con 15 m de potencia. Estas coladas de lava están intercaladas con brechas de progresión y capas de proyección aérea (escorias soldadas, bombas volcánicas, lapilli) en su mayoría basálticas en el área cuspidal (Fig. xx).

Adicionalmente, en la pared del cráter Diego de la Haya existe una chimenera eruptiva de 46 m de ancho que muestra varias bifurcaciones hacia la parte superior. Se trata de un dique de basalto que presenta estructuras de flujo paralelas a los contactos y oxidación hacia la roca caja (Alvarado, 1993; Alvarado et al., 2006).

Unidad Sapper: Unidad de tefras con coladas de lavas interestratificadas de unos 200 m de espesor, que en el cráter Diego de la Haya sobreyace a la Unidad Diego de la Haya, pero que en el sector norte puede estar también lateralmente interdigitada. Su composición es de andesitas desde basálticas hasta ácidas (53-60 % de SiO₂, Alvarado et al., 2006). En el sector sur del cráter Diego de la Haya, justo bajo el mirador del cráter, se presenta una discordancia erosional que representa la pared interna de un antiguo cráter sobre el cual se adosó una colada de lava. Esta colada de lava formó un estanque o lago de lava con una o dos unidades de flujo que se pegaron sobre el borde de playa Hermosa y constituye la terraza volcánica. Varias capas de cenizas sobreyace a la colada de lava a través de un contacto erosivo (Alvarado, 1993; Alvarado et al., 2006). Una colada de lava andesítico-basáltica parece desprenderse del supuesto cráter Retes (Hudnut, 1983), de unos 5 m de espesor, la cual sobreyace a la Unidad Sapper Inferior, aunque posee una composición diferente. También afloran hacia el sector norte, hacia San Gerardo.

Unas chimeneas eruptivas son los denominados diques Sapper, una serie de promonitorios de 30 a 70 m de alto, producto de la erosión de un grupo de tres diques que se extendían al norte del cerro Sapper (Hutnut, 1983), hasta que su morfología de uno de ellos fue borrada por los deslizamientos posteriores de inicios del siglo XXI. Los diques cortaban coladas de lava y rocas piroclásticas de la Unidad Reventado Superior. El dique intermedio en longitud presentaba xenolitos de la roca caja lo cual da la apariencia de una brecha. Aunque corresponde con una andesita basáltica, su composición química es diferente a las coladas de lava de la unidad Sapper.

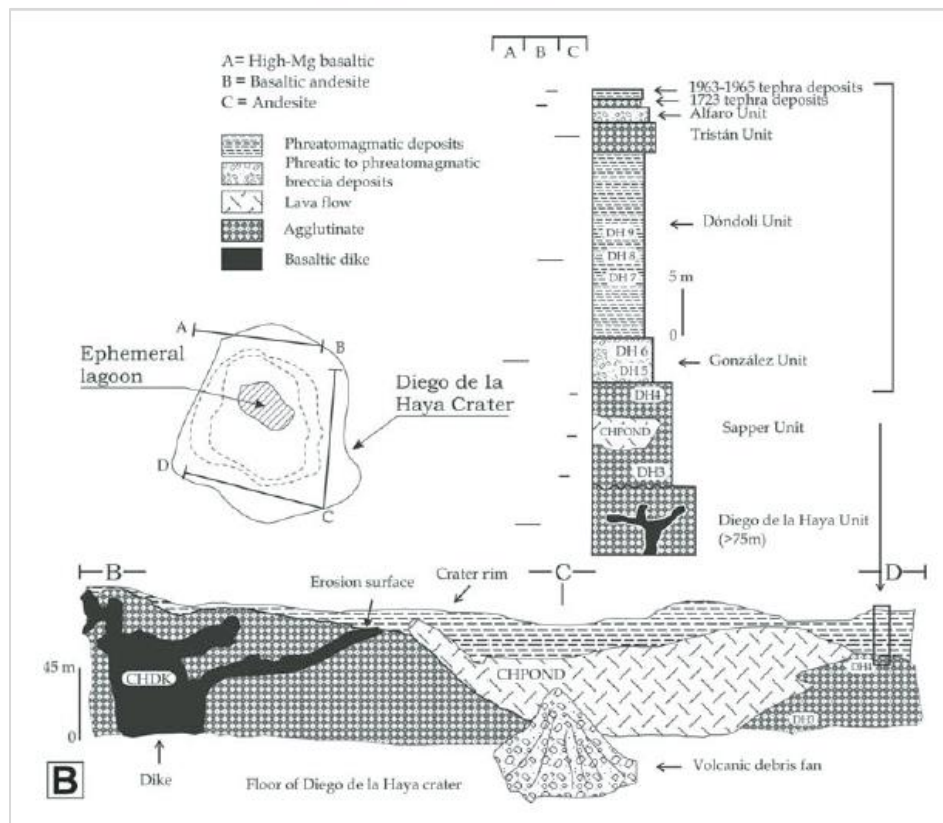
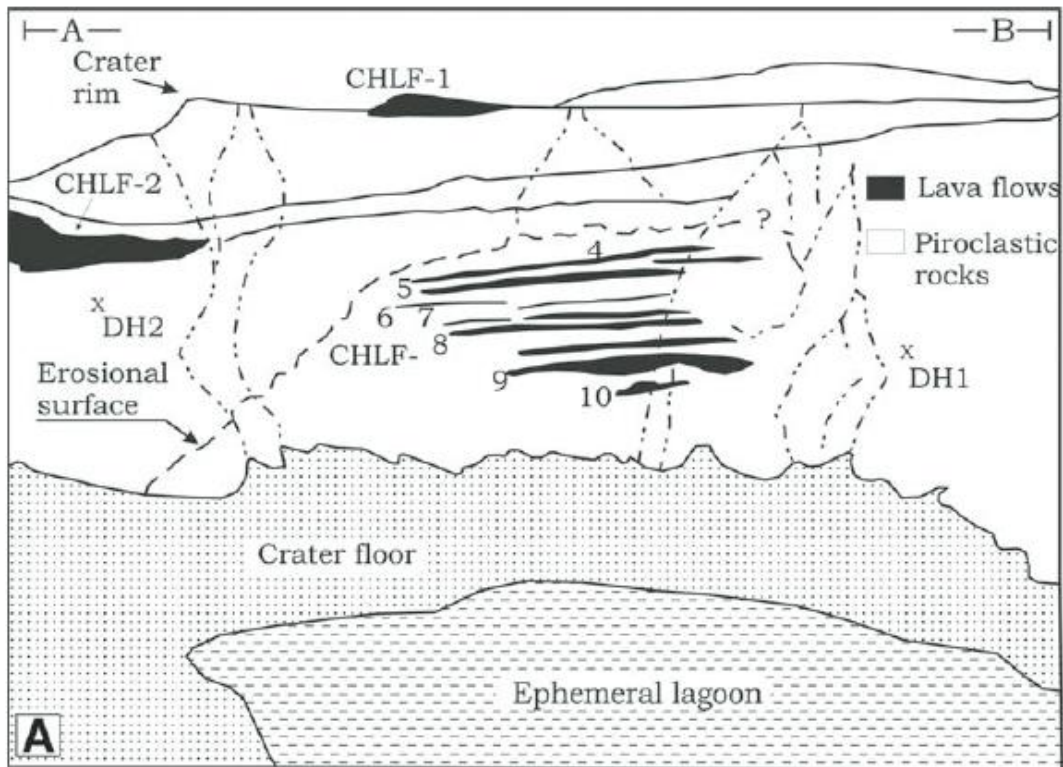


Fig. : Sección y columna estratigráfica generalizada de la parte más reciente del Irazú, correspondiente a los últimos 60 ka. En la parte superior el detalle del cráter Diego de la Haya, mientras que en la parte inferior la pared sur del mismo cráter (Alvarado et al., 2006).

Otros diques identificados se ubican al SSE y SE del cerro Sapper. Uno de ellos grueso conforma una loma alargada en dirección al cerro Guardián (Hudnut, 1983). El otro es un posible dique andesítico con alteración parcial o local de caolín, con un espesor de unos 23 m, que se presenta paralelo al descrito por Hudnut, ligeramente desplazado al SW.

Las edades obtenidas previamente en esta unidad por Allègre y Condomines (1976) de 68 ± 26 ka y 36 ± 14 ka (método U/Th).

Unidad Birrís: Se encuentra expuesta en la cima del Irazú, desde el cono derruido La Torre y cono La Laguna hasta la torre Sapper (el jardín de Torres al occidente de la cima); consiste en aglutinados y lavas con tefras y brechas, con característicos productos de mezcla de magmas, entre los productos más abundantes (escorias negras de andesitas basálticas) y los menos abundantes incluidos (escorias blancas de andesitas) (Fig. oo). Se incluye dentro de esta unidad, además, una colada de lava que fluye hacia el sector norte, entre las quebradas Ojo de Agua y Gata.

Los estudios geofísicos (Bonilla, 2020) de la cima evidencian la existencia de cuerpos más densos (diques?, aglutinados) en correspondencia con los edificios eruptivos (conos de escorias) o los restos de ellos (Fig gg y xx).



Fig. En el sector occidental de la cima del Irazú se observa una unidad inferior constituida de coladas de lava (1; Unidad Diego de la Haya?), a nivel local hidrotermalizada, evidenciada por sus tonos amarillos, sobreyacida por una espesa secuencia de capas piroclásticas (2, Unidad Dóndoli?), cortada por posibles diques (3, en la posición señalada por Hudnut, 1983) y con una capa dura superior de aglutinados (4, Unidad Birrís) y las tefras históricas.



Fig. Arriba, en rojo, se muestra el conjunto que conformaban los tres diques a modo de promontorios erosivos, que fueron destruidos por los deslizamientos del siglo XXI. Abajo, otro de los posibles diques presente al sur del cerro Sapper ($9^{\circ}57'27''$ - $83^{\circ}51'26''$).

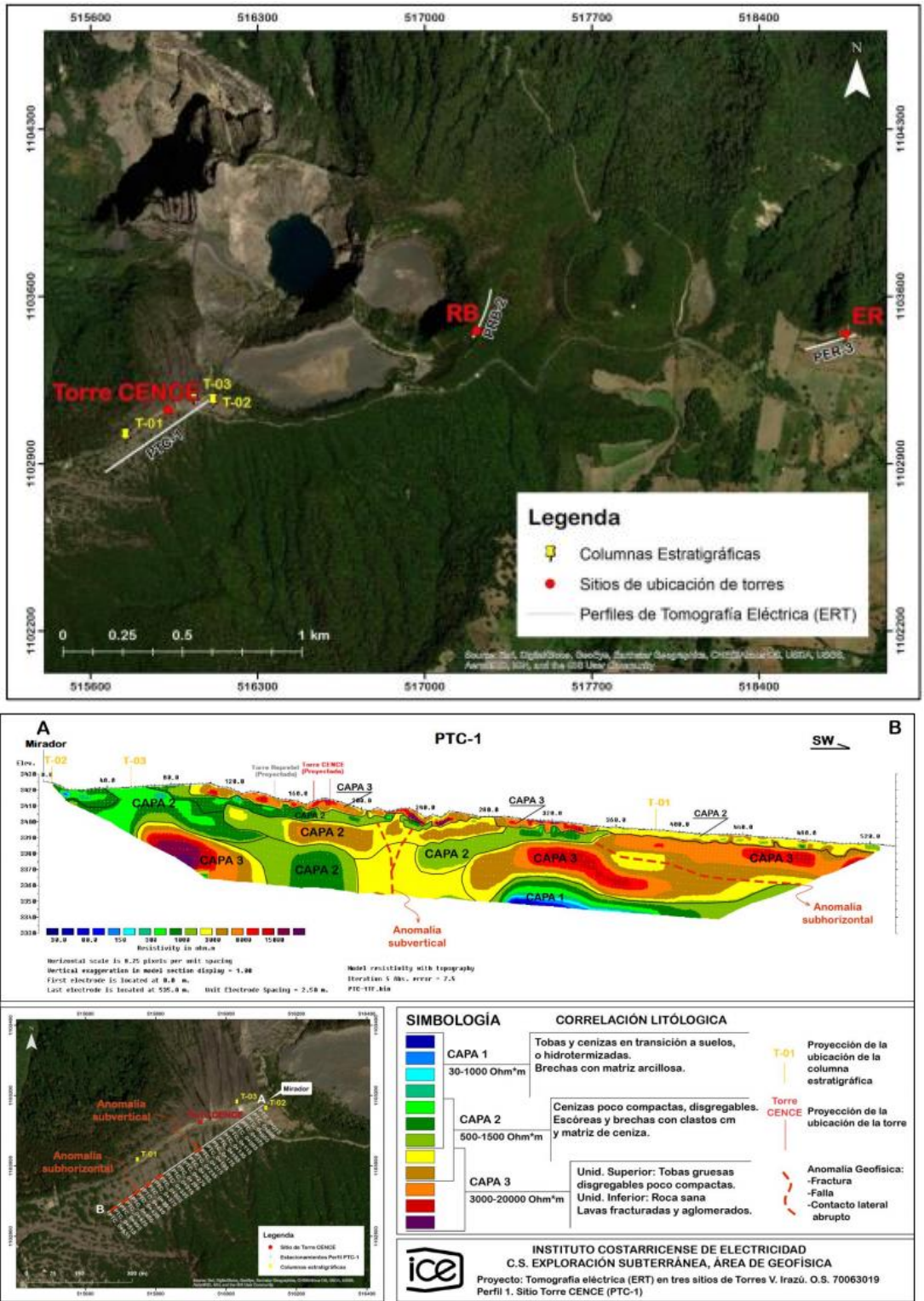


Fig. Arriba, ubicación de los perfiles de tomografía eléctrica y sus resultados en la parte inferior (Bonilla, 2020). Hacia B (SW) se observa como la capa 3 parece corresponder con el aglutinado de la unidad Birris.

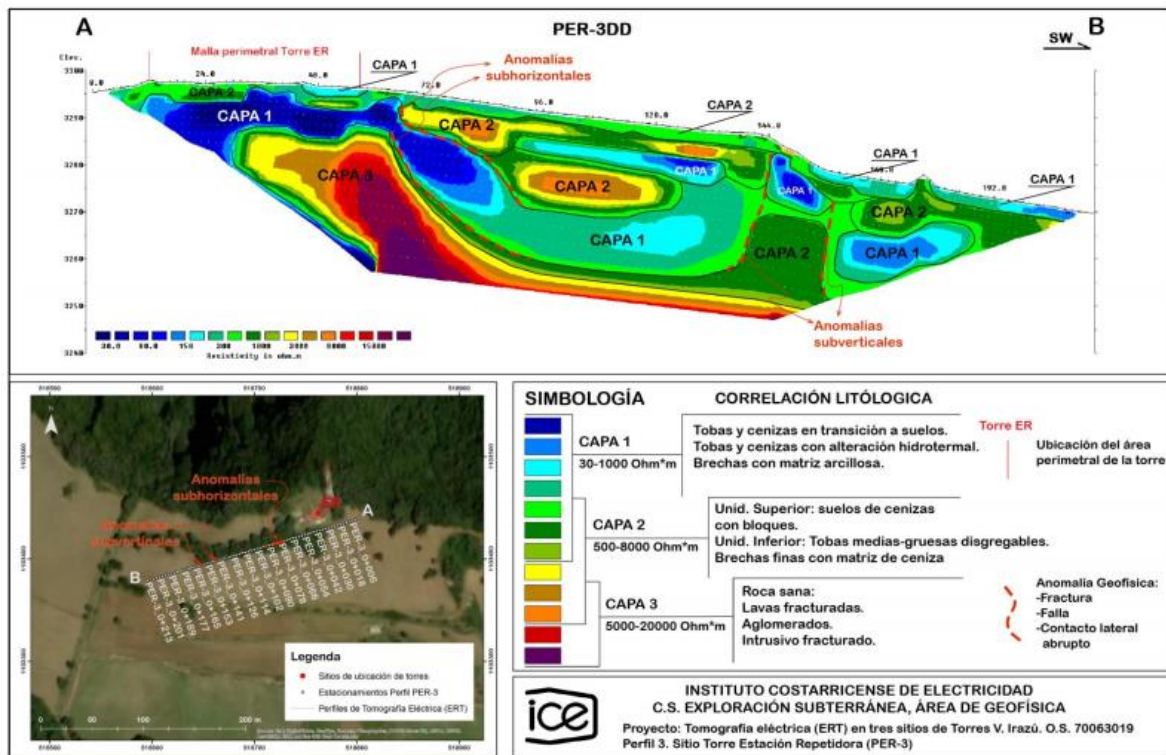
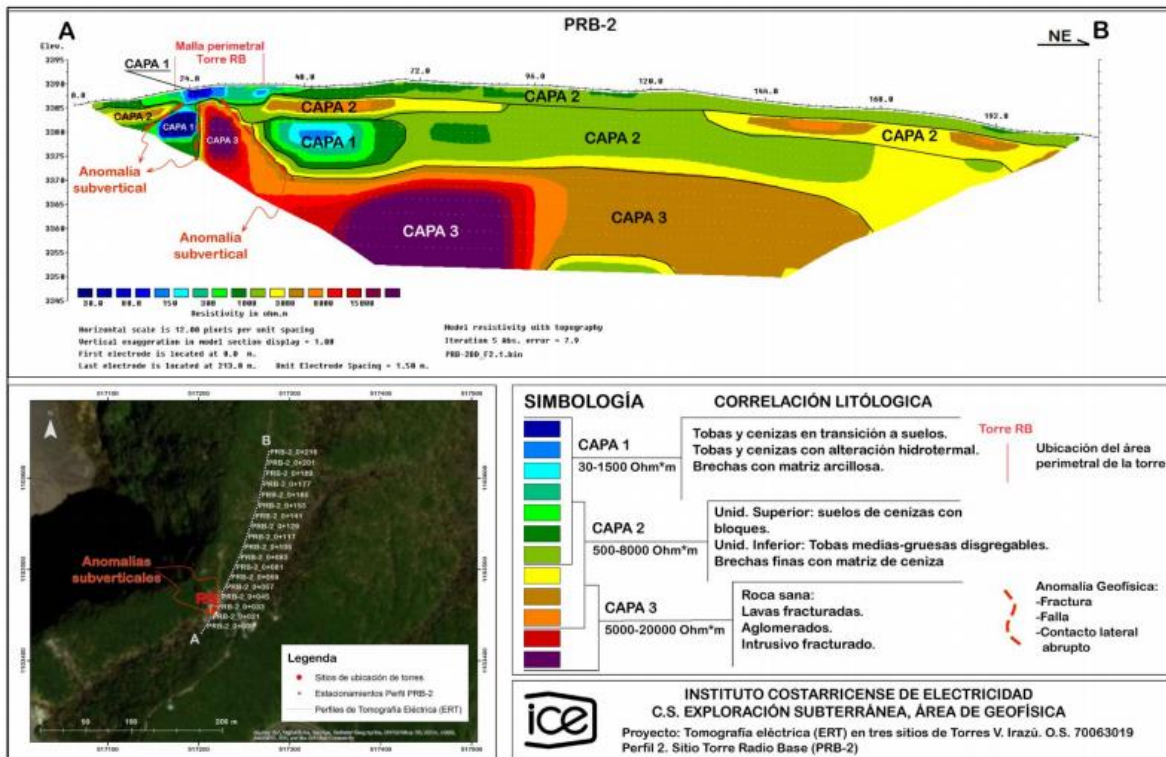


Fig. Perfiles de tomografía eléctrica y sus resultados en la parte inferior (Bonilla, 2020). Se observa como la capa 3 parece corresponder con el aglutinado de la unidad Birrís y más en profundidad con las coladas de lava de la unidad Sapper. Incluso se observa el buzamiento del cono de escorias cubierto por productos más recientes.

Avalanchas volcánicas

Alvarado (1987, 1993) había propuesto posibles avalanchas (megadeslizamientos o derrumbes gigantes) en el macizo del Irazú, particularmente hacia el sector norte (río Costa Rica) y el sector sur, donde cartografía un amplio abanico de lahares desde Llano Grande hasta Cartago y Tres Ríos, pero no aporta descripciones ni mapeo de detalle. Otros trabajos que mencionan y amplían sus características y descripciones son los de Alvarado et al. (2004, 2006), Hidalgo et al. (2004), Pavanelli et al. (2004), Floris et al. (2006), Alvarado et al. (2006) y Muller et al. (2020), que incluyen incluso avalanchas históricas bien documentadas.

Avalancha del Cabeza de Vaca (La Lavina del Valle Central):

Los denominados lahares del Valle Central, al parecer corresponden con avalanchas de escombros volcánico, posiblemente procedentes del Paleo-Irazú, específicamente del cerro Cabeza de Vaca, los cuales posiblemente se diluyeron por la incorporación de agua de fusión glacial (Hidalgo et al., 2004). Algunas pocas lomas preservadas tipo *hummocky* (morfología de montículos) en facies de bloques, se observaban hasta finales del siglo pasado contiguo a la Rotonda de Zapote y aún hoy en la intersección de la autopista San José-Escazú con la circumbalación de los Hatillos-Lomas de Ocloro (Alvarado et al., 2004).

“Avalancha” del río Birrís:

Pavanelli et al. (2003, 2004) y Floris et al. (2006) proponen la avalancha del río Birrís, que aflora en los alrededores de Pacayas, la cual se movilizó hasta 12 km desde su origen y el depósito está formado por bloques métricos con textura en rompecabezas, soportados en una matriz café meteorizada, aunque carece de mogotes o estructuras *hummocky*, lo cual aducen que es debido a una sobresaturación acuosa. Soto y Sjobörn (2015) la consideran sobreestimada en su extensión. En el presente trabajo se considera que, efectivamente, no solo se sobreestimó, sino que en su mayor parte o totalidad corresponde con coladas de lava en bloques con una superficie de meteorización variable (regolito, coluvios, lahares).

Este depósito aflora, según la literatura, a lo largo del río Birrís (incluyendo Pacayas, Capellades, Mesas), en el flanco SE del Irazú y está cubierto por la colada de Cervantes (unos 17 ka). El depósito se describe como constituido por bloques de lava de varios metros de diámetro con textura en rompecabezas, soportado en una matriz café, pero con ausencia de una morfología *hummocky*, por lo que se asumió que debió de estar saturado en agua (Pavanelli et al., 2003). En los recorridos por todo el sector mapeado como avalancha, se observó que en realidad corresponde con varias coladas de lava antiguas con una cobertura gruesa de suelos de cenizas antiguas, donde se observa muy bien en los afloramientos su estructura interna masiva y su superficie blocosa con meteorización variable. Los espacios intrabloques poseen un suelo café incorporado, lo que da la apariencia, en ciertos afloramientos, de corresponder con una brecha con matriz. Sin embargo, los bloques son monolitológicos a escala de afloramiento y carecen de estructuras de deformación interna, estructura en mosaico, ausencia de colores varicoloreados en la matriz y componentes, así como morfología *hummocky*, más allá de la morfología irregular propia de una colada de lava

antigua. Por lo anterior, aunque se le menciona acá por estar citada en la literatura, no se le incorpora en el mapa geológico de la hoja Istarú.

Avalancha de Agostura:

Tal y como se verá con mayor detalle geomorfológico, en el flanco austral del edificio volcánico del Turrialba, en parte compartido con el Irazú, se reconoce la caldera de avalancha de Coliblanco, asociada en la literatura con el depósito de la avalancha de escombros volcánico, que se depositó y extendió hasta el valle del Turrialba (hasta Angostura a unos 18 km). Aunque el depósito de la avalancha se asocia del Turrialba (Alvarado et al., 2004), la geoforma de la caldera de avalancha afecta tanto al Neo-Turrialba como al Paleo-Turrialba, representado por la Unidad Finca Liebres (Ruiz et al., 2010). Sin embargo, la Unidad Finca Liebres comparte la base con el Neo-Irazú, por lo que el volcán destruido finca Liebres fue también atribuido como parte del macizo del Irazú (Alvarado et al., 1986; Alvarado, 2000). Se conoce al depósito de la avalancha como la brecha Angostura, con una edad de 17 ka (Alvarado et al., 2004).

El depósito está constituido por cantos rodados (4-5 %), predominantemente de lavas y raramente areniscas, así como fragmentos angulares (20-30 %) de andesitas afaníticas hasta porfíricas, y unas pocas calizas fosilíferas (<1 %), en una matriz (65-75 %) café rojizo a gris de cenizas y barros volcánicos. Los pocos megabloques de calizas con fósiles de algas, corales y macroforaminíferos (del Paleógeno) se presentan intensamente fracturados, fallados y con bordes deformados o con inclusiones plásticas de la matriz. Los clastos de lavas hasta de 1.5 m de diámetro, son normalmente de andesitas, pero hay basaltos y dacitas con anfíbol.

Los grandes bloques o megabloques de varios metros de diámetro, son principalmente de lavas relativamente sanas e intensamente diaclasadas, o bien, se presentan meteorizadas o con alteración hidrotermal, algunos con fallamiento interno intraclasto. Se visualizan paquetes completos de depósitos aluviales y coluviales con indicios de haber tenido un movimiento giratorio durante el transporte. Estos paquetes (bloques de sedimentos aluviales) está constituidos por cantos rodados en contacto puntual de lavas andesíticas de diversos tipos texturales, algunos cantos de cornubianitas y areniscas y quizás rocas hipoabisales, junto a niveles de arenas, limos y guijarros (Alvarado et al., 2004).

Avalancha de Tierra Blanca:

Un depósito blocoso de unos 4 m de espesor aflorante está encerrado entre dos niveles espesos de cenizas; el inferior de más de 1.5 m (no se observa la base) y el superior de unos 5 m de espesor. El depósito consiste en bloques con un diámetro máximo de unos 50 cm, por lo general entre 5 y 25 cm (~20 %) en una matriz de limos y arena. Los bloques son de lavas sanas, algunas meteorizadas, incluso con meteorización esperoidal, así como bloques hidrotermalizados blancos a rojizos. En algunos sectores hay concentración de arcillas hidrotermalizadas mezcladas con bloques monolitológicos (*blocky facies?*) angulares con un diámetro máximo de 1 m, pero por lo general de 1 a 25 cm. El suelo infrayacente se dató con radiocarbono y aportó una edad de $11\,780 \pm 40$ a. P., la cual una vez calibrada $11\,810$ - $11\,630$ a. C., es decir, redondeado hace 11 700 a. C. (Cuadro).

Avalancha del Reventado:

En el flanco sur del Irazú, desde los poblados de Llano Grande y Tierra Blanca hasta la ciudad de Cartago, aflora un depósito masivo de bloques de lava mal seleccionados (35 km^2), no estratificados y con contacto por matriz hasta puntual, con bloques con diferentes grados de meteorización y alteración hidrotermal, en una matriz guijarros-arenosa, color anaranjado con hasta café con un 5.8 % de la fracción tamaño arcilla, por lo que se le considera un depósito cohesivo (Pavanelli et al., 2003; Alvarado et al., 2004). Se le reconoció como un depósito de un posible deslizamiento por Alvarado (1989), asociado quizás a una avalancha de escombros volcánica (Alvarado, 2000), el cual fue llamado avalancha del Reventado (Pavanelli et al., 2003, 2004), o avalancha de Prusia-Tierra Blanca (Alvarado et al., 2004), para diferenciarla de los lahares del Reventado-Taras. Su espesor es variable, aunque se dice que es de al menos 70 m, según Pavanelli et al. (2003), aunque aclara que podría exceder los 100 m. Sin duda alcanza los 45 m de espesor a 2 km al norte de Ochomogo, donde se determinan al menos dos eventos (pozo perforado IS-470, 543710E-210580N; Soto y Sjöbohm, 2015). En algunos sectores puede estar cubierto por una capa de ceniza de espesor métrico, mientras que otro aflora directamente; puede mostrar *levees* y lomas aisladas. Su volumen es de $1\text{-}2 \text{ km}^3$ con un H/L de 0.12. El depósito fue datado por Pavanelli et al. (2004) con radiocarbono en 5930 ± 100 años, edad que una vez calibrada es de 6750 ± 110 años a.P. (Fig. xx y uu).

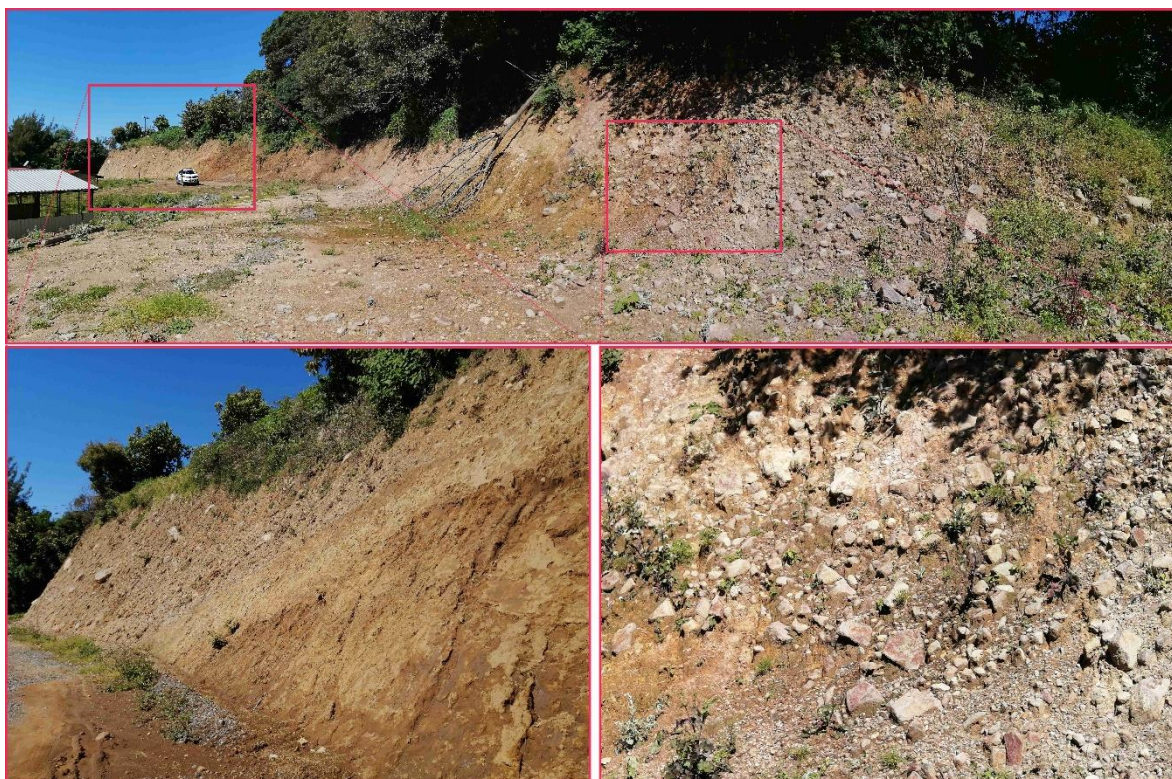


Fig. Depósito de avalancha de escombros separado por capas de tobas con paleosuelos y varios depósitos de flujos de escombros volcánicos (lahares?) hacia su tope (afloramiento en el poblado de Tierra Blanca, 9.912892, -83.892783).

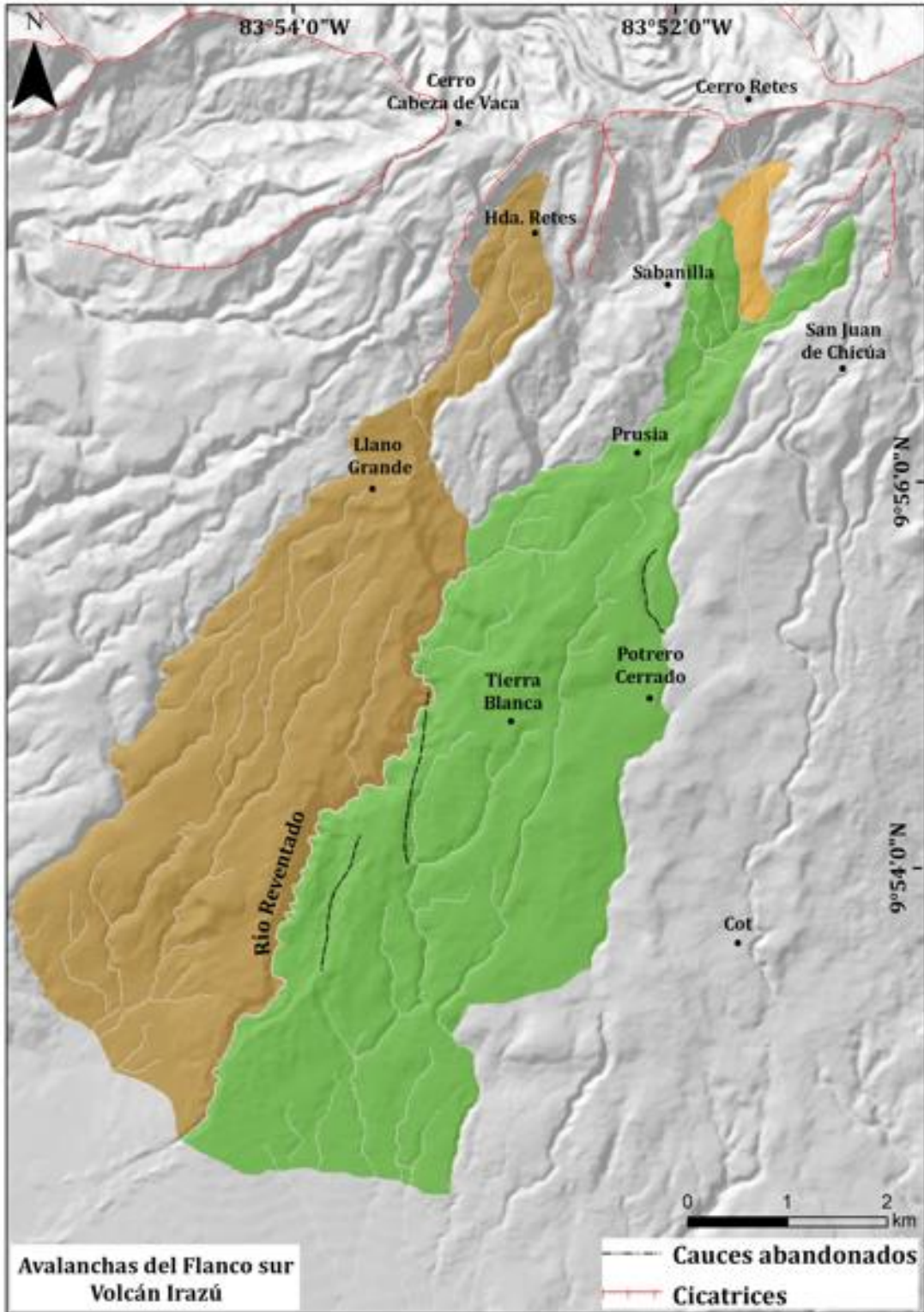


Fig. Avalanchas principales reconocidas en el campo y con morfología en el flanco S del Irazú. La de Llano Grande, la de Tierra Blanca y otras pequeñas en Prusia más recientes.

Avalancha de escombros volcánica del Río Costa Rica:

La avalancha del Río Costa Rica es un depósito de avalancha de escombros volcánica con típica morfología de *hummocky* (morfología de montículos) ubicado en el piedemonte del sector caribe del volcán Irazú, entre los ríos Corinto y Costa Rica (ruta 32), específicamente entre las poblaciones de Flores (La Unión) y Rancho Redondo de Guápiles (Fig. x). Fue mencionado primeramente por Alvarado (1987, 1993) y Alvarado et al. (2004), quien comenta que su extensión cubre al menos 5 km². El depósito, mal seleccionado y sin estructura interna, está constituido por bloques angulares métricos de lava expuestos en la superficie, englobados en una matriz de fragmentos de lava y limos, color café, que contiene bloques decimétricos de lava, subangulares a redondeados, con diferentes grados de meteorización y alteración hidrotermal, así como bloques de paleosuelos café a violáceos, con deformación plástica. Superficialmente, posee el desarrollo de un suelo reciente de unos pocos decímetros.

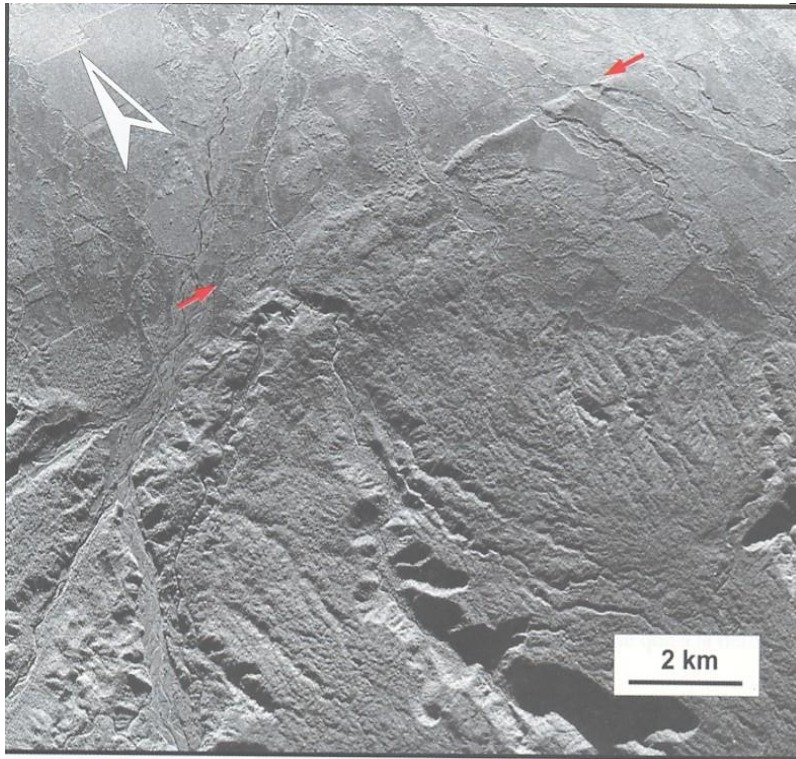
La reexaminación con detalle de la geomorfología de la región establece que la fuente del despegue u origen fue en el escarpe de falla Guápiles y no el volcán Irazú, aspecto que ya había intrigado a los investigadores previos, dado que, no se observaban depósitos evidentes entre las partes altas del volcán y la ruta 32. La extensión del depósito del río Costa Rica desde el escarpe de falla al parecer es de tan solo 1-2 km (Fig. xx).

Otro deslizamiento con similar morfología, pero ausencia de bloques se encuentra por el río Corinto, pero no se ha estudiado.

Nieuwenhuys et al. (2000) realizaron una datación de una lava en dicho sector que dio una edad de 0.4 Ma (Cuadro). Por su ubicación, posiblemente dataron un gran fragmento de lava antiguo contenido en un mesobloque de lava fracturada que afloraba en un tajo en la margen izquierda del río Costa Rica, hoy abandonado, en el cual se observaba una estructura de *blocky facies*, claramente asociado con la avalancha, es decir, que el deslizamiento incorporó fragmentos de lava del Paleo-Irazú (Alvarado y Gans, 2012).



Fig. Arriba, el paisaje con la morfología de lomas y depresiones tipo *hummocky* en el depósito de avalancha cosísmico del río Costa Rica. En el medio, la toma de la muestra para radiocarbono (Av82020); mientras que, en la parte inferior, la toma de muestras directamente en la ruta 32 (Av 12020 a la izquierda y Av 52020 a la derecha). Se observa la estructura interna del depósito de bloques de lava y de paleosuelos con diferentes grados de meteorización y de desarrollo, respectivamente, en una matriz limosa con guijarros de lava.



Las flechas señalan un segmento de la falla-pliegue de Guápiles.
 Imagen radar CCRS AIRBONE SAR, 24-04-1992. Fuente IGN.

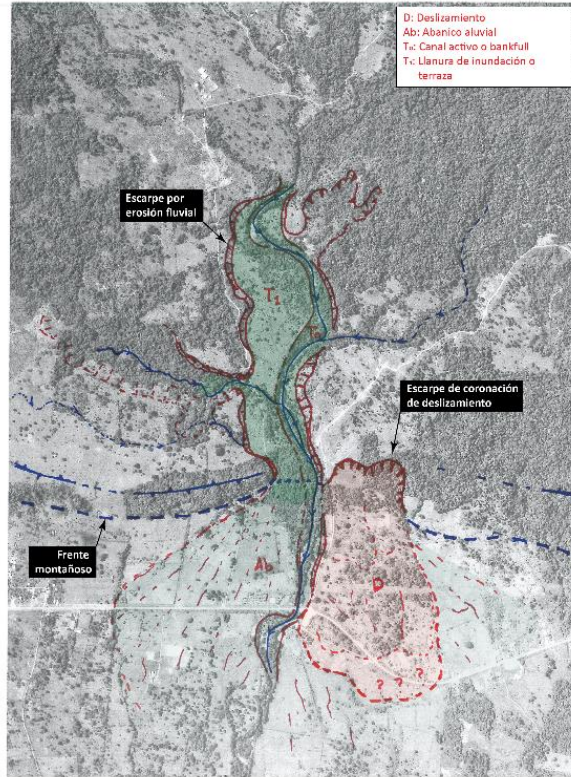


Fig. Escarpe de la falla Guápiles y las cicatrices de los megadeslizamientos y sus depósitos.

Tres muestras de suelos café con cierto contenido orgánico fueron tomadas de cortes artificiales realizados en la ruta 32 (dos de ellas separadas unos 20 m) y otra en unas terrazas artificiales para establecer infraestructura. Estos clastos de paleosuelos estaban englobados y mezclados dentro de la avalancha junto con los fragmentos de lava, dentro de la matriz, para determinar su posible edad (Cuadro xx, Fig.).

Cuadro . Dataciones de radiocarbono de la avalancha del río Costa Rica.

Muestra	Descripción	Edad ¹⁴ C (años a. P.)	Rango edad calibrada	Ubicación	Referencia
Av 12020 (Beta-554911)	Paleosuelo café rojizo dentro de la avalancha	1240 ± 30	cal. A. D. 684-780 61.2 % cal. A. D. 787-876 34.2 %	10.21294860 / -83.86086743, Ruta 32, río Costa Rica	(en prep.)
Av 52020 (Beta-562183)	Paleosuelo café rojizo dentro de la avalancha	2580 ± 30	cal. a. C. 814-750 86.8% cal. a. C. 616-590 4.0 %	10.21294860 / -83.86086743, Ruta 32, río Costa Rica	(en prep.)
Av82020 (Beta-562185)	Paleosuelo, a nivel local con nivel freático de bloques gris a amarillento	2720 ± 30	cal. a. C. 918-811 95.4 % cal. a. C. 896-833 62.2 %	10.21294860 / -83.86086743, Terrazas artificiales	(en prep.)

Se concluye que:

a) aunque las fechas son diferentes, un grupo abarca un rango de 918-750 a.C. y la otra de 684-780 d. C..

b) Sorpresivamente, no son rangos extremos dado que, se puede decir que el depósito es más joven que 2 ka y el fechamiento del evento entonces estaría regida por la edad mínima datada, es decir, de unos 700 d. C.

c) La variación de edades no muy extrema (1698 años de rango: 918 a. C. al 780 d. C.), en realidad nos habla que el megadeslizamiento abarcó suelos no muy antiguos y, por lo tanto, es más factible pensar en una fuente proximal, más que un megadeslizamiento que provenga desde la cumbre del Irazú, dado que, si su procedencia fuese muy lejana, habría arrastrado suelos de muchas edades. Ello, aunado a las evidencias geomorfológicas y trabajo de campo, apoya un deslizamiento disparado por un terremoto en la falla Guápiles.

d) esta edad tan joven soporta el hecho que los *hummocks* poseen una morfología tan bien preservada y poco erosionada.

Avalanchas históricas relevantes:

Avalancha del 8 de diciembre de 1841: T. F. Meagher, visitó en 1858 el cráter del Irazú y erróneamente expresó que se derramó lava hacia el N en 1841, pero Peraldo y Mora (2008) interpretaron que se trató de un deslizamiento asociado con el terremoto de 1841: “la ola de lava se había lanzado sobre un precipicio de 2000 pies [600 m] y se derramó en la intrincada montaña situada al norte” (Meagher, 1859-1860).

Avalancha del 8 de diciembre de 1994: El 8 de diciembre en la noche hubo un par de deslizamientos de grandes dimensiones en el área fumarólica del flanco alto NNW del volcán, que ocasionaron vibraciones en el terreno y la emisión de fragmentos finos (polvo) durante su transporte, que fue barrido por los vientos hacia el Valle Central Occidental, hasta unos 30 km al WSW. Los deslizamientos afectaron la cabecera del río Sucio y provocaron lahares que se encauzaron por ese valle. La actividad fue interpretada como producto de una explosión freática, pero una reinterpretación de la información induce a pensar que se trató más bien de un mero megadeslizamiento, aunque no se llega a excluir la posibilidad de una descompresión freática antes o durante el deslizamiento (Alvarado et al., 2013; Fallas et al., 2018). Ya Alvarado (1987, 1993) había caracterizado esta zona como de potencial alto para la generación de deslizamientos, justo donde los estudios de detalle recientes muestran lo inestable que es la zona (Mora y Pirulli, 2017).

Avalancha del 17 de diciembre del 2014: Para el 17 de diciembre del 2014, los eventos sísmicos entre los eventos de baja frecuencia se empezaron a acortar aceleradamente hasta fusionarse en un temblor antes de producirse un megadeslizamiento el 17 de diciembre del 2014, que más tarde fue localizado en el flanco oeste. El deslizamiento se registró en casi toda la red sísmica del Valle Central y alrededores. Se calcula que millones de metros cúbicos se deslizaron al oeste de la cumbre del Irazú. La pérdida de este volumen, de las paredes del flanco NW del Irazú, contribuyó a la inestabilidad de ladera que se manifestó como un deslizamiento en el sector donde se ubican las torres de telecomunicaciones. El deslizamiento generó una ola de tierra y rocas de más de 50 m de altura en el primer kilómetro de recorrido (Fig. bb), con una superficie deslizada de unas 40 hectáreas (900 m x 600 m) para un volumen estimado de $28 \times 10^6 \text{ m}^3$ y un depósito con 80 m de espesor máximo, que afectó hasta 4 km de la fuente (Muller et al., 2015; Muller y Angarita, 2018).

Avalancha del 26 de agosto del 2020: Un nuevo colapso ocurrió el 26 de agosto del 2020 a las 4:02 a. m. con un volumen aproximado de 25 millones de metros cúbicos en la cuenca superior del río Sucio. El colapso dejó una corona con una cicatriz de unos 250 m de altura y una masa caótica de detritos volcánicos y de arbustos con bloques flotantes y pendientes laterales fuertes en el depósito. La información en tiempo real fue de vital importancia para comprender la geometría y sectores afectados mediante los vectores de movimiento y contar con la información en tiempo real de las aceleraciones. El método de velocidad inversa utilizado para pronosticar la ruptura fue exitoso para este evento. La grieta original del colapso (corona) se desplazó algunos metros atrás, lo que afectó y puso en estabilidad precaria varias torres de comunicación (Muller et al., 2020).

Cuadro **bb**: Megadeslizamientos históricos principales registrados en el Irazú.

Fecha	Lugar	Distancia (km)	Volumen (10 ⁶ m ³)	Referencia
1821	Flanco Caribe	?	?	Peraldo y Mora (2008)
30-12-1952	Flanco Caribe	Variables, pero de centenas de metros como máximo	Varios pequeños a moderados sin estudio	Montero y Alvarado (1995)
8-12-1994	Norte del cráter Principal	~2	13-29	Alvarado et al. (2013), Fallas et al. (2018)
17-12-2014	Norte de las Torres. Cuenca superior río Sucio	~4	~28	Muller et al. (2015); Pacheco et al. (2015); Muller y Angarita (2018).
26-8-2020	Norte de las Torres. Cuenca superior río Sucio	~4	~25	Muller et al. (2020)

3.2 GEOMORFOLOGÍA

El volcán Irazú (3427.2 m s. n. m.) es un escudo andesítico (pendientes entre 6° y 22°) complejo (700 km², 359 km³) con una docena de conos piroclásticos cuspidales y adventicios y varias calderas de avalancha, localizado al NE de la ciudad de Cartago. Este es el volcán más alto de Costa Rica, donde su altura con respecto a la ciudad de Cartago es de 2000 m, de unos 2200 m con respecto al Valle Central, pero de 3200 m con respecto a la llanura de San Carlos.

Los patrones de drenaje son predominantemente del tipo subdendrítico, subparalelo hasta angular en su flanco occidental (Vargas, 2001), patrón que se repite en todo el macizo del Irazú, aunque desde un punto de vista más macro, el patrón general es radial con valles consecuentes y subsecuentes a la pendiente regional. Un caso excepcional es un valle obsecuente que se presenta en una garganta de una quebrada sin nombre que nace en el flanco austral del cerro Alto Grande, o un patrón de drenaje algo contorsionado que presenta, a nivel local, en el río Tiribí por Corralillo, contiguo a Rancho Redondo.

El cañón del río Toro Amarillo (antiguamente llamado solamente Toro) sobresale por ser uno de los más profundos del país con 1100 m de profundidad con una de las tasas de erosión más elevadas del mundo (Galve et al., 2012), justamente el río que divide el macizo del volcán Turrialba con el Irazú (Fig. **ss y rr**). Otros menos espectaculares son los cañones de los ríos Sucio y Corinto con unos 500 m de profundidad. En la mayoría de estos ríos y quebradas hay cascadas y saltos, algunos de ellos espectaculares y de gran altura, varias en forma escalonada.

Bergoeing (1978, 1998), Alvarado (1989, 2021) y Soto y Sjöbohm (2015) realizan descripciones geomorfológicas generales de los rasgos más sobresalientes del macizo del Irazú. Pavanelli *et al.* (2004); Alvarado *et al.* (2004) e Hidalgo *et al.* (2004) se enfocan en las avalanchas volcánicas de escombros y los escarpes de avalancha, mientras que Alvarado *et al.* (2013), Mora y Pirulli (2017), Fallas *et al.* (2018) y Muller *et al.* (2020) se enfocan en casos recientes de megadeslizamientos. Elizondo *et al.* (2019) describe la evolución volcanotectónica de los cráteres del Irazú, al tiempo que Pérez-Umaña *et al.* (2020) resaltan algunos aspectos geomorfológicos y de patrimonio relevantes del PNVI.

Estudios geomorfológicos parciales son presentados por Vargas (2001) para el cantón de Coronado, por Sequeira-Arguedas (2021) para la cuenca alta del río Virilla, Alvarado y Vega (2013) para el campo de coladas de Cervantes, mientras que Zúniga y Ramírez (2015) mapean y subdividen varias unidades geomorfológicas y geológicas al SW de Capellades hasta Juan Viñas. Alvarado-Rojas *et al.* (2006) mapean geoformas en la parte baja del río Reventado, principalmente abanicos aluviales y laháricos.

A continuación, se desglosan y describen aspectos geomorfológicos, base para el estudio de amenaza volcánica.

3.2.1 Geoformas constructivas o primarias

Meseta de Paraíso

Donde se asienta la ciudad de Paraíso, corresponde con un sector plano-ondulado con una altitud entre 1400 y 1200 m y a unos 200 m sobre el río Reventazón, inclinado suavemente hacia SE. Fue catalogado como una llanura o meseta volcánica (Bergoeing, 2007). Dóndoli y Chávez (1968) y Sojo (2018) aflora un espeso suelo laterítico (en algunos sectores hasta de 15 m de espesor) producto de la alteración de coladas de lava antiguas.

Las mesas de Juan Viñas

En el flanco SE del Irazú, se presentan unas mesas o plataformas naturales, escalonadas (altitudes de 1290 m, 1040 m, 990 m), como una continuidad de la meseta de Paraíso, con áreas de entre un kilómetro y algunos pocos kilómetros cuadrados. Suelen tener una pendiente suave en superficie (inferior a 4°) pero más de 45° en sus límites escarpados con alturas de 100 a 300 m, cortadas por el cañón de la quebrada Honda y los cañones de los ríos Birrís y Reventazón. Litológicamente, están constituidas de coladas de lava con una superficie gruesa de coluvios y suelos rojos.

Bergoeing (1998) interpreta su origen como un relleno estructura de una colada de lava antigua, recubierta de depósitos fluviales y coluviales (tres niveles de terrazas), así como cenizas. En efecto, su origen se explica por corresponder con varias plataformas de lava antiguas, posiblemente parte de un escudo andesítico del Paleo-Irazú y Paleo-Turrialba, puesto que una colada de lava se dató en alrededor de 0.6 Ma (Alvarado *et al.*, 2006; Carr *et al.* (2007). Zúniga y Ramírez (2015) mapean y subdividen estas coladas en varias unidades geomorfológicas y geológicas, aunque desgraciadamente sus argumentos están poco desarrollados en el texto; sugieren una influencia tectónica para los escarpes.

Los planezes del norte del Irazú

El flanco norte del Irazú está caracterizado por restos de plataformas de lava con suave pendiente (predominantemente 4-6°), colgadas en altura por encajamiento progresivo de las redes hídricas contiguas (entre 200 hasta 1100 m) y por erosión progresiva regresiva, estos definen los llamados *planezes* descritos para el caso del Irazú y su estructura como regional como un volcán tipo escudo andesítico o en broquel (Alvarado, 1990).



Fig. Morfología de mesetas escalonadas presente en los cañales de Juan Viñas. En el primer plano al fondo una de las terrazas volcánicas mientras que a la izquierda otra más superior.

Unidad campo de coladas Chinchilla

En la cuesta y finca Chinchilla (altitud 1752 m), afloran unas coladas de lava, cubiertas parcialmente por lahares, avalanchas de escombros volcánicas y cenizas, que se extienden hasta por lo menos 1.5 km antes de Potrero Cerrado (2064 m). Se observan como forman lomas bien definidas en correspondencia con los frentes de coladas y lomas a acumulación, así como afloran en los cauces de varias quebradas (Chinchilla, Taliscú), o en la cuesta del Cristo. En la topografía se distinguen lomas alargadas inmediatamente al N y SW de Potrero Cerrado, en muy probable correspondencia con parte del campo de lavas cubierto parcialmente de suelos y detritos volcánicos. Morfocronológicamente, su edad fue determinada con una datación radiométrica en la cuesta Chinchilla en 176 ka (Alvarado y Gans, 2012).

Unidad de campos de cenizas recientes

La morfogénesis de esta unidad se debe a la acumulación de capas de cenizas a lo largo de varios miles de años y su transformación en suelos, donde el sistema de erosión de las aguas superficiales ha labrado parte de su forma.

Se presenta principalmente en el flanco occidental del volcán a partir de la cuota 1800-2000 m de altitud, con los poblados de Rancho Redondo y Las Nubes y, de ahí, hasta los poblados de San Ramón de Tres Ríos, Ipís y San Isidro de Coronado, incluyendo sus alrededores. Posee un patrón de drenaje subdendrítico con interfluvios y divisorias relativamente amplios y suavizadas o redondeadas, con pendientes generales entre 4 y 6°, claramente aquellas no dan directamente a los cauces de las quebradas o ríos. Los ríos principales Virilla, Durazno y Torres drenan estas vertientes, entre muchos otros menores.

También está presente en el flanco austral del Irazú, entre los poblados de San Rafael de Irazú y Pacayas, cubriendo a coladas de lava, con los ríos Birrís y Coliblanco, así como la la quebrada Pacayas ha incisionado fuertemente el paisaje.

Su espesor, morfocronología y grado de evolución edafológica varía en función de su ubicación geográfica y si están a favor de los vientos predominantes del Irazú (con sentido SW y WSW), como es el caso de los campos de cenizas de San Ramón de Tres Ríos, San Rafael, Las Nubes y Rancho Redondo, que son muy espesos y con un patrón textural particular, que generan una subunidad geomorfológica. El campo volcánico Pasquí-Los Quemados o el volcán Turrialba también debieron de aportar cenizas.

Mientras que los campos de cenizas pueden ser de algunos pocos metros de espesor (por lo general 0.2-4 m) y edades inferiores a 6.7 ka, por lo general últimos 4 ka en el sector de Llano Grande y Tierra Blanca. Los campos de ceniza de San Juan de Chicoá, Potrero Cerrado y parte de Tierra Blanca, posiblemente estuvieron afectados por las pasadas erupciones de ceniza de los conos y cráteres que dieron origen a campo de coladas de lava de Cervantes, por lo que sus edades deben de ser predominantemente del Pleistoceno Superior Tardío. En otros sectores sus espesores pueden superar varios metros hasta decenas de metros y edades claramente superiores a los 60 ka, con un mayor desarrollo edáfico en profundidad (en particular si no están alimentados por la caída de cenizas recientes), como es el caso de Cot, Pacayas y Capellades, con suelos rojizos, o San Rafael de Irazú y Esperanza son espesos suelos negros en superficie y más rojizos en profundidad.

Los conos y cráteres del Irazú

En la entrada al PNVI se presentan varios cráteres antiguos a ambos lados del camino de acceso y un cono piroclástico. El punto más alto del volcán está a 3427,2 m s. n. m. del Irazú, desde donde se pueden observar los dos cráteres, el Principal y el Diego de la Haya. Una extensa plataforma volcánica, de color gris por las cenizas, con un lago pequeño estacional (presente en función de las lluvias) y una elevada pared de lava representa los restos de un gran borde cratérico antiguo, o quizá una caldera de avalancha, llamada Playa Hermosa.

El cráter Principal (activo en el siglo XX) de forma casi circular con unos 750 m de diámetro (792 m en sentido N-S y 711 m E-W) y una profundidad de unos 270 m desde Playa Hermosa. Suele albergar un lago, cuya profundidad máxima fue de 31 m (febrero, 2001) con un diámetro máximo de 235 m, mientras que la temperatura de sus aguas varía entre 16 y 35 °C (con excepción si se encuentran cerca de fumarolas subacuáticas) y el pH varió entre 2,85 y 6,60 (Tassi et al., 2009; Ramírez et al., 2013). Los gases disueltos en el lago eran principalmente CO₂ (Tassi et al., 2009). En otras ocasiones, el lago cratérico puede desaparecer por completo. El color de su lago cratérico ha variado con el tiempo, desde rojo sanguíneo (1960-julio 1962), a blancuzco, verde turquesa o inclusive amarillento o verde mostaza, o bien se ha llegado a secar por completo (Ramírez et al., 2013).

Inmediatamente al E del cráter Principal, se encuentra el cráter inactivo denominado “Diego de la Haya Fernández” o simplemente “Diego de la Haya” con su altitud máxima a 3390 m, pero la altitud desde el mirador está a unos 3310 m. Su forma es oblonga con una profundidad máxima de 170 m, aunque su profundidad media es de 90 m y un fondo plano (*ca.* 3220 m s. n. m.), en donde se forma un lago pequeño estacional. Según observaciones de Karl Sapper, José Fidel Tristán, Anastasio Alfaro y Ricardo Fernández Peralta, este cráter pudo ser el foco de las erupciones de 1723, aunque el mismo Sapper aclara que tiene dudas al respecto (Sapper, 1925); por lo anterior, en 1924 se le bautizó con ese nombre. Sin embargo, estudios detallados concluyeron que más bien fue el cráter Principal el responsable de la erupción de 1723 (Alvarado, 1993; Alvarado y Schmincke, 2013).

Los cerros Sapper (*ca.* 3040 m s. n. m.) y Retes (3170 m s. n. m.) se han planteado como probables focos volcánicos antiguos (Bergoeing, 1978; Hudnut, 1983), sin embargo, parecen corresponder más bien con gradas y bloques inclinados (basculado), que forman parte de una serie de grandes deslizamientos (prehistóricos e históricos, activos y latentes), bloques que, en el caso de Retes, todavía no llegaron a derrumbarse en su totalidad. En la parte inclinada de la depresión con forma de semiherradura, se acumularon las cenizas de la última erupción del Irazú, lo cual le confiere aún más la forma de dos cráteres antiguos, uno de ellos, el de mayor tamaño fue donde se estrelló el 21 de junio de 1978 la avioneta Piper Aztec (matrícula TI AFE), donde perecieron sus dos ocupantes (Juan Carlos López de 18 años y su instructor Gilberto Núñez de 37 años).

A 4 km al NNE de Las Nubes de Coronado, se ubica una depresión semicircular, abierta al N, de unos 700 m de diámetro y una profundidad de 80-140 m. Se denomina Bajo La Rosa. Su forma provoca tentadoramente a catalogarla como un cráter volcánico, pero su relieve bien conservado (edad no muy antigua) y su excentricidad con respecto a los cráteres activos y conos recientes del Irazú, localizados a unos 12 km al ESE, inducen a replantearse su origen, de si esta depresión ser más bien el producto de un deslizamiento más, común en dicho flanco del volcán.

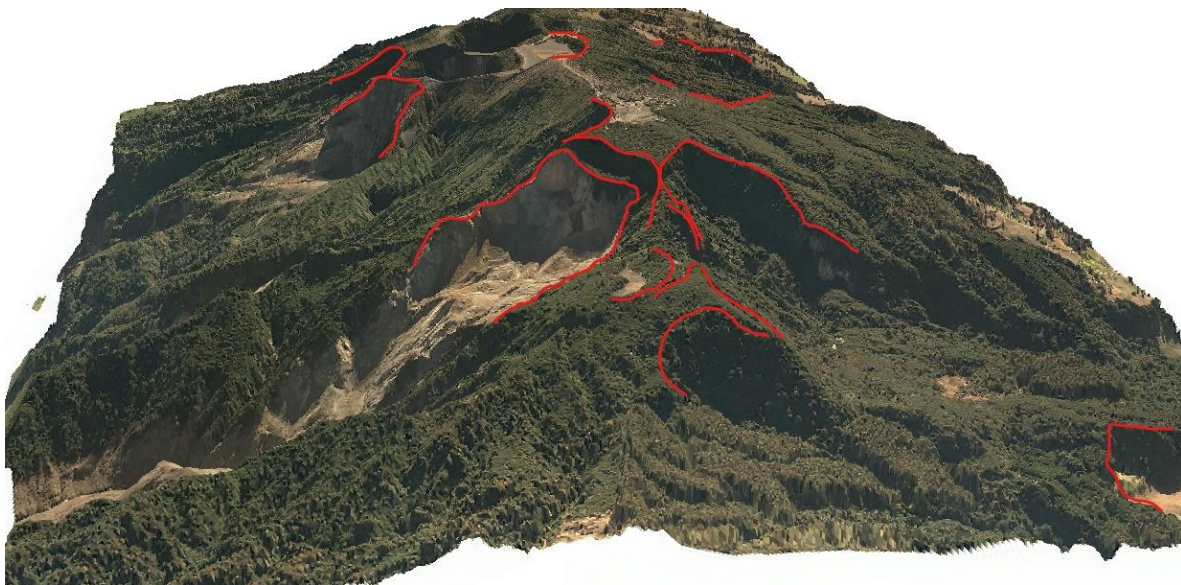


Fig. Depresiones originadas por megadeslizamientos prehistóricos e históricos. Se observa la depresión Retes (detalle arriba y señalado abajo), un bloque aún sin colapsar, similar a la porción de terreno que colapso en el 2020 en el sector de las Torres. Imagen tridimensional fotogramétrica del flanco occidental del Irazú (abajo), según aerotriangulación (ortofotomosaico) realizada el 2 de junio del 2015, aportada por Aerodiva y CNE.

En el flanco sur del Irazú se presentan varios focos eruptivos satelitales (secundarios o parásitos). Sapper (1925) comenta de una hilera de 3 cráteres cerca de la hacienda La Pastora (que todavía existe; no confundir con la Pastora por el Turrialba), donde el superior se ubica a una altitud de 2800 m y tiene unos 200 m de diámetro y 75 m de profundidad, donde su parte más baja es al SE. Por su altitud debe de corresponder con lo que hoy se conoce como el cráter El Perol-Los Quemados. Agrega que al SE hay otro volcancito parásito con cráter pequeño y casi al S se levanta el volcancito de Frantzius con cráter de poca profundidad. Estos quizás correspondan con los cráteres La Olla y con Bajo Valverde (o Méndez), respectivamente, aunque no se ubican al SE sino al SW. Agrega que aislado se hubica en volcancito Basqué, que corresponde con el Pasquí. Schaufelberger (1931) reproduce lo dicho por Sapper, pero escribe correctamente el nombre del Pasquí.

Algunos estudios se han realizado en dichos conos, de los cuales sobresalen Hudnut (1983), Thomas (1983), Alvarado (1993), Alvarado y Vega (2013) y Duarte y Villalobos (2018), Argüello et al. (2019) y Elizondo et al. (2019).

Uno de ellos es el cerro Noche Buena (3214 m s. n. m.), mientras que otros están localizados contiguo a la cuesta los Quemados. El cono Quemados o Perol (nombres no oficiales) posee una altitud de 2818 m con un cráter. Le siguen dos posibles conos más al S con alturas de 2760 y 2700 m s. n. m. (conos Doussan o Doussaint), aunado a los cráteres simétricos, a nivel local conocidos como “las Cazuelas” (2586 y 2520 m s. n. m.) (Fig. **bb**).

El cono de escorias Pasquí (2548 m s. n. m.) posee un cráter con forma de herradura abierta hacia el S (cono desportillado; Fig. **x**). Más al sur, se tiene el cráter elongado o compuesto (~2080-2060 m s. n. m.), que culmina al N con el cráter circular de Santa Rosa (~2060 m s. n. m.).

El cerro Guardián (*ca.* 3060 m s. n. m.), fue propuesto como un posible cono en trabajos anteriores (Sáenz, 1971; Thomas, 1983, Alvarado, 1993), pero una reevaluación permite deducir que más bien podría tratarse de una geoforma originada por una falla, no tanto con un cono volcánico (Alvarado y Vega, 2013), ello fundamentado en que en una perforación del ICE no se encontraron escorias en dicho cono, sino solo cenizas finas.

Dos cráteres pequeños (muy similares a las Cazuelas, previamente mencionadas), no descritos en la literatura, se encuentran a unos 700-750 m al SE de la hacienda Montes de Oca, los cuales fueron descubiertos por el Sr. José Sánchez R. Informalmente se denominan Bajo Los Valverde (2016 m s.n.m.; 09°54.747’N, 83°51.119’W) y Los Charcalillos (2140 m s.n.m.; 09°54.806’N, 83°51.132’W).

Paniagua et al. (1993) interpreta una serie de cerritos como posibles conos relictos y domos, tales como algunos ubicados en las vecindades de Llano Grande, por Retes, además entre Cervantes y Pacayas, así como por San Rafael de Irazú y Buenavista. La mayoría de estos cerros son conspicuos, dado que, sobresalen del terreno circundante, pero no parecen corresnder con focos eruptivos, sino con promontorios en correspondencia con megabloques por avalanchas de escombros volcánica o estructuras erosionadas por la conuinación de la tectónica y los deslizamientos, entre otros orígenes.



Fig. : Campo de cráteres y conos del sistema fisural Dussan-Quemados-Pasquí, incluyendo los cráteres Las Cazuelas-Santa Rosa. a) Cono Pasquí, b) Cráter elongado Santa Rosa, c) Cazuela, d) Cráter circular de Santa Rosa, e) Cazuela, f) Dussan.

El campo de coladas de Cervantes

Cuando se transita por los poblados de Cervantes, Boquerón, El Yas y Platanillal, entre muchos otros, se observa una gran cantidad de bloques de lava oscura e irregular en la superficie, que representan la última efusión lávica del volcán Irazú, el cual es fácilmente discernible del terreno circundante (Fig. xx). Se le denomina colada de Cervantes, localizada en la falda S del Irazú y fue detenida en su recorrido hacia el SE por las estribaciones del cerro Congo. Tuvo su origen en dos sectores: uno a 1,5 km al NW del cerro Pasquí (Olson y Sáenz, 1965; Thomas 1983) y el otro en el cerro Pasquí (Thomas, 1983); se han denominado campos de coladas de lava W y E, respectivamente.

Este campo de lavas está constituido por dos campos de lavas que presentan una composición diferente (Fig. x). El campo de coladas occidental (10.85 km^2 , $\sim 0.18 \text{ km}^3$) es de composición basáltica y basáltica andesítica y es más viejo ($\sim 57\,000$ años). El campo de coladas oriental (28.14 km^2 , $\sim 1.14 \text{ km}^3$) es de composición basáltica andesita y es más joven ($\sim 16\,840$ años a. P.).

Dichas emisiones forman un amplio abanico de lavas que ofrece una peculiar topografía, en donde se imbrican superficies de modelado caótico, compuestas por bloques heterométricos angulosos e irregulares, resultado de la fragmentación de la costra enfriada por el propio movimiento de la colada. Entre las distintas morfologías superficiales se tienen los canales y muros de lava, así como una topografía irregular. La estructura interna de la colada está compuesta por varias unidades de lavas masivas e intercalaciones de autobrechas (con presencia de bolas de lava).

El campo de coladas oriental fue originado a partir de fisuras ubicadas en sitios de baja altitud. Su espesor y extensión, además de la presencia de *levées*, son características que permiten relacionarlo con períodos de mayor efusión o descarga. Únicamente el campo oriental tiene zonas de no depositación de lava (llamadas *kipukas* en Hawái), a modo de “islas de vida” debido a que la colada no se depositó en dicho sector. Presenta, además, una serie de depresiones de variadas dimensiones y un patrón sinuoso, resultado de un antiguo valle fluvial (Alvarado y Vega, 2013). El campo oriental está compuesto por coladas de lava de tipo escoriácea y coladas en bloques con un espesor inferior a 20 m, con excepción del río Reventazón, en donde la colada posee una potencia de aproximadamente 150 m y crea a su vez el paleolago Cachí. Esto último puede observarse muy bien en el sitio de la presa de Cachí, en donde se observan prismas de lava sobre el lecho de los sedimentos del antiguo lago.

El campo occidental, en cambio, presenta coladas de lava con una composición más básica (mayor fluidez), pequeñas dimensiones, tanto en espesor como extensión, resultado de tasas de efusión bajas, pendientes altas o el cese de efusión de la lava. localizados contiguo a la cuesta los Quemados.

Se realizó una datación del suelo de cenizas distales formado al contacto con las escorias superiores cono de escorias Pasquí (2548 m s. n. m.), que aporta una edad de 8180 ± 30 a. P., cuya edad calibrada proporcionada dos probabilidades: 9147-9017 a. P. (66.3 %

de probabilidad) o 9270-9171 a. P. (16.3 % probabilidad); es decir, la datación del Pasquí se realizó aporta una edad mínima del cono, cercana a su última fase eruptiva.

Puesto que la edad reportada de la colada de Cervantes en su parte distal es de ~16 840 años a. P. (Cuadro x), se tiene que la diferencia de la edad más antigua del Pasquí (9270 años a. P.) con la de Cervantes sería de 7570 años, es decir, Pasquí es unos 7 ka más joven que Cervantes. Sin embargo, se debe de recordar que la edad de radiocarbono de la colada oriental de Cervantes fue establecida con base en troncos contenidos en depósitos fluviolacustres bajo la colada y no directamente quemados por ella, es decir, una edad máxima, aunque desgraciadamente no se cuenta con más información. De ser ello cierto, la edad de Cervantes en dicho sector sería ligeramente más joven, aunque no se puede establecer qué tan joven,

En tal caso, se puede suponer que el Pasquí (~ 10 ka) fue el último cono en crecer sobre la fisura con rumbo N26°W (Alvarado y Vega, 2013), que dio origen al campo de lavas Oriental y que el campo de lavas de Cervantes es el producto de varios focos activos, tal y como lo había propuesto Hutnut (1983) y reafirmado por Alvarado y Vega (2013).

La mayoría de los canales de lava (canales de escurrimiento) fueron confundidos con la morfología producto del colapso de tubos de lava. No obstante, sí se logró demostrar la existencia de un túnel de lava natural (tubo de lava), el cual se localiza al NE de la localidad de Oratorio de Oreamuno. Su entrada corresponde con una depresión con forma rectangular de unos 100 m², debido al colapso del techo del túnel (denominados “jameos” en Las Islas Canarias). La entrada a ambos lados de la depresión posee una altura aproximada de 1,5 m y una longitud de algunos metros, en parte rellena por el colapso de bloques y por basura depositada por los locales (Fig. mm). A causa de ello, se acumuló gas metano, por lo que dos lugareños murieron al internarse con una vela, para alumbrarse, en una de las bocas del túnel natural, lo que disparó una explosión (Alvarado y Vega, 2013). La colada occidental se originó en una fuente múltiple, compuesta por varios focos.

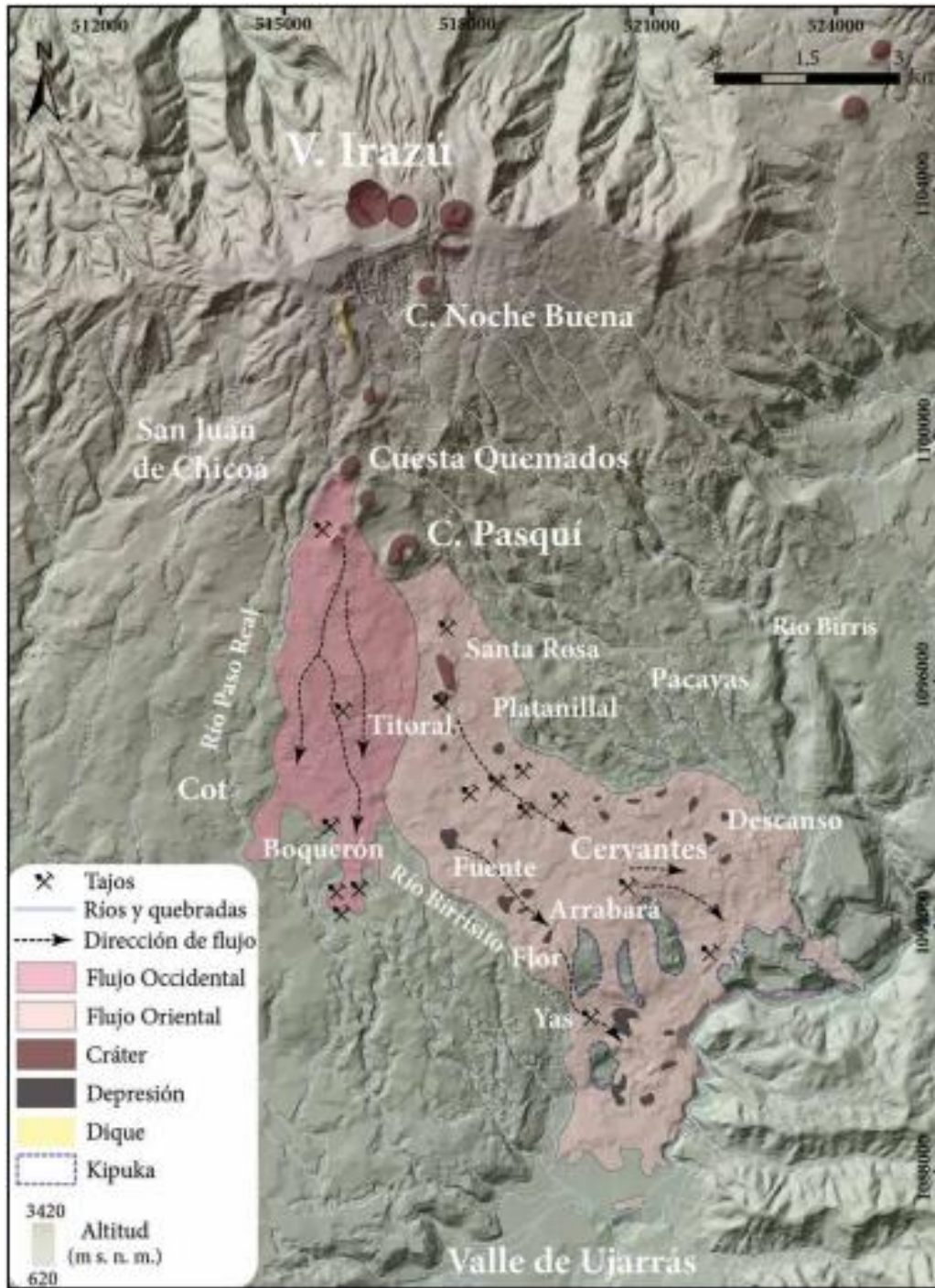


Fig. Campo de coladas de Cervantes (Occidental y Oriental), así como los conos y cráteres del Irazú (basado en Alvarado y Vega, 2013).



Fig. **cc** Ejemplo de la estructura blocosa de la colada de Cervantes que fluyó hace 17 000 años (arriba) y entrada a cueva de lava dentro de la colada por Oratorio (abajo).

3.2.2 Geofomas destructivas

Unidad de laderas escarpadas

Conforma principalmente el flanco Caribe del Irazú y las partes altas de macizo volcánico en su sector occidental con un relieve maduro. Los cerros Pico de Piedra, Cabeza de Vaca, Retes y los flancos del Sapper forman parte de esta geofoma. Se caracteriza por laderas de fuerte pendiente, superiores de los 30°, hasta alcanzar en varios sectores acantilados volcánicos verticales. Las divisorias son angostas, a veces a forma de lomos de burro. El patrón de drenaje es subparalelo a dendrítico, a veces controlado por directrices estructurales; incluso se observan flatirones con flancos inclinados al SW, en las nacientes de la quebrada Golondrina y el río Blanco (buzamientos?, fallamiento). Las rocas son principalmente volcánicas (coladas de lava, rocas piroclásticas y epivolcaniclásticas). Sin embargo, muchos sectores no solo poseen un grado avanzado de meteorización sino diferentes grados de alteración hidrotermal, por lo que las vuelve muy susceptibles a erosión intensa y deslizamientos de diversos tamaños, muy frecuentes en épocas de lluvias o asociados con terremotos. Algunos de ellos son de dimensiones considerables de decenas de millones de metros cúbicos. Por eso, la presencia de numerosos anfiteatros producto de grandes deslizamientos, tales como el de Prusia (o anfiteatro del Reventado), el del cerro Pico de Piedra, Finca Liebres y otros dos históricos al norte de la cima del Irazú y sector de las Torres.

Anfiteatros por colapso y abanicos de avalanchas asociados

Múltiples anfiteatros, a modo de cráteres o calderas desportillados o en herradura, se presentan en el Irazú, asociados a megadeslizamientos en tiempos prehistóricos e históricos, los cuales fueron someramente mencionados (Alvarado, 1987, 1989; Bergoeing, 1989) y de forma posterior descritos con cierto grado de detalle por varios investigadores (Alvarado et al., 2004, 2013; Hidalgo et al., 2004; Pavanelli et al., 2004; Mora y Pirulli, 2017).

En el presente trabajo se va a denominar caldera de avalancha (Leyrit, 2000), también llamada depresión de avalancha (Szakács y Seghedi, 2000), al anfiteatro de un colapso sectorial en un volcán con bordes escarpados y limitado por fallas de deslizamiento laterales, que originó un depósito de avalancha de escombros volcánica. El término avalancha de escombros volcánica o simplemente o avalancha volcánica, como una traducción del término en inglés, *volcanic debris avalanche*, es de amplio uso y aceptación dentro de la comunidad científica vulcanológica hispanoparlante (García-Cacho, 2010; Murcia et al., 2013).

Anfiteatro Pico de Piedra

El cerro Pico de Piedra, por su parte, si parece haber sido un estratovolcán, actualmente extinto. Allí se reconoce la depresión en herradura, abierta hacia el NW (2.4 km de largo por 1.5 km de ancho), al parecer una cicatriz antigua de un gran deslizamiento volcánico (anfiteatro volcánico de avalancha), que cubrió de escombros gran parte del piso volcánico del Valle Central. Del mismo modo, el cerro Cabeza de Vaca (2960 m s. n. m.), otro antiguo estratovolcán extinto del Irazú presenta dos anfiteatros grandes (calderas de avalancha). Uno de ellos ubicado en el flanco N, orientada su abertura hacia el NW, con una

longitud de 3.4 km y ancho máximo de 2 km; mientras que el otro se ubica en la ladera W y se orienta hacia el WSW, con una longitud de 4 km y un ancho máximo de 2.5 km (Bergoeing, 1989; Hidalgo et al., 2004). Las imágenes de relieve, por su lado, dejan entrever grandes cicatrices en el flanco S del Irazú, abiertas hacia el S y SW, que igualmente parecer corresponder con grandes y pequeños deslizamientos volcánicos, aunque no se excluye que la herradura semicircular, más al NW, sea una caldera volcánica asociada con productos explosivos pumíticos.

Anfiteatro de Prusia

Otra supuesta área cratérica, antiguamente denominado cráter del Reventado se localiza en Prusia a unos 2 km al SW del cráter Principal del Irazú. Esta depresión es la fuente de origen del depósito que aflora en el flanco sur del Irazú, desde los poblados de Llano Grande y Tierra Blanca hasta la ciudad de Cartago, descrito como una avalancha de escombros volcánica, que en algunos sectores puede estar cubierto por una capa de ceniza de espesor métrico, mientras que otro aflora. Puede mostrar levas y lomas aisladas dentro de un patrón de drenaje subdendrítico. Los ríos Taras, Reventado y Toyogres son los más sobresalientes. Las divisorias de aguas suelen ser anchas y suavizadas y la pendiente general del depósito original varía entre 5 y 8° (cuotas entre los 2300 y los 500 m), aunque claramente cerca de los cauces sus paredes poseen pendientes mayores debido a la de erosión.

En las imágenes digitales, se logran reconocer en realidad varios eventos de avalanchas, procedentes de varias cicatrices de deslizamiento, lo que indica que no se trató de un solo evento sino de varios distanciados en el tiempo.

El fondo de la depresión estuvo a nivel local ocupada por el lago del Derrumbe, del Derrumbo, de los Derrumbaderos, del Reventado, del Socorro o del Deju (Fig. x), de la cual se tienen referencias concretas por lo menos desde 1847 hasta 1928 (Meagher, 1859-1860; Oersted, 1863; Pittier, 1889; Tristán, 1911; Mata, 1930). Oersted estimó que este lago tenía un diámetro de unos 30 m, rodeado de robles, al tiempo que Pittier lo ubicaba a una altura de 2230 m s. n. m. (Pittier, 1889), quizás localizado al N del poblado actual de Ortiga.

En 1928, el profesor Rubén Torres (Mata, 1930) describía el lago pequeño como: *Relativamente pequeña, y con agua escasa, por no decir pantano insignificante...*

Schaufelberger (1931) considera al Reventado como un cráter parásito que estuvo en actividad en 1911.

El Reventado, que nace en una de las peñas volcánicas de El Derrumbe y constituye su desagüe natural. Se desconoce el año de la desaparición del lago del Derrumbe y si se debió a una causa natural, como el relleno de sedimentos arrastrados por las lluvias, a una estación seca muy prolongada, o bien, si fue secado de modo artificial. En tal caso, el pequeño lago no figura en los mapas del Instituto Geográfico Nacional basado en fotografías aéreas de 1956-1957. En 1949 tan solo se dice (Dondoli y Torres, 1949) que: *en la parte más plana es donde están colocados los terrenos que se inundan y que se conocen con el nombre de 'Laguna del Derrumbe.*

Por lo anterior, el pequeño lago con sus aguas pantanosas debió de desaparecer en algún momento entre 1928 y 1955. Este supuesto cráter es más bien una semidepresión en forma de herradura o cabecera de valle en anfiteatro, de paredes escarpadas e inestables, formadas por agentes erosivos y gravitatorios, tales como varios grandes deslizamientos de dimensiones colosales, que producen avalanchas de escombros volcánica (*volcanic debris avalanche*) y deslizamientos menores (Alvarado et al., 2004). Ya varios científicos pensaban que la pared austral de esta depresión se había abierto a raíz de un gran deslizamiento y originó un valle abierto (Oersted, 1863; Sapper, 1901). Dado lo anterior, se le podría catalogar como una caldera de avalancha, producto de un colapso sectorial de una parte del volcán.

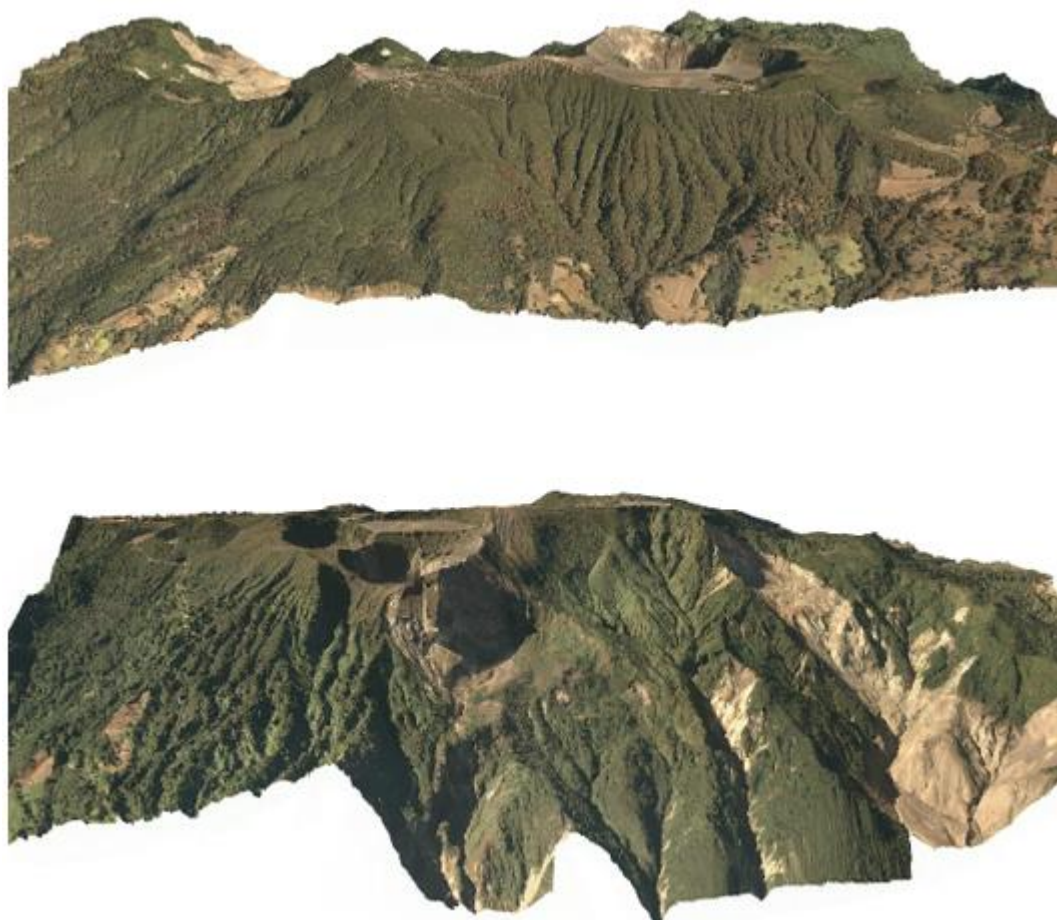


Fig. vv: Imagen tridimensional fotogramétrica del flanco sur del Irazú (arriba) y norte (abajo), según aerotriangulación (ortofotomosaico) realizada el 2 de junio del 2015, aportada por Aerodiva y CNE. Se observa cómo la morfología caribeña es más accidentada debido a las persistentes lluvias orográficas y a la inestabilidad inherente del terreno hidrotermalizado.



Fig. **xx**. Único dibujo que existe del pequeño lago del Derrumbe, representado por Oersted a mediados del siglo XIX (Oersted, 1863). Abajo, fotografía del lugar pantanoso donde se presume que se ubicaba dicha laguna. Al fondo se visualizan los farallones del Irazú, en su flanco S, en correspondencia con el cerro Cabeza de Vaca (izquierda), Retes (centro) y Sapper (derecha), donde actualmente están buena parte de las torres.

Anfiteatro de Coliblanco

En el flanco austral del edificio volcánico del Turrialba, en parte compartido con el Irazú, se reconoce un gran anfiteatro con forma de herradura irregular de 5 km de largo por 2.5 km de ancho, desportillado hacia el SE, el cual posee escarpes prominentes de más de 300 m de altura, desde donde los ríos que lo cortan, el Coliblanco, Playas y Turrialba, forman cascadas. Su piso es plano-ondulado, irregular, con algunas terrazas y depósitos palustres. Es en este sector plano-ondulado en que Bergoeing (1998) lo interpreta como un antiguo lago volcánico. El río Turrialba capta todas las aguas en un patrón subdrenático (a modo de una pata de gallo) de los ríos y quebradas tributarias que descienden por el anfiteatro, para formar después de la explanada, un cañón fluvial hasta de unos 300 m de profundidad.

El anfiteatro fue interpretado como una caldera de avalancha o de colapso sectorial denominado Coliblanco y el depósito de la avalancha de escombros volcánica, que se depositó y extendió hasta el valle del Turrialba (hasta Angostura a unos 18 km), se conoce como la brecha Angostura, con una edad de 17 ka (Alvarado et al., 2004). Bergoeing (2009, p. 18 y 22) también lo interpreta como una caldera, pero con dimensiones variables según el dibujo en la figura correspondiente en el mismo trabajo, donde incluso extiende la caldera hasta las ciudades de Juan Viñas y Turrialba, aspecto no compartido en el presente trabajo.



Fig. : Escarpe de la caldera de avalancha de Coliblanco cubierto de bosque; al pie la hacienda Coliblanco. La morfología plano-ondulada corresponde con antiguos pantanos y lagos pequeños de represamiento y de mala escorrentía superficial, al quedar una topografía irregular posterior al megadeslizamiento.

Anfiteatros menores recientes del río Sucio

Varios colapsos más recientes e incluso han ocurrido en tiempo histórico, los cuales han dejado cicatrices de deslizamiento en el flanco Caribe del Irazú, tanto al norte del cráter Principal como al norte de las Torres. Estas cicatrices o coronas de deslizamientos fueron someramente mencionados (Alvarado, 1987, 1989; Bergoeing, 1989) y de forma posterior descritos con cierto grado de detalle por varios investigadores (Hutnud, 1983; Alvarado et al., 2004, 2013; Pavanelli et al., 2004; Mora y Pirulli, 2017; Fallas et al., 2018) e incluso, más recientemente, monitoreados mediante GPS y visitas al campo con detalle (Muller et al., 2020).

Abanicos laháricos y aluviales

En el piedemonte austral del Irazú se logran reconocer varios abanicos laháricos de sedimentos volcánicos (depósitos de avalanchas volcánicas, lahares y sedimentos aluviales y palustres), tanto antiguos como recientes, principalmente relacionados con los ríos Reventado y Toyogres.

El río Reventado en su trayecto medio no solo disecciona las rocas volcánicas antiguas del Irazú (principalmente coladas de lava, lahares antiguos; ICE, 1965; Floris et al. 2005), sino los depósitos de las avalanchas de escombros volcánicas Holocenas. Se logran reconocer varios cauces abandonados o decapitados, cuya fuente de alimentación fue cortada al profundizar el Reventado más en su cauce. Dos de ellos sobresalen paralelos a la calle Bolanos, que sube desde Sabanilla hasta Tierra Blanca; uno de los cauces abandonados confluye al río Seco, mientras que el otro al Toyogres.

El abanico lahárico del valle del Guarco está presente donde se asienta la antigua capital, Cartago centro y los suburbios (Taras hasta Tejar), rodeado de depósitos fluviales fino y palustres. En el Instituto Tecnológico de Costa Rica y alrededores, aflora un promontio de algunas decenas de metros de altura, constituido por bloques de lava en una matriz limo-arenosa. Al parecer corresponde con un bloque levantado por la falla Aguacaliente.

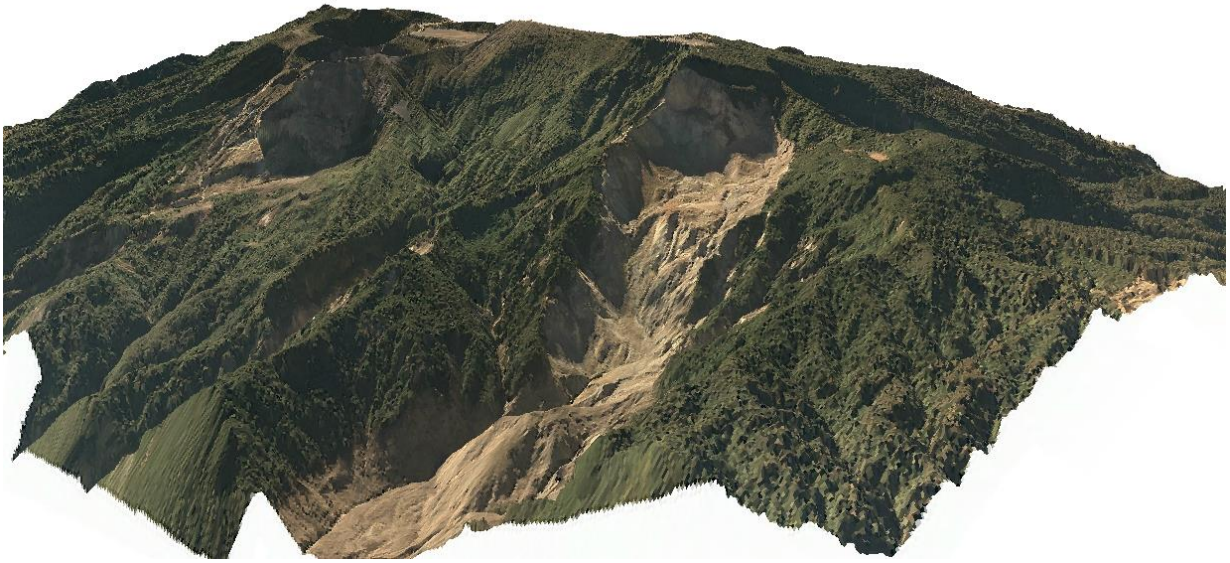


Fig. vv: Arriba, dos de las cicatrices de avalanchas volcánicas más recientes; la de la derecha es de 1994, mientras que la de la izquierda del 2014. Abajo, el escarpe del deslizamiento prehistórico de Prusia o “cráter” del Reventado. Imagen tridimensional fotogramétrica según aerotriangulación (ortofotomosaico) realizada el 2 de junio del 2015, aportada por Aerodiva y CNE.

3.3 TEFROCRONOESTRATIGRAFÍA

El trabajo principal que aporta datos tefrocronoestratigráficos en la parte media del Irazú es la tesis de Clark (1993) y su subsecuente publicación (Clark et al., 2006). Alvarado (1993) y su publicación Alvarado et al. (2006) aporta una estratigrafía en los cráteres, pero no provee dataciones de radiocarbono. Clark et al. (2006) estudió las tefras del Irazú de los últimos 2600 años en los alrededores del volcán, principalmente en el área periférica del cráter Principal y en secciones orientadas hacia el WSW hacia la ciudad de San José. Más allá de los 7 km la correlación entre unidades de tefra se dificulta. Mediante el método de datación de ^{14}C dichos autores determinaron la edad de algunas erupciones prehistóricas relevantes del Irazú, tales como las de los años 640 a. C., 429 d. C., 686 d. C., 794 d. C., 1112 d. C. y 1561 d. C., o sea 1561 A. D. (Clark, 1993; Clark et al., 2006).

El presente trabajo trató de revisar la mayoría de las secciones estratigráficas de Clark (op cit), aquellas que se pudiera tener acceso o que se localizaron o, en su defecto, se realizaron secciones estratigráficas cercanas cuando no se logró encontrar la localidad precisa, ya sea por ser propiedad privada, o por estar completamente cubierta de vegetación de arbustos o porque las coordenadas aportadas y la estratigrafía no coincidían. También se realizaron nuevos cortes estratigráficos para llenar vacíos en la investigación. Se debe recordar que las ubicaciones de las columnas de Clark fueron realizadas cuando los GPS no estaban disponibles a los investigadores y público en general.

Los niveles explosivos del Holoceno del Irazú están constituidos predominantemente por capas de cenizas, capas de lapilli, niveles de bloques (juveniles y no juveniles) y de bombas, con sus equivalentes litificados (tobas, tobas de lapilli, aglomerados y aglutinados). La selección granulométrica suele ser buena en las capas de caída y oleadas piroclásticas, a mala en los aglomerados, aglutinados y brechas explosivas proximales. La gradación puede ser normal, inversa, no gradados o sus combinaciones. Las capas de lapilli acrecionales son poco frecuentes. Los espesores pueden varias desde un centímetro hasta varias decenas de metros en la parte proximal.

Los estratos de tefras estudiados suelen tener una morfología tabular, aunque los hay cuneiformes, sigmoidales y lenticulares (principalmente concavoconvexo y planocóncavo). Se pueden presentar masivos, estratificados y laminados, incluyendo la estratificación inclinada o cruzada. La superficie basal y superior puede ser bien definida (neta) o transicional. La bioturbación no es infrecuente y las estructuras de remobilización (erosión, *slumps*, deslizamientos) pueden estar presentes a nivel local. Las estructuras de grietas de desecación pueden observarse en las cercanías al cráter Principal.

Las relaciones entre los estratos analizados son principalmente de tres tipos: a) *conformidad*, cuando no existió erosión ni ningún hiato significativo, es decir, existe concordancia y continuidad; b) *discordancia erosiva local* o *disconformidad*, donde existe una superficie irregular de carácter erosivo y c) *discordancia progresiva*, cuando las discordancias se van presentando de modo paulatino en el tiempo y espacio, ya sea en la parte próximal o distal.

Cerca de la cima, por lo general en un radio de 4 km, particularmente hacia el sector del cerro Retes y Prusia, las discordancias erosivas locales y los hiatos en la sedimentación piroclástica suelen ser frecuentes, ya sea por las fuertes pendientes que favorecen la erosión, por efecto de sombra o sombrilla presentan las laderas escarpadas, por la direccionalidad de la mayoría de los eventos o los continuos deslizamientos que modifican y cubren la estratigrafía.

Los suelos recientes (superficiales) pueden variar entre <10 cm hasta >6 m de espesor en función del flanco del volcán, particularmente el flanco SW, S y SE. Su desarrollo edafológico puede variar desde tefras muy sanas a aquellas con cierto grado de meteorización, donde se reconoce aún su origen (cenizas y lapilli meteorizados), hasta suelos cafés con un mejor desarrollo edáfico, o bien, suelos oscuros con diferente contenido de materia orgánica. Justo de algunos de los paleosuelos fue de donde se recolectaron muestras para dataciones de radiocarbono, algunos de ellos con rico contenido orgánico (incluso trozos de materia carbonizada), mientras que otros sin contenido evidente de materia orgánica, resultado algunos de ellos estériles para una edad, mientras que otros sí dieron resultados convincentes.

Young et al. (1998) interpreta que los suelos con fragmentos de materia carbonizada, líticos dispersos y remanentes de escorias en una matriz de ceniza, deben de corresponder con depósitos de corrientes de densidad piroclástica concentrada (CDPc o flujos piroclásticos), con espesores entre 10 y 50 cm de espesor, gran parte de ellos datados por Clark (1993) y Clark et al. (2006). Sin embargo, en los cortes naturales y artificiales en los alrededores de los cráteres y cono La Laguna, no se observan CDP concentradas de gran volumen y extensión. Lo que más llega a predominar con CDP diluidas (CDPd u oleadas piroclásticas), muchas de ellas con poco potencial de carbonizar vegetación a la distancia, tal y como se discutirá más adelante. Además, se debe de recordar que muchas veces se generan incendios por causa natural u antrópica (p. ej., quemas de tierras por parte de los amerindios precolombinos).

Un total de una decena de dataciones de radiocarbono nuevas fueron incorporadas en la presente investigación (Campos et al., en prep.), aunado a cuatro dataciones de radiocarbono de la avalancha de escombros volcánica del Río Costa Rica. Las secciones y los valiosos levantamientos y datos de Clark fueron revisados y enmarcados a la luz de los nuevos resultados tefrocronoestratigráficos, realizándose varios cambios en las interpretaciones.

Las dataciones pretendieron tres fines:

- a) dar énfasis al último milenio y, en particular, a unos eventos grandes de escorias y aglutinados, para tener una mejor precisión de la recurrencia eruptiva reciente,
- b) afinar un poco la posible edad de algunos conos satelitales y
- c) establecer la diacronicidad de los eventos de avalanchas de escombros volcánicas.

El cuadro **ss** sintetiza los datos correspondientes a las dataciones de radiocarbono, mientras que el cuadro **xx** trata de sintetizar la estratigrafía de los últimos 3 ka.

Es un hecho conocido por aquellos geólogos que han trabajado la tefroestratigrafía que no resulta fácil la correlación de las capas explosivas cuando no se dispone de capas guías o son pocas; adicional a que los afloramientos son limitados, ya sea por estar distanciados o por la cobertura vegetal y el intemperismo con desarrollo de suelos, hecho particularmente frecuente en los trópicos. Si a ello se le agregan las discordancias locales, lo cual genera que el registro sedimentario sea incompleto, en particular si se tiene en cuenta que los depósitos explosivos pueden estar condicionados por la dirección del viento al momento de la erupción y por la topografía, aspecto que no solo genera depositación a modo de lóbulos superpuestos parcialmente, sino grandes variaciones de facies laterales y verticales; todo ello agrega dificultades en la correlación. Además, las capas volcánicas no se extienden indefinidamente, sino que tienen un límite espacial y lateralmente acaban en acañamientos, interdigitación o cambios en sus aspectos texturales supra mencionados, incluso en cortas distancias.

A continuación, se presenta una descripción y cuadro estratigráfico simplificado de las unidades explosivas principales de más antiguas a más jóvenes en los últimos miles de años.

Cuadro cc: Información de las muestras con dataciones de radiocarbono del volcán Irazú por orden creciente de edad, no necesariamente estratigráfico. A. P.: antes del presente, donde el presente es el año 1950 de nuestra era; a. C.: *antes de Cristo*; d. C.: *después de Cristo* o similar A. D.: *Anno Domini*.

Sección y número de muestra	Edad convencional a. P.	Edad calibrada a. P.	Latitud/Longitud	Lambert	Detalle sitio/ubicación	Referencia
91-01-10	315±20	389 ± 67/40 (456-349)	9°57'58"N 83°52'28"W	550.104 216.652	Sector Prusia, ~440 m al SW de cerro Retes, sendero El Roble	Clark et al. (2006)
C. La Laguna	330±30	470-310	9.982399°N 83.834951°W		Flanco W, por el camino a San Gerardo.	Campos et al. (en prep.)
91-44-09	920±60	838± 97/114 (935-724)	9°58'18"N 83°52'28"W	550.103 217.267	Cima de cerro Retes	Clark et al. (2006)
91-67-05	1230±70	1156±132/106 (1288-1050)	9°59'14"N 83°50'30"W	553.695 218.993	~1.3 km al N cono Piroclástico, por el camino, desde el entronque con Ruta 219	Clark et al. (2006)
Entrada PNVI	1300±30	1290-1176	9.977374°N 83.843705°W		A unos 100 m del nuevo puesto de cobro camino al cráter	Campos et al. (en prep.)
91-01-05	1325±35	1264 ±38/42 (1272-1222)	9°57'58"N 83°52'28"W	550.104 216.652	Sector Prusia, ~440 m al SW de cerro Retes, sendero El Roble	Clark et al. (2006)
Cabeza de Vaca 3 (587331)	1440±30	1374-1296	9.968748°N 83.899041°W		Corte de camino finca Cabeza de Vaca	Campos et al. (en prep.)
Cabeza de Vaca 2 (587330)	1610±30	1537-1408	9.968748°N 83.899041°W		Corte de camino finca Cabeza de Vaca	Campos et al. (en prep.)
Cabeza de Vaca 1 (586931)	1620±30	1544-1408	9.968748°N 83.899041°W		Corte de camino finca Cabeza de Vaca	Campos et al. (en prep.)
91-54-02	1600±180	1521± 406/349 (1927-1172)	9°57'29"N 83°53'51"W	547.577 215.758	Límite SW del P. N. V. Irazú, cerca de calle Retes	Clark et al. (2006)
T-109-7	2010 ± 60	1950± 19/179 (1969-1871)		553.900 221.150	350 m E Lechería San Gerardo	Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006)
91-32-01	2530±170	2590± 408/300 (2998-2290)	9°57'00"N 83°51'40"W	551.569 214.872	Ruta 219, 400 m NE San Juan de Chicoá	Clark et al. (2006)
	5330±100	6750±110	9.923771°N 83.900996°W		Camino, según	Pavanelli et al. (2004)
C. Pasquí Inf. (587332)	8180±30	9147-9017	9.930502°N 83.844324°W		Contiguo e la cima del Pasquí, corte del camino, flanco norte, suelo sobre las escorias	Campos et al. (en prep.)
Avalancha T.B. (587333)	11 780 ±40	13 759-13 579	9.913077°N 83.892653°W		Corte en Tierra Blanca, suelo sobre la avalancha inferior	Campos et al. (en prep.)
W-1348	13 800±300	15 670-17 480		~557.850 202.850	Sitio de presa Cachí, río Reventazón (lacustre bajo la colada de lava)	Meyer Rubin (com. escrita, en Murata et al., 1966)
-	14 260±160	16 500-17 710		~557.850 202.850		ICE (inédito, en Sáenz et al., 1985)

Cuadro ss: Cronotefroestratigrafía eruptiva holocena del Irazú. PS: Paleosuelo; número: unidad estratigráfica preliminar según Clark *et al.* (2006) con modificaciones y agregados en el presente trabajo. A. P.: antes del presente, donde el presente es el año 1950 de nuestra era; a. C.: *antes de Cristo*; d. C.: *después de Cristo*.

Unidad	Descripción	Edad ¹⁴ C convencional (años a.P.)	Edad escogida	VEI (Índice de explosividad volcánica)
Capa A4	Depósitos freatomagmáticos y estrombolianos andesíticos estratificados (caída y CDPd)		1963-1965	III
Dis				
Capa A3	Depósitos freatomagmáticos estratificados (caída y CDPd)		1939-1940	II
Dis				
Capa A2	Depósitos freatomagmáticos (caída, balística y CDPd)		1917-1921	II
Dis/PS				
Capa A1	Depósitos freatomagmáticos y estrombolianos andesíticos estratificados (caída y CDPd)		1723-1724	III
Dis-PS				
Capa B2	Depósitos freatomagmáticos y magmáticos (aglutinado Torres?)	-	~1561	
Dis-PS	Paleosuelo con carbón	315±20	1494-1601	
Capa B1	Escorias estrombolianas		~1500	
PS	Paleosuelo	330±20	1480-1640 d. C.	
Capa C	Capa de lapilli con ceniza al tope con gradación normal (aglutinado Torres?)		~1120 d. C.	
PS	Café	920±60	1015-1226 d. C.	
Capa D2	Ceniza fina a muy fina, ondulada a paralelo, a masivo, con capas rosadas. Hacia el tope lapilli con arcilla roja, pobremente seleccionada		~850 d. C.	
PS	Café con madera y cerámica precolombina	1230±70	662-900 d. C.	
Capa D1	Capa de ceniza gris suelta y lapilli fino alterado sobreyacido por capas de ceniza fina		~700 d. C.	
PS	Paleosuelo con carbón	1325±35	678-728 d. C.	
PS	Café con materia orgánica	1300±30	660-774 d. C.	
PS	Paleosuelo	1440±30	576-654 d. C.	
Capa E5	Ceniza grano fino a medio, interestratificada (laminada) con capitas anaranjadas	-	~550 d. C.	
PS	Café con niveles hidrotermalizados	1610±30	406-542 d. C.	
Capa E4	Ceniza gris masiva		~520 d. C.	
PS	Café a gris con fragmentos de carbón			
Capa E3	Ceniza gris masiva		~500 d. C.	
PS	Orgánico			
Capa E2	Ceniza masiva gris y lapilli blancuzco		~470 d. C.	
PS	Suelo café			
Capa E1	Ceniza gris oscuro		~450 d. C.	
PS	Paleosuelo	1610±30	406-542 d. C.	
PS	Paleosuelo con carbón	1600±180	23-778 d. C.	
Capa F	Ceniza muy fina, hacia la base anaranjada, ondulada, lenticular		~400 d. C.	
PS	Café a marrón			
Capa G	Capa masiva de ceniza y lapilli fino		~350 d. C.	
PS	Café, a veces rico en arcilla			
Capa H	Ceniza fina bioturbada		~300 d. C.	
PS	Café a marrón con pómez alteradas, a veces carbón			
Capa I	Ceniza gris, a veces con lapilli acrecional y pómez dispersas		~250 d. C.	
PS	Café a marrón rico en cenizas			
Capa J	Capa de ceniza muy fina a gruesa con niveles lenticulares		~200 d. C.	

PS	Café con carbón			
Capa K	Capa de ceniza muy fina anaranjada basal y con laminaciones (1 cm grosor) sobreyacida de una capa discontinua		~150 d. C	
PS	Fragmento de carbón sobre la capa El Retiro (Unidad 4 del Turrialba)	2010 ± 60	173 a. C. - .89 d. C.	
Unidad 4	Capa subpliniana del volcán Turrialba que alcanzó la cima del Irazú		~25 d. C.	
PS	Suelo café, muy espeso, rico en cenizas y carbón			
Capa L	Capa crudamente estratificada de ceniza grano medio a fina con algunos horizontes discontinuos estratificados subhorizontales		~100 a. C	
PS	Café rico en ceniza			
Capa M	Capa de ceniza hasta lapilli con pómez meteorizadas.		~200 a. C	
	Marrón a veces con pómez disperso y cenizas anaranjadas y carbón			
Capa N	Lentes de ceniza y lapilli vesicular y escoriáceo (raro) con selección pobre; lapilli acrecional.		~300 a. C	
PS	Espeso, café a anaranjado, rico en arcilla y carbón	2530±170	1048-340 a. C.	
Capa O	Capa de ceniza fina con alguna estratificación		~800 a. C	
PS	Café rico en ceniza			
Capa P	Capa de ceniza fina a gruesa gris, con niveles anaranjados y rosados con capas onduladas discontinuas			
PS	Marrón a negro con materia carbonosa		~1000 a. C?	

Capa P: Capa de ceniza fina a gruesa de entre 1 y 34 cm de espesor (16 cm como promedio), color gris con niveles distintivos de cenizas (≤ 1 cm de espesor) marrones y rosados en la base, pero con adelgazamientos laterales, ondulados y discontinuos, a veces con bioturbación, vesicular y muy alterada. En algunos sectores, donde está bien desarrollada, se presenta como una capa triple: La parte inferior es un nivel de lapilli escoriáceo (4 cm diámetro máximo) y ceniza gruesa coloración naranja a café (8-15 cm de grosor), sobreyacida de un nivel de ceniza gris (4-10 cm de espesor) de ceniza gruesa color naranja a café, para culminar al tope con una capa (10-16 cm de grosor) de lapilli fino escoriáceo (diámetro máximo 1 cm) y ceniza anaranjada gruesa. Sobreyace a un suelo marrón hasta negro rico en materia orgánica, con espesores de 13-18 cm. La capa de ceniza está sobreyacida por un suelo café rico en cenizas, a veces con grumos anaranjados y material carbonoso; su espesor varía entre 15 y 40 cm (29 cm como promedio aflorante).

Capa O: Capa de Clark (1993) representada por ceniza fina con alguna estratificación y espesores determinados entre 21 y 37 cm, que sobreyace a un suelo café rico en ceniza con espesores de 30-40 cm o más, e infrayace a un suelo café.

Capa N: Capa de Clark (1993) conformada de ceniza fina a gruesa y lapilli vesicular a no vesicular (lo más frecuente), pobremente seleccionada, a veces meteorizado o con lapilli acrecional (agregados de ceniza) ocasional; presenta gradación normal, pero en ocasiones inversa leve al tope, o bien, sin estructura interna o con capas discontinuas con estructuras de erosión y relleno y lentes milimétricos anaranjados. Su espesor varía entre 9 y 44 cm (23 cm como promedio). En el lugar donde se dató, se presenta como una capa de ceniza gruesa a lapilli "pumiceo" fino (14 cm de espesor) con diámetros máximos de 1,5cm, varicolor (negro, café y naranja), gradación inversa tenue en parte inferior y gradación normal en parte superior. El suelo infrayacente posee espesores muy variables entre 2 y 1.5 m (41 cm como

promedio), negro en su parte superior, rico en arcilla y materia carbonosa, que fue datada y aportó una edad de 2530 ± 170 a. P., mientras que el suelo que le sigue es color café o anaranjado (Clark, 1993; Clark et al., 2006). El suelo sobreyacente es de color marrón, a veces con pómez dispersos en la parte media o al tope y material carbonoso; su espesor es igualmente variable entre 5 cm y 2 m (40 cm en promedio).

Capa M: Capa de lapilli fino, con pómez meteorizadas dispersas, que gradúa hacia el tope a cenizas, con un espesor total de 20-22 cm. Sobreyace a un suelo café rico en cenizas, a veces con niveles delgados y discontinuos de cenizas anaranjadas, con un espesor total de 30 cm (Clark, 1993). Le sobreyace suelos café ricos en cenizas con espesores variables entre 5 y 60 cm.

Capa L: Capa de ceniza fina con espesores de 3-28 cm (10 cm como promedio), con niveles discontinuos de las capas, que se adelgaza lateralmente, a veces en ondas, otras con bioturbación. El suelo infrayacente es café, rico en cenizas, a veces con pómez alteradas, de entre 4 y 22 cm de espesor (15 cm espesor promedio). El suelo sobreyacente a la capa de ceniza es de color café, rico en cenizas, a veces con grumos de cenizas gruesas dispersas y fragmentos de carbón; su espesor varía entre 5 y 28 cm (19 cm de espesor promedio). Sobre el suelo superior, se presenta la capa pliniana de la Unidad 4 o el Retiro, procedente del Turrialba (Clark, 2003).

Capa K: Capa poco definida de ceniza fina (10 cm espesor total) con capas marrones y anaranjadas en la base, discontinuas, sobreyacidas por capas de cenizas finas que se transforman a suelo (Clark, 1993). Sobreyace a un suelo rico en ceniza y pómez alteradas de 78 cm de espesor en una localidad e infrayace a un suelo marrón a café rico en cenizas alteradas de 63 cm de espesor, ambos indicativos de lapsos de tiempo amplios pre y pos-erupción.

Capa J: Capa poco definida de ceniza fina, a veces gruesa, con estratificación discontinua y espesores entre 25 y 29 cm (27 cm como promedio), que sobreyace a un suelo café rico en cenizas y en ocasiones carbón, con espesores entre 4 y 12 cm (7 cm como promedio).

Capa I: Capa de ceniza gruesa a media, no muy definida, que se transforma a suelo con pómez dispersas y lapilli acrecional (agregados de ceniza), con un espesor de 7-10 cm o menos (Clark, 1993). Sobreyace a un suelo café a marrón, rico en ceniza, con espesores entre 5 y 28 cm, e infrayace a un suelo café, en ocasiones con materia carbonosa y clastos de lapilli, con espesores entre 5 y 42 cm (23 cm como promedio).

Capa H: Ceniza fina, bioturbada y sin estructura interna con espesores de 11-12 cm o menos. Sobreyace a un suelo café a marrón, a veces con pómez meteorizados, con espesores de 23-28 cm, e infrayace a un suelo café, a veces rico en arcilla al tope, con espesores variables de entre 10 y 53 cm (Clark, 1993).

Capa G: Capa de ceniza fina en la base con ceniza media y lapilli fino (diámetro <0,5 cm), la mayoría vesicular, algunos meteorizados colores anaranjado, con espesores entre 7 y

9.5 cm. Sobreyace a un suelo café de espesor variable entre 6 cm y 1 m en función de su ubicación, e infrayace a un suelo similar, café con espesores entre 10 y 78 cm (Clark, 1993).

Capa F: Capa de ceniza fina a muy fina, ondulada a lenticular, especialmente hacia la base, a veces con niveles milimétricos de ceniza anaranjada, con espesores entre 5 y 14 cm (9 cm como promedio). Sobreyace a un suelo café a marrón con espesores entre 14 y 40 cm (28 cm como promedio) e infrayaca a un suelo similar, café a marrón con espesores entre 17 y 49 cm (29 cm como promedio), según las descripciones de Clark (1993).

Capa E (E1 a E6): La Capa E de Clark (1993), al parecer en realidad corresponde a cinco o seis erupciones de diferente magnitud (espesores variables), separadas por delgados paleosuelos. De abajo para arriba se observa una capa de cenizas gris (E1) oscura de grano medio, entremezcladas con el suelo (4 cm grosor), sobreyacidas por un suelo café poco definido (5 cm espesor), seguidas por un nivel de cenizas masivas, gris, grano medio a fino, con un nivel de lapilli blazcusco aislado (6 cm espesor, E2), sobreyacido por un suelo rico en ceniza y fragmentos de materia orgánica. Lo sobreyace un nivel de ceniza gris, masivas, poco definido, grano medio a fino (10 cm espesor, E3), sobre el cual se desarrolló un suelo café a gris, poco definido, con fragmentos aislados de carbón (15 cm de espesor). Seguidamente, se presentan cenizas masivas, finas arcillosas, gris (E4 y E5), con un nivel intermedio hidrotermalizado y con un posible paleosuelo delgado (5 cm espesor), con una potencia total de tan solo 15 cm las tres capas. La capa final (E6) es delgada de 7-11 cm de espesor conformada por ceniza fina a muy fina con capas discontinuas intercaladas con capas anaranjadas.

Clark et al. (2006) dató un fragmento de madera por la finca Retes en el suelo inferior 1600 ± 180 años a. P. En el presente trabajo, se dató por la finca Cabeza de Vaca un paleosuelo bajo E1 en 1620 ± 30 años a. P. y otro bajo E6 en 1610 ± 30 años a. P., geocronológicamente indistinguibles y dentro del rango amplio de la edad de Clark, por lo que probablemente se originaron en el lapso de un siglo, muy similar a lo acontecido con el Irazú en el siglo XX.

Capa D (D1 y D2): La capa D de Clark (1993), fue subdividida en dos unidades (D1, y D2). El nivel más inferior (D1) corresponde con un nivel de lapilli (algunos alterados) y cenizas gris oscuro, casi negras, a café, relativamente espesa en algunas localidades proximales, entre 8 y 55 cm de grosor, representada por niveles de ceniza fina a media (a veces ceniza gruesa cerca de la base con lapilli de 0.3 cm de diámetro), o lapilli (2 cm de diámetro) en la parte media, presente en capas milimétricas a centimétricas subhorizontales con frecuente laminación inclinada, discontinuas, ocasionalmente con capas delgadas anaranjadas o cafés; puede presentar adelgazamiento lateral y estructura de erosión y relleno. En la parte superior puede tener niveles oxidados. Su color gris ratón, estratificación y laminación paralela e inclinada y sin cohesión (suelta), le confieren un aspecto muy similar a los depósitos de 1963-1965, aunque notoriamente más espesos, un distintivo para reconocerla en el campo. El suelo superior es café a marrón, que puede contener lapilli pumíceo anaranjado por meteorización, con espesores de entre 19 y 38 cm (21 cm en promedio). El suelo infrayacente posee espesores variables entre 10 y 76 cm (33 cm en promedio), color marrón a negro (muy orgánico), en ocasiones con cenizas bioturbadas con capitas color gris, anarajando, marrón y rosado, a veces con materia carbonosa. La materia orgánica en estos suelos inferiores aportó tres estades convencionales similares: 1300 ± 30

años a. P. (entrada al PNVI), 1325 ± 35 años a. P. (por Prusia, sección 91-01 de Clark) y 1440 ± 30 años a. P. (finca Cabeza de Vaca). Dichas edades una vez calibradas, aportan una edad máxima de 576 años d. C. y mínima de 774 años d. C.; se considera que una edad de 700 años d. C. es la más indicada para este importante evento explosivo denominado D1. Clark (1993) y Clark et al. (2006) consideran que posee similar espesor a 1963-1965 a la misma distancia y energéticamente similar o ligeramente mayor a dicha erupción histórica. En la presente investigación se considera algo más grande que 1963-1965, quizás con un VEI de IV.

La capa D2 es una capa de ceniza fina a muy fina; su base (primeros 14 cm) no es estratificada y posee horizontes rosados, mientras que la parte media (15 cm) está estratificada (planar a ondulada) y el tope está deformada (9-23 cm de espesor). Le sigue un nivel de lapilli anaranjados a blancos, pobremente seleccionados en una matriz de arcilla roja (15-29 cm de espesor). El nivel inferior es un suelo con carbón datado en 1230 ± 70 años a. P. asociado con cerámica precolombina, tentativamente asociados con la fase Pavas; algunas pómez están dentro del suelo. El tope es a través de suelos café.

Capa C: De las columnas descritas por Clark (1993) y Clark et al. (2006) suele presentarse como una ceniza de grano grueso hasta lapilli vesicular negros con tono verdosos, a nivel local seguido de bloques no vesiculares y culmina con lapilli anaranjados a blancuzcos con cenizas duras. Por lo general los primeros centímetros son de lapilli (diámetro ≤ 3 cm) cubierta por ceniza media que grada a fina, sin estructura, a veces bioturbada. El suelo infrayacente es de color café a anaranjado con espesores de 12-38 cm (21 cm como promedio), ocasionalmente con pómez dispersas anaranjadas. Un trozo de madera fue datado en 920 ± 60 años b. P. El suelo sobreyacente es de color café a anaranjado con espesores entre 14 y 75 cm (40 cm como promedio), sugiriendo un lapso prolongado de tiempo de más de un siglo.

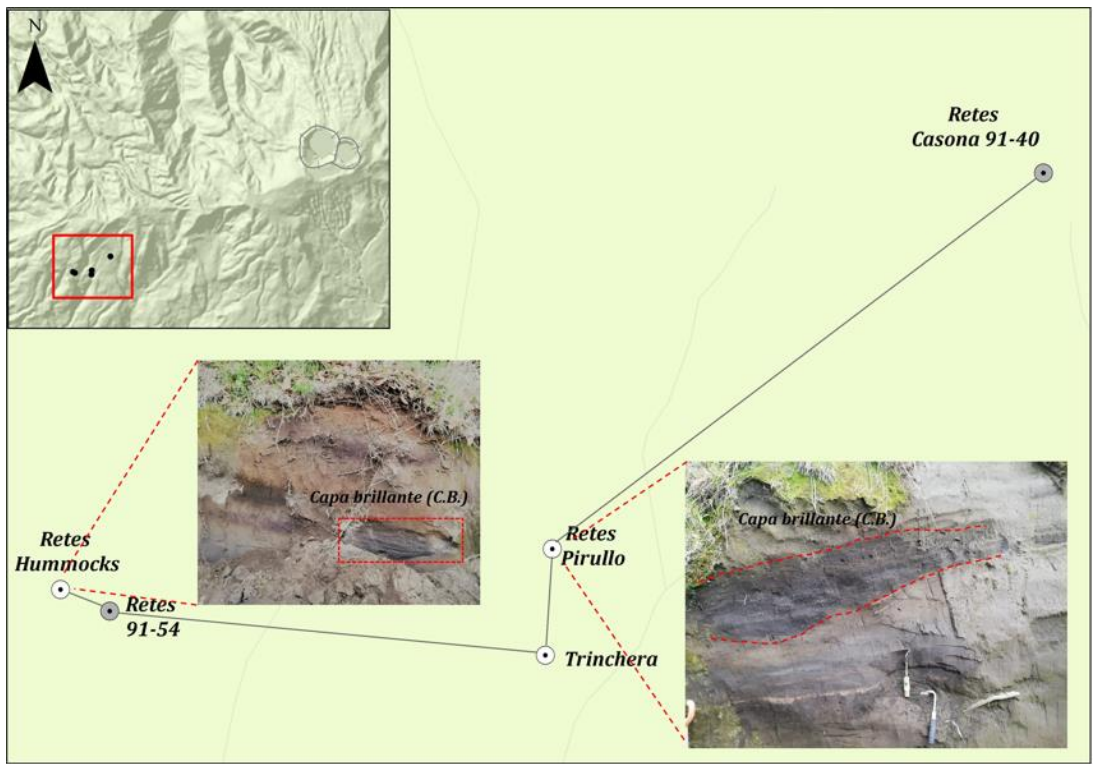
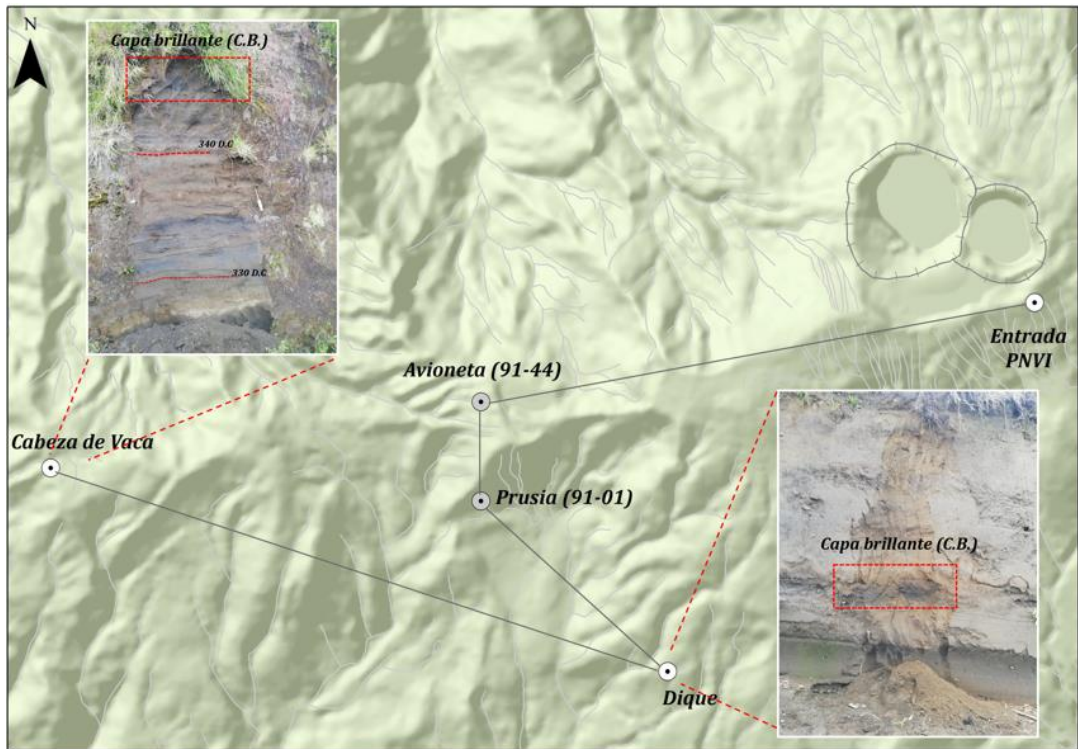


Fig. cc. Capas E y D, que representan un paquete de eventos explosivos más importantes del Irazú en los últimos miles de años por su distribución aérea. La D1 (informalmente llamada capa Brillante en el campo, por su frescura), se le reconoce por parecer en color, textura y granulometría a las capas de cenizas grises (gris ratón) de la erupción de 1963-1965.

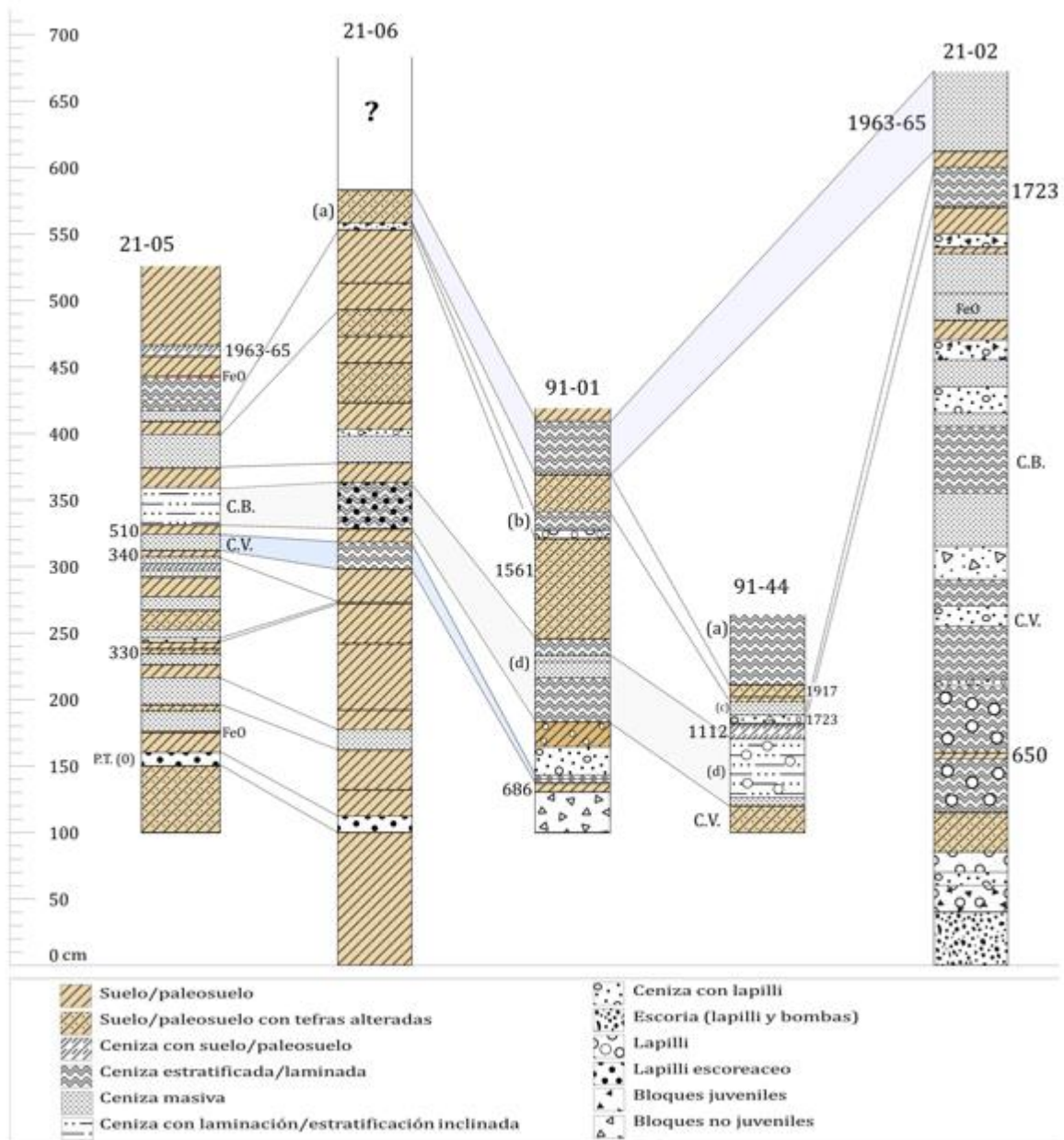


Fig. Correlación estratigráfica preliminar de algunas de las columnas de tefras seleccionadas como representativas en el flanco W y WSW del Irazú.

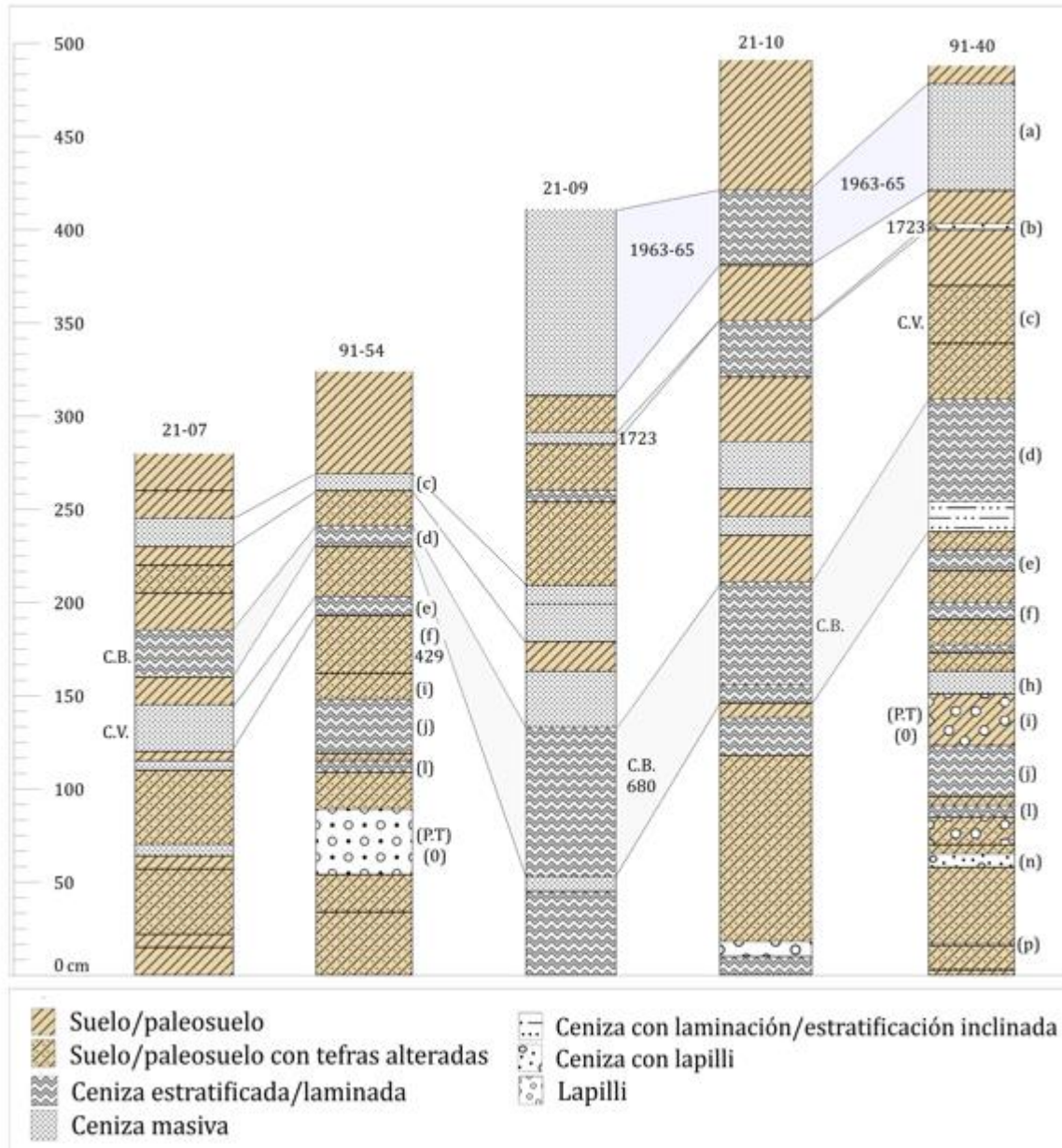


Fig. Correlación estratigráfica preliminar de algunas de las columnas de tefras seleccionadas como representativas en el flanco SW del Irazú.

Capa B (B1 y B2): Dentro de los primeros 4 km al SW del cráter Principal, Clark (1993) y Clark et al. (2006) describe que se presenta una capa de 15-25 cm de espesor o más de cenizas y lapilli vesicular. Por lo general son capas de lapilli vesicular de 0.2-3 cm de diámetro de ≥ 5 cm (6-8 cm) de espesor, sobreyacida por cenizas de grano medio con niveles milimétricos a centimétricos discontinuos, color gris, gris claro y en ocasiones anaranjado, con espesores ≥ 9 cm (hasta 14 cm). A veces la capa se presenta masiva, en otras bioturbada o como capas discontinuas. Más allá de los 6 km, el lapilli grada a ceniza gruesa y después de ceniza fina sobreyacida por un suelo rico en ceniza.

Clark et al. (2006) interpreta que la esta erupción pudo tener una columna relativamente alta, aunque siempre con un $VEI \leq 3$. El suelo infrayacente posee espesores variables entre 4 y 76 cm (promedio de 19 cm) indicativo de un período prolongado de inactividad de por lo menos varias décadas a un siglo o más, o al menos de algunas pocas erupciones sin relevancia. Este suelo fue datado en el año 315 ± 20 a. P. (Clark, 1993; Clark et al., 2006) que correspondería con la posible erupción del año 1561 A. D. asociada por Alvarado (1989, 2021). El suelo sobreyacente posee espesores de entre 7 y 67 cm (promedio 25 cm), igualmente indicador de un lapso sin erupciones importantes por varias décadas. El contacto de los suelos color café sobre e infrayacentes con la tefra, por lo general, es neto.

Campos et al. (en prep.) por su parte dató un paleosuelo rico en cenizas sobre una capa de escorias de más de un metro de grosor aflorante, que se asoció al cono La Laguna. La edad de radiocarbono aportó una fecha de 330 ± 20 a. P., que corresponde una vez calibrada con el 1640-1480 d. C. Esta está es muy cercana a la de Clark, pero sobre este paleosuelo datado hay unos niveles de lapilli hidrotermalizados de coloración blanca hasta amarillenta y de cenizas gris laminadas con óxidos de hierro. Después de un suelo de ceniza gris (10 cm de espesor) sobreyacente con bioturbación, se presentan unos 16 cm de cenizas gris, que podrían corresponder con la erupción de 1723-1724.

Así pues, al parecer existen dos niveles explosivos muy cercanos entre sí, separados por paleosuelos poco desarrollados, uno inferior más estromboliano (llamado B1) y otro superior más freatomagmático (B2). Se puede pensar entonces que el cono La Laguna se formó alrededor del año 1500 d. C., mientras que el nivel sobreyacente cerca del 1561.



Fig. En el sector derecho se observa un aglutinado (nivel de bombas soldadas), que aflora en todo el sector del jardín de Torres, en la cima occidental del Irazú. Sobre este aglutinado, en muchos sectores, se encuentra las escorias de la erupción de 1723 y las cenizas de 1963-1965, indicativo de una edad muy joven del aglutinado.

Tefras históricas: Dos depósitos de tefras han sido profundamente estudiados (quizás los depósitos piroclásticos mejor y más estudiados en Costa Rica) por corresponder con las erupciones más relevantes del Irazú en tiempo histórico asociados con las erupciones de 1723-1724 y 1962-1965 (Alvarado, 1993; Clark et al., 1998; Benjamin et al., 2007; Boyce y Hervig, 2009; Alvarado y Schmincke, 2013; Brenes, 2013; Brenes y Alvarado, 2013; Ruprecht y Plank 2013; Oeser et al., 2018). Adicionalmente, Alvarado (1993) logra reconocer dos depósitos delgados asociados con las erupciones de inicios del siglo XX. La geoquímica y mineralogía de dichas tefras es la siguiente:

Capa A1 (Tefra de 1723-1724): Depósito de escorias negras con poméz blancas casuales y capas de cenizas freatomagmáticas, así como depósitos gruesos freatovolcanianos. Según la petrografía, corresponde con andesitas basálticas (SiO_2 ~53-55 wt %) con fenocristales (9.7-23.5 modal %) con listones de plagioclasa (6.1-21.6 vol.%, $\text{An}_{53.5-88.5}$) agrupadas en dos poblaciones ($\text{An}_{88.5-77.5}$ y $\text{An}_{69-53.5}$), con xenocristales de olivino primitivo (Fo_{85-89}) y fenocristales olivino (0.1-2.2 % Fo_{76-88} ; núcleo Fo_{87} y borde Fo_{78}); posee además clinopyroxeno (2.5-10 %), ortopiroxeno (0.7-2 vol. %) y minerales opacos (0.1-1 %, titanomagnetita). La matriz (66.6-90.3 % vol. %) está dominada por plagioclasa (An_{69-54}), clinopyroxeno, opacos y vidrios café y negro con el mismo rango de composición química (SiO_2 57-64 wt.%). Algunas pómez casuales de lapilli blanca, presentes en el depósito,

corresponden con andesitas hornbléndicas (SiO_2 58-60 wt %) ricas en K, geoquímicamente relacionadas con otra cámara magmática. En general, se determinó que los magmas de esta erupción poseían un 3.2-3.5 wt % de agua.

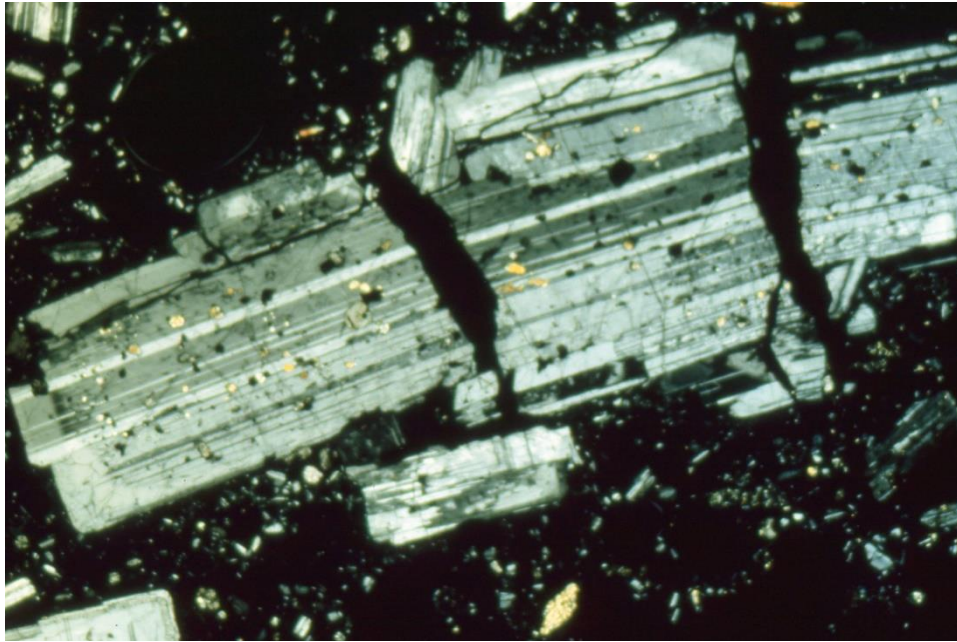


Fig. Megacristales de plagioclasa bajo el microscopio petrográfico con abundantes inclusiones (clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio) de una bomba de 1723 (el ancho de la fotografía es de 4000 micrones).



Fig. Depósito de escorias asociado con la erupción de 1723.

Capas A2 y A3 (tefras principios siglo XX): Entre los depósitos de 1723-1724 y 1963-1965, se visualizan al menos dos niveles delgados de depósitos de CDPd húmedas y caída con colores amarillentos a rojizos pálidos desde 0.5 hasta 4 cm de espesor, separados por discordancias erosivas locales, que fueron atribuidos por Alvarado (1993) a las erupciones de 1917-1921 y 1939-1940, ambas con composiciones químicas de andesitas basálticas.

Capa A4 (Tefra de 1963-1965): Corresponde con depósitos de cenizas (CDPc intracratéricas o flujos piroclásticos, CDPd u oleadas piroclásticas y capas de cenizas de caída), bombas y bloques freatomagmáticas, niveles delgados estrombolianos de escorias y bombas vidriosas (color negro hasta amarillento externo), así como capas freáticas casuales y delgadas o freatovolcanianas (freatomagmáticas pobres en juveniles).

Los depósitos de 1963-1965 se distinguen de los precedentes históricos en más de 300 m del cráter Principal por ser predominantemente cenizas de color gris “rata” con delgados niveles de escorias vidriosas amarillentas y por depósitos de CDPd con laminación inclinada, acuñamientos y canales de erosión (en U). Ya Murata et al. (1966) había advertido de la inexistencia de paquetes gruesos de escorias en todos los sectores que él examinó alrededor del cráter. Los depósitos de 1723 son predominantemente lapilli escoriáceo (incluso bombas) negros hasta cenizas negras de grano medio en la parte media a distal.

Según la petrografía, consiste de andesitas basálticas ricas en fenocristales (12-34 modal %) con listones de plagioclasa (9-25 %; An_{46-78}), con dos poblaciones de plagioclasas, las más grandes (An_{45-55}) y las más pequeñas con zonación normal (An_{78-50}), rara vez inversa (núcleo An_{49-57} ; borde An_{58-70}) y tres poblaciones de olivino (0.4-2 %): a) xenocristales de olivino primitivo y profundo (~30 km), rico en Ni (Fo_{89-91}), b) xenocristales de olivino con zonación inversa (núcleo Fo_{80-87} y borde Fo_{87-90}) reflejada también en el Ni, P y Cr, de profundidad intermedia (>15 km) y c) olivino con contenido intermedio a bajo de fosterita y zonación normal (núcleo Fo_{80-90} y borde Fo_{70-84}), muchas veces con corona de reacción de augita ($Wo_{35-42}En_{45-51}Fs_{7-20}$) reflejo de condiciones magmáticas más superficiales (<10 km). Posee además fenocristales de clinopyroxeno (augita, $Wo_{33-42}En_{44-54}Fs_{8-18}$), ortopiroxeno (enstatita, En_{70-78}) y minerales opacos (titanomagnetita). La matriz (66-88 %) está dominada por las fases mineralógicas de los fenocristales, aunque el olivino y el ortopiroxeno son raros. También posee vidrios andesíticos y dacíticos (SiO_2 59.5-64.7 wt.%).

Clark et al. (2006) concluye que la erupción de 1963-1965 fue relativamente similar en energía o VEI que las erupciones prehistóricas, pero volumétricamente fue una de las más grandes. Quizás esto se deba a lo prolongado que resultó la erupción (25-30 meses) con caída de cenizas muy persistentes. No se le puede comparar con las recientes erupciones del Turrialba del 2010-2021.



Fig. Capas de ceniza de 1963-1965 al tope de los depósitos de ceniza de la primera mitad del siglo XX; la parte inferior marca el fin de la erupción de 1723-1724. Abajo, el detalle del contacto de los depósitos de la primera mitad del siglo XX y con los de la segunda mitad (1963-1965), marcado por la espátula.

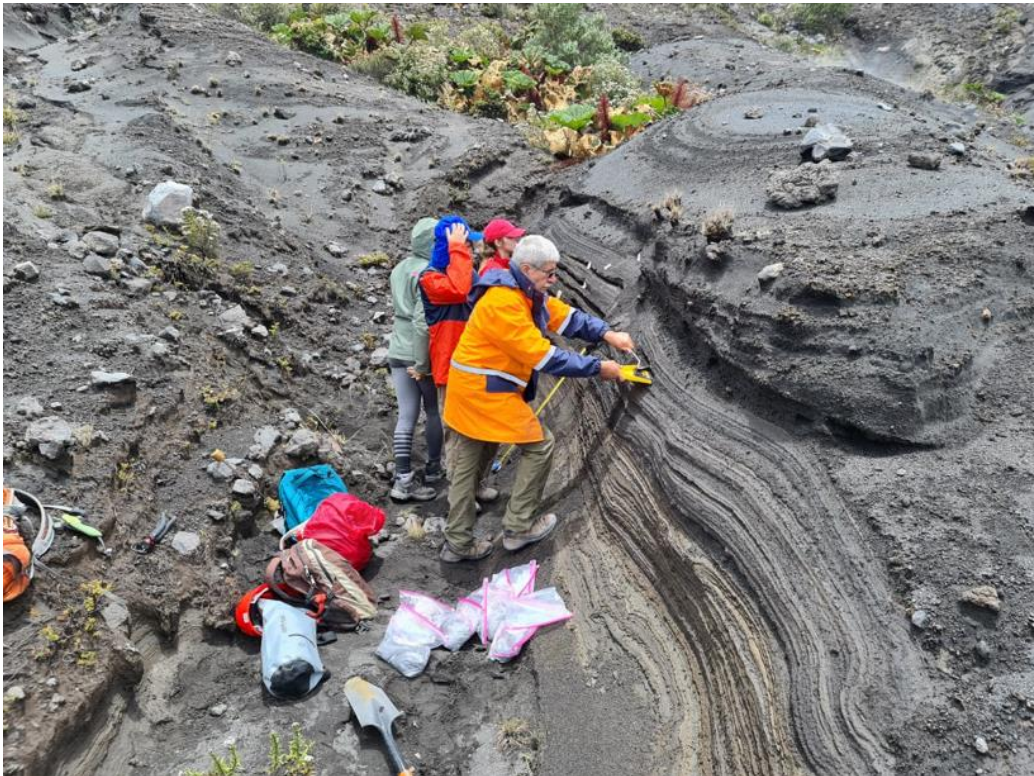


Fig. Depósitos freatomagmáticos asociados con la erupción de 1962-1965.

A la hora de realizar un diagrama de frecuencia eruptiva se las principales erupciones reconocidas, varias de ellas datadas (y otras dataciones en proceso de análisis en el laboratorio, se establece que hay aparentemente cuatro fases eruptivas principales en los últimos 3000 años. La primera I con una recurrencia de una erupción cada 66 años, aproximadamente, que es aparentemente precedida por un lapso de tranquilidad (hiato 1 o H1) aparentemente de 250 años; dicha fase I es seguida por unos 150 años de tranquilidad (hiato 2). Este hiato se observa de modo similar en el volcán Turrialba (ver Alvarado et al., 2020).

Esta fase de tranquilidad es seguida por otra con una elevada frecuencia eruptiva, en parte debido a un mejor detalle y muestreo de radiocarbono, representada por un evento cada 36 años, para cambiar a otra (Fase III) de un evento cada 140 años.

Un pequeño hiato (Hiato 3) de 300 años se presenta, para dar cabida a las erupciones cercanas a la Conquista y Colonia así como las del siglo XX. Solo se toman aquellas erupciones que quedaron registradas en la estratigrafía y, aún así, en la curva, no se toman muy en cuenta dado que más allá de unas centenas de metros ya resulta difícil reconocerlas. Por ello, la recurrencia es de una erupción cada 77 años.

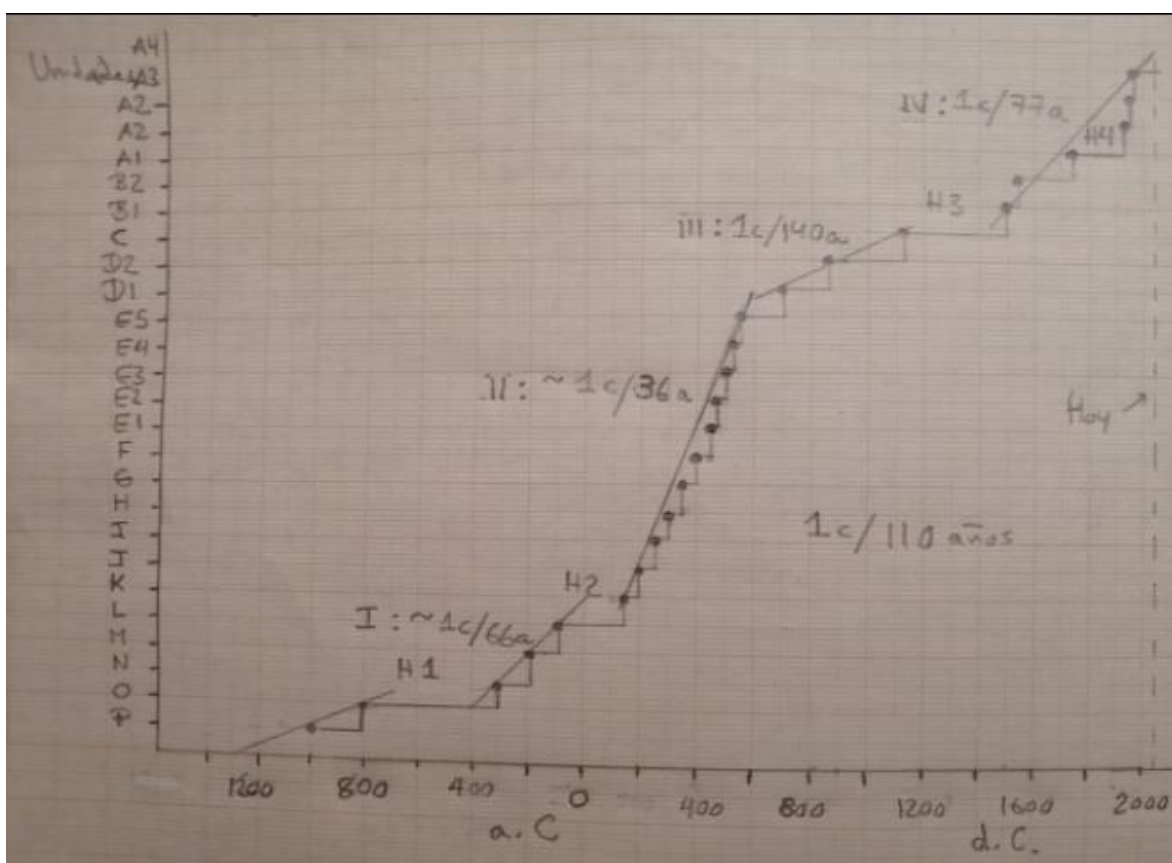


Fig. Frecuencia eruptiva (una erupción cada x años: $1\text{ c}/x\text{ años} = 1\text{ c}/xx\text{ a}$) de las principales unidades reconocidas y muchas de ellas datadas en el volcán Irazú, tanto en la literatura como con base en las nuevas dataciones aportadas en el presente estudio. Claramente, la frecuencia eruptiva es mayor (lapso II y IV) debido a un mejor muestreo cronoestratigráfico. Se distingue también algunos hiatos (períodos sin actividad eruptiva relevante, H1, H2 y H3).

Puesto que la primera mitad del siglo XX fue muy activo y ya se lleva casi 60 años, se puede pensar en varios escenarios:

- a) Que se esté próximo a una nueva actividad eruptiva.
- b) Que se encuentre en un lapso de inactividad (nuevo hiato) de un siglo o más.

En tal caso, en el caso de activarse, se desconoce si va a ser un período prolongado y con mucha afectación (tipo 1963-1965) o tipo más tranquilo como las que ocurrieron en la primera mitad del siglo XX.

Por otro lado, todavía por verificarse, parece que algunas de las fases eruptivas principales (estrobolianas violentas, vulcanianas con un VEI ~IV) ocurrieron después de hiatos importantes. Las dataciones radiométricas en proceso pretenden resolver lo anterior, así como afinar los índices de explosividad volcánica mediante otra serie de estimaciones, igualmente bajo análisis, que serán incluidas en la versión final.

3.4 MARCO TECTÓNICO

En vista de que para un estudio de amenaza volcánica las unidades y estructuras más relevantes son aquellas del Holoceno (últimos 11 700 años) o a lo sumo del Pleistoceno Superior Tardío, justo aquellas que represente un mayor potencial de peligrosidad de repetirse, en el presente estudio se les da particular énfasis a dichas unidades estratigráficas y tectónicas.

De forma muy breve, desde el punto de vista geotectónico, la profundidad de la placa del Coco subducida bajo la Caribe, a la altura del Irazú, parece estar a unos 110 km bajo el volcán (Lücke y Arroyo, 2015). El Moho (límite del manto superior con la corteza inferior) se ha delimitado sísmicamente a 35-45 km, mientras que con gravimetría se ubica a unos 38 km (Dzierma et al., 2010; Lücke, 2012; Hayes et al., 2013).

Desde el punto de vista tectónico a nivel más regional, está bien establecido que, en la parte central de Costa Rica, el eje compresivo máximo de esfuerzos horizontales posee un rumbo general promedio de N10-22°E (Montero, 1994; López, 1999). Esta deformación tectónica por la acción de esfuerzos puede dar lugar a varios tipos de fallamiento: a) compresivo, que involucra fallas inversas (con orientación cercana a E-W) y plegamientos; b) extensional, dominado por fallas normales (con orientación cercana a N-S) y c) fallas de rumbo dextrales (principalmente con orientación NW) y sinestrales (principalmente con orientación NE).

Este sistema de fallas compuestas sigue un modelo teórico de cizalla tal y como fue propuesto originalmente por Montero (1994, 2001) para el país. El volcán está influenciado por diversas fallas con rumbos NE-SW, E-W y NW-SE (Fig. xx) en sus diversas vertientes y flancos (Montero, 1994; Montero y Alvarado, 1995; Linkimer, 2003; Linkimer et al., 2018).

Otro aspecto para tomar en cuenta son las anomalías térmicas detectadas mediante imágenes infrarrojas y con comprobación parcial de corresponder con fuentes termales y fumarolas (Gawarecki et al., 1980). Estas anomalías geotermales al parecer están condicionadas por las directrices estructurales predominantes, fallas por donde los fluidos suben y afloran como fumarolas y fuentes termales.

Por su parte, los estudios sísmicos y gravimétricos destacan una región de baja velocidad en la corteza superior (5-10 km de profundidad; preferiblemente 5-8 km) comúnmente interpretada para representar la principal región de almacenamiento de magma debajo del Irazú (Alvarado et al., 2006; Dzierma et al., 2010; Lücke et al., 2010; Hayes et al., 2013).

De modo mucho más superficial, pero siempre dentro del sistema de conducción magmática, los estudios geodésicos, sismológicos y petrológicos, muy preliminares, sugieren que el volcán posiblemente posee en su interior dos o tres bolsas de magma localizadas a 0.06-1.8 y 3.2-4 km de profundidad bajo la cima, es decir, dentro del cono y hacia su base. Dichas bolsas magmáticas en ocasiones erupcionan independientes y en otras se conectan en profundidad, donde erupcionan magmas mecánicamente y geoquímicamente mezclados (Alvarado, 1993; Alvarado et al., 2006). Muller (2018), por su parte, concluye que la cámara magmática

actual del volcán Turrialba está ubicada a unos 10 km bajo el nivel del mar, justo debajo del Irazú (aproximadamente bajo el cono Piroclástico al oriente del cráter Principal del Irazú), cuyo volumen ha de ser de al menos un orden de magnitud mayor ($\sim 16 \times 10^6 \text{ m}^3$) que el emitido en forma de cenizas. Para que el lector tenga una noción, esto sería el volumen de un cubo de 250 m de lado o una esfera de 312 m de diámetro.

En el Irazú, a finales del siglo XIX e inicios del siglo XX, en la ubicación del actual cráter Principal, existían al menos 12 bocas cratéricas o intracráteres, orientadas en sentido NE, NW y E-W, siguiendo los patrones estructurales locales. El 27 de setiembre de 1917 inicia un nuevo periodo eruptivo, 184 años después desde el último certeramente registrado en 1723. Con la actividad eruptiva del Irazú durante el siglo XX (1917-1921, 1924, 1928-1930, 1933, 1939-1940, 1962-1965), pasó de la existencia de unas 12 bocas eruptivas, a la existencia de una única cavidad cratérica muy profunda (unos 270 m) y de paredes subverticales a verticales.

En la actualidad, es posible identificar dos cuerpos hipoabisales hidrotermalizados, que posiblemente corresponden con los antiguos conductos de alimentación de las bocas M y K (Fig. ss).

El análisis histórico de la evolución morfológica y temporal de los cráteres y las bocas eruptivas (intracráteres o bocas) del Irazú, evidenció que su establecimiento está controlado por las mismas directrices tectónicas predominantes en el edificio volcánico: NW-SE, E-W y N-S (Elizondo et al., 2019).

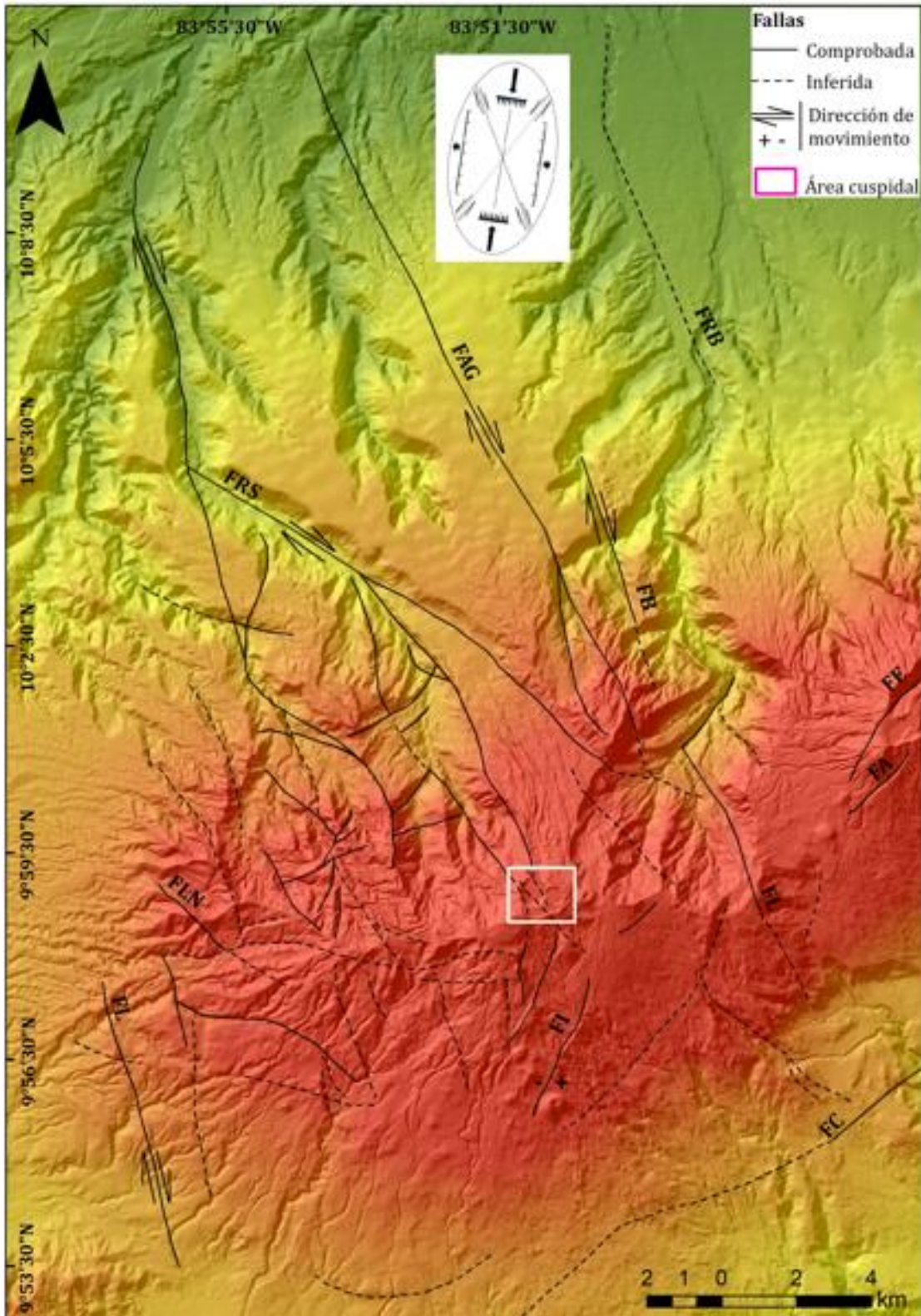


Fig. : A. Principales fallas estudiadas en el macizo del Irazú (Montero y Alvarado, 1995; Linkimer, 2003; Linkimer *et al.*, 2018).

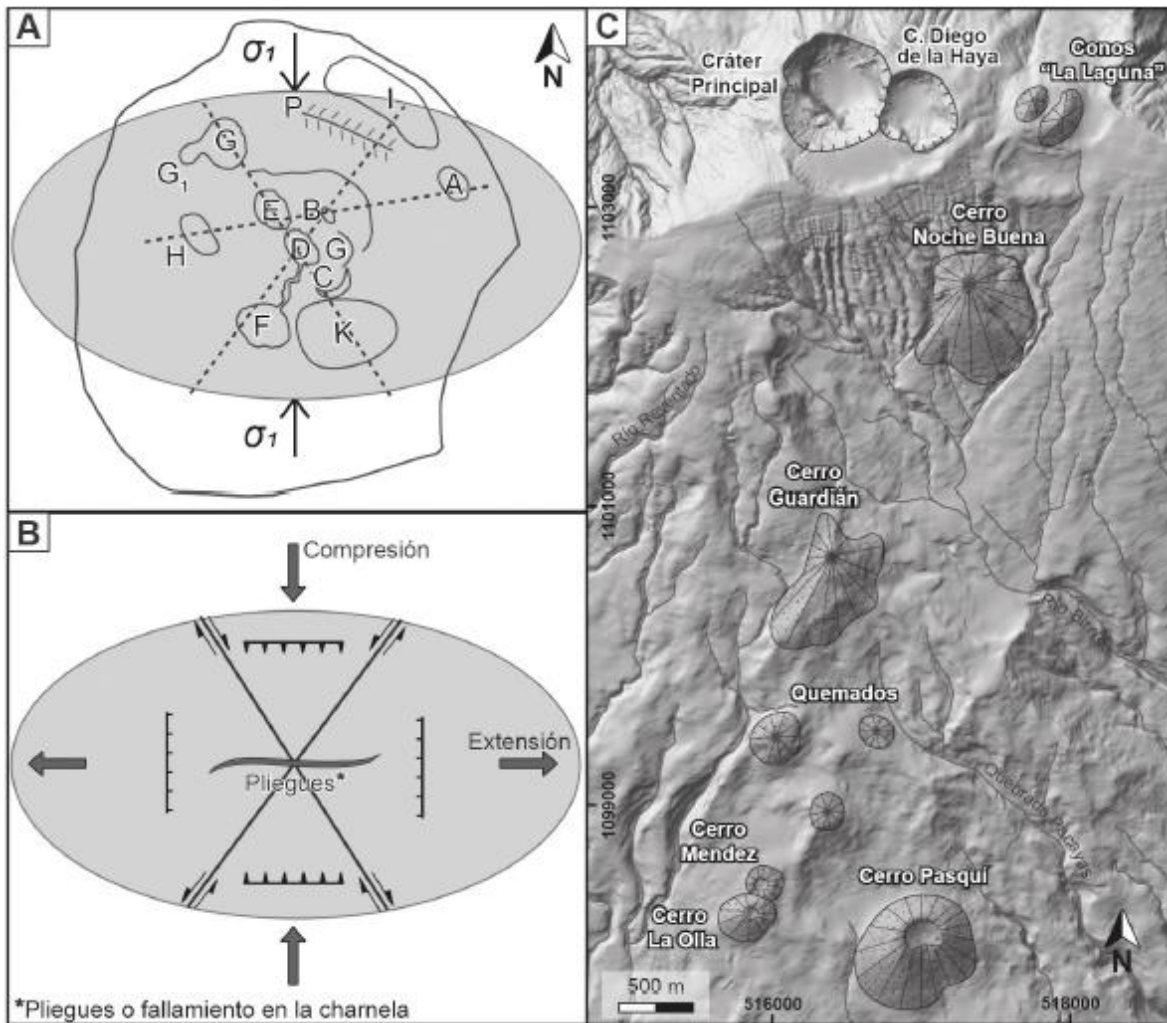


Fig. : A. Localización de todas las bocas cratéricas previas, B. interpretación estructural y de esfuerzos, C. Ubicación de los cráteres y conos del volcán Irazú. Los cerros Méndez y La Olla también son llamados “cráteres Las Cazuelas” (Elizondo et al., 2019).

3.4.1 Sismología

Si se toman en cuenta los volcanes principales de la cordillera Central, resulta claro que la actividad sísmica tectónica (incluyendo los eventos volcanotectónicos) registrada por las estaciones sismológicas es mayor en el Irazú con respecto a otros volcanes, seguido posiblemente por el volcán Poás, Platanar, Turrialba y de último en Barva, justo en ese orden. Esto puede ser un reflejo de una mayor densidad de fallas tectónicas en el Irazú y en el Poás-Chocosuela con respecto al resto de los volcanes (ver por ejemplo mapa tectónico de Denyer et al., 2003). En tal caso, en el Irazú son frecuentes los sismos dispersos y a modo de enjambres de temblores, pero también han ocurridos terremotos superficiales, tanto en su flanco NW (terremoto de Patillos, 30-12-1952, M_w 6.0), como en su flanco SE, entre el Irazú y el Turrialba (terremoto de Pacayas, 30-11-2016, M_w 5.5), asociados al mismo sistema de fallamiento NW-SE (Montero y Alvarado, 1995; Linkimer et al., 2018).

La falla llamada Irazú (OVSICORI, 1997), que parece corresponder con la falla Lara (Montero y Alvarado, 1995), ha estado activa en diversos momentos entre 1991 y 1997 y en el 2015 (BGVN, 1993-1994; Muller et al., 2015; Pacheco et al., 2015). Desde el 2006 al 2016 se registraron un total de 320 eventos sísmicos bajo el volcán Irazú, localizados principalmente en el flanco occidental y se dispersan hacia el flanco oriental, con profundidades inferiores a los 6 km (Cascante-Matamoros y Porras-Espinoza, 2017).

La mayoría de las fallas de mayor longitud poseen un rumbo NW hasta NNE, mientras que las menores poseen un rumbo NNE hasta NE (Montero y Alvarado, 1995). Los mecanismos focales realizados para diversos eventos sísmicos en el Irazú presentan soluciones diversas de fallamiento, tanto de tipo fallamiento normal (algunos con componente de rumbo), así como de rumbo puro e inversos, que indican un sistema tectónico complejo (Montero y Alvarado, 1995; Linkimer et al., 2018; Cascante-Matamoros y Porras-Espinoza, 2017). Para Cascante-Matamoros y Porras-Espinoza (2017), la cinemática analizada de 7 mecanismos focales seleccionados, indica un fallamiento normal con poco deslizamiento en la componente de rumbo y con planos de fallas buzantes con ángulos entre 35° y 55°; dos eventos poseen una marcada componente inversa a 1.9 y 4.1 km de profundidad (eventos 1 y 4 en su tabla 1).

La inversión de esfuerzos que realizaron Cascante-Matamoros y Porras-Espinoza (2017) reveló un sistema de extensión puro, caracterizado por un fallamiento normal (rumbo predominante NE-SW hasta ENE-WSW), que en superficie ($h < 5$ km) suele corresponder con fallas de alto ángulo (unos 60°), pero en profundidad ($h > 5$ km) se van haciendo menos inclinadas conforme se acercan al límite frágil-dúctil (ángulos de 35-55°), posiblemente favorecido por un cuerpo magmático poco profundo, que produce una somerización del límite frágil-dúctil, lo cual favorece el fallamiento normal. En efecto, varios autores proponen varias bolsas de magma localizadas a 0.06-1.8, 3.2-4, 5-8 y 10 km de profundidad bajo la cima del Irazú (Alvarado, 1993; Alvarado et al., 2006; Dzierma et al., 2010; Lücke et al., 2010; Hayes et al., 2013; Muller, 2018). Ya Montero y Alvarado (1995) habían concluido que la variación de las direcciones de los esfuerzos horizontales principales máximos varían entre el NW y el NE, mientras que el regional es NNE, posiblemente controlados por procesos magmáticos. Sin lugar a duda estos reservorios magmáticos, aunque pobremente definidos, existen y condicionan el tipo de fallamiento que se registra en dicho volcán, así como su patrón de esfuerzos local.

Otro aspecto interesante es que, independientemente de los períodos de sismicidad observados en los diferentes trabajos con ubicaciones epicentrales (Montero y Alvarado, 1995; Mora et al., 2012; Lupi et al., 2014; Cascante-Matamoros y Porras-Espinoza, 2017; Linkimer et al., 2018; Quintero-Quintero y Porras-Hernández, 2018), la mayoría de la sismicidad posee un límite imaginario con borde oriental contiguo al área cratérica del Irazú y sus flancos norte y sur con sentido hacia el occidente, es decir, al NW y SW de los cráteres y bajo estos. El área con mayor sismicidad, como los es en los alrededores de Prusia, al NW del cráter Principal, norte de Llano Grande y por el Alto Pizote, coincide con sectores con alteración hidrotermal, actividad fumarólica y fuentes termales conocida, cubiertos por espesas capas de cenizas. Sin duda son sectores, no solo sumamente fracturados y fallados, sino con profunda presencia de arcillas y permeabilidades variables.

A continuación, se describirán los principales temblores y enjambres de temblores que se han registrado en el volcán Irazú, desde donde se desprende que ha mostrado sismicidad casi continua con diferentes altibajos, al menos desde por lo menos 1978, con enjambres sísmicos separados entre 1 y 5 años, como promedio unos 3 años; el último de importancia fue en el 2016 (han transcurrido 4 años), asociado con el sismo de Pacayas. Se aclara que, a la hora de consultar las fuentes bibliográficas, estas muestran inconsistencias en los días y magnitudes, que van más allá de si se utilizó el tiempo local o la hora GMT. Se trató, en la medida de lo posible, consultar las fuentes originales y tomar una posición lo más fidedigna posible para solventar este problema. Los eventos sísmicos principales son los siguientes:

Temblor del Santa Cruz de Turrialba de 1933: Entre las 6 y las 10 a. m. del 22 de marzo se sintieron varios temblores en San José y a las 10:15 a. m. se dio una sacudida violenta que asustó mucho a los pobladores en todo el Valle Central. La intensidad mayor se registró en Santa Cruz y también en Cartago (IMM V), en esta última donde se escucharon ruidos subterráneos. Schaufelberger y Jiménez (1933), quien estudiaron el sismo, concluyen que el epicentro ha de estar en el macizo de los volcanes Irazú y Turrialba. Comentan de otro evento similar que se sintió fuerte en San José después el 30 de mayo, pero que este sí se sintió del lado Caribe. Concluyen que, de forma contemporánea, el Irazú hizo erupción en junio de ese año. Para Montero y Alvarado (1995) estos sismos fueron los precursores del período eruptivo que inició más bien en mayo de 1933.

Terremoto de Patillos de 1952: El 30 de diciembre de 1952 ocurrió un terremoto (IMMmax VIII) con epicentro macrosísmico ubicada al WNW del cráter Principal del Irazú con una profundidad estimada de 14 km y una magnitud intermedia (M_L 5.2, M_s 5.2, M_w 6.0), asociado con la falla Río Sucio de rumbo NW. En total murieron 21 personas, más que todo asociado con deslizamientos cosísmicos en el área mesosísmica, con epicentro unos 8 km al NW del cráter Principal del Irazú (Montero y Alvarado, 1995).

Enjambres de temblores de Cascajal de Coronado en 1978-1979: Varios temblores se ha detectado cerca de Cascajal desde que se instalaron estaciones sismológicas en 1975. Tres series de temblores tipo enjambre ocurrieron el 29 de marzo y el 10 de abril de 1978 y el 17-18 de marzo de 1979. Los temblores de mayor magnitud fueron entre 3.0 y 3.5 M_L y las intensidades máximas MM fueron de IV entre Cascajal y las Nubes de Coronado (Montero y Dewey, 1982). Montero y Dewey (1982) ubican estos temblores los cuales se muestran como una faja de sismicidad cuyo mecanismo focal es de rumbo $N46^\circ E$ (sinestral) y de rumbo $N44^\circ W$ (dextral).

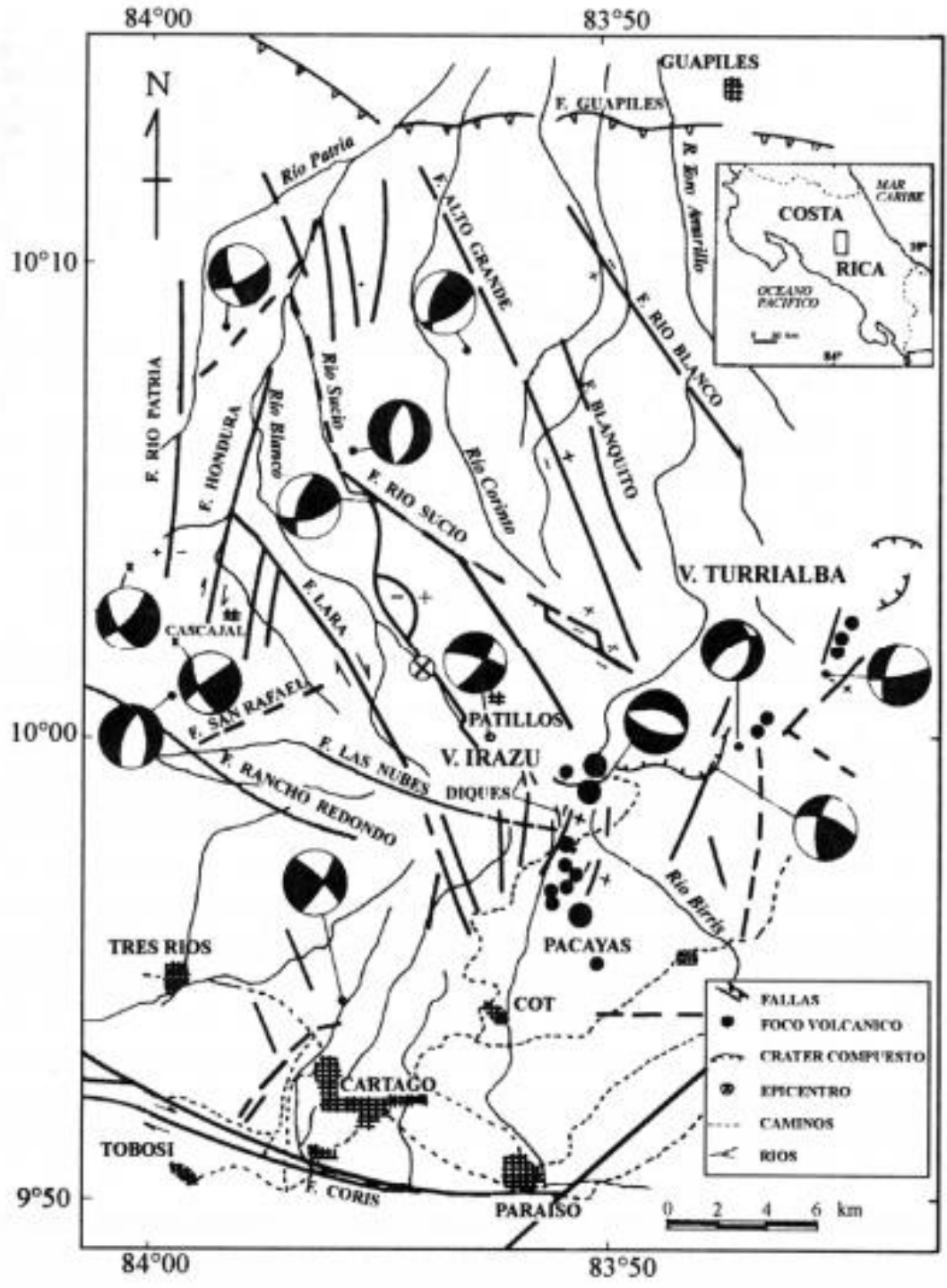


Fig. Fallamiento del Irazú y alrededores basado en Montero y Alvarado (1995). Los mecanismos focales son basados en diversos autores referidos en el texto.

Enjambre entre el Irazú y el Turrialba de 1982: Dos enjambres ocurrieron en el flanco SW del Turrialba y SE del Irazú; ambos con una longitud de ruptura de 12 km. El 4-5 de junio de 1982 se reportó cuatro sismos con magnitudes (M_c) que variaron entre 2.5 y 3.6 M_w , que fueron sentidos en la cima y en San Gerardo, ligeramente al norte del cráter principal. Las principales localidades de las que se obtuvo reportes de sismos en junio fueron: San Rafael de Irazú y Las Peñas (IMMmax VI), Pacayas, Buenos Aires de Alvarado, La Esperanza y Santa Cruz de Turrialba; las primeras tres localidades están ubicadas al SE del cráter del Irazú y las dos últimas más contiguas al volcán Turrialba. Pequeños deslizamientos se generaron en el filo que separa los cráteres Principal y Diego de la Haya.

Durante el 23 al 30 de septiembre de ese año (particularmente el 23-25; este último día con un máximo de 200 eventos por hora) ocurrió la mayor actividad sísmica de 1982 con un sismo con una magnitud máxima de 4.0 M_w en la falda SW del volcán Turrialba. En este caso, los reportes de intensidad (incluyendo pequeños deslizamientos) sugieren que los principales eventos ocurrieron al ESE del cráter Principal del Irazú, entre los dos volcanes (Irazú y Turrialba), donde los temblores se concentraron entre los conos Tiendilla y Liebres. Con base en las ubicaciones epicentrales se interpreta que las fallas Elia y Ariete originaron estos temblores. Una solución de mecanismo focal compuesto con dirección $N46^\circ E$ de tipo inverso para esta sismicidad; el rumbo encontrado concuerda con la orientación de las fallas Elia y Ariete (Morales y Montero, 1984; Güendel, 1985; Barquero y Alvarado, 1989; Montero y Alvarado, 1995; Fernández et al., 1998).

Enjambre de 1987: Dos enjambres principales fueron registrados en este año. El primero corresponde con un total de 9 sismos, principalmente los días 6-7 de enero, percibido por los pobladores, en especial los del barrio Los Ángeles. El mecanismo focal compuesto concuerda con un alineamiento pronunciado de actividad orientado $N35^\circ E$, paralelo al cauce del Reventado (Güendel, 1987). El otro enjambre se presentó entre el 19 y el 24 de agosto de 1987 con temblores de magnitud máxima M_L de 3.4-3.7 en el flanco NW del Irazú (Boschini, 1988; Barquero y Alvarado, 1989). El mecanismo focal del evento principal dio como resultado un fallamiento normal de rumbo $N60^\circ W$, que coincide con la falla a lo largo del río Sucio (Barquero y Alvarado, 1989).

Enjambre de 1990: Una serie de sismos fueron disparados en el Irazú por el terremoto de Cóbano del 25 de marzo de 1990 (M_w 7.3). Barquero et al. (1991) localizó seis de ellos con magnitudes entre 3.0 y 4.4 que ocurrieron entre el 27 de marzo y el 26 de agosto de 1990. La intensidad máxima MM en Cascajal fue de IV para el sismo de magnitud mayor.

Enjambre sísmico del Irazú de 1991-1992: A partir del 2 de enero de 1991, luego del terremoto de Alajuela o Piedras Negras (22 de diciembre, 1990; M_c 5.7, M_w 5.9), se registraron eventos tectónicos en forma continua en el macizo del volcán Irazú. En la primera semana de enero los eventos no fueron reportados como sentidos por la población, pero a partir del día 6 los habitantes de San Juan de Chicué percibieron y reportaron algunos eventos sísmicos. El 7 de enero se detectaron 95 microsismos, pero desde este día la actividad decayó y no fue sino hasta el 16 que mostró un incremento para alcanzar un máximo el 27 de mismo mes cuando resurgió la actividad con 103 eventos. Durante enero ocurrieron más de 1000 microtemblores, la mayoría de los cuales no fueron sentidos por la población. En febrero del mismo año se reportó solamente un evento sentido de esta área, aunque ocurrieron 709

microsismos durante ese mes. En marzo la actividad fue baja, pero el 22 de abril ocurre el terremoto de Limón (M_w 7,7) y con ello se desestabiliza nuevamente el fallamiento en el área. En ese mes ocurrieron dos temblores de magnitud 2.8 y 2.9 que fueron sentidos en Tierra Blanca y Cot. La sismicidad volcano-tectónica en mayo fue abundante cuando se registraron 1367 sismos durante ese mes en la estación ubicada en la cima del Irazú. De esos temblores, los más importantes alcanzaron magnitudes de 3.7 y 3.5 en mayo. Justo en mayo aparecieron nuevas fumarolas en el fondo del cráter y se formó el lago. En junio la sismicidad continuó en ascenso, con un pico el 1° de junio con 600 eventos ese día luego de dos temblores (M_c 3.9 y 3.3), registrándose 2896 temblores en ese mes, lo que constituye el mes de máxima actividad durante los enjambres de 1991, en su mayoría con magnitud inferior a 2. En este mes se localizaron 11 temblores de magnitud entre 3 y 4 y se reportaron 23 temblores sentidos en el Irazú en este mes.

También se registró temblor y sismos de baja frecuencia. En julio la actividad se mantuvo con un total de 721 eventos (en su mayoría $M < 2M$; M_{max} 3.3), con un pico en la sismicidad el 4 de julio; los temblores y sismos de baja frecuencia continuaron en ese mes. Luego, comenzó a descender vertiginosamente la sismicidad con 74 y 36 microtemblores en setiembre y noviembre de 1991. Para enero, febrero, marzo, abril y mayo de 1992 se registraron 5, 234, 141, 10, 126 sismos tectónicos, respectivamente. La actividad sísmica de alta frecuencia decae significativamente entre junio y agosto, hasta desaparecer en setiembre, presentándose solo eventos de baja frecuencia. En total, se registraron más de 5000 sismos tectónicos en 1991. Entre enero y mayo de 1992, nuevos enjambres de temblores fueron registrados con una magnitud máxima de 4.3 (BGVN, 1991-1992; Barquero et al., 1995; OVSICORI, 1997).

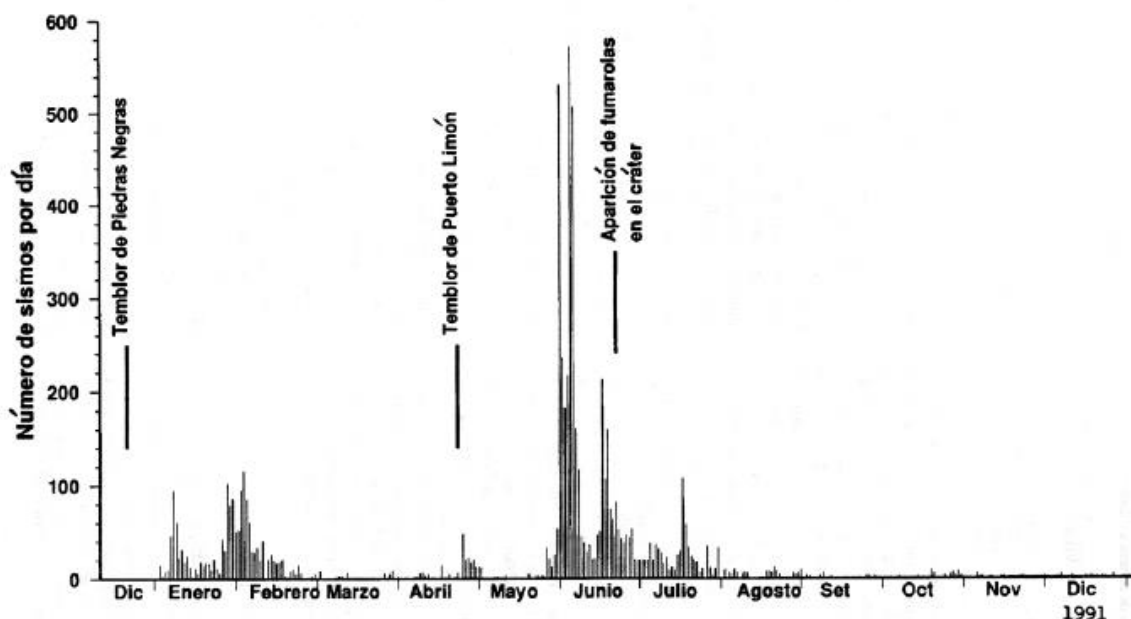


Fig. Histograma de la sismicidad versus el tiempo según los registros en la estación Irazú (ICR) de la RSN (Barquero et al., 1995). Los terremotos de Piedras Negras (22 de diciembre, 1990, M_w 5.9) y de Limón (22 de abril de 1991, M_w 7.7) ocurrieron a 53 y 84 km de distancia del Irazú.

Enjambre sísmico de 1994: Del 7 al 18 de noviembre de 1994 se registró un enjambre sísmico entre el Irazú y el Turrialba, caracterizado por pequeños sismos tectónicos (255 en total) asociados probablemente con fallas locales, pero 42 de ellos se ubicaron en un alineamiento de 10 km de largo con rumbo N35°W, presumiblemente asociado con una falla que pasa entre el cráter Principal y el Diego de la Haya, sísmicamente activa al menos desde 1991. Sus profundidades fueron entre 1 y 12 km (por lo general <8 km) bajo el nivel del mar y una magnitud máxima de 3.4 en 18 de noviembre.

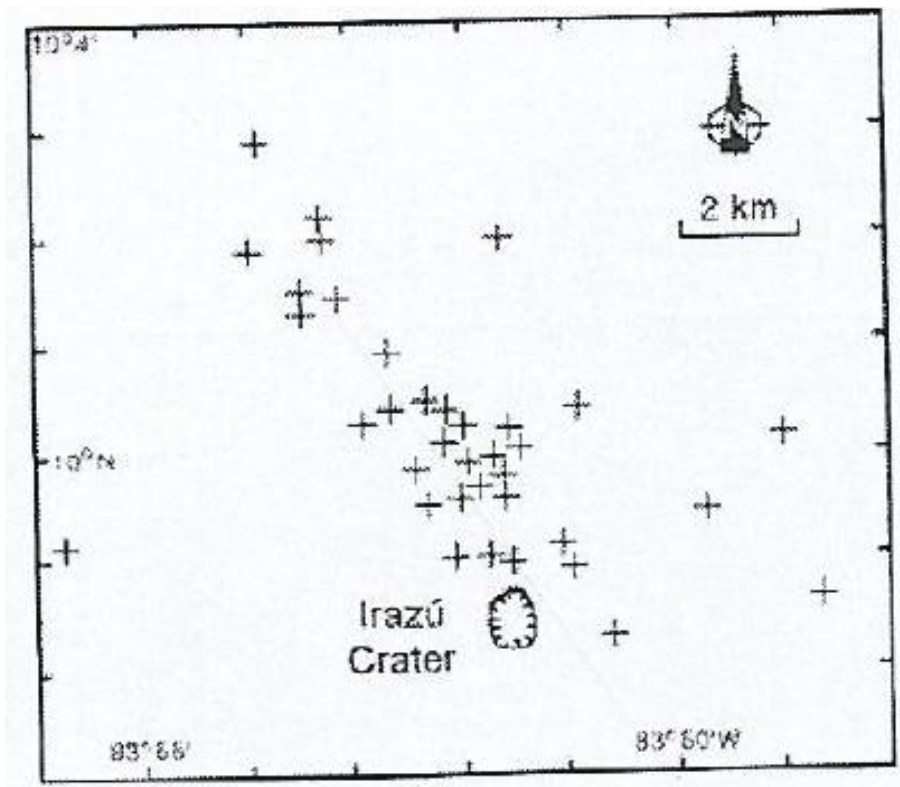


Fig. Sísmicidad en el Irazú del 7 al 18 de noviembre de 1994 (OVSICORI-UNA en BGVN, 1994).

Enjambre sísmico de 1996: El 30 de enero se registró un enjambre de 29 temblores entre las 3:12 p. m. y las 9:11 p.m. Durante los meses de abril, mayo, junio, julio, agosto y diciembre se registraron nuevamente 55, 26, 48, 33, 13 y 51 sismos locales, respectivamente (BGVN, 1996, 1997).

Enjambres sísmicos de 1997: En abril y mayo se registraron 107 y 136 temblores, respectivamente, un número sobre la media normal. Dos de ellos ocurrieron el 6 de abril (0:54 y 04:37 a. m.) con magnitudes de 1.9 y 2.2, ubicados a 4 y 11 km al SW y NW del cráter Principal a 3.8 y 5.2 km de profundidad, respectivamente. Un enjambre sísmico se registró el 19 de mayo con 23 eventos (BGVN, 1997).

Pero el enjambre más importante inició a partir de las 9:59 a. m. del 15 de junio de 1997, los vecinos de San Juan de Chicoá, San Gerardo y la cima del Irazú reportaron sismos sentidos (unos 20-25 eventos). Tan solo durante las horas de la tarde y noche del 15 de junio, se registraron en las estaciones sismológicas uno 13 sismos por hora como promedio; y de las 12 medianoche a las 6 a.m. del día 16 se registraron unos 53 sismos por hora, para un total de al menos 520 eventos en 21 horas. Del 15 al 18 de junio el enjambre abarcó 1311 temblores, pero sumados a otros sismos locales, alcanza una suma de 1550 sismos en el macizo del Irazú. Los mayores eventos se dieron el 16 de junio (3:05 y 5:30 a. m.) con magnitudes de 3.0 y 3.3 aunque en otro informe se habla de una magnitud 4.0. El enjambre continuó por varios días con profundidades inferiores a los 8 km, pero los sismos mejor localizados están en el rango de 1-4 km. Este enjambre fue asociado como producto de la actividad de la falla Retes, ubicada a unos 3.5 km al SW del cráter Principal del Irazú, contiguo al cerro Retes (OVISICORI, 1997; Fernández et al., 1998). Basado en OVISICORI (1997), el alineamiento sísmico asociado con la falla posee un rumbo N15°W a lo largo de 8 km, que se extiende desde la naciente de los ríos Blanco y Sucio hasta San Gerardo y Santa Rosa de Cot; la mayoría de los eventos se ubicaron a 2-7 km al SSE del cráter Principal. Fernández et al. (1998) lo asocian en cambio a las fallas Nubes e Irazú, teniendo en cuenta que la falla Irazú de ellos es diferente a la denominada igual por OVISICORI (1997). Sin embargo, si se observa la figura aportada por el OVISICORI-UNA, el alineamiento sísmico se extiende por más de 20 km.

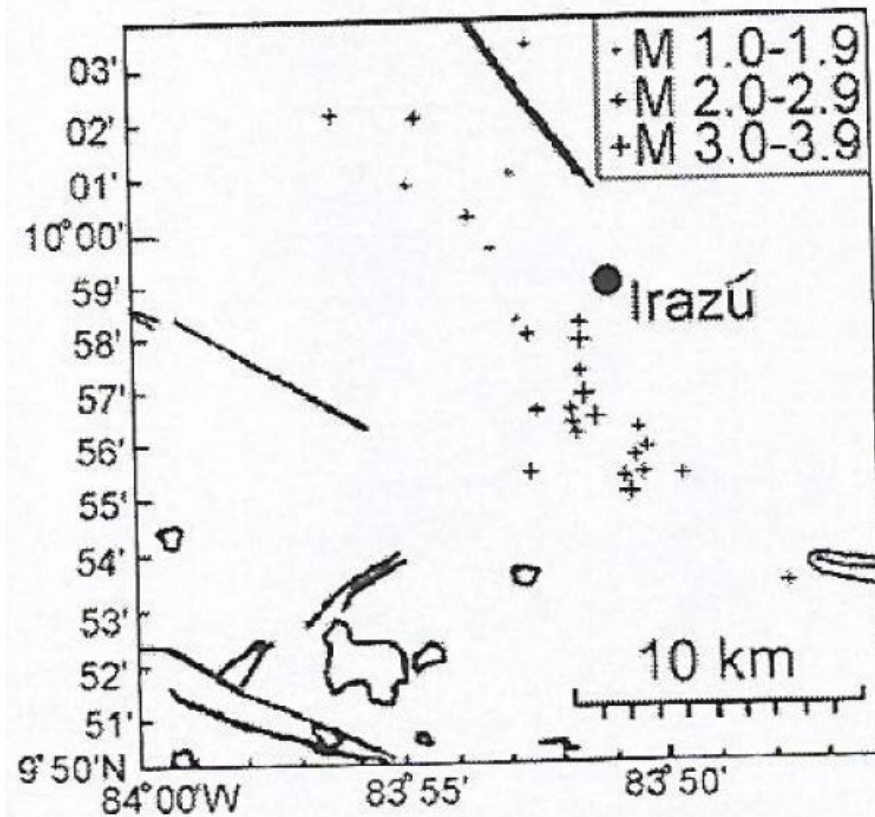


Fig. Sismicidad registrada el 15-18 de junio de 1997 (OVISICORI-UNA en BGVN, 1997).

Otro enjambre fue registrado por el OVSICORI, el cual se originó el 26 de diciembre a las 10:50 a. m. al N y NW de la cima del Irazú, dos de ellos fueron sentidos por la población, el principal de ellos el día 27 (01:54 a. m., magnitud 2.9) a 20 km al NW de cráter Principal y 5 km de profundidad. En total, se registraron 220 eventos, 109 temblores durante las primeras 15 horas (BGVN, 1998).

Enjambres sísmicos del 2010: Según los boletines de prensa del OVSICORI-UNA, en el 2010 se presentaron cuatro enjambres sísmicos en el Irazú, los cuales fueron sentidos por los pobladores aledaños al volcán. El primero fue entre finales de enero y principios de febrero; el segundo a finales de febrero y principios de marzo, el tercero del 30 de junio a inicios de julio y el cuarto el 18-22 de julio. El enjambre del 30 de junio inició a las 8:58 a. m. con tres sismos pequeños, pero a las 1:35 p. m. la actividad sísmica aumentó en cantidad y magnitud, llegándose a registrar algunos sismos con magnitudes entre 2.5 y 3.0. Varios de estos sismos se reportaron como sentidos y se localizaron a 5 km al NW de Pacayas, con profundidades entre 1 y 5 km. A la media noche del 30 de junio se habían registrado 110 sismos. La actividad disminuyó significativamente el 1.º de julio y a las 11:00 a. m. de ese día decayó casi por completo con 26 sismos más esa mañana; el número total de sismos para ambos días fue de 136 eventos. El último enjambre de ese año inició el 18 de julio a las 23:02 con magnitudes entre 1.7 y 3.2, que hasta el 22 a las 11:00 a. m. registraba unos 31 sismos. El sismo de mayor magnitud fue de 3.2 M_L y se registró el 22 de julio a las 05:51 a. m. (hora local) a 7 km al SE del cráter del Irazú (Quintero-Quintero y Porras-Hernández, 2018).

Enjambres sísmicos del 2012: Un par de enjambres sísmicos de corta duración se dieron en enero 2012 por pocas horas y a finales de julio de 2012 de pocos días (Mora et al., 2012). Sin embargo, a raíz del terremoto de Sámara del 5 de setiembre de ese año (cuyo epicentro M_w 7.6 se ubica a 197 km del Irazú), casi inmediatamente después se disparó la actividad sísmica en el volcán a un ritmo de centenas de eventos en las primeras horas subsiguientes al terremoto (Fig.). Esta tendencia se mantuvo por lo menos un día más y luego fue disminuyendo paulatinamente entre los días 7 y 9 de setiembre hasta llegar a niveles de menos de 10 eventos diarios en los días siguientes, con excepción del 17 de setiembre, cuando se registró un pequeño pico de actividad. Esta sismicidad se caracterizó por magnitudes coda (M_c) que entre los 1.2 y 4.5 y ocurren a menos de 5 km de profundidad. La distribución de los epicentros de los eventos que pudieron ser localizados con una precisión y calidad aceptables se concentran en una franja elongada con su eje máximo en dirección NW, concordante con los patrones de fallamiento cortical conocido (Mora et al., 2012). Para Lupi et al. (2014), la acción combinada de estrés dinámico y relajación cósmica efímera pudo desencadenar la actividad sísmica en sistemas geológicos en condiciones críticas como lo es el Irazú, donde la reducción de la presión de confinamiento puede conducir un aumento de la presión del fluido a profundidad (es decir, a través de la exolución de la fase gaseosa), para así promover la hidrofracturación, a lo largo de planos de falla y fracturas mediante la migración de fluidos hidrotermales.

Enjambres sísmicos del 2014-2015: En marzo del 2014 se registraron dos pequeños enjambres con menos de 20 sismos diarios, que no sobrepasaban la magnitud 2 y, en su mayoría, no sobrepasaban la magnitud 1, por lo que su localización no es buena, aunque en su mayoría son someros (<4 km) y se localizan al SW del cráter Principal, cercanos al poblado de San Juan de Chicué (Avard et al., 2014).

Luego, minutos después del deslizamiento del 17 de diciembre del 2014 en la cima del Irazú, se empezaron a registrar enjambres de sismos tectónicos hacia el oeste del cráter Principal del volcán Irazú. Los enjambres más importantes se registraron el mismo 17 de diciembre del 2014 y el 11 de febrero del 2015, aunque se siguieron registrando con menor frecuencia. La Fig. x muestra la localización de los sismos registrados entre los volcanes Irazú y Turrialba durante el mes de febrero del 2015. Nótese que la sismicidad mostró una distribución que sugiere una falla con orientación NNW, casi vertical ligeramente inclinada hacia el este. La sismicidad fue muy superficial entre 0 y 5 km de profundidad (Muller et al., 2015; Pacheco et al., 2015). Resulta probable que la liberación del peso, producto del deslizamiento, dispara esta actividad sísmica y que el cambio en la presión de poro del sistema hidrotermal inhibiera los sismos de baja frecuencia. Durante el 2015, se localizaron 1136 sismos en el complejo volcánico Irazú-Turrialba, la mayoría de ellos ubicados al SW del cráter del volcán Irazú; fue uno de los años con mayor cantidad de eventos sísmicos en tiempo reciente. Desde el inicio de enero se localizaron sismos de baja magnitud y superficiales que fueron sentidos por la población local. Para el 25 de mayo de 2015, se presenta una actividad sísmica superficial asociada a fallamiento local ubicado 4.5 km SW del cráter del Irazú. Al ser las 02:19:38 del 26 de mayo, se reportó un sismo sentido y superficial en Potrero Cerrado de Oreamuno, M_L 2.6. Después de este sismo, se registraron varios sismos de magnitud baja en la zona y el 26/05/2015 02:50:28 se localizó un sismo que fue sentido en la zona epicentral, Cartago centro y en la capital San José, con magnitud M_L 4.0; pero que no causó daños (Quintero-Quintero y Porrás-Hernández, 2018).

Terremoto de Capellades del 2016: El 30 de noviembre del 2016 a las 18:25 (hora local) ocurrió un sismo de M_w 5.2-5.5 a una profundidad de 2,7-3 km, ~4 km al norte de Capellades de Alvarado. Fue el evento principal de una secuencia con precursores y réplicas, localizada a 5 km de los volcanes Irazú y Turrialba. La secuencia de sismos muestra un claro alineamiento de 8 km de longitud y rumbo $N20^\circ W$, en correspondencia con una falla casi vertical de desplazamiento de rumbo dextral. Esta falla no había sido reconocida previamente y se ha denominado Liebres en este estudio, aunque sí parece ser continuidad de otras previamente reconocidas más al NE. El sismo principal fue sentido en casi todo el país, con una intensidad máxima de VI+. Este sismo es el más reciente y el de mayor magnitud en el sector oriental desde el terremoto de Patillos en 1952, de una lista de terremotos originados en las fallas que cortan la cordillera volcánica Central, la cual representa el límite norte del área más poblada del país. A pesar de la cercanía con los volcanes, no se visualizan efectos eruptivos inmediatos. Varios deslizamientos cosísmicos se dieron (dentro de un área de 35 km^2), pero ni la sacudida sísmica ni los deslizamientos cobraron vidas humanas (Linkimer et al., 2018; Quintero-Quintero y Porrás-Hernández, 2018).

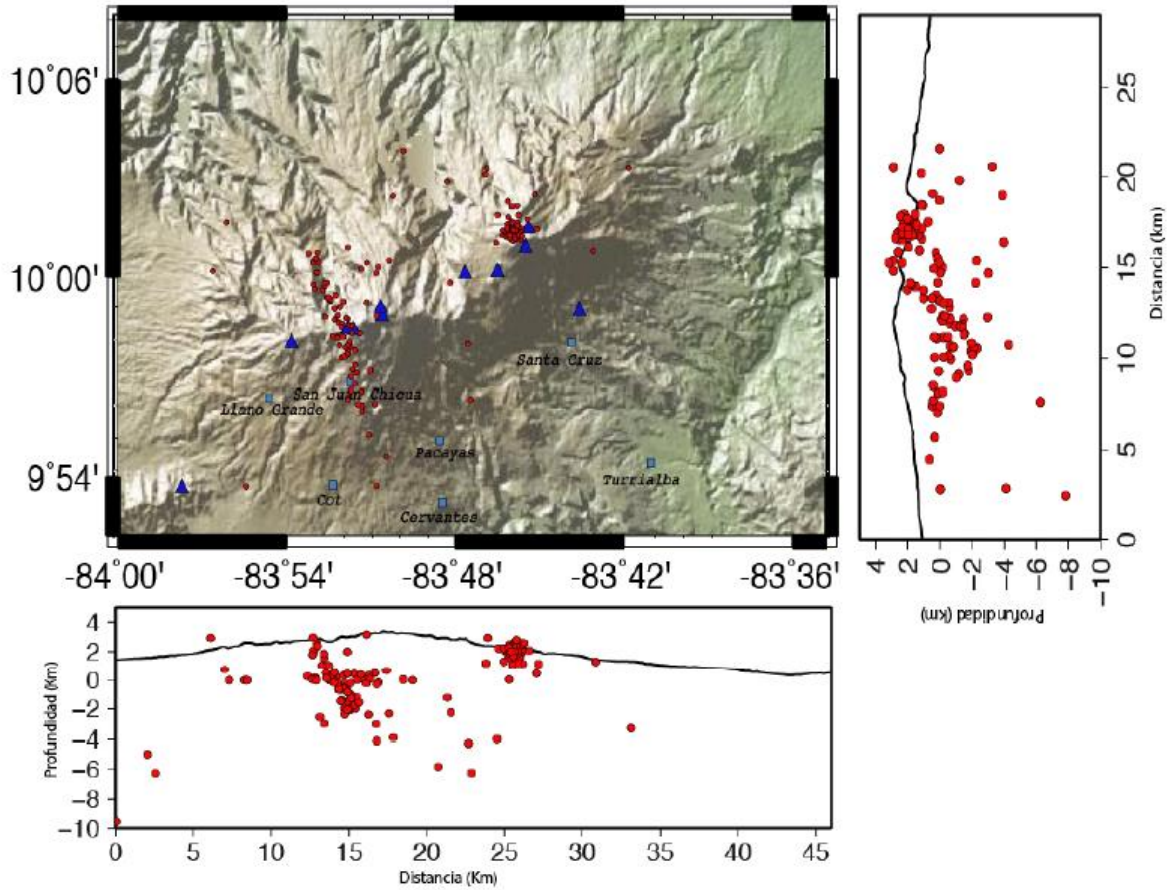


Fig. x. Distribución de la sismicidad (puntos rojos) y perfiles sismológicos de los temblores en febrero del 2015 localizados con las estaciones sismológicas cercanas (triángulos azules). (tomado de Muller et al., 2015; Pacheco et al., 2015).

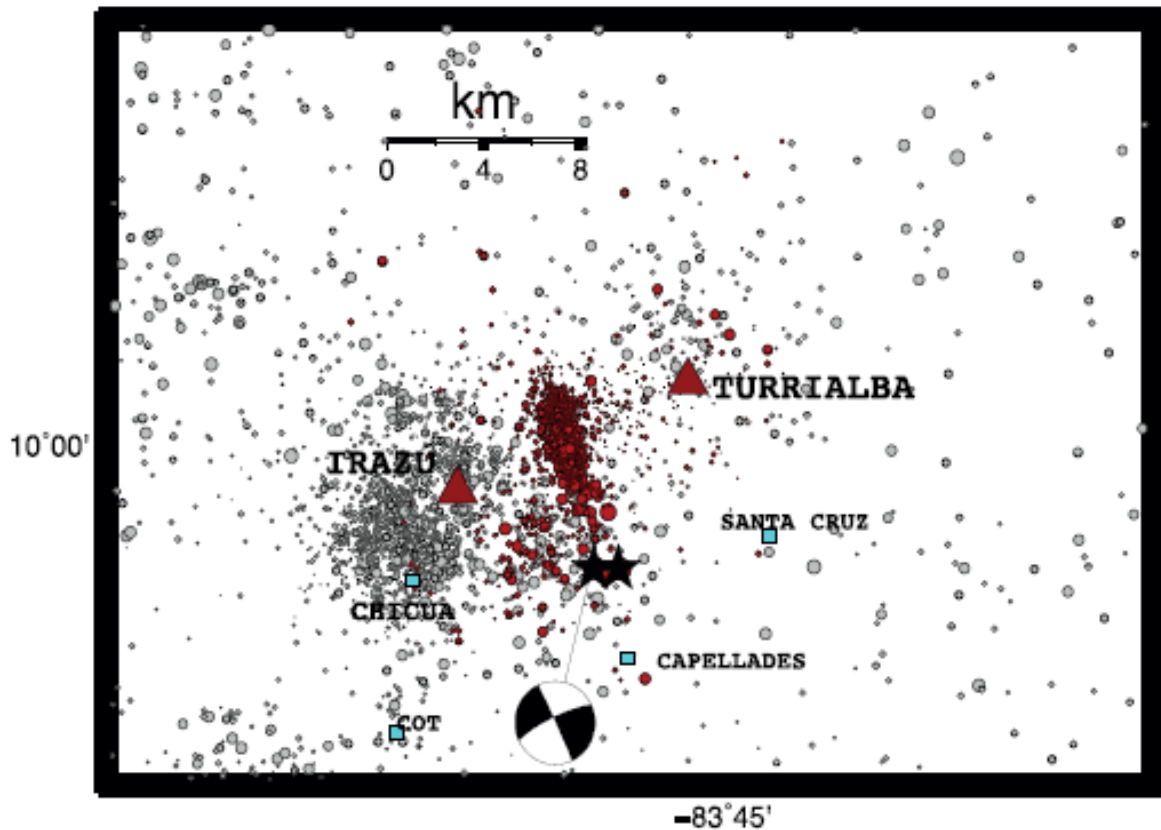


Fig. Sismicidad superficial registrada por la red sísmica del OVSICORI-UNA en la zona cercana a los volcanes Irazú-Turrialba desde el 2010 al 2016. Los epicentros se indican por círculos rellenos de color gris o rojo. Los epicentros de color rojo son los asociados a la sismicidad de Capellades. Los volcanes se muestran por triángulos de color rojo. El tamaño del círculo es acorde a la magnitud. El mecanismo focal se indica por una esfera focal. Los pueblos cercanos de Chicúa, Cot, Santa Cruz y Capellades se indican por cuadrados de color celeste (Quintero-Quintero y Porras-Hernández, 2018).

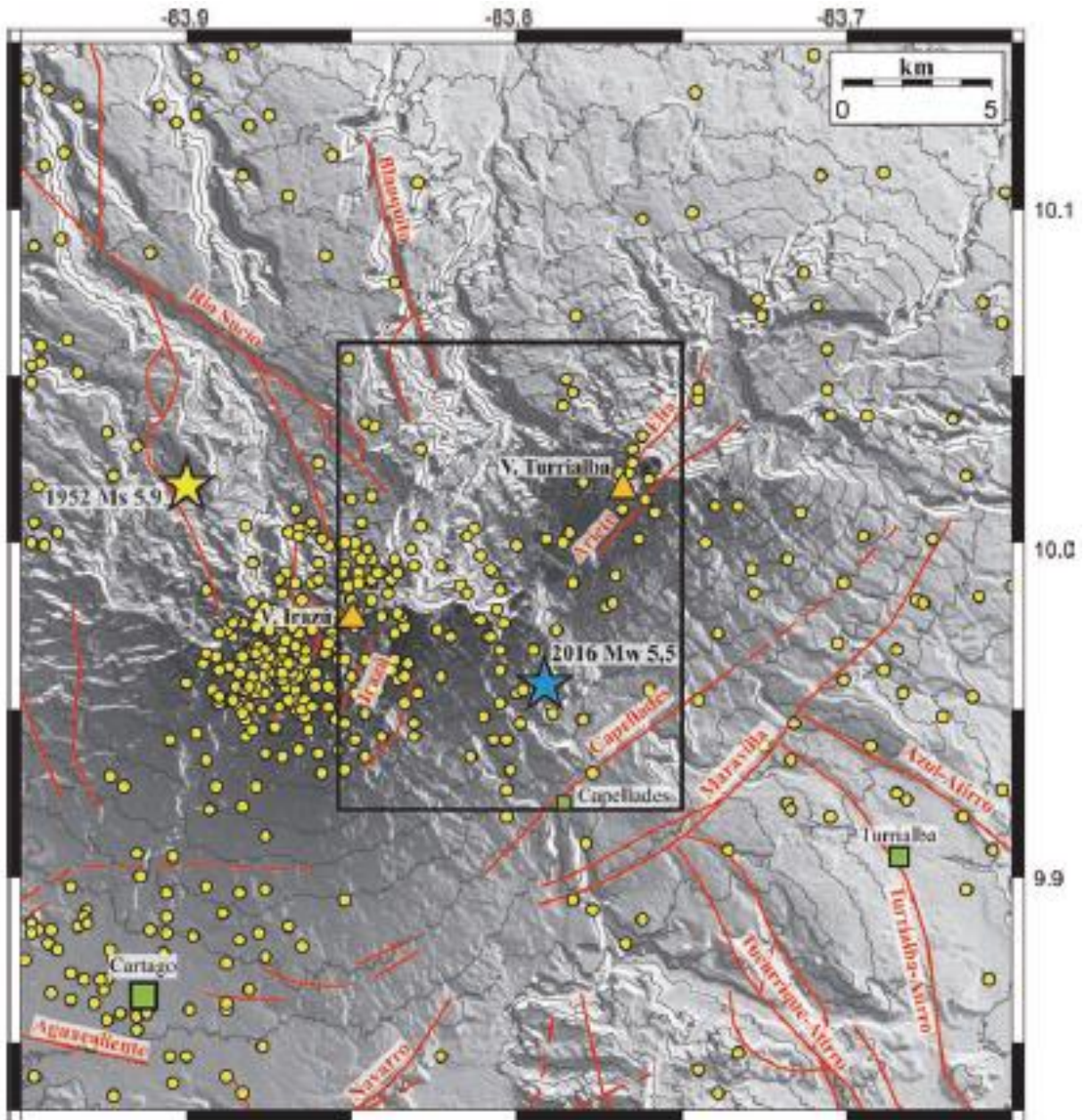


Fig. Sismicidad de la zona de los volcanes Irazú y Turrialba localizada por la RSN durante el periodo del 1.º de enero de 1974 al 30 de noviembre del 2016 (círculos amarillos). Las fallas activas (líneas rojas) son tomadas de Montero et al. (2013, 2016). La estrella amarilla representa el terremoto de Patillos (Montero y Alvarado, 1995), mientras que la estrella verde el terremoto de Capellades. El recuadro representa el área mostrada en la Fig. xx (tomado de Linkimer et al., 2018).

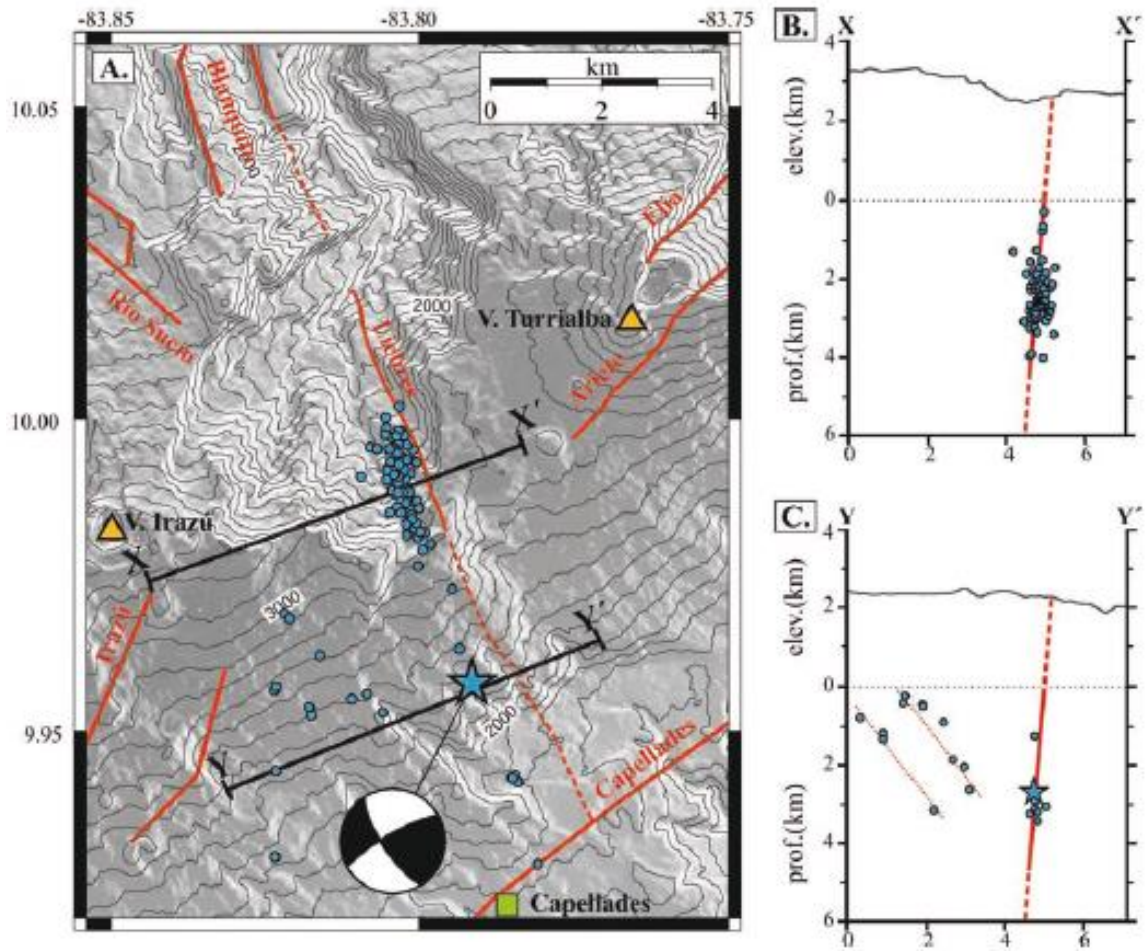


Fig. A. Epicentros de la secuencia de Capellades. B. Perfil norte perpendicular a la falla Liebres. C. Perfil sur perpendicular a la falla Liebres. Los perfiles incluyen los hipocentros localizados a 2 km a ambos lados del eje (Linkimer et al., 2018).

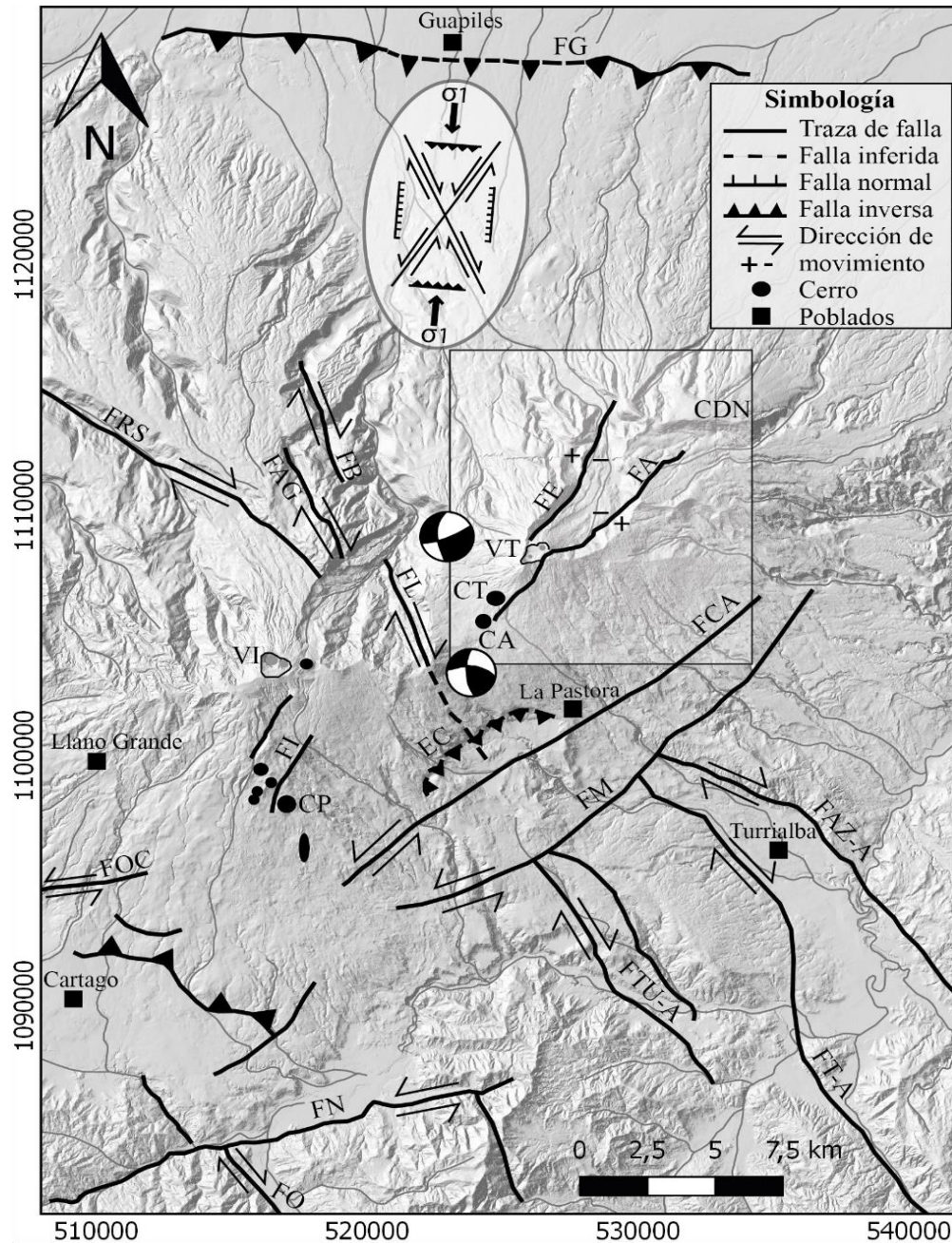


Fig. cc: Marco tectónico regional asociado al macizo del Irazú y del Turrialba (basado en Soto, 1988; Montero y Alvarado, 1995; Montero, 2001; Linkimer et al., 2018). Se observa el sistema de fallas en relación con la zona de estudio: las fallas Guápiles (FG), Río Sucio (FRS), Blanquito (FB), Liebres (FL), Elia (FE), Ariete (FA), Irazú (FI), Capellades (FCA), Maravilla (FM), Ochomogo (FOC), Navarro (FN), Orosi (FO), Tucurrique-Atirro (FTU-A), Turrialba-Atirro (FT-A) y Azul-Atirro (FAZ-A). Además, se observan los macizos del volcán Turrialba (VT) e Irazú (VI), así como los focos volcánicos de los cerros Dos Novillos (CDN), Tiendilla (CT), Armado (CA) y Pasquí (CP). El escarpe Coliblanco (EC). En la parte superior de la figura se observa el elipsoide de deformación interpretado para el régimen tectónico presente. El recuadro enmarca el área del graben (Calvo et al., 2019).

4. ACTIVIDAD ERUPTIVA HISTÓRICA

La actividad volcánica histórica del Irazú se va a dividir cronológicamente en varias fases, que se sintetizan a continuación, basado en los documentos históricos y observaciones de campo.

Aunque hay muchos reportes de erupciones en diferentes publicaciones, particularmente en el siglo XIX y en 1910, por ejemplo, acá únicamente se incluyen aquellas de las cuales hay evidencias documentales que las soporten basado en una cuidadosa revisión de los documentos históricos.

Desde el punto de vista histórico, se debe tener presente que la ciudad de Cartago fue fundada en el valle de El Guarco en 1563 por Juan Vázquez de Coronado (1524-1565), aunque fue Juan de Cavallón y Arboleda (1525-1565) quien inició el conocimiento de esta tierra cuando los españoles llegaron por primera vez en 1561. En 1572, el nuevo gobernador, Perafán de Rivera, decidió trasladar el asiento de Cartago, ya que las constantes inundaciones de los ríos circunvecinos y el lecho arcilloso del subsuelo hacían imposibles los cultivos, las obras públicas y demás actividades urbanas, por lo anterior, se le llegó a conocer con el nombre popular de la “ciudad del Lodo”. Se trasladó hacia el valle de Mata Redonda (al W de San José), propiamente en el llano de La Sabana. La ciudad fue nuevamente trasladada en 1575 a su ubicación actual de la ciudad de Cartago (Meléndez, 1962).

De un manuscrito inédito del Gobernador español de Costa Rica, de nombre Diego de la Haya, del año 1719, Alexander von Frantzius describe el siguiente pasaje (Frantzius, 1861): *[La capital Cartago] se halla guarnecida de unas montañas eminentísimas, siendo la más elevada en la que está un volcán de agua. Esta denominación “volcán de agua” deja suponer que en aquella época el volcán Irazú o tenía un lago en su cráter o que había generado lahares.*

Cuadro xx: Cuadro comparativo entre la actividad volcánica del Irazú en tiempo histórico.

Año	Tipo de erupción	Duración	Altura máxima nivel del cráter (km)	VEI	Efectos
1723-1724	Estromboliana violenta, freatomagmática y freática	≥12 meses	>2 km	3	Caída de cenizas y balísticos, lahares casuales
1917-1921	Freatomagmática	≥44 meses	~5.5	2	Caída de cenizas
1924	Freatomagmática?	~2 meses	?	~1	Caída de cenizas
1928-1930	Freatomagmática	Iregular; al menos 6.5 meses en total	>2 km	2	Caída de cenizas
1933	Freatomagmática?	4 meses	~5.5?	2	Caída de cenizas
1939-1940	Freatomagmática	9 meses	~4.5	2	Caída de cenizas
1963-1965	Freatomagmática, estromboliana y freática	30 meses	8	3	Caída de cenizas y lahares principalmente

4.1 La actividad eruptiva de 1723-1724

Del mismo gobernador proviene la primera descripción de una erupción histórica en su diario, en correspondencia con el primer relato vulcanológico de Costa Rica. La reproducción fue efectuada y se basó en tres documentos, publicados en varias fuentes y recopilados en Alvarado (2021).

En dicho documento se puede interpretar la formación de un pequeño cono piroclástico en la cúspide durante los primeros días de actividad. A modo de ejemplo, el cono del volcán Parícutín (México) creció rápidamente 60 m durante el primer día de actividad (5 de febrero de 1943) y 60 m después de tres días. De igual modo, la erupción del Monte Nuovo (Italia, año 1538) formó un cono de 132 m en dos días de actividad (Alvarado y Schmincke, 2013). Los extraños arcos de vapor blancuzco se interpretan como grandes anillos de humo despedidos por las fumarolas. Similares anillos de vapor se han observado y fotografiado en el volcán Etna (Italia). Además, este relato describe detalladamente algunos de los procesos que suelen acompañar toda erupción volcánica de cierta magnitud. Los movimientos sísmicos presentaron una magnitud Mw estimada de ~5,1. Los temblores estuvieron frecuentemente acompañados de ruidos subterráneos, fueron provocados por las tensiones ejercidas por el ascenso de material rocoso fundido (magma) a través del conducto (o conductos) o chimenea principal en un medio tectónicamente muy fracturado, como es el caso del edificio del Irazú. Esos temblores se caracterizan por su escasa a moderada intensidad, por ser poco profundos (usualmente <15 km), locales y en tipo de enjambre (muchos sismos en un corto tiempo) y por afectar un área reducida. También se interpreta la

presencia de pequeñas corrientes de lodo volcánico denominadas lahares, similares a las que bajaron y destruyeron Taras en 1963.

En una segunda expedición describe un cráter o caldera compleja de casi dos leguas de circunferencia (unos 11 km), de ahí que el diámetro (posiblemente sobreestimado por los asustados exploradores) sería de 3.5 km o menos, cuyos restos actuales serían el borde caldérico de Playa Hermosa. El cráter más activo y profundo estaría ubicado al NW y alojaría en su interior una poza de lava (Alvarado y Schmincke, 2013).

El gobernador rubricó todo lo acontecido hasta esta fecha; sin embargo, no se precisó cuándo realmente finalizó la erupción. Esta erupción se pudo extender probablemente hasta febrero de 1724 y quizá hasta marzo de 1726 (Humboldt, 1845-1862; Fuchs, 1884; Montessus de Ballore, 1884, 1888; González, 1910), pero ninguno de esos autores fue testigo de la erupción en ese entonces y no se han encontrado las fuentes primarias que lo soporten (solo los documentos que las reproducen como fuentes secundarias), aunque está dentro de lo posible que la actividad se extendiera hasta 1726 (González, 1910; Sapper, 1925; Alvarado y Schmincke, 1994, 2013). En efecto, en un documento de la Curia Metropolitana, fechado el 23 de junio de 1724, se describen corrientes de lodo que transitaron por el río Reventado, debido a “las muchas arenas que dimanaban [sic] del volcán”, lo que se interpretó como lahares disparados por una erupción, que posiblemente continuaba por lo menos aún a mitad del año 1724 (Peraldo, 1996).



Fig. El vulcanólogo alemán, Karl Sapper (58 años) examinando en 1924 una bomba volcánica aplastada (torta de lava) en Playa Hermosa, asociada con la erupción de 1723 (Mata, 1930).

4.2 La fase de dormir del volcán de 1725-1916

La mayoría de las noticias sobre actividad volcánica del Irazú en los siglos XVIII y XIX son inexactas. En muchos casos, los exploradores confundían la intensa actividad fumarólica o columnas de vapor (actividad exhalativa) con columnas de cenizas, o bien los naturalistas se servían de las narraciones de otros expedicionarios sin experiencia, y escribían sobre erupciones, o en su defecto, atribuían los terremotos como actividad eruptiva. En general, los escritos concuerdan en que posterior a las erupciones de 1723, la actividad fue fumarólica y esta fue gradualmente disminuyendo hasta desaparecer posiblemente en 1889. Por lo anterior, las supuestas erupciones de 1775, 1821-1823, 1842, 1844, 1847, 1864, 1875, 1882, 1885-1886, 1889, 1894, 1899, 1909, 1910 y 1914, al parecer, no ocurrieron y no existen documentos precisos que las soporten. Del mismo modo, aunque en algunos documentos se asegura que H. Pittier tenía información que soportaba la actividad de 1821 y 1847, los cuales corresponden con las presuntas erupciones citadas por diversos autores (Humboldt, 1845-1862; Fuchs, 1884; Montessus de Ballore, 1884, 1888; Sapper, 1901, 1913), pero las fuentes primarias no están hasta la fecha accesibles o se perdieron, o bien, fueron interpretados de manera errónea, quizás confundidas con terremotos (González, 1910; Tristán, 1923; Sapper, 1925; Alvarado, 1993). Pero más importante aún es que el mismo Pittier no aporta dichas evidencias en sus trabajos (Pittier, 1889, 1912). Adicionalmente, hasta el momento, no existen registros geológicos (depósitos volcánicos) que comprueben la supuesta actividad eruptiva del siglo XIX e inicios del XX, a menos que fueran erosionados (Alvarado, 1993). Pese a ello, en algunos textos se sigue mencionando reiteradamente dicha actividad eruptiva del siglo XIX (Siebert et al., 2010).

Lo que sí es cierto es que en 1825 se visualizaron al menos 7 pequeñas bocas o cráteres alojados dentro de un cráter mayor, una de ellas con intensa actividad de vapores con incrustaciones de azufre en las paredes cratéricas (Hale, 1826), hecho que se repitió en 1844 (Dunlop, 1847), en 1859 (Trollope, 1859), e igualmente en 1870, según se desprende de una carta y un croquis del cráter Principal suministrado por el padre Garita a don José Fidel Tristán. En 1888, Pittier menciona una fuerte actividad gaseosa y en 1899, K. Sapper observó en el cráter occidental (hoy día cráter Principal) nueve intracráteres pequeños, que llamó de la A a la H (incluyendo el cráter Ch) y realizó un detallado dibujo (Sapper, 1901). Aquí surge la duda de si el número de cráteres registrados por estos exploradores extranjeros de la cumbre del Irazú (p. ej., John Hale, Rosomond Lawrence, Charles Partridge, Henry Cooper y Anthony Trollope) incrementó debido a la actividad explosiva, modificándose en algún momento de 4 a 9 bocas entre 1825 y 1889, o si fue producto de un mejor conteo por parte del científico Sapper.

La intensa neblina durante las visitas fugaces, aunado a la inexperiencia en observar y describir el paisaje volcánico, pudo ser una limitante, tal y como los mismos aventureros lo describen. Al parecer fue esto último, dado que, por ejemplo, en 1840, 1858 y 1870 se describen tan solo 3 o 4 bocas, una de ellas con actividad fumarólica (Stephens, 1841; Meagher, 1859-1860 y la nota del padre Garita), aunque contemporánea o previamente otros autores mencionan 7 u 8 bocas (Hale, 1826; Dunlop, 1847; Trollope, 1859). La mayoría de ellos no mencionan el cráter más oriental (actualmente llamado Diego de la Haya) ni el cono de escorias con sus cráteres. En 1910, así mismo se observó actividad fumarólica en el fondo N del cráter Principal, que en muchos documentos ha sido confundida con actividad eruptiva.

Incluso existen fotografías del volcán en erupción de 1910, año que es incorrecto. Dichas fotografías corresponden con otras erupciones posteriores a 1910.

Otro elemento claro es que el aspecto de la zona cratérica cuspidal del Irazú ha cambiado mucho desde que fue descrito y dibujado por los primeros científicos y naturalistas visitantes. Hoy no queda ni brizna de estos cráteres menores para mostrar, solo quedaron en las fotografías y dibujos de la época.

En marzo de 1911 unos deslizamientos en el “cráter del Reventazón” pusieron en evidencia una actividad fumarólica consistente principalmente de vapor de agua, desarrollada en una masa rocosa muy fracturada. La temperatura de los gases fue de 63,5 °C, aunque disminuyó considerablemente en julio de 1912 (Tristán, 1911).

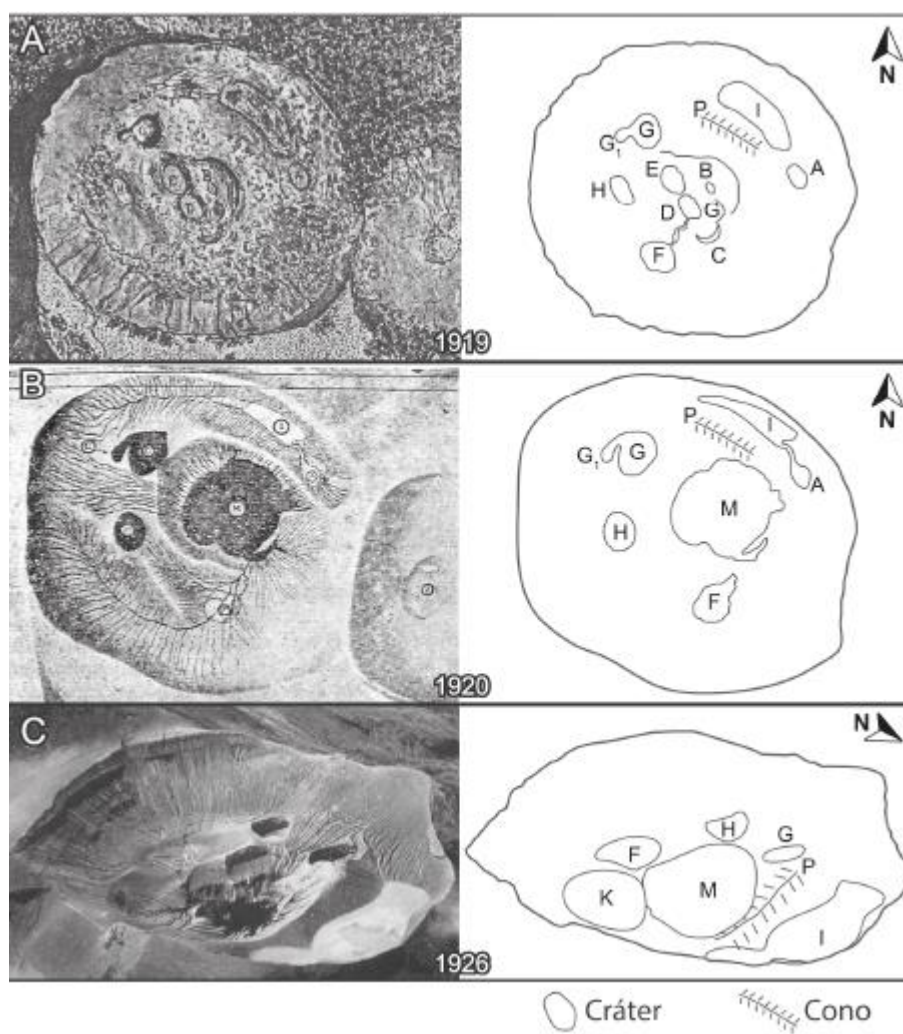


Fig. : Primeros dibujos y fotografías sobre la ubicación y cambios morfológicos de los cráteres del Irazú (Elizondo et al., 2019).

4.3 La actividad eruptiva de 1917-1921

El 27 de setiembre de 1917 unos campesinos fueron de paseo al Irazú y al aproximarse a uno de los cráteres (el llamado cráter H) notaron con asombro que salía “humo” y se producía un ruido “sordo”, que sin interrupción provenía de aquella boca que habían visto dormida y silenciosa por tantos años (Tristán y Fernández, 1917, 1921; Fernández, 1920; Tristán, 1923). Desde octubre y durante todo el mes de noviembre la actividad continuó en varios cráteres o bocas (con excepción de la boca F) con desprendimiento continuo de vapor de agua (actividad fumarólica). La máxima actividad eruptiva fue el día 18 de ese mes con proyección de bloques y cenizas. El 17 de diciembre del mismo año se notó por primera vez desde San José, a las 8:00 a. m., una columna de cenizas levantarse sobre el perfil del Irazú, actividad que se manifestó de lleno el 18 de ese mes (Fig xx). El 6 de enero de 1918 se produjo, a las 8:00 a. m., una erupción importante de cenizas que cayó sobre el Valle Central.

Para el 12 de enero, la boca G era la activa. Durante el año de 1918, la actividad del Irazú se mantuvo intensa, al grado que el 9 de octubre. En los archivos fotográficos, postales y periodísticos de J. F. Tristán, salvaguardados en la *Academy of Natural Sciences* (colección N.º 967, caja 1, folder 1), aparecen unas fotografías donde dicen que la boca se abrió dos días antes de tomadas las fotografías, es decir, el 18 de octubre de 1918. En otro documento comentan que tomaron fotografías (Fernández, 1920b) se abre una nueva boca eruptiva en el fondo del cráter D y para el 20 de octubre de ese año, dos bocas se mantenían activas: la nueva y otra vieja (Fig. xx). El 30 de noviembre de ese año se registró la erupción más colosal de todo el año, cuyas cenizas llegaron hasta el golfo de Nicoya. El 3 de febrero de 1919 las erupciones lanzaban rocas y cenizas por la boca M. Dicha actividad se prolongó hasta 1920 con fases de menor o mayor intensidad (Fernández, 1920b; Tristán y Fernández, 1921; Tristán, 1923).

En agosto de 1920 estaba activo el cráter H, mientras que el cráter M (Figura 8.51) se había comido a las antiguas bocas cratéricas llamadas B, C, D, E y L (Fernández, 1920b). Luego, el 27 de setiembre de 1920 (6:20 a. m.) ocurrió una erupción importante con lluvia de cenizas sobre San José, actividad que se mantuvo con altibajos hasta por lo menos mayo de 1921 (Tristán, 1923), aunque se desconoce en qué mes de ese año terminó. A partir de 1921 y hasta 1923, la actividad del Irazú fue disminuyendo hasta entrar en un estado de actividad fumarólica baja,

4.4 Otras erupciones menores en 1924, 1928-1930, 1933 y 1939-1940

Otras actividades eruptivas menores que se recuerdan ocurrieron entre el 4 y 11 de marzo y 20, 23 y 31 de ese mismo mes del año 1924 (Diario de Costa Rica, 11-II-1924, p. 7), al parecer disparadas por el terremoto de Orotina (4-3-1924, Ms 7.0; Montero, 1999) y **abril de 1924**, entre el 14 de febrero y el 26 de mayo de 1928, **julio** a setiembre de 1929, **el 30 de octubre de 1930**, de nuevo entre el 22 de marzo y el 25 de julio de 1933 y, finalmente, entre el **18 de mayo de 1939 y febrero de 1940**. Se destacaron algunas erupciones de ceniza que, aunque llegaron hasta San José, no ocasionaron daño alguno, así como tampoco adquirieron mayor trascendencia (Schaufelberger y Jiménez, 1933; Alvarado, 1993).

Erupciones menores, observadas desde Cartago, se reportan principalmente el 20 de mayo y al final de ese mes en 1928, seguidas por erupciones frecuentes en agosto y setiembre de 1929 (Mata, 1930, 472, 481). En la erupción de 1929 el cráter G era el que estaba activo, creciendo de tamaño hasta cuadruplicar el tamaño, próximo a incorporar el cráter principal. El cráter M aumentó también en tamaño hasta que a finales de 1929 y en 1930, el cráter A fue también absorbido (Fig. xx y xx).

Así, las erupciones de 1930 tienen su origen en el nuevo cráter M, mientras que el G y el H estaban en reposo (Mata, 1930; Schaufelberger, 1931).

En 1933 se mencionan algunas erupciones cuya ceniza llegó hasta San José, pero sin mayores consecuencias, donde se reportan algunos sismos por las explosiones los días 22 de marzo, 30 de mayo y 25 de julio (Schaufelberger y Jiménez, 1933, p. 9, 28; Murata et al., 1966; Vargas, 1967a), o la de 1939, tales como las fotografiadas el 8 de octubre (Murata et al., 1966; Vargas, 1967a), que son extendidas hasta 1940 (Murata et al., 1966).

A partir de 1960, el cráter G se encontraba prácticamente incorporado al cráter M (Principal), producto de los derrumbes acaecidos en el período de inactividad entre 1955 y mediados de 1962 (Vargas, 1967a). Antes de la prolongada actividad de 1962-1965, en el cráter Principal se formó un lago de color rojo (1960-julio 1962) posiblemente por la presencia de sales férricas en un medio altamente oxidante y con emanaciones importantes de vapor de las paredes cratéricas (Fig. c).

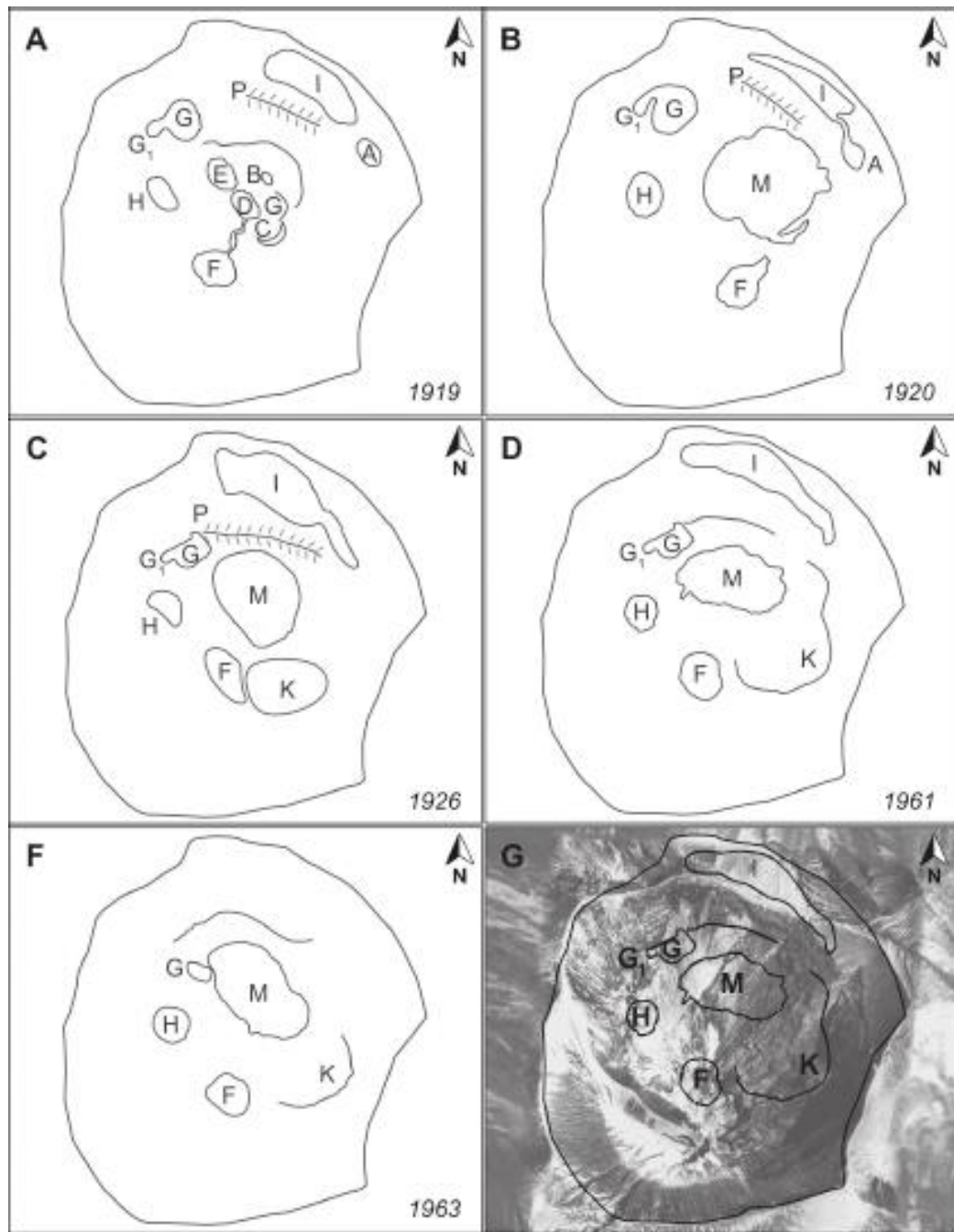


Fig. : Evolución de las bocas cratéricas del volcán Irazú (recuadros A, B, C, D, E y F); en el recuadro G se presenta una fotografía aérea reciente en la que se redibujan los cráteres ubicados en el año 1961 (Elizondo et al., 2019).

4.5 Actividad de 1962-1965

Al parecer los primeros signos premonitores de un reactivar del Irazú dieron inicio en setiembre de 1962, aunque no se especifican detalles al respecto (Murata, 1964; Parsons, 1967). El 9 de agosto de 1962 se observó una columna de vapor del volcán Irazú, la cual aumentó en frecuencia e intensidad, hasta que a finales de enero e inicios de febrero comenzó a lanzar ceniza y lapilli escoriacéo hacia el norte, al punto que fue necesario evacuar los trabajadores y el ganado (Gutiérrez, 1963). Unos pilotos de la aerolínea Lacsá, en su ruta Panamá hacia San José, fueron los primeros en observar una nube de vapor en el cráter y desde San José se podría apreciar la salida de vapor y de cenizas. Aunque dichas erupciones no tuvieron mayor importancia. En los meses sucesivos aumentó la frecuencia e intensidad de las erupciones. No fue sino hasta el 12 de marzo de 1963, en que la actividad eruptiva se manifestó intensamente. El 14 de marzo a la 1:25 p. m., el Irazú recrudesció su actividad y fue creciendo gradualmente, de tal forma que, en el transcurso de la semana, se llegó a oscurecer casi completamente el área SW del macizo.

En San José se comenzaron a detectar la caída de cenizas el 18 de marzo de 1963, cuando la nube de cenizas alcanzó los 6.5 km de altura, aunque no fue sino hasta el 22 de dicho mes en que se sintió el verdadero malestar. En ese momento, durante todo el día cayó ceniza en la ciudad capital y la ceniza llegó más allá de Nicoya, a unos 200 km de distancia. La visibilidad en el occidente del volcán se redujo a unos 30 m. El 10 de abril cayó ceniza en Santa Cruz de Turrialba y en La Suiza. Para el 21 de ese mes, la columna de ceniza alcanzó los 6 km de altura. Para ese entonces, el volcán ya se había convertido en una atracción turística nacional y una noticia internacional, que atrajo a muchos turistas extranjeros (Fig. xx).

A principios de junio de 1963 existían al menos tres respiraderos en el cráter Activo (Miller, 1966) o al menos dos reportados en octubre del mismo año. Uno de ellos emitía principalmente vapor; otro respiradero expulsaba partículas pequeñas a intervalos irregulares de modo silencioso, al tiempo que el tercero parecía ser el responsable de la expulsión de bloques grandes y producía un sonido rebumbante audible a 25-50 km de distancia (Gawarecki et al., 1980).

La precipitación de cenizas continuó algunos días con mayor y otros con menor intensidad, aunque son dignos de mencionar los días 17 de julio, 23 de octubre (caída de ceniza en Cartago) y 23 de noviembre de 1963 como las fechas en que cayó mayor cantidad de ceniza sobre la ciudad capital. El 1.º de diciembre de 1963 cayó ceniza en Puntarenas y el 5 de enero de 1964 en playa Tamarindo. El 12 de abril y 13 de mayo de 1964 se registró una fuerte erupción y el 2 de junio cayó abundante ceniza en Cartago. Aparte de las grandes cantidades de ceniza lanzadas, se proyectaron también en sitios cercanos al cráter, lapilli, bloques y bombas (Figura 8.56), algunas de $4 \times 2 \times 1$ m medidas a mediados de julio de 1963 (Gutiérrez, 1963; Dóndoli, 1965a; Vargas, 1967a, 1967b; Alvarado, 1993).



Fig. Erupción del Irazú en marzo de 1963 (fotografía anónima, cortesía de Jorge Quirós).



Fig. Erupción del Irazú (John Malmin, enero 1964).



Figura bb: Kiguma Jack Murata (cuarto desde la izquierda) y su esposa (centro), en Casa Presidencial en 1964, junto al presidente Francisco J. Orlich (sexto) y otras personalidades, como Jorge Manuel Dengo (tercero) y Gregorio Escalante (undécimo).

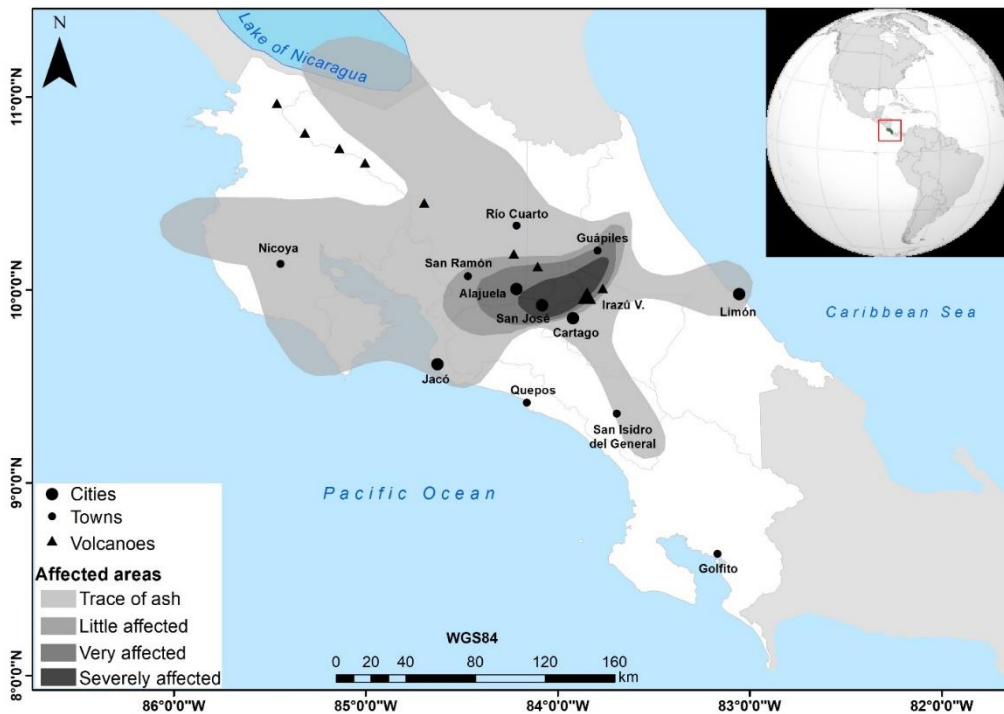


Fig. Área con diferentes grados de afectación de la ceniza a raíz de la erupción del Irazú durante 1963-1965.

La máxima altura reportada por un periodista fue de 10 km (Cordero, 1964), posiblemente a finales de diciembre, aunque se desconoce si fue con respecto al cráter o sobre el nivel del mar. Un dato similar pero medido con teodolito indica 8 km de altura sobre el cráter, lo que daría unos 11 km sobre el nivel del mar, que ocurrió a finales de 1963 (Murata et al., 1966).

Murata et al. (1966) reportan que el 13, 18 y 20 de diciembre de 1963 y el 9 de enero de 1964 era posible observar la luz de la lava, que estaba a solo 100 m del borde. En efecto, en diciembre de 1963, el Ing. Geól. Jorge E. Umaña junto con Edwin Mojica descendieron una parte dentro del cráter Activo y tomaron videos y fotografías de la parte interna del cráter. *La República*, sin embargo, reporta que ellos vieron el nivel de lava (poza de lava) a unos 150-200 m de profundidad (Fig. x).

El período de erupciones mayores terminó temporalmente en los meses de mayo-junio de 1964 (Dóndoli, 1965a). Luego, la intensidad de la actividad se fue reduciendo hasta transformarse en emisiones fumarólicas con ocasionales explosiones de vapores y proyecciones de pequeñas cantidades de cenizas y material incandescente (p. ej., noviembre de 1964, enero de 1965). La erupción que ocurrió a las 3:45 p. m. del 31 de enero de 1965, se le consideró como una de las más importantes del volcán en ese período (Vargas, 1967b). La actividad eruptiva del Irazú se prolongó hasta principios de febrero de 1965 (30 meses en total) y se caracterizó por erupciones periódicas que variaron notoriamente en duración e intensidad. Las explosiones con lanzamiento de gases y cenizas a alturas de 500 m o más sobre el nivel del cráter, fueron producidas por enormes emisiones de gases compuestos casi exclusivamente de vapor de agua acompañado por pequeñas cantidades de H₂S y SO₂. Las explosiones se registraron con intervalos de tranquilidad, a veces de varias semanas, en los cuales las emisiones disminuyeron en volumen y se hicieron más ricas en azufre (Dóndoli, 1965a; Alvarado, 1993). Las erupciones de ceniza cesaron el 13 de febrero de 1965. Después de ello, se mantuvo una intensa actividad fumarólica que desapareció en mediados de marzo de 1965 y para julio de ese año, el fondo del cráter fue ocupado por un lago (Krushensky y Escalante, 1967; Krushensky, 1972).

A raíz de esta actividad, el Irazú tuvo cambios topográficos significativos al ampliar su boca principal, o cráter “M”, con la incorporación de los dos cráteres más pequeños (H y G), además de la anexión del terreno que anteriormente ocupó un lago más elevado, que fue incorporado en su totalidad después de un gran derrumbe del cráter en su sector N. El diámetro inicial del cráter creció gradualmente, primero de 200 m de diámetro y 40 m de profundidad, a 450 m de diámetro y 60 de profundidad (según medidas de abril de 1963); desaparecieron así los restos de una terraza volcánica, ubicada dentro del cráter Principal hacia el lado N (Gutiérrez, 1963; Vargas, 1967a, 1967b). Al final del período eruptivo en 1965, esta depresión cratérica, denominada cráter principal, alcanzó los 700 m de diámetro y una profundidad de unos 270 m.

Durante este período de actividad volcánica, se desarrollaron al menos un centenar de lahares, en los ríos que nacen en el macizo del Irazú, dentro del cual sobresale el evento que se generó durante la noche del 9 al 10 de diciembre de 1963.



Fig. Arriba poza de lava observada en diciembre de 1964 (Jorge E. Umañan) a una profundidad estimada de 100 m o más; abajo, típica eyección de bombas incandescentes a finales de 1963 o inicios de 1964 (Walter Shäer).



Fig. Columnas eruptivas vistas desde el Sanatorio Durán del período eruptivo 1963-1965. con diferentes formas y direcciones de la caída de cenizas (fotografías anónimas).



Fig. xx: Ejemplo de una erupción vulcaniana (freatomagmática) del Irazú durante fue última fase eruptiva (fecha y autor desconocidos; cortesía Marco Solano).

4.5.1 El impacto socioeconómico (1963-1965)

Las pérdidas económicas fueron cuantiosas a raíz de la actividad del Irazú. Existen varios informes de la época, aunque ninguno completo para todo el período eruptivo ni para el poseruptivo (Aguilar y Alvarado, 2014; Ramírez, 2014; Abarca y Alvarado, 2017).

A continuación, se presenta tan solo una síntesis. Para el 17 de marzo de 1963, las primeras 750 personas fueron evacuadas de las fincas San Gerardo, El Sitio, San Cayetano, El Roble y Pozo Amarillo; se instalaron en el antiguo hotel Robert. El 22 de marzo el presidente Francisco J. Orlich visitó la zona afectada por el volcán junto a los ministros de Agricultura y de Salubridad Pública. Ese mismo día se suspendieron labores en escuelas y colegios ([referencia](#)).

El 30 de marzo de 1963, se promulga la Ley 3103, donde se da la modificación del cálculo de los egresos del presupuesto ordinario del 14 de diciembre de 1962. La Deuda exterior trascendió a ¢5 000 000, misma que fue girada globalmente a la orden del presidente de la República. Además, se autoriza a las instituciones autónomas y semiautónomas a contribuir de acuerdo con sus posibilidades en la emergencia y hacer donaciones. El 25 de abril de 1963, se promulga un Decreto Ejecutivo, donde el Poder Ejecutivo compra para el destace, el ganado afectado por la erupción del Irazú (Ramírez, 2014).

El 23 de junio de 1963, la cañería josefina fue afectada por la ceniza, dado que, el agua potable salía enlodada. Para el 10 de agosto se instaló en Casa Presidencial una comisión especial que fue la encargada de preparar el plan de emergencia del Irazú. Para el 23 de ese mes, la precipitación de ceniza fue tan intensa, que se interrumpió el tráfico vehicular en el Alto de Ochomogo y para el 25, San José afrontó con angustia por la escasez de agua potable, dado que, la planta potabilizadora de Tres Ríos se contaminó, lo mismo que el río Tiribí que la abastece. Dada la caída de ceniza, Rancho Redondo fue evacuado el 16 de noviembre de 1963 ([referencia](#)). Por su parte, la Ley 3137 del 26 de julio de 1963, establece la exportación de ganado vacuno de las fincas afectadas. Para agosto de 1963, las pérdidas económicas causadas a los cultivos de papas, tomates y maíz ascendían a US\$ 200 000, según estimaciones del Banco Nacional y las pérdidas al café excedían los 6 millones de dólares a inicios de 1964 (Ramírez, 2014).

Para ese entonces, los techos de las viviendas y edificios se iban cubriendo de cenizas, las canoas y bajantes se atascaban, la ceniza fina se metía por las hendidias, acumulándose en los cielos rasos y al pasar de los días el peso era tanto, que se venían abajo. Muchos propietarios de residencias optaron por contratar jóvenes para que se subieran a los techos e hiciesen una limpieza periódica.

Young et al. (1998) comenta que los daños fueron totales a distancias dentro de los primeros 5 km de área más afectada, particularmente en dirección del viento W y SW. Del cuadro anterior se desprende, que los mayores daños se ubican a distancias ≤ 12 km, seguido por daños intermedios a los 12-18 km y bajos a más de 18 km.

Cuadro xx: Daño en los techos debido a la caída de cenizas y eventualmente balísticos (basado y modificado con base en GCR, 1964; DGEC, 1965; Young et al., 1998).

Distrito	Techos destruidos	Techos dañados	Casas ocupadas (marzo 1963)	% Destruidas	% Afectadas	Distancia al cráter (km)
Llano Grande	~90	130	268	~33	82	8
Potrero Cerrado	~70	30	133	~53	75	6.5
Rancho Redondo	~45	20	127	~35	51	11
Tierra Blanca	~90	55	334	~27	43	8.5
Dulce Nombre	~45	10	153	~29	36	15.5
San Isidro de Coronado	~45	~200	784	~6	31	17.5
San Rafael de Coronado	~45	~100	519	~9	28	16
Mata de Plátano	0	20	283		7	19
Ipís	0	43	788		5	19

En diciembre de 1963 se compró una barredora, la cual trabajaba 18 horas diarias, asistida por un total de 380 trabajadores, 300 de la Municipalidad y 80 del Ministerio de Transportes. Se trabajó con 20 camiones que llevaron la ceniza recogida en un total de 92 viajes hasta el cementerio Calvo. Se recogieron 20 m³ de ceniza por manzana de terreno (Pacheco, 2004). En efecto, las calles de la ciudad eran frecuentes los cúmulos de ceniza, al grado que, entre diciembre de 1963 y febrero de 1964, los trabajadores municipales que se ocupaban de su recolección habían levantado de la vía pública, un total de 38 610 m³, equivalente a 58 175 toneladas. El municipio capitalino recogía incansablemente la ceniza, inclusive se vio obligado a alquilar camiones particulares, y trabajar con 37 camiones y 300 peones, en jornadas de 18 horas. Inclusive a partir de mediados de enero de 1964 se comenzó a pagar cuatro colones por cada metro cúbico de ceniza que los particulares recogieran, existiendo tres botaderos: Cementerio, Aranjuez y Barrio México. En enero de 1964, la municipalidad josefina anunciaba que los costos de operación de la recolección de la ceniza eran elevados. Solo en diciembre de 1963, el costo fue de ₡196 438,20 (un dólar equivalía a 6,65 colones) lo que daba un promedio de ₡6337,86 diarios, aunque durante los primeros días de enero de 1964, el costo diario de la operación había subido ya a ₡7000 (Pacheco, 2004).

Así pues, la municipalidad de San José decidió comprar cuatro barredoras mecánicas. La compra se debió hacer lo más pronto posible, sin licitación, el pedido por cable y que se despachara el nuevo equipo por vía aérea. También fue necesaria la adquisición de un determinado número de unidades o camiones de carga para el traslado de la ceniza que se recogiera. Rápidamente, la municipalidad se dirigió a la Asamblea Legislativa con un proyecto de ley, para que se eliminaran los trámites de licitación, necesaria solo el refrendo de la Contraloría General de la República.

La comunidad josefina creó el Comité Pro-Limpieza de San José, que días atrás se había organizado, intensificó mayormente su actuación. Dicha organización comenzó a recolectar contribuciones, principalmente entre los comerciantes, el entonces Banco Anglo Costarricense, el Instituto Nacional de Seguros, la Caja Costarricense de Seguro Social, así como el transporte gratuito de dicha maquinaria se haría mediante la intervención de la Agencia para el Desarrollo Internacional (AID), entre muchos otros, quienes generosamente hicieron sus aportes para ajustar los ₡60 000, prima que se necesitaba para comprar las tres barredoras mecánicas que ya se habían solicitado a California en los Estados Unidos, las que tenían un costo de ₡300 000. Aun cuando se hacían los mayores esfuerzos para que la gestión de compra del equipo fuera lo más expedita posible, su llegada tardó casi un mes. El 6 de enero de 1964, la Embajada de los Estados Unidos comunicó a la Gobernación que el transporte desde California estaba listo. En efecto, al día siguiente en la mañana llegó al aeropuerto El Coco (actualmente Juan Santamaría), un gigantesco avión C-130 Hércules de la Fuerza Aérea de EE. UU., con las tres barredoras marca Wayne (Pacheco, 2004).

El 27 de julio de 1964, se promulga la Ley 3309, donde se emite la emergencia en créditos de café por emergencia del Irazú. El 07 de setiembre de 1964, se promulga la Ley 3382, donde se emite por la Asamblea Legislativa la expropiación de terrenos por emergencia del Irazú. En octubre de 1964 se agotaron los fondos destinados para la emergencia, así se les comunicó a los damnificados de Llano Grande de Cartago, que en ese momento tuvieron que residir en Los Ángeles de San Rafael (Ramírez, 2014).

Aunque las cenizas descontrolaron el balance ecológico y aparecieron muchas plagas, cada finquero continuó al cuidado de sus cultivos y algunos como don Joaquín Tinoco en Tres Ríos, lavaban sus cafetales con sus bombas de irrigación. La agricultura y las lecherías fueron las que más daños presentaron, especialmente las fincas situadas en las faldas del volcán.

Don Guillermo Hütt Ramos, excombatiente de la Primera Emergencia Nacional disparada por el Irazú, particularmente en su lid contra los lahares de Taras, nos dejó en un manuscrito (tomado de unas hojas poligrafiadas originales), documento que fue reproducido luego por la CNE en su página web. Allí dejó plasmado que la Comisión para el asunto del Irazú, muy preocupada por el desempleo, formuló un plan para evitar que estos campesinos emigraran a otras zonas. Para ocupar esa mano de obra, se comenzaron a hacer canales de contorno en todas las laderas, que serían utilizados para frenar la escorrentía de las aguas. Otras personas se mantenían ocupadas haciendo taludes en sitios peligrosos con gaviones y presas para el mismo fin. En fin, nadie se quedó sin trabajo y pudieron mantener a sus familias.

En abril de 1964 se conformó el Ministerio de Asuntos del Irazú, presidido por el ingeniero Jorge Manuel Dengo. El nuevo ministerio tendría a su cargo la realización de los trabajos de emergencia y las labores de limpieza antes de la estación lluviosa (Ramírez, 2014). El Gobierno, con muy buen acierto del Ing. Dengo, no permitió que los afectados estuvieran desocupados y, por lo anterior, se dedicaron a reconstruir sus hogares, a hacer puentes, arreglar caminos y hasta recolectar las piedras del río para hacer los cimientos. Agrega que cuando las emergencias llegan, justamente es el Gobierno el primero que debe ayudar a su pueblo, aunque es a la vez el pueblo quien ayuda al país, sin hacerse el sufrido u oportunista, sino recibir la ayuda que le dan para seguir con su familia la tarea de reconstruir.

Cada pueblo debe aprender a hacerle frente a las situaciones imprevistas con sus propios recursos y elementos. Por esa razón, cuando era necesario usar los refugios para los damnificados, estos eran atendidos por tres días como máximo. Si su casa quedaba destruida, el Gobierno le alquilaba una mientras le construía la nueva. Por esa razón, se formaron comités locales en cada ciudad, en cada pueblo afectado con excelentes resultados. Lo importante era mantener la gente ocupada (Hütt, s. f.).

Sin embargo, algunas familias al parecer sí migraron. Se dice que el poblado en las faldas del Poás, llamado Cartagos (popular y erróneamente llamado Los Cartagos), se debe a que cartagineses de las faldas del Irazú emigraron a dicho sector con su ganado, dadas las condiciones similares de pastos y clima. El 19 de diciembre de 1963, unas 40 familias fueron trasladadas del Irazú para Sarchí Sur con el fin de recolectar café; se desconoce si regresaron a sus hogares.

Dentro de los aspectos positivos y tal y como bien lo dice el viejo refrán “en río revuelto, ganancia de pescadores”, algunos comerciantes comenzaron a sacar provecho de la persistente e incómoda lluvia de cenizas. Por ejemplo, comenzaron a ofrecer en sus negocios, escobas o más sofisticadamente, aspiradoras, lavandería, pastillas para la garganta, anteojos, etcétera. En las ciudades hasta la gente se acostumbró a la ceniza y nacieron nuevas industrias de escobas y escobones. También los artesanos hacían relojes de ceniza para vender a los turistas. Adicionalmente, lo que no se sabía en ese entonces era que se tenía la fábrica natural de fertilizantes más grande, puesto que la ceniza enriqueció en nutrientes minerales las tierras, preparándola para asombrosas cosechas en los años de calma venideros. También, para el 5 de abril de 1964, el Instituto Costarricense de Turismo impulsó una campaña de divulgación sobre el volcán Irazú para lograr aumentar la cantidad de turistas nacionales y extranjeros que visitan el volcán.

Durante este período de actividad volcánica se desarrollaron también lahares en los ríos que nacen en el macizo del Irazú. De todos estos, merecen citarse las que se produjeron en la noche del 9 al 10 de diciembre de 1963, cuando en coincidencia de un fuerte temporal, se generó un lahar, que bajó por el río Reventado, en donde perecieron unas 20 personas en Taras de Cartago. Dicho lahar abarcó una extensión de 126 000 ha, dañó totalmente la agricultura y la ganadería por donde transitó, destruyendo 300-350 casas y afectando otras 65 más en el distrito de San Nicolás de Cartago y en la parte occidental de Cartago; se hospitalizaron a otras 250 personas y se dejó sin casas a unas 500 (GCR, 1964; DGEC, 1965; ICE, 1965; Ulate y Corrales, 1966). El distrito más afectado fue San Nicolás (Taras y Fátima), Guadalupe y Carmen (Cuadro xx). Las personas fueron relocalizadas en Loyola y Los

Ángeles, donde 243 casas fueron construidas. La fábrica Kativo, compañía que producía detergentes y pinturas, fue afectada en un 90 %; Una fábrica de equipo electrónico, Elcor, fue también destruida (Young et al., 1998).

Cuadro xx: Datos estadísticos de los daños debido al lahar del 9-10 de diciembre de 1963 (GCR, 1964; DGEC, 1965; Young et al., 1998).

Distrito	Edificaciones destruidas	Edificaciones dañadas	Ocupación (abril 1963)	% de casas afectadas
San Nicolás	~200	~40	453	~53
Carmen	~75	~10	963	~9
Guadalupe	~75	~10	735	~12

Como resultado de un centenar de lahares hasta comienzos de 1965, un total de 48 puentes resultaron dañados o destruidos: 21 en el río Tiribí y afluentes hasta la altura de Hatillo, 3 en el río Virilla hasta la altura de San Isidro, 7 en el Reventado, incluyendo el puente del ferrocarril al Caribe, 1 en el río Taras, 1 em el río Barquero, 2 en el Tatiscú, 3 el Páez y 5 en el Birrís y sus afluentes (S. A., 1964). Otros ríos afectados por los lahares fueron el María Aguilar, Torres, Sucio, Toro Amarillo y Retes (Armbrister, 1964; ICE, 1964b, 1965; Waldron, 1967; Aguilar y Alvarado, 2014).

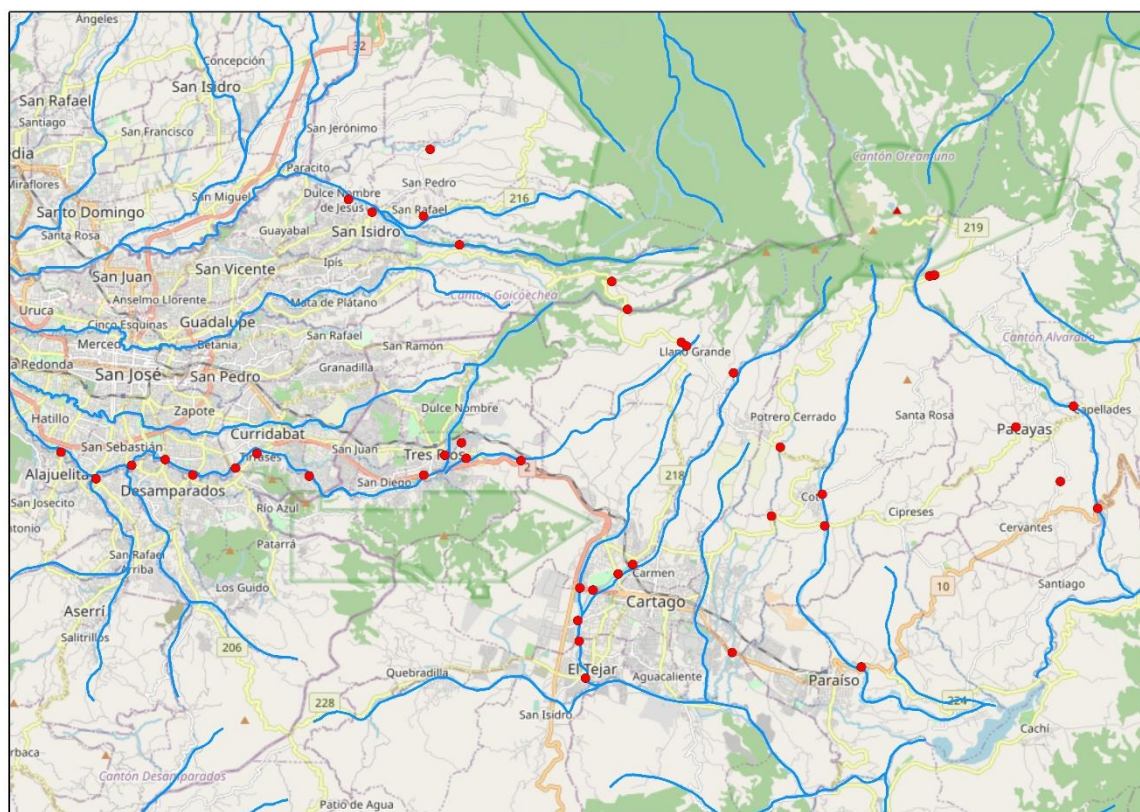


Fig. xx. Puentes afectados y destruidos por los lahares, algunos tan distantes como Alajuelita (basado en S. A., 1964).

Una nueva tragedia se presentó el domingo 12 de abril de 1964, aproximadamente a las 10:45 a. m., una explosión un poco mayor a las “normales” sorprendió a cientos de turistas, lo cual dejó un saldo de dos muertos (el Dr. Antonio Jiménez Rodríguez y el Sr. Inre Bgnar B.), así como unos 50 heridos, dada su proximidad al cráter activo. Ya previamente, Sofía Brenes Papayormo y su hermana menor Madga María, habían sido alcanzados por proyectiles rocosos, infringiéndoles daños serios (quemaduras y quebraduras), que ameritaron intervenciones quirúrgicas.

Los volúmenes enormes de cenizas causaron cuantiosas pérdidas a la agricultura y la ganadería y perjudicaron considerablemente la salud de los habitantes del Valle Central. Para cuando la actividad cesó, una zona de 100 km² había sido devastada y otra de 300 km² fue seriamente afectada. El área ligeramente afectada superó los 2600 km² y un velo tenue de ceniza extremadamente fina cubrió más de 13 000 km² (Alvarado, 1993). De los cantones, el más afectado por la caída de cenizas fue Vásquez de Coronado, seguido por Oreamuno, Cartago y Alvarado, mientras que los menos afectados cercanos al entorno fueron Goicoechea y La Unión (Ramírez, 2014).

El 03 de febrero de 1965, se ratifica el préstamo para la atención de la Emergencia del Irazú, mediante la emisión de la Ley 3494 y para el 21 de agosto de 1965, se promulga la Ley 3545, donde se concede la moratoria del BNCR a afectados por la emergencia del Irazú (Ramírez, 2014).

Al final, las pérdidas económicas causadas a los cultivos de café, papas, tomates, maíz, entre otros, la ganadería de leche, en infraestructura (puentes, casas, fábricas) y en general a la economía nacional, fueron cuantiosas. En síntesis, aunque las cifras en la literatura son contradictorias (incluidas en diversas publicaciones y medios de ese entonces), se estima que al menos unos 39,3 millones de dólares de la época (117,3 millones de dólares al 2016) fueron las pérdidas económicas originadas por la actividad del Irazú, en lo que respecta a infraestructura, agricultura, ganadería, devaluación de tierras, servicios públicos, tratamiento del agua potable, etcétera; además de que un 49 % de la población se vio afectada en algún grado (Aguilar y Alvarado, 2014; Abarca y Alvarado, 2017). Aunque ese baremo del impacto no cuantificó las pérdidas económicas durante 1965 ni en los años que le siguieron mientras el país se recuperaba de todos los efectos del volcán.



Fig. Una de las dos víctimas mortales por la balística del Irazú del 12 de abril de 1964 (fotografías anónimas; cortesía Marco Solano y Jorque Quirós).

5. Actividad volcánica secundaria (fumarolas y fuentes termales)

5.1 La actividad del Irazú después de 1965 y los cambios en el lago cratérico

Tal y como se mencionó, previo a que el Irazú iniciara su período eruptivo de 1962-1965, poseía un lago de color rojo sanguíneo (1960-julio 1962). En agosto de 1962, la actividad fumarólica cambió el color a un verde esmeralda, previo al inicio de la actividad eruptiva. Cuando las erupciones de ceniza cesaron el 13 de febrero de 1965, en julio de 1965 el fondo del cráter fue ocupado por un lago (Krushensky y Escalante, 1967; Krushensky, 1972). El lago alcanzó una profundidad máxima de 30 m en febrero del 2001, aunque por lo general su fondo variaba entre pocos metros a unos 15 m; las temperaturas de sus aguas han variado entre 16 y 35 °C (con excepción si se encuentran cerca de fumarolas subacuáticas) y el pH entre 2,85 y 5,85 (Ramírez et al., 2013). Los gases disueltos en el lago son principalmente CO₂ (Tassi et al., 2009).

El color del lago cratérico era blancuzco (setiembre 1984), verde o turquesa (p. ej., en los años 1973, 1976) o inclusive amarillento, mostaza o verde mostaza (1976). Según Van Der Bilt (comunicación personal, 1981), entre el 1° y el 12 de diciembre de 1976 el Irazú mostró actividad sísmica. El lago de aguas verdosas que ocupaba el cráter principal desapareció en febrero de 1977, posiblemente por filtración a través de una fractura. El 3 de marzo de ese mismo año se reactivó el volcán Irazú con pequeñas erupciones de gases y cenizas que sobrepasaban el borde superior del cráter. Al mismo tiempo, la fumarola ubicada en el fondo N del cráter estaba muy activa. En mayo de 1978, el fondo del cráter presentaba fumarolas y volcancitos de lodo. Estas fumarolas mostraban poca actividad y una temperatura de 88 °C (Van Der Bilt, comunicación personal, 1981). Empero, el primer autor no encontró señales sismovolcánicas en los registros sismográficos del Sanatorio Durán (UCR). Como testigo de esta prolongada actividad eruptiva (1962-1965), las fumarolas se establecieron en el fondo desde 1966 hasta 1979, luego se presentaron de forma tenue o intermitente hasta el presente.

Una gran notoriedad del Irazú son los cambios de nivel, color y temperatura de su lago cratérico. Dicho lago puede presentarse frío hasta tibio, en función del grado de actividad fumarólica. El color de sus aguas puede variar mucho en el tiempo. Es lo que el lago cratérico del Irazú, en muchos casos, no se comporta como un lago estacional, es decir, que su nivel no aumenta cuando llueve mucho y viceversa. Incluso se puede secar por completo en pocas semanas (p. ej., 1977-1978, 1982, 1987-1990 y 2013-2016, 2020) y permanecer así aún en años muy lluviosos. Al parecer existen procesos aún poco conocidos que impiden que el agua se infiltre (cierre de las fracturas por relleno de arcillas y minerales), mientras que, en otros, estas fracturas o grietas se abren y, por allí, el agua se drena por lo que el lago se seca. Claramente existen todos los estadios intermedios, en un balance complicado entre la infiltración, la precipitación y la evaporación, ya sea solar y por el calor interno del vulcanismo cuando hay fumarolas (Ramírez et al., 2013).



Fig. Lago cratérico color rojo entre 1961 y 1962 (fotografías anónimas).

A partir de setiembre de 1984, se volvió a formar el lago cratérico de color blancuzco, el cual en forma posterior alcanzó un tono verde amarillento (“mostaza”). Mostraba un tenue burbujeo en el sector NE por el escape de gas. A finales de junio de 1987 se secó casi completamente, posiblemente a causa de la baja precipitación.

Desde mayo de 1991 aparecieron nuevas fumarolas y fuentes termales en el fondo del cráter Principal y se formó de nuevo el lago, además de microtemblores tectónicos y de tremor. Esto alertó a los vulcanólogos del ICE, la UCR y la UNA sobre la posibilidad de una nueva reactivación volcánica. Sin embargo, no se llegó a generar ninguna erupción. Esta actividad sísmica en el cráter Principal y la nueva actividad secundaria (fumarolas y fuentes termales intracratéricas) fue promovida por los terremotos de Piedras Negras (22/12/1990, M_w 5.9) y el de Limón (22/12/1991, M_w 7.7), aunque no llegó a desencadenar en una erupción (Alvarado et al., 1992; Alvarado, 1993). Un completo informe de dicha crisis fue presentado por funcionarios del ICE y de la Universidad de Saboya, de Francia, el cual fue luego publicado (Barquero et al., 1995). Esta actividad fue catalogada en su momento como una “erupción abortada” por Alvarado et al. (1992) siguiendo la clasificación de Walker (1982) o Sparks et al. (2013), o quizás se podría catalogar como una “erupción fallida”, es decir, que la intrusión de magma no alcanzó la superficie (Moran et al., 2021). Sin embargo, ante la falta de datos geoquímicos y geodésicos, en realidad no se supo si se trató de un ascenso de magma o tan solo de una ruptura o fracturación del cascarón impermeable que contenía fluidos geotérmicos.

Desde 1994 a veces se presenta una tenue actividad fumarólica (temperaturas menores a 93 °C) en el cráter Principal, donde se forma y desaparece esta actividad residual, del mismo modo que la formación de un lago tibio a frío (16-35 °C) y acidez moderada a alta (pH alrededor de 2.85-6.60) en función del grado o existencia de actividad fumarólica subacuática, cuyo volumen de agua máximo es de aproximadamente medio millón de metros cúbicos, aunque varias veces se ha secado (Tassi et al., 2009; Ramírez et al., 2013).

En 1994 el lago cratérico era de color verdoso, tibio (18-23 °C), que se volvió verde amarillento en 1995, amarillento hasta verdoso en 1996, 1997 y 1998. En 1999, se tornó verde azulado, pero retornó al verde amarillento con un burbujeo en su orilla N y NE, color que mantuvo hasta el 2000, cuando cambió de nuevo a mediados de año, al verde claro. En junio del 2001, el lago descendió unos 2 m y era verdoso entre marzo y julio, aunque se tornó amarillento verdoso en agosto-setiembre, con una temperatura de 14 °C, pero que podía alcanzar los 50 °C cerca de los burbujes fumarólicos subacuáticos en sus orillas. Para junio-julio del 2002, el lago mantuvo su color amarillo claro. Desde agosto del 2002 hasta enero del 2003, se tornó amarillo verdoso con una temperatura de unos 15 °C, pero en una de sus orillas alcanzaba los 42-57 °C.

El 8 de febrero del 2003, debido a unos deslizamientos en la pared cratérica oriental y ENE, el litoral del lago adquirió un color rojizo. El lago retornó al amarillo y se mantuvo hasta abril del 2003, cuando comenzó a cambiar a verde oscuro y así permaneció hasta enero 2004, siempre con actividad fumarólica subacuática. En febrero cambió a un amarillo verdoso, para retornar entre marzo y octubre a un verde oscuro, pero para regresar de nuevo a un verde amarillento, color que se mantuvo desde noviembre del 2004 hasta mediados del

2005. En este período cambia una vez más a verde, situación que se mantuvo hasta finales del 2005.

En forma posterior, para mayo hasta setiembre del 2006, el color fue amarillo verdoso, aunque se tornó verde claro con variaciones hacia amarillo verdoso desde octubre del 2006 hasta diciembre del 2007, a verde musgo en enero del 2008. El lago continuaba su descenso, que se venía registrando desde gran parte del 2007 y se mantuvo hasta mayo-julio del 2008, cuando comenzó lentamente a recuperar su nivel, posiblemente debido a las lluvias. En agosto cambió a un tono café claro hasta amarillento, debido a unos deslizamientos; este color se mantuvo al menos hasta octubre del 2008. Desde enero hasta julio del 2009, se registra nuevamente un color verde turquesa, pero siempre con una franja amarillenta debido a los depósitos de óxidos de hierro en su ribera.

De setiembre del 2009 a febrero del 2010, adquiere un verde oscuro con un descenso pronunciado del nivel del agua; para marzo del 2010, el lago tenía tan solo 1,4 m de profundidad, secándose definitivamente en mayo. Aunque en setiembre se comenzó lentamente a recuperar, se volvió a secar en octubre, para volver a iniciar su restablecimiento lento en noviembre, cuando mostró un color verde claro que cambió a turquesa en diciembre del 2010. Se mantuvo así con un nivel de agua muy bajo y con los colores similares por el resto del 2011, todo el 2012, e inicios del 2013, a veces con tonos algo azulados y con presencia de islotes.

Para mediados de junio del 2013, el cráter estaba totalmente seco, situación que se mantuvo por más de 4 años, hasta aproximadamente el 26 agosto del 2017, cuando se formó un pequeño lago gris celeste, que ya para las primeras semanas de octubre estaba bien desarrollado con un color verde turquesa intenso. Ya para mediados de febrero del 2018, el lago tenía unos 7 m de profundidad, según reportes del OVSICORI (Figura 8.59). Durante el 2019, el lago permaneció como un calidoscopio de colores azulados; esto evidencia lo cambiante que es el paisaje y la hidrografía volcánica.

El 2 de mayo del 2019 (12:53 p.m.) se produjo un deslizamiento con un *seiche* (tipo de tsunami; en un lago), el cual produjo un cambio en el color de las aguas del lago cratérico, producto del deslizamiento y el ingreso de sedimentos así como la perturbación del fondo lacustrino (Fig.).

Para el 10 de marzo del 2020 solo quedaba un rescollo del lago cratérico, mientras que, para el 21 de abril, ya estaba completamente seco.

De todo lo anterior se desprende que el cráter Principal del Irazú suele presentar en ciertas épocas un pequeño lago pluvial, que puede mantenerse por años y ha alcanzado una profundidad máxima de 32 m, aunque puede intempestivamente secarse, para volverse a formar tiempo después (Ramírez et al., 2013). Dado que, en el fondo del cráter se puede presentar actividad fumarólica, así pues, cuando la depresión es ocupada temporalmente por agua de lluvia y de la naciente de agua que nace en su borde occidental y cae directamente al cráter, así pues, se llega a formar un lago y las fumarolas se transforman en fuentes termales (Alvarado, 2009).

El lago cratérico del Irazú, por su parte, alcanzó pH alcalinos similares (6.16-8.3), y temperaturas más bajas de 12.7-16 °C (2003-2006, Sánchez, 2007; Rouwet et al., 2021). Sin embargo, en otros periodos ha registrado pH más ácidos (5.5 o incluso entre 2.85-3.8; Barquero et al., 1992; Floor, 2006; presente trabajo) y temperaturas más altas (22-48 °C), en función del mayor o menor grado de actividad fumarólica, de la cercanía de a donde se tomen los datos y del volumen de agua (Barquero et al., 1992; Floor, 2006; Alvarado, 2009; Ramírez et al., 2013). De hecho, la concentración de los cloruros y sulfatos está directamente relacionada con el grado de actividad fumarólica sublacustrina. La precipitación de especies metálicas, bajo la forma de hidróxidos, no solo se refleja en un cambio en el color de la laguna o sus orillas, sino en un descenso en la concentración de iones de hierro, aluminio y manganeso (Barquero et al., 1992).

En términos generales, la concentración del ión fluoruro varían inversamente con el pH, esto debido a que, a pH elevados, se favorece la formación de haluros de flúor (p. ej., fluorita, CaF_2), que son muy insolubles e impiden que este anión esté libre en la disolución (Sánchez, 2007).

En síntesis, la composición química de las aguas del lago cratérico es muy variada – al igual que su pH y temperatura como ya se dijo- influenciadas por la presencia o no de actividad fumarólica y su grado de actividad, la salida difusa de gases y la cantidad de precipitación pluvial acumulada y su tiempo de residencia en el lago, además de los minerales precipitados en los sedimentos, aunque en términos generales corresponde con aguas volcánicas sulfatadas, en ocasiones incluso sulfato-cloruradas, además de ferruginosas y fluóricas.

5.2 Fuentes termales

Trejos Hermanos (1925) y Trejos (1959), basado en los escritos de K. Sapper de 1888 y 1889 (ver también Sapper, 1925), menciona que en la vertiente norte del Irazú hay fuentes termales y abundan las solfataras, aunque que son de muy difícil acceso por falta de caminos. Agrega que las fuentes termales y solfataras (79.8°C en 1889) visitadas por H. Pittier se ubicaban en el fondo de un valle entre el Irazú y la cuchilla Alto de Ropal o Alto de Roble (hoy en los mapas como cerro Alto Grande) a 2290 m s.n.m. Cuando regresó de nuevo el Dr. Sapper en 1899, su actividad era menor; en cambio había mucha actividad solfatárica a 2820 m con temperaturas entre 88 y 89°C en el lugar denominado “Volcán Nuevo” (Sapper, 1925). En este lugar de solfataras o fumarolas, se describen que antes eran más activas y que aparentemente migraban poco a poco hacia el norte; también se mencionan batideros de lodo u hornillas de unos 6 m de diámetro (Tristán y Rudín, 1910). Mucha de la actividad fumarólica de finales del siglo XX se ubicada al N y NW del cráter Principal a altitudes sobre los 2700 m s.n.m., lugar conocido en la actualidad como “Las Fumarolas”. Sus temperaturas están regidas por la condensación del vapor de agua a esa altitud, entre 85-95 °C.

Menos conocido es el Irazú por sus fuentes minerales y termales que suelen alojarse en sectores de difícil acceso, particularmente su lago cratérico y su flanco norte (Biolley, 1889; Pittier, 1912; Trejos Hermanos; 1925; Sapper, 1925; Trejos, 1959). Gawarecki et al. (1980) por medio de imágenes infrarojas tomadas en mayo de 1964, reconoce una serie de anomalías térmicas, algunas de ellas asociadas con fumarolas y fuentes termales ya

conocidas, otras con lugares que todavía no se han estudiado. Una de ellas ubicada a 1.0-1.5 km al WNW y NW del cráter Principal, en la cabecera del río Sucio. Otras anomalías térmicas se encuentran aproximadamente a 2.0-2.3 km al NW del cráter. Considera que estos alineamientos pueden estar controlados por fracturas N65°W. Tres pequeñas anomalías adicionales son visibles en las imágenes en un área de 2.5-2.7 km y -5.0-5.2 km a ENE del cráter Principal en la cabecera del río Peñas y un afluente del río Pilas, respectivamente.

Algunos trabajos posteriores estudiaron varios sitios con fuentes minerales y termominerales al NW y NE del cráter principal (ICE, 1991; Sánchez; 2007; Rouwet et al., 2021). Deben de existir un número no establecido de más fuentes termales en dichos sectores, aunque lo agreste y peligroso del terreno, las pocas y malas vías de acceso y la densa cobertura boscosa, hacen difícil su localización, aunado a que no existe ningún interés particular por conocer más dicha región, dado que es poco habitada y desarrollada.

Al ser el Irazú el volcán más alto de Costa Rica (3432 m s.n.m.), con temperaturas ambientales variables entre -4 y 20 °C, y al localizarse muchas de sus fuentes minerales y termales a alturas entre 3000 y 1820 m s.n.m., así pues, resulta evidente que las aguas pluviales que drenan al macizo suelen ser más frías de lo normal (por lo general entre 14 y 16 °C, pH 7.3-8.3, aunque pueden ser más ácidas por influencia de las termales). Por lo anterior, algunas de las fuentes consideradas acá como termales ($T \geq 23$ °C), poseen temperaturas similares a la de los sistemas fluviales en otros sectores del país a alturas menores.

En términos generales, las aguas termales poseen elevadas concentraciones de fluoruro (0.82-22 ppm), cloruro (3.2-170 ppm), sulfato (140-7770 ppm) y algo de bromuro en ciertas muestras, por lo que se les puede clasificar como cloruro-sulfatadas-fluóricas. En muchos casos, incluso las concentraciones de ión fluoruro en aguas de consumo humano en los alrededores del Irazú, superan el límite máximo permisible (0.7-1.5 o 1.4 ppm, según las normas), además de que todas las muestras contienen concentraciones importantes de iones cloruro y sulfato (Cabrera, 1992; Floor, 2006; Sánchez, 2007). En general, son aguas sulfatadas calentadas por vapor (Rouwet et al., 2021). Todo ello hace pensar sobre la posible interacción de aguas subterráneas con volátiles cargados en HF, HCl y H₂S (Sánchez, 2007).

Algunas de las fuentes termales y fumarolas, incluyendo anomalías térmicas detectadas en 1964, se describen a continuación (Fig.):

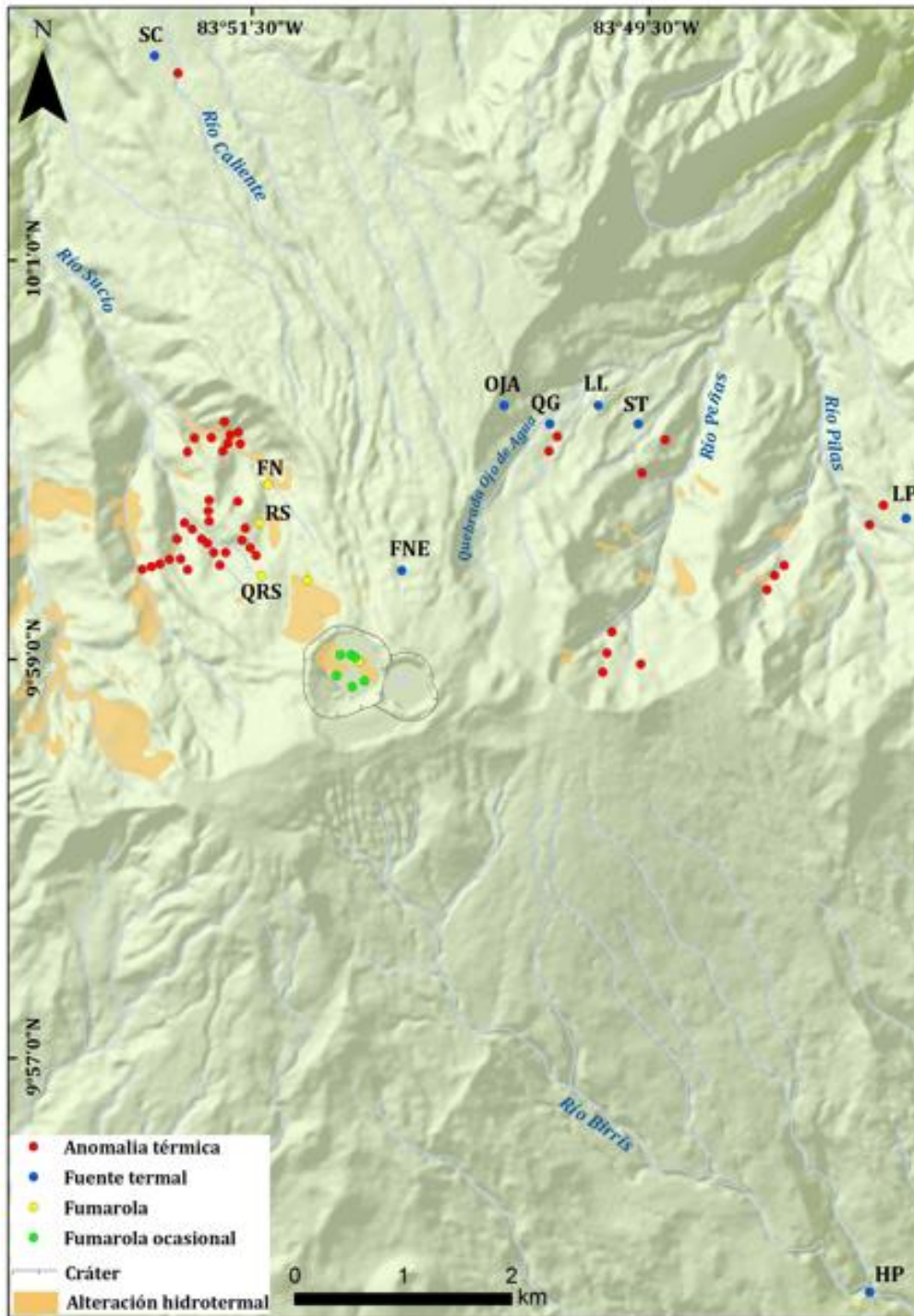


Fig. Ubicación de las anomalías térmicas (Gawarecki et al., 1980), fuentes termales, fumarolas ocasionales y fuentes termales (ICE, 1991; Alvarado, 1993; Zimmer, 2002; Zimmer et al., 2004; Sánchez; 2007; Rouwet et al., 2021; datos inéditos). QRS (Quebrada Río Seco), RS (Río Sucio), FN (Fumarola Norte), FNE (Flanco Noreste), SC (San Cayetano), OJA (Ojo de Agua), QG (Quebrada Gata), LL (La Lechería), ST (Santa Teresita), LP (Las Peñas) y HP (Hervideros de Pacayas).

Quebrada Gata (Santa Teresita)

Varios brotes de aguas minerales y termominerales se han registrado de la quebrada Gata y alrededores, por el camino rural que conduce a la lechería Santa Teresita, se mencionan al menos unos cuatro brotes de aguas minerales con temperaturas moderadas (23-46 °C), pH ácidos (2.5-4.76), presentes en un sector plano-ondulado, que son monitoreadas con cierta periodicidad (Sánchez, 2007; Avard et al., 2013; Rouwet et al., 2021).

La denominada "Quebrada Gata A y B" (Hoja Carrillo, 554.600 E-220.750 N), también conocida como quebrada Agua Caliente, corresponde con brotes de manantiales tibios en la margen izquierda de la quebrada, en medio de una colada blocosa, de color blancuzco y precipitación de sales blancuzcas; poseen pH de 2.91-3.55 y 2.93-3.16 con una temperatura de 28-30 °C y 26-28 °C, respectivamente. La que se bautizó como Quebrada Lechería, se ubica en el valle de la quebrada Gata, aguas abajo de las citadas A y B (hoja Carrillo, 554.950 E-220.850 N), con un pH de 3.12-3.69 y temperatura de 35-37.4 °C. Finalmente, la fuente termal Jaulares (también bautizada como Santa Teresita) se localiza por la lechería Santa Teresita (hoja Carrillo, 555.959 E-220.750 N). Esta se ubica en la planicie de la finca Santa Teresita, en un relleno de piroclastos y epiclastos (~2240 m s.n.m.), con depositaciones de arcillas impregnadas de hidróxidos metálicos de color naranja a rojizo (Barquero et al., 1992), asociados con hematita y goetita (Rouwet et al., 2021). Posee un pH de 3.35-4.65 y una temperatura de 35.4-37 °C (Sánchez, 2007; Rouwet et al., 2021).

Flanco Noreste

Fuente mineral llamada así por estar localizada a 1.8 km al noreste del cráter Principal del Irazú (Hoja Istarú, 553.2E-219.3N). Se registró un pH de 3.21 y una temperatura relativamente baja de 23.3°C (Sánchez, 2007).

Ojo de Agua

Al menos dos fuentes termales ubicadas a unos 3 km al NE del cráter Principal (hoja Istarú, 551.395 E-220.772 N y 554.388 E-220.769 N, ~2410 m s.n.m.), con descargas de aguas blancuzcas (26.7-28.8 °C, pH2.98-3.05) posiblemente relacionadas con la saturación en sílice o azufre coloidal (Rouwet et al., 2021).

Río Sucio

En las partes altas del río Sucio, en sus nacientes, se presentan al menos dos campos fumarólicos, uno de ellos (hoja Istarú, 219.817N-551.944E) con fumarolas (88° C) y con varias nacientes termales (51 °C). El otro se presenta como un campo de fumarolas en una quebrada afluente del río Sucio (hoja Istarú, 219.330N-551,966E). Otra fumarola cercana, de difícil acceso, presentaba una columna de vapor de unos 150 m de altura (hoja Istarú, ca. 220.166N-552.017E), que incluso generaba ciento "cada cierto tiempo golpes" (J. Elizondo, com. escrita, 2020). Esta enorme columna de vapores y gases se lograba observar a muchos kilómetros de distancia en días despejados a finales de febrero e inicios de marzo del 2020. Induce a pensar en un pequeño cráter de explosión hidrogeotérmica.

Deben de existir muchos otros brotes minerales y termales, así como fumarolas en sus alrededores, particularmente en la cuenca del río Sucio, dado que, se han detectado con teledetección infrarroja varias anomalías al ENE del cráter (Gawarecki et al., 1980).

Río Caliente (San Cayetano)

El río Caliente es un afluente del río Sucio y allí existe una naciente termomineral (hoja Carrillo, 551.190E-223,995N), a unos 6 km al NW del cráter Principal. Posee un pH de 2.57-3.13 y una temperatura de 35.2-36.8 °C. Es la fuente termomineral con la concentración más elevada de ión fluoruro (7.1-22 ppm) y cloruro (118.6-168.7 ppm) hasta ahora muestreada en el Irazú y la más ácida (Sánchez, 2007) y posee un origen profundo con una temperatura estimada del acuífero de 200-230 °C (Rouwet et al., 2021). Un grupo de montañistas bautizaron las cascadas calientes que se vierten desde el río Caliente como cascada Termalita y cascada Gran Termal, con alturas de de 30 y 130 m, respectivamente, esta última una de las más altas del país y una de las pocas cascadas termales (*La República*, 30-IX-2019).

Los Hervideros de Pacayas (Hervideros de Buenos Aires)

En noviembre de 1917 se mencionan “unas fuentes termales y cerca de ellas, unas rocas calientes” en las vecindades de Pacayas, a raíz del supuesto nacimiento de un nuevo volcán (*La Prensa Libre*, noviembre 1917), quizás en asocio con la actividad eruptiva del Irazú en ese año. Las fuentes termales pasaron desapercibidas en la literatura geológica hasta que en el 2018 fueron localizadas apropiadamente en el fondo del río Birrís cerca de la confluencia con la quebrada Central (Hoja Istarú, 557.570E-212.730N) según lo comunicó R. Sánchez (com. escrita, 2018). La fuente termal fue luego estudiada, posee muy poco caudal, temperatura elevada (39.2-56.0 °C) y cercana a la neutralidad (pH 6.00-7.65; una excepción de 1.95), y presenta precipitados anarajados a rojizos de minerales de hierro (hematita y goetita; Rouwet et al., 2021).

Otro ejemplo de colores llamativos en los sistemas acuosos, lo constituye el río Sucio, frío y ligeramente ácido (22 °C, pH 5,0), el cual posee en su parte baja de la Ruta 32 y a lo largo de todo su recorrido, un sistema de drenaje ácido natural, que nace cerca de la cumbre del Irazú. Sus aguas contienen bacterias quimiolitotróficas del género *Gallionella*, entre otros microorganismos, que canalizan la oxidación del hierro (II), que resulta en la precipitación de oxihidroxidos de hierro (III) y oxihidrosulfatos. Su color amarillento particular se debe a que sus aguas arrastran estos complejos de óxidos e hidróxidos de hierro, además de aluminosilicatos, biológicamente impulsados por la acción de bacterias y microbios que oxidan el hierro y el azufre (Arce- Rodríguez et al., 2016). Cerca de la cumbre del Irazú, en los drenajes que caen al río Sucio, existen fumarolas, aguas termales y cuevas con estalactitas y estalacmitas de sulfatos hidratados de cobalto, zinc, magnesio, sodio, hierro, níquel, así como azufre nativo (Ulloa et al., 2013, 2018).

Cráter volcán Irazú: colapso intra crater
(resultados del sobre vuelo del 10 de mayo 2019)

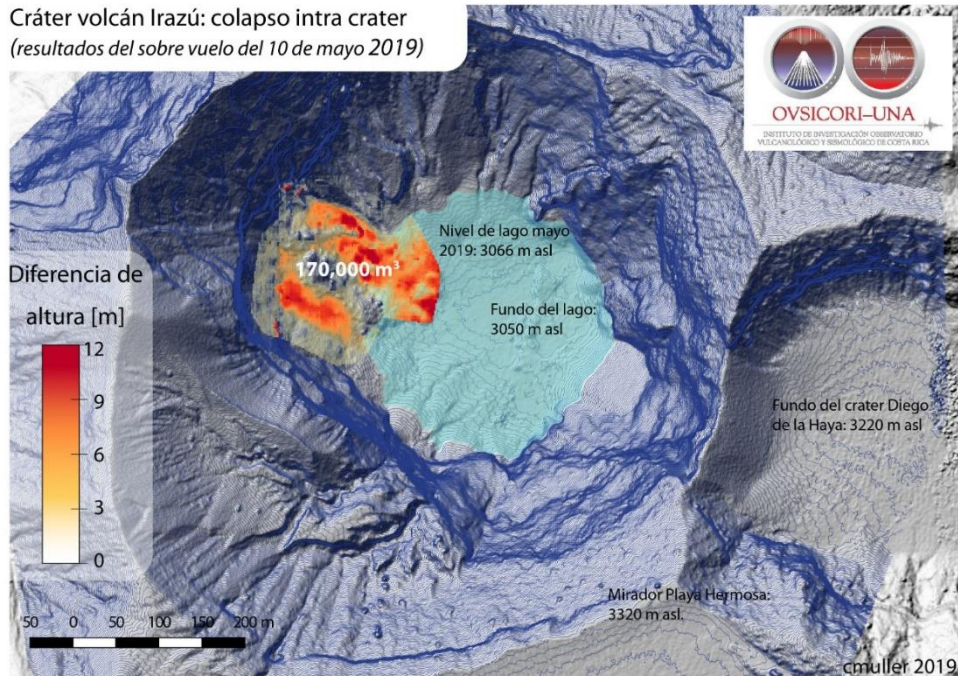


Fig. Topografía de detalle del deslizamiento que ocasionó el *seiche* en el Irazú el 2 de mayo del 2019 por parte del OVSICORI. Se observan el lago cratérico antes y después del deslizamiento.

6. 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 de años e incluso miles de años, aunque con picos en erupciones importantes (como el caso de los volcanes Poás y Rincón de la Vieja), hasta volcanes con varias décadas y siglos de dormir (caso del Irazú). 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 3.1 y 3.2. 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 el alcance del peligro asociado. Al conocer 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.

Un portafolio o compendio de mapas de peligros o de amenazas volcánicas debe identificar las áreas expuestas al efecto directo e indirecto de las erupciones volcánicas, donde se distinguen cada uno de los escenarios más probables 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 simplificado, valoración y eventual control o bajar la vulnerabilidad. Para ello, deben de considerar el estado del volcán, su historia geológica, 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, entre otros factores (Ortiz, 1996).

Aunque resulta prácticamente imposible conocer la edad y distribución de todas las erupciones pasadas de un volcán, además de corresponder con investigaciones onerosamente prohibitivas para la mayoría de los países, aunque al menos se debe intentar el identificar los períodos de actividad relevantes, base para elaborar mapas y 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 Irazú), el conocimiento de la historia eruptiva, idealmente en los pasados 40 000 años, corresponde con el lapso de mayor interés para determinar las fases de los ciclos eruptivos (Araña y Ortiz, 1984), con particular énfasis en los últimos 5000 años, aunque lo ideal sería abarcar tanto tiempo como sea posible en el detalle (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 (dormido o vivo) aquel que ha presentado una actividad eruptiva en los últimos 10 000 años (Szakács, 1994), justo aquellos que presentan 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 particularmente a los eventos que han ocurrido en el Holoceno (época geológica que inició hace 11 700 años), particularmente en los últimos pocos miles de años y, en el caso de disponerse, que su historial sea complementado con eventos históricos.

Así, al planear los mapas de peligrosidad volcánica, se debe empezarse por definir cuál es el intervalo de tiempo considerado y al ente enfocado. En el caso del Irazú, se va a adoptar como base para la amenaza volcánica los últimos 17 000 años, haciendo énfasis en el Holoceno, complementado y reforzado con los estudios desprendidos de la actividad histórica (1721 al 2021). En el caso de riesgo volcánico, no existe un criterio definido de su lapso de escogencia, adoptándose generalmente de 60 años (Araña y Ortiz, 1993), aunque ello no implica el poder pensar a largo plazo, dado que, un volcán activo o dormido, tiene el potencial de volver a activarse tarde o temprano, por lo que es mejor no fomentar el desarrollo de mucha infraestructura en un radio de al menos unos 5-10 km, en particular en dirección de los vientos predominantes o en sectores cercanos a cauces o laderas inestables, o de altas pendientes, susceptibles de ser medios de transporte de lahares y flujos piroclásticos.

Tal y como se dijo varias páginas atrás, los primeros estudios del Irazú sobre los peligros volcánicos fueron realizados entre 1986 y 1998 liderados por los vulcanólogos Sergio Paniagua y Gerardo Soto (Paniagua y Soto, 1986a, 1986b, 1988; Paniagua y Morales, 1987; Soto y Paniagua, 1992). De estos trabajos, el más citado en la literatura, al menos para la cordillera Central como un todo, es el de 1986, que incluye un mapa a color, a una escala aproximada de 1:350 000, basado en una reducción del mapa de trabajo de campo a 1:50 000 (Paniagua y Soto, 1986a). Estos se han constituido en una contribución muy valiosa para entender la amenaza volcánica en Costa Rica. Muestran los peligros máximos para balística, piroclastos de caída, coladas de lava y lahares.

En 1988 empezó un proyecto conjunto entre las tres entidades que realizaban investigación vulcanológica (UCR, ICE, UNA) y un grupo de expertos estadounidenses, bajo la compañía RET Corporation y Woodward-Clyde. El proyecto se llamaba Mirvys (Mitigación de Riesgos Volcánicos y Sísmicos) financiado por el AID y coordinado por la CNE. Desgraciadamente, los frutos no fueron los esperados, al menos en la parte volcánica, puesto que, aunque se produjeron nuevos mapas (pero no para el Irazú), estos no contemplaron mapeos de detalle de los depósitos volcánicos y solo dos nuevas dataciones radiométricas se realizaron (una de ^{14}C y otra de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), que no aportaron nada a la peligrosidad volcánica. Un nuevo mapa de la amenaza volcánica del Gran Área Metropolitana fue publicado en 1994, que integra los trabajos anteriores (Paniagua, 1994); sin embargo, no considera el área de peligro por coladas de lava en su mapa a 1:200 000; en cambio, agrega las áreas fisurales (“zonas de rift”) propensas a la formación de conos. Un texto explicativo simplificado acompaña a dicho mapa. Otros trabajos contemporáneos

fueron realizados para los volcanes Irazú (Alvarado, 1987, 1993; Alvarado y Boschini, 1988; Paniagua et al., 1993; Young et al., 1998; Soto y Sjöbohm (2015).

Todos estos concuerdan en que los mayores peligros de grado alto, con su riesgo asociado, son la caída de cenizas y la balística en un radio de 2-4 km, además de los lahares seguidos por las avalanchas de escombros volcánica. Acorde con los estudios vulcanológicos, entre 4 y 5 erupciones de baja a moderada magnitud ($VEI < 2$) ocurren cada 100 años como promedio y al menos una erupción importante ($VE \geq 3$) se presenta cada 200-400 años (Clark et al., 2006). Empero, en el caso de una reactivación del Irazú, se desconoce si va a ser de corta duración y magnitud, como algunas erupciones en la primera mitad del siglo XX (p. ej., 1924, 1928, 1933 y 1939-1940) o prolongadas y con caída profusa de cenizas (p. ej., 1723, 1917-1921 y 1962-1965).

Ruiz et al. (2015) modeló los eventuales lahares que podrían bajar del Irazú por la caída de cenizas del Turrialba, utilizó LaharZ, mientras que el trabajo de Vargas y Alvarado (2017) está direccionado a las líneas de transmisión y subestaciones eléctricas. En el presente trabajo se elaboraron nuevos modelos.

Sin embargo, los estudios de peligro o amenaza volcánica realizados en Costa Rica previos al 2017, en su mayoría poseen un concepto “diferente” de peligrosidad al empleado acá basado en su definición. En dichos estudios se hablaba de una peligrosidad alta o elevada, teniendo en cuenta que, si llegara a ocurrir, claramente su peligro iba a ser elevado, medio o bajo en función de grado de actividad (tasa efusiva, volumen emitido, dirección), aunque dicho tipo de posee cientos o miles de años de no presentarse y, por ende, una probabilidad baja de ocurrir en el corto o mediano plazo. Por ejemplo, se potenciaban todos los cauces de los ríos con el mismo grado de peligrosidad, lo cual presentaba una zonificación en función de su volumen y alcance, pero no en su probabilidad de ocurrencia, o bien, se hablaba de un peligro elevado, medio y bajo para coladas de lava que poseen decenas de miles de años de no ocurrir en un volcán en particular; también, se incluían a conos secundarios con una peligrosidad elevada, aunque su última actividad fuese hace varias decenas de miles de años. Es decir, no se tomaba o evaluaba el registro geológico y su recurrencia, que, aunque incompleto, podía ayudar a estimar un poco mejor la peligrosidad. Lo anterior trae a la luz la definición de peligrosidad y lo que ello implica, que, aunque la mayoría la conoce, posee un elemento que no se toma adecuadamente en cuenta, el cual es justamente la posibilidad o probabilidad de ocurrencia en un plazo determinado.

Según la Ley N.º 8488, se entiende por amenaza como “el peligro latente representado por la posible ocurrencia de un fenómeno peligroso, de origen natural, tecnológico o provocado por el hombre, capaz de producir efectos adversos en las personas, los bienes, los servicios públicos y el ambiente”.

De manera alterna, la amenaza se puede definir como un acontecimiento, suceso o circunstancia física, proceso natural o actividad humana que, en el caso de haber alcanzado o superado una intensidad específica, puede explicar la pérdida de vida humana, heridas o daños a los bienes sociales, económicos o ambientales (Saborío et al., 2014).

Así pues, se puede definir **amenaza o peligro volcánico** como la probabilidad de que los elementos humanos expuestos en un área determinada (infraestructura, cultivos o vidas humanas), en un intervalo dado, sean afectados por procesos o productos volcánicos, potencialmente dañadores, de una determinada magnitud, alcance y distribución. Dicho con otras palabras, la amenaza está definida por la intensidad **I**, muy relacionada con la magnitud (volumen, duración, alcance, velocidad, etcétera), en función directa de la probabilidad **P** de ocurrencia (probabilidad de aparición) de que un determinado tipo de proceso eruptivo con un alcance y distribución determinado, en un intervalo dado y en un área determinada. Por lo anterior, se recalca, que se debe expresar como la *probabilidad de que ocurra un evento particular en un determinado período de tiempo* y, por lo tanto, debe de cuantificarse en la medida posible de modo numérico (Tilling, 1989; Ortiz, 1996; Saborío et al., 2014).

Con base en lo anterior, se propone las escalas de probabilidad de frecuencia de ocurrencia para definir los niveles de amenaza con base en el conocimiento de un reducido número de datos de erupciones históricas y prehistóricas. Basado en lo descrito anteriormente, se puede establecer una matriz de la Probabilidad x Intensidad versus la Frecuencia, donde se evalúen los rangos o niveles para los mapas de amenazas que se presentarán a continuación (Cuadro **xx** y **pp**). Para su elaboración se tomó como base una serie de documentos y experiencias (Tilling, 1989; Crandell et al., 1984; Ortiz, 1996; PROYECTO MET-ALARN, 2005; MIAVITA, 2012, Alvarado et al., 2014, entre muchos otros). En particular, se tomó parte de las recomendaciones del documento titulado “Las recomendaciones Técnicas para la Elaboración de Mapas de Amenaza por Erupciones Volcánicas” realizado por PROYECTO MET-ALARN (2005), elaborado en colaboración conjunta MET-ALARN-INETER-COSUDE, que se complementó ampliamente por el trabajo de MIAVITA (2012). El documento se adaptó completamente al contexto del vulcanismo costarricense y se enriqueció con gran cantidad de referencias y ejempls.

En este trabajo se incluyen tanto algunos mapas de la literatura, valiosos por su grado de detalle, como aquellos nuevos realizados en el presente estudio, calibrados con base en información reciente y se toma en cuenta la matriz previamente mencionada. Se espera que dichos mapas sean utilizados en los procesos de planificación y gestión territorial, por lo que estos deben representar el uso que se le puede dar y los daños potenciales a que estaría expuesta una determinada zona, aspecto que se desarrollará en la discusión.

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 Irazú.

Dado que, la mayoría de los lectores no suelen estar familiarizados 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.

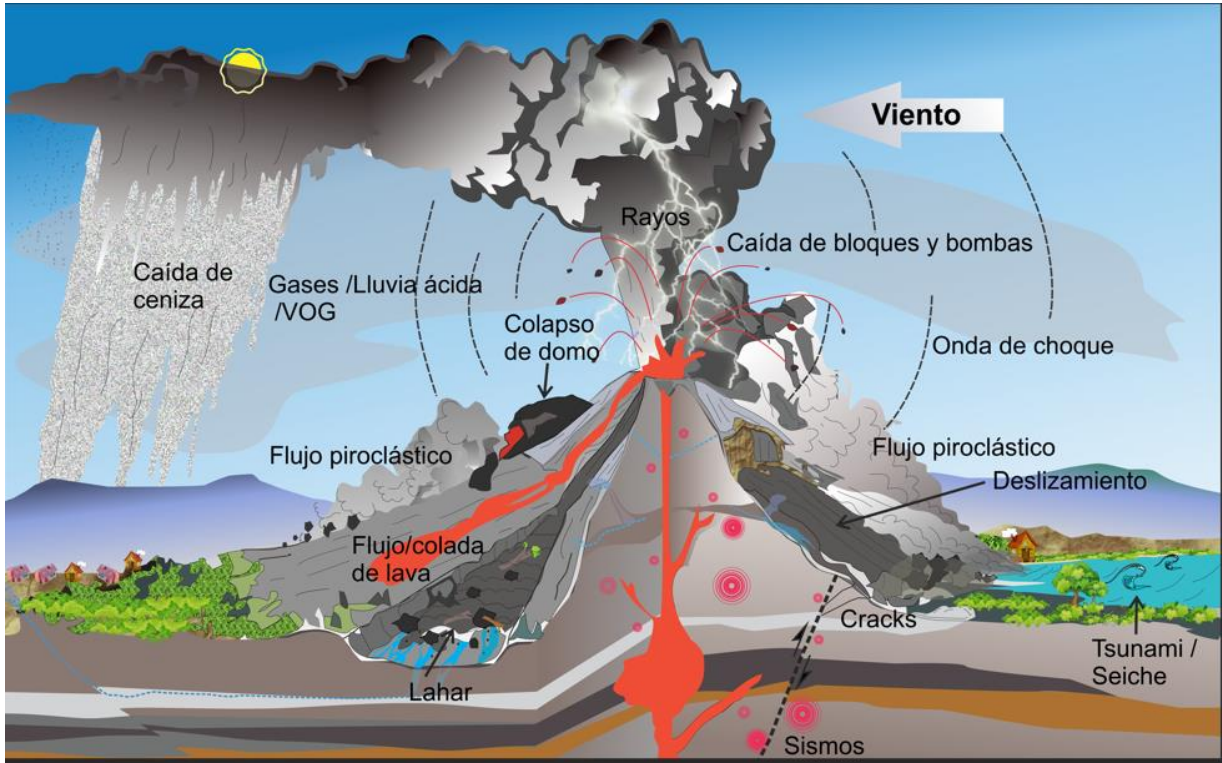


Fig. xx: Los principales tipos de peligros volcánicos en un volcán en general.

En las páginas se siguen se detallarán los tipos de peligros volcánicos (directos e indirectos) asociados con el Irazú, que de forma sinóptica se resumen en los Cuadros **cc** y **xx**, matriz que ha sido utilizada para ponderar la peligrosidad.

Cuadro **ss**: Determinación de la frecuencia (F) eruptiva y su período de retorno (Pr) para definir los niveles de amenaza.

Período	Frecuencia	F	Pr	Ejemplos	VEI
Milenario	Muy baja	F ₀	5000-10 000 años	Grandes colapsos sectoriales	-
Milenario	Muy baja	F ₁	1000-5000 años	Subplinianas; ultravulcanianas violentas (Tenorio, Chato, Platanar, Poás, Hule, Barva)	4-5
Milenario	Baja	F ₂	500-1000 años	Subplinianas y formación de nuevos conos	3-4
Centenario	Moderada	F ₃	100-500	Vulcanianas y estrombolianas violentas (1723, 1962-1965)	2-3
Anual y Decadal	Muy alta	F ₄	10-50 años	Erupciones entre 1917 y 1940	0-2
Anual a Decenal	Muy alta (actividad cuasipermanente)	F ₅	1-10 años	Deslizamientos flanco N y lahares flanco S	0

Cuadro **xx**: Matriz de determinación de la peligrosidad volcánica.

Frecuencia	F0 Muy baja		AMB		AMB	AMB
	F1 Muy Baja					AB
	F2 Baja		AB		AM	
	F3 Moderada			AM		
	F4 Alta					
	F5 Muy alta				AA	AA
	I1 Muy baja	I2 Baja	I3 Moderada	I4 Alta	I5 Muy alta	
	Intensidad					

Amenaza extrema	AE
Amenaza alta	AA
Amenaza media	AM
Amenaza baja	AB
Amenaza muy baja	AMB

Cuadro ss: Resumen de los principales peligros volcánicos en el Irazú.

Peligro	Frecuencia	Tamaño o extensión predominante	Comentarios
Gases volcánicos	Posiblemente cuasi permanente cuando se llegue a activar	<3 km	Afectará principalmente en las cercanías del cráter y hacia el SW
Lluvia ácida	Posiblemente recuente cuando se llegue a activar	≤20 km	Afectará principalmente a cultivos e infraestructura; disminuye la calidad del agua, suelos y vegetación, así como la salud humana y animal
Esmog volcánico (Niebla ácida volcánica, vog)	Posiblemente poco frecuente	≤3 km	Afectará a cultivos e infraestructura; disminuye la calidad del agua, suelos y vegetación, así como la salud humana y animal
Coladas de lava	Infrecuente	0.5-4 km; más raras hasta 20 km	Todas prehistóricas
Corrientes de densidad piroclástica (oleadas basales)	Frecuentes en la cima; menos frecuentes fuera del área cratérica cuspidal.	<1 km; en casos de actividad paroxísmica importante: 3.5 km	La mayoría históricas son vecinas al cráter. Peligro elevado dentro y contiguo al cráter
Tefras de caída	Frecuente	2-40 km	Predominantemente hacia el W y SW
Proyectiles balísticos	Frecuente	<2.5 km (excepcionalmente 7 km)	Peligro elevado cerca del cráter
Terremotos volcánicos	Muy frecuentes los de poca magnitud ($M_w < 3$); infrecuentes $M_w > 5.0$	$M_w < 3-5.5$	Solo importante en 1723, aunque no generó daños
Deformación cortical y formación de grietas	Rara; grietas anulares en el cráter	Pequeño	Solo en el borde cratérico
Formación de nuevos cráteres y conos	Frecuente intracrático; raro en los flancos	Varios tamaños, por lo general pequeños	Ningún cráter o cono satelital en tiempo histórico
Avalancha de escombros volcánica y deslizamientos	Varias avalanchas históricas; frecuentes los deslizamientos pequeños	Los deslizamientos: 0.1-0.3 km; las avalanchas: 3-10 km	Deslizamientos principalmente en la cima. Varias avalanchas de escombros en <10 000 años
Lahares	Frecuentes con VEI >2 (sinvolcánicos), pos-eruptivos, temporales y cósmicos	<20 km	El mayor peligro está para los habitantes en y cerca de los diques de Taras y varios puentes (ver texto para detalles), así como aquellos lahares disparados en el flanco W y SW por la caída de ceniza

6.1 AMENAZAS VOLCÁNICAS DIRECTAS

Se entiende como amenaza volcánica directa aquella incidencia potencial, relacionada directamente con la actividad volcánica.

6.1.1 GASES VOLCÁNICOS

Sobre los efectos de los gases volcánicos en las erupciones pasadas del Irazú prácticamente no hay nada documentado, dado que, la principal atención eran la lluvia de cenizas, por los que los efectos de los gases volcánicos quedaron encubiertos ante los daños generados por las cenizas. Pese a ello, resulta claro que, en las erupciones recientes y mejor documentadas del Arenal, Poás y Turrialba, sí se han presentado efectos de los gases volcánicos, por lo anterior, se hará una introducción general de los mismos.

En el Irazú, los vientos alisios predominan desde diciembre hasta abril con direcciones provenientes desde el E y NE, es decir las partículas (aerosoles, cenizas) y gases serían transportado al W y SW (Zárate, 1988). Desde mayo hasta noviembre, las brisas del Pacífico chocan con los alisios dentro del Valle Central y provocan las lluvias. Entre julio y agosto hay una ligera predominancia de los alisios, que provocan la canícula de medio año, conocida como el “veranillo de San Juan”. Las estaciones de la cima del Irazú muestran velocidades medias y ráfagas de 70-111 km/h particularmente entre diciembre y abril cuando soplan desde el E, N y NE, mientras que en los otros meses las velocidades son menores y predominan vientos del SE. Esto sugiere que a 3400 m los vientos del oriente provocan un choque significativo con los alisios, de modo que se tienen direcciones alternativas del N, NE y E o del S y SE (Paniagua et al., 1993). Todo ello da un panorama de la distribución de gases volcánicos procedentes de una futura erupción del Irazú.

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 Irazú son principalmente vapor de agua (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), sulfuro de hidrógeno (H₂S), con cantidades menores hasta trazas de cloruro de hidrógeno (HCl), monóxido de carbono (CO), hidrógeno (H₂), dióxido de azufre (SO₂), fluoruro de hidrógeno (HF), helio (He), nitrógeno (N₂) y metano (CH₄), principalmente (Zimmer, 2002; Zimmer et al., 2004). El dióxido de azufre, en muy pequeñas cantidades, debe de provenir de la oxidación superficial con el oxígeno del aire y no, necesariamente, de origen magmático profundo (M. de Moor, com. escrita, 2021).

Muchos de estos gases, en elevadas concentraciones, representan un peligro para la salud humana y animal, que incluso pueden provocar la muerte, aunque lo normal es que causen problemas como irritación de las vías respiratorias, las mucosas, la piel y los ojos. 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 y animales de diversas maneras, por lo que hay que prestar particular atención a las poblaciones bajo la permanente influencia de la polución volcánica.

Los volcanes también pueden producir un tipo de niebla ácida, tóxica 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 ácidos (particularmente el HCl y HF), a veces acompañado de partículas de sulfato y ceniza volcánica con un diámetro aerodinámico menor a 2.5 μm , 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 umbrales permitidos para la calidad del aire. El *vog* puede producir dolores de cabeza, náuseas, garganta irritada, tos, broncoespasmos y sibilancias, ojos llorosos y síntomas parecidos a la gripe con producción de moco. Más gravemente, puede inducir enfermedades obstructivas de las vías respiratorias, particularmente en personas con reactividad previa conocida (p. ej., asma, bronquitis, bronquiectasias, enfermedad pulmonar crónica), y enfermedades cardiovasculares. Puede ser particularmente peligrosa en edades extremas (infantes lactantes y ancianos) o embarazos (ATS, 2018).

Las partículas mayores a 10 μm generalmente se filtran en la nariz (hasta en un 98 %) y en la garganta, por lo que causan problemas como irritación en las vías respiratorias superiores. El tamaño del material particulado o aerosol (partículas finas líquidas y sólidas suspendidas en el aire), de diferentes diámetros aerodinámicos menores de 4 micrómetros (μm), es uno de los principales determinantes de que estas entren hasta los alveolos pulmonares constituyéndose en partículas respirables. Estas partículas inferiores a los 4 μm de diámetro aerodinámico 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. Así, cuando el ambiente se satura en gases, cenizas y aerosoles extremadamente finos, las personas pueden iniciar la inhalación y la respiración de partículas, permitiendo el paso directamente a las vías respiratorias inferiores, lo que conlleva al potencial aumento del asma, bronquitis, hipertensión arterial, problemas cardiovasculares y cáncer. Por lo anterior, lo recomendable es protegerse con mascarillas faciales, preferiblemente del tipo N95 o EN 149: 2001, las cuales estén diseñadas 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 eficiente.

Pese a ello, con o sin máscara, si se siente irritación por los gases, lo recomendable es alejarse del lugar inmediatamente. Las personas con problemas respiratorios, alergias, niños y adultos mayores o con condición física baja, no deben de exponerse a condiciones de este tipo. 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 a los seres humanos y animales 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.

El H₂S (sulfuro de hidrógeno), con su típico olor a huevos podridos u olor a “azufre”, suele ser el gas dominante de las fumarolas sobre el SO₂ debido a su reacción con agua. El H₂S en concentraciones bajas (unos 50 ppm.) pueden provocar inflamación de la garganta, dolor de cabeza, fatiga, mareos, aunque si es por períodos prolongados de exposición, puede degenerar en faringitis y bronquitis. Más preocupante aún si la concentración es mayor (>250 ppm), pueden causar edema pulmonar e incluso la muerte y a concentraciones de >1000 ppm puede causar coma en corto tiempo. Un problema es que al ser más denso que el aire, se

puede acumular en las depresiones o las cavernas (William-Jones y Rymer, 2000, 2015). La Administración de Seguridad y Salud Ocupacional (OSHA por sus siglas en inglés) ha establecido una cantidad máxima de 20 ppm para el sulfuro de hidrógeno (H_2S) en el ambiente del trabajo y un límite de 50 ppm durante un período máximo de 10 minutos si no ocurre exposición adicional. El *National Institute for Occupational Safety* (NIOSH) recomienda, en cambio, un límite de exposición máximo de 10 ppm. durante un periodo de 10 minutos. Estos límites varían en función de los países y si las personas están expuestas por jornadas de 8 o de 24 horas (<https://www.atsdr.cdc.gov/es/ATSDR> en español). En tal caso, si se nota mucho olor a “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”.

Con respecto al dióxido de azufre (SO_2), de un olor acre y penetrante, la Agencia de Protección Ambiental (EPA, por sus siglas en inglés) ha determinado que aumentan exponencialmente la hiperreactividad nasal, ocular y de problemas respiratorios, particularmente en personas asmáticas, lo cual puede causar conjuntivitis, rinitis y problemas pulmonares; a largo plazo puede originar enfermedades respiratorias y agravar problemas del corazón. Algunos de los efectos agudos que produce la exposición a este gas son la irritación y la constricción de las vías respiratorias, así como molestia en los ojos (William-Jones y Rymer, 2000; Hansell, 2004). Asimismo, el SO_2 es un importante broncoconstrictor desde los primeros minutos de exposición y sus efectos aumentan conforme hay un incremento de la actividad física (Alvarado, 2006).

Dentro de los efectos del ácido sulfúrico (H_2SO_4) cuando se ponen en contacto con membranas húmedas, produce irritación de los ojos, la nariz y la garganta, quemaduras severas, destrucción rápida de los tejidos y desgaste de los dientes; en concentraciones elevadas y exposición prolongada, se convierte en irritación crónica de los ojos, la nariz y los pulmones. El ácido sulfúrico en concentraciones elevadas, no se puede detectar, dado que ocasiona la parálisis del nervio olfativo (William-Jones y Rymer, 2000).

El dióxido de carbono (CO_2) es un gas muy abundante en las áreas volcánicamente activas y durante las erupciones. Las mofetas son salidas de gases (principalmente monóxido y dióxido de carbono) normalmente de modo difuso. El CO_2 en concentraciones bajas (~2 % o 20 000 ppm), pueden presentar molestias como irritación de los ojos, la nariz y la garganta, así como afectar la función respiratoria y provocar excitación seguida por depresión del sistema nervioso central y mayores pulsaciones del corazón. En concentraciones moderadas entre un 6 y 10 % provoca mareos, vómitos y visión borrosa, pero, con valores de CO_2 que superen el 10 %, pueden originar rápidamente pérdida de la conciencia en muy pocos minutos, e incluso producir convulsiones en concentraciones del 20 % o más y, en casos extremos, la muerte del individuo. Por lo anterior, en depresiones o cuevas, cuando sale en cantidades mayores de lo normal (a veces acompañado de CO, monóxido de carbono), al ser invisible y más denso que el aire, desplaza el oxígeno, por lo que se puede acumular, lo cual es mortal para los animales pequeños e incluso para las personas que acampan; el individuo muere tanto por toxicidad como por asfixia u ahogo, es decir, falta de oxígeno. Por eso se les denominan gases no irritantes, aunque asfixiantes, que suelen actuar sin provocar lesiones locales, pero originan hipoxia tisular (William-Jones y Rymer, 2000, 2015; Beaubien et al., 2003).

Puesto que no se cuenta con datos históricos de la extensión de los gases y sus efectos para realizar un mapa de peligrosidad, en el apartado 6.2.1 de las amenazas por lluvia ácida se incluirá un mapa sinóptico que incluya gases y lluvia ácida, tomando como modo de ejemplo, los efectos en los flancos del volcán Turrialba (Alvarado et al., 2020) y extrapolado al del Irazú.

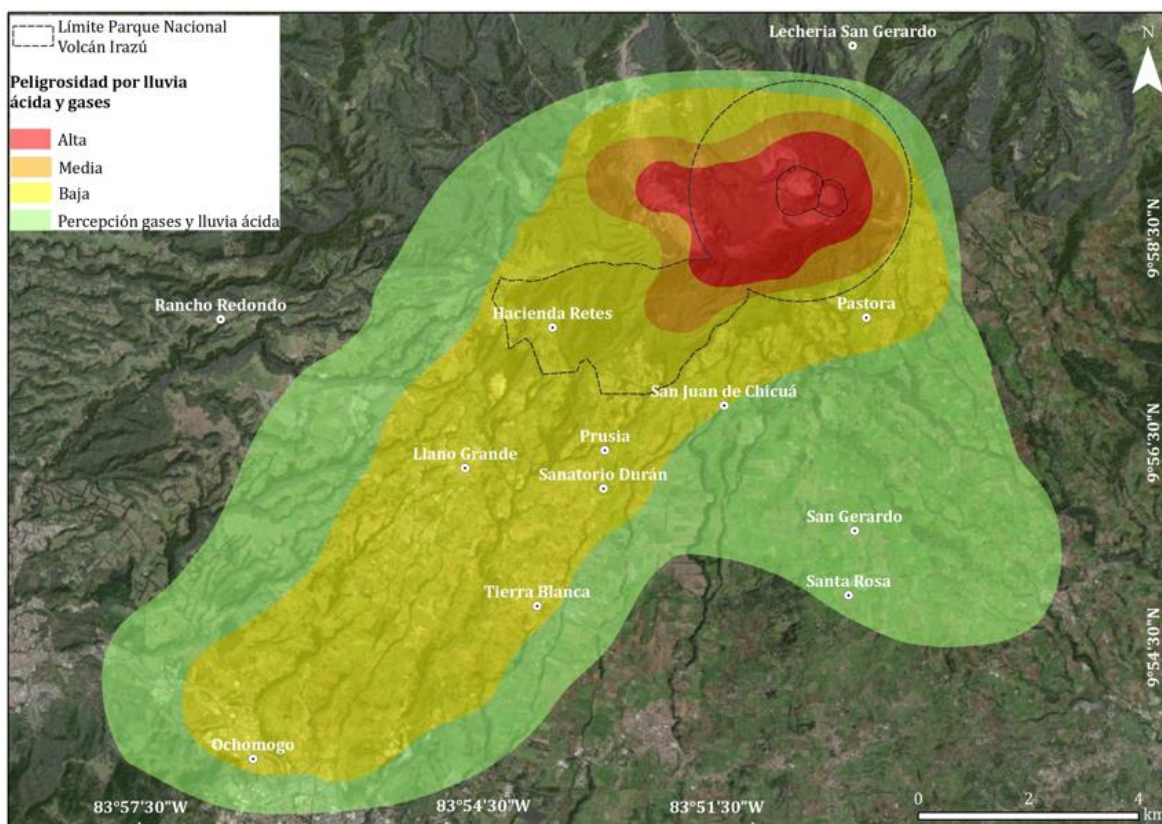


Fig. Mapa de amenaza por gases volcánicos, extrapolado del estudio para el volcán Turrialba (Alvarado et al. 2020) en vista de que no existen datos de la época.

6.1.2 COLADAS DE LAVA

Son derrames de roca fundida o parcialmente solidificada que se producen por las lenguas o flujos de lava eruptadas desde el cráter o aberturas en los flancos de un volcán (fisuras o cráteres satelitales) cuando fluye hacia abajo, como un fluido relativamente viscoso, moviéndose de acuerdo con la gravedad. Donde pasa una colada de lava, la tierra agrícola, el bosque y las casas son destruidas, 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 aumenta con la disminución de la temperatura, la velocidad del flujo se reduce al alejarse del foco de emisión y cuando se topa con una topografía de suave pendiente.

Aunque el magma ha estado muy cerca de la superficie incluso durante la erupción de 1963-1965, o ha formado pozas de lava, representada por plataformas de lava presentes

en Playa Hermosa, se desprende las últimas coladas de lava extensas y datada del Irazú poseen una edad de ~17 ka (colada oriental de Cervantes) de varios kilómetros de extensión y al parecer por cronoestratigrafía, del cono La Laguna se vertió una colada de lava hace unos pocos siglos (*ca.* 1500 A.D.) de al menos 3 km de longitud.

Soto y Sjöbohm (2015, p. 147) modelaron coladas de lava saliendo en el cráter Principal o de alguno de sus conos satelitales, pero extrañamente todas ellas no alcanzan distancias que superen el kilómetro de longitud.

Aunque su amenaza es baja a moderada, si se toma en cuenta que hace unos cinco siglos al parecer se formó el cono La Laguna, no se excluye la posibilidad de un nuevo evento. El flanco austral es igualmente propenso a la formación de un nuevo cráter o fisura eruptiva, desde más allá. En el caso de formarse un nuevo foco eruptivo lateral o satelital sobre el flanco del Irazú, saldría sobre la zona de debilidad volcanotectónica que da la alineación de los cráteres y los conos de las Cazuelas y Pasquí o de los conos piroclásticos E-W en su cima.

Si el foco fuese el cráter Principal del Irazú, tendría que rellenarse la enorme depresión cratérica de más de 250 m de profundidad con un lago de lava, situación poco probable que llegue a rebasar su borde, continuar aún y extenderse.

Puesto que existen muchas probabilidades de lugares por donde se podría formar un nuevo foco eruptivo con el posible derrame de coladas de lava, no se va a modelar su extensión ni efectos probables.

6.1.3 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 en un flujo de material volcánico (ceniza hasta grandes bloques métricos), semifluidizado, controlado por la gravedad y que se desplaza lateralmente a ras del suelo. Corresponde con un flujo con una alta concentración de fragmentos piroclásticos, donde la fase continua entre ellas es el gas y que posee una relación fragmentos/gas elevada. 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 (Fig. 4.6).

Clark (1993) interpreta que algunos de los depósitos de la erupción de 1963-1965 pueden corresponder con oleadas piroclásticas (CDPd). Alvarado (1993) no solo soporta lo anterior, sino que reporta posibles depósitos de flujos piroclásticos (CDPc y CDPd) en la cima del volcán (tanto históricos como prehistóricos). Paniagua et al. (1993) establecen que

los flujos piroclásticos por lo general alcanzan distancias inferiores a los 10 km, aunque no aportan datos de campo o de modelado. Young et al. (1998) considera que algunos de los paleosuelos poco desarrollados con restos de carbón descritos por Clark (1993), con espesores de 10-50 cm, que contienen líticos angulares/subangulares de lapilli, en una matriz de ceniza con escorias pequeñas, pueden corresponder con flujos piroclásticos, aunque de forma extraña dicen que no se han reportado en tiempo histórico (i.e., p. 97), aunque sí los citan (i.e. p. 10) basados en Alvarado (op cit). Agregan de modo confuso que existen varios flujos piroclásticos (al menos 4) posibles dentro de un radio de 10 km, que no han sido estudiados ni cartografiados en detalle. Sin embargo, no aportan descripciones específicas, ni fotografías o localidades u otros argumentos vulcanológicos.

Soto y Sjöbohm (2015), aunque no aportan evidencias de campo más allá de los 2 km, así mismo establecen que los flujos y las oleadas piroclásticas se podrían extender más de 10 km desde la cima del Irazú, pero consideran que la mayoría se restringirían a unos 5 km de radio. En sus mapas modelaron los flujos piroclásticos con VORIS 2.0.1, originados en el cráter activo, con colapsos de columnas por erupciones estromboliana, vulcaniana mediana y vulcaniana mayor con colapsos de columna a 2, 5 y 7 km sobre el foco eruptivo (con altitudes aproximadas de 5, 8 y 10 km) e inclinación máxima a 45°, de modo que puedan considerarse los escenarios máximos posibles.

Los autores del presente informe han localizado varios depósitos de cenizas con estructuras onduladas, adelgazamientos laterales o acuñamientos y laminación inclinada en sectores distantes como Laguna (entre Rancho Redondo, Llano Grande y hacienda Retes) y por finca Retes, entre otros, particularmente en los depósitos asociados a las erupciones de 1963-1965 (Fig. s). Estos depósitos emulan oleadas piroclásticas (CDPd). Sin embargo, en dichos lugares, particularmente entre San Isidro de Coronado y Tierra Blanca, al tiempo de la erupción, nunca se reportaron eventos de este tipo por parte de los pobladores, aunque sí nubes densas de cenizas convectivas, tal y como se desprende de las fotografías históricas (Fig. fs).

Alvarado (1993) comenta que para algunas de las erupciones del Irazú durante dicho período (1963-1965), o Alvarado et al. (2016) para varias de las del Turrialba (particularmente 2014-2015), perfectamente las nubes densas de ceniza de caída, al ser transportadas por vientos predominantes, pueden simular nubes de oleadas piroclásticas desde la distancia e, incluso, los depósitos pueden poseer estructuras que den la apariencia de corresponder con depósitos de oleadas piroclásticas (corrientes de densidad piroclástica diluida, CDPd o PDCd en inglés), cuando en realidad corresponden con depósitos de caída con una componente lateral inducida por el viento. Ello no excluye, que puedan ocurrir nubes de cenizas con una componente horizontal correspondiendo con verdaderas CDPd, pero de baja temperatura y velocidad, tal y como lo comenta Alvarado (1993). Aunque estos depósitos también pueden corresponder con retrabajo eólico o de aguas de escorrentía superficial, se les aplicó la metodología propuesta por Cowlyn et al. (2020) para discernir si se trataba de PDC o de otro tipo de depósitos volcániclastico. Al introducir las valoraciones en el cuadro presentado en su figura 3, se concluye que se trata de depósitos de PDCd con una confianza alta.

En tal caso, 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. El contemplar un radio de 10 km de peligrosidad como lo proponen Young et al. (1998) y Soto y Sjöbohm (2015), resulta factible, aunque la pregunta que salta es ¿el riesgo, entendiéndose como los efectos medibles sobre las personas, conllevarían a peligro de muerte? Hasta el momento, las erupciones del siglo XX ninguna ocasionó la muerte de alguien o una afectación severa a moderada más allá de 1 km, aunque ello no excluye que se pueda dar en eventos futuros. Lo que sí resulta claro es que la amenaza hacia la salud si pudiese ser importante en dichas ciudades y poblados por estas nubes densas, más si se contempla que dichos sectores se han poblado considerablemente desde 1965.

La amenaza, por probabilidades, es baja (aunque no nula) para los pobladores, así como infraestructura vital, aunque es mediana a alta para los turistas y los guardaparques en los miradores del cráter Principal en el caso de presentar un evento importante. Claramente, si se presentara un evento eruptivo mayor con un verdadero colapso de columna eruptiva, los flujos piroclásticos pueden extenderse a más distancia y sus consecuencias serán de consideración.



Fig. Ejemplos de cenizas con laminación inclinada y acuñamiento lateral, sugestivo de oleadas piroclásticas, localidades ubicadas en la finca Retes y Laguna, a 5 y 10 km del cráter Principal, respectivamente.

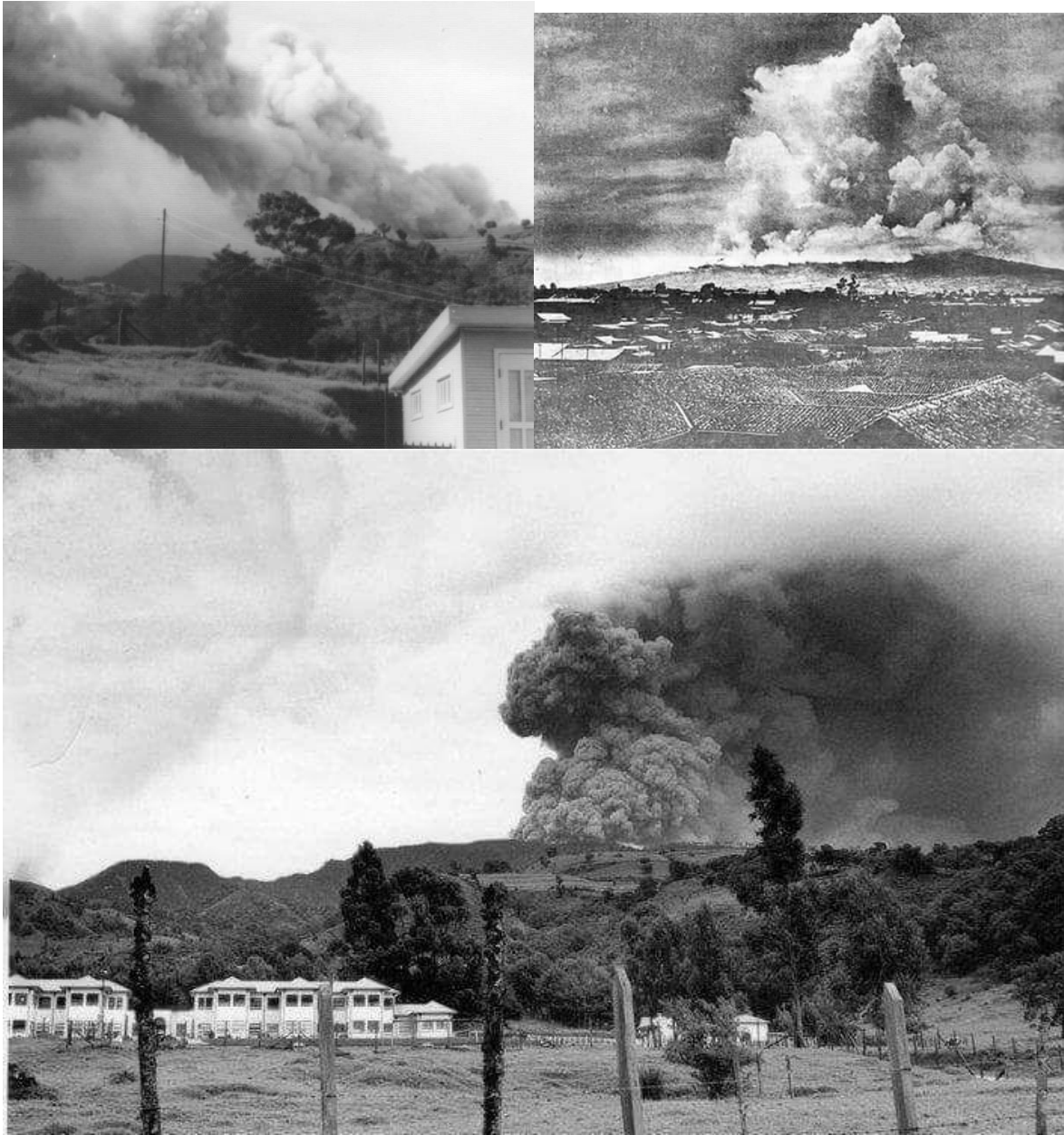


Fig. Erupciones vulcanianas del Irazú con nubes de cenizas direccionadas al occidente (superior izquierda), en todas las direcciones (superior derecha) y al oriente (inferior). Los depósitos de este tipo, direccionados por el viento y la gravedad, pueden perfectamente generar capas de cenizas con estructuras muy similares a depósitos de oleadas piroclásticas, sin que representen un peligro de muerte por temperatura y energía cinética, aunque sí pueden generar efectos en la salud en las personas u animales cuando son envueltos en dichas nubes densas de ceniza (fotografías anónimas, asociadas al período eruptivo de 1963-1965; la superior derecha puede corresponder a una erupción de 1917-1921).

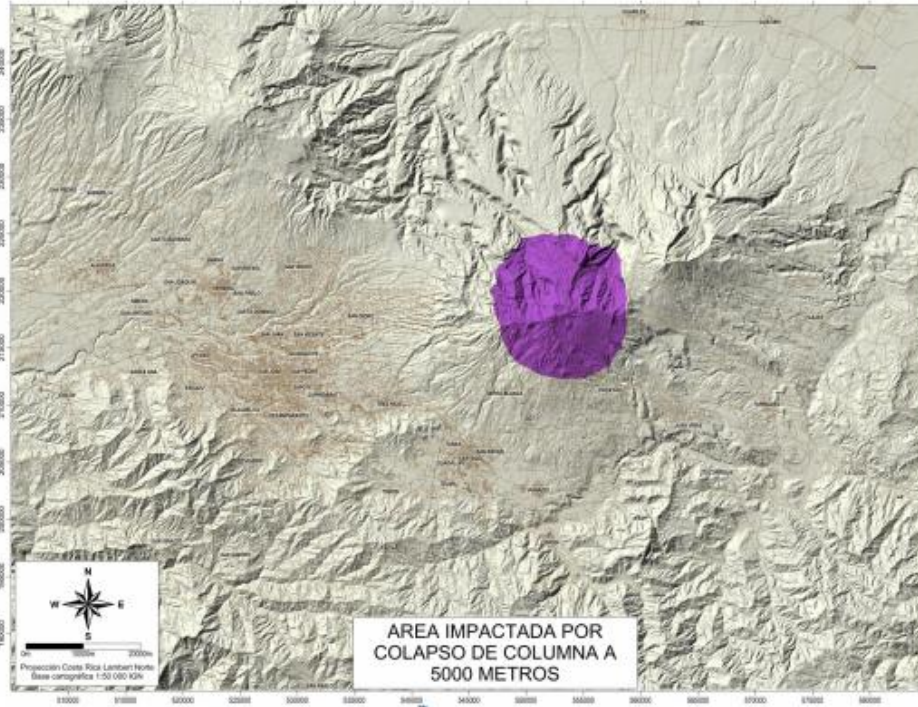


Fig. : Áreas potencialmente afectadas por corrientes de densidad piroclástica diluidas (CDPd) u oleadas piroclásticas y por corrientes de densidad piroclástica concentrada (CDPc) o flujos piroclásticos (modificado de Soto y Sjöbohm (2015)).

6.1.4 PIROCLASTOS DE CAÍDA

Cuando el magma asciende, los gases disueltos pueden ser súbitamente liberados por lo que se producen explosiones que fragmentan al magma en erupción y las rocas circundantes. 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, donde los piroclastos de mayor tamaño y densidad suelen caer contiguos al cráter. Los fragmentos de tamaño intermedio a más finos son transportados hacia arriba por medio de la columna eruptiva, la cual consisten en una zona inferior de empuje o chorro de gases/cenizas y por una zona superior convectiva, para finalmente tomar una forma de hongo o sombrilla. 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. La dirección y fuerza del viento controlan el transporte de las tefras (cenizas y lapilli de pómez) a grandes distancias.

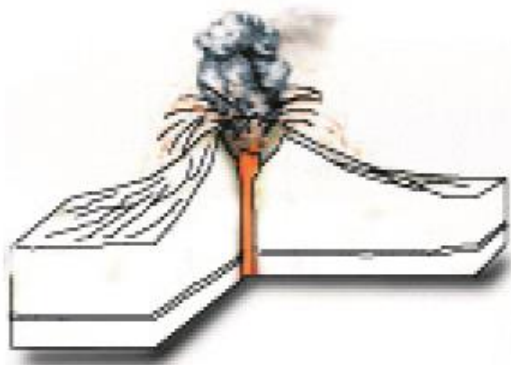
Por ejemplo, una columna eruptiva puede crecer rápidamente y alcanzar más de 20 km de altura sobre el volcán en menos de 30 minutos. Cuando la columna en ascenso termal en la atmósfera alcanza una densidad y temperatura igual a la que le circunda por enfriamiento, se expande lateralmente y forma el citado hongo o sombrilla. A partir de ahí las cenizas y los lapilli son arrastrados por el viento para caer por gravedad, donde, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la capa del depósito de tefra presenta una disminución en el 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.

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; Newhall y Self, 1982), o ligeramente explosiva con poca producción de cenizas, bombas y lapilli (tefras) con una columna de baja altura 0.1-5 km (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 el volcán Irazú se podrían presentar dos tipos de erupciones de importancia: estromboliana y vulcaniana (Fig. 4.8). Las erupciones estrombolianas se caracterizan por pequeñas emisiones de materiales en estado fundido o pastoso que se suelen ver incandescentes, incluso de día, 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 de relativa poca viscosidad, cuando el techo de la columna magmática alcanza niveles superficiales. Las erupciones consisten en proyecciones periódicas de numerosas salpicaduras (bombas, lapilli y pocas cenizas) y bloques de lava incandescentes de diversos tamaños que se solidifican rápidamente. Algunas fases estrombolianas del Irazú se dieron durante en 1723 y en 1963-1965, las cuales son así mismo abundantes en erupciones prehistóricas. Las erupciones vulcanianas, por su parte, predominaron durante los varios periodos explosivos principales del Irazú tanto históricos como prehistóricos. En ellas, cuando no hay material juvenil (magma recientemente fragmentado por su contacto con el agua) se denominan erupciones freáticas. En erupciones recientes a nivel mundial, se han observado erupciones freatomagmáticas tanto pobres en componentes juveniles (p. ej., freatovulcanianas), como otras en que el componente juvenil sí es abundante (p. ej., típicas freatomagmáticas), incluso a simple vista (Alvarado et al., 2016).

El por qué las erupciones del Irazú producen mucha ceniza se debe en parte a un aporte relativamente continuo de magma, en ascenso y a la elevada temperatura (unos 1000 °C), con que entra en contacto con las aguas subterráneas (acuíferos superficiales). Al estar el magma fragmentado y cargado de gases en su subida, se originan espacios por donde el agua subterránea logra penetrar, y esto genera una interacción explosiva entre el magma y el agua. Este contacto magma/agua produce una elevada pulverización (fragmentación) del magma, expeliéndose en el cráter bajo la forma de cenizas finas. Por lo anterior, la mayoría de las erupciones del Irazú han sido catalogadas como freatomagmáticas (por la interacción agua/ magma) o vulcanianas (debido a su abundante ceniza). Sin embargo, algunas fases explosivas ocurren sin que se dé este contacto con los acuíferos, por lo que se producen erupciones con lances abundantes de bombas o tortas de lava incandescentes, así como lapilli de escorias abundantes, que son las llamadas erupciones estrombolianas.

Los depósitos de mayor espesor se encuentran en el flanco SW del Irazú en correspondencia con los vientos predominantes. Más allá de 2 y 5 km del cráter Principal, las capas individuales poseen grosores inferiores a 1 y 0.5 m, respectivamente. El lapilli suele hallarse dentro de los primeros 10 km del foco eruptivo y las cenizas finas más allá de los 15 km. Clastos vesiculados de 9 cm de diámetros se reportaron a 5 km al oriente del cráter Principal, pero por lo general los clastos ≥ 5 cm no pasan de 1.5 km de diámetro de distancia desde la fuente (Clark, 1993).



Estromboliana



Vulcaniana



Fig. 88: Tipos de erupciones volcánicas que se podrían presentar en el volcán Irazú (fotografías Walter Shäer, Irazú, 1963).

Modelamiento computacional de la dispersión de cenizas

Para abordar el problema de la dispersión de cenizas es importante al menos considerar cuatro aspectos meteorológicos: el viento, la lluvia, la humedad y la estabilidad vertical de la atmósfera. Al menos en la vertiente Pacífica de Costa Rica estos cuatro aspectos están íntimamente relacionados entre sí, de tal forma que el viento alisio fuerte, baja humedad atmosférica, alta estabilidad y tiempo seco conforman el patrón de la época seca, mientras que el viento alisio débil, inestabilidad, alta humedad y tiempo lluvioso establecen la época lluviosa (Zárate, 1988).

Se ha establecido que una nube de cenizas (incluyendo gases y aerosoles) podrá crecer verticalmente con mucha más facilidad en la atmósfera de la época lluviosa que en la de época seca. En la temporada lluviosa, el proceso de nucleación de los aerosoles más el viento alisio débil y la lluvia misma, actúan para que las partículas no tiendan a alejarse, a menos que la columna eruptiva alcancen los dominios de los vientos fuertes de la estratosfera inferior. El efecto de la cortante vertical del viento en la época seca es uno de los factores que más

inhiben la convección, a través de un efecto de “guillotina” o cortante en las burbujas térmicas que se levantan, pero favorece que las sustancias volcánicas sean esparcidas a distancias más lejanas. Los veranillos en la época lluviosa a mediados de año actúan a manera de pequeñas réplicas de la época seca (Zárate, 1988).

En el Irazú, los vientos alisios que provienen del mar Caribe hacia el Pacífico predominan desde diciembre hasta abril con direcciones predominantes provenientes desde el E y NE (Zárate, 1988). Desde mayo hasta noviembre, las brisas del Pacífico sumadas a vientos sinópticos que provienen del SW sobre el océano Pacífico se encuentran con los alisios dentro del Valle Central y provocan las lluvias. A finales de junio hay una ligera predominancia de los alisios, que provocan un veranillo corto, conocido como el “veranillo de San Juan”. Posteriormente, entre julio y agosto, se presenta una disminución de lluvia más prolongada conocida como canícula o veranillo, dichos aumentos en los vientos alisios y descenso de precipitaciones en el Valle Central y la costa del Pacífico del país están asociados a la corriente en chorro de bajo nivel del Caribe (la cual es más intensa en años Niño; Mora y Amador, 2000) y el aumento de la presión atmosférica en el Atlántico (<https://www.imn.ac.cr/clima-en-costarica>). Las estaciones de la cima del Irazú muestran velocidades medias y ráfagas de 70-111 km/h, particularmente entre diciembre y abril cuando soplan desde el N, NE y E, mientras que en los otros meses las velocidades son menores y predominan vientos del SE. En la vertiente del Pacífico, con alturas inferiores, se dan algunas variaciones en la época lluviosa (temporales del Pacífico), donde a nivel por encima del cráter del Irazú el viento proviene del SW y W por varios días consecutivos. Esto sugiere que a 3400 m los vientos SW y W que provienen del océano Pacífico podrían impulsar las nubes de ceniza hacia la vertiente del Caribe en un cono aproximado entre las direcciones E-NE.

Se cuenta con varios estudios valiosos que han modelado la dispersión de las cenizas y su caída, a diferentes alturas, velocidades, meses del año y tipo de erupciones, con el fin de intentar modelar en tiempo real, un futuro evento eruptivo y de calibrar las erupciones previas (Young et al., 1998; Barrantes et al., 2013, 2018; Brenes-André, 2013; Soto y Sjöbohm, 2015).

Cuadro **vv**: Resumen sinóptico simplificado de los efectos de la época del año sobre las partículas volcánicas (cenizas y aerosoles) y gases, según los cuatro aspectos meteorológicos importantes: la humedad, la lluvia, los vientos y la estabilidad atmosférica (realizado por los autores, basado en Zárate, 1988, E. Zárate, com. escrita, 2021).

Nivel atmosférico y condición meteorológica	Época seca	Época lluviosa (los veranillos de la época lluviosa serían réplicas pequeñas de la estación seca, sobre todo en cuanto a lluvias)
Tropósfera baja (~1.5-3 km)	Las partículas finas (cenizas y aerosoles) pueden transportarse más distancia, debido al viento alisio moderado, a veces fuerte, ausencia de lluvia y la estabilidad vertical. Transporte predominante y rápido al W y SW.	Las partículas finas (cenizas y aerosoles) no son esparcidas a grandes distancias por el viento alisio débil, la humedad y lluvia. Durante el día, las partículas viajarían al E y NE y hacia el W y SW por la noche. Incluso pueden presentar un retorno e irse precipitando ladera arriba.
~3-7 km	Las cenizas se desplazarían al W.	Se moverían en un cono W y NW
~7-13.5 km	Transporte predominante y rápido hacia un cono al E y NE, con distancias mayores que a <7 km.	La dirección predominante de sedimentación es al W. Durante un temporal las partículas se podrían transportar hacia el NE y E.
~13.5-19 km	Transporte con ligera predominancia hacia el W	Las áreas afectadas serían preferiblemente los flancos W y SW; en menor cuantía, SSW y NNW.
>19 km	Transporte fuerte predominancia de difusión hacia W, pero también se presentaría difusión hacia el E en forma minoritaria.	Transporte predominantemente al W por un alto porcentaje del tiempo.

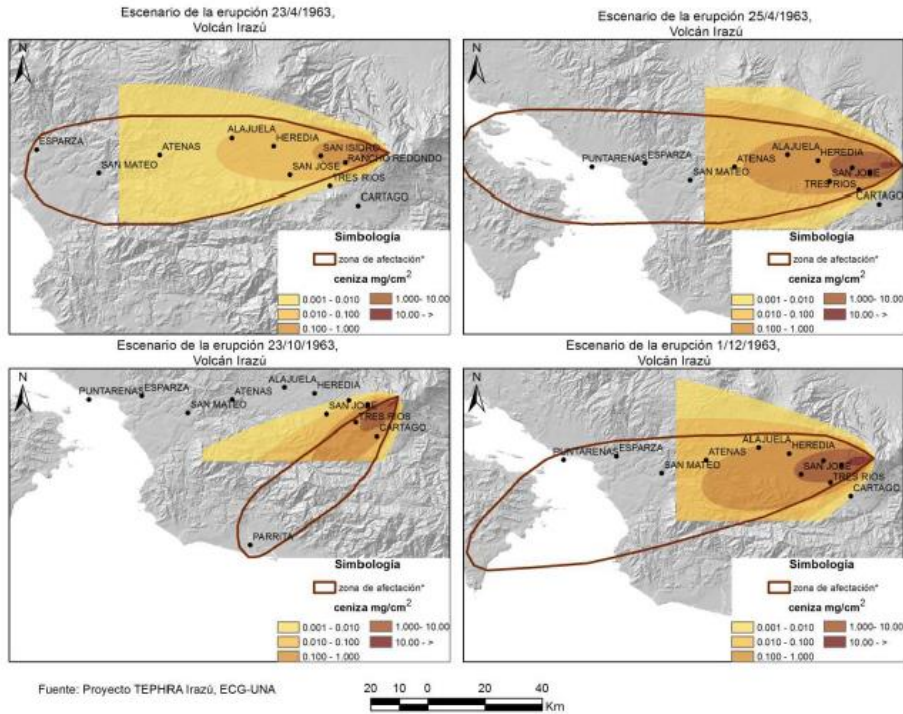


Fig. Escenarios construidos con el programa TEPHRA y su comparación con las áreas de afectación (líneas cafés) reportadas por Barquero (1977) y modeladas por Barrantes et al. (2013).

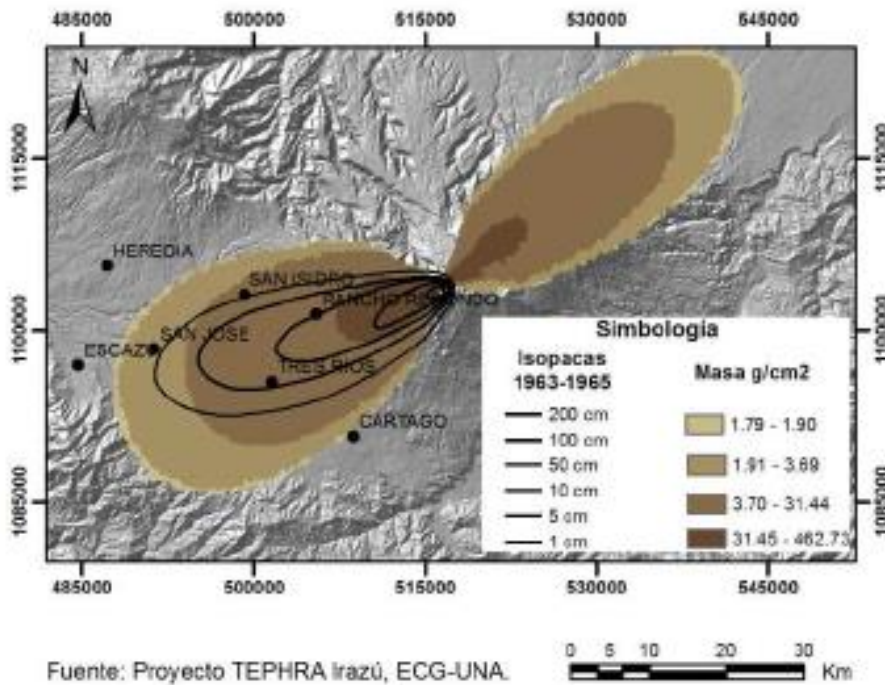


Fig. Comparación entre la cantidad de cenizas acumulada por 52 simulaciones con la distribución de las isopacas del período eruptivo de 1963-1965 (Clark, 1993), donde se observa que existe una buena coincidencia.

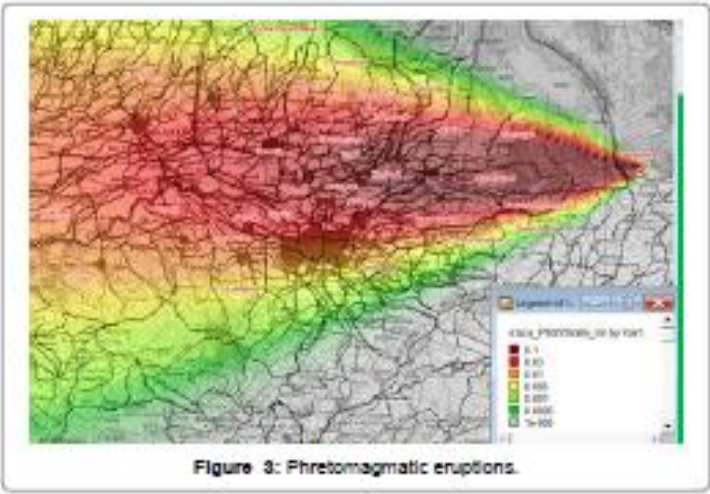
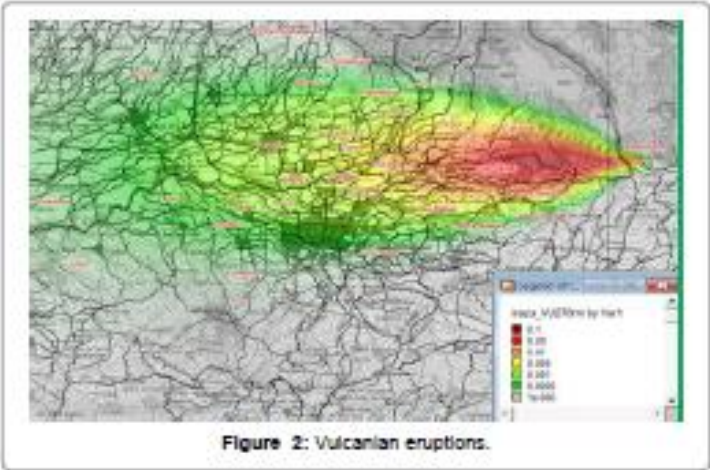
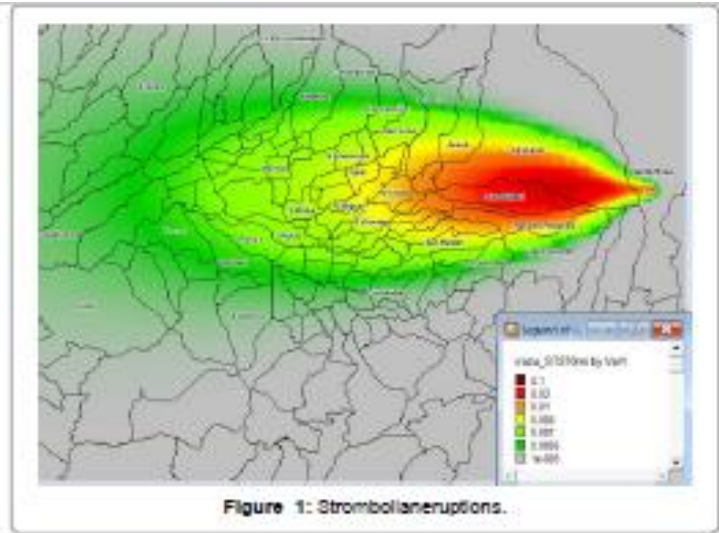


Fig. Modelizaciones de la caída de ceniza para diferentes tipos de erupciones (tomado de Brenes-André, 2013).

- **Ejemplo de dispersión de cenizas utilizando FALL3D (versión 8.0)**

Los nuevos resultados que se presentan han sido obtenidos recientes por los coautores José Brenes y Santiago Nuñez al correr en un supercomputador la versión a junio 2021 de FALL3D (ver 8.0; Folch et al., 2019), un programa aún en desarrollo, por lo que en un futuro se pueden presentar cambios a los resultados preliminares acá planteados.

Se llevaron a cabo 8 corridas correspondientes a las 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 y 21 horas del día 5 junio 2019, para 4 alturas de columna de 1, 2, 4 y 8 km. Cada uno de estos conjuntos de 8 simulaciones para las 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 y 21 horas de ese día, implicaron 7 horas de supercómputo. Fueron obtenidas con un campo de vientos desde el nivel del mar hasta una altura de 30 km, dividido en 42 capas. El día 5 de junio fue tomado como ejemplo ilustrativo, dado que el patrón de vientos mostraba un abrupto cambio en altura, que ya se había detectado en pruebas anteriores. La idea es cómo estas simulaciones, casi en tiempo real, pueden ser utilizadas para mejorar la logística de prevención y atención de una posible emergencia.

El patrón de caída resultante al modelar una columna de 1 km de altitud, generada con los vientos presentes en todo el país a las 6 a.m. muestra la aparición de un pequeño núcleo con una mayor concentración de ceniza, y un lóbulo extenso de menor concentración, el cual es bastante similar a la que se obtiene para otras horas, excepción hecha de que la dirección del lóbulo varía (Fig. xx). Nótese que el lóbulo tiene una concentración de 0.1 kg/m² que, aunque baja, quizá pueda causar problemas alergias, malestar en los ojos, conjuntivitis, respiratorios y, quizás silicosis. En el caso de una columna de 2 km de altitud, resultado de los vientos presentes a las 11 de la mañana, el núcleo de 20 kg/m² aumenta algo de tamaño, en tanto que el lóbulo se expande notablemente (Fig. xx).

El patrón de caída de ceniza para una columna de 4 km de altitud muestra que a primeras horas el lóbulo asociado deja de tener la simetría elipsoidal, aunque 5 horas después, a las 11 de la mañana, el lóbulo es ya simétrico a lo largo del eje longitudinal, pero no presenta la forma elipsoidal esperada, pues se abulta en lugar de reducir su ancho con la distancia (Fig. xx). La misma columna debido a los vientos presentes a las 16 horas originaría un lóbulo con un menor abultamiento del lóbulo y con un eje que se va curvando con la distancia (Fig. xx). Para facilitar los cambios enormes que ocurren en el lóbulo con el transcurrir de unas pocas horas, las 3 columnas de 4 km de altura se superimpusieron (Fig. xx).

Si se compara el patrón de caída de una columna de 8 km, a las 6 de la mañana, con el correspondiente, a la misma hora, de la columna de 4 km, se evidencia el cambio brusco causado por la variación en altura de la dirección y velocidad del viento, que ya se mencionó (Fig. xx). Se aclara que, para facilitar la comparación, en las cercanías del cráter, aunque el modelo permite diferenciar diversas concentraciones de ceniza, todas las que son igual o mayor a 20 kg/m² fueron asimiladas a un mismo color, pues todas serían altamente peligrosas. Aunque la altura de columna sea de 8 km, se muestra la variación de la forma del patrón a 5 horas después, es decir, a las 11 de la mañana (Fig. xx) y a las 4 p. m. (Fig. xx).

Cuando se sobreponen los 3 patrones, todos para una columna de 8 km, las variaciones son más que evidentes (Fig. xx). Las horas se escogieron para hacer más visible

las diferencias. Aunque las columnas de 8 km se dieron muy poco en el pasado período eruptivo, si se registraron y al parecer ocurrió lo mismo en las erupciones prehistóricas.

Estas variaciones reflejan la realidad de las columnas eruptivas observadas desde el Sanatorio Durán durante el período de 1963-1965 con diferentes formas y direcciones. Los modelos en 1D usan el viento predominante durante el día con dirección y magnitud constante. El lóbulo de las 6 a. m., por ejemplo, se consideraría que siempre va a estar presente, e igualmente, la reducción del ancho del lóbulo de las 4 p. m. no se incluiría en la suma, por lo que la caída de ceniza quedará sobre valuada, al igual que la distribución espacial del peligro asociado.

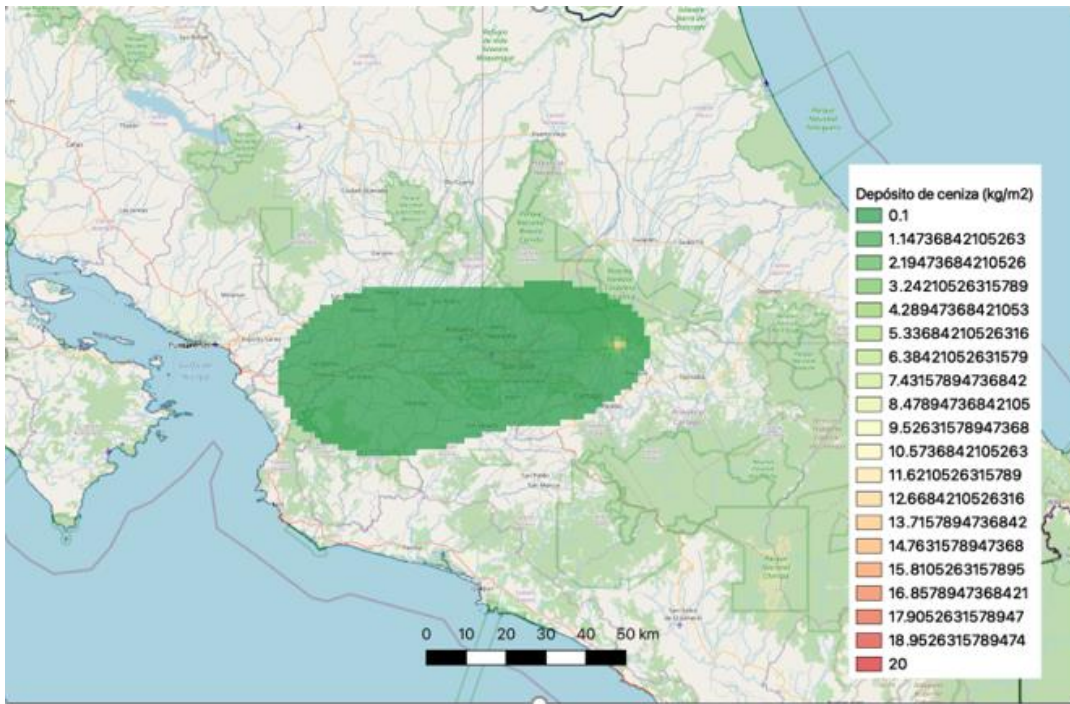


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 1 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 6 a. m. del 25 de junio 2019.

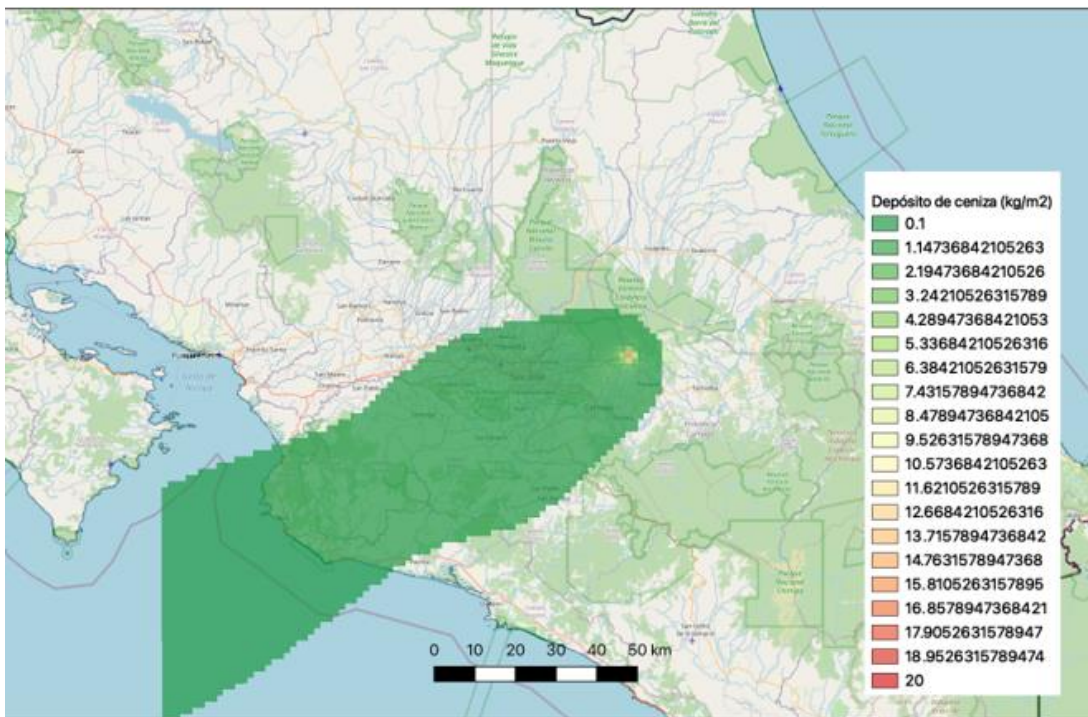


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 2 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 11 a. m. del 25 de junio 2019.

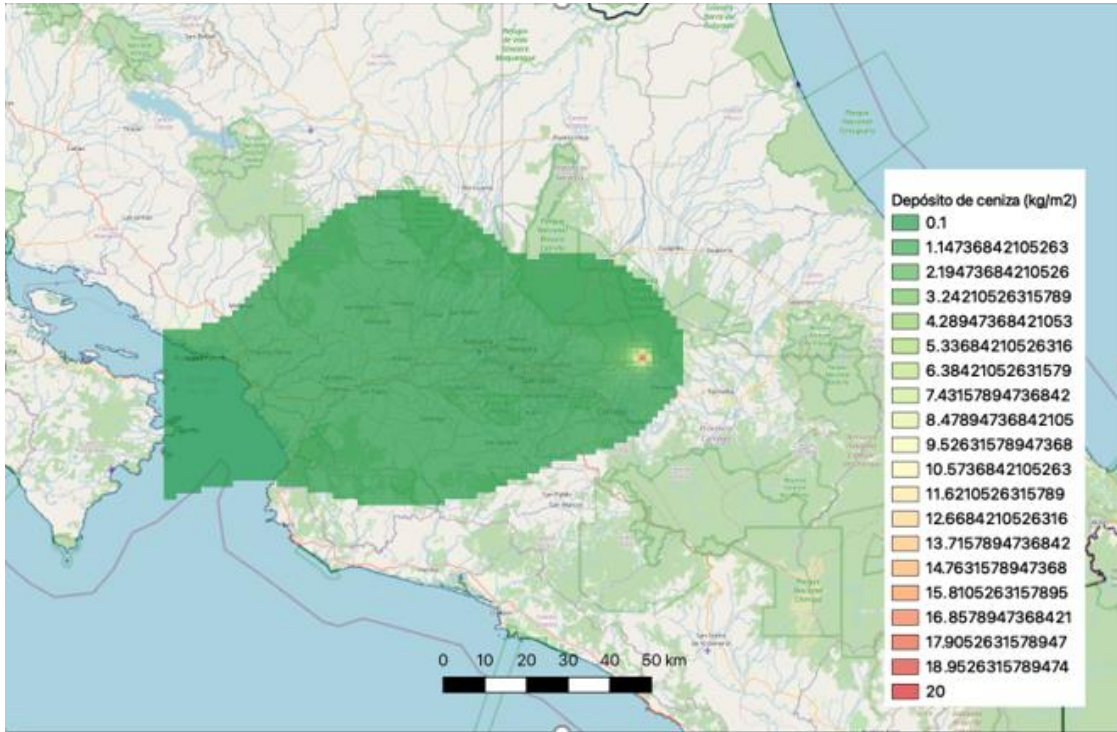


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 4 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 6 a. m. del 25 de junio 2019.

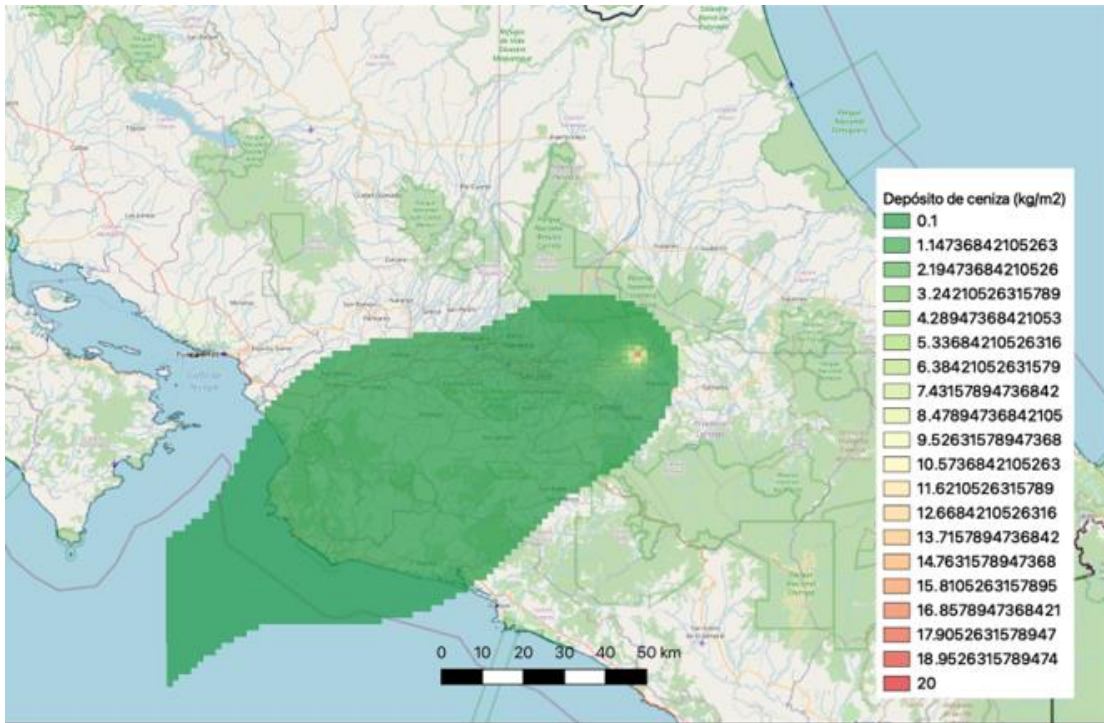


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 4 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 11 a. m. del 25 de junio 2019.

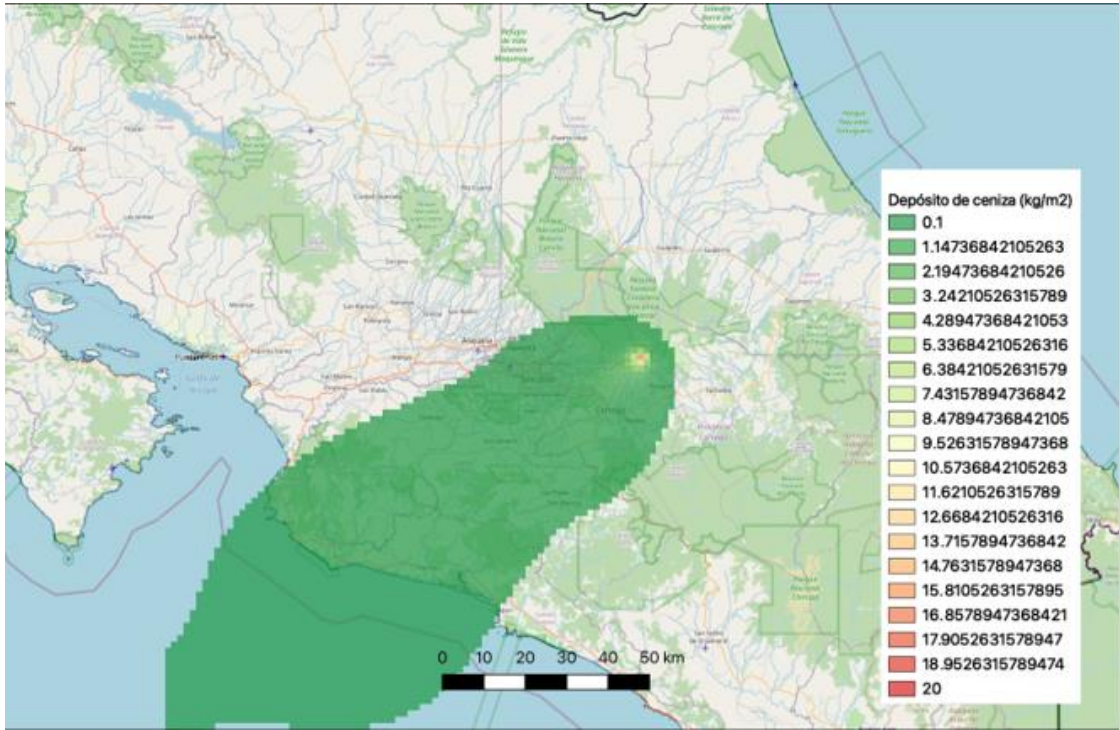


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 4 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 4 p. m. del 25 de junio 2019.

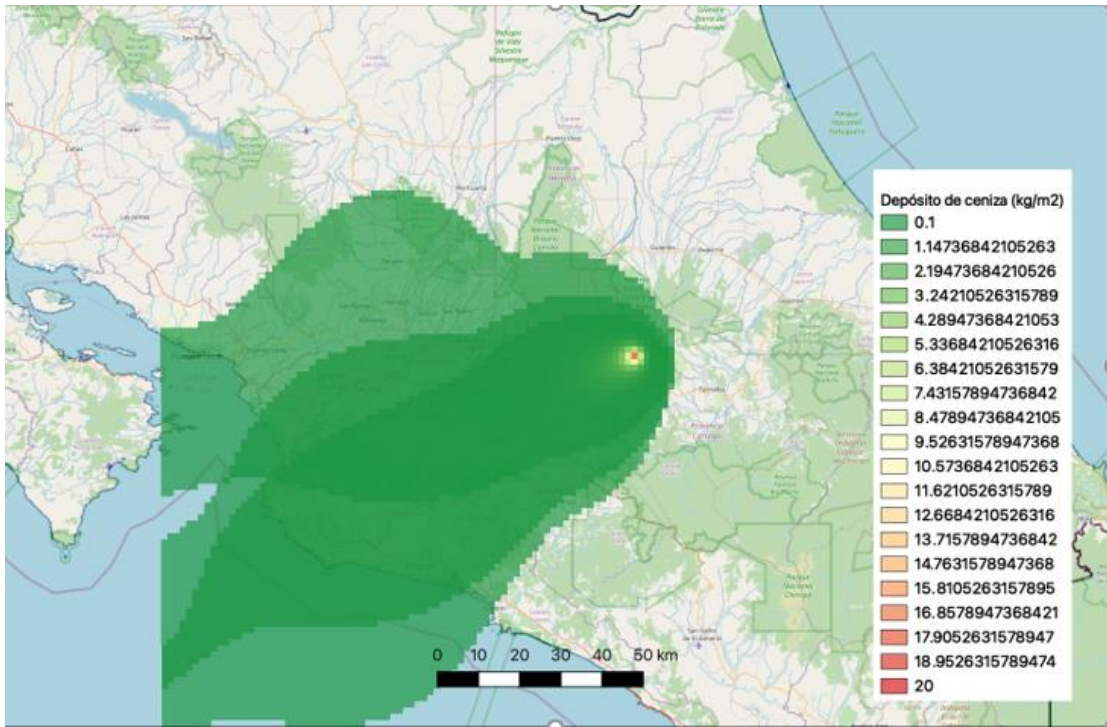


Fig. xx. Sobreposición de la distribución de la caída de cenizas de una columna de 4 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 6 a. m., 11 a. m. 4 p. m. del 25 de junio 2019.

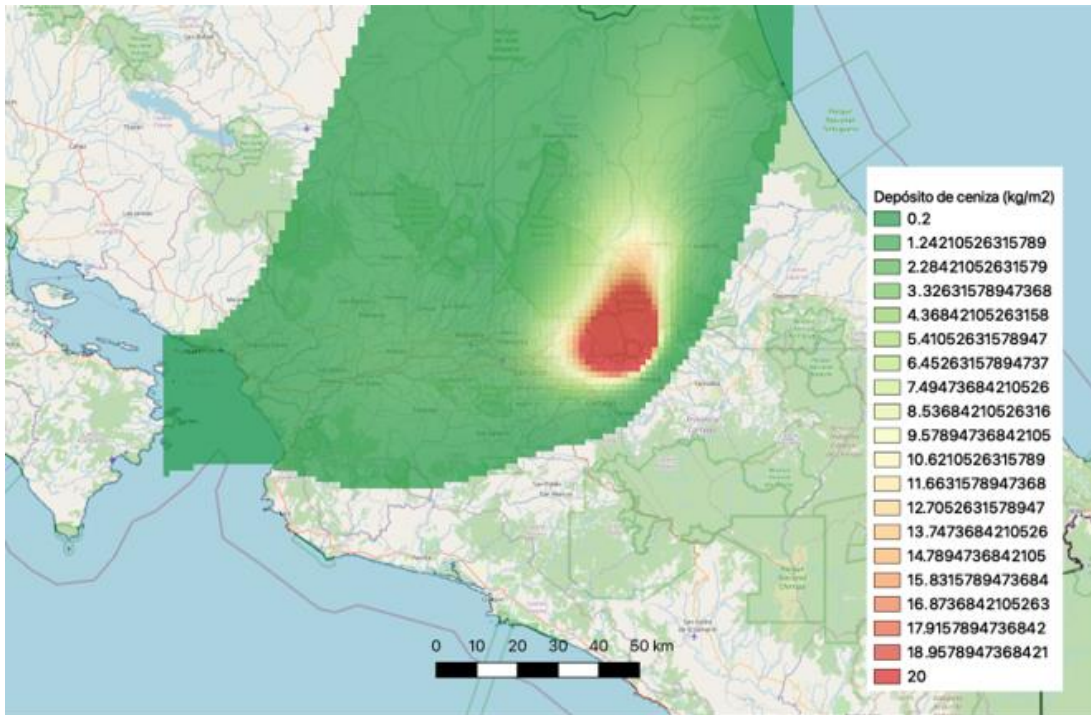


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 8 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 6 a. m. del 25 de junio 2019. Se nota el cambio en la dispersión en función de la altura con respecto a la de 4 km.

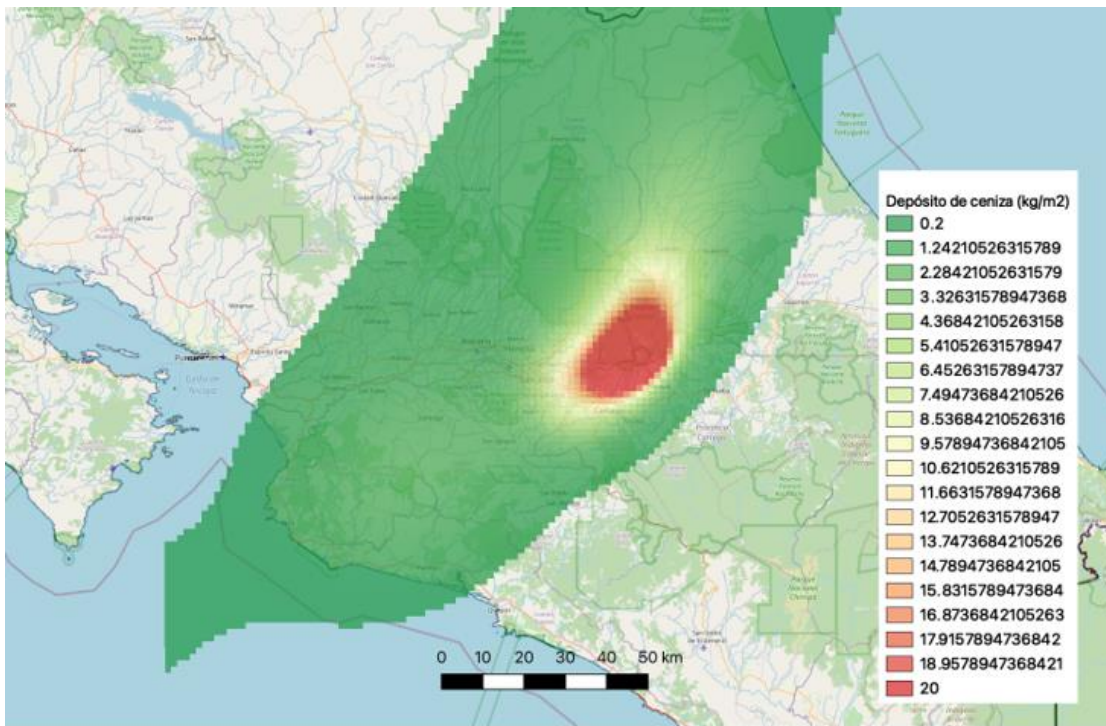


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 8 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 11 a. m. del 25 de junio 2019.

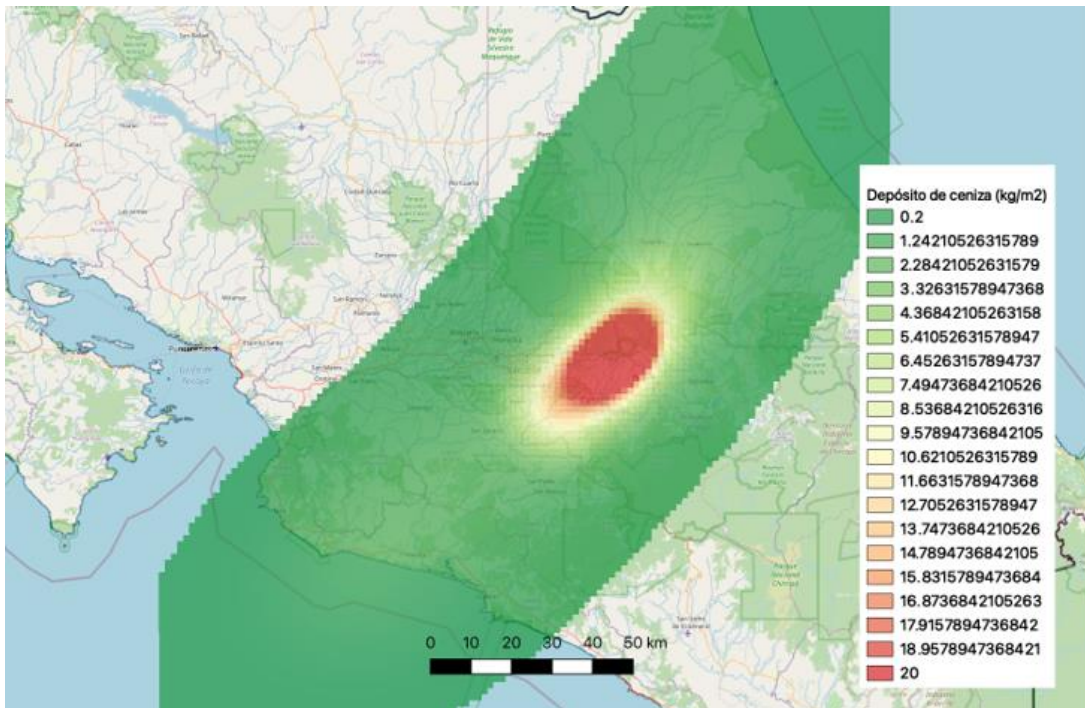


Fig. xx. Distribución de la caída de cenizas de una columna de 8 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 4 p. m. del 25 de junio 2019.

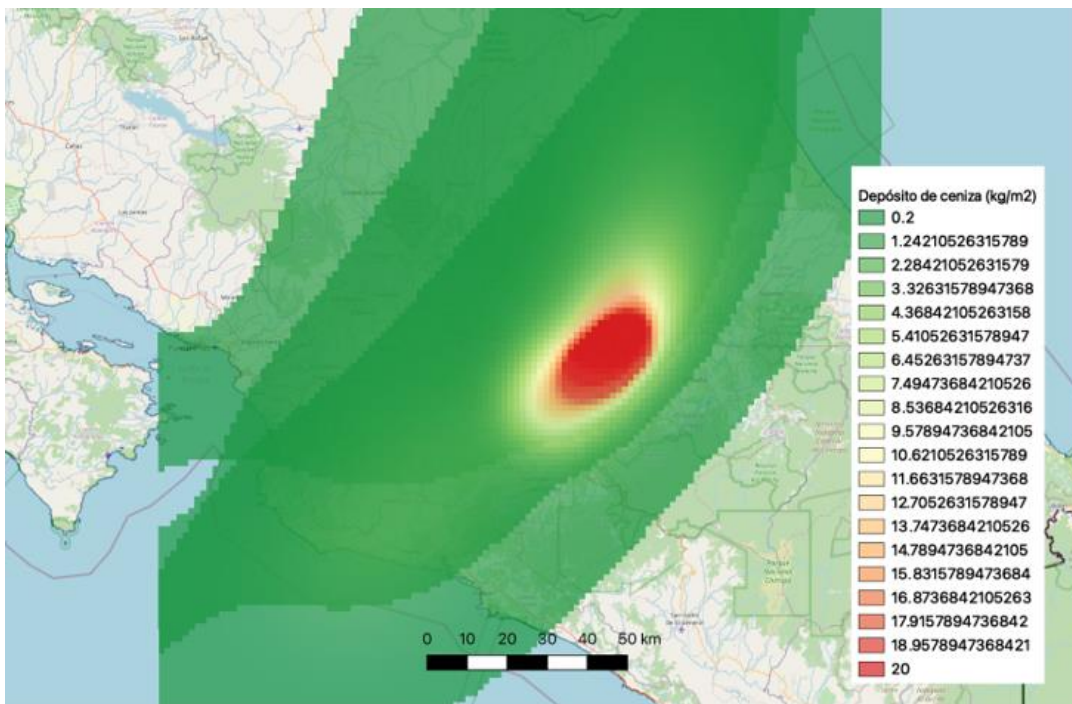


Fig. xx. Sobreposición de la distribución de la caída de cenizas de una columna de 8 km de altitud, generada con los vientos presentes a las 6 a. m., 11 a. m. y 4 p. m. del 25 de junio 2019.

El peligro volcánico por la caída de cenizas

Las cenizas constituyen, dentro de los peligros volcánicos directos, el de mayor alcance, constituyendo una amenaza para la vida y las propiedades debido a su peso en los techos, a las partículas en suspensión en el aire y agua, al transporte de gases nocivos, ácidos, sales, así como al enterramiento que producen de los cultivos. Entre los efectos más frecuentes de las cenizas, se registran la muerte o quema parcial o total de los bosques y los sembradíos (Fig. xx), incluyendo sus productos agrícolas (papas, fresas, etc.), así como los efectos en los animales (fauna silvestre, ganadería, animales domésticos).

A ello se le debe agregar la contaminación de los ríos y las fuentes de agua e incluso interrupción del abastecimiento del agua, obstrucciones de filtros y tuberías, 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 controlar 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 en humanos y animales, agravándose las dolencias respiratorias y las alergias (Ortiz, 1996), así como problemas gastrointestinales y óseos. En los seres humanos, las cenizas están relacionadas con la aparición de bronquitis y asma, además de exacerbar enfermedades pulmonares y cardiovasculares crónicas, así como alergias. Aquellas cenizas con diámetros inferiores a $10\ \mu\text{m}$ (PM10) se clasifican como torácicas y respirables si son menores a $4\ \mu\text{m}$. Las partículas respirables más finas ($<2\ \mu\text{m}$) se pueden respirar en la región alveolar del pulmón y son reconocidas por poseer un mayor potencial tóxico (Horwell y Baxter, 2006). Para ello, sin lugar a duda, se deberá de utilizar mascarillas o tapabocas con filtros apropiados.

Además, los animales domésticos y de producción como el ganado se ven más afectados por el consumo de pastos cargados de ceniza y aguas contaminadas lo que genera un sinnúmero de enfermedades e, incluso, la muerte; los animales jóvenes corren más riesgo que los animales maduros.

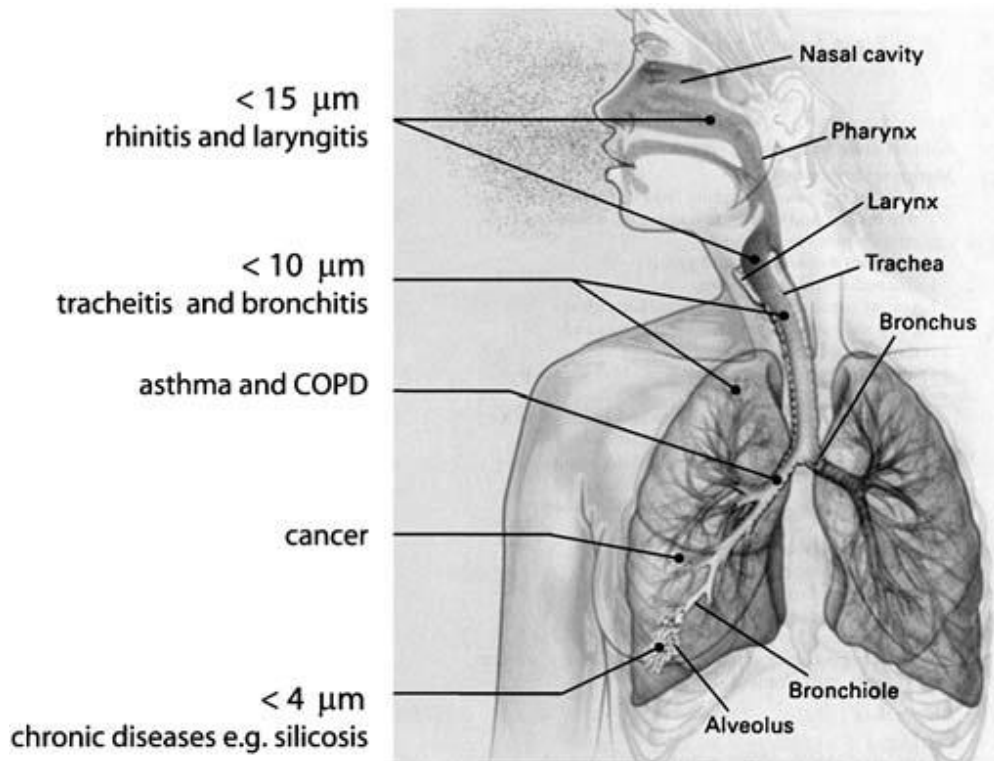


Fig. Diagrama de los pulmones donde se muestra su anatomía y las vías respiratorias y la penetración de las partículas de cenizas según sus diámetros, así como el potencial peligro asociado (Modificado de Beckett, 2000, según Horwell y Baxter, 2006).

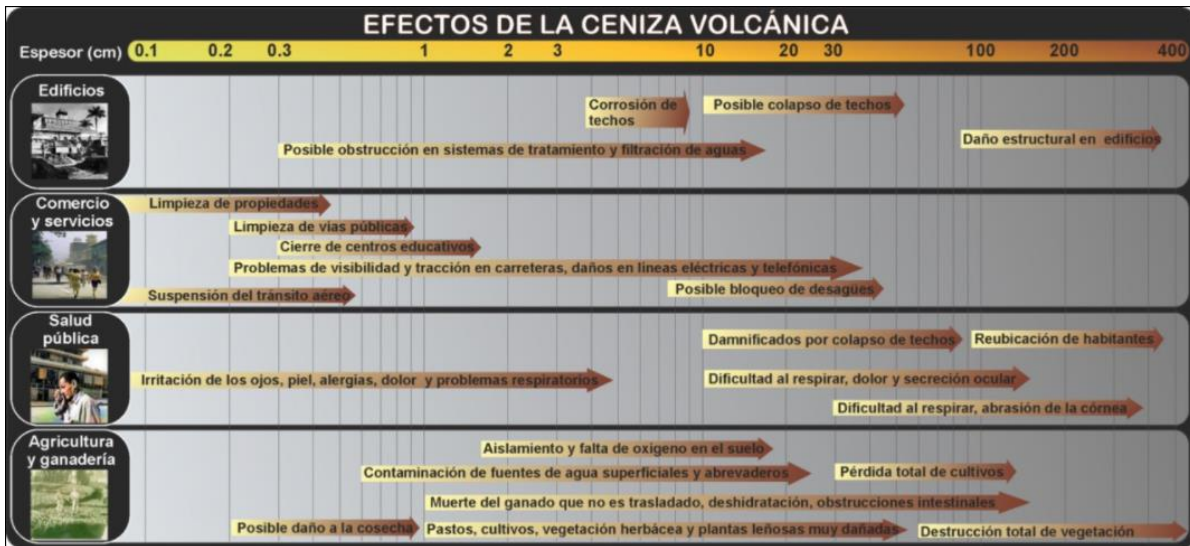


Fig. Efectos de la ceniza volcánica (basado en <http://volcanoes.usgs.gov/ash/agric/> y PAT, 2018) modificado y adaptado a casos costarricenses.

La caída significativa de cenizas contaminará temporalmente las fuentes de agua natural y los estanques artificiales. La magnitud de los cambios en el agua tiene una estrecha relación con el tamaño del cuerpo de agua y la cantidad de cenizas que caiga. Por lo mismo, se espera que los cuerpos de agua pequeños más cercanos al volcán sean los con mayores problemas. Los principales problemas se relacionan con los cambios químicos que pueden producir las cenizas y la sedimentación que estas partículas dejan en el agua. Si hay una significativa caída de ceniza, el agua para consumo de los animales probablemente será escasa. Las fuentes naturales de agua y estanques hechos pueden permanecer temporalmente contaminados por la ceniza y el agua-el equipo de bombeo pueden ser dañados por las partículas de roca abrasivos (que cubre con lonas pueden proporcionar una protección). Por lo anterior, la restauración de calidad de los suministros de agua para el ganado suele ser una alta prioridad, si el ganado ha de permanecer en los terrenos afectados por la caída de cenizas.

La supervivencia de las plantas de pastoreo está influida por el espesor de las cenizas y el tiempo de las lluvias después de la ceniza cubre un área. La ceniza húmeda consolidará a aproximadamente un tercio del espesor original de ceniza seca. Incluso con caídas de ceniza muy ligeras que no destruyan los pastos existentes, los animales pueden necesitar ser proporcionado con alimento no contaminado.

La caída de cenizas puede producir consecuencias físicas en el ganado como la irritación de ojos y piel, dificultad respiratoria, abrasión de dientes y pezuñas, contaminación de vellones o lana. También pueden destruir la principal fuente de alimento y contaminar el agua de bebida; 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. Al ser ingeridas son tremendamente dañinas para los animales produciendo obstrucciones del tracto gastrointestinal, daños en el sistema digestivo (retículo-rumen, omaso, abomaso e intestinos), hipocalcemia y trastornos metabólicos secundarios. Los efectos tóxicos se deben fundamentalmente a la presencia de fluoruro, selenio y el azufre contenido en las cenizas. La toxicidad del fluoruro o fluorosis es el problema más común reportado. Además, la alta concentración de azufre en las cenizas también puede inducir deficiencias de cobre y cobalto en los animales.

El peso de la tefra (lapilli de pómez o escorias, cenizas) puede ocasionar el colapso de techos de viviendas. En general, los techos suelen no resistir más de 10 cm de espesor de cenizas ($\sim 1.2 \text{ kN/m}^2$), lo que quiere decir que un techo de 8 x 8 m deberá soportar unas 7.7 ton de peso (Young et al., 1998). En ocasiones, se requiere de tan solo 2-4 cm de ceniza para producir el colapso de los tejados que son estructuralmente débiles. Lo anterior se debe a que, por ejemplo, entre 1 y 10 cm de tefras secas (densidad de $0.4\text{-}0.7 \text{ g/cm}^3$) agregan entre 19-20 y 20-100 kg/m^2 , respectivamente, aunque cuando está húmeda (densidad de $1.0\text{-}2.0 \text{ g/cm}^3$), su peso incrementa hasta 50-150 kg/m^2 (Crandell et al., 1984; Scott, 1989; Ortiz y Araña, 1996). Los efectos de la carga de los piroclastos sobre las construcciones varían considerablemente en función del diseño, por lo que se aconseja inclinaciones superiores a los 20° ; preferiblemente unos 35° , y con materiales de construcción adecuados, además de proteger los techos con pintura anticorrosiva y limpiarlos de ceniza con mucho cuidado de caída o de no interactuar con cables con corriente eléctrica.



Fig. Ejemplo de los palabrissas de vehículos cubiertos de ceniza, lo que afecta la visibilidad (fotografía Francisco Coto).



Fig. Ejemplo de los efectos de la ceniza sobre los pastos y el café (De Ross, 1965).

ALARMANTE ERUPCIÓN DEL IRAZU

REGALARAN CASA A
KENNEDY



ESPESA CAPA DE ARENA CUBRE CIUDADES Y HACIENDAS SEMBRANDO
LA RUINA DE LOS PLANTIOS

Angustiados los cafetaleros, los ganaderos y los productores de papas y de legumbres. El país sufre pérdidas por varios millones de colones.

SUSPENDIDOS TODOS LOS VUELOS. A LAS 11 HORAS AUMENTABA EL NERVIOSISMO DE GENTES

LA HORA ha venido informando, día a día, de las constantes erupciones del Volcán Irazú que han entrado ya a un período verdaderamente alarmante. Ayer tarde nos informaron de Cartago que recrudecía la actividad del Volcán y que estaba cayendo sobre la ciudad una intensa lluvia de arena. En la capital sentimos el mismo fenómeno. Desde las siete de la noche la are-

na sulfurosa comenzó a caer intensamente sobre la población. Y esta mañana toda la capital amaneció cubierta por una sábana de arena sulfurosa que maltrata la vista. En algunos lugares las capas de arena eran más espesas.

Inmediatamente nos pusimos en comunicación con toda la red de nuestros co-

—Pasa a la Página SIETE

PRESIDENTE CHIARI
PREOCUPADO



LINEAS AEREAS COSTARRICENSES, S. A.

LACSA

avisa al público que habiendo recibido notificación oficial de la Junta de Aviación Civil, cancelando las operaciones en el Aeropuerto de La Sabana por motivo de la inseguridad que ofrece la enorme acumulación de cenizas volcánicas, mantendrá sus vuelos en el Aeropuerto El Coyo hasta nuevo aviso.

Asimismo ruega a los señores pasajeros presentarse a dicho Aeropuerto para abordar los aviones.

Los vuelos regulares se mantendrán por ese motivo, con 30 minutos de retraso sobre los itinerarios publicados.



Depto. de Tráfico LACSA

Fig. Ejemplos de noticia de periódico de la cancelación de los vuelos debido a la cantidad de cenizas del Irazú. La de abajo es de *La República* (28-4-1963).

Basándose en lo presentado por Young et al. (1998, p. 32-33), modificado ligeramente acá en el Cuadro xx, se puede concluir que, a distancias ≤ 5 km los daños fueron totales (particularmente en sentido W y SW), entre los 5 y los 12 km en dirección de la caída abundante y persistente de cenizas por varios días o meses, entre un 25 y un 55 % de los techos pueden ser destruidos y entre un 40 y 85 % afectados. Para distancias entre 12 y 18 km, entre un 6 y 30 % de los techos destruidos y un 28 a menos de 40 % afectados; mientras que a distancias de unos 18-22 km, entre un 5-7 % de los techos afectados.

Las cenizas finas pueden presentar problemas por poseer un enorme poder de abrasión (dureza hasta de 5.5 en la escala Mohs en el caso del Irazú) y pH de 2-4.5, lo que se puede traducir en daños por capacidad en equipos, computadoras 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 la fracción de partículas más finas de las cenizas 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; Ortiz y Araña, 1996).

Las cenizas durante la pasada erupción poseían un grado de acidez moderado (pH >4, por lo general 5.25-6.1) donde el sulfato era el principal componente, con excepción de un caso estudiado (pudieron existir otros) en el cual el depósito del 3 de junio de 1964 poseía concentraciones importantes de ácido sulfúrico y clorhídrico (Murata et al., 1966; Waldron, 1967; Miller, 1966).

Sobre las áreas afectadas, por ejemplo, las primeras cenizas eruptadas afectaron el flanco norte del Irazú, principalmente a fines de enero y principios de febrero, por lo que fue necesario evacuar a los trabajadores y al ganado. Para marzo de 1963, el viento comenzó a esparcir las cenizas sobre el Valle Central y alcanzó su máxima intensidad el 22 de marzo, cuando desde la madrugada cayó ceniza que llegó más allá de Nicoya. Al parecer no hubo emisiones tóxicas o asfixiantes, aunque en las personas y animales causaron trastornos mecánicos en las vías respiratorias y digestivas (Gutiérrez, 1963).

En la cima del volcán, el 80 % de la ceniza reportada en 1963-1965 estuvo en el rango de 160-340 micrones, mientras que en San José casi el 90 % estuvo en el rango de 100-150 micrones, con una densidad promedio de 1.276 g/cm³ (Waldron, 1967).



Fig. Efectos de las cenizas sobre los tejados debido al peso y a la oxidación (Salguero, 1976).

La depositación de cenizas puede afectar la visibilidad de los vehículos a la hora de conducir, al cubrir el parabrisas y dificultar su manejo (Fig. cc); además, las calles y los pisos se vuelvan resbalosos y peligrosos de transitar. Por ejemplo, al oeste del volcán, la visibilidad se redujo a unos 30 m durante las erupciones de 1963-1965 (Gutiérrez, 1963) y el 23 de noviembre los conductores tuvieron que prender las luces de día por espacio de 8 horas (Murata et al., 1966).

El efecto que las cenizas tienen en la salud humana y sobre los animales ha sido un tema poco abarcado en Costa Rica. Quizá los primeros trabajos científicos se realizaron con la erupción del Irazú entre 1963 y 1965, que tipifica este tipo de peligro estableció que cerca del 60 por ciento de las cenizas en el aire de San José poseían diámetros $>10 \mu\text{m}$ (1000 micrómetros = 1 mm) y que, en ciertos momentos, los niveles de cenizas eran de $899 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Horton y McCaldin, 1964). Los principales efectos epidemiológicos fueron conjuntivitis aguda, irritación de las vías respiratorias (laringitis) y cuadros acelerados de bronquitis (exacerbación de estados bronquiales) y asma, así como de neumoconiosis desarrollada y solo dos casos comprobados de dermatitis por contacto (Horton y McCaldin, 1964; Solano, 1964). El contenido de sílice libre de las cenizas fue inferior al 1 % por lo que poseía poco potencial de generar silicosis (Waldron, 1967).

La caída de cenizas en forma abundante sobre el Valle Central, similar a lo que aconteció en 1963-1965, tendrá evidentes implicaciones sobre las líneas de transmisión

eléctrica y subestaciones cercanas (Vargas y Alvarado, 2017), las fábricas, alambreado eléctrico y telefónico, torres de televisión y transmisión, sistemas de cómputo y colapso de la agricultura. Las grandes fábricas se verán severamente afectadas. Tal y como se mencionó en el apartado histórico, la caída de cenizas afectó temporalmente el tránsito aéreo en los aeropuertos internacionales Juan Santamaría (Alajuela) y La Sabana, así que una nueva erupción motivará el cierre del tráfico aéreo del aeropuerto Juan Santamaría y Tobías Bolaños. A ello, se le debe agregar la paralización de procesos productivos en la industria de alimentos, fármacos y dispositivos médicos, atrasos en la descarga y transporte de alimentos y materia prima para la producción de fármacos, entre otros. Se debe de mencionar la importancia que Costa Rica posee el aeropuerto internacional Daniel Oduber, en Liberia, crucial cuando hay emergencias volcánicas en la región central del país, aunque su capacidad de tránsito aéreo es más limitada.

Las cenizas, a su vez son altamente conductivas, por lo que a mayor cantidad de humedad (especialmente cuando posean gran cantidad de minerales de alteración y sales) y compactación, su resistividad será menor y aumentará la conductividad ($\leq 164-214$ ohm-m), con ello, la posibilidad de un cortocircuito o salto de corriente. Un aumento de la conductividad eléctrica puede provocar daños en los sistemas de distribución de energía, tales como cortos circuitos en las líneas de transmisión (efectos en los transformadores, arcos aislantes), así como alteraciones en los campos magnéticos que dificultan las telecomunicaciones. La interrupción de la conducción de electricidad 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, efectos a otras instalaciones de infraestructura que dependen de la electricidad para su adecuado funcionamiento, tales como las lecherías, el turismo, etcétera (Wardman *et al.*, 2011, 2012, 2014; Scaini *et al.*, 2014; Wilson *et al.*, 2012).

En Costa Rica, los efectos de las cenizas en el fluido eléctrico se presentaron, por ejemplo, en los alrededores del volcán Turrialba a partir del 2 de mayo del 2016. Aunque la caída de cenizas fue relativamente poca, la ceniza era húmeda, cargada de sales conductoras, en un medio con una humedad relativa alta, por lo que esta condición se tornó más crítica, puesto que se adhirió a los equipos. La situación se volvió más compleja dado que conforme aumentaba la caída de ceniza y cambiaba la dirección del viento, nuevas áreas eran afectadas, por lo que se presentaron “saltos de corriente” en diversos puntos de la red, que provocaron la salida de operación de los equipos automáticos, hasta que un tramo de la red salió de servicio. Pese a que se tenía el personal disponible 24/7 y se contaba con los equipos (cisternas con mangueras y principalmente grúas con canasta) para lavar aisladores con la línea energizada, la eliminación de la ceniza endurecida tuvo que efectuarse con lavado a presión o mediante limpieza manual, aislador por aislador. Otro atraso fue que varios de los lugares afectados estaban dentro de la zona de restricción por peligro volcánico, aunado a las lluvias y rayería. Finalmente, las reparaciones se efectuaron mediante el uso de aisladores de un nivel de tensión mayor al requerido por el voltaje de operación, que es de 19 920 voltios en caso de la red monofásica y 34 500 voltios en las redes trifásicas (Alvarado *et al.*, 2016; Alvarado, 2021).

Cuando se dió la emergencia volcánica del Irazú (1963-1965), el voltaje de operación de las líneas de distribución era fundamentalmente 4.16 kv y 13.8 kv, que son voltajes menos

sensibles a los problemas de contaminación. Además, había un menor grado de electrificación, particularmente en las zonas cercanas al volcán (área de influencia inmediata) o en Coronado, por ejemplo. En un aislador resulta importante la distancia de fuga, que está en función directa con la longitud y forma del aislador y, a su vez, está asociado con el nivel de tensión de la línea. Así, entre menor sea el voltaje de operación, menor es la posibilidad de arqueo o rompimiento del aislamiento entre los conductores y la estructura de soporte de estos, por lo que se utilizaba un aislamiento de menor distancia de fuga cuando se operaba con voltajes bajos (C. Paniagua, comunicación personal, 2017, en Alvarado, 2021).

Young et al. (1998) revisaron la información estadística sobre la mortalidad para San José entre 1962 (período sin cenizas) y 1963-1965 (lapso con caída de cenizas) y no encontraron una correlación evidente o incremento entre las muertes por causas respiratorias con respecto a 1962. Al utilizar los datos de Young et al. (1998, p. 59) y obtener la relación porcentual con respecto al número total de muertes en cada año por diversas causas, tan solo se observa una escalada leve en neumonía atípica y algo en otras causas respiratorias (Fig. xx), es decir, nada concluyente.

Dentro del marco anterior, los cuadros xx y xx presentan de manera sinóptica los efectos en Costa Rica ocasionados por la caída de cenizas (mayoritariamente asociadas con erupciones vulcanianas) en las diversas actividades socioeconómicas, líneas vitales y la salud durante el siglo XX y parte del XXI. Sin embargo, no se incluyen dentro de los efectos en la economía ni en las soluciones, la desviación o el aporte de recursos para brindar soluciones, tales como los programas de asistencia agropecuaria con financiamiento local e internacional, asesoría, subsidios, créditos, indemnizaciones o la condenación de deudas, así como la reubicación (personas, animales), o bien, las donaciones nacionales e internacionales.

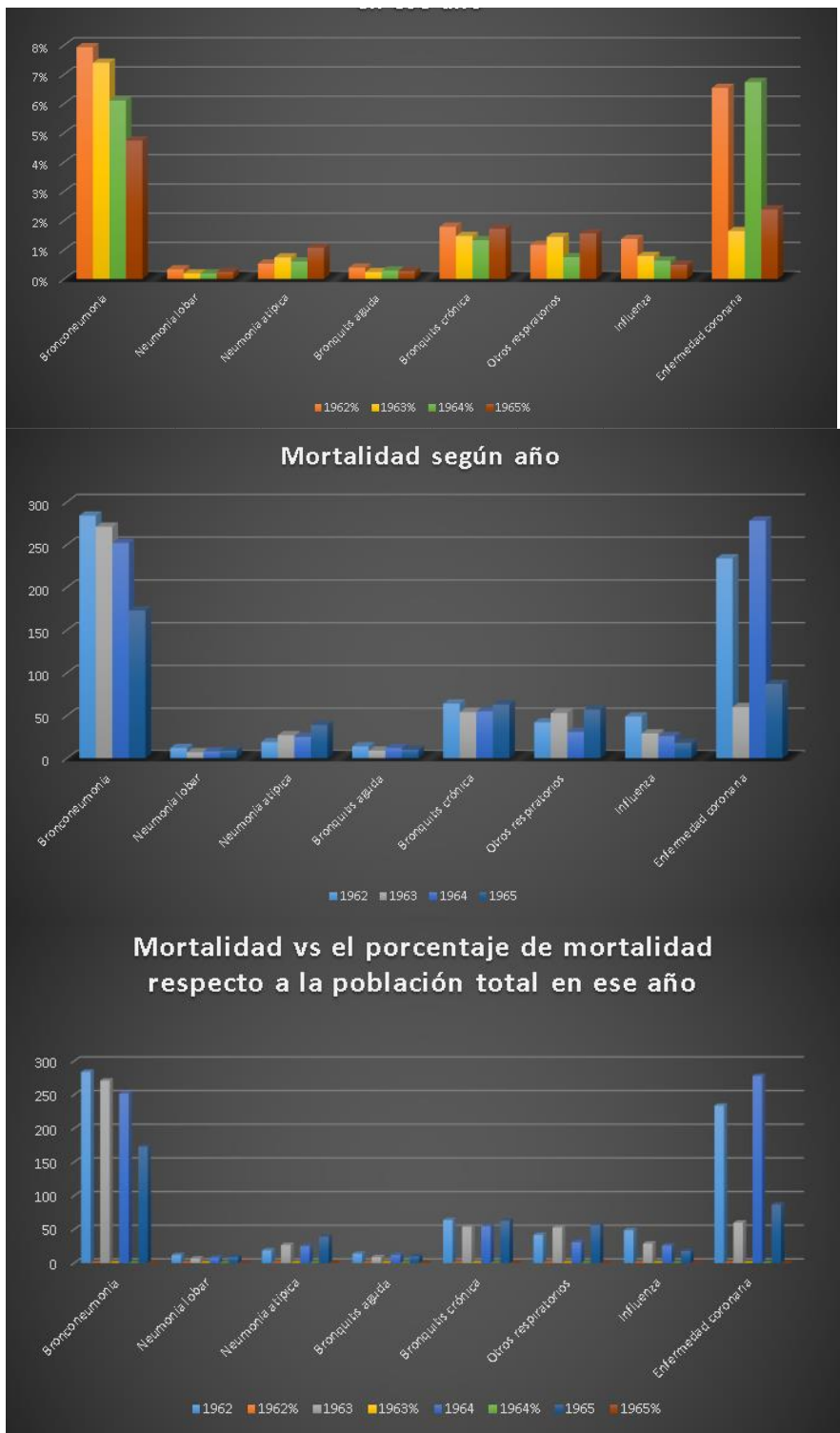


Fig. . Causas de mortalidad seleccionadas relacionadas con las vías respiratorias entre 1962 (año sin caída de ceniza) y 1963-1965 (años con caída de ceniza) en Costa Rica (basado en el cuadro 5.3 de Young et al., 1998 y modificado).

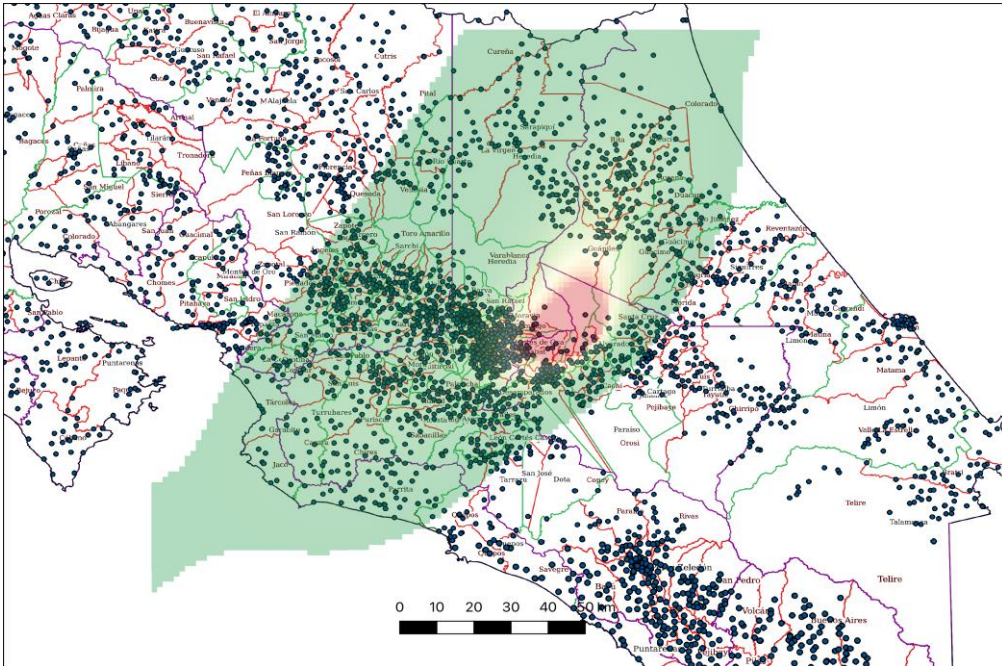


Fig. Centros educativos afectados por una erupción de cenizas a las 11 a. m. de 8 km de altura. Una gran cantidad de centros educativos en San José, Heredia y Alajuela se verían afectados con espesores de 1 mm, e incluso caería ceniza en Cartago.

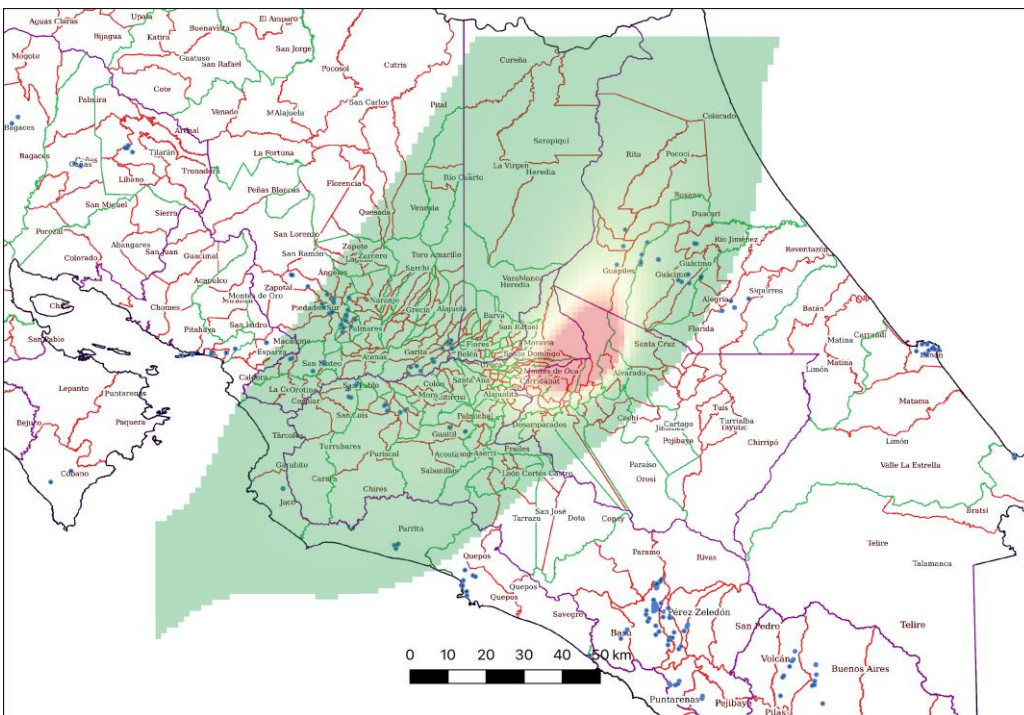


Fig. Plantas de tratamiento de agua del Aya que podrían ser afectadas por la caída de ceniza con una erupción de 8 km de altura.

Cuadro DD: Efecto de las cenizas en la economía agropecuaria durante las erupciones en Costa Rica (1963-2020) y sus soluciones técnicas (basado en Horton y McCaldin, 1964; Murata et al., 1966; Parsons, 1967; Ruiz y Jiménez, 1968; Wille y Fuentes, 1975; Hilje y Saunders, 2008; Aguilar y Alvarado, 2014; Alvarado et al., 2016; Coto-Cedeño, 2019). Dentro de las inversiones y soluciones no se incluyen los programas de asistencia agropecuaria con financiamiento local e internacional, donativos, asesoría, subsidios, créditos, indemnizaciones o la condenación de deudas, así como la reubicación.

Actividad	Causas directas	Efectos en la economía	Soluciones
Agricultura: papa, cebolla, cebollín, repollo, coliflor, zanahoria, brócoli, hortalizas, café, algodón, granos básicos, maíz, tabaco, caña de azúcar y tomate.	La ceniza destruyó grandes extensiones de terrenos cultivables. Impidió la fotosíntesis y un desequilibrio en la fisiología de las plantas por la alteración de la fijación del carbono. Aumento de las plagas como áfido amarillo (<i>Sipha flava</i>) en la caña de azúcar; en el algodón el mal del talluelo (<i>Rhizoctonia solani</i>), el perforador de la hoja (<i>Bucculatrix thuberiella</i>), áfidos (<i>Aphis gossypii</i>) y escarabajos (<i>Anthonomus grandis</i>); en el café la cochinilla harinosa (<i>Planococcus citri</i>), el gusano minador de hojas (<i>Leucoptera coffella</i>), la araña roja (<i>Oligonychus yothersi</i>), las escamas (<i>Coccidae</i>) y el pulgón (<i>Toxoptera citricida</i>).	Disminución en las cosechas o pérdidas de los cultivos. Suministros de diversos tipos para paliar con la crisis. Desempleo.	Introducción de insectos depredadores como la vaquita (<i>Cryptolaemus monstrouzieri</i>) y el abejón (<i>Strethorus</i> sp.) en el café. Uso intensivo de agroquímicos (insecticidas: Malathión, Diazinón, Phorato y Lannate). Eliminación de las cenizas a través de bombas de motos de agua y máquinas sopladoras. Cubrir ciertos cultivos con plásticos. Medidas para generar nuevas fuentes de trabajo. Suministro de agua en camiones cisterna.
Pastizales y ganadería	La ingesta de cenizas en grandes cantidades provoca irritación intestinal, diarreas, úlceras, parálisis caquéxica, abortos y la muerte. Embate de la plaga baba de culebra (<i>Prosapia distanti</i>) en el kikuyo. Los pastos de piso y especialmente el kikuyo son los menos afectados; los más afectados son los de corte, el imperial, guate y el gigante. Aglomeración no deseable del ganado transportado a otros lugares. Enfermedades por perturbaciones nutricionales causadas por llevar los animales aclimatados a gran altitud a las llanuras bajas.	Disminución en la producción de leche, precio del producto en el mercado y desabastecimiento parcial en algunas regiones. El ganado que, por edad, mala condición de la ubre, problemas de esterilidad o enfermedad, fueron sacrificados. Pérdidas en productos de origen animal. Desempleo. Suministros de diversos tipos para paliar con la crisis.	Fortalecimiento de los controles veterinarios, las medidas de higiene de los hatos. Campañas de vacunación y suministro de medicamentos al ganado enfermo. Limpieza de ojos, nariz y lomo de los animales. Aporte de mezcla de concentrado, melaza, pacas, suplementos alimenticios (probióticos y aditamentos). Equipos de sopladoras y bombas de motor para eliminar las cenizas. Techado de abrevaderos, lavado de los potreros, sellado de las entradas de aire en los establos y galerones. Entabular el ganado. En casos extremos, el traslado de los animales. Suministro de agua en cisternas.

Cuadro **XX**: Efecto de las cenizas en la población y servicios durante las erupciones en Costa Rica (1963-2020) y sus soluciones técnicas (Horton y McCaldin, 1964; SNA, 1964; Solano, 1964; Miller, 1966; Parsons, 1967; Aguilar y Alvarado, 2014; Alvarado et al., 2016). Dentro de los efectos en la economía y soluciones no se incluyen el apoyo local e internacional (donativos, asesoría, subsidios, créditos, indemnizaciones o la condenación de deudas), así como la reubicación de personas.

Actividad	Causas directas	Efectos en la economía	Soluciones
Salud pública	Ardor de los ojos, conjuntivitis aguda. Dolencias respiratorias (irritación e inflamación de la garganta y nariz, tos seca); las afecciones de los bronquios aparecían particularmente en personas con bronquitis crónica y enfermedad torácica previa. Asma, neumoconiosis. Irritación de la piel, alergias y rara dermatitis por contacto. Centro de educación cerrados temporalmente.	Algunas incapacidades. Evacuaciones, refugiados, damnificados y creación de albergues. Atención en Ebais.	Uso de modos de protección improvisados y medicados. Permanencia en lugares cerrados. Uso mascarillas nasobucales (tipo NIOSH N95 o EN 149: 2001), para filtrar las partículas finas.
Tendido eléctrico	Corto circuito en el fluido eléctrico; efecto directo en el alumbrado y ordeño mecánico del ganado de leche.	Pérdidas en la economía local y en el cobro de la electricidad. Mantenimiento extra y sustitución de aisladores y transformadores.	Lavado del aislamiento, colocación de mangueras aislantes en los conductores; sustitución de los transformadores con el incremento en el aislamiento. Ordeño del ganado de leche en forma manual.
Agua	El agua incrementó en su uso durante los días de mayor caída de ceniza, debido al lavado de ropa, techos, viviendas y vehículos. Aumento en la turbiedad, sedimentación y efectos directos en los filtros en plantas de tratamiento de agua potable. Descenso en el pH haciéndola corrosiva y un aumento en la dureza total, lo que dio problemas en la industria y en la saponificación, así como en los contenidos en hierro, superando los permisibles.	La eficiencia de los filtros se iba deteriorando conforme la temporada de lluvias avanzaba, debido a lo enumerado previamente. Las plantas de captación y tratamiento del agua para hacerla potable se encontraron con el problema de mantener el agua captada y la tratada en reservorios abiertos a la atmósfera contaminándose con la caída de ceniza.	Aumento en la demanda de cloro, que obligó a duplicarla con el fin de mantener el residual a 0.5 ppm en los tanques de almacenamiento. Se ideó un método para regenerar las capas filtrantes colmatadas, dividiendo el lecho filtrante en secciones y cambiando la arena de cada una de ellas. Se ensayó con agua floculada a base de sulfato de aluminio y cal, con gran éxito.
Infraestructura	Cobertura de los techos, canoas, tanques recolectores de agua y calles. Las canoas se llegaron a bloquear y colapsar.	Compra de barredoras y mayor cantidad de empleados para limpiar las cenizas y maquinaria para el traslado.	Limpieza de techos, calles, pistas de aeropuertos. Contratación de personas para la limpieza. Se aconseja construir techos con inclinaciones superiores a los 20°; preferiblemente unos 35°, y con materiales de construcción adecuados. Además, proteger los techos con pintura anticorrosiva y limpiarlos de ceniza con mucho cuidado de caída o de no interactuar con cables con corriente eléctrica.
Tráfico aéreo	Cierre temporal del tránsito aéreo y desvío de vuelos. Trastornos en las reservaciones y contratos. Depósito de ceniza en las pistas de los aeropuertos.	Pérdidas por el cierre del tránsito aéreo, desvío de vuelos, compensación económica de los vuelos, cancelación de hoteles y tours, servicios indirectos (restaurantes, tiendas).	Limpieza rudimentaria de las pistas y uso de un aeropuerto alternativo.

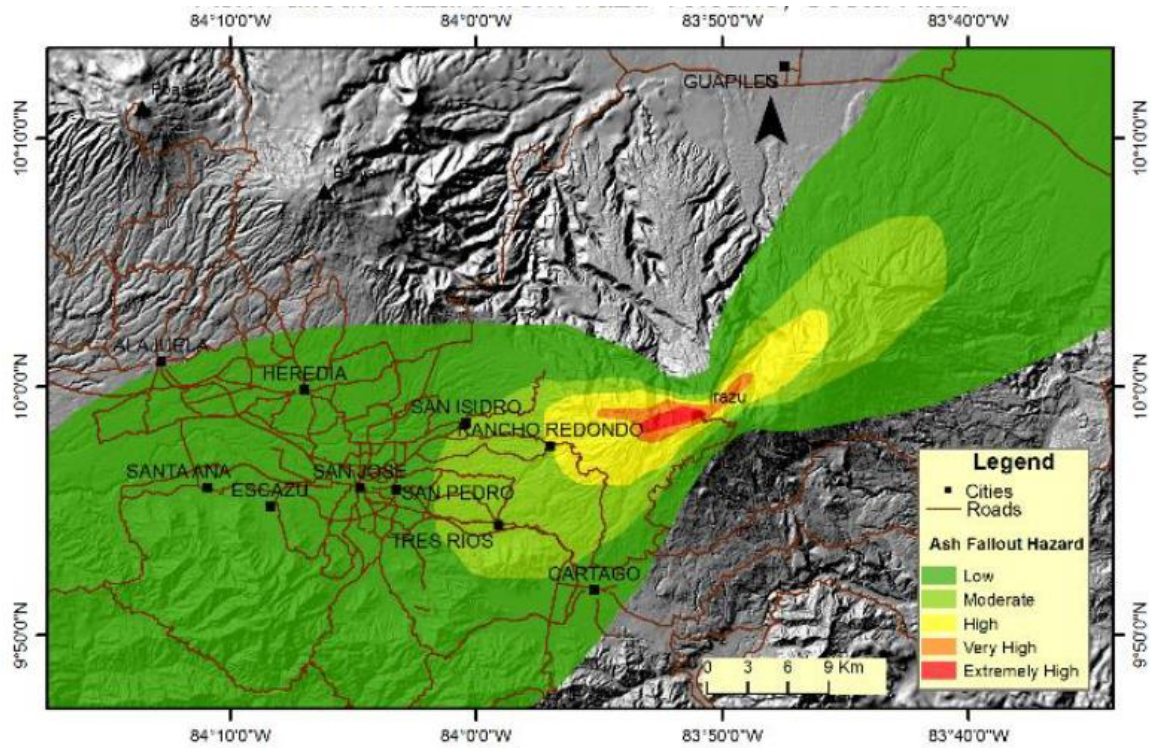


Fig. Mapa de peligro por caída de cenizas modelado (Barrantes et al., 2018).

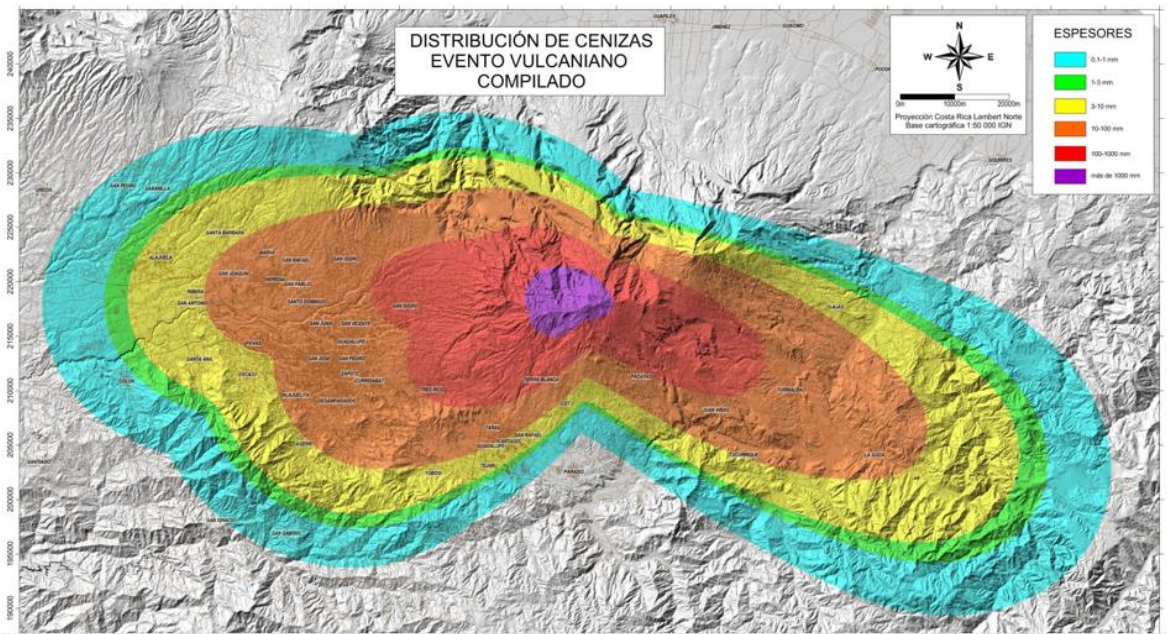


Fig. dd: Peligrosidad por caída de cenizas a partir de erupciones vulcanianas y minoritariamente estrombolianas del Irazú, al tomarse en cuenta las 4 modelizaciones combinadas (Soto y Sjöbohm, 2015).

6.1.5 PROYECTILES BALÍSTICOS

Al ocurrir una explosión en el cráter, los fragmentos de roca (particularmente las bombas y los bloques) son lanzados a alta velocidad (velocidad de salida) por los aires para luego caer en la superficie del terreno (velocidad de llegada y, en ciertos casos, velocidad terminal). Uno de los peligros volcánicos es el de los balísticos que son clastos eyectados desde el cráter que, en pocos segundos, pueden alcanzar distancias de varios kilómetros con una velocidad capaz de herir e incluso matar a personas y animales, o bien causar daños estructurales, buenas razones para estudiarlos.

Debido a que estos proyectiles siguen generalmente una trayectoria parabólica, similar a una bala de cañón, se les denomina proyectiles balísticos. La palabra tiene su origen en el griego que significa lanzar, adoptada por un arma romana de asedio, la ballista o balista, que lanzaba un proyectil o una flecha.

La trayectoria de un proyectil lanzado desde un cañón sigue una curva definida por una ecuación diferencial ordinaria que se deriva de la segunda ley de Newton. La ciencia de la balística se ha perfeccionado para comprender los proyectiles con fines bélicos y la criminología forense y al vulcanismo, por lo que hay sub-ramas en la balística de armas (Robinson, 1943; Corner, 1950; Campos, 2010; Cambres, 2015), acá adaptadas a la balística volcánica:

1. *Balística interior*: Estudia los procesos que se producen en el interior del volcán, es decir, aquellos procesos que impulsan al proyectil y su forma y estado reológico.
2. *Balística intermedia*: Estudia los procesos que ocurren en las proximidades de la boca, desde que la onda de choque primaria sale por la boca hasta que los gases y cenizas propulsantes, originados lo abandonan y dejan de impulsar al proyectil.
3. *Balística exterior*: Estudia las trayectorias y los efectos perturbadores del medio ambiente (viento) sobre el proyectil y el transporte y forma del proyectil (bamboleo, Magnus “chanfle”, forma, textura, ley de Stockes, efecto Coriolis, arrastre) desde que abandona la boca hasta que hace blanco, o bien agota su impulso y cae.
4. *Balística terminal y sus efectos (balística de efectos)*: Estudia los efectos causados por el choque del proyectil contra un cuerpo dado (daños, potencia de penetración y destrucción) hasta que este queda en reposo.
5. *Balística forense*: Estudia y aplica los conocimientos balísticos para el esclarecimiento de lo acontecido (procedencia, velocidad, energía, entre otros) con el proyectil y sus efectos (cráter de impacto, estructura de deformación, daños).

Análisis físico de los proyectiles balísticos

Para restringir el gran número de soluciones posibles a la ecuación matemática que describe el movimiento de cada clasto, se debe recurrir a tantas condiciones de frontera como

sea posible: el alcance y algunas alturas de la trayectoria, el ángulo con que impacta el suelo, la densidad del material, la forma y textura del clasto, energía disponible el inicio, la geometría del cráter en que fue lanzado, entre otras, lo que no es tarea fácil en el caso de las erupciones de 1963-1965 del volcán Irazú.

Por ejemplo, la actividad eruptiva fue modificando apreciablemente al cráter cambiándolo de tener un diámetro de 200 m con una profundidad de 40 m a un diámetro de 450 m y profundidad 60 m en abril de 1963, luego a 750 m con una profundidad de casi 300 m a mediados de 1965 (al final del periodo eruptivo) (Alvarado 2021), hasta alcanzar actualmente una profundidad de 270 m (por colmatación de sedimentos) y un diámetro mayor de 500-680 m. Así, muchos de los balísticos producto de dichas erupciones se han perdido sea porque la zona en que cayeron inicialmente terminó volviendo a caer al cráter, o bien por que yacen ahora cubiertos por varios metros de ceniza de eventos posteriores, lo que obliga a recurrir a la poca información disponible.

En este trabajo se recurrirá a Murata et al. (1966) y al informe de Soto y Sjöbohm (2015), del que se escogerán, por las razones arriba citadas, solo las 5 muestras de las que se cita la densidad del clasto (fragmentos 1021, 1023, 1030B, 1030E y 1034), además de la forma y tamaño de cada clasto, en tanto que el alcance se calculara a partir de la latitud y longitud del punto de recolección citado (Cuadro x) y la ubicación del cráter las coordenadas de 552837E 218502N (pie de la Figura 60 del citado informe).

Puesto que la mayoría de las muestras del trabajo de Soto y Sjöbohm (2015) se encuentran a lo máximo a menos de 1 km del cráter Principal y en su mayoría concentradas en Playa Hermosa o la cima, por lo que se midieron 11 clastos balísticos adicionales, en su mayoría alejados de estos sectores. También, se incluyó dos de los más grandes preservados al occidente del cráter Principal, en correspondencia con dos bloques juveniles con dimensiones de 1.0 x1.3 x1.8 m y 1.5 x1.5 x1.7 m.

Para restringir aún más las posibles trayectorias, se considerará que las erupciones fueron ampliando el cráter sin que dejara de ser asimétrico, de manera que, a través del tiempo, se mantiene constante la posición del centro reportada en el Informe.

Nombre	Coordenada E	Coordenada N	Altura (m s.n.m.)	Distancia hor. al cráter (km)	Diámetro (m)	Forma del clasto	Densidad (g/cm ³)
1015*	554450	218340	3244	~250*	1,03	Cúbico	2,47
1016*	554431	218289	3244	~250*	2,17	Romboide	2,23
1017	553025	218147	3324	402	0,65	Romboide	-
1019	552987	218118	3322	412	0,41	Cúbico	-
1020	552958	218104	3320	416	0,68	Cúbico	-
1021	552955	218066	3319	452	0,73	Cúbico	2,40
1022	552925	218086	3322	425	0,66	Esférico	-
1023	552918	218068	3321	441	0,78	Cúbico	2,61
1024	552899	218064	3321	442	1,16	Esférico	-
1025	552869	218061	3322	442	0,86	Cúbico	-
1026	552825	218014	3321	488	0,98	Romboide	-
1028	553088	218083	3323	488	0,79	Romboide	-
1029	553123	218085	3325	506	0,50	Romboide	-
1030B	552324	217792	3429	876	0,15	Esférico	2,22
1030E	552324	217792	3429	876	0,24	Romboide	1,33
1031	552271	217763	3430	931	0,21	Romboide	-
1033	552248	217769	3428	940	0,24	Romboide	-
1034	552517	217729	3408	837	0,15	Esférica	1,23

Cuadro x. Datos de los fragmentos que fueron utilizados en el reporte de Soto y Sjöbohm (2015). El * se refiere al cono La Laguna.

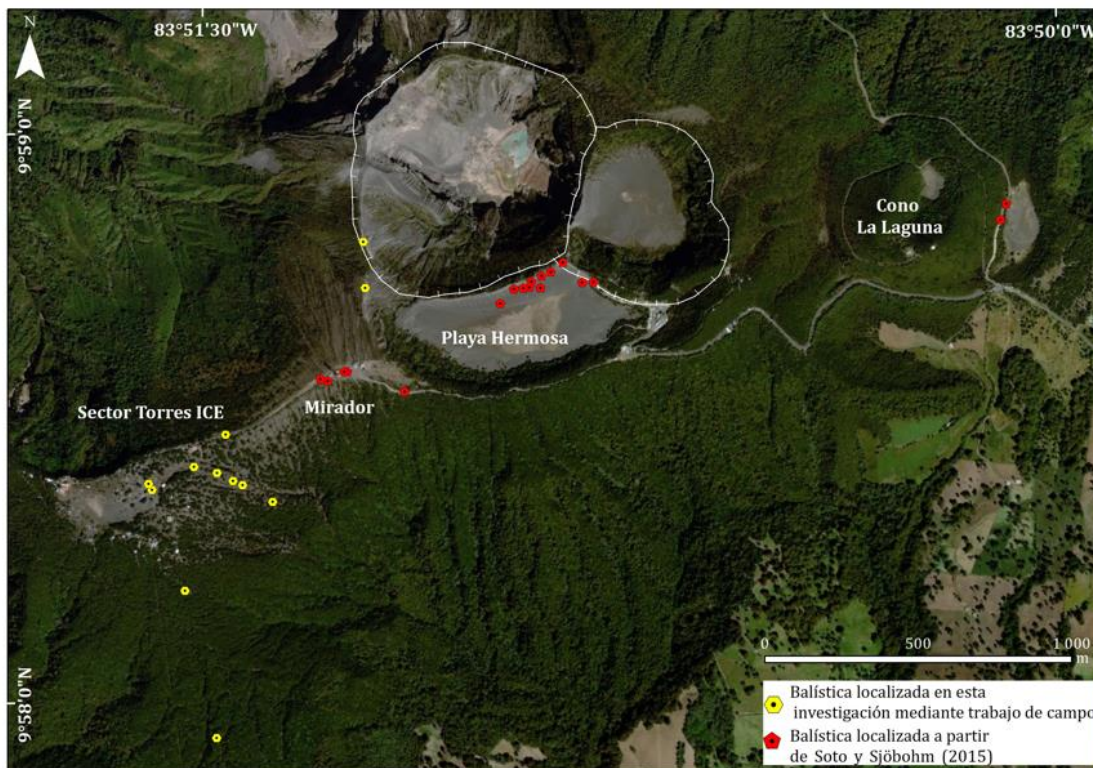


Fig. Ubicación de las medidas de los clastos balísticos realizados por Soto y Sjöbohm (2015) y los nuevos para el presente informe.

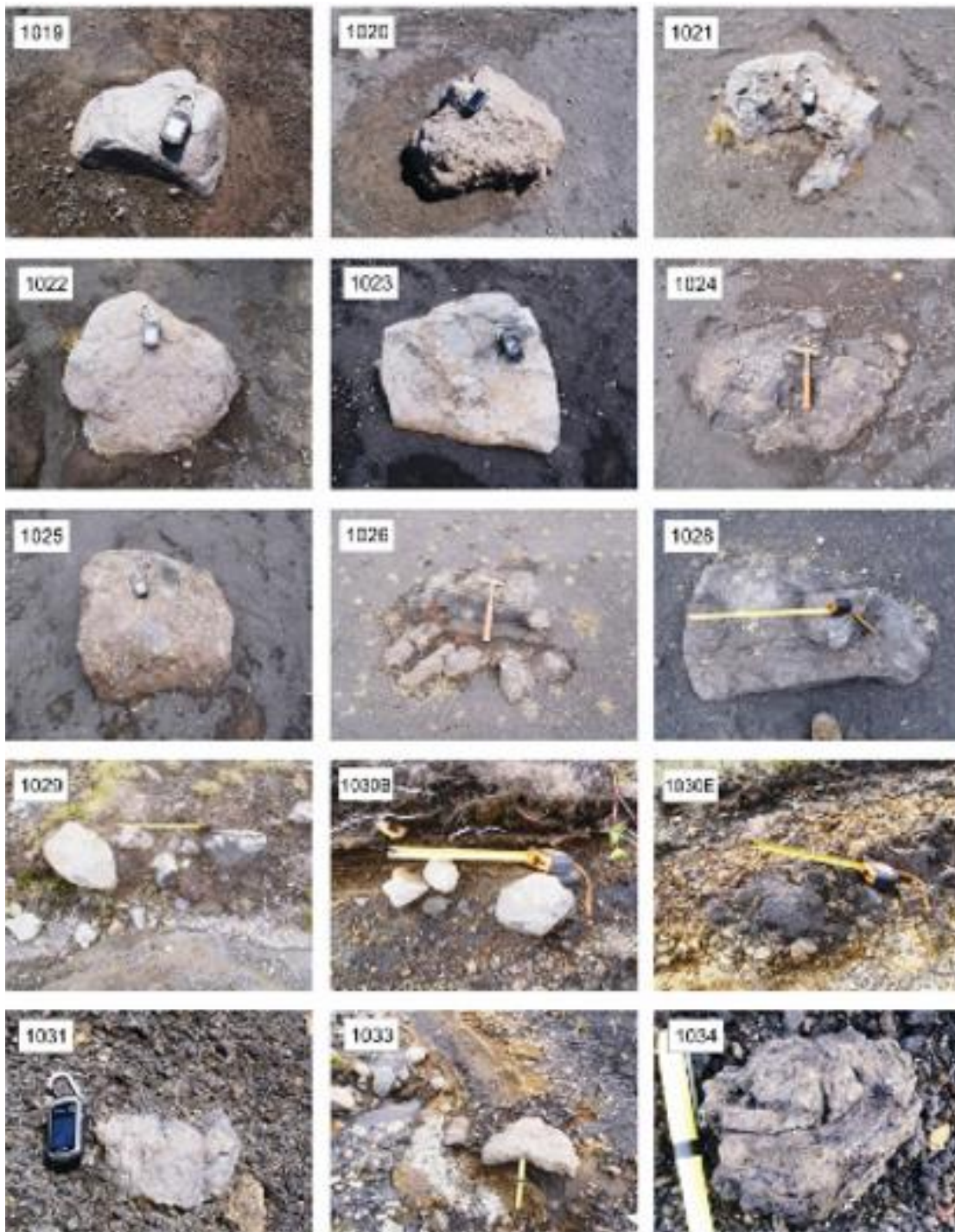


Fig. xx. Fotografías de cada uno de los fragmentos (Figura 60 del informe de Soto y Sjöbohm, 2015).

Geometría del cráter

La continua variación de la geometría del cráter, dado la erosión y colapso continuo por las explosiones, asociada a la imposibilidad de poder asociar una posible fecha de eyección a cada uno de los clastos, introduce una amplia incertidumbre en los cálculos, pues la posición, el ángulo y velocidad inicial mínimas para que el clasto pueda salir del cráter variará constantemente.

Al parecer las dimensiones del cráter se mantuvieron por mucho tiempo con un diámetro de 200 m y una profundidad de 40 m. Pero ambas dimensiones variaron continuamente por motivo de las erupciones, de manera tal que ya para abril de 1963 había aumentado a un diámetro de 450 m y una profundidad de 60 m, para convertirse en 1965 en el diámetro que actualmente posee de unos 500 por 680 m en su eje máximo, para una media de unos 600 m de diámetro con una profundidad de casi 300 m. El cráter que estuvo activo en 1963-1965 está dentro del borde del cráter mayor y pre-existente, casi circular, con un diámetro de 1050 m y una profundidad actual inferior, de 270 m, debido al relleno de sedimentos y deslizamientos.

En este trabajo se incluirá una geometría más, deducida de los datos aportados en Murata et al. (1966), en donde se reporta que el 10 de diciembre de 1963 y el 9 de enero de 1964 era posible observar la luz de la lava, que estaba a solo 100 m del borde. Se propone acá que esa subida de la lava se debió a una presión interna que empujaba el magma hacia la superficie, lo que causó una deformación del edificio volcánico evidenciada en mayo 1964 por un levantamiento del suelo de 11 cm, respecto a las curvas de nivel de 1949. Ese levantamiento había prácticamente desaparecido en el levantamiento topográfico de setiembre 1964, como se esperaría que sucediera si fuera producto de un aumento temporal de la presión interna. Murata et al. (1966) asociaron las erupciones del 9 y 13 de mayo de 1964 a un cráter de 525 m de diámetro, e indicaron que los clastos llegan más lejos por que ahora los ángulos de salida pueden ser más cercanos al suelo. Toda esta información, unida al hecho de que las erupciones más violentas se dieron entre diciembre 1963 y enero 1964, sugieren analizar si algunos de los clastos recolectado, pudieron ser eyectados de un cráter que ya tenía un diámetro de más de medio kilómetro, que no cambiaría por la baja actividad posterior, con una profundidad de 100 m que permitía observar la lava.

En lo que sigue, para restringir aún más las posibles trayectorias de los clastos, se analizarán los escenarios en que los 5 clastos cuya densidad se conoce (1021, 1023, 1030B, 1030E y 1034) pudieran ser eyectados por uno de los cráteres cuyas dimensiones se reportan en el cuadro 1.

Cuadro 1. Posibles geometrías del cráter.

Fuente	Fecha	Diámetro m	Profundidad m
Gutiérrez	abril 1963	450	60
Murata et al.	mayo 1964	525	100
Presente trabajo	Mediados 1965	750	270

Pero otro aspecto a considerar es que al parecer no solo un único foco dentro del cráter Activo expelía tefras. Según la literatura existían al menos tres focos activos en junio de 1963 (Miller, 1966) o al menos dos igualmente reportados ese mismo año. Uno de ellos emitía vapor, el otro expelía partículas pequeñas mientras que el tercero era responsable de grandes proyectiles (Gawarecki et al., 1980).

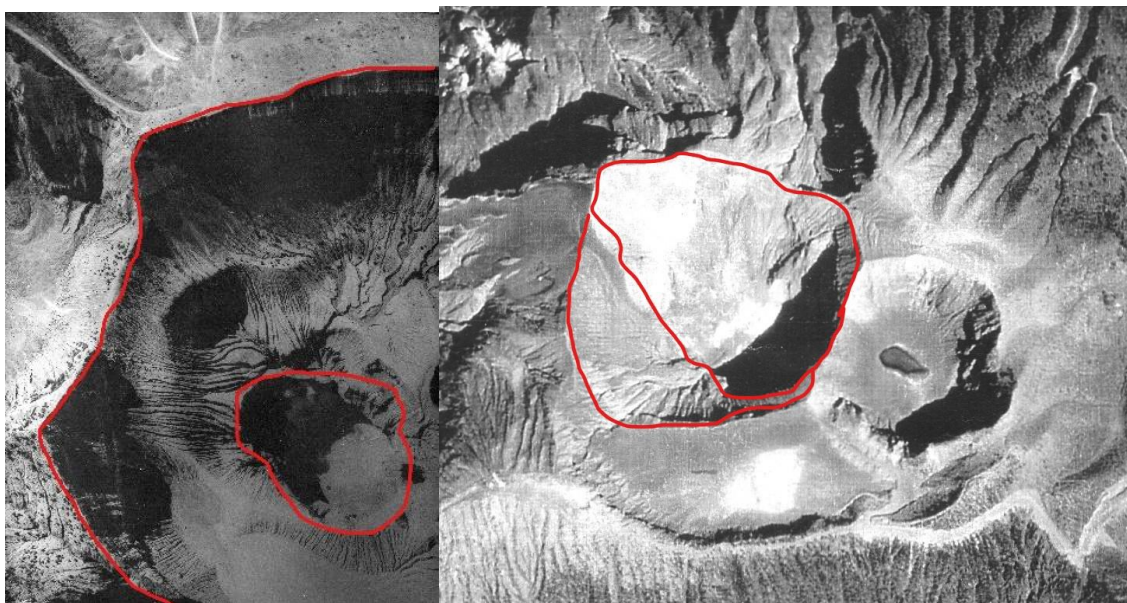


Fig x. Comparación del área del foco eruptivo (área menor) con la del borde que la inscribe (área mayor) para inicios de 1963 (izquierda) y finales del 1965 (derecha).

Resultados

En este trabajo se considerará que el fragmento y el gas van acoplados desde el piso del magma hasta llegar a la altura del borde del cráter, punto a partir del cual el gas deja de estar confinado e instantáneamente adquiere la presión atmosférica, dándose un desacople total entre los dos. Por lo anterior, se considerará que en la primera etapa no hay movimiento relativo entre el fragmento y el gas (o sea sin arrastre, como en el caso ideal), en la misma línea que lo propuesto por Fagents y Wilson (1993).

Cuando se llega a la altura del borde del cráter, debido al desacople entre el gas y el fragmento, el balístico empieza a moverse en un régimen Newtoniano con un cierto coeficiente de arrastre constante de 0.47 propio de una esfera. Esta aproximación es completamente coherente con los resultados en campo reportados en el muy reciente trabajo de Kelfoun et al. (2020), donde se indica haberse observado *una fuerte desaceleración, comparable a la de una partícula pequeña, cuando una partícula más grande deja el jet de gas arriba del cráter.*

Los cálculos para la segunda etapa fueron hechos bajo el supuesto de que el clasto se mueve prácticamente en una atmósfera libre de ceniza, en acuerdo a lo que se refiere Murata

et al. (1966): *justo después de la detonación un enjambre de bombas plásticas se dispara hacia arriba del cráter, algunas llegando a alcanzar hasta 700 m, eyectadas prácticamente sin ceniza.* En todos los casos se impuso la condición de que, por continuidad, la velocidad y ángulo final del fragmento en esta primera etapa se tomarían como la velocidad y ángulo inicial de la segunda parte consistente en un régimen Newtoniano con coeficiente constante de arrastre de 0.47 regularmente asociado a una esfera.

Como una primera aproximación se utilizaron ángulos iniciales de 45° que da el alcance máximo en el caso ideal, 30° cercano a los valores que sugiere Murata et al. (1966) para los alcances mayores de alrededor 700 m, y de 60° (45° + 15°) para cubrir los casos más verticales. Varias velocidades iniciales fueron usadas en prueba y error encontrándose que la geometría del cráter de 1963 permitía trayectorias viables para los fragmentos 1021 y 1023. Con estas condiciones, el alcance así calculado para los restantes 3 fragmentos resultó alrededor de la mitad, incluso al utilizar un ángulo inicial apenas lo suficiente para que el fragmento lograra superar el borde, y eventualmente añadiendo una componente de viento, sugiriendo analizar la posibilidad de que en realidad hubieran sido eyectadas del cráter de 1964 con un diámetro de 525 m y una menor profundidad de 100 m. En la presentación de los resultados se indicará cada uno de estos pasos.

Los resultados obtenidos para un trío de posibles ángulos iniciales (30°, 45° y 60°) con una velocidad inicial de 100 m/s. Los radios y los alcances están dados en metros, el tiempo de vuelo en segundos, las velocidades en m/s y los ángulos en grados medidos desde la horizontal.

Cráter abril 1963, ángulo inicial 30°

Muestra	Radio	Den.	Alcance	V inicial	Ángulo salida	Veloc. final	Ángulo final	Tiempo
1030B	0.075	2.22	402	200	29	37	66	9.6
1030E	0.12	1.33	263	200	29	30	75	8.8
1034	0.075	1.23	389	200	29	37	67,0	9.5
1023	0.39	2.61	490	87	19	68	45	9.9
1021	0.365	2.4	478	87	19	65	46	10

Este primer análisis muestra, entre otros, los siguientes aspectos:

a) a pesar de una velocidad inicial apreciable de 200 m/s, para ninguna de las muestras 1030B, 1030E y 1034 el alcance calculado desde el centro del cráter se acerca al medido en el cráter, indica que estos 3 clastos difícilmente pudieron ser eyectados en abril 1963. La opción de 200 m/s se escogió porque se han detectado velocidades mayores a 110 m/s para erupciones hidrotermales pequeñas (Edwards et al., 2017) y en Murata et al. (1966) se menciona que *después de la súbita liberación de presión, el volcán siguió en una alternación irregular de erupciones fuertes de ceniza, y débiles eyecciones de vapor libre de ceniza.*

b) los clastos 1021 y 1023, a pesar de la muy baja velocidad inicial de 87 m/s, alcanzan el punto de recolección, siempre y cuando su punto de partida se aleje del centro 130 m. Según se reporta en Alatorre et al. (2006), para clastos con un alcance de 430 m, muy parecido al

de estos clastos con diámetros de 0.07 a 4 m, y densidades en el rango de 1370 a 2300 kg/m³, las velocidades iniciales varían en el rango de 52 a 70 m/s. En Wright et al. (2007) se reporta una velocidad de 100 m/s para clastos con densidad de 2500 kg/m³ y diámetros menores a 1.5 m.

Cráter abril 1963, ángulo inicial 45°

Muestra	Radio	Den.	Alcance	V inicial	Ángulo salida	Veloc. final	Ángulo final	Tiempo
1030B	0.075	2,22	306	135	43	38	73	10.5
1030E	0.12	1,33	297	135	43	37	73	10.4
1034	0.075	1,23	203	135	43	30	79	9.6
1023	0.39	2,61	389	70	36	62	58	10.9
1021	0.365	2,4	380	70	36	61	59	10.9

Nuevamente se encuentra que los 3 primeros clastos llegan a recorrer un 40 % del alcance medido en el campo. Los 2 últimos, por el contrario, fácilmente llegarán al punto en que fueron recolectados incluso con una velocidad aún menor de 70 m/s, si fueran eyectados muy cerca del centro del cráter. Gurioli et al. (2013) reporta el inicio de una erupción del Estromboli con la expulsión de clastos a 70 m/s y una distancia de 400 m.

Cráter abril 1963, ángulo inicial 60°

Muestra	Radio	Den.	Alcance	V inicial	Ángulo salida	Veloc. final	Ángulo final	Tiempo 1 Etapa	Tiempo 2 Etapa
1030B	0.075	2.22	205	100	58	38	77	0,8	11.8
1030E	0.12	1.33	199	100	58	37	77	0,8	11.7
1034	0.075	1.23	140	100	58	30	82	0,8	11
1023	0.39	2.61	449	85	57	70	70	0,8	15.5
1021	0.365	2.4	431	85	57	68	71	0,8	15.6

Nuevamente los dos últimos clastos pudieron ser eyectados con solo que salieran a una distancia del centro de 45 m y 10 m, alejados del punto de recolección, con un tiempo de vuelo de la 1 Etapa congruente con lo esperado.

En resumen: se han podido encontrar diversas combinaciones de parámetros que hacen viable el que los clastos 1021 y 1023 fueran eyectados en abril 1963 con velocidades iniciales en el rango de 70 a 85 m/s y velocidades finales en el orden de 60 a 70 m/s.

Los alcances calculados para los primeros 3 clastos, sin embargo, son apreciablemente menores que los encontrados en el campo. Ya que se supone que el magma se desplazaba en la vertical, por lo menos en 1964, y al tener presente la observación de que una cosa es el borde externo del foco eruptivo de 1963 y otra el diámetro más grande que lo contenía, se analizará la posibilidad de que en 1965 las paredes desde el borde externo hasta la profundidad de 270 m fuesen verticales, de manera que el borde externo coincidiera con la del foco eruptivo, lo que permitiría ajustar el alcance, para lo cual se alejará el punto de

eyección una distancia hasta de 375 m a partir del centro. Bajo esas condiciones el clasto impactaría las paredes con un ángulo de 30°, aunque si pudiera salir del cráter con 45°.

A continuación, se rehacen los cálculos con esta nueva geometría.

Cráter 1965, ángulo inicial 45°

Muestra	Radio	Den.	Alcance	V inicial	Ángulo salida	Veloc. final	Ángulo final	Tiempo
1030B	0.075	2.22	444	300	43	41	80	14.5
1030E	0.12	.33	429	300	43	40	80	14.4
1034	0.075	1.23	275	300	43	32	84	14.7
1023	0.39	2.61	650	120	27	71	50	14.7
1021	0.365	2.4	624	120	27	68	51	14.7

Los parámetros utilizados para los 3 primeros clastos permiten que cubran el alcance calculado a partir del centro del cráter, siempre y cuando el punto de lanzamiento se aleje del punto de recolección en 135 m, 156 m, y 264 m respectivamente. Estas distancias son posibles al ser menores que la mitad del diámetro del cráter. El tiempo de vuelo de 1.5 s para la 1 Etapa también está dentro de lo esperado, aunque la velocidad inicial es muy alta.

Para los clastos 1021 y 1030 aunque se usó una velocidad que apenas permite salir a los clastos, el alcance calculado es siempre mayor que el medido en campo, aun en el caso extremo de que hubiera sido lanzado justo al borde más alejado del punto de recolección.

Cráter 1965, ángulo inicial 60°

Muestra	Radio	Den.	Alcance	V inicial	Ángulo salida	Veloc. final	Ángulo final	Tiempo
1030B	0.075	2.22	344	300	59	42	85	16.8
1030E	0.12	1.33	332	300	59	42	85	16.6
1034	0.075	1.23	211	300	59	32	87	14.5
1023	0.39	2.61	624	120	51	74	67	18
1021	0.365	2.4	593	120	51	72	68	17.8

Se repite el hecho de que no hay manera de reducir los alcances calculados para los clastos 1021 y 1023, pues ya solo el alcance de la 2 Etapa es mayor que el calculado en sitio, añadiendo fuerza a la propuesta de que ambos fueron eyectados en 1963.

Para los clastos 1030B y 1030E, el alcance calculado desde el centro del cráter se puede lograr si en realidad el punto de lanzamiento se alejara del punto de recolección en 347 m y 359 m, respectivamente, ambas distancias menores a 375 m, algo imposible para el clasto 1034, que requeriría una distancia de 441 m. La presunción de paredes verticales aunado a la alta velocidad inicial de 300 m/s hacen poco probable esta opción. Como una posible salida a este problema, se propone que los clastos 1030B, 1030E y 1034 fueron eyectados desde un cráter con un diámetro de 525 m y una profundidad de 100 m, en la fase más activa de los

inicios de 1964. Ya que Murata et al. (1966) asocian alcances de 700 m a ángulos de salida más bajos, solo se analizará la opción de un ángulo de 30°.

Cráter 1964, ángulo inicial 30°

Muestra	Radio	Den.	Alcance	V inicial	Ángulo salida	Veloc. final	Ángulo final	Tiempo
1030B	0.075	2.22	408	210	28	37	66	9.9
1030E	0.12	1.33	396	210	28	36	66	9.8
1034	0.075	1.23	267	210	28	30	74	9.1
1023	0.39	2.61	1420	210	28			
1021	0.365	2.4	1309	210	28			

Los resultados obtenidos para los clastos 1021 y 1023 muestran que tampoco es posible que hubieran sido eyectados en este período. La trayectoria de los clastos 1030B y 1030E podrían haber sido lanzados con los parámetros indicados, si se acepta que fueron eyectados desde el borde más alejado del punto de recolección. Así la velocidad tan alta de 300 m/s se convierte en una velocidad inicial menor de 210 m/s, más razonable en un periodo eruptivo como el que se le asocia. Bajo estas condiciones, el clasto 1034 tendría un alcance de 719 m en lugar de los 837 m reportados. Incluso, con un viento totalmente a favor de 10 m/s su alcance llega 764 m, por lo que queda un faltante de 73 m. Se observa también que hay dos clastos con el mismo radio de 0.075 m, pero con densidades diferentes: con una densidad de 2220 kg/m³ (una masa de 3.9 kg) el resultado es adecuado, aunque con una densidad menor de 1230 kg/m³ (una masa de 2.2 kg) no llega a alcanzar la distancia en campo, aun con viento. La alta vesicularidad de la bomba 1034 se refleja en una baja densidad y en una superficie rugosa, en analogía con lo que sucede con las bolas de golf, que reducen el coeficiente de arrastre C_d (Jenkins et al., 2018). Las bolas de golf utilizadas tienen diámetros de 6.4 cm las impresas en 3D y 4.3 cm las comerciales, similares a los diámetros de los fragmentos 1030B y 1034.

En el túnel de viento las bolas de golf comerciales tuvieron un coeficiente en el rango de C_d = 0.275 ± 0.0225 para Reynolds alrededor de 8 x 10⁴. Para aquellas impresas en 3D, con depresiones profundas se obtuvo C_d = 0.3605 ± 0.0385 que se reduce para el rango de 125 000 < Re < 150 000. El número de Reynolds para este tipo de erupciones es alrededor de los 10⁵ esperables (Clarke, 2012). Por lo anterior se rehicieron los cálculos con un C_d = 0.3 en lugar del C_d = 0.47, para los 3 fragmentos, pues es razonable suponer que de una u otra manera estarían igualmente afectados como lo sugiere el que la densidad del 1030E sea muy similar a la del 1034, y la relativamente baja densidad del 1030B. Los cálculos con este nuevo coeficiente se dan a continuación.

Cráter 1964, ángulo inicial 30°

Muestra	Radio	Den.	Alcance	V inicial	Ángulo salida	Veloc. final	Ángulo final	Tiempo
1030B	0.075	2.22	566	210	28	45	62	11.2
1030E	0.12	1.33	549	210	28	44	62	11.1
1034	0.075	1.23	424	210	28	38	59	10.1

Estos nuevos cálculos permiten varias deducciones interesantes:

a) Para los fragmentos 1030B y 1030E basta solo alejarlos del centro en 120 y 137 m, respectivamente, para obtener el alcance, a partir del centro, calculado en 876 m;

b) Si se considera que el clasto 1034 fue eyectado, con un viento a favor de 10 m/s, desde el borde más alejado, esto implicaría alejarlo 222 m del centro;

c) si se considera que el borde superior tenía un radio de 262 m, el foco eruptivo sería más pequeño, lo que conlleva que la pared estará inclinada 68° , ya que la profundidad era de 100 m, de acuerdo con la observación de que en el *periodo más activo la actividad mantuvo el conducto limpio de debris y las paredes empinadas en todos los lados* (Murata et al., 1966).

A continuación, se presenta el análisis de los 11 balísticos nuevos, es decir no contemplados en el trabajo de Soto y Sjöbohm (2015). Los clastos fueron ordenados de menor a mayor alcance y las muestras 1, 2, 3, 5 y 8 son clastos juveniles. Los cálculos se hicieron sin la restricción de un posible ángulo de llegada. Por analogía con la densidad y posición de los 5 clastos previos, se tomó una densidad 2.5 gr cm^{-3} (Cuadro pp).

Cuadro pp. Datos originales de las 11 nuevas muestras (las muestras 1 a 3, 5 y 8 son juveniles).

Muestra	LatLambe rt	LongLambe rt	Altura	Alcance m	a cm	b cm	c cm
1	218312	552384	3282	514	180	130	100
2	218063	552392	3365	629	170	150	150
3	217587	551943	3398	1280	60	50	40
4	217369	552094	3367	1356	40	40	30
5	217424	551998	3397	1366	45	30	20
6	217437	551967	3357	1377	50	40	20
7	217463	551916	3392	1389	35	30	25
8	217427	551696	3386	1568	60	50	25
9	217407	551707	3388	1574	30	30	20
10	217081	551813	3328	1755	20	20	12
11	216604	551916	3251	2117	30	20	13

Como una primera aproximación, dado sus características juveniles, se analizará si fueron lanzados con un ángulo de 30° desde el centro del cráter cuando la lava estaba prácticamente a la vista, lo que implica un cráter de 525 m de diámetro por 100 m de profundidad. Estas condiciones de frontera implican una primera etapa en que el clasto debe recorrer 262 m al ser lanzado con una velocidad mínima de 95 m/s para pasar justo rozando el borde, para luego iniciar una segunda etapa a una velocidad de 84 m/s y un ángulo de 11° respecto a la horizontal. Estas condiciones aplican a todos los clastos pues en el caso ideal ni la forma ni las dimensiones importan pues no hay arrastre.

En la segunda etapa de análisis, por el contrario, el valor de los semi-ejes de cada clasto, así como la diferencia de altura desde el borde hasta donde se recolectó, definen el alcance real (AlcTeor), calculado con un $C_d = 0.47$ como una primera aproximación. Los resultados se muestran en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Datos referentes según propuesta de los balísticos juveniles.

Muestra	Altura	Alc. Real	Alc.Teor.	Vel. Final	Ang. Final	Tiempo 2
1	150	252	570	88	38	10.7
2	67	367	447	84	27	8.9
3	34	1018	343	70	24	7.8
5	35	1104	317	62	27	7.9
8	46	1306	356	67	28	8.3

Los cálculos fueron hechos con una densidad de 2.5 gr cm^{-3} . Se observa que los clastos 1 y 2 con esos supuestos recorrerían, en la segunda etapa, distancias mucho mayores que las que en realidad lo hicieron. Los clastos 3, 5 y 8 tienen asociados ángulo y velocidades finales, al igual que tiempos de vuelo similares entre sí. Las diferencias son el resultado de semi-ejes y alturas un tanto diferentes.

Otro posible análisis conlleva el considerar solamente la segunda etapa en la que un clasto se lanza a 100 m sobre el nivel de lava, o sea, justo a un nivel de suelo, con un ángulo cercano a 30° con una velocidad inicial limitada para que recorra un alcance ajustado (Alc. Aju.), que se incluye en el Cuadro 3. Los clastos 1 y 2 son alejados al punto de recolección, en tanto que la fuente de los clastos numerados 3, 5 y 8 es acercada esa misma distancia. Por ello, si el diámetro posee una longitud de 525, entonces se podrían postular a lo largo de ese diámetro cuatro puntos de salida distantes 131 m. Los 5 clastos juveniles están prácticamente en una sola línea, por lo que la corrección propuesta (con una corrección de 131 m deducida por simetría) haría que las condiciones iniciales se parezcan. Las velocidades que así se obtuvieron están en el rango de lo que se ha medido en otras ocasiones para los casos de erupciones estrombolianas.

Cuadro 3. Replanteo de la eyección a nivel de suelo de los clastos juveniles a un ángulo de 30° .

Muestra	Altura	AlcAjus	Vel Ini	Vel Final	Ang Fin	Tiem 1
1	150	645	77	83	49	10.6
2	67	760	92	86	40	10.4
3	34	1149	155	81	48	13.6
5	35	1235	243	71	60	15.4
8	46	1437	227	81	57	16.4

En el cuadro 4 se muestran los resultados obtenidos con el siguiente procedimiento:

a) se calcula la velocidad de la segunda etapa para recorrer el AlcReal si el clasto es eyectado a un ángulo de 36°, al utilizar los valores de los semiejes y la altura relativa, con un $C_d = 0.47$;

b) se calcula cuál será la velocidad inicial del clasto en la etapa 1 para que, desde una fuente a 131 m del borde más cercano al punto de recolección, recorra esa distancia llegando con un ángulo de 36°.

Cuadro 4

Muestra	Densidad	Vel ini 1	Ang 1	AlcReal	Vel Final	Ang Fin	Tiem 2
4	2500	99	44	508	63	53	12
6	2200	214	44	1115	72	67	17.6
6	2500	200	38	1115	74	64	17.2
7	2200	229	38	1127	71	66	17.3
9	3400	216	37	1312	73	70	19.4
10	3400		37	1493	73	78	21.7
11	3400			1855	80	81	25.4

Los resultados obtenidos muestran que el clasto 4 bien pudo ser eyectado bajo esas condiciones. El efecto del cambio de densidad puede apreciarse en los resultados del clasto 6. El efecto de los semiejes como de la altura relativa puede notarse al comparar el clasto 6 (con densidad 2200) con la del clasto 7: semi-ejes de 50, 40 y 20 cm para el primero, y uno más esférico con 35, 30 y 25 cm para el clasto 7.

Al utilizar una densidad de 3.4 g cm^{-3} , las velocidades bajaron a un rango de valores que se han medido para erupciones estrombolianas, excepto para los clastos 10 y 11, cuyas velocidades iniciales de 465 m/s y 630 m/s para la segunda etapa son muy fuera de lo esperable, que implican velocidades iniciales aún mayores para la primera etapa.

Esta última observación sugiere probar si los clastos 10 y 11 fueron eyectados de un cráter con otra geometría. Se examinará la posibilidad de que fueran lanzados desde el centro de un cráter con 375 m de radio y 270 m de profundidad, de manera que apenas roce el borde y salga a un ángulo de 36° (ceranos a los 30° que estimó Murata et al., 1966) para favorecer que el alcance sea lo mayor posible (Cuadro 5). Aunque para el clasto 10, el alcance teórico de 1398 m, muy similar al real de 1380 m estimado, para la primera etapa, aproximada a una trayectoria ideal, la velocidad inicial sería de 411 m/s, que es una velocidad bastante mayor a los 300 m/s que ocasionalmente se han medido.

Cuadro 5. Reconsideración de los clastos 10 y 11 como emitidos de un cráter de geometría 750 m de radio y 270 m de profundidad mencionado en la literatura.

Muestra	Vel ini 1	Ang 1	Vel Ini 2	Ang 2	AlcReal	AlcTeor	Vel Final	Ang Fin	Tiem 2
10	411	37	404	36	1380	1398	73	77	22
11	411	37	404	36	1742	1551	78	78	23.4

En el gráfico de los semiejes en función del alcance se observa que conforme los semiejes de los clastos se reducen, el alcance aumenta sugiriendo que eventos fortuitos como el viento a favor no explicaría la diferencia (Fig. **hh**). Una explicación más sistemática sería replantear el análisis suponiendo que los clastos 9, 10 y 11, dado su pequeño tamaño, provienen del choque de dos o más clastos mayores que llegan a salir con un ángulo de 36° , moviéndose en lugar del $C_d = 0,47$ con un $C_d = 0.3$, un valor que algunos autores han adoptado.

Bajo ese supuesto se calculan velocidades iniciales de la segunda etapa dentro del rango de velocidades que se han medido en campo, lo que aunado al relativo pequeño tamaño de los clastos sugieren que bien pueden ser producto de clastos mayores que se partieron debido a choques con otros clastos, antes de salir del cráter.

Cuadro 6. Clastos 9, 10 y 11 como productos de un choque previo de otros clastos. Las densidades de los clastos 10 y 11 fue de 3400 kg m^{-3} . Densidades menores aumentarían sensiblemente las velocidades iniciales.

Muestra	Vel Ini 2	Ang 2	Alcan 2	Vel Final	Ang Fin	Tiem 2
9 (3400 kg m^{-3})	150	36	1199	85	54	15,5
9 (2500 kg m^{-3})	173	36		80	59	16,2
10	223	36	1380	81	67	18,8
11	274	36	1742	90	70	22

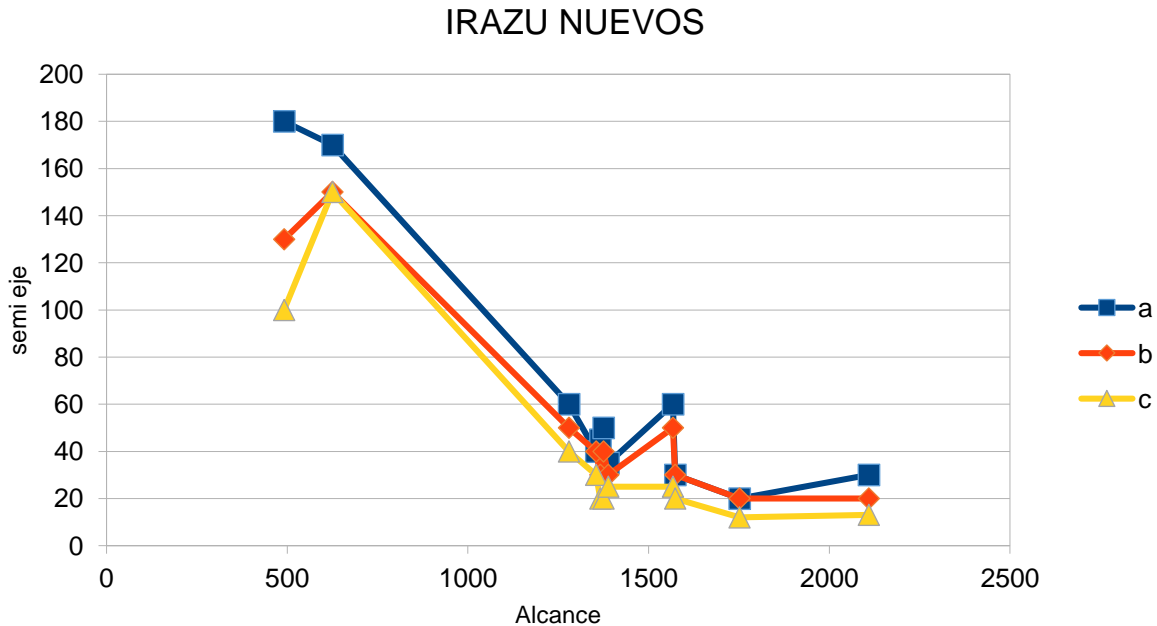


Figura kk. Relación de los valores de los 3 semi-ejes con los alcances respectivos. Se observa que los clastos 9, 10 y 11 se comportan muy similarmente.

Aspectos del riesgo por balísticos volcánicos

No son muchos los trabajos que se han publicado sobre los posibles efectos de balísticos que impactan estructuras. Una primera visión de los posibles daños asociados a los valores de velocidad de llegada, o equivalentemente. Así una masa de 2 kg, como la del clasto, con una energía cinética de alrededor 3 kJ es capaz de penetrar una lámina de metal, justo lo que se obtuvo con una velocidad de impacto de $V = 83.3 \text{ ms}^{-1}$ (equivalentes a una energía $\frac{1}{2} m V^2 = 4.1 \text{ kJ}$) en nuestro caso.

Mayor precisión se obtiene al usar el trabajo de Williams et al. (2017), que incluye resultados para masa de 3 a 10 kg, densidades en el rango 1775 a 3030 kgm^{-3} , velocidades de impacto hasta 79 ms^{-1} y ángulo de impacto de 50° y 90° respecto a la superficie, que son muy cercanos a los que se tiene en este trabajo. Según la Fig. 5 de ese trabajo, el clasto analizado muy probablemente hubiera atravesado una pared de concreto (dado la energía asociada de 4,1 kJ), una energía básicamente 4 veces la requerida para atravesar una lámina de metal.

A pesar de solo contarse con 5 muestras, de las que solo se conocen su lugar de recolección, densidad y un diámetro asociado, fue posible diseñar un modelo de dos etapas de eyección, respaldado por lo reportado en Muarat et al. (1966). Las geometrías del cráter fueron usadas como guía para analizar diversas posibilidades al introducir esa información en varios programas de la suite BALISTICA (Brenes-André, en prep.).

El análisis sistemático de las diversas posibles combinaciones de datos permitió determinar que los clastos 1021 y 1023 solo pudieron ser eyectados con un ángulo de 45°

desde el centro del cráter existente en 1963. Las velocidades iniciales así deducidas están en acuerdo con datos correspondientes de otros volcanes (Gurioli et al., 2013).

Al comparar el caso con arrastre con el caso ideal claramente se observa que la velocidad final es menor pues la componente horizontal siempre se reduce y en la caída el arrastre se opone a la gravedad. El tiempo de vuelo es mayor pues el arrastre enlentece la caída. El ángulo de llegada es mayor porque la componente vertical se acerca asintóticamente a la velocidad terminal, al mismo tiempo que la componente horizontal siempre se va reduciendo, lo que da como resultado que la trayectoria se vaya acercando a la vertical.

Al utilizar balísticos con densidades, masa de clasto y velocidades de impacto en rangos cercanos a los utilizados en el presente estudio, Williams et al. (2017) encontró experimentalmente que, para la misma energía cinética, un clasto que impacta una superficie oblicuamente (50° respecto a la normal a la superficie) tiene menor probabilidad de penetrarla que cuando la impacta perpendicularmente. Por ejemplo, con una energía cinética de 3 kJ, es un 64 % más probable que un impacto perpendicular de como resultado un daño DS2 (desprendimientos en el lado opuesto del impacto, sin llegar a atravesarlo) que un impacto similar a un ángulo de 50° . Dada la resistencia a impacto del concreto reforzado, esta situación se cumple aun para impactos oblicuos con el doble de energía que el caso perpendicular. Dadas las variaciones en los procesos de fabricación, para los casos de una penetración completa solo es posible establecer un rango de energía de 4 a 12 kJ (Jenkins et al., 2014). Del cuadro y se observa que todos los fragmentos tienen un ángulo de llegada, respecto a la horizontal, de 60° por lo que prácticamente impactarían perpendicularmente a un techo con una pendiente de 30° .

Cuadro y

Muest	Radio	Den.	Alcance	Vini. 1 etapa	Ángulo	Veloc. final	Angulo final	Tiempo vuelo	Cráter	E. Kin. kJ
1030B	0.075	2.22	566	210	28	45	62	11.2	1964	3.9
1030E	0.12	1.33	549	210	28	44	62	11.1	1964	9.3
1034	0.075	1.23	424	210	28	38	59	10.1	1964	1.6
1023	0.39	2.61	389	70	36	62	58	10.9	1963	1246
1021	0.365	2.4	380	70	36	61	59	10.9	1963	909

Los clastos 1030B y 1030E solo pudieron ser eyectados a 30° desde posiciones a mitad del radio del cráter existente en 1964, en las condiciones de alta actividad volcánica que los transformó en bombas vesiculares, dentro de estas, la 1034 fue eyectada a un ángulo de 30° desde el borde de un empinado cráter de 1964 (Murata et al., 1966). El valor de $C_d = 0,3$ utilizado para esos cálculos es coincidente con los trabajos de Jenkins et al. (2018).

En resumen, el uso con suposiciones razonables de la suite de programas BALISTICA permitió obtener valores de velocidad iniciales (150-411 m/s) y velocidades finales (73-80 m/s), así como de tiempo de vuelo (10-25 s) a distancias máximas de <1.7 km, todas también creíbles, permitiendo de esta manera mejorar el análisis de riesgo asociado a erupciones del volcán Irazú.

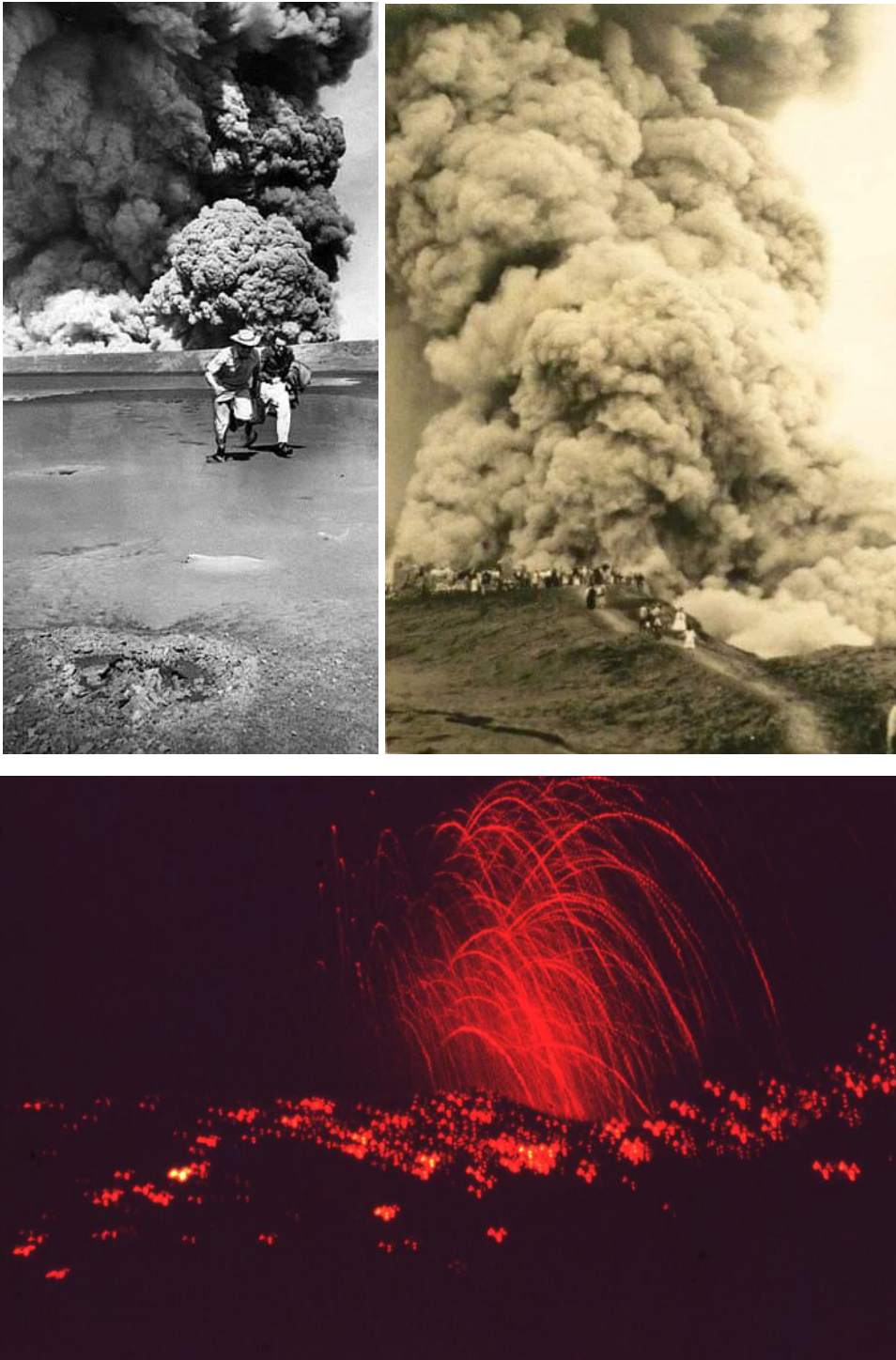


Fig. Turistas al borde del cráter activo durante su fase eruptiva de 1963-1965, en serio peligro ante las erupciones, particularmente por la proyección de proyectiles volcánicos balísticos (fecha y autor desconocidos; cortesía de Marco Solano). La fotografía de abajo muestra el bombardeo balístico en la noche (Walter Shäer).



Fig. xx: Ejemplo de los efectos de la actividad eruptiva en el antiguo mirador (cafetería) de los cráteres. Abajo, en el extremo inferior izquierdo, reconstrucción de las ruinas del mirador en la actualidad con una fotografía histórica previa a su destrucción.

Las zonas de peligro por caída de proyectiles volcánicos suelen ilustrarse como círculos concéntricos con centro en el cráter o a lo sumo de forma oblonga. 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 salida muy elevadas, con velocidades de impacto, así mismo altas pero variables, en función de la distancia y de si se trata de una velocidad de llegada o, en su defecto, una velocidad de tipo terminal, donde la fuerza de arrastre se iguala a la fuerza de gravedad (Brenes-André et al., 2020).

Los balísticos (bombas y bloques) en el Irazú generaron varios cráteres de impactos en su mayoría como máximo a 800 m de distancia desde el cráter (Murata et al., 1966), aunque algunos entre 1.2 y 2.4 km (Miller, 1966). Sin embargo, existe un reporte periodístico que dice: “*Ayer comenzó la evacuación en la zona de Potrero Cerrado y otros lugares situados en un radio de siete kilómetros con centro en el Volcán Irazú, sobre los que estuvieron cayendo piedras de enorme tamaño...*” (Diario de Costa Rica, 17-XI-1963). Esta noticia ambigua se puede interpretar de dos formas: a) que en un radio de hasta 7 km estuvieron cayendo balísticos o, b) que se estableció un radio preventivo de 7 km, dentro del cual, en algunos sectores, cayeron balísticos.

Para las explosiones prehistóricas del Irazú, Paniagua y Soto (1988) establecen un radio máximo de 4 km para bombas de ≥ 30 cm de diámetro. Sin embargo, en su mapa dibujan un radio de 2 y 4 km para las bombas ≥ 30 y ≥ 6.4 cm de diámetro, respectivamente. Paniagua et al. (1993) establece en el texto que el peligro es alto para bloques con diámetros superiores a 30 cm a distancias hasta de 4 km, aunque en su mapa sitúa el límite hasta 2 km; y para fragmentos mayores a 6.4 cm hasta 3.5 km.

Soto y Sjöbohm (2015) establecen la mayoría de los bloques y bombas históricos están en un radio inferior a 1 km, por lo que, con base en su modelización, establecen una zona con radio de 1.5 km alrededor del cráter principal, como zona de máximo peligro para caída de fragmentos de 5 cm o más, a alta velocidad de salida y caída; establecen lapsos de entre 12 y 30 segundos para poder ponerse a salvo en caso de alguna explosión súbita.

Con base en Clark et al. (2006), Soto y Sjöbohm (2015) establecen un área de 5 km de radio como de peligro intermedio por balística, con caída de fragmentos de un máximo de 2 cm, en particular a favor de viento hacia el sector occidental. El mismo radio es el que proponen Young et al. (1998) para el Irazú. Por lo general, los peligros para balísticos (diámetros de 1 m o mucho menos) suelen restringirse a nivel mundial a radios de menos de 5 km con respecto al cráter (Scott, 1989; MIAVITA, 2012).

Puesto que el presente trabajo se midieron bloques no juveniles hasta 1.7 km del cráter Principal, aunado a los reportes históricos confiables de hasta 2.4 km, con una alta concentración de balísticos en el primer kilómetro, entonces, con base en todo lo anteriormente expuesto, se pueden establecer los siguientes radios de peligro por balística más frecuentes en el Irazú, de mayor a menor probabilidad (alta, media, baja): a) 0-2 km, b) 2-4 km y c) 4-6 km (Fig. ss).

Durante las erupciones estombolianas/vulcanianas pequeñas en el Irazú, la densidad de impactos era elevada a unos 100 m de distancia del borde del cráter, ya a 200 m puede disminuir casi a la mitad y a unos 400 m puede ser de tan solo unos 10-20 impactos por hectárea. La balística en el Irazú más allá de los 900 m ha sido casual, aunque muy probablemente muchos impactos no se pudieron verificar por el acceso, la peligrosidad y vegetación. En tal caso, resulta claro que los sectores más peligrosos son desde la casa de los guardaparques, cerca de la entrada al PNVI, hasta el extremo occidental del jardín de torres.

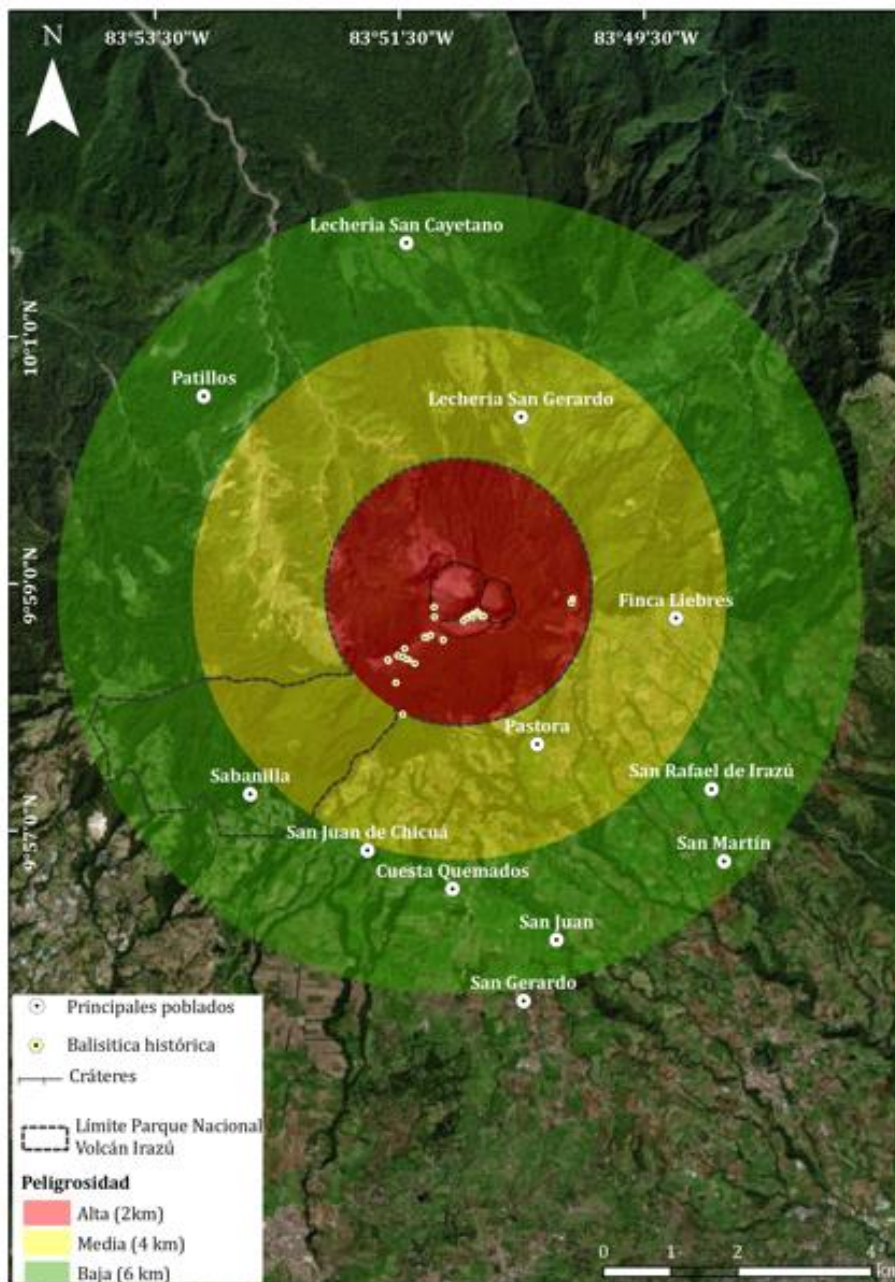


Fig. xx: Amenaza volcánica por balística.

6.1.6 TERREMOTOS VOLCÁNICOS

Los sismos que acompañan a la actividad volcánica son generalmente menores en magnitud que los no volcánicos (llamados tectónicos). Los sismos volcánicos por lo general hipocentros poco profundos (profundidades <10 km), con un radio de daño 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 7.1-7.75 (Zobin, 2001; White y McCausland, 2016).

Eventos más grandes que M_w 7.75 suelen corresponder con sismos relacionados con grandes fallas límites de placas (fallas transformantes y zonas de subducción), que actuaron como disparadores de la actividad eruptiva a distancia (p. ej., Williams y Self, 1983), aunque no necesariamente son eventos por movilidad directa de magma, es decir, volcanotectónicos.

En general, un terremoto puede, bajo ciertas circunstancias particulares, disparar una erupción volcánica y viceversa, una erupción volcánica puede provocar un terremoto al momento o varios años después. El terremoto puede promover una erupción por diferentes causas, como pueden ser los cambios de los esfuerzos y el estrés tectónico a los que está sometida el reservorio magmático, en particular si el sistema estaba metaestable (es decir, próximo o cercano a erupcionar), o donde las fallas pueden facilitar el ascenso del magma, o donde la perturbación sísmica puede favorecer una sobrepresión de los volátiles, al cerrar y abrir vías, en función de la orientación de las fracturas. Pero en general, los sismos locales o regionales rara vez disparan, o a lo sumo promueven las erupciones volcánicas, si las condiciones preestablecidas son favorables para ello (Alvarado et al., 2007; Bonali et al., 2013; Seropian et al., 2021, y referencias allí incluidas). En el otro sentido, una erupción o la actividad volcánica puede desencadenar un terremoto, incluso varios años después, dado que puede afectar la tectónica regional, más si ya estaba cerca del período de ruptura (Williams y Self, 1983; Alvarado et al., 2007).

En Costa Rica, la erupción de 1723 del 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).

Las fallas volcanotectónicas alrededor del Irazú poseen un potencial de generar sismos de magnitud máxima estimada M_w 6.5, que pueden generar aceleraciones importantes cercanas o incluso mayores a $1g$ en el campo cercano y disparar deslizamientos (Fig. x y xx). Pero más importante aun, es que el Irazú posee el potencial de que, ante un evento sísmico local o regional, pueda promover una erupción si el magma está cerca de la superficie, dado que además posee un sistema hidrotermal que puede desarrollar una sobrepresión advectiva, situación en la que se puede establecer si se aplica el cuadro 2 del trabajo de Seropian et al. (2021).

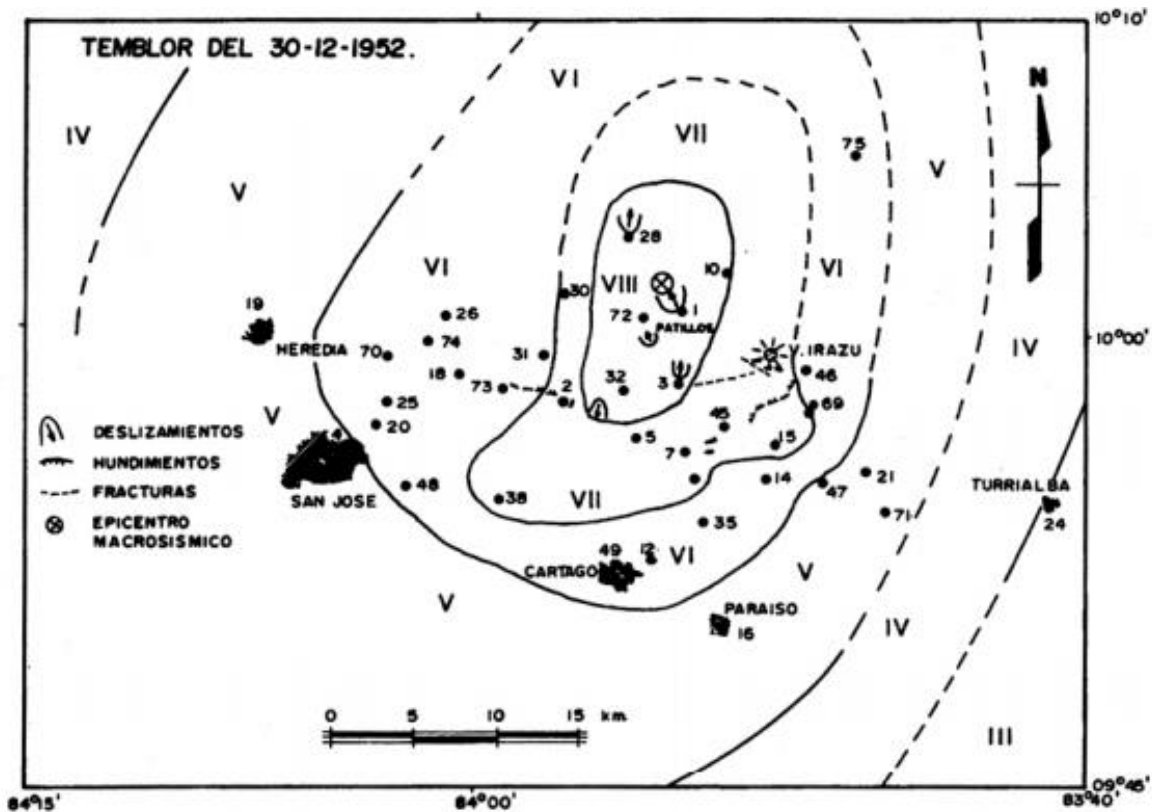


Fig. Patrón de isosistas en el campo cercano para el Valle Central por el terremoto de Patillos (30 de diciembre, 1952, M_s 5.9, M_L 5.2, M_w 6.0; Montero y Alvarado, 1995). Un ejemplo de lo que podría volverse a esperar si una de las fallas se moviera en el Irazú de modo importante, ya sea puramente tectónica o volcanotectónica.

Por ejemplo, en mayo de 1991 aparecieron nuevas fumarolas y fuentes termales en el fondo del cráter Principal y se formó de nuevo el lago; además de la aparición de microsismos tectónicos y de tremor. Esta actividad sísmica en el cráter Principal y la nueva actividad secundaria (fumarolas y fuentes termales intracráticas) fue promovida por los terremotos de Piedras Negras (22/12/1990, M_w 5.9) y el de Limón (22/12/1991, M_w 7.7), aunque no llegó a desencadenar en una erupción (Alvarado et al., 1992; Alvarado, 1993; Barquero et al., 1995). Muy posiblemente, la velocidad pico del suelo y el arribo de ondas sísmicas SmS, así como la alta frecuencia de resonancia, similares a las de los sistemas hidrotermales (0.5-5 Hz), particularmente aquellas inferiores a 1 Hz, pudieron promover el ascenso de fluidos hidrotermales, tal y como se ha propuesto para otros volcanes (Seropian et al., 2021).

Aunque la compresión en profundidad puede desfavorecer el ascenso de magmas, si el magma está en superficie, la compresión en profundidad genera esfuerzos tensionales en superficie, que, aunado a las fallas de rumbo, pueden favorecer el ascenso de volúmenes limitados de magma, los cuales eventualmente pueden desembocar en una erupción.

En general, la previsión o preparación que hay que tomar ante un sismo volcánico de magnitud intermedia ($5.0 < M_w \leq 6.5$) es la misma que la de un sismo tectónico, es decir, se

debe de velar por el adecuado diseño de la infraestructura en general siguiendo la normativa del código sísmico vigente, así como las normativas de construcción y edificación en lugares estables, para que no sean afectados por un deslizamiento o crecidas de cauces.

6.1.7 DEFORMACIÓN CORTICAL Y FORMACIÓN DE GRIETAS

La deformación cortical puede ser causada por el transporte de una gran cantidad de magma (generalmente hacia la superficie acompañado de una inflación del edificio volcánico) o por la efusión de magma (por lo general con una subsidencia asociada), o como pulsaciones de inflación y subsidencia o contracción. 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 o formación de calderas. Sus efectos por lo general se restringen a las periferias de los cráteres activos (Fig.).

Aunque no existen reportes concretos de formación de grietas durante las erupciones pasadas, más allá que el colapso y agrandamiento de los cráteres, sí se han encontrado fracturas o fallas en el sector de la cima, que perfectamente podrían corresponder con fallamiento activo y la formación de fallas menores de colapso.

En una próxima erupción, en función de su tamaño, duración y sismicidad asociada, resulta muy probable no solo el agrandamiento del cráter Principal y colapsos parciales (en el caso de presentarse allí), sino también, paulatinos colapsos y formación de grietas en el sector de las torres, donde ya existen varios deslizamientos activos.

6.1.8 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.

Aunque el conducto central o cráter Principal ha sido la vía principal de ascenso preferencial del magma en tipo histórico, la geomorfología, las dataciones radiométricas y la estratigrafía sugieren que otros focos han estado activos en el Holoceno y el Pleistoceno Superior Tardío.

En el volcán Irazú estaba claramente establecida una zona de debilidad fisural N-S y E-W donde se han formado los cráteres activos y dormidos, así como los conos y cráteres secundarios o satelitales (Alvarado, 1987, 1993). Adicional a lo anterior, Hudnut (1983) también había establecido una zona de debilidad cortical E-W entre el cono Nochebuena y el cerro Retes y otra N15°W de tipo dextral entre el Pasquí y los diques Sapper. De forma contemporánea, Thomas (1983) establece que los dos campos de lava de Cervantes se originaron por dos fisuras: la mayor N17.5°W y la menor N15°E. Alvarado y Vega (2013) interpretan que más bien el par estructural conjugado desde donde se derramó Cervantes y los conos satelitales posee rumbos N°26W y N°34E. Elizondo et al. (2019) estableció,

también, que los intracráteres del Irazú siguen el patrón conjugado en cupla (NW-SE y NE-SW) y claramente el N-S y E-W.

La existencia de dichas fisuras, rellenas de lava (diques) está soportada no solo por el alineamiento de los conos y cráteres, sino por los estudios geofísicos de magnetismo, mediante perfiles magnéticos transversales (Hudnut, 1983; Thomas, 1983).

Así pues, de los trabajos anteriores se puede deducir, de modo integral, lo siguiente:

- a) Existe una fisura aproximada E-W en la cima del Irazú a lo largo de unos 6 km, activa al menos desde hace 1.5 ka.
- b) Otra igualmente importante N15-26°W ampliamente desarrollada en el flanco sur con al menos 8 km de longitud, activa por lo menos desde hace 17 ka.
- c) Una de menor relevancia relativa orientada N15-34°E de unos 7 km de longitud, activa al menos desde hace 57 ka, y finalmente,
- d) Una N-S no tan evidente de al menos 6 km, activa desde el Pleistoceno Superior Tardío.

Así que perfectamente, todas estas zonas de debilidad cortical poseen dimensiones factibles ≤ 8 km y pueden controlar la formación de las bocas.

Se ha planteado una técnica para desarrollar mapas de amenaza en campos monogenéticos (p. ej., Marrero et al., 2019), que se intentará aplicar en un trabajo posterior en proceso, por una limitante de tiempo.

Así pues, referente a la posible formación de conos secundarios o satelitales, estos se pueden formar sobre sus flancos N o S. La edad de los campos de conos y cráteres de Cervantes (Pasquí, Quemados y Cazuelas) comprenden dos edades de alrededor de 57 ka y 10 ka (Alvarado et al., 2006; Campos et al., en prep.; presente trabajo), mientras que en la cima parecen tener edades inferiores a los 2 ka (Campos et al., en prep.; presente trabajo). Por lo anterior, aunque existe la posibilidad que en el Irazú se llegue a formar un nuevo cono o cráter a lo largo de dicho sector de fragilidad cortical en su flanco austral y particularmente contiguo a donde ya existen otros focos volcánicos predecesores en la cumbre, tan solo se puede decir que su posibilidad es baja a mediano plazo, aunque no nula, dado que, estas estructuras cuspidales (conos y cráteres) son más recientes de lo estipulado en la literatura.

En tal caso, se espera que la deformación y la sismicidad alerten sobre la eventual formación de un nuevo foco eruptivo a lo largo de los sectores previamente discutidos.

La formación de nuevos focos en el Irazú, particularmente en su flanco S, se puede considerar como un *riesgo emergente*, es decir, un peligro cuyo potencial de ocurrencia de eventos dañosos poseen una probabilidad muy baja, pero con la capacidad de incrementar su impacto social en el futuro.

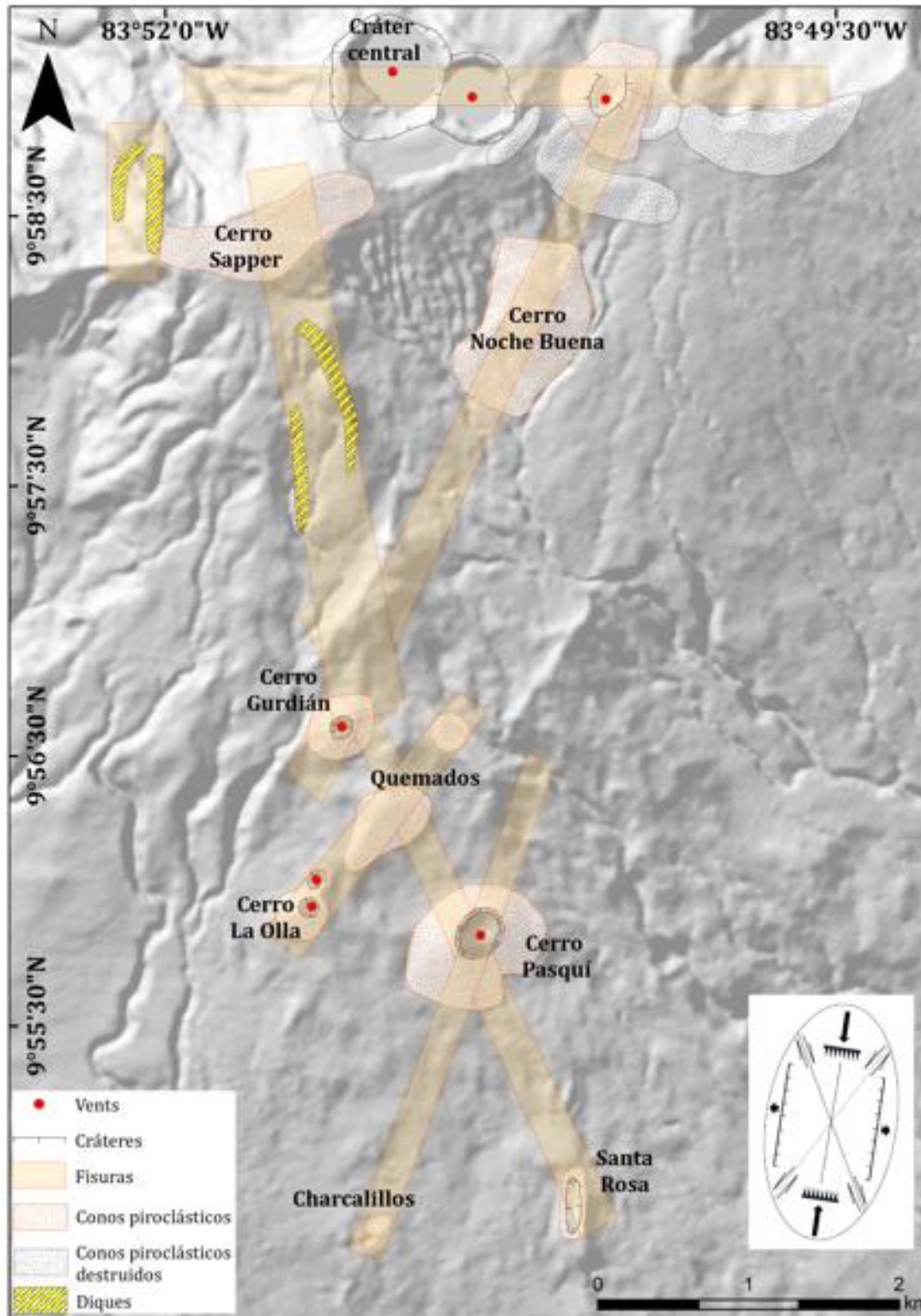


Fig. Zonas fisurales activas en el Pleistoceno Superior Tardío y Holoceno, que son propensas a la formación de un nuevo cono secundario o parásito o un cráter, así como derrames de coladas de lava.

6.2 AMENAZAS VOLCÁNICAS INDIRECTAS

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

6.2.1 LLUVIA ÁCIDA

Se considera que el agua de una lluvia es fisicoquímicamente 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 (pH alrededor de 5.6). Sin embargo, los gases volcánicos y los aerosoles (coloides de partículas sólidas o líquidas suspendidas) cáusticos que se escapan hacia la atmósfera, reaccionan con el agua de los ríos y los lagos para formar ácidos, 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 llega a formar ácidos fuertes de gran impacto en el ambiente, así como ácido carbónico y otros ácidos débiles, de impacto menor. Todos ellos ocasionan corrosión, daños a la vegetación y, aun en concentraciones muy bajas, son nocivos para los ojos, piel y el sistema respiratorio de humanos y animales.

Sobre los efectos de la lluvia ácida en las erupciones pasadas del Irazú prácticamente no hay nada documentado, dado que, la principal atención eran los efectos de las cenizas. Pese a ello, resulta claro que, en las erupciones recientes y mejor documentadas del Arenal, Poás y Turrialba, sí se han presentado efectos de la lluvia ácida, por lo anterior, se hará una introducción general de los mismos.

La precipitación ácida puede acelerar la lixiviación de nutrientes y metales pesados del suelo forestal y afectar el follaje de los árboles; 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 si se atiende a tiempo.

Otro de los efectos de lluvia ácida es el daño causado a los edificios con enchapado de travertinos y monumentos de piedra caliza o mármol, 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, la pintura y otros materiales de construcción o los automóviles son afectados por los efectos de este tipo de polución natural.

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 Irazú 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 sean arrastradas por el viento hacia el W durante la mayor parte del año (Zárate, 1988; Paniagua y Soto, 1988). Durante la estación seca (diciembre a marzo), en el Valle Central Occidental y en las zonas del macizo del volcán Irazú, vientos se desplazan del mar Caribe hacia el Pacífico, provenientes del noreste con una dirección predominante de 80 grados (Zárate, 1988). Para esta época, las zonas más proximales al cráter tendrían una amenaza de media a muy alta, siempre con tendencia SW.

Aunque existen reportes de lluvia ácida y gases, su extensión y efectos no son para nada claros, por ello, ante la inexistencia de información, se utilizó como base el mapa de peligro volcánico por lluvia ácida y gases de la reciente actividad del volcán Turrialba (Fig. ss y dd).

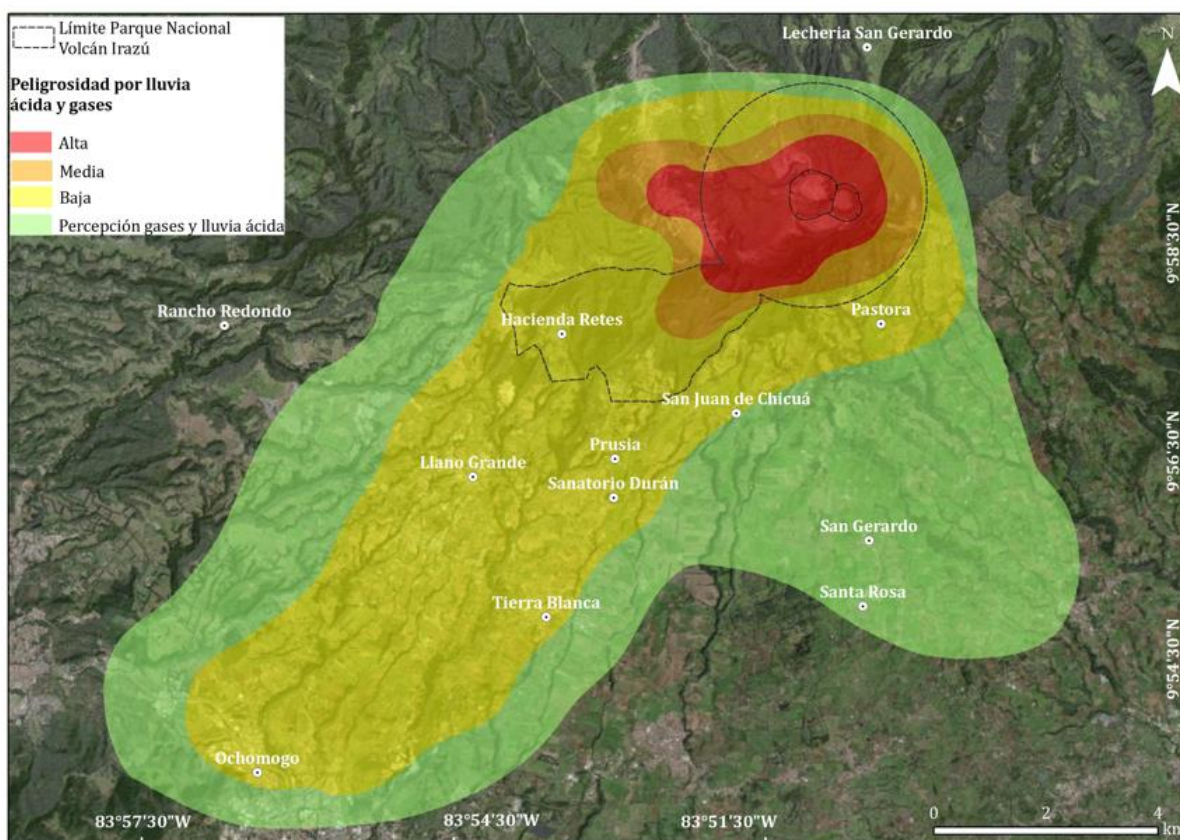


Fig. cc: Mapa de peligrosidad por lluvia ácida y gases, extrapolado al Irazú, tomando como base los efectos del volcán Turrialba (Alvarado et al., 2020).

6.2.2 AVALANCHA DE ESCOMBROS VOLCÁNICA Y DESLIZAMIENTOS

El colapso lateral del flanco de un volcán (conocido también como sector o colapso del flanco) y la generación de un megadeslizamiento o derrumbes gigantes (por lo general $>0.1 \text{ km}^3$), conocido como avalancha de escombros volcánica (*volcanic debris avalanche*), puede ser debido a la presión interna de gases volcánicos, a una intrusión, un terremoto u otros factores de inestabilidad de laderas. Estos eventos no ocurren muy frecuentemente, pero son acompañados por destrucción a gran escala. Dado su relativo 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. Sin embargo, los megadeslizamientos con volúmenes menores (varias decenas de millones de metros cúbicos) si son frecuentes en el Irazú, tal y como lo demuestra el registro histórico y prehistórico.

Así pues, de los estudios de las avalanchas disponibles en la literatura y de datos nuevos aportados en el presente estudio, se puede concluir que:

- a) Al parecer, las avalanchas antiguas ($>5 \text{ ka}$) relevantes estudiadas en la literatura y en el presente trabajo, se dispersaron al occidente o al flanco austral de Irazú, es decir, las avalanchas denominadas: La Lavina del Valle Central, Angostura, Tierra Blanca y Reventado, entre las principales.
- b) Una serie de cicatrices de avalanchas prehistóricas e históricas han sido reconocidas por muchos autores en la cima del volcán, aunque sus depósitos no han sido estudiados por ser sectores de difícil acceso y muy cubiertos de bosque.
- a) Al parecer, varias avalanchas recientes ($<5 \text{ ka}$) relevantes estudiadas en la literatura y en el presente trabajo, incluyendo las históricas, se dispersaron al norte, es decir, las avalanchas denominadas: Río Costa Rica y aquellas históricas.

Ello nos lleva a realizar la pregunta del porqué de estas diferencias aparentes. Una podría ser el clima al Pleistoceno durante los apogeos de las últimas glaciaciones, donde el peso de la nieve que quizás cubrió el Irazú pudo haber influido en algo (p. ej. Alvarado et al., 2004; Hidalgo et al., 2004), o al finipleistoceno, donde quizás la precipitación pluvial cambió en los flancos del volcán. Otra, es que las zonas de alteración hidrotermal fósil (rocas hidrotermalizadas, depósitos de azufre y yeso) se encuentran en los flancos sur y occidental, mientras que las zonas de alteración hidrotermal actualmente activa (fumarolas y fuentes termales), se encuentra en el flanco norte o Caribe, donde la precipitación pluvial es mayor. En efecto, se ha establecido que la alteración hidrotermal sulfatada ácida (i. e. con minerales tales como esmectiva, alunita, caolinita, yeso, esmectita, ceolitas, \pm piritita, calcita), con actividad fumarólica activa con formación de arcillas y sílice (incluyendo silicatos de calcio), aunado a un fallamiento activo, en un ambiente transtensional, son la antesala de megadeslizamientos, según se ha observado en otras partes del mundo (Romero et al. 2021) y en Costa Rica (Calvo et al., 2019).

Justo en este sector caribeño del Irazú, la salida de dióxido de carbono difuso es muy alta (Galindo et al., 2004; Epiard et al., 2017), lo que puede ser debido a una mayor permeabilidad del medio, situación en la que se puede favorecer la formación de arcillas y, con ello, la inestabilidad de laderas (Epiard et al., 2017). En dicho sector, Rouwet et al. (2021)

estiman que las aguas sulfatadas ácidas y la actividad fumarólica del sistema hidrotermal Río Sucio-San Cayetano, presentes en el flanco norte, remueven por alteración química (meteorización y erosión química) unos 2430 m³/año, que van a dar como sedimentos y coloides al río Sucio. Ellos argumentan que este proceso debe de favorecer la inestabilidad de las laderas en dicho sector con la generación de avalanchas de escombros volcánica.

En efecto, en dicho sector se ubican las cuevas de los Minerales, Mucolitos y Pizonte Espantado, producto de la karstificación sulfúrica en un área muy tectonizada (Ulloa et al., 2018). Su origen ha de deberse al proceso corrosivo endógeno por el descenso de las aguas ácidas sulfatadas del lago cratérico del Irazú, la emanación de gases volcánicos (H₂S, SO₂, CO₂) y la oxidación de sulfuros metálicos, donde ambos evolucionan hacia ácido sulfúrico. Ya los estudios previos habían determinado que el flanco nórdico posee un mayor peligro de colapsar (Alvarado, 1987, 1993) que el austral, tal y como la historia lo ha demostrado (Alvarado et al., 2013; Muller et al., 2020).

Todos esto está presente en el Irazú y son factores que se deben de contemplar para la amenaza volcánica, en lo que respecta al potencial de generar grandes avalanchas de escombros volcánica, la cual es más propensa en el flanco nórdico que en el austral.

Un aspecto probable, pero difícil de estimar al momento, es que el flanco N del cráter Principal llegue a colapsar y, en el caso de poseer un lago cratérico, que este aporte agua con la concomitante generación de grandes deslizamientos y lahares. Además, un gran deslizamiento puede conllevar a la descompresión de la cámara magmática y disparar una actividad explosiva intensa (Alvarado, 1987; Alvarado y Boschini, 1988; Young et al., 1998).

Las avalanchas de escombros volcánica poseen una frecuencia alta en el flanco nórdico del Irazú (con eventos importantes en 1821, 1994, 2014 y 2020) y más baja en el austral (depresión del Reventado o Prusia), por lo que, al ponderarlo con su intensidad, extrema a alta, la amenaza es extrema en el N a alta en el S (Alvarado et al., 2004, 2013; Mora y Pirulli, 2017; Fallas et al., 2018).

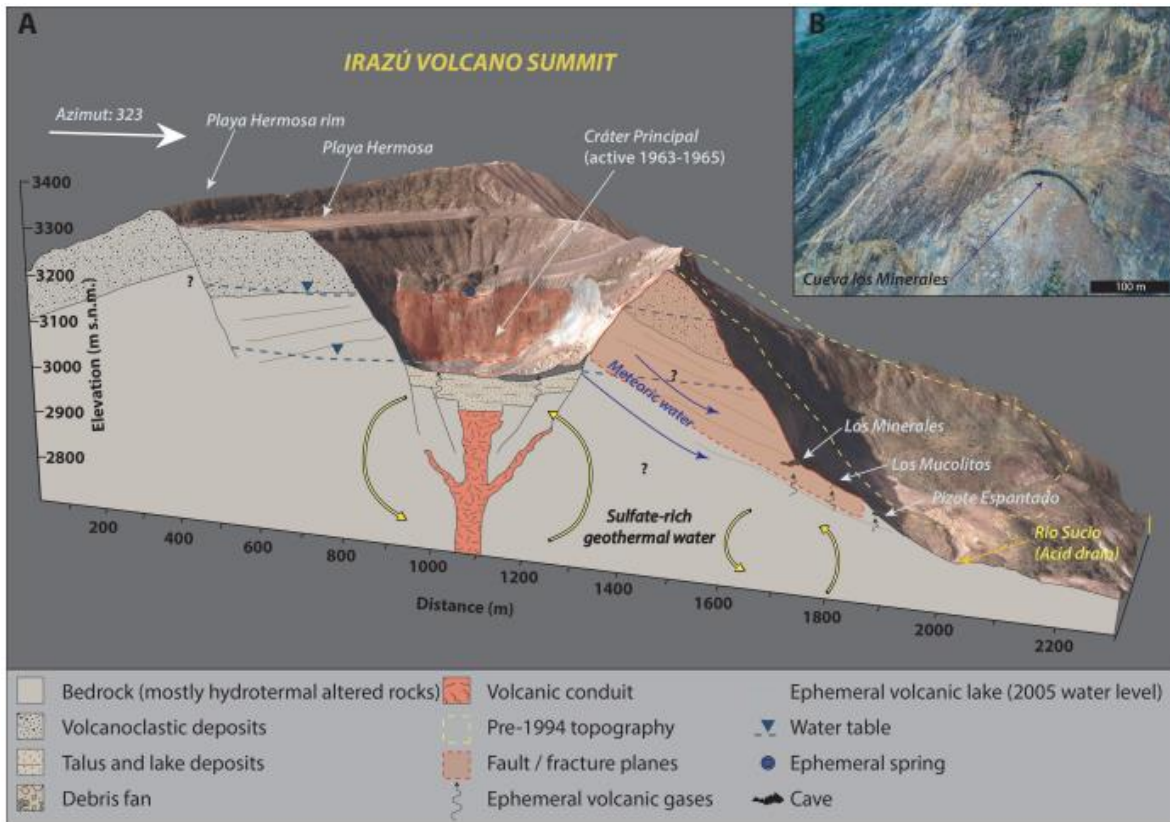


Fig. Modelo conceptual de la formación de las cuevas en el flanco N del Irazú y su correlación con las aguas sulfatadas del lago cratérico del Irazú y unas fumarolas dentro de la propia cueva de los Minerales (Ulloa et al., 2018).

Resulta probable que el sistema de fallamiento del Irazú pueda favorecer en un futuro nuevas avalanchas de escombros volcánicas, debido a que los movimientos sísmicos pueden favorecer los procesos de colapso hacia el NE y N y, eventualmente, hacia el SW del edificio volcánico, en donde se presenta una alta densidad de fracturamiento y fuerte hidrotermalización. Los esfuerzos de compresión posiblemente han generado fallas inversas secundarias con orientación aproximada E-W y un proceso de domificación (plegamiento) progresivo.

El sismo de Capellades del 30 de noviembre de 2016 (M_w 5,5, Linkimer et al., 2018), asociado con la falla Liebres (Fig. x), ocurrió muy cerca del anfiteatro por deslizamiento llamado Coliblanco, que generó el depósito llamado brecha Angostura. La falla Liebres de rumbo NNW parece ser continuidad de la falla Blanquito, mientras que en forma transversal y en el anfiteatro pasa la traza de la falla Capellades de rumbo NE; estas fallas son predominantemente de rumbo dextrales y con orientación NW (Montero y Alvarado, 1995; Linkimer et al., 2018). Tras la ocurrencia de dicho terremoto, se replanteó que la posible causa de dicho colapso hace 17 ka (caldera de avalancha de Coliblanco, Fig. xx y 2.11), pudo ser un paleoterremoto, donde los esfuerzos imperantes en el Irazú-Turrialba permiten explicar, también, aspectos relacionados con dicho colapso sectorial.

Los deslizamientos menores, como los que suelen ocurrir durante lluvias y terremotos, son más frecuentes y se han dado algunas veces en tiempo histórico en el propio macizo del Irazú. Particularmente, en la cuenca superior y media del Reventado sobresalen los deslizamientos activos y latentes por más de medio siglo como los de Sabanilla, Prusia, Retes, Ortiga, Pavas, Llano Grande, Tierra Blanca, Misión, San Blas o Banderilla (ICE, 1965; Vahrson y Cartín, 1992), mientras que en el flanco norte del Irazú destacan una serie de cicatrices o coronas de deslizamientos activos, inactivos y fósiles, tales como los del río Sucio (oeste y norte) o el llamado deslizamiento del Irazú de 1994, entre muchos otros (Alvarado et al., 2013; Mora y Pirulli, 2017; Fallas et al., 2018) o aquellos deslizamientos disparados por el terremoto Patillos del 30 de diciembre de 1952 (Montero y Alvarado, 1995).

Waldon (1967) comenta que, en la cuenca del río Reventado, debido a las cenizas del Irazú entre 1963 y 1965, la vegetación fue destruida entre un 95 y un 100 %, aunque no habla de un gran deslizamiento en dicho sector, pero sí de la intensa erosión. Krushensky (1972) y Vahrson y Cartín (1992), entre otros, reconocen una serie de deslizamientos activos (principalmente sobre los 2800 m s.n.m.) e inactivos (por debajo de 2800 m s.n.m.) llamados en su conjunto deslizamiento de Sabanilla. La reactivación de este comenzó en 1964 con la actividad del Irazú y la ocurrencia de pequeños deslizamientos de bloques de coladas de lava sobre depósitos de lahares antiguos (Krushensky, 1972). Al deslizamiento de Sabanilla, Mora y Pirulli (2017) lo llaman el deslizamiento inactivo Retes, mientras que el deslizamiento actualmente activo cerca de la arista montañosa, lo llaman deslizamiento activo río Sucio Oeste, también mencionado por ellos mismos como el deslizamiento Las Torres.

La descompresión del macizo rocoso, generada por el deslizamiento, se tradujo en la aparición de varios sistemas de fracturas distantes hasta unos 260 m atrás de la actual corona, lo que evidencia un nuevo bloque con cierto grado de inestabilidad y movilidad, cuyos estudios apenas se inician. Debido a lo anterior, de modo preventivo para los trabajadores y la operación de las transmisiones, una serie de recomendaciones fueron establecidas por la CNE (Muller et al., 2020), las principales de ellas son las siguientes (Fig. vv):

a) *Peligrosidad mayor*: Corresponde con el área de mayor potencial de desprendimiento debido a la cercanía con la corona del deslizamiento y la presencia de grietas. La infraestructura localizada en este sector debe iniciar gestiones inmediatamente para su desplazamiento lo más pronto posible, a un lugar de mayor seguridad, a más tardar diciembre del 2020.

b) *Peligrosidad intermedia*: Área que debe de ser vigilada para establecer con precisión su nivel de estabilidad y poder modelar con más certeza una posible tendencia. Se debe contemplar el traslado de la infraestructura en función de su grado de estabilidad.

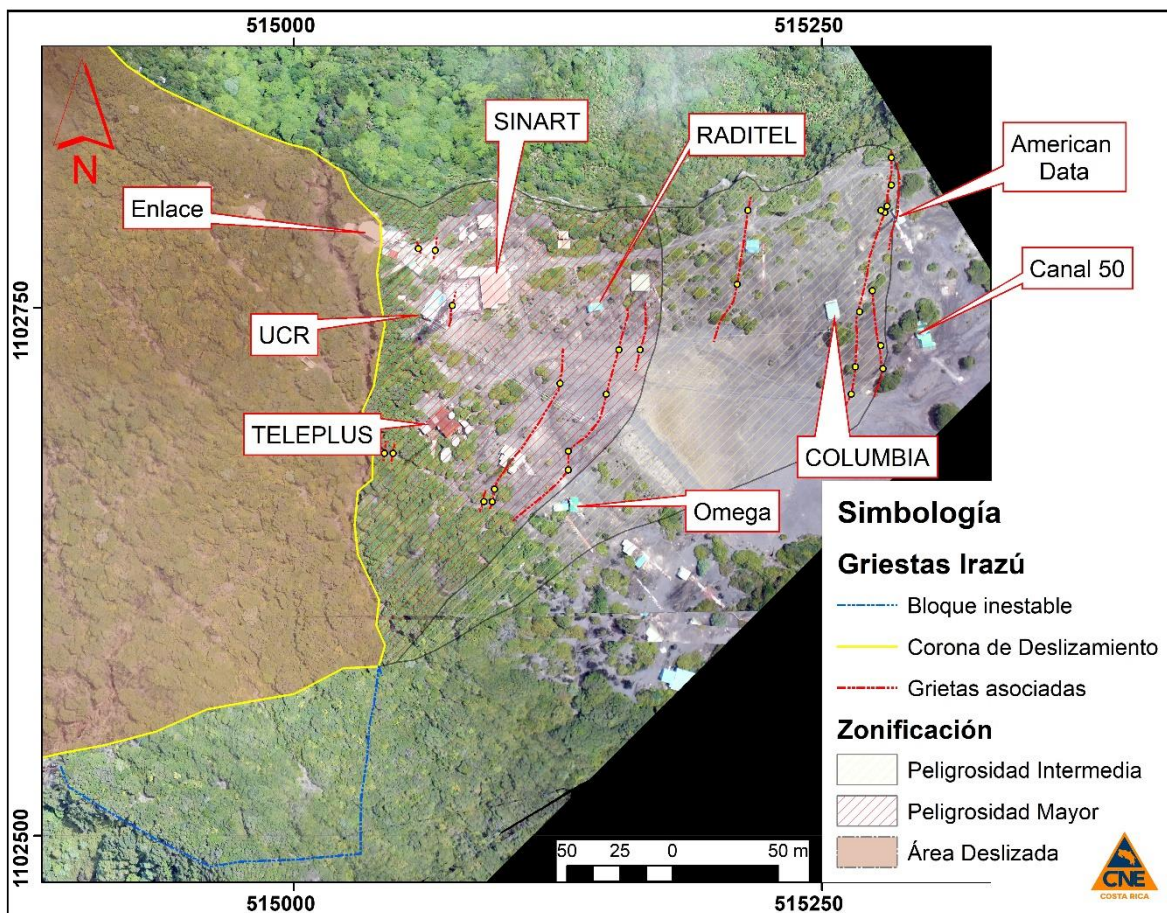


Fig. cc. Bloque deslizado y bloques con inestabilidad zonificados en según su grado de peligrosidad relativa (Muller et al., 2020).

6.2.3 LAHARES

Los flujos de lodo o lahares son corrientes de detritos volcánicos (rocas y sedimentos), componentes orgánicos (vegetación, animales) y antrópicos mezclados con agua que descienden por los cauces de las laderas de los volcanes durante las erupciones o incluso en períodos pos-eruptivos o de calma total. Pueden ser disparados por lluvias torrenciales, deshielo, erupción a través de un lago volcánico o el desbordamiento o derrumbe de un lago cratérico, terremotos, deslizamientos saturados en agua y varios otros procesos menos frecuentes. Estos eventos son extremadamente destructivos y han causado cuantiosas pérdidas de vidas humanas y animales, así como daños en el mundo a la infraestructura, ambiente y la economía en general en diversas partes del mundo.

La precipitación pluvial en la cima del Irazú es más baja entre diciembre y abril, particularmente entre los meses de enero y marzo (este mes uno de los más secos, Fig. xx), con un repunte a partir de mayo o junio, donde los últimos tres o cuatro meses son los más lluviosos, donde sobresale, por lo general, octubre (Paniagua et al., 1993; Alpízar y Vargas, 2016).

Tal y como está en la literatura, durante los meses lluviosos (mayo-noviembre) la dispersión de las cenizas es menor (Coen, 1964; Alvarado, 1993), pero la amenaza por lahares en los cauces es mayor, puesto que los piroclastos ocasionan la muerte de la vegetación, impermeabilización del suelo y proveen de sedimentos finos fácilmente erosionables, particularmente durante los temporales (ICE, 1965; Waldron, 1967; Alvarado y Schmincke, 1994).

Durante el último período eruptivo, muchos ríos y quebradas fueron afectados por lahares de diversas dimensiones. El primer lahar fue reportado en mayo de 1963 pero solo alcanzó unos 5 km aguas abajo. Otro ocurrió, por ejemplo, el 29 de setiembre de 1963, alrededor de la 1 p.m., se dio una gran crecida en el río Virilla a la altura de San Isidro de Coronado, cargada de sedimentos negruzcos, bloques y fuerte olor a azufre. El 1.º de octubre de ese año, una pequeña quebrada que atraviesa la hacienda “San Miguel” en Rancho Redondo de Goicoechea, tuvo una gran crecida que arrastró sedimentos volcánicos (cenizas, bloques) y destruyó algunos puentes en la citada hacienda. Para el 29 de setiembre, nuevamente se registró un lahar en el río María Aguilar a la 1 p.m. Se reporta que ya previamente, los ríos Virilla, María Aguilar, Tiribí y Torres registraron eventos similares, donde se dice que perecieron algunas personas (Vargas, 1967b). Desgraciadamente, se desconoce las fechas y número de personas muertas para contabilizarlas dentro de las pérdidas en vidas humanas.

En total cerca de un centenar de lahares se produjeron, unos 40 en el río Reventado (ICE, 1965; Ulate y Corrales, 1966; Alvarado y Schmincke, 1994).

Así, a corto plazo, en el caso de un reactivar del Irazú y en función de la cantidad de ceniza, un peligro elevado son los lahares en la estación lluviosa y paralelo o ligeramente posterior a un período eruptivo, que originan un alto riesgo a los pobladores aledaños a los cauces de los ríos que descienden del volcán, tales como: Reventado, Virilla, María Aguilar, Tiribí, Torres, Sucio, Toro Amarillo, Rete y Birrís (Alvarado, 1993; Alvarado y Schmincke, 1994). Los lahares poseen una amenaza alta a media en un radio de 10 km. Algunos estudios sobre la amenaza y vulnerabilidad económica se han presentado (Mora, 1987), en particular en la región de “los Diques”, donde en la actualidad deben de vivir más de 8000 personas.

Los cuadros **xx** y **uu** presentan los ríos por donde han bajado lahares concentrados hasta diluidos asociados con las erupciones históricas (Fig. **xx**). Adicionalmente, en el río Sucio han bajado lahares asociados con los grandes deslizamientos en las cuencas altas del Irazú.

El Cuadro **ss** presenta los ríos y quebradas tomados en cuenta por los principales estudios de peligro volcánico del Irazú. Incluye tanto eventos históricos como cauces propuestos a ser afectados en el futuro. En letra negrita se resaltan los ríos y quebradas que, con seguridad, presentaron históricamente reportes de lahares (concentrados o diluidos) durante los dos pasados eventos eruptivos históricos. De los cuadros citados se desprende que en los dos pasados eventos eruptivos, los lahares no tuvieron mayores consecuencias. Claro, cuando se registró el evento del siglo XIX, la población e infraestructura a nivel nacional era claramente menor.

Cuadro : Puentes sobre ríos y quebradas afectados o destruidos por los lahares del Irazú de 1963-1965 (fuente: S. A.,1964).

Río o quebrada	Puente afectado, referido a la localidad más cerca
Río Birrís	La Pastora, ruta 8
	Capellades
	Birrís
Río Pacayas	Pacayas
	Descanso
Río Páez	Cot
	Paso Ancho
	Paraíso
Quebrada Cañada	Tierra Blanca
	Oratorio El Cristo
Río Barquero	Tierra Blanca
Río Retes	Camino a Prusia
Río Reventado	Fátima
	Campo Ayala
	Lima
	Parque Industrial
	Viento Fresco
	Sabana
Río Taras	Taras
Quebrada Fierro	Llano Grande
	Fierro
	Estación Experimental Ganadera
	San Rafael
Río Empalado	Llano Grande
Río Chiquito	Molina
	San Rafael
Río Tiribí	Laguna
	Tres Ríos
	Tres Ríos
	Tres Ríos
	Sanatorio Las Mercedes
	Tirracés
	San Antonio
	Desamparados
	Cementerio Desamparados
	Alajuelita
	INVU
Río Durazno	Calle Durazno
Río Virilla	San Isidro
	Barrio Jesus (San Isidro)
Quebrada Honda	Las Nubes
Sin nombre (afluente de la Arias)	Entre las Nubes y Cascajal
Quebrada Arias	Lechería Sánchez
Quebrada Guaba	Cascajal

Cuadro : Ríos y quebradas tomados en cuenta por los principales estudios de peligro volcánico del Irazú. Algunos estudios relevantes no incluyeron, sin embargo, mapas sobre peligrosidad de lahares, o reproducen los de otras investigaciones. Incluye tanto eventos históricos como cauces propuestos a ser afectados en el futuro. En negrita, los ríos y quebradas en los que histórica y comprobadamente existen reportes de lahares (concentrados o diluidos) durante los dos pasados eventos eruptivos históricos. En algunos de ellos no se reportaron mientras que otros no fueron contemplados (ver Cuadro previo).

Río/ quebrada	Soto y Paniagua 1986	Alvarado 1987	Alvarado y Boschini 1988	Alvarado 1993	Paniagua et al. 1993	Número de veces propuesto
Virilla		x	x	x	x	4
Durazno	x	x	x	x	x	5
Torres		x	x	x		3
Tiribí		x	x	x	x	4
Chiquito		x	x	x		3
Retes		x	x			2
Reventado	x	x	x	x	x	5
Toyogres		x				1
Páez	x	x	x	x	x	5
Birrís	x	x	x	x	x	5
Toro Amarillo	x	x	x	x		4
Sucio	x	x	x	x		4
Blanco	x	x	x	x		4
Cajón	x					1



Fig. Corriente de barro volcánico, piedras y troncos (lahar) bajando por el río a la 1 p. m. del 29 de setiembre de 1963, por San Isidro de Coronado (fotografía de Mario José Vargas, en Vargas, 1967b).

Las áreas afectables por lahares se encuentran hacia el sur, sureste y oeste del volcán, en concordancia con las observadas en los periodos de 1963-1965 y, en particular, la cuenca de los ríos Reventado al sur, así como la del río Sucio, al norte, aunque esta última es poco vulnerable, en contraposición con la del Reventado. También la cuenca del Tiribí al oeste, se considera afectable. Aunque claro está, todo va a depender del tamaño de la erupción y de la dirección de la columna eruptiva transportada por los vientos imperantes y las condiciones meteorológicas en ese momento.

Utilizando datos experimentales y empíricos sugieren que los lahares se pueden generar en el Irazú con tasas de precipitación de unos 10 mm/hora con coberturas de ceniza de 20 cm en la cuenca alta del Reventado. Con precipitaciones superiores a 50 mm/h, la probabilidad sería extremadamente alta para la generación de un lahar (Young et al., 1998).

Sin embargo, eventos recientes de flujos hiperconcentrados y de flujos de escombros rocosos se han presentado también crecidas en los ríos Arriaz y Taras con afectación importante en las comunidades de Quircot, Taras y La Lima, particularmente en el mes de octubre del 2007, 2008, 2016 y 2017 y setiembre 2015 (Siles, 2021), así como en Paso Ancho por el río Páez. Por esta razón, también fueron contemplados en los mapas de peligro los efectos de dichos ríos.

Puesto que los efectos de los lahares son relativamente predecibles y, por consiguiente, es posible realizar acciones y obras de mitigación para reducir las condiciones de riesgo. Entre las medidas están las siguientes:

- a) Desarrollo de áreas urbanas o habitacionales lejos 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 donde puede haber infraestructura vital y vidas humanas en juego, se recomienda tener un sistema de alerta temprana para crecidas o lahares y ciertas medidas ingenieriles preventivas, aunque estas suelen ser onerosas y generan una falsa seguridad en la población.
- d) No realizar actividades recreativas en quebradas (secas o con agua discurriendo), particularmente en la estación lluviosa y si no se tiene una visión del entorno aguas arriba y si su ruta de evacuación es larga y difícil.

Los cuadros **xx a uu** ayudan a ponderar con orden de importancia la eventual peligrosidad que se presenta en la Fig. **cc**. Los mapas solo presentan aquellos lahares disparados por la actividad volcánica contemporánea (sineruptivos) o ligeramente posterior (poseruptivos), pero no se incluyen aquellos lahares disparados por terremotos o por deslizamientos o por períodos muy lluviosos.

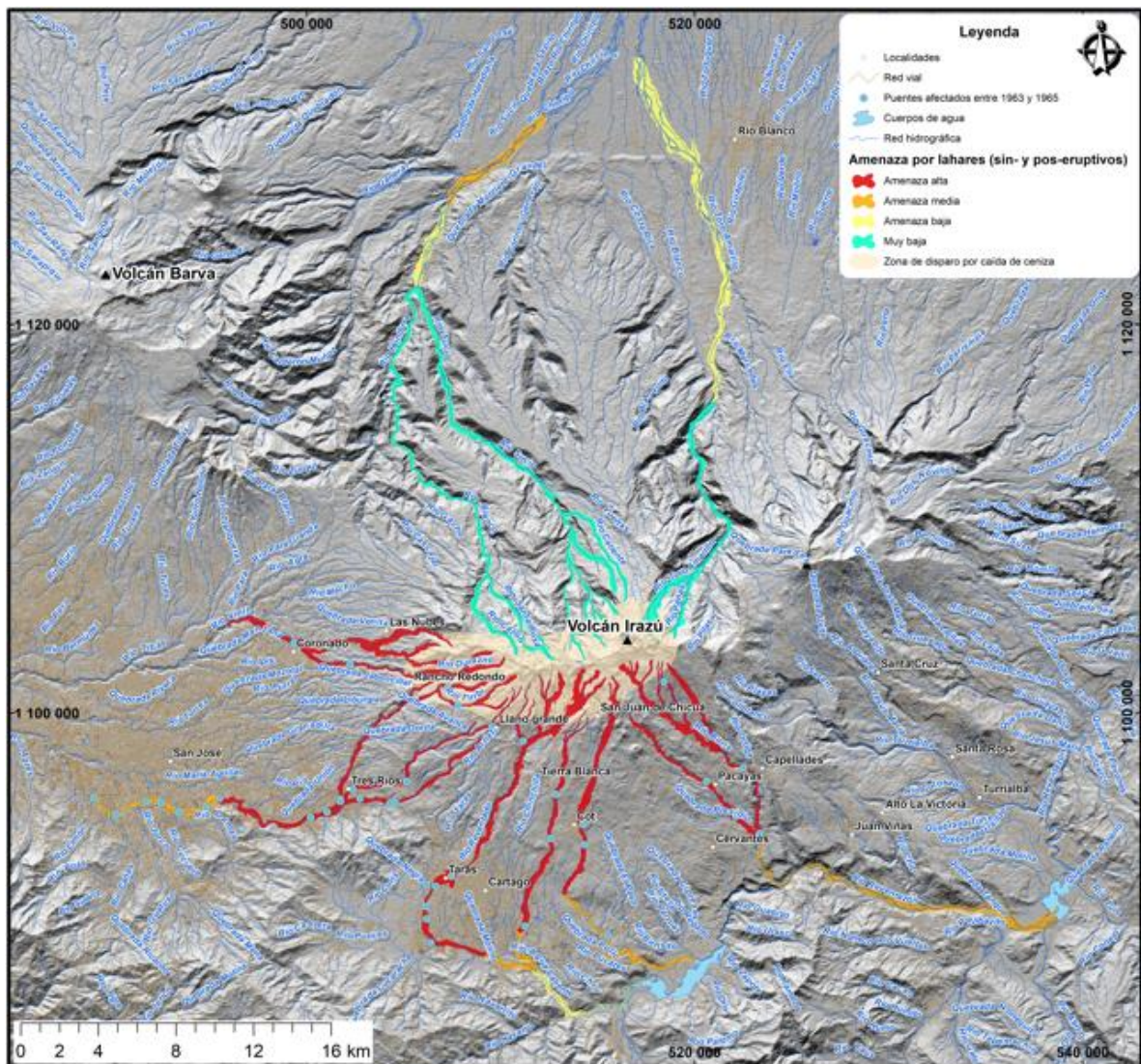


Fig. cc: Principales ríos que podrían ser potencialmente afectados por lahares en un futuro período eruptivo.

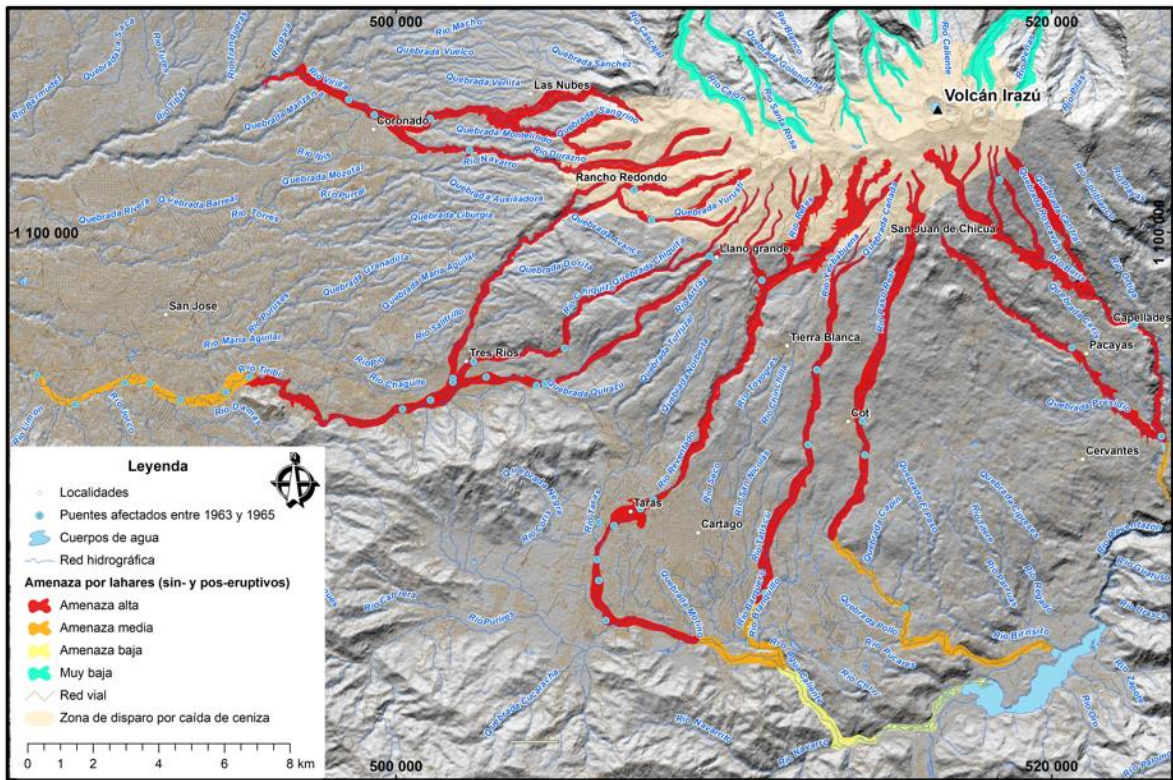


Fig. cc: Detalle de los principales ríos que podrían ser potencialmente afectados por lahares asociados con el vulcanismo en un futuro período eruptivo en el flanco austral del Irazú.

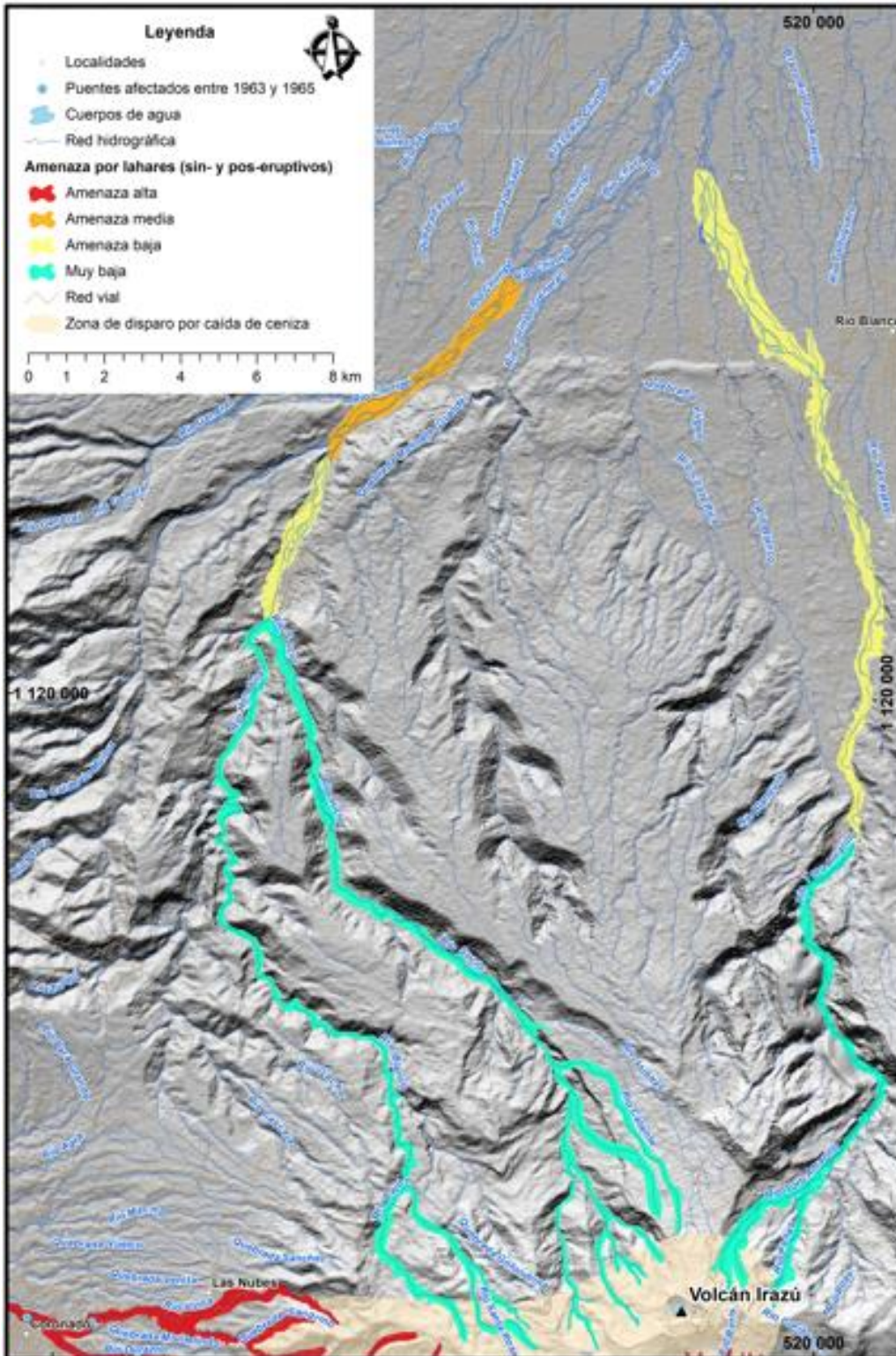


Fig. cc: Detalle de los principales ríos que podrían ser potencialmente afectados por lahares asociados con el vulcanismo en un futuro período eruptivo en el flanco austral del Irazú.

6.3 DISCUSIÓN SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y LA RECURRENCIA ERUPTIVA RECIENTE

Hasta la presente investigación, no se habían estudiado ni correlacionado tales tefras con los depósitos descritos y estudiados en los alrededores de los cráteres Principal y Diego de la Haya por Alvarado (1993) y Alvarado et al. (2006). De tal manera, los depósitos que han sido mejor estudiados por Clark se encuentran en secciones unos 5 km al SW del Cráter Principal y muestra 8 paquetes de tefra reconocibles y 5 con dataciones, de los cuales los 7 inferiores podrían corresponder con cualesquiera de las unidades González, Dóndoli, Tristán o Alfaro descritas por Alvarado (1993) y Alvarado et al. (2006).

Las unidades de tefras mencionadas, que se mencionan a continuación, afloran en los alrededores de las zonas cratéricas basado en Alvarado (1993) y Alvarado et al. (2006):

Alvarado (1993) describe la capa González, una unidad de brechas freáticas y depósitos freatomagmáticos que sobreyacen a las coladas de lavas basálticas de Unidad Sapper en el cráter Diego de la Haya (Fig. ww). Las brechas freatomagmáticas poseen bombas basálticas y grandes bloques amarillentos hidrotermalizados y capas de cenizas, que rellenan un canal con depósitos de CDPd (<1.5 m de espesor). La brecha inferior (1 m de grosor) posee gradación asimétrica (de inversa a normal).

Sobre estas coladas de lava se observa un paquete espeso de tefras estratificadas, con disconcordancias locales, de colores grises hasta amarillentos, en función de su grado de alteración hidrotermal. Poseen un espesor de al menos unos 70 m. Esta unidad parece ser la equivalente de la capa Dóndoli descrita por Alvarado (1993). Dicha unidad consiste en tefras freatomagmáticas y algunas pocas freáticas, color gris, café y rosado, con bloques juveniles y capas de escorias andesítico-basálticas, depósitos de tefras masivos y sedimentos piroclásticos retrabajados en el sector de Playa Hermosa, bien expuestos en la pared sur del Diego de la Haya (Fig. xx), que alcanzan unos 28 m de espesor y están fallados. De ser esto cierto, el foco que dio origen a dicha unidad se ubicaría muy contiguo del cerro Retes. Dentro de la estratigrafía de Clark (1993), correspondería a todas las unidades de ceniza y lapilli de distribución de facies media (flanco W y SW), posiblemente más antiguas que el 1000 d. C.

Alvarado (1993) también describe la capa Tristán, un nivel de aglutinados y bloques juveniles andesítico-basálticos (~95 %) con mezcla de magmas, crudamente estratificados y líticos hidrotermalmente alterados (principalmente hacia la base). Está expuesta en la pared sur del cráter principal y presenta un adelgazamiento lateral hacia el Diego de la Haya (Fig. ss); su espesor máximo es de 11 m en el Cráter Principal.

En el deslizamiento de las torres también se observa una capa resistente, que se marca de igual modo en la geomorfología (a modo de un resalte topográfico), con un espesor de unos 10-14 m. Posee fracturas verticales que emulan disyunción columnar pobremente desarrollada, y aparenta adelgazarse hacia el cráter Principal. Sobreyace a un nivel de cenizas gris oscuro de 2-3 m de espesor.

De ser cierta dicha correlación lateral, indicaría que el foco se ubicaba contiguo al cerro Sapper, o bien, que existieron dos focos estrombolianos de actividad contemporánea

en la arista fisural E-W de la cima del Irazú. Sobre la capa aglutinada anterior, aflora contiguo al cráter Principal, la capa Alfaro (Alvarado, 1993), que consiste en tefras de erupciones freáticas de grano fino, bien estratificadas varicolores de CDPd (oleadas húmedas) interestratificadas con bloques hidrotermalizados balísticos y pocos juveniles, que alcanzan hasta 4 m en el cráter Principal. Su acusado adelgazamiento lateral lejos del cráter Principal, sugiera que su foco se ubicaría en esta depresión eruptiva.

Aunque un poco especulativo, al parecer la capa González podría ser el origen de la formación del cráter Diego de la Haya, mientras que la Alfaro lo sería del cráter Principal.

El volcán Irazú presenta históricamente una frecuencia de erupciones no uniforme a través del corto lapso histórica (desde 1700 al presente), por lo que no es referible a una ley estadística simple como la que poseen algunos pocos volcanes efusivos-estrombolianos con alta frecuencia de erupciones (volcanes poissonianos simples). Así pues, para un volcán no poissoniano como el Irazú, la evaluación de la previsión de erupciones al futuro estará basada simplemente en la extrapolación del comportamiento promedio anterior, para lo cual se les asignará un mayor peso a los últimos 2500 años de actividad. Claro está que el registro de dataciones resulta aún insuficiente, aunque se ha mejorado substancialmente, por lo que constituye una base de enorme valor para estimar el período de recurrencia de los eventos eruptivos.

El segundo problema fundamental que incluye el diagnóstico de la peligrosidad volcánica es el preveer el dónde, tipo y escala de los procesos eruptivos que pueden llegar a ocurrir. La posibilidad de efectuar esta previsión con algún fundamento depende, en gran medida, del grado de estudio del volcán.

Acorde con los estudios vulcanológicos del Irazú, entre 4 y 5 erupciones de moderada a baja magnitud ($VEI < 2$) se presentan cada siglo y al menos una erupción importante ($VEI \geq 3$) ocurre cada 200-400 años como promedio (Clark et al., 2006). Empero, se debe recordar que entre 1560 y 1723 (163 años) y entre 1723 y 1917 (194 años) no existen reportes fehacientes de actividad eruptiva. Es decir, que, al igual en el siglo XX, el Irazú se presentó muy activo, para luego entrar en una fase de calma por más de medio siglo. Por su parte, en el caso de una reactivación del Irazú, se desconoce si va a ser de corta duración y magnitud, como algunas erupciones en la primera mitad del siglo XX (p. ej., 1924, 1928-1930, 1933 y 1939-1940) o si se va a manifestar de forma prolongada (varios meses) y con copiosa caída de cenizas (p. ej., 1723-1974, 1917-1920 y 1962-1965). Desde entonces, el Irazú tiene más de 56 años de dormir.

A partir de estas simples consideraciones, se puede concluir:

a) El Irazú se encuentra actualmente en un estado de potencial activación, donde su probabilidad aumenta progresivamente y tiende a alcanzar un valor igual a uno dentro del presente siglo.

b) Basado en su comportamiento, la erupción máxima probable esperada debería mantener características similares a las de sus últimos 3000 años, es decir, VEI tipo IV como máximo.

c) La probabilidad de una erupción mayor, aunque poco probable e inexistente en los últimos miles de años, es muy baja, aunque no cero, por lo que no se puede excluir del todo.

d) La probabilidad de que el cráter Principal sea el foco de la próxima erupción sería lo más viable y probable, pero ello no excluye la formación de un nuevo foco eruptivo (cráter o incluso un cono de escorias) en la cima tal y como se ha verificado en los últimos 3 milenios.

e) Aunque el tipo de actividad histórica ha sido freatomagmática y estromboliana (normal a violenta), podría perfectamente generarse un tipo de actividad más fluida, similar a la hawaiana e incluso la emisión de coladas de lava cortas.

f) Los magmas involucrados posiblemente poseen como miembros extremos los basaltos/andesitas basálticas y dacitas, produciendo un magma híbrido por mezcla del tipo andesítico basáltico.

g) Las profundas zonas de debilidad estructural e hidrotermal, que han generado grandes deslizamientos en el pasado con el resultado de grandes anfiteatros de avalancha, pueden favorecer a que, en el caso de que se forme un nuevo foco eruptivo (explosivo e incluso efusivo), parte de sus efectos inmediatos (coladas de lava y depósitos de avalancha) sean hacia el sector del río Sucio, despoblada en buena parte hasta que se encuentra cerca de la ruta 32, unos 25 km al norte en línea recta.

h) La posibilidad de nuevos colapsos sectoriales es muy alta hacia el norte, tal y como lo han planteado diversos autores, y menos hacia el sur. Hasta el momento sus efectos, en la ruta 32 y poblados aguas abajo, han sido mínimos o nulos.

7. VIGILANCIA VOLCÁNICA

7.1 HISTORIA

Vislumbrar con anticipación una erupción volcánica constituye un reto enorme para los científicos, puesto que los volcanes son sistemas complejos que involucran múltiples procesos físicos y geoquímicos. Aun así, se han alcanzado una serie de logros significativos a nivel nacional en el pronóstico de erupciones y de grandes deslizamientos en ambientes volcánicos, y un avance enorme a escala de los países desarrollados. Por lo tanto, se debe seguir con la vigilancia volcánica a partir de las observaciones directas e instrumentales, para buscar manifestaciones o patrones potenciales, que puedan ayudar a pronosticar la inminencia de una erupción importante.

Actualmente, se cuenta a favor con herramientas para la detección en tiempo casi real de cambios en la microsismicidad volcánica, sensores de infrasonido, la deformación cortical del edificio volcánico, la temperatura en los flujos y la composición de los gases y de las aguas, tanto directamente en el volcán, como por medio de imágenes de sensores remotos (fotografías, videos, imágenes satelitales, espectrómetros ópticos ultravioleta, sensores infrarrojos, drones y sondas electroquímicas).

El volcán Irazú fue el primer volcán en Costa Rica que se instrumentó para vigilancia volcánica en 1964 mediante estaciones sismológicas y una línea de deformación topográfica (Murata et al., 1966; Morales, 1986; Alvarado y Morales, 1989). Sin embargo, esa información sismológica nunca fue procesada o no se cuenta con sus resultados ni datos originales y lo único con lo que se dispone es con los datos originales y resultados preliminares de la deformación geodésica.

Otro aspecto para recalcar es que el Irazú es el único de los cinco volcanes históricamente activos, del cual no se cuenta con datos geofísicos (incluyendo sismológicos), ni geoquímicos o geodésicos de vigilancia volcánica previo a una fase eruptiva (señales premonitoras) de las erupciones del siglo XX (ninguna de ellas contaba con instrumental de monitoreo) e incluso de lo que llevamos del siglo XXI, puesto que no ha presentado ningún evento eruptivo en casi 60 años.

A continuación, se realizará un breve recuento histórico y se mostrarán el tipo de vigilancia volcánica que se realiza en la actualidad, así como las instituciones involucradas.

A raíz de la reactivación del Irazú y recrudecimiento de la actividad explosiva a inicios de 1963, a principios de mayo de 1963, el Consulado de Costa Rica y la Asociación Iberoamericana en Tokio, hicieron una petición formal a la Universidad de Tokio, dirigida a Takeo Watanabe, decano de la Facultad de Ciencias, para que enviaran dos vulcanólogos que evaluaran la erupción del Irazú. Finalmente, Ryohei Morimoto, del Earthquake Research Institute (ERI) de la Universidad de Tokio visitó el Irazú y brindó un informe el 4 de noviembre de 1963, dirigido al entonces jefe del Departamento de Geología, Minas y Petróleo del Ministerio de Industrias (cuya sede era el edificio que hoy ocupa la Escuela

Centroamericana de Geología), el Dr. César Dóndoli; se mismo día se dio una conferencia de prensa, en donde Dóndoli actuó como traductor (Fig. cc). En la conferencia de prensa, abogó por la creación de una Sección de Vulcanología dentro del Departamento de Geología, Minas y Petróleo. Las observaciones fueron breves y no dieron detalles de particular relevancia científica sobre el Irazú, donde más bien fueron un discurso comparativo con su experiencia en los volcanes japoneses, pero pueden resaltarse algunos puntos de interés (Soto, 2007), sin embargo, en el contexto de la época muy probablemente fueron relevantes, puesto que había muchos rumores y expectativas erróneas.

- No hay manera de impedir las erupciones ni de evitar los daños, solo mitigarlos racionalmente.
- No hay manera fiable de predecir las erupciones, excepto pronósticos basados en prolongadas observaciones geofísicas, y por eso sugiere montar sismógrafos sensibles en cuatro lugares alrededor del volcán.
- La ladera norte es el punto débil del volcán, aunque si aconteciera aquí una erupción, el daño sería menor, ya que hacia este sector el desarrollo urbano es incipiente.
- Sugiere establecer un monitoreo visual, así como geofísico en la cima para alertar sobre las dimensiones de las nubes de cenizas, así como geofísico.
- Es antieconómico variar la condición del cráter para impedir o desviar la difusión de la ceniza.
- Debe procederse al entrenamiento de personal joven en materia vulcanológica.

Por su parte, el gobierno estadounidense también accedió a la petición y envió un grupo de expertos, liderados por Kiguma Jack Murata, quien trabajaba para el United States Geological Survey (USGS), con sede en ese entonces en Menlo Park. Murata llegó en setiembre de 1963, visitó el volcán y diseñó un proyecto de investigaciones técnicas que duraron hasta 1965; trabajó con científicos estadounidenses y costarricenses, produjo dos reportes para el gobierno de Costa Rica en octubre de 1963 (traducido y publicado en el Inf. Semestral de 1964) y un nuevo informe presentado en octubre de 1964, donde publicó con sus colaboradores un trabajo pionero en la Vulcanología de Costa Rica (Murata et al., 1966; Miller, 1966; Soto, 2007).

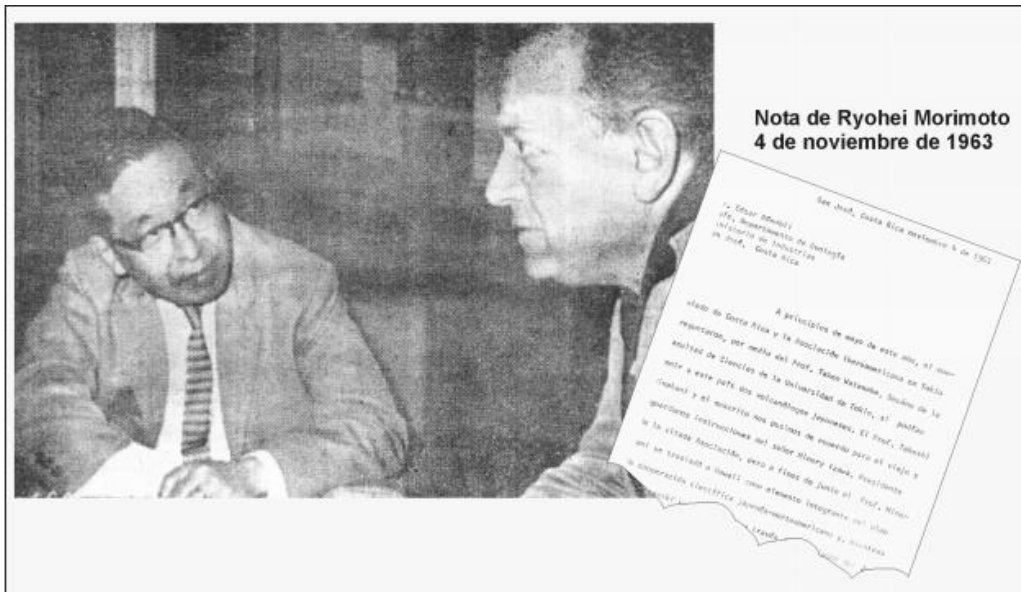


Fig. xx: Declaraciones a la prensa del Prof. Ryohei Morimoto, con el Dr. César Dóndoli como intérprete, el 4 de noviembre de 1963 (tomada de La República, 5/11/1963). A la derecha, la primera página de la traducción de la nota del Prof. Ryohei Morimoto dirigida al Dr. César Dóndoli, el 4 de noviembre de 1963 (Soto, 2007).

En febrero de 1964, por solicitud del gobierno de Costa Rica, fueron designados un grupo de vulcanólogo belgas-franceses por parte de la UNESCO, para llevar una misión vulcanológica en el volcán Irazú. El gobierno de Costa Rica quería conocer sobre la evolución de la erupción del Irazú, si las emisiones de ceniza iban a continuar, intensificarse o detenerse y en el caso de erupciones mayores, si iban a poner en peligro a los núcleos urbanos en los alrededores del volcán. La misión estuvo del 27 de febrero al 3 de abril de 1964. Al parecer al principio arribaron los vulcanólogos Ivan Eiskens y Haroun Tazieff, a quienes se les unió después por los doctores L. Duussaint y C. Duval, sismólogos, C. Allègre, geólogo, M. G. Salagnac, electrónico, perteneciente al laboratorio de física de la Escuela Normal Superior de París, dirigida por el profesor Y. Rocard. En el último tercio de la estancia de la misión, se unió el costarricense Ing. Rodrigo Sáenz, agregado del Ministerio de Agricultura (Tazieff, 1964).

El objetivo primordial de la misión eran los siguientes (Tazieff, 1964):

- a) Proveer a un estudio cuantitativo y cualitativo sobre la emisión de gases y la sismicidad.
- b) Iniciar y llevar a cabo métodos y técnicas nuevas utilizadas en vulcanología con eventuales científicos costarricenses deseosos de continuar los estudios iniciados en el Irazú.
- c) Inculcar a los profesionales costarricenses algunas nociones de prevención vulcanológica.

Los estudios de gases no se pudieron realizar por el peligro de la actividad del cráter y por no existir otras fumarolas fácilmente accesibles y sin peligro. Así pues, el Dr. I Eiskens (Univ. Bruselas), se dedicó a la enseñanza de los recientes métodos de análisis puestos en

marcha en el volcán Estromboli. Desgraciadamente, la única persona que mostró interés y participó en la capacitación fue el químico M. Durando, jefe de trabajos del laboratorio de Geología de la UCR.

Los registros sismológicos sí se pudieron realizar (clasificación de los sismos, estadística, parámetros) por medio de redes en operación simultánea con disposición triangular y estaciones radiales (*arrays*) por varios kilómetros. Se contó con cuatro sismógrafos verticales, 6 kg de masa total, con sus amplificadores y transmisores de radio, fabricados en el laboratorio de I ENS, así como registros de pluma (Rapidgraph SEFRAM RP1 Y RP2 modificados ENS). Los sismógrafos eran de componente vertical, electromagnéticos de período corto (4.7 kg, 30 x 20 x10 cm).

Con el fin que los vulcanólogos y los guardias de control pudieran realizar observaciones geofísicas, meteorológicas y comunicar la actividad eruptiva mediante estaciones de radio, protegidos de las lluvias de rocas volcánicas, a solicitud del grupo de vulcanólogos belgas al gobierno, el ICE construyó un refugio o pantalla de protección, a modo de búnker, en la cima del Irazú. La obra se inició a finales de febrero de 1964 y fue inaugurada el 13 de marzo de 1964 (unas tres semanas de construcción), la cual consistía en una tubería con vigas de acero y protección con concreto, que se dispuso en una zanja enclavada en escorias, en las paredes superiores del borde caldérico de Playa Hermosa (coordenadas ss). Sus dimensiones estimadas eran de unos 3 m de altura, por 3 m de ancho y unos 6 m de profundidad. Poseía un piso de madera elevado y se pintó con pintura anticorrosiva, además de ser cubierto por un metro de piroclastos, para amortiguar aún más los impactos. Poseía una ventana corrediza de madera (chiricano) gruesa y pesada, permitiendo observar el cráter Activo, mientras que la puerta daba al camino de acceso, actualmente el mismo que conduce a las antenas en la cima del volcán (Fig. x).

Una vez terminado el búnker, se instaló allí una estación sismológica base unida por cable a una grabadora de pluma SEFRAM; además, se contó con una estación de radio para el servicio de telecomunicaciones de la Guardia Civil. Dos estaciones sismológicas móviles (sismógrafos-aplicadores-grabadora chronostat) fueron transportadas e instaladas en diferentes lugares. Durante las seis semanas de la misión, se grabaron unos 10 km de sismogramas. Toda esta información llegó dos meses después a París, cuando cada uno de los miembros ya se encontraba en sus obligaciones personales (Tazieff, 1964). Desgraciadamente, la información sismológica nunca fue procesada o nunca se dio a conocer.

Dicho lugar fue utilizado temporalmente por casi un mes por el conocido vulcanólogo Haroun Tazieff (1914-1998), quien lo definió como el “primer observatorio vulcanológico del continente americano”, quien comentó (Tazieff, 1964, 1965):

Este refugio [búnker antibombas volcánicas], el primer observatorio vulcanológico edificado sobre todo el territorio del continente americano, está constituido de elementos semicilíndricos de acero, colocados trozo a trozo y recubiertos de tierra. La entrada se hace por una puerta que da al lado del extremo del túnel, mientras que dos ventanas equipadas con persianas corredizas, hechas en madera, se abren hacia el lado del cráter. Todo fue construido de manera rápida y ejemplar por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).

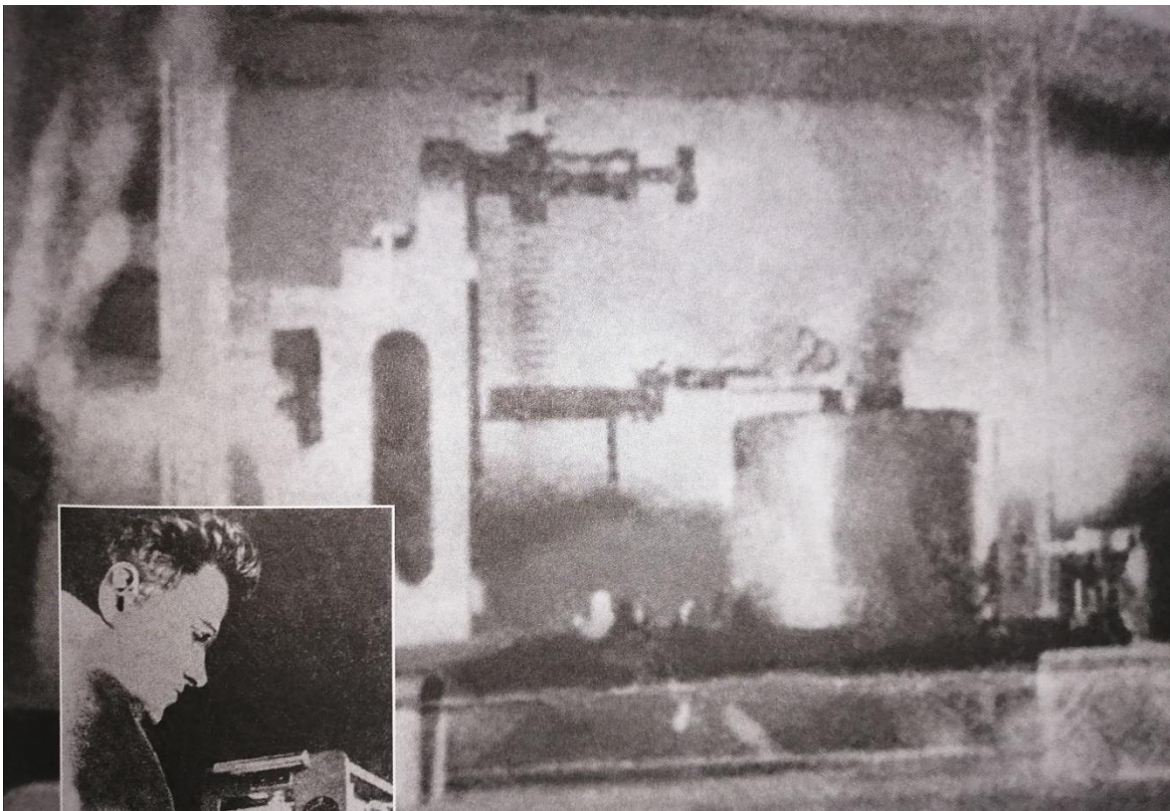
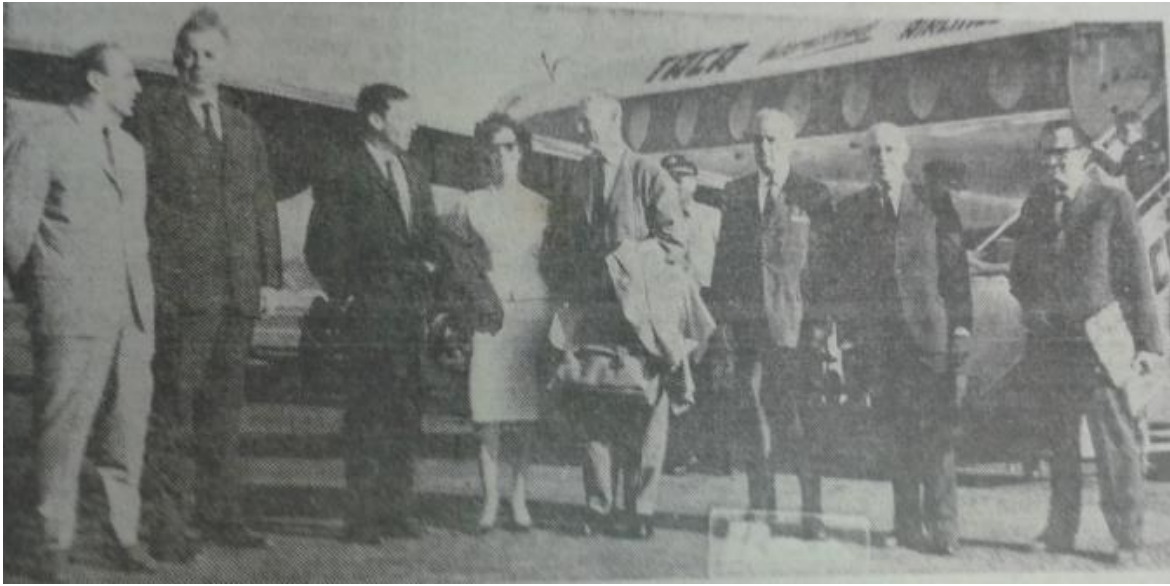


Fig. Arriba, visita de los vulcanólogos belgas en el aeropuerto internacional El Coco, hoy Juan Santamaría. *La Nación*, 28-2-1964. Abajo, equipo de vigilancia volcánica utilizada en el Irazú por el grupo de Tazieff (*La Nación*).

La misión de vulcanólogos de la UNESCO advirtió al gobierno sobre el peligro, aún latente, de los lahares debido a la acumulación de cenizas y el período de lluvias por venir en ese entonces, por lo que se creó una comisión de expertos nacionales de ingeniería civil y los directores del Instituto Meteorológico Nacional, de Geología, entre otros. Referente a los lahares, recalcaron que existen dos tipos de defensas posibles: una activa (obras de protección y drenaje) y otra pasiva (vigilancia del río mediante postes y equipos automáticos con transmisión por radio). Aunque los miembros de la UNESCO no estuvieron a favor de la construcción de diques, sino de un canal para desviar el río hacia el occidente, las autoridades se inclinaron por edificar los diques (Tazieff, 1964), aunque no a modo de represa, sino para canalizar las inundaciones, actividad que inició al parecer en marzo de 1964.

En forma posterior, el Servicio Geológico de los Estados Unidos donó tres estaciones sismográficas de tres componentes y registro fotográfico, las cuales fueron instaladas a partir con la colaboración de la Oficina de Defensa Civil en La Lucha, Sanatorio Durán y San Pedro de Poás. Esta pequeña red sismográfica estuvo a cargo de la Dirección de Geología, Minas y Petróleo, aunque lamentablemente su operación fue muy irregular y no se conocen resultados (Morales, 1986). Según una nota escrita en el reverso de la fotografía, esto ocurrió en 1964, aunque don César Dóndoli le relató al sismólogo Luis Diego Morales que fue en 1965. En tal caso fue entre 1964 y 1966, dado que, don Francisco “Chico” Orlich terminó su período presidencial en 1966.

La estación sismológica de Sanatorio Durán se habilitó luego a formar parte de la entonces Sección de Sismología y Exploración Geofísica, de la Universidad de Costa Rica, quien la mantuvo en operación hasta aproximadamente 1975; era una estación de registro fotosensible (L. Morales, com. oral, 2021); fue substituida por equipos más modernos de tres componentes en 1976 (Morales, 1986).

En forma posterior, durante la década de 1980 hasta mediados de la década del 2010, la vigilancia volcánica estuvo restringida por parte del OVSICORI y la RSN principalmente a dos estaciones sismológicas permanentes, además de muestreos ocasionales *in situ* de gases, aguas y radón, algunas medidas de deformación con distanciómetro electrónico e inclinómetros secos y el control visual del cráter y la actividad fumarólica en su flanco nórdico (Alvarado et al., 1999, 2007).

Mediante el transitorio que entra en vigor a partir de la vigencia de la ley 8488 (2005), las redes de vigilancia volcánica se fortalecieron con los fondos que, pese a algunos altibajos, se espera que se mantenga vigente al menos hasta el año 2023. Una actualización de los tipos de vigilancia volcánica se presenta en Avard et al. (2021).



Fig. xx. Refugio antibombas volcánicas construidos por el ICE en febrero-marzo de 1964. Arriba durante su construcción (parte interna y externa), así como el grupo de funcionarios del ICE que participaron en su construcción. Abajo, el día de su inauguración con el presidente de la República de ese entonces, don Francisco Orlich con el embajador de EE. UU. observando el cráter Activo desde el refugio. Fotografías de Yehudi Monestel, Federico Gutiérrez, Gilberth Solano (el segundo más alto en la fotografía superior derecha), *La República* y *La Nación*.



Fig. Primera estación sismológica permanente en el Irazú instalada en el Sanatorio Durán en algún momento entre 1964 y 1966 (fotografía anónima). El Dr. César Dóndoli, jefe del Departamento de Geología, Minas y Petróleo, le explica al entonces presidente de la República, don José Orlich (de anteojos justo a la par del hueco). Se observa que el suelo rico en rocas, acorde con las condiciones geológicas locales.

En vista de la latente preocupación de los pobladores en los alrededores del volcán Irazú, y de las autoridades, e instituciones, debido a las obras energéticas (centrales hidroeléctricas, tanques de almacenamiento de combustibles), infraestructura y líneas vitales de interés nacional, desde hace casi 5 décadas, diversas instituciones se han mantenido observando, documentando e investigando sobre la actividad del Irazú. Entre ellos, el Observatorio Vulcanológico y Sismológicos de Costa Rica Universidad Nacional (OVSICORI-UNA) y la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE), quienes procesan toda la información y realizan reuniones periódicas (al menos una vez a la semana) con boletines informativos diarios y semanales (según se requiera), así como de eventos volcánicos extraordinarios.

La Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), realiza la actualización de los estudios de peligro volcánicos (presente estudio) y coordina las reuniones del Comité Asesor Técnico (CAT) de vulcanología.

El Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), a través de sus Áreas de Conservación, particularmente el personal del PNVT Turrialba, informan si existe alguna anomalía en el cráter del volcán y su actividad.

El Laboratorio de Química de la Atmósfera (LAQAT-UNA) junto con el Instituto Meteorológico Nacional (IMN), por su parte, emiten un comunicado diario en las primeras horas de la mañana, sobre el modo de dispersión de cenizas y gases, en el caso de darse eventos volcánicos importantes.

Finalmente, las investigaciones como temas de tesis nacidas en los diversos recintos universitarios apoyan por mucho el conocimiento que se pueda tener sobre el volcán Irazú desde diversos puntos de vistas, tanto en vigilancia, tectónica, geografía, geología y vulcanología.

7.2. MONITOREO ACTUAL

De las principales técnicas de vigilancia volcánica moderna, se tiene las siguientes:

- a) La sismología y el infrasonido,
- b) La geoquímica de fluidos (principalmente gases y complementariamente aguas termominerales)
- c) La geodesia y sus métodos complementarios (GPS, InSAR, inclinómetros, distanciómetros, nivelación de precisión),
- d) Los estudios geofísicos diversos (gravimetría, resistividad eléctrica, magnetometría, magnetotelúrica),
- e) Sensores remotos (fotografías aéreas, sensores infrarrojos, webcams, imágenes de satélite, drones)
- f) termometría (temperatura con pirómetro óptico, termocuplas, termómetros, imágenes térmicas)
- g) La observación visual en el campo.
- h) La petrografía y petrología de las cenizas.

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

Dentro del contexto de la investigación y la vigilancia de los volcanes, se requiere disponer de líneas base 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. Las erupciones pequeñas sobre todo en sistemas abiertos y dinámicos como el Irazú durante la primera mitad del siglo XX, desde el punto de vista vulcanológico resultan más difíciles de pronosticar y más aún de predecir, sin embargo, un gran avance se ha logrado en el caso de los volcanes Poás y Turrialba.

Por otra parte, el estudio de cambios en la composición y en el nivel de emisión de materiales volcánicos y calor hacia la superficie es de crucial importancia para la adecuada vigilancia, ya que estos constituyen indicadores de variaciones en las condiciones de los sistemas magmático-hidrotermales presentes en los volcanes. Así mismo, estos estudios podrían ofrecer la oportunidad de percibir en un tiempo oportuno algún potencial peligro asociado con la actividad volcánica, lo cual permitiría una mejor capacidad de respuesta y preparación adecuada para minimizar el impacto sobre asentamientos humanos, infraestructura y comercio, entre otros.

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; Alvarado, 2021):

Sismología volcánica

Para analizar la información sísmica se cuenta con estaciones sismológicas y de infrasonido, que registran y envían señales permanentemente a los observatorios, así como equipos portátiles, instalados durante crisis sismovolcánicas. Durante las etapas que preceden a 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. Estas continúan siendo una de las herramientas más valiosas para la vigilancia dado que permite tener una idea de los procesos que están ocurriendo dentro del volcán. La sismología es una especialidad de la geofísica, que se describe adelante.

Geoquímica de aguas, gases, aerosoles y cenizas volcánicas

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, da información sobre la dinámica del magma. Además, estos gases reaccionan con el agua meteórica y las rocas, 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 entre el sistema magmático e hidrotermal del volcán. Así, los gases y las aguas aportan información valiosa sobre si es el sistema hidrotermal o magmático es el que predomina en un determinado periodo de la historia del volcán.

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

- a) Composición y concentración de gases ácidos en fumarolas y condensados de fumarolas (H_2O , SO_2 , H_2S , CO_2 , HCl , HF) mediante técnicas de cromatografía de iones y técnicas clásicas de química húmeda como la titulación potenciométrica ácido-base.
- b) Composición y concentración de gases inertes en fumarolas (N_2 , H_2 , O_2 , He , Ar , CO , CH_4) mediante cromatografía de gases.
- c) Acidez (pH), conductividad eléctrica, salinidad, y concentraciones de iones mayoritarios y metales de origen magmático o provenientes de la interacción gas-agua-roca de condensados fumarólicos, lagos cratéricos, fuentes termales, quebradas, ríos, lluvia, agua de uso en el PNVI y lixiviados de cenizas. Estos parámetros fisicoquímicos se miden al utilizar técnicas potenciométricas, cromatografía de iones con detección de conductividad eléctrica suprimida y plasma con espectroscopía de masas (ICP-MS).
- d) Mercurio volcanogénico en suelos, agua, líquenes, bromelias, tilansias, cenizas, cabello y uñas humanas recolectados en las inmediaciones de los volcanes con fumarolas y solfataras.

- e) Mediciones discretas de la concentración de SO₂ en el aire ambiente, en los alrededores de los cráteres activos de los volcanes que presentan fuerte desgasificación, mediante el uso de filtros pasivos y muestreadores activos para medir el nivel de dispersión de la pluma volcánica y el potencial de impacto sobre el ambiente y el ser humano.

Geodesia volcánica

Permite detectar los desplazamientos de la corteza del volcán e inferir los parámetros de la fuente de estos movimientos. Antes de una erupción, el magma sube hacia la superficie y genera presión en la corteza, que se traduce en una deformación de la superficie terrestre la cual se puede medir con técnicas geodésicas. Si se utilizan las observaciones geodésicas de varios puntos se infiere, con modelos geofísicos, el volumen, la posición y profundidad del magma y el potencial de la erupción. Para ellos se usan varias técnicas que difieren en su precisión, su resolución espacial y temporal. El sistema global de navegación por satélite (GNSS por su sigla en inglés) usan los satélites de diferentes redes, por ejemplo, el sistema de los EE. UU. GPS (*Global Positioning Satellite*: GPS) para localizar con precisión milimétrica un punto sobre la superficie de la Tierra en las componentes E-W, N-S y vertical (3D). Cuando se mide este punto en diferentes épocas, se puede generar una serie de tiempo y determinar si existe o no un movimiento. La interferometría de radar de apertura sintética (conocida por su abreviación en inglés como InSAR), la cual es una técnica que detecta cambio de distancia entre la superficie terrestre y el sensor instalado sobre un satélite. La precisión del InSAR es del orden del centímetro, aunque es una técnica que permite determinar una superficie de deformación que complementa el GNSS que determina una deformación en un punto.

Los distanciómetros son equipos topográficos basados en ondas electromagnéticas 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. Mas recientemente, se usan imágenes satelitales e así como imágenes basadas en vehículo aéreo no tripulado (drone o UAV: *Unmanned Aerial Vehicle*) para detectar cambios morfológicos debido a una acumulación de material volcánico como ceniza y colada de lava así que detectar inestabilidad de los flancos del volcán.

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) en la profundidad de la corteza. 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 microgravímetro. Del mismo modo, el campo magnético y el eléctrico de un cuerpo ígneo son diferentes y suelen contrastar con su medio en función de las propiedades (densidad, grado de fracturación, presencia de fluidos o agua, temperatura, etcétera). La sismología, previamente mencionada, es una especialidad de la geofísica.

Sensores remotos

Mediante cámaras visibles y termográficas infrarrojas, de medición remota y en tiempo cuasireal, se pueden tener imágenes visibles y de temperaturas. Permite mapear zonas con flujo difuso de calor y fluidos, así como los cambios en el área: migración de un campo de fumarolas, variaciones en un lago volcánico por fumarolas subacuáticas, así como deslizamientos en edificios volcánicos (fotogrametría).

Observación visual en el campo

La observación visual de los procesos volcánicos continúa siendo relevante, dado que permite la verificación de fumarolas o fuentes termales; grietas en el terreno, tipo y grado de la actividad eruptiva y secundaria, recolección de muestras, medidas directas de temperatura y acidez, cambios en el nivel o flujo de fluidos, entre otras. Muchas de la observación visual se realizan mediante cámaras Web, aunque las visitas al campo son igualmente importantes.

En este sentido, el estudio y monitoreo sistemático de la sismología, la deformación y la geoquímica de fluidos volcánicos recolectados en el volcán Irazú han resultado cruciales para el monitoreo de los procesos magmáticos e hidrotermales. Las diferentes técnicas y equipos de vigilancia en el Irazú se resumen en el Cuadro **xx** y la figura **xx**. Si se desea obtener más información, se recomienda consultar los siguientes sitios:

<http://www.cne.go.cr>

https://www.cne.go.cr/reduccion_riesgo/tipo_amenazas/vulcanismo.aspx

<http://www.ovsicori.una.ac.cr/>

<https://www.facebook.com/OVSICORI>

https://twitter.com/OVSICORI_UNA/

<http://www.observatorioambiental.una.ac.cr/>

<http://www.rsn.ucr.ac.cr/>

<http://www.facebook.com/RSN.CR>

<https://twitter.com/RSNcostarica>

<https://www.facebook.com/LAQATOficial>

Cuadro xx: Tipos de vigilancia volcánica en el Irazú.

Tipo de vigilancia	Tipo de instrumentación	Frecuencia del control	Institución
Sismológica	4 estaciones sísmicas banda ancha y 1 infrasonido (OVSICORI)	Diaria	OVSICORI/RSN
Geoquímica de gases	Estación multigas (CO ₂ , H ₂ S) ubicada al N cráter Principal y desgasificación difusa	3 muestreos diarios con transmisión	OVSICORI
Geoquímica de aguas	3 nacientes termales al N y NE, y agua del lago cratérico Principal cuando se forma	c/6 meses	OVSICORI/Laboratorio de Química de la Atmósfera, UNA
Geodesia	6 sensores permanentes GNSS y 17 puntos GNSS de campaña, 13 de ellos para vigilar el deslizamiento de las torres	Casi diaria	OVSICORI
Geoquímica de la atmósfera	2 muestreos SO ₂ y 2 agua de lluvia	Semestral	OVSICORI/Laboratorio de Química de la Atmósfera, UNA
Control visual	1 cámara de vigilancia	Diaria	OVSICORI
Control visitas al campo	Dron y cámaras fotográficas	Variable	OVSICORI/CNE/RSN



Fig. xx. Ejemplo de algunos de los equipos y técnicas de vigilancia volcánica en el Irazú. A) Estación Multigas para medir CO_2 y H_2S . B) Muestreo de desgasificación difusa, C) Estación para muestrear SO_2 y lluvia, D) Estación sísmica con infrasonido. Fotografías cortesía OVSICORI y Laboratorio de Química de la Atmósfera, ambos de la UNA.

8. ASPECTOS SOBRE LA GESTIÓN DEL RIESGO

La *gestión del riesgo*, según la Ley Nacional de Emergencia y Prevención del Riesgo N.º 8488 (artículo 4), se entiende como “*proceso mediante el cual se revierten positivamente las condiciones de vulnerabilidad de la población, los asentamientos humanos, la infraestructura, así como de las líneas vitales, las actividades productivas de bienes y servicios y el ambiente. Es un modelo sostenible y preventivo, al que se incorporan criterios efectivos de prevención y mitigación de desastres dentro de la planificación territorial, sectorial y socioeconómica, así como la preparación, atención y recuperación ante las emergencias*”.

Por ende, consiste en un enfoque sistemático y la práctica de manejar la incertidumbre para minimizar los posibles daños y pérdidas, incluidos la evaluación y el análisis de riesgo, así como la implementación de estrategias y acciones específicas para controlar, reducir y transferir riesgos. Por lo tanto, la gestión del riesgo debe ser ampliamente practicada por los entes gubernamentales y privados, así como por la sociedad civil y grupos organizados con la finalidad de minimizar el riesgo en la toma de decisiones en los proyectos de inversión, bien social, planificación, así como en los procesos de continuidad de negocios.

La gestión de riesgos es un tema central para el planeamiento territorial, así como en las líneas y obras vitales (ISDR, 2009). Así, este puede ser efectivamente reducido por medio de una gestión adecuada, que involucre una serie de medidas para reducir la vulnerabilidad (preparación, educación, información).

Durante los períodos en los cuales los volcanes están tranquilos o durmiendo (caso del Irazú a agosto 2021), la gestión del riesgo debe incluir la elaboración, evaluación y actualización de los mapas de peligro volcánico, la zonificación territorial, el mejoramiento de los sistemas de vigilancia y alerta temprana, la preparación y actualización de los planes de contingencia y de emergencia, así como simulacros de evacuación. En cambio, durante los períodos de inquietud volcánica o posible reactivar, se deben de activar los servicios de emergencia, mejorar la colaboración entre entidades públicas e instituciones científicas y el público en general. Finalmente, posterior a la crisis o desastre, se debe aprender de las lecciones, retornar a la normalidad y reconstruir la economía y la seguridad social y psicológica, así como establecer las áreas que no deben de habitarse (Sparks et al., 2013). No debe de perderse de vista que dentro de la gestión del riesgo siempre hay que puede ocurrir el evento extremo.

A continuación, se presentan algunos aspectos, consideraciones, acciones actuales y recomendaciones a corto plazo sobre la gestión del riesgo volcánico que aplican entorno al manejo en el Irazú.

8.1 ¿Cómo se podría enfocar conceptualmente el riesgo, particularmente el riesgo sistémico?

Desde hace tiempo, particularmente en el ámbito de las finanzas, se afirmaba el efecto de los desastres por el encadenamiento de su impacto en diversos ámbitos de la realidad social y económica, más allá del efecto directo en términos de pérdidas ocasionadas por el evento. El riesgo sistemático o sistémico y riesgo no sistemático son dos formas de riesgo financiero que deben de ser monitoreadas*.

El **riesgo sistémico (de mercado o no diversificable)** es aquel conjunto de efectos e impactos en cadena que puede afectar el funcionamiento de todo el mercado y no puede evitarse mediante medidas como la diversificación de la cartera. Ejemplos de ello incluye la recesión, las guerras y la inestabilidad política, el aumento de los intereses y la inflación, así como los desastres de origen natural de implicaciones importantes con amenazas múltiples y complejas concatenadas con efectos en la cadena de valor, o bien, una pandemia. Dicho riesgo es imposible de diversificar, altamente interconectados y complejos, estocásticos y no lineales en sus relaciones causa-efecto aunque se tengan muchos activos diferentes en la cartera. Sin embargo, puede cubrirse al usar otros valores del mercado monetario que pueden emplearse para ofrecer rendimientos a los inversores, incluso cuando los mercados no están tan bien como se predice (UNDRR, 2017, 2019; Schweizer y Renn, 2019).

Por ejemplo, sería una erupción de gran magnitud o una actividad eruptiva de moderada magnitud, pero persistente. Así pues, ¿cómo manejar el caso cuando se sabe que el Irazú va a tener una erupción similar a la de 1963-1965 (acá existe certidumbre) o más grande, aunque la pregunta es cuándo va a ocurrir (acá viene la incertidumbre)? Aunque en el presente informe se presentan datos sobre esa posible recurrencia, la naturaleza no es totalmente predecible.

En el caso del Irazú, un riesgo sistémico latente, a no muy largo plazo, será una próxima erupción similar en duración y grado de actividad a la de 1963-1965. Ella generaría efectos severos en la agricultura (principalmente las hortalizas en sus faldas y el café), la ganadería de leche, el turismo local y regional en Cartago, asentamientos humanos, comunicaciones, la cancelación de vuelos con la consiguiente cadena de sucesos relacionada con el turismo internacional (cancelación de tours y hospedajes), importación y exportación de productos, entre otros. Los sistemas vitales de tales como las telecomunicaciones, las infraestructuras (efectos de la caída de ceniza en casas en semicírculo de 10 km y de los lahares), las líneas de transmisión en su flanco S, la atención sanitaria, van a estar potencialmente afectados y amenazados. Además, otros factores contextuales en los ámbitos de la demografía (personas desplazadas, emigración, familias sin vivienda), la ecología (PNVI y su páramo), la tecnología digital y las estructuras socioeconómicas (préstamos, atención de emergencia, aumento del desempleo) van a estar influenciados de modo significativo.

*Mientras que en la literatura en español a veces se recalca la diferencia entre riesgo sistemático y riesgo sistémico, en otros artículos es similar y más bien habla de riesgo sistemático y riesgo no sistemático, el primero como equivalente de sistémico. Al parecer es un problema de traducción del inglés.

Todo ello conduce a interdependencias y a una mayor complejidad, las cuales magnifican el problema debido a su dificultad y heterogeneidad, por lo que se requiere de un análisis integral del riesgo y, consecuentemente, plantea un obstáculo importante para la gestión de riesgos. Por ejemplo, contar con fincas y terrenos identificados donde se puede trasladar el ganado, un plan de contingencia del aeropuerto Juan Santamaria para trasladar operaciones a Liberia de forma temporal, experimentar con especies que sean más resistentes a la ceniza y lluvia ácida, tales como los zacates kikuyo (*Pennisetum clandestinum*), aptas para suplir forraje a la ganadería. A ello se le debe agregar el traslado de las comunicaciones más esenciales a otros lugares fuera del alcance de las erupciones, fondos contingentes para financiar a pequeños agricultores, seguros ante desastres, entre otros.

La cuenca superior ha protegerse con reforestación y experimentar con especies que sean más resistentes a la ceniza y lluvia ácida, tales como los zacates kikuyo (*Pennisetum clandestinum*), velvet o pasto lanudo (*Holcus lanatus*) y espiguilla (*Bromus arvensis*), avena (*Avena sativa*) y mielcilla, así como arbustos tales (*Cestrum* sp.) y suculenta (*Gudleya* sp.) (ICE, 1965; Ulate y Corrales, 1966; Sánchez, 2014).

Los riesgos sistémicos -tal como la presente pandemia ocasionada por el COVID-19- pueden dar origen a la inestabilidad y hasta a la falta de control en ciertos ámbitos. La comunicación del riesgo y su prolongación temporal será igualmente difícil, dado que no se sabrá si la actividad eruptiva va a ser de corta duración (unos pocos meses) o prolongada (varios años hasta una década). Por lo anterior, existe la necesidad urgente y creciente de entender, prever y gestionar mejor las incertidumbres que se presentarán cuando el Irazú erupcione de nuevo.

Puesto que no resulta fácil o posible evitar la exposición de elementos (los cultivos, la ganadería, la infraestructura de los diques, líneas de transmisión, embalses, por ejemplo), así pues, se deben de buscar otros métodos estructurales o no estructurales para prevenir o mitigar el riesgo. Allí entra la integración de planes, políticas y acciones entre áreas y competencias de diversas instituciones, tanto privadas, públicas y las municipalidades.

Por otro lado, no hay que dejar de lado que, perfectamente, en forma concomitante con un período eruptivo del Irazú, se pueden presentar otros eventos adversos (naturales o antrópicos), que puedan sumarse a los acá tratados. Ya Alvarado y Boschini (1988) habían planteado la posibilidad de contemporaneidad de una erupción con un terremoto en el sector oriental del Valle Central. Del mismo modo, Young et al. (1998) plantean que, en Costa Rica, tan solo entre 1960 y 1992 ocurrieron 19 desastres disparados por procesos naturales (un desastre cada 1.7 años), por lo que en el caso de una erupción de larga duración como la del Irazú en 1963-1965, resultaría factible la coincidencia de eventos adversos, ya sea en la propia región o a nivel nacional. Ello agravaría la atención de la emergencia volcánica.

El **riesgo extenso o extensivo**, por su parte, corresponde a eventos o desastres de baja gravedad o intensidad y alta recurrencia o frecuencia (persistentes), principalmente, aunque

no exclusivamente, asociados con peligros muy localizados, los cuales tienen gran impacto en las personas (USAID, 2019).

En el caso del Irazú podría corresponder con erupciones menores, como aquellas que ocurrieron a principios del siglo XX, o el impacto persistente en el cantón de Oreamuno de la ceniza volcánica procedente del Turrialba entre el 2010 y el 2020, o los continuos deslizamientos al occidente de la cima del Irazú, afectando al jardín de torres de comunicaciones.

Los factores de riesgo subyacentes, como la desigualdad y la pobreza, los cuales favorecen el peligro, la exposición y la vulnerabilidad principalmente, también favorecen a aumentar las pérdidas.

Sin embargo, dentro del sistema actual, por lo general el costo de las pérdidas por eventos pequeños y recurrentes generalmente no se contabilizan. Estas suelen ser absorbidas por las personas afectadas, atribuyéndolas a la pobreza en el proceso. Mientras que Costa Rica no se preocupe o no cuente con las herramientas desarrolladas para calcular su costo, es poco probable que pueda justificar planificación, prevención e inversiones significativas en la gestión del riesgo en el presupuesto nacional. La determinación de las pérdidas de eventos frecuentes por sí solo no es suficiente para reducir el riesgo; también se debe identificar y abordar los factores que hacen que las personas sean vulnerables y estén expuestas a ciertos peligros en primera instancia.

El **riesgo intensivo** o **riesgo de desastre intensivo** se utiliza para describir el riesgo asociado a eventos o desastres de alta gravedad o intensidad, de frecuencia media a baja, principalmente asociados con peligros mayores; suele ser característico de las zonas densamente pobladas (urbanas), que no solo están expuestas a amenazas importantes, sino que también presentan altos niveles de vulnerabilidad, muchas veces relacionada con la pobreza (UNDRR, 2009, 2015, 2017; USAID, 2019).

Una amenaza importante se puede considerar como un evento global o regionalmente grande, en nuestro caso una gran erupción volcánica o lahares en diversas cuencas fluviales importantes, igual o mayor al que aconteció en 1963-1965. El riesgo intensivo está compuesto por la exposición de grandes concentraciones de personas y actividades económicas a eventos de amenazas intensas, que pueden conducir a impactos de desastres potencialmente catastróficos que implican una alta mortalidad o pérdida de activos, o ambos. El riesgo de una erupción con una magnitud y duración similar o mayor a la de 1963-1965, puede ser una carga particular para los hogares, las comunidades, las pequeñas empresas y los gobiernos locales, lo que inhibe así el crecimiento económico y aumenta la pobreza y socava los resultados del desarrollo. El riesgo intensivo es mayor en el sector entre los diques a ambos lados del río Reventado, debido a la concentración cada vez mayor de personas y activos vulnerables (viviendas) en áreas de amenazas, donde el desastre está más condicionado por la exposición y factores de vulnerabilidad física, económica, social, organizacional y educativa subyacentes, como como lo son la pobreza y la desigualdad.

Para la identificación de registros del denominado riesgo intensivo y riesgo extensivo se utilizó el umbral de pérdidas para América Latina definido de la Oficina de las Naciones

Unidas para la reducción del riesgo de desastres (UNISDR, 2015): las *manifestaciones intensivas del riesgo* corresponden a aquellos registros con 25 o más pérdidas de vidas o 300 o más viviendas destruidas, o ambas. Las *manifestaciones extensivas del riesgo* corresponden a aquellos registros con valores menores a los umbrales citados. El evento de la noche del 9 de diciembre de 1963 en Taras fue un claro ejemplo de riesgo intenso: ≥ 20 muertes y 300-350 casas afectadas o destruidas.

Dentro del contexto de la UNDRR existen diferentes factores subyacentes que caracterizan el riesgo, todos ellos presentes en el sector de los diques de Cartago, a saber: a) Desarrollo urbano mal planificado y gestionado, b) Degradación ambiental y deterioro de los ecosistemas, c) Pobreza y desigualdad, d) Medios de vida rurales vulnerables, e) Cambio climático y f) Gobernanza débil.

Pero precisamente porque el riesgo se construye a través de impulsores relacionados con el desarrollo, en teoría podría ser manejable y evitable con inversiones adecuadas en su reducción, así pues, la evidencia sugiere que las ciudades con mejores recursos y mejor gobernadas, pueden mitigar mejor su riesgo (UNDRR, 2009, 2015, 2017).

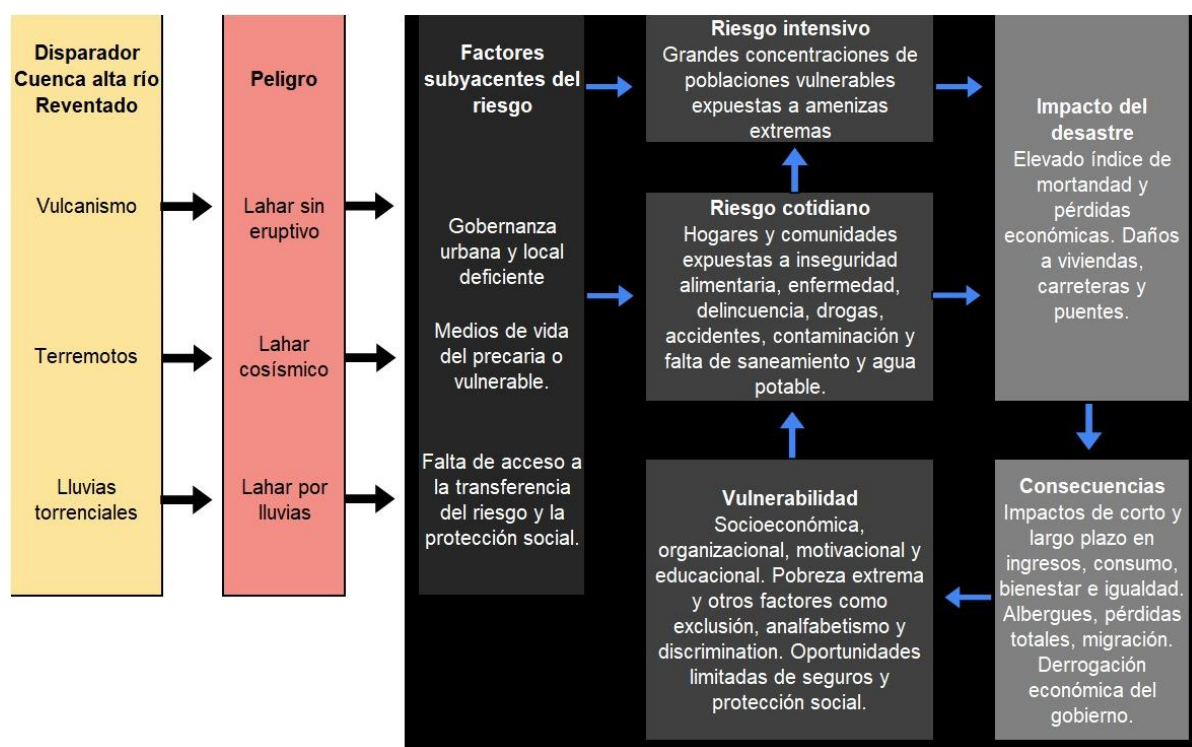


Fig. Flujograma simplificado de un evento lahárico importante generado en la cuenca del Reventado y su efecto como riesgo intenso en Los Diques de Taras.

Cuadro: Efectos potenciales de un nuevo evento similar al de 1963-1965, que van a generar amenazas múltiples (complejas) y secuenciales, que deben evaluarse y analizarse en el marco de un riesgo sistémico.

Amenaza	Efectos directos potenciales	Efectos indirectos potenciales	Instituciones involucradas
Caída de ceniza	Efectos en la salud de más de 3 millones de personas, cultivos dañados, cierre técnico de fincas ganaderas y de cultivos, cierre del PNV Irazú, afectación en el suministro de electricidad y de agua. Abandono del jardín de torres en el Irazú con efectos en las telecomunicaciones y sistemas televisivos. Destrucción del páramo y otros bosques. Depreciación del terreno. Cierres del tránsito aéreo. Destinar fondos previstos para otras actividades a atender la emergencia.	Aporte extra de sedimentos a los embalses de Cachí, Angostura y Reventazón. Efectos en las industrias de precisión. Afectación del turismo por cierre del tránsito aéreo y cancelación de reservaciones. Aumento de la visitación hospitalaria. Quiebra de empresas e incremento del desempleo. Pérdida en la calidad de vida. Ausentismo al trabajo y la educación.	SINAC, ICE, AyA, SENASA, MEP, ITC, municipalidades, educación primaria y secundaria, empresas públicas y privadas.
Caída balística	Peligro al personal del SINAC, vulcanólogos y turismo ilegal. Destrucción del jardín de torres e infraestructura cercana.		SINAC, OVSICORI, RSN, ICE, RSN
Lahares	Destrucción de puentes, carreteras y de varios centenares a miles de lugares habitacionales en Los Diques, con posibles muertes. Posibles efectos en la zona industrial y habitacional de Cartago, además de parte o la totalidad del parque metropolitano de Cartago, si estuviese construido. Destinar fondos previstos para otras actividades a atender la emergencia.	Aporte extra de sedimentos a los embalses de Cachí, Angostura y Reventazón. Aumento de la brecha socioeconómica y del desempleo.	MOPT, CONAVI, LANNAME, CNE, ICE, Municipalidad de Cartago, parque industrial de Cartago.
Flujos y oleadas piroclásticas	Si fueses de baja temperatura y velocidad, efectos en la salud, cultivos y ganadería. Si fueses de elevada temperatura, destrucción y muerte. Destrucción de bosques y depreciación del terreno.	Aporte extra de sedimentos a los embalses de Cachí, Angostura y Reventazón.	SINAC, ICE, SENASA, MEP, ITC, municipalidades, empresas públicas y privadas.
Gases y lluvia ácida	Efectos en la salud de las personas, cultivos dañados. Destrucción del páramo y otros bosques. Corrosión de infraestructura.	Aumento de la brecha socioeconómica y del desempleo.	SINAC, ICE, SENASA, MEP, ITC, empresas públicas y privadas.
Deslizamientos	Destrucción de terrenos, represamientos temporales de ríos, afectación del bosque y cultivos. Depreciación y pérdida de terreno.		SINAC, ICE, municipalidades, empresas públicas y privadas.

Otro aspecto para considerar es que el valor de las actividades socioeconómicas e industriales, en áreas propensas a amenazas por caída de ceniza y lahares en los diversos ríos que nacen en los flancos del Irazú, han crecido (ante el aumento de viviendas, caminos, obras de canalización, cultivos y otros), lo que genera un aumento en el riesgo intensivo. El riesgo intensivo y extensivo se refleja en el costo de diferentes estrategias de financiamiento de riesgos. Por lo general, es más rentable para un gobierno retener y reducir su riesgo más extenso que asegurarse contra él. Pero normalmente es más rentable para un país asegurar el riesgo más intensivo y catastrófico, al menos hasta cierto límite, que invertir en reducirlo. Más allá del límite del seguro, los riesgos solo pueden transferirse a los mercados de capital o retenerse (UNDRR, 2011).

Esto significa que, si bien los seguros u otras opciones de instrumentos de transferencia de riesgos deben ser parte de la estrategia de gestión financiera de riesgos de un gobierno, solo son parte de la solución. Pero las poblaciones en condición de pobreza extrema están excluidas del mercado de los seguros y solo puede recibir protección si el Estado tiene políticas y recursos asignados para el efecto (USAID, 2019).

8.2 ¿Qué se ha hecho y se está haciendo y qué se puede realizar para una mejor gestión del riesgo?

Para la gestión del riesgo, en el presente caso de índole volcánica, resulta importante previo a la próxima actividad eruptiva, contemplar los siguientes aspectos, entre los más relevantes: a) Conocer la historia eruptiva y las escalas de tiempo manejadas (recurrencia y tipos de peligro), b) Evaluar la amenaza potencial y sus escenarios (efectos sobre infraestructura, personas, economía), c) Hacer el seguimiento continuo (vigilancia o monitoreo volcánico), d) Diagnosticar sobre el estado de actividad del volcán y, e) Socializar y comunicar, y f) Preparar y emitir rutas de evacuación, lugares en donde no se debe construir, lineamientos estructurales y uso de la tierra (Donovan, 2019). Todos estos aspectos se han contemplado ampliamente desde hace varias décadas y parte de ellos se trataron en los capítulos anteriores (ver Cuadro 6.3 y 6.4).

Todo ello es la base para la preparación ante una crisis volcánica, dentro de la cual se requiere evaluar con antelación qué de los puntos siguientes se tienen y conocen, por el personal y entidades involucradas (Ortiz, 1996; Donovan, 2019): a) Mapas de peligro volcánico, b) Mapa y rutas de evacuación, c) ¿qué tan grande y hacia donde puede afectar la erupción? d) recomendaciones concretas hacia la población, e) Sistema de Alerta Temprana (SAT), f) ¿se requieren estructuras de mitigación? g) Educación y comunicación, h) Simulacros.

De ellos se desprende que, en el caso del Irazú, se cumple parcialmente con los puntos a, b y e, mientras que el c podría corresponder con las obras de protección parcial dada por los diques en Taras, aunque no se ha realizado ninguna evaluación de su estado ingenieril y se conocen de brechas estructurales en ellos. Los simulacros nunca se han realizado y el SAT se implementaron parcialmente en Los Diques, aunque no se le dio continuidad.

Los simulacros en cambio sí se han realizado tanto en la escuela de Quircot, como en la de La Lima, donde hubo un nivel importante de participación en algún ejercicio de

evacuación, al menos hasta el momento que se realizó la aplicación del instrumento y durante el periodo que comprendió el trabajo de campo que fue en el año 2018. En referente a la pregunta planteada, los estudiantes respondieron que entre el 90 % y 85 % en Quircot hubo participación en este tipo de simulacros; mientras que en La Lima la participación superó el 80 % (Siles, 2021).

Como aspecto relevante, el Ministerio de Educación Pública (MEP) con soporte en la CNE elaboró en el 2004 el documento “Organización del centro Educativo para la Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias” (Siles, 2021). Dicho documento ha sido ejecutable en cada uno de los centros educativos del país, como en el caso de los centros educativos de Quircot y La Lima. Sobre este aspecto, se consultó al cuerpo docente, encontrándose que en la escuela de Quircot cuatro (66 %) de los seis docentes conocen muy poco sobre el Plan de Emergencias de su propia institución y resulta preocupante que solo dos de ellos son los que manifestaron que si conocen bien dicho documento (Siles, 2021).

Es por ello por lo que se requiere contar y reforzar los planes de prevención y preparación permanentemente actualizados, que deben actualizarse continuamente, aunados a los planes de contingencia para los eventos volcánicos, en los niveles locales, regionales y nacionales, articulados dentro de la política de prevención y atención de desastres del país. Sobre ello, igualmente se ha trabajado por años, tanto en la CNE como diversas universidades, particularmente la Universidad de Costa Rica, la Universidad Nacional y el Instituto Tecnológico de Costa Rica. Pero acá deben de entrar y participar de forma activa e integrada no solo la academia, las municipalidades, los sistemas educativos, sino las empresas privadas, incluyendo la industria.

Dentro de la Política Nacional de Gestión del Riesgo para el 2016-2030 está contemplada la meta de que la contribución con el desarrollo y el bienestar de la población costarricense se logre de manera segura y sostenible, haciendo evidente los factores de riesgo inherentes y realizando la gestión prospectiva (Fig. xx), para fortalecer las capacidades de los diversos sectores de la sociedad, para la construcción de una cultura preventiva que reduzca la vulnerabilidad, evite las pérdidas y favorezca la recuperación efectiva ante los posibles eventos de desastres (CNE, 2015).

Política Nacional de Gestión del Riesgo
Vínculo Entre Ejes Temáticos Y Ámbitos de Acción



Fig. 6.2: Pilares y ejes transversales de la política nacional de gestión del riesgo para el 2016-2030 (CNE, 2015, 2016, 2021).

El cuadro xx identifica algunos de los pilares fundamentales de la gestión del riesgo (en parte incluidos en la Fig. xx), que incluye lo que se ha hecho y lo que falta por hacer o podría hacerse en el volcán Irazú, que claramente se complementa con el cuadro xx. Todo ello puede constituir una guía para la toma de decisiones y fortalecer el plan general de manejo del PNV Irazú y la gestión del riesgo en la región entre 2021 y 2030, dentro de un marco de desarrollo sostenible y con una mejor planificación territorial, direccionado hacia una innovación en el tipo de educación que recibe la población sobre su entorno ambiental y una innovación en la cultura de prevención.

Ahora bien, la CNE posee los siguientes ejes con sus objetivos y resultados esperados, así como el indicador del resultado para el adecuado manejo de la gestión del riesgo según su reciente plan del 2021-2025 (CNE, 2021). Claramente, las continuas charlas y distribución de información que se está realizando al SINAC, particularmente al personal del PNV Irazú, a las Asociaciones Administradoras de los Sistemas de Acueductos y Alcantarillados Comunales (ASADAS) y municipalidades incide tanto en el eje segundo en correspondencia con la participación de diferentes organizaciones, como la educación y gestión e innovación del conocimiento (eje tercero), al verter el conocimiento y resultados en la ciudadanía, para crear una mejor conciencia actualizada (Cuadro xx).

Dentro del eje 3 del Plan Nacional de Gestión del Riesgo (PNGR) 2021-2025 (CNE, 2021), se encuentra el rubro “*Educación, gestión del conocimiento e innovación*”. Con el programa de rotulación informativa que se comenzó a implementar a inicios del 2021, se cumple a plenitud con este eje, puesto que no solo se han instalado rótulos con información en el Irazú, acerca de su grado de actividad, erupciones pasadas, datos morfométricos (altura, altitud, área, volumen, dimensiones de sus cráteres) y tipos de peligros volcánicos, sino que se han impartido charlas sobre su finalidad, enfocadas, además, a aportar el conocimiento, incluidos el geoturismo, de la mano con nuevos emprendimientos y el fomentar la reactivación económica. Además, en este informe se incluye investigación y modelización, que también forma parte de la generación del conocimiento e innovación, contempladas dentro del PNGR. A ello se le agregan las charlas a escuelas, colegios, universidades y público en general. Todo ello se podría resumir en una geo-alfabetización.

Por su parte, el presente informe puede ayudar a desarrollar una mejor planificación territorial y actualización de los planes reguladores urbanos, así como facilitar acercamientos con las municipalidades, lo cual estaría contemplado dentro del eje 5: “*Planificación, Mecanismos e Instrumentos Normativos para la Reducción del Riesgo*”.

Aunque resulta claro que el uso de la información, sin lugar a dudas, contribuye a reducir la incertidumbre a partir de la toma de decisiones, no resulta fácil, dado que hay que estar constantemente actualizándola, particularmente debido a los cambios en el uso de la tierra, así como la movilidad y crecimiento de población, al tanto que se sabe que el Irazú va a tener una erupción similar a la de 1963-1965 o más grande en algún momento durante los próximos dos siglos (puede tener alguna pequeña o varias en ese lapso), aunque la pregunta es cuándo va a ocurrir. Aunque acá se presentan datos sobre esa posible recurrencia, la naturaleza no es totalmente predecible.

Lo preferible es que todos estos conocimientos de los peligros, historia volcánica, planes de emergencia, rutas de evacuación y recomendaciones, sean impartidos y dados a conocer a todos los niveles (centros educativos, organizaciones comunales, asociaciones de desarrollo, ASADAS, municipios y otros), promoviendo una mayor participación y toma de decisiones en la gestión del riesgo, adecuadas a cada entorno y a la realidad socioeconómica y cultural. Resulta importante aprovechar la tecnología para compartir información y educar (aplicaciones, redes sociales, páginas Web, códigos QR, encuestas en línea, entre otras), lo cual lo hace más atractivo y fácil de acceder para una población cada vez más tecnificada.

Cuadro **bb**: Síntesis del grado de importancia relativa de la peligrosidad (fuera de los límites del PNV Irazú) con base en la actividad de 1963-1965.

Peligro	Frecuencia relevante en dicho lapso	Área afectada (km²) en forma severa	Daño en agricultura y ganadería	Daño infraestructura	Efectos en personas	Grado de importancia relativa
Gases volcánicos	Es probable, aunque los reportes son vagos	No hay reportes	No hay registros	Posible pero los registros son vagos	Posible, aunque los registros son vagos	A parecer bajo
Coladas de lava	0	0	0	0	0	0
Flujos piroclástico (CDPd)	Posiblemente sí lo hubo con base en lo observado en el campo	300?	Posible pero los registros son vagos	0	0	Bajo en su momento; ahora sería más alto
Caída de cenizas	Centenares de veces	300	Elevado	Moderado a bajo	Bajo a moderado	Alto
Balística	1-2?	?	0	Bajo	0	Bajo
Terremotos tectónicos	Baja y de poca magnitud	0	0	0	0	Bajo
Deformación	Baja	Baja	0	0	0	0
Formación de nuevos focos	0	0	0	0	0	0
Lluvia ácida	Es probable pero los reportes son vagos	No hay reportes	No hay reportes	Posible pero los registros son vagos	Posible, aunque los registros son vagos	A parecer bajo
Deslizamiento	Alta	Moderada	Bajo	0	0	Bajo
Avalanchas	0	0	0	0	0	0
Lahares	Un centenar	2.5	Bajo	Elevado	Elevado	Alto

Cuadro 6.4: Pilares fundamentales de la gestión del riesgo aplicado al volcán Irazú.

Tipo de pilar (iniciativas a desarrollar)	Actividades que lo definen	Lo realizado	Lo que se puede realizar
Identificación del riesgo	Conocimiento, percepción y evaluación de las amenazas, vulnerabilidad y su distribución espacial y temporal, incluyendo su intensidad, incertidumbre conceptual.	Se han realizado diversos estudios de peligro volcánico. El estudio actual es un ejemplo adicional de actualización, que se va a distribuir ampliamente. Se han instrumentado adecuadamente el volcán para vigilancia volcánica y de deslizamientos.	Continuar con las actualizaciones según lo amerite. Realizar un taller enfocado a tomar medidas realísticas y para diferentes plazos sobre Los Diques.
Comunicación del riesgo	Comunicarlo a la población y tomadores de decisiones, sector productivo (público y privado), academia.	Se han realizado varias de charlas informativas a las comunidades, centros educativos, organizaciones comunales, asociaciones de desarrollo, ASADAS, academia. Se distribuyó información y se rotuló la zona alrededor del volcán. La población posee acceso a la información mediante redes sociales y otros medios electrónicos y físicos. Se ha rotulado los sectores peligrosos.	Se debe de continuar con la gealfabetización mediante la transmisión de la información (charlas, panfletos) y rotulación informativa-educativa, tanto de los peligros, como de la importancia geoturística (educación vulcanológica) y visitación responsable. Fomentar la educación y gestión del conocimiento.
Reducción del riesgo	Acciones y medidas preventivas, de mitigación (incluyendo estructurales) y adaptación, para disminuir los efectos. Instrumentos normativos para la reducción del riesgo.	Rotulación informativa y preventiva, talleres y charlas sobre la peligrosidad.	Un mejor ordenamiento territorial al tomar en cuenta los peligros geológicos y, eventualmente, una restricción hacia el desarrollo urbanístico y turístico en un radio de 5 km, así como el sector de Taras. Continuar con generación de resiliencia, así como fomentar la participación y desconcentración de la gestión del riesgo.
Financiamiento del riesgo	Acciones e instrumentos para la inversión financiera sostenible, minimizar el impacto socioeconómico, incluyendo, retención y transferencia de fondos, seguros y créditos, etc.	No se ha realizado.	Evaluar si amerita establecer nuevos instrumentos dentro de la relación costo/beneficio en el lapso de recurrencia eruptiva.
Gestión de emergencias y desastres	Medidas para enfrentar las crisis con planes y protocolos, vigilancia, alertas, simulacros, etc.	Se tienen protocolos para el volcán Irazú, aunque no se han realizado simulacros. Se cuenta con una estructura de Comités Municipales alrededor del volcán, que cuentan con planes de emergencia, instrumentos, recursos materiales y humanos capacitados para la atención de emergencias.	Actualizar los protocolos y realizar simulacros cuando lo amerite.

Cuadro 6.5: Elementos estratégicos de la Política Nacional de Gestión del Riesgo y su modo de medición (CNE, 2021).

Ejes	OBJETIVO ESTRATÉGICO	RESULTADO ESPERADO	INDICADOR DE RESULTADO
Generación de resiliencia e inclusión social	Incorporar la variable en el desarrollo social, para incidir en los factores de riesgo en la población vulnerable y reducir el número de personas que son afectadas con medidas tendientes a generar resiliencia.	Reducir los factores de riesgo para las personas, en condición previa de vulnerabilidad y exclusión social, afectadas por desastres.	Número de personas anualmente afectadas por eventos de desastre.
Participación y desconcentración para la gestión del riesgo	Promover la incidencia de los actores sociales y económicos en la gestión del riesgo, con particular énfasis en las comunidades vulnerables y en la actividad privada para la vigilancia y análisis de los factores de riesgo, la planificación segura del desarrollo local, la respuesta y la recuperación.	Los actores sociales y económicos, en todos los ámbitos del territorio y los sectores de actividad nacional, consolidan prácticas y compromisos de gestión del riesgo.	Número de organizaciones sociales, públicas y privadas con participación en prácticas y compromisos relacionados con la gestión del riesgo
Educación, gestión del conocimiento e innovación	Promover el desarrollo del conocimiento, la innovación y la educación sobre las causas y las alternativas de gestión del riesgo, mediante el fomento de la investigación, la difusión del conocimiento, las buenas prácticas y la aplicación apropiada de métodos y recursos tecnológicos de enseñanza-aprendizaje que estimule decisiones, conciencia y actitudes resilientes, y transformación en las pautas culturales de la población costarricense.	La ciudadanía costarricense tendrá un mejor acceso a la información, conocimiento, percepción y conciencia de las causas del riesgo y una actitud resiliente en torno a los desastres.	Número de personas con conocimientos, capacidades desarrolladas y nuevas actitudes en referencia al riesgo de desastre.
Inversión financiera sostenible, infraestructura y servicios.	Disponer el diseño y aplicación de una estrategia económica y financiera de reducción de riesgos de largo plazo que haga posible el análisis y la gestión prospectiva del riesgo en la inversión en obra pública y en los servicios del Estado, tales como pérdidas en líneas vitales, la continuidad y la pronta recuperación de los servicios públicos.	Se han reducido los daños y pérdidas en infraestructura y los servicios públicos del país.	Porcentaje de infraestructura y servicios del Estado protegidos, con menores daños y pérdidas.
Planificación, mecanismos e instrumentos normativos para la reducción del riesgo	Incorporar la gestión del riesgo como una responsabilidad de los distintos sectores, que reduzcan las pérdidas, fomenten la seguridad humana y contribuyan a la reactivación económica y social en caso de desastre.	Se han reducido las pérdidas económicas directas e indirectas asociadas a la actividad productiva nacional.	Número de sectores productivos que reducen las pérdidas y los daños, asociadas a eventos de desastre.

8.3 Evaluación del estado de conocimiento volcánico, base para la peligrosidad, el riesgo asociado y la vigilancia volcánica

El riesgo que representa un volcán está directamente relacionado con la población y la infraestructura, ya que ambos pueden verse afectados. Pero a su vez, la peligrosidad depende de la frecuencia, alcance y tipo de eventos. Por lo anterior, cada volcán requiere de una evaluación del estado de conocimiento de las investigaciones y de su monitoreo, con el fin de planear estrategias para mejoras en ambos.

Un primer estudio cuantitativo relativo de este tipo fue realizado durante la década del 2000 para comparar el estado de conocimiento vulcanológico (mapas y estudios geológicos, geomorfológicos, perforaciones, dataciones radiométricas, tefrostratigrafía, petrografía, geoquímica y mapas de peligros volcánicos) de los volcanes de América Central. Allí, el volcán Irazú se ubicó con un nivel de conocimiento aceptable con un puntaje compartido con tan solo otros 17 volcanes, de una lista de 70 centros eruptivos analizados. Sin embargo, se aclara que pese a tener un nivel de conocimiento aceptable, posee un índice de peligrosidad volcánica elevada de grado 13, de un máximo de 17 puntos (basado en Yokoyama et al., 1984), al tanto que la población bajo peligro (moderado hasta bajo) se estima entre 20 000 y un millón de personas (cifra nada despreciable en función del tipo de peligro analizado), donde los sistemas de vigilancia eran apenas los básicos (Alvarado et al., 2007).

Luego, a mediados del 2019, varios vulcanólogos y geólogos del OVSICORI, RSN y CNE, se reunieron para aplicar la metodología de “Gap análisis” (*sensu* Ewert, 2007), cuyo objetivo era el evaluar de manera sistemática el potencial del riesgo de los volcanes de Costa Rica con el fin de priorizar e identificar las necesidades de monitoreo, investigación y mitigación. El análisis consistió en atribuir un puntaje a cada volcán al considerar su potencial de peligro (tipo eruptivo, intensidad de las erupciones pasadas, recurrencia, productos emitidos y presencia de actividad a la fecha), así como la vulnerabilidad alrededor (número de habitantes en un radio determinado o sobre depósitos recientes, presencia de infraestructuras importantes para el país, actividades turísticas, tráfico aéreo, etc.). La definición de los parámetros, así como el puntaje atribuido corresponde a lo definido por la metodología establecida por Ewert (2007).

Los resultados fueron presentados en forma tabulada y resumida en un informe interno (Alvarado et al., 2020). Así, dentro de dicho estudio se cuantificó el riesgo relativo que representa el volcán, lo que permite establecer un orden entre todos los volcanes evaluados. Se comparó esta situación con la red de monitoreo vigente a finales del 2019 y el orden definido permitió establecer prioridades de estudios y de inversiones para cada uno. En esta metodología, la amenaza volcánica es la suma del puntaje de todos los peligros volcánicos (actividad histórica y registros geológicos) más el estado de actividad (sismicidad, deformación, desgasificación). La vulnerabilidad es la suma del puntaje de todas las vulnerabilidades estimadas basado en la citada metodología, mientras que el riesgo es el producto de la amenaza por la vulnerabilidad. La amenaza aérea, por su parte, es un subresultado que se calcula así: $(VEI_{max} + VEI3 + VEI4 + recurrencia) \times (\text{aeropuertos})$.

Finalmente, el nivel de actividad es un subresultado de la actividad sísmica + deformación + manifestación de desgasificación.

Del análisis se desprende que el Irazú se ubica como el volcán de mayor riesgo a nivel nacional (Alvarado et al., 2020), no tanto por erupciones muy grandes, sino por sus efectos en la economía y salud, al estar en la dirección de los vientos predominantes que inciden en la GAM, así como su peligro latente de los lahares (Fig. xx).

Por su parte, para Tierz (2020), se debe de analizar la información de la que se dispone para determinar la viabilidad y limitantes en los estudios de peligro volcánico. Se establecen algunas definiciones en las bases de datos para analizar la viabilidad de los resultados del peligro volcánico, dentro de ellas:

Escasez de datos: Se refiere a la falta general de datos para cualquier volcán o grupo de volcanes, independientemente de la razón detrás de esta escasez.

Referente a ello, se tiene la limitante de falta de un número mayor de dataciones de radiocarbono para una mejor evaluación de la edad de los eventos eruptivos y de megadeslizamientos, así como los períodos de recurrencia. También, otro aspecto del que se carece es una evaluación geotécnica con información de campo y geofísica de la estabilidad del flanco sur del volcán, aunque dichos estudios son muy costosos.

Trazabilidad de datos: Calidad de cualquier tipo de datos para un volcán o grupo determinado de volcanes de ser descubiertos a través de la identificación, descripción, medición, muestreo, etc.

La mayoría de la información presentada en el presente informe posee su localización y la fuente.

Accesibilidad y disponibilidad de datos: Calidad de cualquier tipo de datos para un volcán o grupo determinado de volcanes de poder ser accedido (y reutilizado) como datos abiertos.

En ese caso, el presente informe presenta nuevos datos radiométricos y una sinopsis del vulcanismo y del peligro volcánico, acompañado de un nutrido complemento de referencias bibliográficas. Además, la mayoría de la información acá analizada está accesible y disponible en la CNE, OVSICORI, RSN, municipalidades, además de otras entidades universitarias y bibliotecas. En el caso de no estar fácilmente accesible, justo la idea del presente informe es dejar constancia de dicha información para un público amplio.

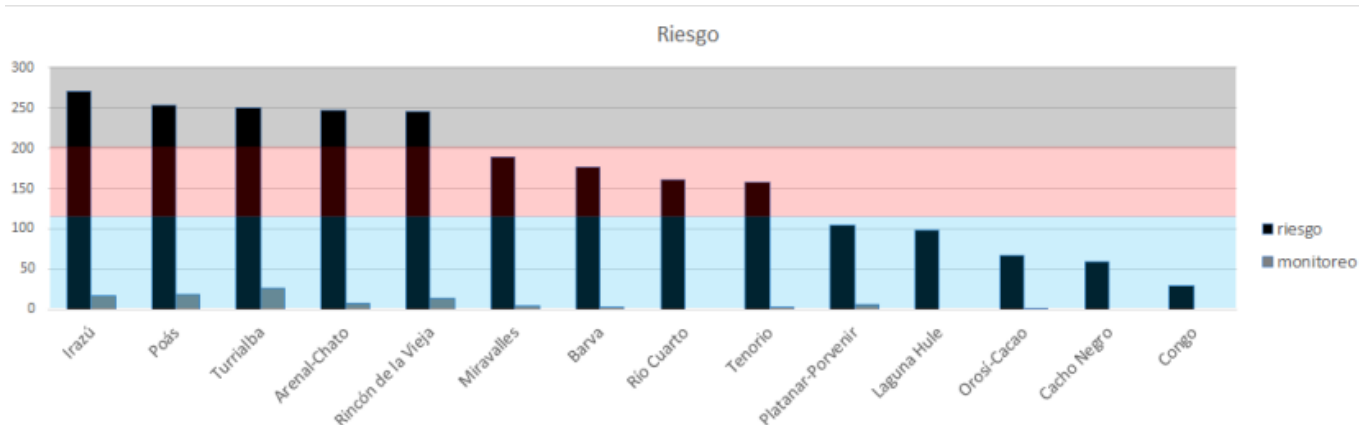
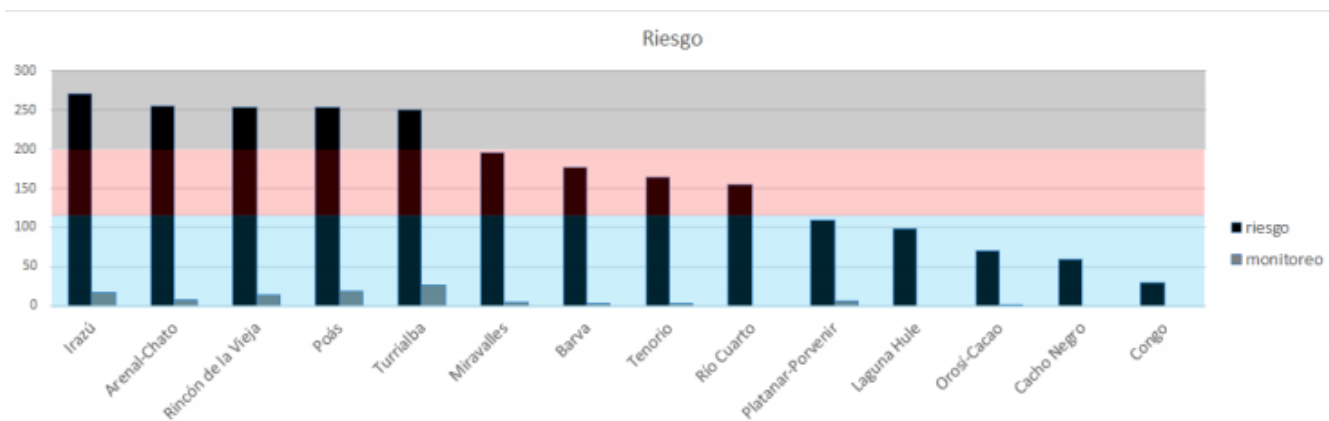
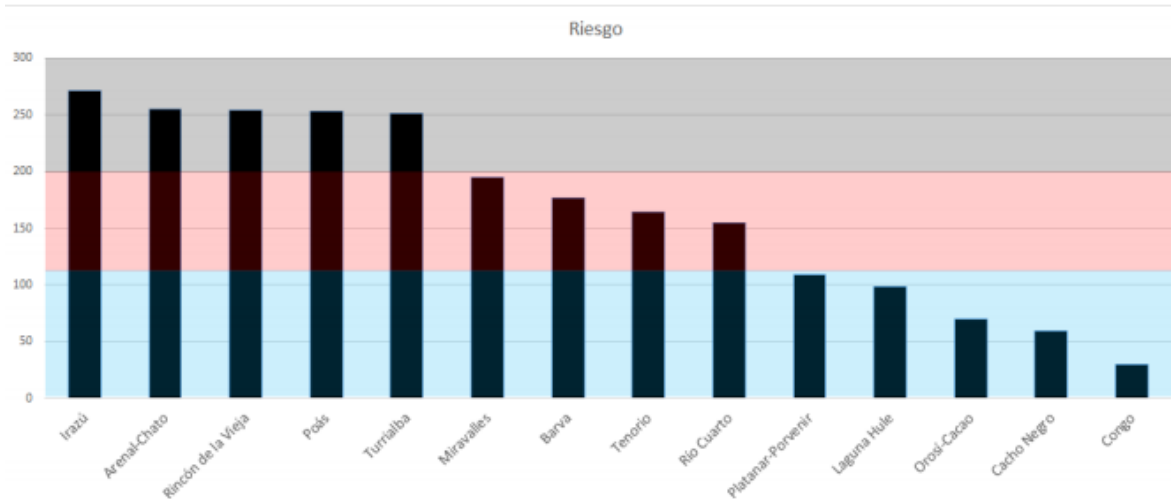


Fig. . Resultado de la evaluación de la ponderación del riesgo denominado Gap análisis (Alvarado et al., 2020): a) Arriba el nivel de riesgo de los volcanes de Costa Rica, b) intermedio, nivel de riesgo de los volcanes de Costa Rica con el número total de equipos de monitoreo (OVSICORI + RSN) y, c) Nivel de actividad de los volcanes de Costa Rica, donde se da menos puntaje a los volcanes lejos del GAM.

Dado que, la vulnerabilidad de la infraestructura de las líneas vitales existe y es distinta y específica en cada caso (vial, energía, telecomunicaciones, acueductos, oleoductos, etc.), donde además hay interdependencia e interacción, lo recomendable es que cada institución realice una evaluación de la propia, en los aspectos físico, funcional e institucional. Como aspectos relevantes de la evaluación de la vulnerabilidad física y del personal, se deben identificar las obras o componentes vulnerables y los niveles de riesgo que presentan en caso de ocurrencia de eventos, para establecer las prioridades de atención. Se puede enmarcar dentro de un *plan de continuidad del negocio* y dentro de un *análisis de riesgos institucionales* contemplado dentro del Sistema Específico de Valoración del Riesgo Institucional (SEVRI), dado que, actualmente lo requiere la ley. Ello es fundamental para evaluar la vulnerabilidad funcional del sistema y así identificar debilidades tales como la dependencia y la falta de redundancia. La vulnerabilidad institucional suele estar asociada con la falta o ausencia de políticas, estrategias y planes de acción en caso de eventos adversos. El éxito de la atención de emergencias en una infraestructura, sistema o institución se basa en la existencia de planes de acción y contingencia, que se apliquen eficaz y eficientemente cuando se presenten los eventos. Para ello, se deben de realizar capacitaciones del recurso humano y simulacros con frecuencia, donde se deben tomar en cuenta los requisitos de seguridad y salud ocupacional (Vargas, 2012).

Uno de los problemas que se resaltan a nivel nacional es que existen bases de datos e informes importantes y valiosos, e incluso muy costosos, para crear o fundamentar estudios que ayuden a disminuir la vulnerabilidad ante los desastres, pero estos se encuentran diseminados, aislados, duplicados, no validados y hasta utilizados de forma exclusiva por instituciones u organizaciones. Muchas veces se invierte un alto costo en generar información, aunque solo una parte se utiliza. La creación de un centro nacional de información es una necesidad real, no solo para encaminar los esfuerzos de integración y para lograr un mejor aprovechamiento de la información geoespacial y las importantes inversiones en recursos, sino que es necesario para el fomento de la investigación, innovación y desarrollo, además de darle continuidad a los proyectos. Ello motivaría a generar información geológica e hidrometeorológica (entre otras amenazas) oportuna y con escalas apropiadas. No se trata solo de un SIG o de un conjunto de datos o capas de estos, se debe de pensar en una infraestructura de información, con base en protocolos de uso y adquisición de equipos dentro de un plan nacional y de esfuerzo sostenido, que integre tecnologías de manera coherente y en función de necesidades concretas del país y las instituciones. De preferencia debería de estar en la academia o que se nutra de la investigación de académicos bajo un enfoque transdisciplinario (Adamson y Castillo, 2012; Gómez, 2012; Pujol, 2012).

Otro de los problemas es que los daños en infraestructura y servicios son superficialmente calculados, aunque raras veces son apropiadamente cuantificables, esto se asocia con los pocos recursos -e incluso interés-, dedicados al levantamiento de información durante eventos adversos menores o pos-emergencias. No existe un protocolo para instrumentalizar el seguimiento y la sistematización de la información estadística relacionada con eventos menores, emergencias y desastres, lo que llega a afectar, en cierto modo, la capacidad de prevención ante desastres y la relación de costo/beneficio al no contar con la información (Gómez, 2012). Los eventos volcánicos, aunque representan un porcentaje muy bajo de las pérdidas y los desastres a nivel nacional (quizás menos del 1 % de la afectación social y económica), no dejan de contar con información muy incompleta e irregular, al punto

que ni siquiera el número de muertes es oficial (Aguilar y Alvarado, 2014; Abarca y Alvarado, 2017).

8.4 Protección de la Infraestructura y los Servicios: Sostenibilidad-Seguros

Costa Rica ha tenido avances en la delimitación de criterios con los cuales disponer medidas para la protección de la infraestructura. Esto se reconoce en esfuerzos anteriores a la formulación de la Política, con normas como los códigos constructivos que ha permitido la reducción de las pérdidas y, con ello, el riesgo de desastres. No obstante, en el contexto reciente, las acciones del Estado, incluido el aporte de organismos como los colegios profesionales, tales como el Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos y el Colegio de Geólogos, tienen a la base un claro enfoque de gestión de riesgo y la intencionalidad de reducir la vulnerabilidad de la infraestructura pública. Los lineamientos de las metodologías para proyectos de inversión pública creados por MIDEPLAN, y los “Lineamientos generales para la incorporación de las medidas de resiliencia en infraestructura pública” emitidos bajo el Decreto N.º 42465- MOPT-MINAE-MIVAH, son muestra de nuevos esfuerzos que se realizan al respecto. Las instituciones a cargo de servicios públicos de interés crítico ya incluyen dentro del ciclo de vida de los proyectos de infraestructura la evaluación del riesgo (CNE, 2021).

Resulta interesante el mencionar que en el caso del Instituto Nacional de Seguros (INS), el seguro de incendio Comercial e Industrial tiene la siguiente cobertura:

Cobertura D: Convulsiones de la Naturaleza.

Quedan comprendidas dentro del alcance de esta cobertura, los daños derivados de:

- 1. Temblor y terremoto y el incendio derivado de los mismos.*
- 2. Erupción volcánica, maremoto, fuego subterráneo y el incendio derivado de los mismos.*

Pero se excluye (incorporado en las exclusiones) lo siguiente:

38) Pérdidas derivadas de la acumulación de arena o ceniza volcánica producto de la caída continua de estos elementos.

Otro seguro del INS para casas de habitación, apartamentos y condominios, se llama Hogar Comprensivo y cubre todo lo relativo a daños producidos por erupciones volcánicas en la siguiente cobertura D, muy similar a la anterior.

Como se desprende de lo anterior, solo la caída de cenizas no está cubierta por los seguros del INS, pero sí abarca todos los demás peligros volcánicos.

La protección de la infraestructura tiene vínculo con los conceptos de protección financiera, al reconocer que la evaluación del riesgo implica incluir las medidas de protección al flujo financiero de los proyectos, supone formas de diseño y construcción apropiados y la aplicación de instrumentos financieros de protección tanto en la ejecución como en la

operación. Esos avances en el tema de la protección de la infraestructura no soslayan la delimitación de retos presentes para la sostenibilidad (CNE, 2021):

a) Convertir la evaluación del riesgo en una rutina de cualquier proyecto, lo que implica el fortalecimiento de capacidades para la evaluación en las instituciones, con énfasis en aquellas que tienen a cargo obras de infraestructura relacionadas con servicios críticos.

b) En la perspectiva financiera, debe generarse una cultura de aseguramiento en el sector público; el sector financiero debe aportar criterios para la estimación de la infraestructura asegurable y una oferta de seguro a las instituciones públicas.

De cara al enfoque estratégico de la Política Nacional, no se debe perder la perspectiva de que, inherente a la protección de la infraestructura, está la noción de que lo que en realidad se está protegiendo los servicios públicos a los que está destinada la infraestructura y que esto es relevante, tanto para todas las fases del ciclo de vida de los proyectos, así como para asegurar la continuidad de los mismos, lo cual contribuye a acelerar la recuperación económica y social de los territorios que son afectados por desastres. La perspectiva de lograr mejor comprensión y una mayor sensibilidad sobre riesgo por parte de ciudadanos y políticos requiere convertir el suministro de información en un proceso social de conocimiento del riesgo y ello supone una transformación de la producción social de información. Igualmente, es importante tener presente que en la ciencia de la Vulcanología son necesarios enfoques pluralistas, multidisciplinarios y metodologías orientadas a colectivos no tradicionales (CNE, 2021).

8.5 Comunicación de la información sobre la actividad volcánica

Resulta meritorio aclarar que los volcanes son entes que, aunque se les suele agrupar según comportamientos eruptivos, cada uno posee su propia personalidad, donde muchas veces, los procesos eruptivos son no lineales, sino aleatorios y dependen de muchas variables (procesos estocásticos), incluyendo la condición de frontera inicial (Marzocchi y Bebbington, 2012). Del mismo modo, la Vulcanología, como una ciencia muy nueva, todavía posee mucha incertidumbre en la interpretación de la información (la llamada incertidumbre conceptual o epistémica, e incertidumbres aleatorias de los modelos) y que los expertos no están exentos de ideas preconcebidas y de la escuela académica en la que se formaron, así como de sus experiencias (Papale, 2017; Donovan, 2019).

Dentro de este marco, los vulcanólogos son requeridos para hacer predicciones e interpretaciones, por lo general a partir de información geológica, geoquímica, geofísica y geodésica incompleta y dispersa, lo que le imprime un grado de incertidumbre, proveniente tanto de la recolección de los datos (error en la base de datos por sí mismos), como de la interpretación, las cuales se suman debido a la no completitud inherente del paquete de datos geológicos y la interpretación humana. Se entiende por *incertidumbre epistémica*, aquel concepto que incluye el conocimiento, sistemas de información y la probabilidad, aunque que suelen no ser completos y los procesos del subsuelo no suelen ser del todo conocidos por el científico, mientras que la *incertidumbre aleatoria* posee una variabilidad estocástica, es decir, al azar y que puede ser objeto de un análisis estadístico, donde las variables y sus magnitudes varían con el tiempo (Papale, 2017; Fearnley et al., 2018a; Donovan, 2019).

También se le agregan otras incertidumbres más difíciles de medir o cuantificar como las *incertidumbres académicas* (ambigüedad en el lenguaje, cómo van a reaccionar los colegas, consenso o no, aquellos precavidos o los que buscan publicidad), las *sociales* (cómo va a reaccionar los pobladores, empresarios, turistas, prensa, redes sociales), como las *incertidumbres políticas* (oposición o a favor, implicaciones socioeconómicas), que van a depender de las experiencias previas, credibilidad en el sistema político y de atención de las emergencia, así como en los observatorios (Donovan, 2019).

Toda esta información, bajo rigurosidad científica, es la clave para la realización de las evaluaciones del riesgo, mejor toma de decisiones y así como tener presente la incertidumbre conceptual o epistémica. Puesto que existe una no linealidad entre el riesgo volcánico y su gestión, por lo anterior, solo cuando se discuten las necesidades de las poblaciones de la mano de la actividad volcánica potencial, se puede avanzar en forma conjunta (Fearnley et al., 2018b).

Durante una crisis volcánica, siempre van a existir expectativas de muchas partes interesadas (sector privado, medios de comunicación, público en general) que necesitan ser manejadas adecuadamente. Son comunes también las críticas, que son relativas a la confianza que se tiene en el gobierno (incluyendo si se está en período electoral o no), así como los entes encargados de la vigilancia y la atención de la emergencia. Las incertidumbres previamente esbozadas influyen en la interpretación de la información y la toma de decisiones, incluyendo los pronósticos. A ello se le debe agregar la capacidad de la comunicación (a veces con ambigüedades y tecnicismos en el lenguaje) y el cambio de visión del *riesgo aceptado* y *aceptable* entre los científicos, los pobladores, los empresarios, los religiosos y los políticos (Papale, 2017; Donovan, 2019; Fearnley et al., 2018a). Un riesgo aceptable es aquel que normalmente se permite, dentro de una lógica y al tomar medidas nivel de pérdidas, por parte del individuo, el público, la comunidad, la sociedad o el gobierno considera que se puede asumir resignadamente, por lo general en retorno de ciertos beneficios a corto y mediano plazo, al considerar, además, las condiciones sociales, económicas, políticas, culturales, técnicas y de ambiente existentes. Un riesgo aceptado es el que se acepta, aun sabiendo que existe y puede ser alto (Newhall y Hoblitt, 2002; Mora y Keipi, 2006; Mora, 2009).

Prácticamente, toda actividad posee un cierto grado de riesgo. Para ello, en la mayoría de los casos, se debe asumir un cierto grado de riesgo, si con ello se da la oportunidad de fuentes de trabajo, desarrollo, educación, incremento en la economía, ya sea a una población o el país en general. Para llegar a eso, se tiene que plantear ¿qué tipo y grado de riesgo se acepta (riesgo aceptado)? y si ¿este riesgo asumido es aceptable? Muchas veces el riesgo puede ser aceptado (aunque técnicamente no sea aceptable) bajo ciertas condiciones de presión socioeconómica o de acervo cultural. Por ejemplo, los pobladores que viven en Los Diques llevan más de medio siglo sin que sean testigos de una corriente de lodo (lahar) por el cauce del Reventado. Dichos pobladores han aceptado el riesgo de vivir ahí por no tener la opción económica de hacerlo en otro sitio o incluso, algunos de ellos, particularmente los más jóvenes, no tienen conciencia plena del peligro. La flexibilidad del umbral del riesgo aceptado suele variar de época en época, según los recursos de los que dispone y también con la recurrencia de los eventos adversos, o bien, varía en función de la memoria histórica, si la

persona o gobierno tuvo o no la experiencia de vivir una emergencia o crisis volcánica. Si se tuvo la experiencia, la brecha de separación es menor que si no se tuvo, o si desde hace tiempo no ocurre un evento adverso, como es justamente el caso del Irazú que en el 2023 cumplirá 60 años de tranquilidad (Alvarado, 2021).

Por lo anterior, dos aspectos relevantes son la transparencia en la comunicación y comunicar la incertidumbre. La adecuada comunicación de la incertidumbre ayuda a que no se considere el cerrar un parque o sector como una falsa alarma, sino como una medida de precaución para el público y el personal (Donovan et al., 2018; Donovan, 2019; Fearnley et al., 2018a, b).

Nuestro conocimiento limitado de los procesos detrás de una erupción volcánica y su aleatoriedad genera la necesidad de cuantificar las incertidumbres sobre las dinámicas del volcán y de mejorar la política de la toma de decisiones durante una crisis volcánica. Sin embargo, numerosos ejercicios con expertos revelaron que el intento de reducir la incertidumbre creó nuevas incertidumbres, a menudo imposibles de cuantificar, siendo generada por la naturaleza del pensamiento humano durante situaciones de estrés. El proceso general es sujeto a la personalidad del investigador o grupo de investigadores y a sus ideas basadas en la experiencia. Esta manera de pensar interfiere con la complejidad intrínseca de los procesos volcánicos y con el hecho que cada escenario tiene una probabilidad de ocurrencia (Donovan, 2019; Fearnley et al., 2018b).

Se debe de tener presente que la comunicación científica puede tener, según las circunstancias, pronósticos y alcances, diferentes a la comunicación del riesgo. El geocientífico analiza, plantea el peligro y los pronósticos, mientras que la CNE y Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC) toman las decisiones técnicas finales, eso sí, junto con los profesionales del Comité Asesor Técnico (CAT) de Vulcanología e incluso invitados, cuando así lo amerite.

Además, las alertas representan el estado del volcán (tranquilo, sobre la línea base o al escalar su actividad hasta llegar a una posible erupción eminente), pero difícilmente un pronóstico a corto plazo no adolece de las incertidumbres, donde las decisiones que se tomen (o no se tomen) tienen sus implicaciones para la salud, seguridad, costos y efectos socioeconómicos (Papale, 2017). Es claro que los científicos juegan un rol fundamental en las recomendaciones y su socialización por parte de los medios, debido a que la ciencia será interpretada y evaluada por los pobladores que no son científicos (Donovan, 2019).

Todo lo anterior se trata de subsanar mediante varios mecanismos, uno de ellos es el Comité Asesor Técnico (CAT) de Vulcanología y Sismología, conformado por funcionarios de la CNE, OVSICORI y RSN, al cual se le suelen unir expertos de otras instituciones o facultades académicas, con el fin de tener un consenso en la interpretación. Allí se trata de aplicar un racionalismo crítico a las interpretaciones, para tomar decisiones dentro del marco del contexto socioeconómico y cultural de un riesgo aceptable, donde la vida y la seguridad de los bienes y servicios es la prioridad.

Pese a su relevancia, no se ha realizado ningún estudio de percepción del riesgo volcánico en el Irazú, para una mejor comprensión de la visión de los pobladores que habitan

y aprovechan los recursos que provee el vivir en las faldas del volcán Irazú. En su mayoría, los estudios corresponden a Los Diques de Cartago (CNE, 2002, Salgado, 2002; Samudio et al., 2003; Solano, 2003; CNE, 2006; Barrantes et al. 2008; Preventec, 2015), así como algunas investigaciones sin publicar, presentes a modo de reportes internos (Vargas et al., 2016; Leytón, 2020), las cuales aportan algunos aspectos generales, aunque interesantes.

La investigación de Vargas et al. (2016), aunque fue aplicada a todo el país con una muestra de entrevistados de unas 1100 personas, en realidad estuvo en buena parte enfocada hacia los efectos del volcán Turrialba, dado que, en ese momento se encontraba en uno de los años con mayor impacto para la población. En cambio, el trabajo de Leytón (2020) incluyó encuestas igualmente de todo el país, pero las respuestas de las personas estuvieron sesgadas por sus experiencias con alguno de los cinco volcanes históricamente activos.

El cuadro **cc** resume los resultados de dichas publicaciones y algunas recomendaciones, enfocadas a Los Diques o de modo general al país, aun así, de utilidad para una adecuada gestión del riesgo durante la presente década. En síntesis, de dicho cuadro se desprende el evidente desconocimiento de los habitantes de Los Diques acerca de los peligros y la poca información de la que disponen, situaciones nada fáciles de solventar dado que es un sector de elevada peligrosidad y problemas socioeconómicos, que, aunados al analfabetismo y a otros problemas más prioritarios (desempleo, pobreza, drogadicción, prostitución, delincuencia), hacen que el trabajo de gestión del riesgo sea particularmente complejo.

Cuadro cc: Resumen de algunas investigaciones sobre percepción del riesgo en el Irazú.

Autor	Conclusiones relevantes
CNE, 2002, 2006	El 65.3 % de los encuestados conocía la existencia de amenazas por avalancha (lahar), un 29.3 % por deslizamiento, un 10 % por actividad volcánica y tan solo un 1.3 % por los sismos y un 0.1 % de la amenaza tecnológica.
Salgado (2002), Samudio et al. (2003)	La población no tenía un conocimiento de las amenazas a las cuales podían estar expuestos, donde las instituciones públicas, tanto de Cartago como del Gobierno Central, nunca advirtieron de los peligros naturales de la zona.
Solano (2003)	Un 66 % respondió que la actividad sísmica era una amenaza muy probable, un 51 % la actividad volcánica y un 52 % los lahares. El 88 % de los entrevistados afirmó conocer sobre la existencia de algún tipo de organización local relacionada con la prevención y un 40 % participó en algún comité local de emergencias.
Barrantes et al. 2008	El 50 % de los entrevistados afirman que no están expuestos a ningún peligro de origen natural. Del 50 % de los entrevistados que respondió afirmativamente, el 65 % consideró estar expuesto a inundaciones, un 21 % al derrumbe del dique y un 14 % a tornados. El 85 % afirmó no haber recibido ningún tipo de información, por lo que ignoran la magnitud de un posible evento, así como las acciones básicas. El 77 % desconoce la forma en la cual están organizados y un 19 % que no existe organización.
Preventec, 2015	Gran parte de los habitantes son foráneos por lo que no tienen una conciencia del riesgo.
Vargas et al. 2016	Un 50 % de la población considera que su casa puede verse afectada ante una erupción importante, mientras que el 86 % considera que su comunidad no está preparada y un 66 % no tiene sitio a donde alojarse. Solo un 35 % cuenta con un plan de emergencia. El nivel de preparación de los hogares aumenta con el nivel socioeconómico y el nivel de preparación general de la población es medio.
Leytón, 2020	Evidencia que el turismo en regiones volcánicas es una fuente de trabajo importante, donde los habitantes dicen haber aprendido mucho sobre los volcanes por las redes sociales y los medios televisivos, conocen las restricciones, algunos conocen lo que deben de hacer en caso de erupción volcánica, aunque muchos desconocen sobre los mapas de peligros, los planes de emergencia y las rutas de evacuación. Mejorar los conocimientos sobre las rutas de evacuación y las acciones en caso de una emergencia. Poner rótulos y afiches con información (mapas de evacuación, aspectos del volcán, acciones en caso de actividad), ubicados en carreteras y espacios públicos (restaurantes, puestos de ventas, hoteles). Considerar utilizar las plataformas <i>Waze</i> o <i>Google maps</i> para recrear las rutas de evacuación y aportar información.

En cualquier caso, para mitigar el riesgo volcánico en una región determinada, Ortiz (1996) opina que hay que responderse con claridad las siguientes preguntas en cada volcán y evaluar las respuestas:

¿Quiénes realizan la investigación? La UNA (OVSICORI y LAQAT) y la RSN, entre otras instituciones y entidades, apoyadas en la CNE. También se tienen los estudiantes de grado y posgrado, tanto nacionales como extranjeros, así como varios por cuenta propia.

¿Quiénes realizan la vigilancia y comunican las alertas y recomendaciones? El OVSICORI, la RSN, apoyadas en la CNE.

¿Quiénes realizan la prevención y la preparación? La CNE, las municipalidades, SINAC (programa de educación ambiental y gestión comunitaria).

¿Quiénes realizan las actuaciones en caso de crisis volcánica? Los observatorios le dan seguimiento a la crisis y aportan las recomendaciones, mientras que la CNE, los comités municipales de emergencias y el SINAC realizan las acciones que tienen que ver con la población, infraestructura y manejo de las áreas protegidas.

¿Quiénes conocen los planes de emergencia? Comités Municipales de Emergencias, SINAC y la población.

¿Quiénes los evalúan? El OVSICORI, la RSN y la CNE (CAT de Vulcanología).

¿Quiénes los actualizan? El SINAC y la CNE.

¿Quiénes los ponen en práctica y cada cuánto? El SINAC y la CNE, idealmente una vez cada 5 años.

¿Quiénes y cómo los financian? El SINAC y la CNE.

8.6 *¿Resulta necesaria una restricción en el uso y manejo del suelo en el volcán Irazú?*

Costa Rica posee la particularidad de poder visitar fácilmente en bus o en automóvil (cualquier tipo de tracción) los cráteres de varios parques volcánicos con una caminata relativamente corta. Esto no es frecuente, aunque tampoco raro a nivel mundial, aunque Costa Rica ocupa al parecer la primera posición a nivel mundial como país con rutas servidas hacia los cráteres de los estratovolcanes y estaría dentro de los 7 países que poseen más de 3 rutas hacia volcanes y sus complejos cratéricos (se excluyen las calderas volcánicas y los volcanes monogenéticos).

Ortiz (1996) comenta a nivel mundial que claro está que un método para reducir el riesgo a muy bajo costo sería el prohibir el acceso a determinadas zonas, aunque agrega que las decisiones administrativas que esto conlleva suelen ser contradictorias, por su incidencia opuesta en los ámbitos de la ordenación territorial, turismo, industria, comercio y agricultura, entre otros. En efecto, se tiene así, que los volcanes son una fuente económica de turismo directo e indirecto, motor de la economía de muchos países, incluyendo el nuestro. El mantener un atractivo turístico sin igual ante una probabilidad eruptiva muy baja –no nula– sería un caso de riesgo aceptable, donde existe una relación de beneficio versus riesgo inclinado del lado de las ganancias hacia un sector grande de la población. Lo mismo se da en otros deportes extremos o de aventura o más aún, en la vida cotidiana al manejar, caminar por una ciudad o abordar un avión o ferry.

Otro aspecto por considerar es que, aunque en el Irazú se tiene el PNV Irazú con su sector de Prusia, todavía quedan 65 terrenos que no han sido expropiados por falta de pago a sus propietarios, por lo que continúan con actividades económicas (agricultura y ganadería).

Así pues, surge la pregunta ¿se estará incrementando la vulnerabilidad y la posibilidad de que, ante un evento eruptivo imprevisto, puedan salir turistas heridos o incluso muertos? La respuesta es sí, aunque es más compleja que una simple respuesta de un monosílabo o encasillar en blanco y negro. Por un lado, se tienen los ingresos económicos que se han percibido a lo largo de varias décadas al contar con vías de comunicación en buenas condiciones, versus veredas o trillos de acceso rústicos al cráter, que suelen existir en casi todos los volcanes del mundo pero que, generan menos ingresos. En caso de un accidente (volcánico o de cualquier otra índole), se tendría un mejor control de cuántas personas se encuentran y los rescates son más sencillos que si ocurre en un volcán con senderos o vías menos accesibles, incluso “oficialmente” reconocidas. Sin embargo, al existir un mejor acceso o condiciones más apropiadas (accesos regulados con facilidades), se suma el problema de una mayor densidad de personas cerca de los cráteres. Es ahí donde surge la necesidad de una adecuada regulación de los ingresos, de la vigilancia del volcán y de una estrecha relación entre la CNE, los observatorios (OVSIORI y RSN) y el SINAC.

Al considerar lo anterior, uno de los objetivos primordiales del presente estudio fue la producción de mapas de peligros actualizados y, consecuentemente, la formulación de directrices generales para el futuro manejo y planificación territorial, en infraestructura y desarrollo turístico. Por ejemplo, en el presente trabajo se estableció que las áreas con 2 y 5 km de radio (Fig. xx) porque son aquellas determinadas como las de alto y moderado peligro por caída balística, flujos piroclásticos, caída de ceniza, y lluvia ácida y gases frecuentes.

Estos mapas y recomendaciones forman parte de los instrumentos normativos para la reducción del riesgo.

En la actualidad, la mayoría de las áreas entre 2 y 5 km de radio con centro en el cráter Principal, son de pastoreo y cultivos (>70 %), sobre todo hacia el W y S. Dentro del radio de 5 km alrededor del cráter, gran parte son bosques, dentro de la Reserva Forestal Cordillera Volcánica Central, que a la vez forma parte del Área de Conservación Central. Claramente, dichas áreas deben conservar su vocación forestal y no deben promoverse actividades turísticas que impliquen alta concentración de personas, para lo cual se pueden establecer senderos debidamente demarcados con fines de investigación, observación de aves y el paisaje y turismo en general (ecoturismo y geoturismo). Asimismo, las áreas de ganadería y cultivos en los sectores SW, S y SE, deberían conservar áreas de vivienda de baja densidad, y los centros de población contar con planes de emergencia y estar en posibilidad de evacuación con respuestas rápidas ante alertas.

8.7 LOS DIQUES DE TARAS: HISTORIA DE UN MANEJO INADECUADO DE LA GESTIÓN DEL RIESGO, CON UN RIESGO INTENSIVO LATENTE

El pie de monte del abanico del río Reventado posee una larga historia de avenidas aluviales que han causado destrucción en los suburbios de Cartago. Su construcción geomorfológica y sedimentológica se remonta a varios miles de años. La construcción de la obra de los diques de Taras (Cartago) en 1964-1965 y su paulatina colonización a partir de inicios de la década de 1980, contra la ley y la lógica de seguridad, ante una futura amenaza de índole hidrometeorológica o vulcanológica, o ambas, hace de este sector uno de los más vulnerables y, por ende, de alto riesgo en el caso de una reactivación de las erupciones de ceniza del Irazú o ante un evento de lluvia extremo. Incluso, un sismo podría disparar un deslizamiento que obstruya el tránsito del río Reventado. Por lo anterior, Solano (2003) califica a la subcuenca del río Reventado como “un lugar donde habita la amenaza”.

Para Espinosa y Arriaga (2014), la construcción conceptual de la gestión local del riesgo por inundación (en nuestro caso, por lahares) debe de partir de la inducción y análisis de los términos riesgo de desastres y gestión pública del riesgo de desastres. Dentro de este marco, la gestión local del riesgo por inundación de lahares tiene dos perspectivas: las acciones mismas para afrontar el peligro y sus eventuales pérdidas, y la dinámica del sistema social y sus subsistemas que determinan su eficacia. Para ello es necesario inducir en los aspectos teóricos-conceptuales de la gestión del riesgo de desastres en general, contextualizarlo, llegar a su aplicación práctica en el sistema social y a su vez considerar los elementos de los subsistemas que inciden en la comunicación para lograr la eficacia del sistema de gestión local del riesgo por inundación. En consecuencia, a esta afirmación, se deben identificar las principales características y los elementos que conforman la gestión local del riesgo por inundación, para obtener la esencia conceptual y su función, además de resaltar la participación ciudadana como uno de los elementos trascendentales que pretende asegurar su eficacia y que, por ende, conlleva a la reducción del riesgo de desastre existente y a evitar tragedias futuras (Espinosa y Arriaga, 2014).

MOVE (2011) establece por su parte que se debe de fomentar una *gobernación del riesgo* que promueva las condiciones adecuadas para la organización y gestión institucional y comunitaria, con respecto a la comprensión y reducción del riesgo, particularmente en el manejo entre las diferentes instituciones privadas y gubernamentales. También, tener presente el manejo del riesgo, como una meta para la reducción de la vulnerabilidad, así como establecer las capacidades de respuesta y adaptación real y aplicables de manera específica al entorno socioeconómico presente en sitio. Finalmente, contemplar las capacidades de adaptación y resiliencia, las cuales incluyen las técnicas y estrategias que permiten absorber y desviar el impacto de los peligros, así como centrarse en las interacciones que tienen lugar a largo plazo.

El presente apartado presenta una actualización sinóptica de la mayoría de los trabajos realizados en la cuenca del Reventado enfocados hacia la problemática de las inundaciones en el sector informalmente denominado Los Diques, ubicado entre los diques de protección construidos hace casi seis décadas en Taras. Tratará los aspectos hidrometeorológicos, geológicos (incluyendo geomorfología y vulcanología), así como su construcción y

problemática histórico-social. También se realizará una rápida revisión de las medidas y recomendaciones aportadas a lo largo de más de cinco décadas, así como de la percepción del riesgo de los habitantes. Claro está, todo ello está basado en la literatura, que, aunque abundante, ya en muchos casos está desactualizada.

8.7.1 Aspectos geográficos, geomorfológicos e hidrometeorológicos de la subcuenca

La subcuenca del río Reventado se localiza en el flanco austral del Irazú y cubre un área de 47.3 km². Las primeras quebradas nacen a unos 2 km al WSW del cráter Principal del Irazú, a una elevación de 3400 m, en la divisoria continental de aguas del Caribe y del Pacífico, por lo que posee la influencia de ambas vertientes. Esta subcuenca forma parte de la cuenca del río Reventazón.

La subcuenca superior posee forma trapezoidal y comprende las microcuencas del Reventado *s.s.*, la del río Retes y la de la quebrada Pavas, en parte cubierta de bosque (principalmente el sector de Prusia) y pastos para la ganadería. Esta cuenca concluye aguas abajo en el puente del camino Llano Grande-Tierra Blanca. La parte media de la subcuenca en su mayoría está cubierta de cultivos, mientras que la parte baja corresponde con el valle El Guarco, área de mayor densidad poblacional en la subcuenca.

Las características morfoméricas indican que la forma de la cuenca es anómala, dado que posea una cuenca superior ancha con alta densidad de drenaje, una cuenca media que se reduce en ancho con una escasa red de drenaje de recorrido encañonado del canal principal, en tanto que la cuenca inferior varía su amplitud dependiendo el ambiente de sedimentación, confluencia o desembocadura (Siles, 2021).

La precipitación promedio anual en la subcuenca del río Reventado varía entre 1350 y 1600 mm/año, aunque puede ser tan variable como 950 y 2000 mm, una de las más secas del país, con lluvias orográficas causadas por el flujo de aire húmedo del Pacífico, el cual afecta la vertiente occidental de la subcuenca, principalmente de mayo a octubre. De diciembre a febrero esta se ve influenciada por procesos atmosféricos que se originan en el Caribe, los cuales afectan principalmente la parte oriental, donde octubre es el mes con mayores días de lluvia (ICE, 1965; Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costarica>). Las mayores precipitaciones se pueden registrar incluso en diciembre, con mayor grado en la parte alta y menor en la baja, como ocurre entre Cartago y Linda Vista. Entre la ciudad de Cartago y la fábrica de Cemento, la precipitación es aproximadamente de 2500 mm y en Cartago de 1500 mm, con una diferencia relativamente grande en una corta distancia, lo cual se debe básicamente a la influencia del viento alisio y a la topografía que desencadena las precipitaciones (Laporte, 1987; Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costarica>). Entre julio y agosto ocurre un período de poca precipitación conocido como el “veranillo de San Juan”, el puede durar de una a tres semanas, sin embargo, es menos marcado que en el Valle Central Occidental o la vertiente del Pacífico.

Así pues, referente al clima, el sector norte de Cartago presenta tres microclimas definidos (Laporte, 1987):

- a) al SE un régimen influenciado por la vertiente Caribe, con lluvias en setiembre y octubre, se destaca la ubicación de poblados como Pacayas.
- b) un régimen Pacífico con Caribe, en Laguna, Sanatorio Durán, Tierra Blanca
- c) un régimen Pacífico con una marcada época seca y otra lluviosa.

Geológicamente, las rocas y sedimentos que conforman la subcuenca son coladas de lava con diferentes grados de meteorización y alteración hidrotermal (desde sanas hasta profundamente alteradas), depósitos de lahares, avalanchas de escombros volcánica, capas de cenizas, aluviones, coluvios, así como deslizamientos activos e inactivos. En la parte superior de la subcuenca, las rocas que alimentan a los sedimentos que arrastra el río principal (Reventado) y sus tributarios (Retes y la quebrada Pavas) son coladas de lava, depósitos de detritos poco a medianamente consolidados (lahares y avalanchas de escombros volcánico), así como capas de cenizas. El pie de monte presenta un cambio de pendiente para formar el abanico complejo del Reventado a partir de los 1700 m de elevación, para una distancia de 12 km entre la divisoria y el ápice y una pendiente general de unos 10°.

En las partes altas del volcán, las quebradas y ríos suelen estar confinados a cauces encajonados y pequeñas gargantas. Allí nace el río Reventado, que ha originado durante los últimos miles de años un cono complejo aluvial que ha evolucionado del este hacia el oeste (Alvarado-Rojas et al., 2006).

En la estación seca el río Reventado transporta un caudal de 100 l/s, mientras que en la estación lluviosa llega a 759 l/s, cuyas avenidas dan origen a las inundaciones (ICE, 1965; Campos, 1988). El río Reventado en el pie de monte, entre Taras y la ciudad de Cartago, por lo general posee un ancho de 1-2 m y unos pocos decímetros de profundidad, por lo que da la falsa apariencia de una quebrada o riachuelo inofensivo. Sin embargo, su encausamiento y gargantas, además de múltiples abanicos, atestiguan una historia más compleja con avenidas importantes en el pasado geológico y registro histórico.

La cuenca del río Reventado es susceptible a erosión de suelos tanto en época seca como en lluvias, debido a la relación inversa entre precipitación y velocidad del viento. La erosión eólica se incrementa por las prácticas agronómicas que dejan el suelo descubierto y la falta de barreras que limiten el paso del viento. La inestabilidad de los suelos, sismicidad, fallas geológicas, altas pendientes y variabilidad climática se conjugan para hacer de la cuenca del río Reventado un lugar vulnerable ante avenidas del río, deslizamientos en masa y contaminación por sedimentos (Narváez, 2013).

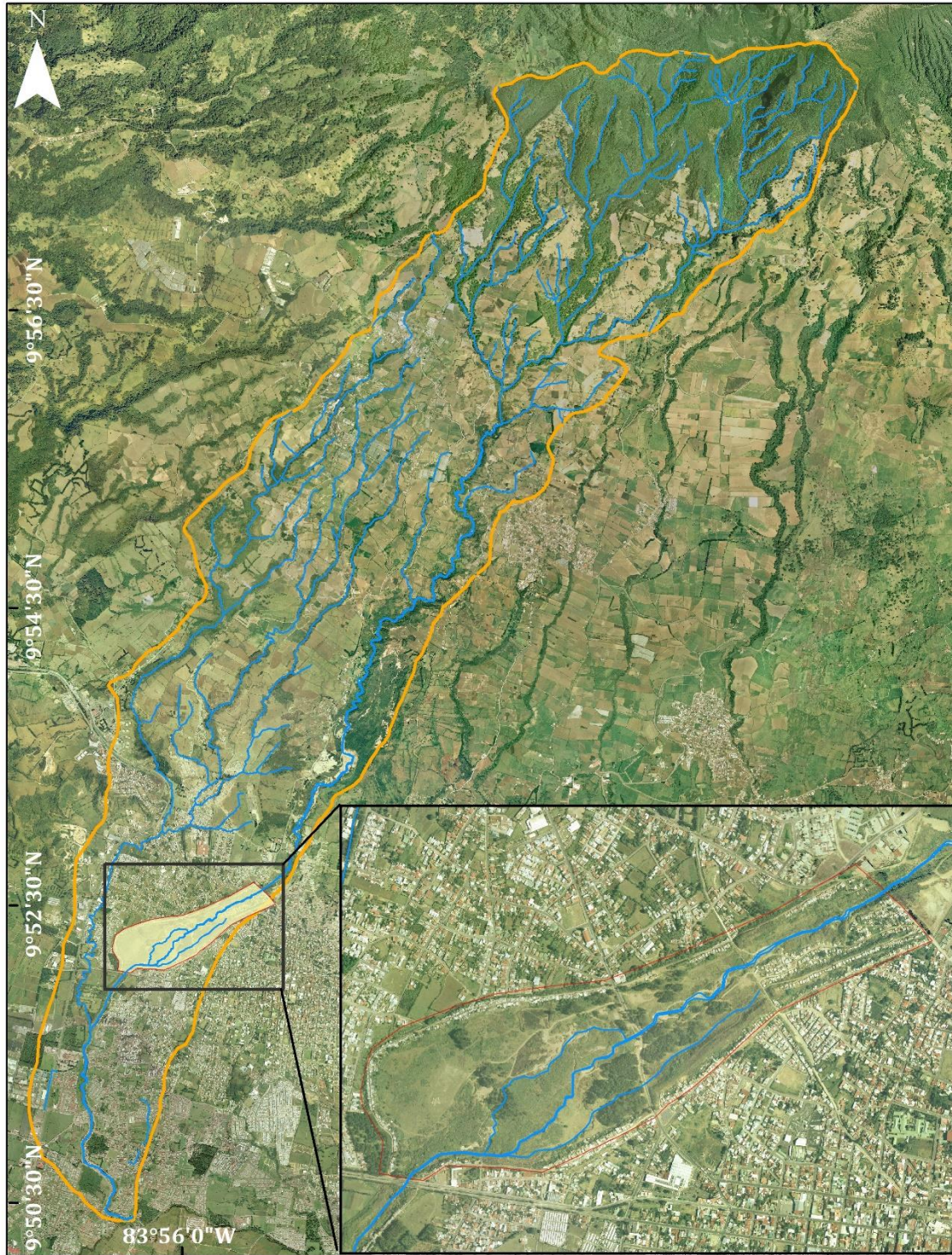


Fig. La cuenca del Reventado con detalle del sector de Los Diques de Taras.

Juan de Cavallón y Arboleda (1525-1565) inició la exploración del valle de El Guarco (también escrito de forma menos correcta como valle del Guarco) cuando los españoles llegaron por primera vez en 1561. En el año de 1562, la Audiencia de Guatemala nombra al capitán salmantino Juan Vázquez de Coronado y Anaya (1524-1565), alcalde Mayor de la provincia de Nicaragua (fundada por Pedro Arias de Ávila en 1524) y el territorio no conquistado de Costa Rica, sustituyendo a su predecesor Juan de Cavallón. En 1562, Vázquez de Coronado ingresa por la Gran Nicoya con un espíritu pacifista y negociador, por lo que logró pacificar a las sublevadas etnias de los guetares en el Valle Central y los chomes del Pacífico Central. Penetra pacíficamente por las montañas de Turrubares, llega al Valle de El Guarco y toma como base de operaciones la población de Guarcimuñoz (hoy San Antonio de Desamparados) fundada por Cavallón. El 2 de julio de 1563 el conquistador escribe a las autoridades de Guatemala y España donde indica haber trazado un asiento junto a dos ríos, Coris y Purires, actual Tejar de El Guarco, en el sector de La Lima, primer asiento de la ciudad de Cartago, nombre que aún mantiene. Sin embargo, en 1572, el nuevo gobernador, Perafán de Rivera, decidió trasladar el asentamiento de Cartago, ya que las constantes inundaciones de los ríos circunvecinos y el lecho arcilloso del subsuelo hacían imposibles los cultivos, las obras públicas y demás actividades urbanas, por lo anterior, se le llegó a conocer con el nombre popular de la “ciudad del Lodo”. Por lo anterior, este asentamiento se trasladó hacia el valle de Mata Redonda (al W de San José), propiamente en el llano de La Sabana. La ciudad fue nuevamente trasladada en 1575 a su ubicación actual (tercer asentamiento), por el gobernador interino, Alonso Anguciana de Gamboa (Meléndez, 1962; R. Arias, com. escrita, 2021). Según Meléndez, la ciudad del lodo no era producto de las inundaciones del Reventado, sino del río Coris (Meléndez, 1962).



Fig. Estatua de Juan Vázquez de Coronado, por el Paseo de las Damas, cerca del parque Morazán.

Fallas y Gutiérrez (1992) realizan una compilación breve de los eventos que afectaron a la cuenca del Reventado y sus medidas preventivas, aunque no aportan aspectos adicionales. Otros autores trazan un círculo con un radio de 5 km con centro en el cráter central del Irazú, como de riesgo muy alto por actividad volcánica, donde incluyen poblados como Pastora y San Juan de Chicué; agregan que dichos poblados podrían ser completamente destruidos (Alvarado-Rojas et al., 2006), una afirmación muy drástica, mientras que las poblaciones como Pacayas, Cot y Tierra Blanca las ubican dentro del nivel de riesgo alto.

A mediados de la década de 1980 la subcuenca estaba sometida al pastoreo y ganadería extensiva, donde la compactación del suelo era bastante fuerte con una pérdida en la fertilidad por la erosión superficial y el lavado de nutrientes (Calvo, 1987; Delgado, 1987).

A nivel nacional la cuenca del río Reventado es de gran importancia para el sector agrícola, en la zona norte de Cartago que produce cerca del 90 % de la papa y el 65 % de la cebolla que se consume en Costa Rica, para un aproximado del 80 % de la producción de hortalizas. Allí, las comunidades de Llano Grande y Tierra Blanca son eminentemente agrícolas, ya que el 80 % del terreno se dedica a la agricultura y el 20 % restante a la ganadería (SENARA, 2006; Ramírez et al., 2008a).

Cuadro xx. Calendario agrícola (Narváez, 2013).

	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct
Clima	<i>Frentes fríos</i>			<i>Época seca</i>			<i>Epoca lluviosa (I etapa)</i>		<i>Veranillo de San Juan</i>		<i>Epoca lluviosa (II etapa)</i>	
	<i>Influencia atlántica</i>			<i>Influencia pacífica</i>								
Sin riego							Siembras			Cosecha		
Con riego	Siembra (verano)			Siembra (invierno)								
	Cosecha									Cosecha mayor		

Fuente: Laporte. 2012; IMN, 2008.

El área ocupada por actividades agropecuarias ha permanecido relativamente constante en la cuenca alta del Reventado, sin embargo, se ha dado un proceso de fragmentación de las propiedades, que conlleva a producción intensiva en áreas pequeñas (~1.5 ha) de producción familiar. De esta forma, donde se cultiva de forma intensiva y con baja adopción de prácticas de conservación de suelos, se incrementa la presión sobre los recursos perdiendo progresivamente la estructura del suelo y aumenta la susceptibilidad a erosión eólica e hídrica y la reducción de áreas de bosque de galería (Narváez, 2013).

Cuadro: Distribución del área según uso de la tierra de la cuenca del río Reventado a finales del siglo pasado (Delgado, 1987).

Categoría del uso (~1987)	Área (ha)	% uso de la cuenca
Agricultura	255	15
Ganadería	1190	70
Bosques	255	15
Total	1700	100

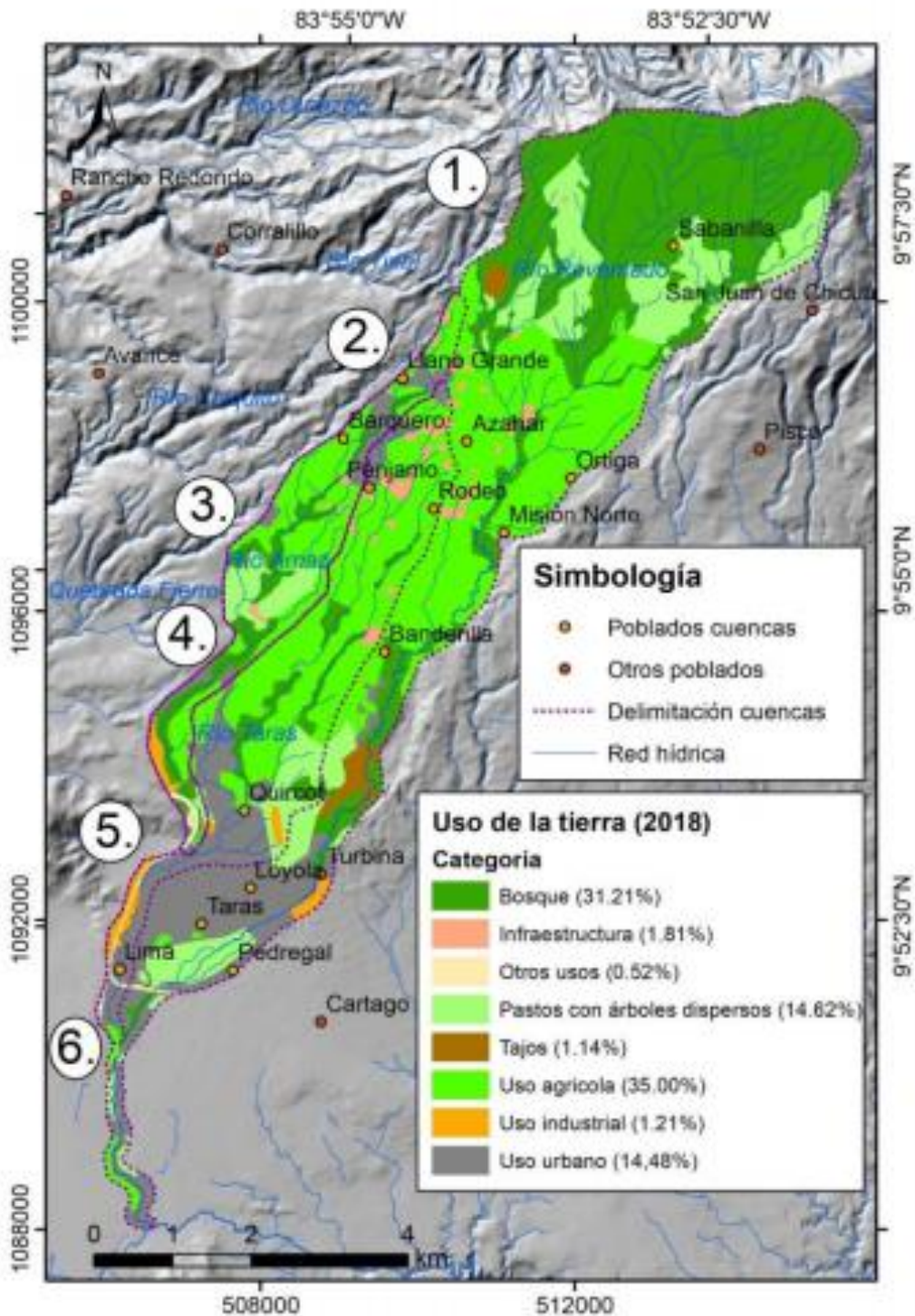


Fig. Uso de la tierra al 2018 de las cuencas de los ríos Arriaz, Taras y Reventado, Cartago (Siles, 2021).

Los cultivos agrícolas, en la zona están representados por la horticultura con un 35 % (papa, remolacha, zanahoria, cebolla, repollo, brocoli, coliflor, entre otros) en cuencas de los ríos Arriaz, Taras y Reventado, Cartago (Siles, 2021).

Los desequilibrios hídricos, las fuertes pendientes y el sobreuso de la tierra son factores que influyen en la degradación de estos suelos en la parte media de la subcuenca del río Reventado. Los problemas de erosión hídrica expuestos se agudizan en la época lluviosa y se relacionan con el grado y tipo de cobertura de los suelos durante las labores de labranza, siembra y cosecha, ya que la mayoría de los cultivos de la zona no dejan rastrojos en el campo (Ramírez, 2008b).

Otro factor que acelera la degradación de los suelos, en esta parte de la cuenca, es la forma de preparación de los suelos, al estar la agricultura que se practica en la zona asociada a cultivos de ciclo vegetativo corto (horticultura), la cual se realiza dos a tres veces al año. La mayoría de las veces el arado se realiza a favor de la pendiente y empenado maquinaria pesada como tractores, arado de rastra y rotavator, cincelesequipos que pueden provocar compactación y pulverizan el suelo. Estos factores que tienen a impermeabilizar el suelo y facilitar la escorrentía y arrastre de la capa, lo que indica que estos terrenos, rico en suelos andisoles como otros suelos erosionables (entisoles o inceptisoles), hacen que la mayor parte del tiempo una capa de casi 30 cm de espesor se mantiene removida, para que crezca este tipo de cultivos, pues requieren suelos blandos para que desarrollen sus cosechas (Ramírez, 2008b; Siles, 2021). Esto ha quedado demostrado en varios estudios del TEC (p. ej., Gómez-Calderón et al., 2017; Gómez-Calderón y Estada-León, 2020 y referencias allí citadas), quienes realizaron una investigación para medir tasas de erosión en los suelos hortícolas de la zona norte de Cartago. Estas condiciones de laboreo que demanda este tipo de agroecosistema exponen a los suelos a la escorrentía superficial y, por ende, a la erosión de las cenizas y a la inestabilización de las laderas y a una recarga hídrica rápida de la red fluvial, que como ya se demostró, su comportamiento es torrencial (Siles, 2021).

Existen otros factores que influyen en los procesos de degradación del recurso del suelo y agua, tales como: las taltuzas, la carencia de obras de control de torrentes, taludes y erosión en las vías terrestres (erosión de los taludes y formación de zanjas en las márgenes de los caminos). A ello se le puede agregar la extracción inadecuada de materiales de algunos de los tajos y los deslizamientos (Ramírez et al., 2008b).

Aunque se considera que los suelos volcánicos de la subcuenca son de características físicas muy buenas para la agricultura, pero estos son bajos en nutrientes y tienen sobre todo una altísima acidez (Calvo, 1987), al menos de entre 4.5 y 6.0 en Prusia, donde presentan una deficiencia en calcio y un elevado nivel de hierro (Padilla, 2017). Sin embargo, con una buena tecnología de conservación de suelos y programas de fertilización, se puede mejorar su productividad (Calvo, 1987). De hecho, al menos en el sector de Prusia, existe una capa hidrofóbica (repelencia del agua en el suelo debido a compuestos orgánicos), que reduce la infiltración y disponibilidad del agua para las plantas, lo que incrementa la escorrentía y la susceptibilidad a la erosión, la cual, a su vez, deteriora la estructura del suelo y puede generar grandes pérdidas en la producción agropecuaria y forestal. Por lo anterior, se recomienda su remoción para favorecer el establecimiento de la vegetación (Padilla, 2017).

8.7.2 Las avenidas principales del Reventado

Basándose en los datos históricos, se tienen noticias de avenidas importantes del río Reventado en 1724, 1861, 1891, 1951, 1963-1965 (Mata, 1930; ICE, 1965). Amador et al. (2018) hablan de dos eventos más, uno en 1860 y el otro en 1863, aunque no agregan las fuentes o referencias.

Del cuadro que sigue se desprende que las inundaciones que más daños han causado ocurrieron en los meses de octubre a diciembre asociadas a temporales anómalos de uno a varios días.

Contrario a lo que muchos textos dicen, la reubicación de la antigua ciudad de Cartago en el año de 1563, conocida como la ciudad del lodo, no era producto de las inundaciones del Reventado, sino del río Coris (Meléndez, 1962).

Avenidas de 1723-1724:

Durante la erupción de 1723, propiamente el 27 de febrero, los ríos que descendían del volcán venían cargados de sedimentos (Alvarado y Schmincke, 2013). Otro evento similar se reporta en un documento de la Curia Metropolitana, fechado el 23 de junio de 1724, donde se describen corrientes de lodo que transitaron por el río Reventado, debido a “las muchas arenas que dimanaban del volcán”, lo que se interpretó como lahares disparados por una erupción, que posiblemente continuaba por lo menos aun a mitad del año 1724 (Peraldo, 1996).

Avenida de 1861:

Después de las avenidas de 1723-1724 hay un gran silencio en la historia de inundaciones importantes que afectaran a Cartago y sus alrededores, hasta que octubre de 1861 se reporta un evento relevante asociado con lluvias durante varios días del 24 al 28 de octubre (ICE, 1965).

Avenida de 1891:

Una gran inundación afectó Cartago y alrededores en la madrugada del 27 de octubre de 1891 y se extendió por parte de la mañana con el pico a las 10 a. m. Este evento ocurrió después de cinco días de lluvias, particularmente los últimos tres que fueron de temporal, que incluso continuaron durante todo ese día y depositaron entre 1-2 m de sedimentos, rocas y escombros de casas. Los sectores más afectados fueron al oeste del centro de Cartago, particularmente el Molino por San Nicolás y Taras. Al menos 123 casas fueron seriamente dañadas o destruidas y muchas otras más prácticamente desaparecieron. Al menos nueve personas perecieron, aunque su número total no se llegó a establecer. Las pérdidas estimadas fueron de no menos \$ 300 000 pesos (el peso \$, unos 49 millones de dólares, a valor del 2017). La causa más probable de la lluvia intensa posiblemente fue un "temporal" del Caribe, un sistema que afecta a la región con cierta frecuencia (Mata, 1930; Amador et al., 2018).

Avenida de 1928:

Las fuertes lluvias durante la noche del 22 de noviembre de 1928 dispararon a que el río Reventado se desbordara a eso de las 11:30 a. m. del día 23, lo que afectó a muchas casas, la línea de ferrocarril y la cañería; las pérdidas se estimaron en varios miles de colones, aunque favorablemente no se reportaron vidas humanas que lamentar. Varios otros ríos se desbordaron como el Virilla a la altura de Coronado y Santo Domingo de Heredia, Tiribí en Tres Ríos, Paso Real en Paso Ancho por Cot, Colorado y Turrialba en el valle del Turrialba (Mata, 1930).

Avenida de 1951:

La avenida e inundación del 11 de octubre de 1951, se debió a las lluvias de 154 mm/24 horas (estación Sanatorio Durán), donde el agua llegó a 400 m al oeste del mercado Central de Cartago, lo que ocasionó grandes daños con pérdidas estimadas en 3 millones de colones. El caudal se estimó en 226 m³/s en el puente de Llano Grande (antiguo puesto 2 de control, ubicado en el río Reventado en el camino entre Tierra Blanca y Llano Grande) con un tirante de 12 m (Ulate y Corrales, 1966).

Avenidas de 1963-1965:

La intensa actividad de cenizas del Irazú disparó casi un centenar de lahares en los ríos y quebradas que nacen en sus cuencas superiores.

Debido a la formación de una capa dura superficial de ceniza de 1-1.5 cm de espesor, que era muy impermeable, los resultados fueron una reducción drástica en la infiltración y un aumento en la escorrentía superficial. Se estimó la escorrentía superficial en un 80 % para lluvias de baja intensidad y larga duración, mientras que para lluvias de intensidad alta se estimó entre 95 y 100 % de escorrentía (ICE, 1964, 1965; Waldron, 1967). Esta capa fue interpretada como una selección de las cenizas finas durante la lluvia (ICE, 1964; Ulate y Corrales, 1966) o por un efecto químico (Waldron, 1967).

Esta costra superficial particular en los paisajes volcánicos de superficie liza, desarrollada en cenizas volcánicas, en ocasiones con fragmentos de rocas, se le ha llamado “pavimento volcánico” (Alvarado, 1990, p. 59), que corresponde con un recubrimiento o revestimiento superficial del suelo (*soil surface coating*) volcánico (Jongmans et al., 1996). Allí, la coraza de cenizas y mineraloides de textura muy fina, por lo general laminada, suele tener ≤ 3 mm de grosor, de color gris claro a café grisáceo, presente en pendientes poco inclinadas ($\leq 10^\circ$), tanto en crestas como en depresiones. Suele estar compuesta de vidrio volcánico, cristales primarios (plagioclasas, piroxenos, olivino, magnetita), esférulas muy pequeñas de hidróxidos de hierro, en un cemento de sílice amorfo u ópalo. Su formación puede ocurrir cuando las cenizas, preferentemente húmedas, debido a la acción de la lluvia ácida (pH <5,6), después se secan, por lo que, puede suceder la solubilización de minerales de cristalización pobre, formándose una superficie cementada por geles de sílice y minerales de hierro (Jongmans et al., 1996) o incluso yeso.



Fig. Erosión laminar y en surcos y la costra superficial formada en las cenizas (pavimento volcánico) en los flancos superiores del Irazú (Waldro, 1967).

La caída abundante de cenizas ocasionó varios cambios significativos en la parte superior de la cuenca (ICE, 1965; Ulate y Corrales, 1966; Waldron, 1967):

- a) La destrucción de la cobertura vegetal (pastos y bosque)
- b) La formación de una capa dura impermeable (10-15 m de grosor) en la superficie de las cenizas caídas.
- c) La acumulación de cenizas aportó material adicional a la cuenca.
- d) La reactivación de deslizamientos debido a la profundización y erosión lateral de los cauces.

La erosión de las cenizas en la parte superior de la subcuenca, estimada entre un tercio y la mitad de las cenizas depositadas, produjo un aumento en la viscosidad de los ríos cargados de sedimento, lo que provocó una profundización de los lechos y la erosión lateral. Ello ocasionó no solo la erosión de lahares y avalanchas de escombros prehistóricas, sino también la reactivación de deslizamientos, lo cual aportó material detrítico extra.

Para el estudio y control de los lahares, la Defensa Civil de aquel entonces estableció puestos de control con radios para informar sobre el nivel de los ríos y la actividad volcánica, tanto en la cima como a lo largo del río Reventado. Los lahares se iniciaron el 11 de mayo de 1963 y se extendieron hasta 1965; dilataban entre 40 y 70 minutos en llegar a Cartago desde los reportes en Sanatorio Durán y Llano Grande (ICE, 1965).



Fig. Acelerada canalización (erosión lateral y vertical) de la cuenca superior del Reventado con predominancia de lahares arcillosos, tobas y cenizas que aportaban gran cantidad de sedimentos (Waldron, 1967).



Fig. Depósitos de los lahares cerca del ápice del abanico cerca de Cartago (Waldron, 1967).

Cuadro: Inundaciones históricas principales que han afectado a la ciudad de Cartago (Mata, 1930; GCR, 1964; DGEC, 1965; ICE, 1965; Alvarado y Schimcke, 1994).

Fecha	Causa	Daño	Muertes
27-2-1723	Erupción del Irazú	Ninguno	Ninguna
23-6-1724	Erupción del Irazú	Una casa	Ninguna
Octubre 1861	Lluvias por 5 días	Destrucción importante	Ninguna
27-10-1891	Lluvias intensas por 5 días	140-174 casas, puentes y la línea del ferrocarril	≥ 4 personas
23-11-1928	Lluvias fuertes por 5 días	Varias casas, puentes y la línea de ferrocarril	Ninguna
11-11-1951	Lluvia intensa (154 mm/24 h) que disparó un evento de 226 m ³ /s	Destrucción mayor	Ninguna
9-12-1963	15 horas de lluvia que disparó un evento de 407 m ³ /s; la actividad eruptiva destruyó la vegetación y generó una costra de superficie impermeable.	300-350 casas destruidas, 65 dañadas, caminos, línea de ferrocarril y fábricas	≥ 20 personas

El evento lahárico más relevante e impactante corresponde con el que ocurrió la noche y madrugada del 9-10 de diciembre de 1963. Aunque se reporta llovizna desde las 9 a. m., al parecer las lluvias incrementaron a partir de las 6 p. m. con una precipitación convectiva intensa con rayería y vientos alrededor de las 9-10 p. m.

A las 9:20 p. m. del 9 de diciembre de 1963 se recibió en Cartago un aviso del Sanatorio Durán donde se informaba que en el cauce del Reventado se escuchaba un ruido muy grande (CE, 1965, p. 137). Alrededor de las 10 p. m. la estación de bomberos de Cartago recibió el aviso de trasladarse el puente del Reventado sobre la carretera general, para observar la situación. Vieron que bajaba una corriente de lodo, que al rato bajó su nivel, pero tiempo después incrementó paulatinamente su nivel al traer gran cantidad de troncos, grandes piedras hasta alcanzar el puente. En ese momento, se dedicaron a alertar con sirenas y campanas a la población para que evacuaran, ayudando a diversas personas a transportarlas ([www.bomberos, go.cr/estación-cartago/](http://www.bomberos.go.cr/estación-cartago/)). Eso debió de haber sido a las 10:50 p.m., cuando se confirmó de una creciente grande, por lo que se declaró el estado de alarma y se ordenó a las personas evacuar sus casas. El caudal del río comenzó a incrementar a las 10 p. m. y subió notoriamente a las 11 p. m. en el puesto 2 con un pico unos 20 minutos después (ICE, 1965, p. 137 y lámina 8). A las 11:30 p. m. la avenida llegó al puente de la carretera donde se desbordó, inundando el barrio de Fátima, entre otros y destruyendo casas y fábricas (ICE, 1965, p. 137).

Esta alerta temprana fue lo que favoreció para que tan solo unas 20 personas perecieran, aunque sí una 300-350 casas fueron destruidas y otras 65 dañadas, además de

fábricas, la carretera Interamericana y la línea del ferrocarril al Caribe (GCR, 1964; DGEC, 1965; ICE, 1965; Ulate y Corrales, 1966). El pánico se apoderó de las personas, no solo por las lluvias intensas con rayería, vientos fuertes que tumbaban árboles, ruido de las avenidas, así como el hecho de que el fluido eléctrico fue interrumpido, por lo que las personas quedaron en completa oscuridad. La ciudad quedó sin agua debido a que las tres tuberías que la abastecían fueron destruidas ([www.bomberos, go.cr/estación-cartago/](http://www.bomberos.go.cr/estación-cartago/)).

Durante la avenida del 9 de diciembre la estación meteorológica del Sanatorio Durán registró 60 mm en 39 horas (24.4 mm el día 9 a partir de las 9 a. m. y una intensidad máxima de 15 mm durante media hora), mientras que en Pacayas fue de 80 mm en 16 horas (ICE, 1965 en su lámina 8), lo cual parecería que no fue una tormenta extraordinaria. Sin embargo, de acuerdo con los estudios realizados, esta avenida fue generada por la ocurrencia de una lluvia de gran intensidad, superior a los 75 mm/h (dato que posiblemente corresponda con la intensidad de diseño), para tiempo de concentración de la cuenca, el cual ocurrió después de 15 horas de lluvia continua, motivada por un disturbio atmosférico que afectó toda la vertiente Caribe del país (ICE, 1965, p. 12 y lámina 8).

Los lahares alcanzaron el 9 de diciembre valores máximos de 407 m³/s, medidos en el puesto 2 ubicado entre Tierra Blanca y Llano Grande, compuestos aproximadamente de un 65 % de agua y un 35 % de sedimentos (ICE, 1965). El área afectada por el lahar se estimó en 2.8-3 km² con un espesor de unos 2 m (Ulate y Corrales, 1966; Waldron, 1967) o de 1.4 km² según Kesel (1973), y un sector adicional de 3.2 km² fue inundado por las aguas de escorrentía asociadas con el lahar (Kesel, 1973). En algunos lugares el tirante fue de 12 m (Waldron, 1967). Este caudal fue alrededor de 550 veces mayor que el caudal promedio anual (Mora, 1993).

La dinámica de los procesos sedimentológicos produjo una movilización en la subcuenca media de unos 60 millones de metros cúbicos entre 1964 y 1965, con pérdidas económicas de 3.5 millones de dólares de la época para el evento de 1963 (ICE, 1965; Waldron, 1967). Las pérdidas económicas finales fueron estimadas en 15 millones de dólares más una cifra similar por las medidas correctivas y de mantenimiento de los diques y las canalizaciones cerca de Cartago (Ulate y Corrales, 1966).

Los flujos eran precedidos de un incremento en la velocidad y en el nivel de la corriente del río, acompañado de un incremento en los sedimentos, para finalmente manifestarse como una cabeza con frente definido de unos 30 cm hasta 2 m de altura. La duración de los flujos varió entre menos de una hora y varias horas, durante ese tiempo las características del flujo variaron (incluyendo la concentración de sedimentos). La selección de los flujos no incluyó partículas mayores a 15 cm de diámetro, por lo que la tendencia fue a dar valores más bajos que los esperados (Waldron, 1967).

En la época de 1963-1965, lluvias con intensidades relativamente baja causaron los lahares; la frecuencia y descarga solía incrementarse durante y después de las erupciones. Los hidrogramas muestran que a partir de 20 mm de lluvia se producían los lahares. Durante las erupciones, las avenidas del Reventado aumentaron notablemente de magnitud y frecuencia, cuando en los años de 1963 y 1964 ocurrieron cinco avenidas mayores a la de 1951 y otras cinco más cuyo caudal excedió los 150 m³/s. Más de 90 lahares ocurrieron

durante la estación lluviosa de 1964 en los flancos oeste y sur del volcán con tirantes superiores a los 3 m, aunque ninguno comparado con el de diciembre de 1963; unos 40 de estos lahares se dieron en la cuenca del Reventado. Estas avenidas resultaron ser muy numerosas y de gran magnitud, particularmente entre julio y setiembre con picos de $60 \text{ m}^3/\text{s}$. En 1964, 19 lahares excedieron los 3 m de tirante en el puesto 2, mientras que, en los meses de mayo y julio de 1965, 10 avenidas excedieron los 3 m, de las cuales dos (23 y 26 de mayo) estuvieron entre las más grandes de este período de desbalance hidrogeológico. La mayoría de las avenidas se originaron en la subcuenca de Retes (ICE, 1964, 1965; Ulate y Corrales, 1966; Waldron, 1967).

Los análisis granulométricos de los barros de los lahares indicaron que un 60 % estaba constituido de granos más finos que 3 mm y un 10 % más finos que 0.003 mm. La gravedad específica varió de 1.13 a 1.98 con un promedio de 1.61 para 80 muestras. La concentración de sedimentos en 89 muestras varió desde un 20.0 % hasta 78.8 % por peso, con una media de 60.94 %. La velocidad de los flujos principales varió desde 1.02 hasta 10 m/s, con un promedio de 5.7 m/s y una media de aproximadamente 4.46 m/s; velocidades pico de 8-10 m/s se alcanzaron solamente en dos flujos (ICE, 1964, 1965).

De la multitud de eventos que descendieron por el río Reventado, tan solo quedaron preservados cinco eventos en el registro geológico con un espesor total de 2.5-4.5 m. Las capas 1, 2, 4 y 5 consisten en gravas angulares hasta redondeadas flotando en la matriz de arenas y gravillas, pobremente seleccionadas, facies que son interpretadas como flujos de escombros rocosos. La unidad 3 es una grava polimodal, pobremente seleccionada, que posee clasto en contacto puntual, que caracteriza a un depósito por flujo hiperconcentrado. Entre las unidades existen delgados lentes ($<15 \text{ cm}$ de espesor) de arenas y guijarros, que al parecer representan eventos cortos de retrabajo por la acción de la escorrentía superficial. El volumen del evento del 9 de diciembre se estimó en $4 \times 10^6 \text{ m}^3$, mientras que el volumen total de sedimentos rondó los $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Alvarado y Schmincke, 1994).

Dentro de las medidas implementadas para controlar los eventos laháricos de 1963-1965, a lo largo de la cuenca, fueron las siguientes (ICE, 1965; Ulate y Corrales, 1966; Waldron, 1967):

- a) zanjas de contorno para canalizar mejor las aguas y estabilizar ciertos taludes.
- b) rehabilitación de la vegetación para reducción la escorrentía superficial.
- c) la construcción de diques pequeños para reducir la escorrentía superficial, para así aumentar la infiltración y el tiempo de concentración en la parte alta afectada, reteniendo el agua y los sedimentos.
- d) sellamiento de las grietas de algunos deslizamientos grandes.
- e) la construcción de 12.5 km de diques grandes ($1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$) en la zona del abanico lahárico.

También se propuso el desvío y canalización del río Reventado en la parte media hacia otras quebradas y ríos, proyectos que no fructificaron por aspectos económicos, viabilidad ingenieril y la incertidumbre de trasladar la peligrosidad hacia otros poblados (CE, 1964). Previamente, en 1902, surge una idea modernista que pretendía controlar la amenaza natural del río Reventado mediante su ampliación, aunque no se cuentan con detalles, el título

de la ley sugiere el interés por ampliar el cauce posiblemente en miras a disminuir el riesgo de inundaciones (Asamblea Legislativa, 1902, en Mora-González, 2019).

Con el fin de bajar la energía y el transporte de sedimentos, se construyeron seis presas de gaviones a modo de prueba, aunque fueron destruidos durante el inicio de la estación lluviosa de 1965, dado que todavía la cuenca era inestable y la reforestación no se había iniciado; se desconoce si fueron reconstruidos (ICE, 1965; Ulate y Corrales, 1966; Waldron, 1967).

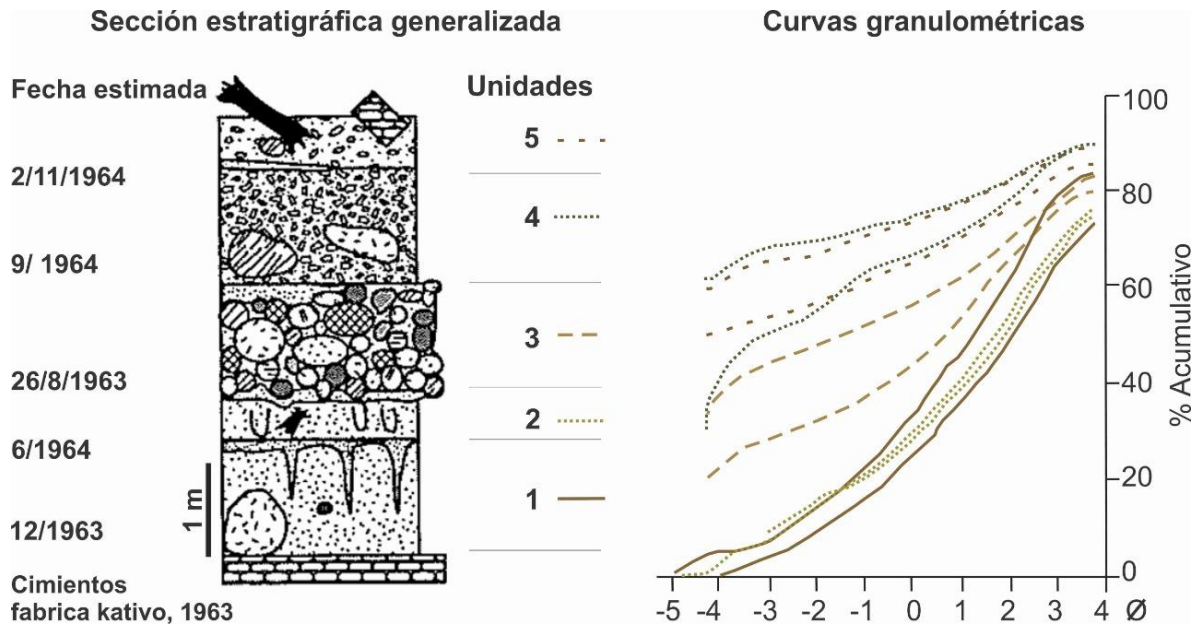


Fig. Diagrama esquemático de los 5 eventos preservados en Taras y la curva acumulativa de granulometría, con dos muestras representativas de cada unidad (Alvarado y Schmicke, 1994).



Fig. Fotografía de algunos de los lugares afectados por la inundación lahárica del 9-10 de diciembre de 1963 en Taras. 1. Plaza de Taras, 2. Iglesia católica, 3. Escuela República Francesa, 4. Fábrica de jabón Prim, 5. Fábrica de pinturas Kativo, 6. Campo Ayala (tomado de Cartago antiguo en Facebook).

La construcción de los diques inició a inicios de 1964 por varios comités locales de la ciudad de Cartago, los cuales fueron reforzados por una firma consultora según encargo de la Agencia para el Desarrollo Internacional del Gobierno EE. UU. La obra se llevó a cabo con equipo del Gobierno y maquinaria alquilada a particulares y la ayuda de un grupo de marinos (*U. S. Navy Sea Bees Technical Assistance Team*) de la Armada de EE. UU. en mayo de 1964, los cuales fueron concluidos casi en su totalidad aproximadamente a finales de julio o inicios de agosto de 1965. Lo anterior sí se tradujo en una disminución en la afectación a viviendas, pero no a la interrupción temporal de vías secundarias y puentes, así como la línea vital del camino entre San José y el puerto de Limón (ICE, 1965; Waldron, 1967). Los diques de Taras de Cartago poseen una longitud de 12.5 km y 1.5×10^6 m³ de material (arenas y bloques), aunque la rapidez con que fueron construidos impidió que se respetaran las normas de diseño, colocación de los materiales, compactación, impermeabilidad, resistencia y no aportaron recomendaciones de mantenimiento (Mora, 1987). Además, desde 1967 no se les ha dado mantenimiento alguno y, por el contrario, se han degradado con el transcurso del tiempo, acelerado además por los ocupantes de los asentamientos en precario e informalidad, quienes han socavado las obras de protección para utilizar sus materiales en la construcción de unidades habitacionales y para la venta (Mora, 1987).

Los ríos Durazno y Virilla también experimentaron severas inundaciones durante el período eruptivo de 1963-1965, cuando al menos dos puentes fueron destruidos en Coronado y Las Nubes, respectivamente (Young et al., 1998). Muchos otros puentes fueron dañados, tal y como se desprende de un mapa de campo realizado en la época, utilizado en el presente informe.

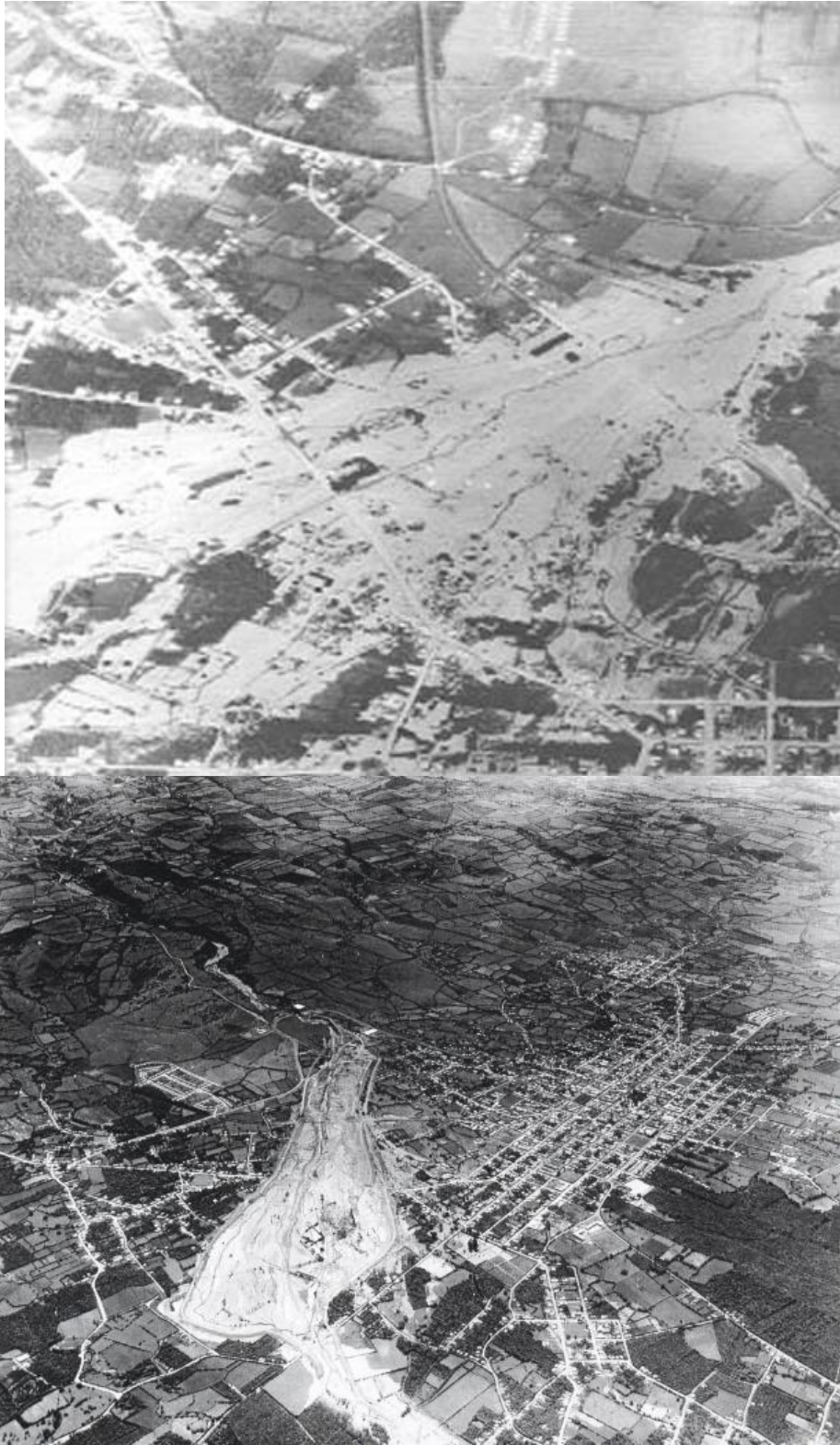


Fig. Se muestra el área de destrucción por el lahar del 9-10 de diciembre en Taras y los diques recién construidos (fotografías aéreas del IGN de 1966 y aproximadamente 1965).

Solano (2003), establece que entre 1963 y el 2003, se contabilizaron más de 47 crecidas del Reventado, que ocasionaron daños menores en poblaciones que se encuentran en la cuenca inferior, no comparables con las grandes históricas pre-1965. Por ejemplo, las lluvias fuertes (46 mm en la estación Tierra Blanca) ocurridas el 17 de octubre de 1987 provocaron una inundación ligera en la parte de los diques, con acumulación de material arenoso que interrumpió la carretera entre Taras y Cartago. La causa fue las lluvias intensas en conexión con una práctica insuficiente de conservación de los suelos en la parte superior de la subcuenca, especialmente donde hay cultivos (papa, zanahoria, cebolla) en las cenizas (Vahrson y Cartín, 1992).

Otras avenidas ocurrieron el 3 y 18 de octubre del 2007 cuando las inundaciones provocaron de los ríos Arriaz y Taras provocaron daños a la infraestructura de las comunidades de La Lima y Quircot, con 10 casas destruidas y 200 afectadas, varios puentes dañados y daños en la escuela La Lima, donde se evacuaron a 500 escolares, por lo que los estudiantes tuvieron que pasar varios días en casa, mientras se habilitaban sus escuelas, varios locales comerciales dañados y un número impreciso de damnificados. Las pérdidas económicas se estimaron en más de 1500 millones de colones y es a partir de este año que se forman comités de atención de emergencias en las escuelas y comunidades. Gracias a la alerta dada por vecinos de Llano Grande a la Policía del Tránsito de Cartago, se dio la evacuación temprana y la avenida llegó a Quircot y a La Lima 40 minutos después de la alerta. La crecida súbita del caudal de los ríos Arriaz y Taras, por intensa lluvia concentrada en el sector de Llano Grande, se registró en las tres estaciones meteorológicas un superávit de lluvia de 32 %, 34 % y 39 %, respecto al promedio. En los 5 días previos a los eventos se dio un acumulado de lluvia de 117.5 mm y 42 mm, lo que contribuyó a la saturación de los suelos (Siles, 2021).

Otros desbordamientos afectaron a Quircot y La Lima en varias ocasiones (1, 2 y 21 de octubre del 2008, 21-22 de octubre 2012, 25 setiembre del 2015, 6 y 17 de octubre del 2016 y 24 y 28 de octubre del 2017), donde las fuertes lluvias provocando la crecida de los caudales de los ríos Taras y Arriaz (desbordamiento de la quebrada Amapola), que unido al colapso de la capacidad de evacuación hídrica del alcantarillado público, se inundaron las calles y numerosas viviendas que se colmataron de lodo, basura y escombros en las localidades de Taras, Quircot, La Lima y Pedregal (Siles, 2021).

Alvarado y Schmincke (1994) estimaron un período de recurrencia de los grandes lahares (pre-1966) que afectaron Cartago en 24.5 ± 12.5 años (entre 1861 y 1965) y un promedio de un evento aproximadamente cada 50 años si se toma en cuenta los lahares de 1723-1724. Aunque dichos períodos de recurrencia son aproximaciones, quiere decir que ambos se vencieron en el 2002 y en el 2015. Dicha recurrencia se calculó para el río Reventado, pero si se toma el río paralelo, el Taras, se podría asumir que existió concordancia. Por otro lado, el ICE (1965, p. 52-53) establecieron una avenida de diseño con un posible periodo de recurrencia de una vez cada 50 años, con un caudal pico (sin incluir sedimentos) de $571 \text{ m}^3/\text{s}$ y de $860 \text{ m}^3/\text{s}$ (con sedimentos), con una duración de 90 minutos y el tiempo al pico de 25 minutos, para un volumen total (sedimentos y agua) de $1.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Lo anterior sugiere que existe una elevada probabilidad de que ocurra un evento adverso importante en el río Reventado en lo que resta de la primera mitad del presente siglo.

8.7.3 El nacimiento de un problema socioeconómico en Los Diques de Taras

En 1963, Defensa Civil (adscrito al MOPT), el organismo destinado a atender la emergencia ocasionada por las erupciones del Irazú desarrolló algunos mecanismos y procedimientos para alertar con anticipación a la población de posibles avenidas de lahares, con lo cual se redujo el número de víctimas.

Durante la misión de expertos vulcanólogos belgas de la UNESCO, estos recomendaron crear un canal para desviar el río Reventado hacia el oeste, con el fin de evitar la eventual destrucción de la ciudad de Cartago. Al principio, los miembros de la comisión nacional querían construir una represa, destinada a contener los lahares, aunque los miembros de la UNESCO se opusieron porque el dique de contención podría ser arrasado, a menos que fuese bien construido (Tazieff, 1964); al final, las autoridades nacionales se decidieron siempre por construir los diques, pero no para represar, sino para canalizar los lahares.

Otra de las recomendaciones de los expertos de la UNESCO fue la de instalar métodos pasivos de alerta, que consistía en la instalación de postes de observación 24/7, instalados en diversos puntos, proveídos de los instrumentos necesarios para dar alerta, además de pluviómetros automáticos con transmisión de radio. La capacitación de la población para evacuar en orden también fue parte de las recomendaciones (Tazieff, 1964).

Con el fin de proteger a la ciudad de Cartago y a los pueblos vecinos de futuras avenidas del río Reventado, entre 1964 y 1965 se construyeron dos diques mayores y otros de menores dimensiones a lo largo de su curso inferior (ICE, 1965), aunque en otro documento se dice que su construcción se extendió hasta 1967 (Mora, 1987).

Mediante la ley N.º 3459 del 26 de noviembre de 1964 se declara Reserva Nacional los terrenos dentro de una zona de un kilómetro de ancho a cada margen del río Reventado desde su nacimiento hasta el puente que comunica hoy las poblaciones de Tejar con Tobosí en el cantón del Guarco. La citada ley autorizó al Poder Ejecutivo para declarar reserva nacional los terrenos que estimase necesarios dentro de una zona de un kilómetro de ancho a cada margen del río Reventado, de modo que en ningún caso se podían hacer uso del suelo urbano o residencial, es decir, levantar construcciones o movilizar asentamientos humanos en tales áreas sin la autorización expresa de las instituciones pertinentes (Salgado, 2002).

Los diques son considerados una obra de defensa nacional que asegura la ciudad de Cartago. El decreto ejecutivo MOPT-MIVAH (Ministerio de Obras Públicas y Transportes-Ministerio de Vivienda y Asentamientos Humanos) del Dique N.º 22834 de 1984 establece que se mantienen en reserva los terrenos definidos como tales por la Ley N.º 3459 del 26 de noviembre de 1964. El Ministerio de Recursos Naturales, Energía y Minas regulará la concesión y explotación de los tajos en este sector, y las instituciones públicas de la región, particularmente la Municipalidad de Cartago, ejercerán la fiscalización pertinente. En cualquier trámite deberá darse, de previo, audiencia a la CNE a efecto de que emita la opinión pertinente. Establece, específicamente en sus artículos 3 y 4, además, que deberá procederse a la erradicación en esta zona, de cualquier tipo de construcción residencial, comercial e industrial, su infraestructura y los servicios existentes.

En ese entonces, se había creado la “Comisión Especial de Vivienda”, que operaba con recursos del Fondo de Emergencia, liderada por la misma junta Directiva de la CNE.

Con el paso del tiempo, los diques fueron ocupados en forma paulatina por familias de escasos recursos, particularmente en las décadas de 1980 y 1990. Según la vecina Vera Sanabria (com. verbal, en Salgado, 2002), la invasión de los diques se inició aproximadamente en 1982, con una primera ocupación que se llamó María Auxiliadora, seguida por otras más llamadas Linda Vista, barrio Nuevo, Miraflores y El Higuierón. En ese entonces, para que un vecino construyera se le solicitaba la hoja de delincuencia, cartas de recomendación de donde vivían anteriormente y que garantizara que tenía trabajo. Aprobada la solicitud por el comité correspondiente de los barrios, se procedía a medir y asignarle un lote o terreno. Dentro de algunos requisitos que los comités solicitaban para las construcciones estaban que fuera humilde con al menos puertas y ventanas, con cerca, limpieza de caños y no tirar las aguas jabonosas al vecino, según relató la señora Sanabria. Así, fueron poco a poco surgiendo comités de vecinos en los nuevos barrios que coordinaron con la municipalidad de Cartago y con los políticos (líderes de partidos políticos, autoridades municipales, regidores y síndicos de aquella época) del área para la instalación de alumbrado público, agua potable y electricidad en las casas que se fueron instalando e, incluso, el Ministerio de Obras Públicas y Transporte (MOPT) contribuyó con la construcción de caminos. Con ello se establecieron las condiciones que propiciaron la permanencia de la población en esta área (Salgado 2002, Samudio et al., 2003).

En efecto, el desarrollo espontáneo y de invasión de los diques se orientó a utilizar los terrenos de la reserva nacional, en el área comprendida entre el puente La Turbina y la confluencia del Reventado con el río Purires. Allí, los asentamientos informales de Los Diques de Taras, localizados en la planicie de inundación donde, además, las comunidades de barrio Fátima, Taras, Guadalupe, El Tejar y El Carmen, son señaladas por Alvarado-Rojas et al. (2006) como las de mayor vulnerabilidad ante futuras inundaciones del Reventado.

Debido a ello, a mediados de la década de 1980, la otrora Oficina de Defensa Civil mostró preocupación ante el peligro de un nuevo lahar o evento similar, que podría traer consecuencias sobre los invasores y otras áreas de Cartago, por lo que efectuó varias instancias ante la CNE y la segunda Vicepresidencia de la República de ese entonces, sin recibir respuesta favorable (Vargas, 1987). En el periodo 1990-1994 hubo un proyecto de reubicación que permitió movilizar parte de la población, aunque no todos se fueron y los lotes que se desocuparon fueron reocupados, aspecto que se volverá a mencionar.

Todo lo anterior se sumó al retroceso a nivel de gestión de riesgo en la gobernabilidad, ante presiones sociales, económicas y políticas, ya que se reformó casi que a conveniencia la Reserva Nacional en los márgenes río Reventado, reduciendo el área restringida, originalmente de un kilómetro de ancho a cada margen del río Reventado, un margen mucho menor, la cual establece lo siguiente (Poder Ejecutivo, 1994, en Mora-González, 2019):

...un retiro de 25 (veinticinco) metros horizontales a partir del pie externo de los diques, incluido el derecho de vía en los tramos donde no existen diques, para ambas márgenes del Río Reventado, desde el puente La Turbina hasta el puente La Lima; y un retiro de 50 (cincuenta) metros horizontales a partir del pie externo del dique, incluido el derecho de vía en los tramos donde no existen diques en la margen derecha, y un retiro de 100 (cien)

metros horizontales a partir del pie externo del dique, incluido el derecho de vía en los tramos donde existen diques en la margen izquierda, desde el puente La Lima hasta el puente el Guarco.

A partir de lo anterior, se abrió paso a una mayor invasión y desarrollo de infraestructura en zonas con muy alto riesgo, especialmente en la zona de los Diques donde por oportunismo político se les ha brindado servicios de agua y luz a la población, motivando aún más los procesos de creación de asentamientos informales en zonas de alto riesgo, que con el tiempo han pasado a ser legitimados como formales y hasta beneficiarios de bonos de vivienda (Mora-González, 2019).

La CNE estimó que para el año 2000 habría una población aproximada entre 5800 y 6200 personas ubicadas en los linderos delimitados por la Ley que creaba la Reserva del Río Reventado (Salgado, 2002); la cual se distribuía en los caseríos de Barrio Nuevo, Linda Vista, barrio La Cruz y Cinco Esquinas, La Unión, La Mora, Miguel Trejos y Miraflores, con un total de 577 unidades habitacionales. Mora (1987) estimó el número de personas en unas 8000, aunque en su recalcule es más bajo de 4352 personas (Mora, 1993). A estos caseríos expuesto a la amenaza de inundación, se deben agregar las 450 unidades habitacionales ubicadas en el cantón del Guarco. Hoy en día, el número de pobladores debe de rondar los 8000 habitantes.

Las familias instaladas en Los Diques de Taras violentaron lo establecido en la ley 3459, donde queda claro que en ningún caso podrán hacer uso urbano o residencial del suelo, levantar construcciones o ubicar asentamientos humanos en dichas áreas sin la autorización expresa de las instituciones pertinentes. El crecimiento desmedido de la población hacia el sector de Los Diques e incluso dentro de ellos, es un reflejo de la falta de planificación territorial como de voluntad política y administrativa al no aplicar la ley 3459 y el decreto 22384 de 1994, donde brindan a las autoridades los mecanismos legales para restringir con fines preventivos la ocupación del área de Los Diques (Salgado, 2002). Aunque es cierto que la CNE y la Municipalidad de Cartago han tratado de abordar esta problemática heredada de gobiernos anteriores, no se deben esperar a que un nuevo evento catastrófico cobre vidas humanas, para tomar medidas de prevención, reubicación y mitigación (Alvarado-Rojas et al., 2006). Sin embargo, el abordaje de este problema es muy complejo, tanto social como económico.

Dicho decreto, sin embargo, no aclara la definición de parque nacional por parte del Poder ejecutivo y avisa del deterioro de la defensa natural porque en realidad no son “diques” como tal; por ejemplo, tiene contradicciones con el reglamento de uso del suelo y construcciones en la subcuenca del río y define el área de cobertura del decreto con ambigüedades, al establecer actividades recreativas y deportivas dentro de la zona que no son consecuentes con lo que se quiere regular. No existen responsables directos de las acciones de conservación, rehabilitación y custodia. El decreto tiene vacíos porque no permite tomar acciones y no se saben cuáles instituciones tienen la potestad de tomar decisiones. La obra pretendía que los lahares no llegarán a la ciudad y poder así protegerla de esta amenaza. Un aspecto relevante de la génesis del problema socioeconómico que impera en el lugar es que era una zona destinada a la protección, donde no podía construirse, pero al desarrollarse un proceso de asentamiento humano, la Municipalidad de Cartago y el

resto de las instituciones se vieron obligadas por el artículo 21 de la Constitución Política a brindar servicios de agua y alumbrado público (Preventec, 2015).

Los pobladores de Los Diques se encuentran relativamente confortables, por lo que no es fácil reubicar a la gente que vive ahí por oposición de las poblaciones receptoras y porque los beneficiarios no desean moverse de lugar. En un problema de contradicción legal, puesto que se suministran servicios legítimos en un área de riesgo, lo que legitima, además, la ubicación y expansión de anillos de pobreza en esta área. La solución para Los Diques, tal como indica Preventec (2015), no se puede generar a corto plazo.

Al analizar las hojas topográficas Ochomogo y Tejar (1:10 000) y las fotografías aéreas de 1998, se observa un desarrollo creciente de diversos núcleos poblacionales aledaños e incluso dentro de Los Diques. Este proceso se incrementa notoriamente en la década de 1990 (Salgado, 2002; Samudio, 2003). Durante los años 2001-2002 hubo un período de consolidación de nuevos procesos de invasión, tanto de población costarricense como nicaragüense, esta última particularmente en los caseríos conocidos como La Unión, Barrio Nuevo, Linda Vista y Miraflores (Salgado, 2002).

La población general está distribuida en al menos 13 precarios llamados Barrio Nuevo, María Auxiliadora, Linda Vista, Corazón de Jesús, La Esperanza, La Unión, La Cruz, Miraflores, El Higuierón, Trejos, La Mora, Santa Marta, barrio Los Ángeles, San Francisco y Santa Gertrudis.

En el año 2000, miembros de las poblaciones beneficiadas por el proyecto denominado Reforzamiento de Estructuras Locales y Sistemas de Alerta Temprana Río Reventado (RELSAT), proyecto implementado en el 2000 por la CNE con el aporte económico de la cooperación alemana GTZ, afirmaron en diferentes talleres de capacitación (2001-2002), que prácticamente no tenían conocimiento de los alcances de las regulaciones establecidas en la ley y el decreto arriba mencionados (Salgado, 2001b; CNE, 2002).

En el 2001-2002, la CNE instaló un sistema de alerta temprana en el río Reventado, cuyo objetivo era el promover la organización comunitaria en aspectos de prevención y preparativos para desastres. Este sistema contaba con una red de seis radios interconectados con la Cruz Roja de Cartago, además de sensores de nivel del río y medidores de cantidad de lluvia (Salgado, 2002).

Durante el 2002, según comunicó la Sra. Carmen Sanabria, del barrio Miraflores (dique norte), la JASEC (Junta Administrativa del Servicio Eléctrico Municipal de Cartago) instaló más de 15 medidores eléctricos con base en el acuerdo verbal de evitar nuevos ingresos al dique (Sanabria, 2002).

Las deplorables condiciones socioeconómicas y la falta de acceso a recursos (como vivienda y educación) son una de las principales causas del poblamiento de Los Diques. Barrantes et al. (2008) señalan en su estudio que el 94 % de las familias encuestadas habita en el lugar debido a la disponibilidad de terrenos baldíos y el bajo costo de las viviendas, dado que, al inicio los terrenos fueron invadidos y las casas iniciaron como ranchos o tugurios sin tener permisos. Todo ello ha llevado a que se presente como una zona con problemáticas

sociales y económicas como pobreza extrema, alto índice de delincuencia y consumo de drogas, alcoholismo, prostitución y explotación sexual de menores, violencia, guarida de prófugos de la justicia, desempleo y presencia de negocios clandestinos como el reciclaje, extracción de materiales del cauce del río, reducción del cauce, robo de servicios públicos, inmigración, generación de enfermedades infecto contagiosas e incendios estructurales que dejan en evidencia la necesidad de un abordaje integral de este núcleo poblacional; sin embargo, una de las problemáticas más graves es la invasión del cauce del Río Reventado (Brenes, 2006; Preventec, 2015). Debido a las problemáticas existentes, la Municipalidad de Cartago asumió la tarea de indagar sobre las condiciones de Los Diques y el decreto de Reserva Nacional, pero su trabajo dejó en evidencia que: primero, es un proceso que en su momento faculta al Poder Ejecutivo a declararlo reserva nacional, aunque no lo hace, y segundo, al no existir claridad sobre el termino empleado, no se reconoce ni asumen las responsabilidades de las instituciones públicas y sus competencias de intervención en la zona (Preventec, 2015).

Según Jara (1999), mediante un sondeo exploratorio de la concepción del riesgo del área de estudio y con el afán de aportar información básica para la CNE, pudo observar ciertas características de la población tales como problemas graves con hogares de extrema pobreza que se caracterizan por jefes de hogar desempleados, poseen como mínimo 3 hijos y viviendas totalmente inhabitables sin las adecuadas normas higiénicas aceptables tales como agua, luz y servicios sanitarios en buenas condiciones entre otros. Asimismo, constató que entre las personas entrevistadas existía muy baja o ninguna escolaridad y los principales empleos que ejercían la su mayoría son en actividades laborales como la seguridad, construcción, maquila, empleadas domésticas, mientras que otra parte de la población se encuentra desempleada y en algunos casos son indigentes (Jara, 1999).

8.7.4 Percepción del riesgo en Los Diques

Con respecto al riesgo, no resulta suficiente con conocer las amenazas y la exposición (bienes y personas), sino que es indispensable profundizar en los aspectos culturales, históricos, socioeconómicos y educativos, según los contextos específicos de cada unidad poblacional, según su ubicación geográfica.

Alvarado-Rojas et al. (2006) en su estudio catalogan el área de Los Diques y sectores adyacentes como los alrededores de la cima del Irazú, como una zona de elevada vulnerabilidad debido a las múltiples amenazas de origen natural y antrópico a las que están expuestas.

En efecto en Los Diques se está presente casi todos los tipos de vulnerabilidades (multivulnerabilidad) tales como la física, la económica, la social, la organizacional, la educativa y la ecológica con un factor de exposición elevado. Los diversos trabajos consideran que existen la conjugación de varios factores de multiamenazas, entre ellos, un período de pluviosidad anómala, un aumento de la recarga del acuífero local con la consiguiente elevación del nivel freático, un sismo de intensidad elevada, o nueva reactivación del Irazú. A ello le agregan la persistencia del manejo inadecuado de la subcuenca, por lo que las consecuencias inmediatas serían la destrucción por inundación de los tugurios asentados en la boca del cañón del Reventado, los asentamientos urbanos

ubicados en la zona de Los Diques y otras áreas residenciales cercanas (Mora, 1987, 1993; Alvarado y Boschini, 1988; Alvarado-Rojas et al., 2006; Mora-González, 2019).

Varios estudios se han realizado sobre la percepción del riesgo en Los Diques de Taras, por lo que acá se expone un resumen de los principales resultados. Se debe tener presente que los primeros que invadieron la zona de Los Diques fueron pobladores de Cartago, que pese a ser locales, el 63 % de ellos no conocían lo que ocurrió ahí antes. A quienes habitan el lugar ahora son foráneos a Cartago (83 %), por lo que no tienen conciencia del riesgo que corren y sus prioridades son otras (Preventec, 2015).

De la primera encuesta realizada por RELSAT en el año 2000, acerca de la percepción de las amenazas de origen natural a un total de 115 residentes, se desprende que un 65.3 % de los encuestados conocía la existencia de amenazas por avalancha (lahar), aunque muchos por rumores, un 29.3 % por deslizamiento, un 10 % por actividad volcánica y tan solo un 1.3 % por los sismos y un 0.1 % era consciente de la amenaza tecnológica (CNE, 2002, 2006). Esto se reafirma con los trabajos de Samudio et al. (2003) y Salgado (2002), basándose en la encuesta realizada por el proyecto RELSAT en el 2000, se encontró que al iniciar el proyecto, la población no tenía un conocimiento profundo de las amenazas a las cuales podían estar expuestos, puesto que afirmaron en diferentes talleres de capacitación entre 2001 y 2002, que prácticamente no tenían conocimiento de los alcances de las regulaciones establecidos en la ley y decretos anteriormente mencionados, donde las instituciones públicas, tanto de Cartago como del Gobierno Central, nunca advirtieron de los peligros naturales de la zona y por más de 15 años nunca se tocó el tema, a pesar de los procesos de invasión se seguían ocurriendo año con año (Salgado, 2001b; CNE, 2002).

De forma posterior, Solano (2003) realizó una encuesta acerca de la percepción de las amenazas de origen natural en el 2002 a 150 personas, distribuida en los asentamientos localizados en la parte baja de la subcuenca. En este caso, la pregunta era cerrada y con seis opciones relacionadas con las amenazas, ante las cuales los encuestados debían indicar una supuesta probabilidad de que se provoque un desastre en el sitio. Un 66 % respondió que la actividad sísmica era una amenaza muy probable, un 51 % la actividad volcánica y tan solo un 52 % los lahares. La notable diferencia puede ser atribuida al tipo de pregunta, que conlleva a una reflexión ante las opciones planteadas y no a una respuesta espontánea y abierta, a partir de su propia percepción del medio (Barrantes et al., 2008).

Barrantes et al. (2008), por su parte, realizaron un estudio sobre la percepción del riesgo en el 2005, en un sector de Los Diques, específicamente en el barrio La Unión, a un total de 26 familias. Al momento de realizar la encuesta, todos los pobladores del precario tenían menos de 20 años de habitar en el lugar y tan solo un 20 % era oriundo del cantón. Ello quiere decir que la mayoría de los residentes no experimentaron el lahar destructivo de 1963, por lo que podrían estar subestimando la amenaza, ello justificado en que el 50 % de los entrevistados contestó que no están expuestos a ningún peligro de origen natural. Del 50 % de los entrevistados que respondió afirmativamente, el 65 % consideró estar expuesto a inundaciones o avalanchas, un 21 % al derrumbe del dique y un 14 % a tornados. Los deslizamientos no fueron tomados en cuenta por la posición geográfica del barrio encuestado.

Cuando se les preguntó sobre si consideraban que su lugar de habitación era seguro ante una inundación o avalancha, tan solo el 35 % indicó que sí y atribuían esta seguridad a los diques (Barrantes et al., 2008). Sin embargo, está documentado que las obras civiles de mitigación pueden propiciar una falsa percepción de seguridad en áreas que nunca debieron ser ocupadas (Waldron, 1967; Barrantes, 1996; Pujol, 2012). De ello se desprende, además, que el 65 % de los encuestados del barrio La Unión considera que su casa no está segura en caso de una inundación o avalancha, por lo que se podría pensar que lo asumen como un riesgo aceptable a cambio del beneficio que representa un terreno baldío y una casa de muy bajo costo. Lo anterior se refuerza al constatar que el 85 % de los entrevistados afirmó no haber recibido ningún tipo de información sobre algún peligro de origen natural, por lo que la mayoría de la población ignora la magnitud de un posible evento futuro, así como las acciones básicas en caso de presentarse (Barrantes et al., 2008). A pesar de los esfuerzos de la CNE para reducir las posibles pérdidas de vidas humanas mediante la implementación del sistema de alerta temprana (SAT) como mecanismos de preparación y respuesta (CNE, 2006), las encuestas indican que no se ha logrado alcanzar una efectiva participación comunitaria, a modo de ejemplo, tan solo un 18 % de los entrevistados, pertenecientes a la parte baja de la subcuenca del río Reventado afirmó haber recibido algún tipo de capacitación en las labores de prevención y mitigación (Solano, 2003; Barrantes et al., 2008).

Del mismo modo, cuando a los entrevistados se les preguntó si la comunidad estaba organizada en el caso de un desastre, el 77 % respondió desconocer la forma en la cual están organizados y un 19 % afirmó que no existe dicha organización. Sin embargo, en el trabajo de Solano (2003), el 88 % de los entrevistados afirmó conocer sobre la existencia de algún tipo de organización local relacionada con la prevención de desastres y un 40 % participó en algún comité o subcomité local de emergencias. Lo anterior puede deberse a la proximidad temporal entre los talleres RELSAT-SAT Río Reventado realizados por la CNE entre el 2001 y el 2002. Ello quiere decir que, posterior a dichos talleres, la organización comunal se fue debilitando (Barrantes et al., 2008). Adicionalmente, Solano (2003) indicó que la participación fue nula en barrios como Miraflores, María Auxiliadora y Barrio Nuevo. En otros, las personas no acuden a los talleres donde se les habla sobre el riesgo, lo cual desmotiva a los miembros del comité que han pensado en abandonar el cargo (Samudio et al., 2003). Además, hay que considerar el complejo escenario, donde un porcentaje de los habitantes están en condición de migrantes, por lo que no tienen conocimiento histórico de los desastres ocurridos y por lo tanto no hay un arraigo con su territorio, lo que dificulta su participación y compromiso en organizaciones comunales.

Otro aspecto por mencionar es que los pobladores de estas comunidades muchos son incrédulos o bien, la religión en esta zona fomenta que las personas se arraiguen al entorno en que viven, justificándolo en términos de “todos somos seres humanos y tenemos derecho a un lugar donde vivir”, lo que condiciona su modo de vida a la voluntad de Dios (Jara 1999, Samudio et al., 2003).

A ello se le debe agregar que muchos de los pobladores no estén interesados en participar en comités de vecinos por falta de interés y tiempo, o por no percibir que les beneficie personalmente, aunado a un alto porcentaje de analfabetismo (46 %), lo que conlleva a una dificultad para informar sobre la amenaza a la que están expuestos (Solano, 2003). Así, la invasión ilegal y desordenada de Los Diques, sumada a la mala situación

económica y poca cohesión social, ha aumentado la vulnerabilidad ante un lahar, puesto que existe una mayor exposición de personas y bienes, lo que a su vez conlleva al deterioro de los propios de la obra ingenieril de los diques. Ello resulta evidente cuando se observan los problemas sanitarios, al no contar con servicios de recolección de residuos sólidos, que suelen acumularse en áreas cercanas a las viviendas, la incorrecta deposición de las aguas servidas y negras, que se filtran por el dique, la ausencia de alcantarillado sanitario y tanques sépticos, produciendo malos olores y la reproducción de insectos, además de la utilización de los propios materiales de los diques como material de construcción en varias viviendas, que se han ido mejorando y reconstruyendo (Barrantes et al., 2008; Rojas, 2010).

La investigación se realizó con una muestra integrada por estudiantes del II ciclo de Enseñanza General Básica (quinto y sexto grados) de las dos escuelas ubicadas en las cuencas de los Ríos Arriaz y Taras, áreas que son propensas a inundaciones periódicas o flujos de lodo, especialmente en época lluviosa y en forma particular cuando se presentan irregularidades hidrometeorológicas que afectan la dinámica hídrica en dichas cuencas. Las instituciones educativas escogidas por ser las mayormente afectadas, fueron las Escuelas de Quircot y La Lima. Los niveles de V y VI grados fueron escogidos por las edades de los niños y niñas, las cuales oscilan entre los 10 y 12 años, pues la madurez cognitiva les permite seleccionar y procesar la información, mantener la atención, ampliar la memoria, y desarrollar procesos metacognitivos.

En conclusión, los colonos viven en condiciones socioeconómicas difíciles que influye en que sus prioridades sean otras, además de poseer baja escolaridad, poca información y conocimiento sobre los hechos anteriores (poca memoria de los peligros de origen natural), puesto que la mayoría no vivió la última actividad del Irazú, lo que conlleva a una percepción del riesgo inadecuada respecto al peligro circundante, o en su defecto, a un riesgo aceptado dado el bajo costo y la oportunidad de vivir allí.

8.7.5 El riesgo ante eventos laháricos similares

Si va a ocurrir un evento adverso en Los Diques no es la pregunta ni el cuestionamiento, dado que hay acuerdo unánime en la comunidad profesional de que sucederá; la pregunta es tan solo cuándo, de que magnitud y tipo o tipos, dado que pueden presentarse simultáneamente dos o más amenazas (Mora, 1987; Alvarado y Boschini, 1988; Campos, 1988; Amador et al., 2018; Granados-Bolaños et al., 2021).

En términos de amenaza, para estimar el riesgo se necesita conocer la ubicación del evento, la probabilidad de recurrencia y su intensidad; por su parte, la vulnerabilidad debe permitir identificar la población expuesta y la infraestructura (exposición) y su costo económico por daños o pérdidas (vulnerabilidad) asociados a un escenario de amenaza en particular, en el presente caso, uno o varios eventos laháricos.

Las pérdidas socioeconómicas pueden variar desde manejables hasta cuantiosas, lo cual afecta no solo a las comunidades allí ubicadas, sino al país entero. Resulta claro que la vulnerabilidad de la infraestructura habitacional y las personas que habitan en Los Diques de Cartago y sus alrededores es muy alta, dado que es el resultado de la interacción entre las condiciones ambientales (lahares, sismos, deslizamientos, hacinamiento) y un núcleo

poblacional con una dinámica compleja (nivel educativo bajo, pocas fuentes de trabajo, drogadicción), muchos de sus integrantes sin una vivencia o aprendizaje histórico de lo ocurrido en 1963-1965, por lo que se vuelven altamente susceptibles y frágiles, es decir, vulnerables. A ello se le debe agregar una vulnerabilidad antrópica alta (inestabilidad del dique, malas vías de evacuación, tubo madre que abastece Cartago en mal estado, botadores y quemas de la basura, amenaza de incendios). Si a ello se le suma el alto nivel de exposición y una comunidad con poca capacidad de anticipación y reacción ante eventos adversos, aunado a una mínima resiliencia al ser de muy bajos recursos, se está en la antesala de un desastre (Mora, 1987, 1993; Alvarado-Rojas et al., 2006; Barrantes et al., 2009).

De igual modo, si se considera un lahar similar al de diciembre de 1963, se hace necesario un evaluo de la peligrosidad, planes de emergencia y medidas paliativas del Parque Industrial y la Zona Franca y del centro comercial Paseo Metropoli, en Cartago.

La literatura presenta un amplio margen de información, capacidades institucionales y científicas para acercarse a integrar y modelar el riesgo, como expresión de la vulnerabilidad de un grupo social, con alto grado de exposición a los peligros socio-naturales. La validez de la evaluación del riesgo va a depender de la existencia de buenos datos en el tiempo y espacio (MOVE, 2011):

- a) Un *modelo inductivo*, donde se ponderan los pesos y combinan los diferentes peligros, la vulnerabilidad y su reducción. Un obstáculo que se plantea es la ausencia de una metodología uniformizada para asignar valores o pesos.
- b) Un *modelo deductivo*, basado en el modelado de patrones históricos (desastres, daños y pérdidas). Este modelo será válido si los eventos y los desastres ocurren con cierta frecuencia.
- c) Otro es la combinación de las dos anteriores.

Un primer estudio que aborda el tema con cierto grado de detalle (aunque también por limitaciones en la información) establece un análisis preliminar de la vulnerabilidad económica de la ciudad de Cartago, su población, infraestructura, líneas vitales y actividades productivas, causada por una corriente de lahar, incluyendo sus posibles pérdidas económicas ante diferentes escenarios (Mora, 1987, 1993). Los lahares podrían dispararse por una reactivación violenta de algunos de los deslizamientos de la cuenca del Reventado, o actividad sísmica o volcánica, lluvias intensas o la conjugación de dos o más eventos. La actividad humana por el sobreuso de la tierra, la explotación no controlada de tajos o canteras juega, además, un papel importante. En dicho trabajo se consideran las pérdidas posibles (costos directos) en las líneas de transmisión de alta tensión, oleoducto, carreteras, puentes, línea férrea, acueductos, vivienda, población, parque industrial y la sedimentación del embalse hidroeléctrico de Cachí (Mora, 1993).

De este estudio se desprende que el sector vivienda de la ciudad de Cartago alcanzaría la mayor cantidad de daños (>50 %) y si se le agregan los costos estimados correspondientes al distrito de Taras, se obtiene un porcentaje mayor (casi 82 %), por lo que al sector vivienda correspondería el impacto más importante (Mora, 1993).

Referente al control de los deslizamientos, durante el último período de actividad del Irazú, la simple aplicación de cunetas de contorno con la función de cortar la escorrentía hacia las zonas en movimiento tuvo un resultado positivo. Su renovación, al ejecutar un programa mejor concebido y diseñado, disponiendo de mayor tiempo, podría dar resultados igualmente aceptables y duraderos (Mora, 1987).

Ya se había establecido desde hace tiempo que en varios sectores de los diques se han abierto brechas en ambos márgenes para facilitar el paso de alguna línea vital, como lo es el caso del puente “Hamaca”, el puente ferroviario, la carretera San José-Cartago, el puente de circunvalación y el paso del acueducto Orosí-Metropolitano. Acá un evento lahárico del tipo de 1963 podrá incidir sobre parte de la ciudad de Cartago (margen izquierda de los diques) o de los suburbios de Cartago y del parque Industrial (margen derecha), afectando también a los precarios dentro de Los Diques (Mora, 1987, 1993).

Al menos cuatro puentes están en la zona de los diques, tres de ellos no muy distantes del nivel del río (Rojas, 2010): a) Los Diques (3 m). B) Puente Tejar (7 m) y c) Puente Los Gemelos (13 m).

Particular atención se debe prestar al río Arriaz, que, aunque nace a 7.5 km del cráter Principal en el volcán, pasa muy cerca de los tanques de almacenamiento de combustible de Recope, ubicados a unos 15 km del cráter Principal. El cauce posee unos 10 a 15 m de profundidad, aunque si se llegase a rellenar de sedimentos, basura, bloques o materiales deslizados, perfectamente podría salirse de su cauce en el caso de una crecida (Young et al., 1998).

Mora (1987, 1993) realiza una de las primeras estimaciones de futuras afectaciones en daños y personas afectadas, así como una estimación económica de las pérdidas en función del tamaño del tamaño de los eventos laháricos, según tres escenarios distintos (Cuadro xx).

Utilizando datos experimentales y empíricos sugieren que los lahares se pueden generar en el Irazú con tasas de precipitación de unos 10 mm/hora con coberturas de ceniza de 20 cm en la cuenca alta del Reventado. Con precipitaciones superiores a 50 mm/h, la probabilidad sería extremadamente alta para la generación de un lahar (Young et al., 1998).

Un reciente estudio modela con más detalle los efectos de un lahar al 2021 sobre el sector de Los Diques con una descarga similar a la del 9 de diciembre de 1963. Las consecuencias sobre los pobladores dentro de Los Diques y el desbordamiento por tres brechas presentes en los diques, es evidente en el modelaje. Tan solo con el desborde en la brecha C, unas 40 viviendas informales aproximadamente se verían afectadas, para un total de unas 150 personas (Granados-Bolaños et al., 2021). En un hecho real, al considerar toda el área de influencia, el número de viviendas y personas afectadas se contaría por cientos.

La presión que genera un lahar sobre una estructura es uno de los condicionantes principales para generar daño y destrucción, aspecto que está muy relacionado con la velocidad (y la aceleración). A ello se le debe de agregar los sedimentos finos y gruesos (bloques y troncos de árboles, objetos antrópicos), que incrementan la densidad y el poder destructivo (Waldron, 1967; Penning-Roswell et al., 1992; Young et al., 1998; Wieland y

Mueller, 2009). En el caso del Reventado de 1963-1965, las velocidades superficiales variaron entre 2.86 (10 km/h) y 10 m/s (36 km/h) en el puesto 2 de control, ubicado en el río Reventado entre la carretera que une Tierra Blanca con Llano Grande (ICE, 1965, p. 255-256). La presión de impacto de los lahares en la cuenca baja debió de estar en el orden de 80 000 a 180 00 Pa (8 A 18 bars), suficiente para destruir la mayor cantidad de edificaciones. A ellos se le deben de agregar los efectos por la inundación con barro, la compactación de los sedimentos (Young et al., 1998).

Entonces si se observa el área que va a ser afectada por un evento similar al de 1963 versus el sector en la actualidad colonizado, se puede hacer una estimación del número de vivienda y personas afectadas. Una primera estimación económica fue realizada por Mora (1993).

**Estimación de la población afectable
según la magnitud del evento**

Magnitud del evento	#	Personas afectadas	%
Pequeño	16.070		21,4
Mediano	55.229		73,6
Grande	71.663		95,6

**Daños posibles a generarse en el sector del Parque Industrial de Cartago
en los casos de eventos de mediana (8%) y gran (30%) magnitud**

Edificaciones (\$102/m2)	\$ 832.267	\$ 3.21.200
Maquinaria, Equipo	\$ 720.000	\$ 2.700.000
Materia prima	\$ 160.000	\$ 600.000
Productos terminados almac.	\$ 80.000	\$ 300.000
Exportaciones (1 mes)	\$ 240.000	\$ 900.000
Salarios (1 mes)	\$ 80.000	\$ 300.000
Totales	\$ 2.112.267	\$ 7.921.200

**Resumen de los daños que podrían ocasionarse, en el caso de una
avalancha de dimensiones pequeñas, medianas y grandes**

Obras o sector	Evento pequeño miles de \$	Evento mediano miles de \$ US	Evento grande miles de \$ US	%
Puentes viales	539	1.078	2.695	2,70
Oleoducto	263	1.078	1.150	1,05
Línea y puente Ferroviarios	60	393	1.110	1,10
Acueducto Oroqui	182	779	1.548	1,50
Líneas transm. Elec. Alta tensión	16	27	65	0,06
Asentam. Procar. Muebles y viv.	48	239	490	0,50
Distrito Taras Cantón Cartago (sin Taras)	2.338	14.807	29.974	30,40
Parque Industrial	12.706	20.309	50.773	51,50
Planta H. Cachí	-	2.112	7.921	8,00
	670	1.675	4.020	4,00
TOTALES	16.872	41.696	98.736	98,96

Cuadro: Estimación de costos y pérdidas preliminares realizadas por Mora (1993).

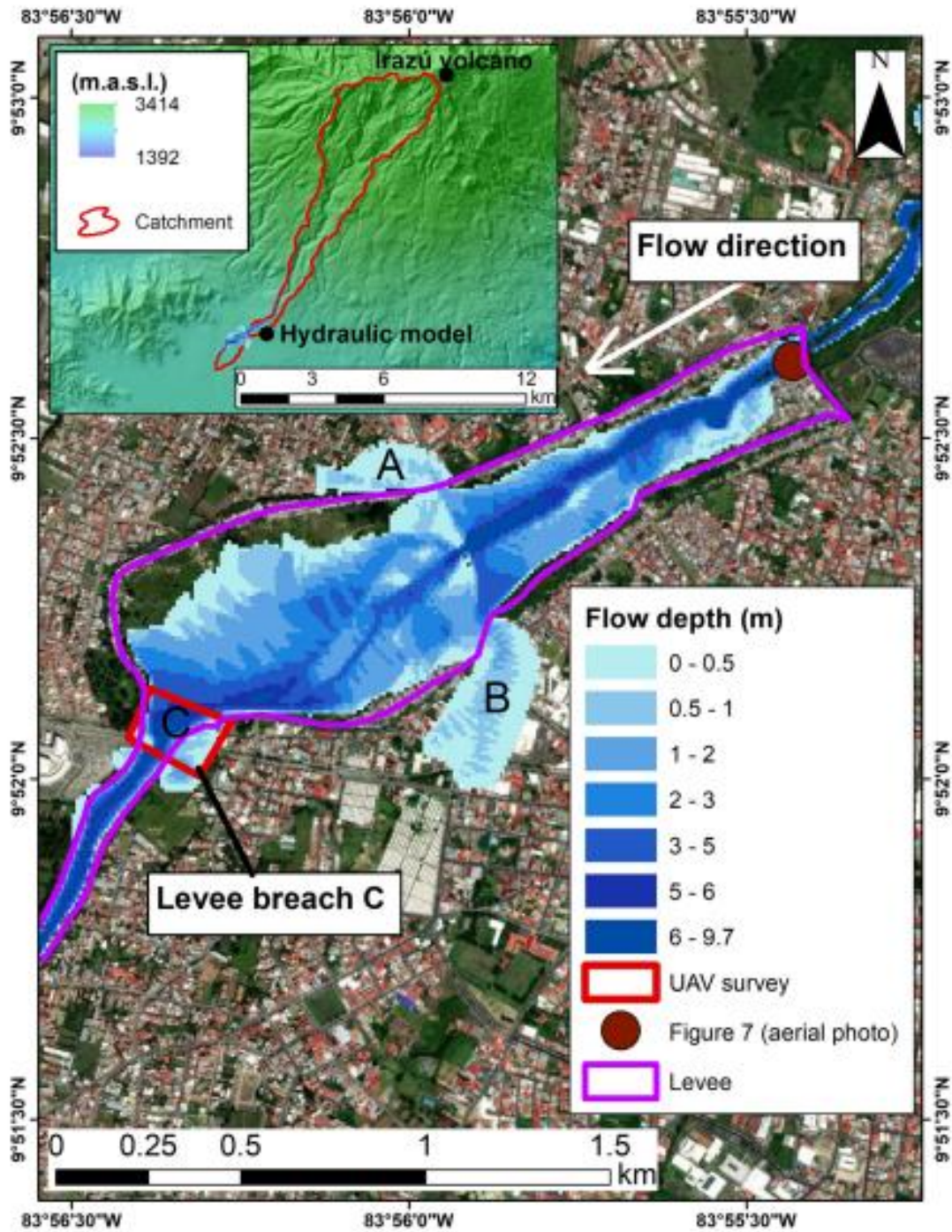


Fig. Modelado de detalle para un evento lahárico similar al del 9 de diciembre de 1963 pero con las condiciones topográficas y de desarrollo habitacional actual (Granados-Bolaños et al., 2021).



Fig. Imagen del sector informalmente conocido como Los Diques, donde se observan los asentamientos dentro de los diques (a y b) y sobre los diques (c), así como su desmedida colonización.

8.7.6 Protección de la cuenca media del Reventado

Una de las recomendaciones que se han planteado es la de hacer un levantamiento actualizado del uso del suelo de esta cuenca donde, de acuerdo con estos estudios, se puede dar un plan de reordenamiento agrario de planificación del uso de la tierra, para evitar la erosión, la degradación del suelo y la contaminación de las aguas. Se tendrían que estudiar los ingresos económicos de los pobladores de la subcuenca y algunos elementos socioculturales y demográficos, para someterla a un programa de manejo. Básicamente, se debe establecer cuáles son las áreas de protección y dar asistencia técnica a los agricultores para que planteen programas de conservación de suelos y utilicen tecnologías más intensivas que no maltraten los suelos (Calvo, 1987; Delgado, 1987). Se han buscado, aunque aún se debe de buscar más soluciones por medio de zonas de reserva, manejo de pastos, control de la erosión, de los deslizamientos, protección de los caminos, defensa de las riberas (Laporte, 1987).

Un estudio en este sentido, bastante detallado, fue realizado para la subcuenca media del Reventado, entre Tierra Blanca y Llano Grande. Así, se llegó a señalar que las estrategias para un desarrollo deben de llevar una planificación integral con modelos descentralizados que consideren los aspectos del desarrollo productivo, social, cultural y ecológico de las regiones (Ramírez et al., 2008a, b). Se desconoce si dicho estudio caló dentro de los tomadores de decisiones y las estrategias políticas sobre la planificación territorial y el uso de la tierra. Se tiene que mientras que la parte alta es de protección, la subcuenca media es una región rural, y la parte baja es un espacio urbano.

La erosión y la fertilidad de los suelos puede corregirse parcial y totalmente con prácticas específicas de manejo y conservación de los suelos, tales como arado de cincel para mejorar la infiltración, cultivos a contorno, zanjas de ladera para la conducción de las aguas, canales de guardia, caños y alcantarillas, cultivos de mayor cobertura, mientras que en otros se recomienda la siembra de árboles para la implementación de sistemas silvopastoriles. Todo ello debe de considerarse dentro de un programa de manejo integral de la subcuenca, uso del suelo y planificación territorial (Ramírez et al., 2008b).

La subcuenca media tiene características ambientales aptas para el crecimiento de especies de buen valor económico en el mercado de la madera, tales como el jaúl (*Alnus acuminata*), entre otras (Calvo, 1987). Por lo anterior, el 35 % se podría dedicar a la silvicultura (aprovechamiento y cuidado de los recursos naturales maderables y no maderables) o a los cultivos permanentes como frutales (Calvo, 1987; Delgado, 1987), particularmente en la subcuenca media, frutales de altura como higo (*Ficus carica*), tomate de árbol (*Solanum betaceum*), durazno (*Prunus pérsica*) y mebrillo (*Gustavia superba*), entre otros (Ramírez et al., 2008b).

Cuadro: Distribución del área de acuerdo con la capacidad del uso de la tierra en la subcuenca del río Reventado (Delgado, 1987)

Categoría del uso recomendada	Área (ha)	% uso de la cuenca
Agricultura y ganadería	850	50
Silvicultura	595	25
Protección	170	15
Total	1700	100

Cuadro: Distribución del área de acuerdo con la capacidad del uso de la tierra de la subcuenca media del río Reventado (Ramírez et al., 2008b)

Categoría del uso recomendada	% uso de la cuenca
Hortalizas	57
Potreros	20
Cultivos perennes o frutales	13
Reforestación	10

8.7.7 Abordaje del problema en el sector de Los Diques

El problema del río Reventado se encuentra bien documentado, sin embargo, las soluciones planteadas por múltiples estudios, en su mayor parte no se han concretado, ya sea por aspectos económicos (en su mayoría), por la ausencia de una estructura interinstitucional que implemente soluciones en el corto, mediano y largo plazo, basada en la asignación y cumplimiento de las competencias de cada institución, así como por la condición delicada de los pobladores y su eventual reasentamiento.

Hasta ahora, el conocimiento cuenca del Reventado, de sus condiciones geológicas, ambientales, sociales, económicas y culturales es muy disperso e incompleto. En realidad, no podría nunca establecerse un programa de control y recuperación adecuado sin que esta deficiencia llegue a superarse, por lo que cualquier tipo de medidas que se sugieran, tendrían solamente objetivos limitados a corto plazo y poco rentables, pues su relación beneficio/costo sería muy baja (Mora, 1987, 1993; Alvarado-Rojas et al., 2006; Barrantes et al., 2008). En tal caso, varios de los estudios que se han realizado, pronto pierden actualidad, dado el crecimiento demográfico y los cambios en los usos de la tierra.

Tal y como se mencionó, las primeras medidas que se tomaron para reducir futuras pérdidas, posterior al evento catastrófico de 1963, fueron la recuperación de la vegetación a partir de 1964 y revisada en 1965, favoreciéndola con fertilizantes, zacates, avena, y al reforestar con árboles, además de la construcción de zanjas de contorno, presas de contención, así como la construcción de los denominados Diques de Taras (Cartago) iniciada en 1964 (ICE, 2965; Ulate y Corrales, 1966; Waldron, 1967; Vahrson y Cartin, 1992).

En 1987, la CNE auspició la *Mesa de Trabajo sobre el Deslizamiento de San Blas*, con la participación de profesionales en varios campos (ingeniería, geología, sismología, forestales, planificadores urbanos, entre otros). Esta actividad estableció claramente varias acciones a desarrollar para resolver el problema del Reventado, pero en su mayor parte, estaban enfocadas al deslizamiento de San Blas, puesto que siempre se ha planteado la posibilidad de que uno de los deslizamientos activos o latentes a lo largo del Reventado pueda cerrar el lecho del río y generar una represa, que al romperse podría generar una avenida, o que un evento sísmico pueda disparar deslizamientos que se transformen en lahares (Mora, 1987; Vahrson y Cartín, 1992).

Aparte de la memoria compilada por L. E. Guila de la CNE en 1987, donde se incluyeron los resúmenes y algunos trabajos completos, dicha actividad motivó otros trabajos más como uno de ellos donde se establecía, de forma empírica, la eventual coincidencia de eventos multiamenaza en la cuenca del Reventado y el valle de El Guarco (Alvarado y Boschini, 1988), así como el abordaje desde el punto de vista ingenieril de la ruptura hipotética de una presa por deslizamiento en el río Reventado (Campos, 1988). Campos modela un represamiento generado por el deslizamiento de San Blas, a una altitud de 1628 m. Concluye que el programa de ruptura de presa (*dambreak*) no se debería de aplicar a deslizamientos por todas las suposiciones que hay que asumir (datos de entrada), las cuales generan información (datos de salida) con un amplio margen de dispersión. Sin embargo, al parecer, aunque los caudales son importantes (ya sea por tubificación o sobrepaso y colapso de la presa hipotética), sus alturas en la parte inferior de la cuenca no son significativas, aunque si van a generar daños.

Otro de los problemas que ha preocupado a los profesionales de las áreas mencionadas anteriormente, es que los diques ya poseen brechas en su construcción y debilitamiento (carreteras, uso de los materiales que los conforman para otros fines), además de la ausencia de mantenimiento y verificación de su estado (Mora, 1987, 1993). Ya Waldron (1967) había comentado que los diques podrían dar una falsa sensación de seguridad, dado que podrían ser sobrepasados por eventos mayores y que la construcción debe de garantizar su estabilidad y evitar la socavación por sufusión.

Con el fin de abordar el problema social, se han realizado varios intentos para reubicar a la población que habita en zonas de alta vulnerabilidad sin haberse obtenido resultados positivos. En el último, se trató de reubicar a los pobladores mediante el desarrollo de proyectos de vivienda, como lo fue el proyecto de la Comisión Especial de Vivienda en la administración de 1990-1994, previamente mencionado varias páginas atrás. Este proyecto de reubicación fue el Manuel Jesús Jiménez (1993-1994), promovido por el Ministerio de Vivienda y Asentamientos Humanos (MIVAH, 2005). El proyecto, sin embargo, no dio los resultados esperados debido que se delegaron las funciones de administrar y controlar la reubicación a otras instituciones presentándose un deficiente control de las familias reubicadas, corrupción al entregar los lotes y politización, lo cual causa que personas ajenas a Los Diques se beneficiaran de este proyecto impidiendo la reubicación de la mayoría de las familias que habitaban Los Diques (Samudio et al., 2003). Además, no hubo un control para evitar el repoblamiento de las zonas trasladadas, presentándose de nuevo un establecimiento de ranchos o bien que los ya existentes fueran heredados a los familiares o vendidos a otras

personas (Rojas, 2010). Más bien con estas medidas se les dotó poco a poco de servicios públicos, lo que fomentó mayor la inmigración hacia Los Diques (Barrantes et al., 2008).

En 1999 se intentó desarrollar procesos y actividades esencialmente en los campos de organización, capacitación e instrumentación mediante la creación y fomento de procesos autóctonos de gestión local del riesgo, orientados a la reducción de la vulnerabilidad y concientización. Su filosofía principal fue buscar la integración y participación de las comunidades inmersas en el área del Reventado. Para ello se desarrolló el proyecto Proyecto RELSAT-CEPREDENAC-CNE, el cual tenía por objetivo principal, la instalación y operación de un SAT con la participación de la comunidad en el río Reventado. RESALT (Reforzamiento de Estructuras Locales y Sistemas de Alerta Temprana) contó con el apoyo financiero de la Cooperación Alemana para el Desarrollo (GTZ) y de CEPREDENAC. Su mayor esfuerzo consistió en la identificación de líderes y recurso humano comunitario con potencial para el desarrollo, mantenimiento y sostenibilidad de un sistema comunitario de alerta temprana (SAT). Además, dos ejercicios de evacuación fueron realizados (años 2000 y 2002) en las comunidades de Miraflores, Linda Vista y Barrio Nuevo, con la participación de instituciones como la Cruz Roja, Tránsito y el Comité Local de Emergencias de Cartago (Salgado, 2001a, b, 2002).

Como se dijo varios párrafos atrás, en el 2001-2002 la CNE instaló SAT (proyecto RELSAT-Río Reventado), que tenía por objetivo primordial promover la organización comunitaria en aspectos de prevención y preparación para desastres. Este sistema contaba con una red de radios distribuidos en las comunidades Miraflores, Linda Vista y barrio la Cruz, interconectados con la Cruz Roja de Cartago, además de sensores de nivel del río y medidores de cantidad de lluvia, donde se realizan monitoreos tres veces al día, sin embargo, en temporada lluviosa las medidas eran constantes. La información recopilada por los puntos de control era transmitida hacia el puesto Miraflores con el objetivo de apoyar a Base 44 que es la Cruz Roja (Salgado 2002). Para efectuar la vigilancia, se implantaron cuatro puntos de control denominados: Volcán Irazú, Quebrador Ochomogo, Misión Norte y Piedra Grande, todos equipados con pluviómetros de lectura sencilla, con excepción del puesto Piedra Grande que a parte de un pluviómetro posee un sensor para monitorear el río. Este sensor estaba graduado de 0 a 8. Cuando el sensor registraba un valor de 8, el puesto Piedra Grande comunicaba a Miraflores y se contaba con un tiempo de reacción estimado de 20 a 30 minutos para cerrar la vía que comunica a Cartago con San José y evacuar a las comunidades más vulnerables de Los diques. Se contaba con sirenas en la comunidad de barrio Nuevo para alertar a la población (Salgado, 2001a; Samudio et al., 2003). De acuerdo con Salgado (2002), la sostenibilidad del SAT de esta área es reducida debido a que se carece de recursos económicos para poder reemplazar el sistema de radiocomunicación que ya se encuentra obsoleto y sin repuestos para su reparación. Actualmente, quedan algunos puestos de radiocomunicación en Tierra Blanca y en Los Diques, además de un enlace con el PNV Irazú y la radio base en la Municipalidad de Cartago, ahora integrada en el monitoreo nacional (D. Salgado, com. escrita, 2021).

Para el 2005, la zona de Los Diques estaba habitada por unas 5600 personas distribuidas en 1053 casas correspondientes a 13 precarios (Barrantes et al., 2008). Ante la constante preocupación, en el 2006 la CNE se había centrado en medidas de preparativos de respuesta tales como la formación de comités locales de emergencia y SAT citado, cuyo

objetivo principal era el lograr la participación y organización de la comunidad para reducir su vulnerabilidad (CNE, 2006). El proyecto no estaba centrado en la prevención, sino en los preparativos, por lo que no era para evitar que el evento ocurriera, sino para organizar a la población para que diera una respuesta adecuada.

ESQUEMA DESARROLLADO PARA LA CONCERTACION SISTEMA ACTUAL DE ALERTA TEMPRANA EN EL RIO REVENTADO



Fig. Esquema desarrollado para la concertación de un SAT en el río Reventado (Salgado, 2002).

Rojas (2010), aporta una propuesta para la restauración de la zona de Los Diques en la Reserva Nacional río Reventado (unas 4000 hectáreas), cuyo objetivo base fue la restauración de la vegetación de la Reserva Nacional Río Reventado, específicamente en la zona de Los Diques. Identificó distintas coberturas dentro de la zona sometida a estudio (129.7 ha) tales como: Pastos (51.5 %), zona urbana (50.4 %), bosque secundario en primera fase sucesional (18.2 %), plantaciones forestales (7.3 %), zona de extracción ilegal de materiales como piedra y arena (1.9 %) y pista de aeromodelismo (0.7 %).

Dicho estudio actualizó en su momento la información acerca de la problemática social y aporta una propuesta para la restauración de la zona de Los Diques en la Reserva Nacional río Reventado. De la zonificación del uso del suelo seleccionó un área potencial de 45.15 ha donde propone tres especies arbóreas arbustivas aptas para reforestar tales como: *Citharexylum donnell-smithii* (dama), *Acnistus arborescens* (güitite) y *Acacia angustissima* (carboncillo) con densidades de siembra de 100 árboles/ha. La idea era formular una propuesta ambiental, específicamente en la zona de Los Diques, además de contribuir con el desarrollo del Corredor Biológico Ribereño Interurbano Subcuenca Reventado Agua Caliente (COBRI SURAC, 2007).

Para ello recomendó el establecimiento de alianzas estratégicas a escala de paisaje con el fin de (Rojas, 2010):

- a) resolver conflictos ambientales locales.
- b) aprovechar oportunidades de desarrollo sostenible.
- c) mantener la diversidad biológica.
- d) promover la capacidad de oferta de servicios ambientales y recreativos para beneficio de los vecinos.

En el 2015, Preventec de la UCR realizó uno de los últimos foros, para abordar el problema, titulado: “*Un asentamiento humano en zona de alto riesgo, los Diques de Cartago: ¿Un problema de vivienda?*” Allí se concluye que la problemática en Los Diques de Cartago trasciende de un problema de vivienda y representa un problema que subsiste gracias a la presencia de las condiciones de amenaza y vulnerabilidad, unidas con la poca capacidad institucional para definir las acciones, plazos y responsables para la intervención en esta área. Resulta necesario rescatar el elemento de memoria histórica, que permita implementar medidas preventivas a nivel local y una adecuada regulación del uso del suelo. Sin embargo, para ello se requiere una intervención coordinada de los diferentes actores a nivel local y nacional, de modo que se brinde respuesta oportuna a las necesidades de la población en el tema de la gestión del riesgo de desastres. Corresponde con un problema social, cultural y de gestión que afecta a muchas otras poblaciones aledañas (Preventec, 2015). Además de atender la dimensión social y económica presente en Los Diques, que debería traducirse en una reducción de las condiciones de vulnerabilidad y de generar las medidas de preparación, alerta y respuesta en caso de un evento. Para ello se requieren prácticas sostenidas y muy concretas de control de la amenaza, como lo puede ser la limpieza de los deslizamientos de la cuenca río arriba para reducir el impacto de una posible inundación, esto bajo la premisa de que la vulnerabilidad imperante en ese asentamiento no se resuelve de inmediato. Se podría convivir con el riesgo a sabiendas de cuál es el umbral de tolerancia de la población misma.

Recientemente, se dio la iniciativa de construir el *Parque Metropolitano Los Diques* con una inversión de \$2000 millones incluidos en el presupuesto 2020 del Ministerio de Vivienda y Asentamientos Humanos (MIVAH) en articulación con otras instituciones del Gobierno y la Municipalidad de Cartago, convenio de cooperación institucional que fue firmado el 3 de abril del 2021. El Parque Metropolitano Los Diques estaría ubicado dentro de esta reserva nacional aprovecharía 42 hectáreas que actualmente están delimitadas por distintas infraestructuras de conectividad, tales como los puentes Los Gemelos, puente Pancho Carrasco sobre carreteras y el puente de la línea del tren. El diseño del parque propone una zonificación para vialidad peatonal, ciclovías, circulación vehicular controlada, estacionamientos y calles para la función operaria. Para los puntos de encuentro se habilitarían explanadas, senderos, puentes, áreas de recreo familiar como parques infantiles y un *skate park*, servicios sanitarios y referentes del paisaje con iluminación de tecnologías limpias. Así mismo, se pretende establecer un programa de agricultura orgánica y construir una planta de tratamiento de aguas servidas que permita limpiar un porcentaje de las aguas que actualmente escurren desde las viviendas a las paredes del dique y sus bordes. Además, de un punto de acopio debidamente interconectado a la circulación vehicular de la ciudad y

de la reserva que permita la recolección de desechos sólidos a partir de un programa de separación que sirva de modelo al resto de la población.

Esta inversión se enmarca en la estrategia *Puente a la Comunidad*, que coordina el MIVAH, así como en otras acciones de prevención de la violencia para mejorar el hábitat humano, prevenir la violencia al dar a los jóvenes un área de esparcimiento, complementario al programa de vivienda de interés social, así como espacios para involucrar a los habitantes de Los Diques en programas de capacitación y de formación ciudadana. La iniciativa contempla mejorar las áreas verdes, senderos, arborización, biodiversidad, iluminación, zonas de juegos infantiles, canchas deportivas y áreas de vigilancia, entre otras obras. La ministra de Vivienda y Asentamientos Humanos, Irene Campos, explicó que este proyecto, refleja una nueva forma de intervención aledaña a los asentamientos informales desde un enfoque territorial. Añadió que con ello se logrará mejorar la calidad de vida de los habitantes, preservar el margen del río Reventado y evitar el deterioro del dique, la extracción ilegal de materiales del cauce del río y el crecimiento de los asentamientos informales en la zona de protección.

De acuerdo con la Municipalidad de Cartago, el objetivo principal es ganar territorio urbano de calidad para todas las comunidades interconectadas al Parque Metropolitano Los Diques y dotarlo de múltiples funciones culturales, económicas, sociales y ambientales, que lo conviertan en un atractivo referente a nivel nacional, capaz de regenerar el sistema de movilidad, urbano, ambiental y social del territorio. Con la creación del Parque Metropolitano Los Diques, la Municipalidad establece que beneficiarán más de 5000 personas en condición de pobreza.

Aunque ¢2000 millones suena una cifra elevada, sin embargo, sería el equivalente a unas 40 casas de habitación de unos ¢50 millones cada una o unas 100 de ¢20 millones. Pero el problema es que se está estableciendo en un sector que va a ser afectado por nuevas inundaciones, muy probablemente en la primera mitad del presente siglo. En la literatura está bien establecido que el establecimiento de áreas de entretenimiento o esparcimiento, incluyendo actividades deportivas, es una solución interesante y recomendada en lugares previamente arrasados (Pujol, 2012). Este concepto es muy recomendado como un mecanismo de control del crecimiento urbano y evitar más invasiones en una zona de potencial riesgo.

Tan solo se debe velar el no crear un nuevo polo de desarrollo alrededor del parque, donde ya existen comunidades establecidas en la zona de peligro, por lo que las personas afianzarán su ubicación, mientras que otras podrían comenzar a establecerse en sus contornos, dado que “subirá” la percepción del valor subjetivo de las propiedades cercanas. Ello, además, aumentará la falsa sensación de seguridad para los precarios intradiques ya establecidos y no se aborda el problema de fondo de los desarrollos habitacionales ilegales, en la zona inmediata al cauce del Reventado. La misma Ing. Campos, en su informe de 1988, sobre el eventual rompimiento de una presa natural por deslizamiento y su embalse aguas arriba del Reventado, concluye:

Si se planteara una recomendación, la cual va dirigida hacia las autoridades, se debe evitar que dicha zona sea poblada, pues ciertamente los niveles no resultan ser muy elevados, pero sí son suficientes para inundar una casa de habitación.

Así pues, la citada propuesta del Parque Metropolitano Los Diques no resuelve la raíz del problema de las viviendas ya establecidas y su peligro ante una nueva inundación, pero si pretende frenar nuevos desarrollos de vivienda informal intradiques y darles una mejor calidad de vida. La idea es que esta gestión prospectiva aborde acciones para evitar la construcción de nuevas viviendas.

Resulta claro que es un problema en extremo complejo y de difícil solución, sin contar con un buen soporte económico para movilizar a todas las personas y darles condiciones de vida similares o mejores, e impedir el restablecimiento de nuevos desarrollos precarios o urbanísticos, algo que debió ocurrir décadas atrás cuando inició el problema en 1982. Según el Ministerio de Vivienda y Asentamiento Humanos (MIVAH 2005), para reubicar la población marginal asentada en Los Diques es necesaria la inversión de diez millones de dólares y un terreno con 24 hectáreas de extensión, recursos que en la actualidad el MIVAH no dispone, y se agrava la situación por la presencia de migrantes en condición ilegal que, por ley, no pueden ser sujetos de donaciones para construcción de vivienda. Pero el otro problema es la localización de la propiedad con el nuevo asentamiento por la reubicación, donde muchos de los actuales propietarios no van a querer trasladarse y los lugareños no van a querer aceptar la llegada de estos nuevos colonos.

En muchos lugares, particularmente en naciones en vías de desarrollo donde existen múltiples problemas sociales urgentes, el político de turno y su gabinete prefieren atender los aspectos urgentes y prioritarios, a tratar de resolver aquellos problemas que poseen una baja probabilidad de ocurrencia durante su período (Donovan, 2019), donde el problema de Los Diques es un vívido ejemplo al respecto.

Puesto que es muy difícil por razones financieras o de prioridades políticas y socioeconómicas reubicar dicha zona bajo amenaza latente de inundación muy fuerte, además de la aceptación de los pobladores a querer trasladarse y de ser recibidos en otro lugar, en tal caso una solución inmediata (aunque tardía,) sin lugar a dudas, es la de detener la colonización de nuevos territorios y realizar una planificación contingente donde se proponga un uso estricto de suelo, tales como zonas recreativas y deportivas de baja inversión y de fácil evacuación, acompañadas de un SAT. La participación ciudadana no solo es indispensable para la prevención y respuesta a los eventos adversos, sino, además, para lograr que zonas afectadas puedan transformarse en áreas recreativas y no sean ocupadas (Pujol, 2012). Claro, ello ha de ir acompañado de una labor informativa, de educación y de control permanente, en particular en el área de Los Diques, donde la Municipalidad de Cartago debe de tomar soluciones pragmáticas para, al menos, desacelerar y desincentivar nuevas ocupaciones. Pero acá se afronta uno de los principales problemas planteados por varios autores en el caso de Los diques de Taras: se trata de una comunidad heterogénea como múltiples problemas socioeconómicos graves, de no fácil manejo. Esta organización comunitaria se vuelve más difícil cuando el Irazú posee casi 60 años de inactividad eruptiva y no se vislumbran elementos que indiquen que se esté reactivando. En tal caso, debe de existir un adecuado conocimiento de los tomadores de decisiones para que diversos

elementos por inundación de lahares estén contemplados dentro del plan regulador y de ordenamiento territorial.

Pese a todo, resulta claro que a las autoridades locales les compete por ley y ética el desarrollar estrategias de gestión local del riesgo de desastres y una adecuada planificación territorial, pero ello debe de ir de la mano con la gobernanza y las políticas públicas nacionales. Esta situación demanda de un adecuado conocimiento del espacio y, sobre todo, requiere realizar actividades concretas que eviten el aumento de nuevos elementos que se vayan a sumar a los desastres, denominada algunos investigadores como la *gestión prospectiva del riesgo de desastres*. A pesar de que por décadas se ha generado un conocimiento sobre el problema en Los Diques, aunque su aplicación y acción aún no se evidencia en las áreas propensas al riesgo por inundación de lahares. Todo ello demuestra que las políticas de gestión y prevención del riesgo han generado pocos frutos concretos, trasladándose este problema, en extremo complejo, al gobierno de turno que le llegue a tocar la emergencia.

Cuando el Irazú vuelva a entrar en erupción con caída importante de cenizas en la cuenca superior del Reventado, el problema se disparará y el gobierno de turno deberá de afrontar esta situación heredada. Claramente, lo primero será instalar un SAT y comenzar con la reubicación de las personas en la parte baja del valle de inundación del Reventado.

Una medida paliativa temporal en ese momento, podría ser la construcción en algunos sectores del río Reventado de tetrápodos (utilizados en Perú) o incluso retenedores similares a las presas Sabo, pero contruidos de troncos (tucas) y atados con mecates o cables de acero. Aunque son obras rústicas y temporales, la existencia de eucaliptos en la cuenca alta puede aportar la materia prima, más aún cuando se piensa que son especies exóticas y que van a estar afectados por las cenizas. Claro está, dichas obras solo son para retener temporalmente las grandes piedras, al dejar pasar las aguas cargadas de sedimentos finos, aunque tarde o temprano van a fallar e incluso a formar parte de los escombros. Existen en la literatura ingenieril muchos otros tipos de obras, mejor diseñadas, pero más costosas, que funcionan como retenedores de grandes bloques, y dejan solo los sedimentos finos y el agua. En realidad, estas obras deberían de realizarse desde ya, previendo un evento lahárico no relacionado con actividad eruptiva sino con un evento hidrometeorológico extremo.

En efecto, se debe considerar es que varias inundaciones históricas no estuvieron relacionadas con actividad eruptiva, sino con temporales, lo cual agrava el problema aún más para aquellos que ya ocuparon las partes bajas muy contiguo al cauce del Reventado, dado que, la inundación se puede disparar sin previo aviso. Por lo anterior, el SAT y diferentes obras de disipación de energía deberían de diseñarse y construirse a la prontitud.

En tal caso, se debería en primera instancia de readecuar el decreto de la zona de reserva y protección de los diques, para después poder intervenir la zona adecuadamente. Un taller enfocado hacia soluciones socioeconómicas realísticas para atacar el problema de los asentamientos intradiques y sobre los diques, las brechas que existen en los diques y el fortalecer el SAT sería plenamente recomendado.

8.7.8 Plan regulador de Cartago

Los planes reguladores constituyen una herramienta de gran importancia que coadyuvan al desarrollo de un territorio. En el caso de la provincia de Cartago solo se han diseñado Planes Reguladores en el cantón Cartago, con dos versiones, una N.º 076 del año 1975 y otra N.º 190 del año 1990, en el distrito primero del cantón de Oreamuno N.º 202 del año 1991 y N.º 178 del año 1999, y el cantón de la Unión N.º 177 del año 1992. El Plan Regulador Territorial del cantón Cartago, como instrumento técnico y jurídico, ha sido elaborado por el Gobierno Local con la participación y colaboración del Instituto Nacional de Vivienda y Urbanismo, la Comisión de Enlaces Técnicos Intermunicipales y el Centro de Investigación en Vivienda y Construcción (CIVCO) del Instituto Tecnológico de Costa Rica, además de los lineamientos establecidos en el proyecto PRUGAM (Plan Regional Urbano de la Gran Área Metropolitana).

Este plan contempla aspectos generales sobre urbanismo, pero no contiene ninguna especificación sobre las zonas de alto riesgo correspondientes a la parte inferior de las cuencas de los ríos Reventado y Taras, área que presenta mayor peligrosidad y vulnerabilidad de la provincia. De hecho, en ese plan se da especial importancia a los probables eventos por sismicidad y no por lahares, principal factor de riesgo en las poblaciones ubicadas en las zonas aledañas al cauce de esos ríos especialmente los caseríos de La Lima, Quircot, Taras y Loyola. Lo anterior se repite en otras partes de Costa Rica, donde no existe una adecuada gestión enfocada al Ordenamiento Territorial, aunque sí hay políticas con lo que se ha procurado planificar el uso del territorio, como por ejemplo los planes reguladores, que son procedimientos teóricos y prácticos que los gobiernos locales han elaborado para ordenar el uso del suelo, las actividades productivas, los procesos urbanísticos, la prestación de servicios, entre otros aspectos importantes en unidades geográficas bien delimitadas, como son los Cantones (Siles, 2021).

9. CONCLUSIONES

El concepto de peligrosidad volcánica engloba la probabilidad de que un evento o conjunto de eventos que se producen en un volcán puedan provocar daños a personas o bienes expuestos, e incluso a la fauna y flora, más al considerar que una buena parte es parque nacional.

Dentro de los procesos volcánicos peligrosos que pueden afectar a la salud de las personas y la economía, se tiene, la caída de cenizas. Las corrientes de densidad piroclásticas, aunque probables, van a depender de si ocurren a elevada temperatura y velocidad; si no, sus principales efectos serán en la agricultura, economía y salud de las personas, similar a los efectos de la lluvia ácida y gases volcánicos. La balística va a estar restringida principalmente a los linderos del PNV Irazú. Los lahares, en cambio, si van a representar un serio peligro para los habitantes de Los Diques y en función de su tamaño, pueden destruir puentes en diferentes ríos que drenan el Irazú.

Otros procesos eruptivos, como la formación de calderas (de colapso sectorial $> 0.1 \text{ km}^3$ o con ignimbritas asociadas con volúmenes $> 1 \text{ km}^3$) poseen una baja probabilidad en el corto plazo, aunque nunca es nula, por lo que correspondería con un riesgo emergente, es decir, un evento dañoso de probabilidad extremadamente baja, pero con la capacidad de un alto impacto social si llegase a ocurrir. Este tipo de amenazas volcánicas, tal como se dijo, no se contemplaron en los mapas de peligro por ser fenómenos eventuales y a largo plazo. Además, no se observan signos evidentes de una gran inestabilidad en el flanco S, como para genera un megadeslizamiento (también llamados deslizamientos gigantes) del tipo avalancha de escombros volcánica (*volcanic debris avalanche*). Eso sí, si se pueden producir deslizamientos de menor volumen en el sector de Prusia.

Varias preguntas rondan en el ambiente, pero dos son las más relevantes: ¿cuándo será la próxima erupción del Irazú? y ¿de qué magnitud y duración será? La segunda es más relevante que la primera, dado que sin lugar a duda el Irazú se va a reactivar (posiblemente en este siglo); el asunto importante es si su actividad será igual en duración e intensidad a la de 1963-1965. De ser así y similar, sería un nuevo ejemplo de riesgo sistémico pronosticado, subestimado en los ámbitos de las políticas y la percepción públicas, debido a las incertidumbres del punto de ocurrencia y el alcance del daño, así como a la existencia de otras prioridades inmediatas (índice de pobreza y desempleo elevados, obras viales, reactivación económica). Aunque son de conocimiento de aquellos que lo vivieron (década de 1960) y del mundo académico, se toma muy poca acción para llegar a la raíz del problema.

A ello se le debe agregar la gran desigualdad socioeconómica y educacional (elevada vulnerabilidad económica, social, educacional y organizacional), con una amenaza cotidiana y moral constante, habitando en viviendas informales y con mucho desempleo. La caída de cenizas y sus efectos traerá consecuencias socioeconómicas elevadas, no solo en el territorio de la causalidad (cuenca alta y media del Reventado y del Virilla) y evidentemente en el territorio del impacto directo por los lahares (cuenca baja del Reventado), sino por el

desplazamiento de un gran contingente de población afectada de Los Diques hacia otros lugares (refugios temporales y neocolonias), lo cual tendrá efectos hacia los vecinos que los van a recibir.

En Los Diques se tienen presentes los factores de riesgo de desastre, es decir, los factores físicos dañinos (lahares) y la exposición y vulnerabilidad elevada en todas sus expresiones, al construir entre los diques, incluyendo la contaminación por los residuos sólidos y aguas servidas. Los pobladores, por distintos procesos socioeconómicos, ocuparon lugares inseguros y propensos a inundación, debido a su marginación, que terminaron siendo “legalizados” o formalizados. La ocupación de esta zona insegura fue compensada con la oportunidad de tener un lote y una cercanía a fuentes de ingresos laborales. Ello se tradujo en una construcción del riesgo, un proceso social donde pueden coincidir en el tiempo y el espacio eventos físicamente peligrosos con elementos elevados de vulnerabilidad de diversos tipos, por lo que el riesgo actual, con toda probabilidad, se va a convertir en un desastre (riesgo de desastre intensivo), dadas las condiciones imperantes, aunda a probables focos de infección y enfermedades, un riesgo crónico antrópico adicional.

Parte de esta gente, en pobreza extrema, se asentó ilegalmente en Los Diques, un lugar inseguro física y socialmente, no por gusto e ignorancia, sino por necesidad, dada su incapacidad de conseguir terrenos, viviendas y oportunidades de trabajo dignas en otros lugares. Otros, si han generado allí un *modus vivendi*, que más bien les favorece vivir y desarrollarse en dichas condiciones al margen de los controles legales. De ahí que el riesgo aceptable varíe en función de las condiciones y las personas.

La gestión del riesgo del tipo correctiva estuvo relativamente bien manejada con la construcción de las obras de los diques a mediados de la década de 1960 y el acrecentar la resistencia mediante la recuperación del ambiente degradado por las cenizas y los deslizamientos, a través de la reforestación de la cuenca alta del Reventado (Prusia) y el establecimiento de otras obras de manejo de aguas, por parte del ICE y otras entidades (ICE, 1964a, b, 1965). Sin embargo, esta gestión prospectiva se dejó de aplicar al permitir la construcción ilegal de vivienda en Los Diques, pese a que existe una ley que prohíbe la construcción de viviendas. Entonces, a partir de 1980 se dio una mala gestión correctiva y prospectiva, donde el riesgo residual, originalmente bajo (1965-1980), se invirtió a un riesgo muy alto, que fue creciendo aceleradamente. El próximo desastre, desgraciadamente, será un evento social desencadenado por los lahares, donde la alta complejidad estructural y social se ha ido construyendo poco a poco, para el cual no existe una gestión compensatoria (seguros, seguridad social), ni una gestión reactiva, que esté preparada y organizada en Los Diques.

Puesto que varias inundaciones históricas en el pie de monte de Cartago (actualmente Los Diques) no estuvieron relacionadas con actividad eruptiva, sino con temporales, ello agrava el problema aún más para aquellos que ya ocuparon las partes bajas muy contiguo al cauce del Reventado, dado que la inundación se puede disparar sin previo aviso. Resulta meritorio y urgente el considerar reestablecer un SAT, así como la construcción de diferentes obras de disipación de energía en el cauce del Reventado. Los SAT, requiere una actualización permanente, procesos de contingencia de evacuación y de movilización de recursos.

A menos que se tomen medidas inmediatas para una adecuada integración de los planes, acciones y políticas entre las diferentes entidades gubernamentales y privadas, incluyendo la educación, coordinadas por un ente que no cambie las directrices ni el coordinador al cambiar el gobierno, de llegar a presentarse un evento similar en duración e intensidad al de 1963-1965, las repercusiones para la provincia de Cartago serían enormes. Ello repercutirá casi que de inmediato en la economía del país (agricultura, ganadería, turismo, industria farmacéutica, rutas aerocomerciales y turísticas, entre muchos otros), debido a un cúmulo de impactos que van a afectar las cadenas de valor.

Se requerirá de un enorme esfuerzo para alcanzar una verdadera *gobernanza del riesgo*, es decir, donde la totalidad de actores, procesos y mecanismos relacionados con cómo se recopila, analiza y comunica la información relevante del riesgo y cómo se toman las decisiones de gestión.

Referente a la caída de cenizas, el programa FALL3D, aún en desarrollo en su más reciente versión del 2019 (segundo país en el Mundo a julio 2021), permitió mejorar apreciablemente la resolución espacial y temporal del análisis de eventuales episodios de caída de ceniza. Las simulaciones de caída de ceniza con ayuda de supercomputadoras efectuadas a partir de esa fecha permitieron que Costa Rica se convirtiera en el segundo país del mundo en tener una versión operativa de FALL3D, además de poder estar cerca de un monitoreo y pronóstico de caída de ceniza en tiempo casi real, similar al que se estableció en Italia para el Etna, a cargo del Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanología, Osservatorio Etna (INGV-OE).

A modo de ejemplo y prueba, se utilizó el modelado de caída de ceniza resultante del viento hora a hora presente sobre nuestro país el 5 junio, 2019, obtenidos por interpolación de las 42 capas (nivel del mar hasta 30 km de altitud), según datos que de manera automática la NOAA/NASA nos provee diariamente desde hace más de 4 años. Con ello se llevó a cabo un análisis exhaustivo de los efectos que resultarían de la caída de ceniza producto de erupciones de 1, 2, 4 y 8 km de altura generadas a diferentes horas. Se aprecia fácilmente que, de haberse dado una erupción, la caída de ceniza en cada hora iría afectando diferentes lugares al ir rotando el viento del N hacia el W conforme pasan las horas. Estos primeros resultados muestran que la aplicación del modelo FALL3D significa un salto cualitativo en el análisis de la caída de ceniza generada por una eventual erupción volcánica. Ha sido posible calcular la forma del patrón según una hora determinada, con datos de viento reales, que deja en evidencia bruscos cambios que se derivan por cambios de dirección y velocidad conforme se asciende (caso de la columna de 8 km).

La caída de cenizas y la salida de gases deberá de mirarse como una posible emergencia pública en el sector de salud y dentro de un radio de 5 km de la cima, el peligro por colapso de los techos es elevado (Young et al., 1998). Se aconseja construir los techos con inclinaciones superiores a los 20°; preferiblemente unos 35°, y con materiales de construcción adecuados, además de proteger los techos con pintura anticorrosiva y limpiarlos de ceniza con mucho cuidado de caída o de no interactuar con cables con corriente eléctrica.

Referente a las grandes obras ICE, tales como las centrales hidroeléctricas Reventazón, todos los estudios de peligro volcánicos realizados con anterioridad, incluyendo aquellos efectuados por personal especializado del ICE en su momento (Vargas y Alvarado, 2017) y la presente actualización, indican que la peligrosidad para dicha obra es baja a muy baja durante su período de vida útil, y estaría principalmente restringida al aporte de sedimentos a los embalses y a los efectos de las líneas de transmisión en su flanco S.

En general, en el presente informe se cumple la primera de las cuatro prioridades del Marco de Acción de Sendái, en el cual se propone que se debe de comprender el riesgo de desastres, basado en el presente trabajo en una comprensión de los peligros volcánicos, dimensiones de la vulnerabilidad, capacidad, grado de exposición de las personas y bienes, para la elaboración de las medidas apropiadas y en tiempo de pasividad eruptiva.

9.1 ¿Qué se puede esperar en lo que resta del siglo y parte del entrante?

Los diferentes estudios utilizaron como modelo las diferentes fases, tipos y distribución de los productos eruptivos de 1723 y 1963-1965, de lo que se podría esperar para un despertar del Irazú.

Si se observa la frecuencia eruptiva del Irazú para los últimos miles años, se pueden plantear dos hipótesis: a) que se vuelva a activar como erupciones en el presente siglo o, b) que su próximo reactivar sea hasta dentro de un siglo o más. En el caso de ser así, posiblemente lo haría mediante una erupción estromboliana violenta.

Los estudios establecieron que el magma del Irazú durante su última erupción duró quizá tan solo de uno a menos de dos años en ascender desde su fuente primaria, localizada a unos 30-35 km, a una velocidad entre 80 y 55 m/día, o quizás algo más baja en la parte final de su trayecto, justo en la parte más somera (Boyce y Hervig, 2009; Ruprecht y Plank, 2013; Oeser et al., 2018).

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, e incluso inexistentes y, para 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. Para ese entonces, el conocimiento de la vulcanología, los equipos y su tecnología, aunado a las experiencias previas, resumidas en el presente trabajo y en las citadas correspondientes a la reciente actividad eruptiva, servirán de una base mucho mejor que la gestión del riesgo.

Puesto que varios de los eventos previos prehistóricos, dejaron un registro geológico mayor que los históricos, se puede inferir que en el caso de un reactivar en el futuro, se pueda presentar un evento vulcaniano mayor o similar que los observados en tiempo histórico. El tipo de erupción, su lugar de ocurrencia y volumen de magma involucrado en ascenso, se podrán evaluar mucho mejor en su momento con las técnicas de monitoreo y, con base en

ello, establecer los tipos de peligros esperados, ya sea aquellos contemplados en el presente estudio, o bien, modificar cada cierto tiempo (mapas dinámicos) lo que se esté pronosticando en ese momento. En particular, se debe contemplar los lahares disparados por terremotos, deslizamientos o actividad volcánica.

Aunque una erupción subpliniana/pliniana ($VEI \geq 4$) no se ha registrado en el Irazú desde el Pleistoceno Superior, además de que requiere de un tiempo prolongado para que la diferenciación química del magma produzca fundidos más ácidos (dacitas o riolitas), o bien, la inyección de andesitas/basaltos ricos en volátiles (4-7 wt % H_2O), que puede desembocar en el despertar y erupción con desarrollo muy rápido en días a menos de 3 meses (Stix, 2018). En tal caso, tal y como lo propone White y McCausland (2016), la instrumentación de vigilancia volcánica podría alertar sobre la presencia de eventos sísmicos volcanotectónicos distales ($d \leq 45$ km), así como de forma posterior se puede hacer una estimación del volumen de magma inyectado al utilizar la sismicidad y la deformación. Sin embargo, hay que tener precaución con la interpretación y confusión de eventos tectónicos con volcanotectónicos distales, particularmente en un medio volcánico muy afectado por fallas tectónicas como nuestro contexto nacional. Se debe recordar que los volcanotectónicos son aquellos donde hay fluidos volcánicos involucrados (gases y magma) y no por el mero hecho de ocurrir dentro y bajo el edificio volcánico.

Cuadro xx: Recomendaciones sobre el significado de los mapas de amenazas (Fig. 6.4) para la planificación del territorio (modificadas de Proyecto MET-ALARN, 2005).

Grado de Amenaza	Pérdidas y daños previsibles en casos de uso para asentamientos humanos	Implicaciones para el ordenamiento territorial (recomendación)
Amenaza Extrema (rojo oscuro)	Los daños son extremos (destrucción, muerte probable y heridas de consideración), con una probabilidad muy alta en el caso de entrar en actividad el foco eruptivo, en particular en el campo cercano.	Zona de restricción: No se deben de construir estructuras vitales para el país ni obras a menos que sean para protección temporal o información turística, que no impliquen concentración de población 24/7.
Amenaza Alta (rojo)	Las personas pueden estar en peligro tanto dentro como a fuera de los edificios, así como la destrucción o efectos en la infraestructura, viviendas y cultivos. También puede ser que los eventos se manifiesten con una intensidad relativamente débil, aunque con una frecuencia elevada. En este caso, las personas están amenazadas por exposición continua.	Zona de prohibición: No apta para la instalación, expansión o densificación de asentamientos humanos. Áreas ya edificadas se debe evaluar si amerita aplicar medidas de reducción de vulnerabilidad, sistemas de alerta anticipada y evacuación temporal. Se debe de promover la reubicación y no fomentar nuevas construcciones, a menos que sean de protección o información turística.
Amenaza Media (anaranjado)	Las personas están en peligro. Daños moderados a importantes a la agricultura y ganadería en función del tipo de peligro; abrasión de equipos, corrosión por gases a maquinarias, equipos y herramientas.	Zona de reglamentación: Se debe restringir la expansión y densificación de asentamientos humanos, a menos que se respeten reglas de ocupación del suelo.
Amenaza Baja (Amarillo)	El peligro para las personas es moderado a débil en eventos moderados a bajos. Los edificios pueden sufrir daños leves; daños temporales a la agricultura y ganadería, abrasión de equipos, corrosión por gases a maquinarias, equipos y herramientas.	Zona de sensibilización: Apta para asentamientos humanos, pero la población debe ser sensibilizada ante la existencia de amenazas moderadas a probables (no nulas), para que conozcan y apliquen reglas de comportamiento ante los eventos. Planes de evacuación y la probabilidad de pérdidas en la agricultura y ganadería.
Amenaza residual (verde)	Existen amenazas que tienen una probabilidad de ocurrencia débil (no nula) o que se pueden manifestar con una intensidad fuerte, aunque en período de retornos muy largos. Se excluyen los grandes colapsos volcánicos laterales (megadeslizamientos volcánicos), los colapsos de calderas con ignimbritas asociadas y las megaplinianas (VEI ≥ 4).	Zona de sensibilización: Apta para asentamientos humanos, aunque los usuarios del suelo deben ser sensibilizados ante la existencia de amenazas con largo período de retorno, para que conozcan y apliquen reglas de comportamiento apropiadas ante eventos.
Amenaza no evaluada (Blanco)	Blanco: Despreciable la amenaza o baja de las evaluadas según el estado actual de conocimientos. Se excluyen los grandes colapsos volcánicos laterales (megadeslizamientos volcánicos), los colapsos de calderas con ignimbritas asociadas y las megaplinianas (VEI ≥ 4).	Zona de sensibilización: Aunque las personas no estén bajo la influencia directa, la educación y el conocimiento resulta importante dado que se pueden movilizar por turismo o trabajo a sectores bajo algún grado de amenaza. Puede existir cierta peligrosidad a largo plazo.

Fig. : Mapa generalizado de amenazas volcánicas integrales del Irazú y los alrededores
(Falta).

10. RECOMENDACIONES

Una gestión integral de riesgos, articulada con la política de la provincia de Cartago (principalmente, aunque los efectos se sentirán en otras provincias) y acorde con las condiciones socioeconómicas que correspondan a cada sector o cantón, aportará a minimizar las consecuencias de una próxima erupción, en particular en los elementos fundamentales de la prevención, la mitigación y acciones concretas de respuesta.

El mayor peligro en vidas humanas está centrado en Los Diques, donde los fuertes aguaceros o temporales pueden disparar no solo deslizamientos, sino también lahares, cuyos umbrales de lluvia no están del todo bien establecidos, ni mucho menos para la región de Taras o el Irazú en general. Por ello se recomienda establecer un umbral y aplicar la curva propuesta por Kanji et al. (2003) y sugerida por Alvarado et al. (2017) como un primer inicio o base para un SAT. Para el modelaje de la curva de Kanji, se asumieron tres escenarios, dos de ellos con una caída de 75 y 100 mm para el evento del 9 de diciembre de 1963 con una distribución temporal de la precipitación, típica de un empuje frío. Además, como tercer escenario se evalúa la posibilidad de que tal y como se comenta en ICE (1965, p.245), que la precipitación caída en la parte alta del río Reventado haya sido muy similar a la reportada por Pacayas, debido la poca distancia entre ambos sitios (unos 9 km) y que, con base en los reportes de testigos del evento, el sistema que generara la mayor precipitación haya sido de tipo convectivo (intenso en lluvia), iniciando a eso de las 6 p.m., generando además, descargas atmosféricas y vientos fuertes.

Por otro lado, en la estación Sanatorio Durán se tienen reportados tan solo 24 mm para el día 9 de diciembre, valor muy por debajo del que debió de haberse registrado en la cuenca alta del Reventado.

También, para ese día, el Instituto Meteorológico Nacional reporta acumulados importantes en Ciudad Quesada que, aunque está distante, reporta 325 mm (ICE, 1965, lámina 8; G. Chinchilla, com. oral, 2021), indicativo de un evento importante, sugiriendo que el evento entró por el N o NE, puesto que los datos en Cachí y Río Macho del ICE no son tan altos. En efecto, los estudios realizados establecieron que debió de ser producto por una lluvia de gran intensidad superior a los 75 mm/hora concentrada en la parte superior de la cuenca, que ocurrió después de 17 horas de lluvia continua, motivada por un disturbio atmosférico que afectó toda la vertiente Caribe del país (ICE, 1965, p. 22).

Lo anterior indica que el evento ocurrido en la parte alta del Irazú es muy factible que estuviera por encima de los 75 mm y en cierta medida menos probable pero no imposible cercano a los 100 mm. Sin embargo, en base a los relatos de personas que experimentaron el evento, la posibilidad que la cantidad de lluvia en correspondencia con la fecha haya sido generada por un empuje frío, que a su vez fuera reforzado por otros sistemas a niveles medios y altos de la atmósfera, desembocara en un evento convectivo intenso, iniciando a las 6 p.m., es el escenario más probable.

En los tres escenarios propuestos, se observan distintas respuestas de la curva de Kanji, donde el caso del evento convectivo se ajusta mejor a lo acontecido esa noche, en el justo cuando la curva de precipitación acumulada interseca la la curva de Kanji aproximadamente a las 9: 20 p. m., por lo que se podría en un futuro dar una respuesta anticipada al lahar. Dicha curva y metodología de bajo costo y en tiempo casi real resultaría en una herramienta muy útil para emitir una alerta de forma anticipada y oportuna, ya ha sido verificada en otros eventos, de ahí que es importante una revisión y en caso necesario, una calibración para el país y así poder contar con esta herramienta.

Por lo anterior, sería recomendable aplicar y probar la curva de Kanji y que sea monitoreada cerca de Llano Grande y finca Retes o Cabeza de Vaca, con el fin de calibrarla para eventuales falsas alarmas. Se debe establecer un protocolo de alerta temprana en directa comunicación con el Comité Local de Emergencias de Cartago, Bomberos, Guardia Civil y la Municipalidad.

Por ello, el SAT y diferentes obras de disipación de energía deberían de diseñarse y construirse a la prontitud como parte de una gestión correctiva y de mitigación, como parte integral y fundamental para la preparación y atención de la respuesta.

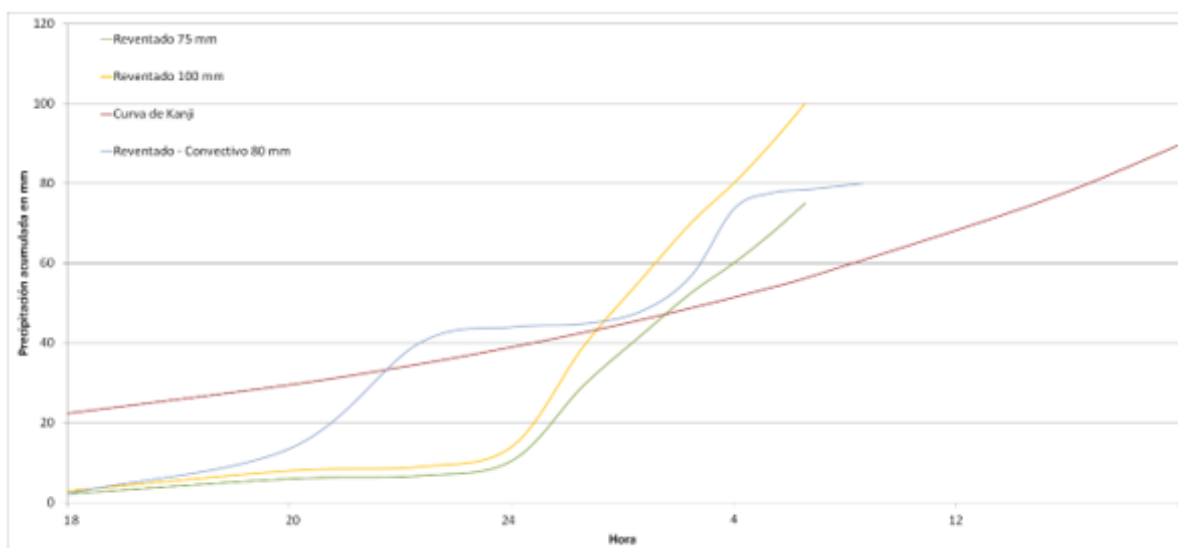


Fig. Comparación entre los tres escenarios de precipitación acumulada y la curva crítica de disparo de deslizamientos y flujos de escombros *sensu* Kanji et al. (2003). La hora de inicio es a las 6 p. m. del día 9 de diciembre de 1963.

Una revisión con acciones concretas hacia la peligrosidad latente de Los Diques no solo es meritoria, sino urgente. Se deben de tomar medidas concretas y viables, dotando de los medios económicos y de personal, que no queden en el papel y que integre a un grupo multi e interdisciplinario e inteinstitucional con el fin de diseñar intervenciones coherentes y articuladas, de tal modo que el riesgo se reduzca. Pero todo ello debe de estar sujeto a la participación y apropiación por parte de los pobladores bajo riesgo, con la orientación de entidades con estructuras permanentes y sostenibles, donde estén representados los diferentes actores de los diferentes niveles sociales y territoriales. Se debe de poner a un encargado que

le de seguimiento a esta difícil tarea, no para solventar el problema en su totalidad, pero al menos para ir generando poco a poco gestiones correctivas y prospectivas. Además, deberá de comunicar a lo implicados el tipo de riesgo, así como tener planes de contingencia. La integración de los diferentes actores (públicos y privados) es fundamental.

Una guía que debería de implementarse para el caso de Los Diques es aquella contemplada en el documento realizado por Narváez et al. (2009), titulado “*La Gestión del Riesgo de Desastres: Un enfoque basado en procesos*”.

Se recomienda enfáticamente que se puedan realizar una o varias tesis (por separado o conjuntas) en las diferentes maestrías de gestión del riesgo y atención de emergencias (Universidad de Costa Rica, Universidad Central y Universidad Santa Paula), con contribuciones de las geociencias y las ciencias sociales en forma multidisciplinaria, donde se actualicen los planes de emergencia del Irazú y se realice un análisis del riesgo sistémico del este volcán de modo integral (amenazas múltiples y secuencias, multiamenazas), tanto geológicas como socioeconómicas, con acciones direccionadas a la gestión del riesgo correctiva y prospectiva.

Varias investigaciones han planteado que la erosión antrópica y natural de los suelos es uno de los factores que favorece la erosión de terrenos cultivables y provee de sedimentos a los embalses. Además, la erosión intensiva en surcos puede llegar a desembocar en deslizamientos, que aportarán sedimentos para futuras avenidas de los ríos Reventado, Taras, Arriaz y Páez, entre otros. Dado lo anterior, se recomienda mejorar la tecnología apropiada para agricultura de ladera. Se pueden desarrollar prácticas de manejo y conservación de suelos, entre ellas, incorporar materia orgánica, evitar el excesivo laboreo y seleccionar el tipo de maquinaria, manejo racional de los fertilizantes y plaguicidas, aumento de la cobertura vegetal y planificar la preparación del suelo y siembra (incluyendo rotación de cultivos), para que no coincida con épocas de alta precipitación y suelos descubiertos. Se deben implementar prácticas de conservación de suelos como los son canales guardia, seguir las curvas de nivel, canales empastados, acequias de ladera, terrazas, barreras vivas y el uso de Goetextill Silt Fence como barreras de retención de sedimentos. Durante el período de cosecha, utilizar en la medida de lo posible la chapea manual y no herbicida para no dejar el suelo totalmente descubierto. Estas y muchas otras recomendaciones técnicas están contempladas en la literatura especializada realizada en el flanco sur del Irazú (Ramírez et al., 2008a, b, c; Sánchez, 2014; ProDUS-UCR, 2016; Gómez-Calderón et al., 2017; Gómez-Calderón y Estada-León, 2020 y referencias allí citadas), para lo cual se podría pedir asesoría a las universidades y otras entidades.

En otro orden de cosas, se está seguro de que la modelación en tiempo cuasireal al utilizar FALL3D y sus animaciones durante las siguientes 24 horas (empezando a la media noche) podría permitir a la CNE y otras entidades gubernamentales y privadas planificar con horas de antelación las medidas que sean necesarias realizar, a la vez que podría prevenir a la población que la simulación indique de su posible afectación, caso de que la erupción inicie en alguna de esas horas en particular. De esta manera, se acerca el país a tener un sistema de evaluación de caída de ceniza en tiempo casi real, como es el caso de Japón (Hasegawa et al., 2015; Bessho et al., 2016) en que se elabora un pronóstico preliminar de caída de ceniza

a los 5 a 10 minutos de haber empezado, y reportes cada 20 a 30 minutos basados en reportes observacionales (duración, altura de columna, entre otros).

Por lo anterior, tanto a nivel central como local, se debe tomar en cuenta algunas recomendaciones como:

- Establecer mecanismos de evacuación y rutas durante una erupción volcánica o lahares disparados por terremotos o actividad eruptiva, para poner a salvo el personal del PNV Irazú, ICE, entre otros, además de los visitantes y las familias que viven en sus flancos. Realizar simulacros cada cierto tiempo.
- Revisar los protocolos de seguridad dentro del PNV Irazú, realizar simulacros internos y una mejor capacitación de los guardaparques.
- Poseer una estrategia integrada de salud, donde se identifiquen los problemas de salud, los escenarios (incluyendo su efecto en las personas) y las necesidades, así como planificar la respuesta administrativa y la división de los planes en unidades autosuficientes. Además, formular un plan hospitalario y de contingencia para eventuales emergencias. El personal expuesto a los gases por períodos prolongados de tiempo, deberían de rotar, aunque se debe de consultar a los especialistas en medicina.
- Construir pantallas de protección acompañada de información clara (rótulos en español y en inglés) sobre su objetivo, distribución y las limitaciones de estos refugios temporales, así de cómo actuar, la cual debe de ser impartida en el puesto de guardaparques 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 ~50 cm de diámetro). Su protección es igualmente parcial ante nubes de cenizas, gases y oleadas acompañantes, aunque no necesariamente todas van a ser de elevada temperatura y velocidad, sino que las pueden haber de baja temperatura y velocidad turbulenta baja.
- Establecer un museo que sirva de medio educativo de los geopeligros, el vulcanismo y la biodiversidad.
- Se deben de establecerse rótulos con los mapas de peligros y con las rutas de evacuación.
- En Taras se podría fomentar la declaración como Sitio Memorial la fábrica Kativo impactada por los lahares, única de este tipo que es factible visitar en el momento en Costa Rica.
- Se recomienda a los tomadores de decisiones y personal del SINAC y Municipalidad leer, con particular cuidado, el apartado de discusión y conclusiones con sus recomendaciones (capítulos x y y).

- Presupuestar por parte del SINAC la compra gradual del alto porcentaje de tierras privadas ubicadas dentro de los límites del parque nacional. Lo anterior con el objetivo de consolidar el área protegida y fomentar que, en un próximo período eruptivo, se tenga un mayor control del anillo de mayor peligro. Esto permitirá asegurar un menor impacto sobre las actividades productivas locales, a la vez gestionar correctamente el PNVT de acuerdo con sus objetivos de conservación.
- Incluir y fomentar más la gestión comunitaria del riesgo, la parte de involucrar a la comunidad más allá de los comités de emergencia, lo cual es vital para que cualquier esfuerzo futuro y sus frutos.

Referente a la peligrosidad por balística, se considera efectuar las siguientes recomendaciones. En primera instancia, se recomienda incorporar, como parte regular en el análisis de peligro por balísticos volcánicos, los resultados expuestos en Williams et al. (2017) al diseñar estructuras tendientes a reducir el riesgo, así como utilizar la guía de Li et al. (2006). A partir de todos sus resultados, los investigadores desarrollaron modelos de vulnerabilidad de edificios a un impacto balístico de una erupción volcánica. Descubrieron que el hormigón era el material más resistente a los impactos y que cuanto más oblicuo era el impacto, menos daño causaba, aunque los impactadores oblicuos y la metralla del edificio que crean tendían a rebotar más lejos del revestimiento. Además, los edificios pueden ofrecer una mayor resistencia al impacto cuando las bombas volcánicas los golpean en áreas directamente soportadas por la estructura de su marco. El equipo concluye que el lugar ideal para refugiarse sería el lado más alejado de un edificio con un techo de hormigón armado, una estructura de estructura densa, varios pisos y una capa interior secundaria, y podría mejorarse al apilar muebles, colchones, para agregar más capas de blindaje, aunque, en general, cualquier estructura es más segura que ninguna.

Como se evidenció en el análisis de balística realizado varios capítulos atrás, el arrastre da como resultado tanto una favorable menor velocidad de llegada, o equivalentemente, una menor energía de impacto, como un ángulo de llegada que se aproxima más a la vertical. Por ende, en una edificación con un diseño en que las paredes sean verticales el arrastre lleva a que la colisión del clasto con la pared sea más oblicua, por lo que es menos probable que la perfora, siendo más probable que rebote y que el clasto y las esquirlas producto del impacto lleguen más lejos, quizá hasta 15 m (Williams et al., 2017). Respecto al techo, sin embargo, esa misma aproximación a una vertical conllevaría a que, si el techo es horizontal, el clasto colisione casi perpendicularmente, lo cual aumenta la posibilidad de que lo perfora. En tal caso, las estructuras deben diseñarse con techos de dos o cuatro aguas, orientadas de manera que los posibles balísticos que lleguen a impactar el techo lo hagan lo más oblicuamente posible.

No debe dejarse por fuera que un clasto que llegue a rebotar, sobre todo en el caso de clastos con altas energías cinéticas, al impactar llegue a causar que de la parte opuesta al impacto se desprenda material y salga lanzado como pequeños proyectiles que impacten a las personas que se hayan protegido adentro, quizá recostándose instintivamente a la pared. Así, por ejemplo, clastos de baja densidad, altamente vesiculados (densidades en el rango de 1775 a 2213 kg m⁻³) llegan solo a causar daños tipo DS2 (en el caso del concreto implica

desprendimientos en el lado opuesto del impacto, sin llegar a atravesarlo), aún con energías tan altas como 3689 J. Por lo anterior, en la pared o techo en dirección al cráter, debe incorporarse en los estudios de peligro la posibilidad de que el material utilizado en la construcción del refugio pueda descascararse por el impacto. Para ello, se puede utilizar de guía a Li et al. (2006) o un trabajo similar. Posibles soluciones pueden pasar por un cambio en los métodos constructivos, en los materiales utilizados, o bien en revestir con una lámina lisa delgada la parte interna de la pared que pueda ser impactada.

11. AGRADECIMIENTOS

A la Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), por las facilidades logística y de información digital aportada para la realización de la presente investigación.

En primera instancia, se agradece al personal del SINAC, particularmente a los funcionarios del parque nacional volcán Irazú por toda su colaboración a lo largo de los años y por su apoyo en las visitas al campo.

El ICE hace varios años y la CNE aportaron la logística y personal. Al OVSICORI y la RSN por todos estos años de investigación, información y análisis detallado de la actividad eruptiva histórica reciente.

Al profesor Joan Martí (xxxx) por aportar los fondos para realizar las dataciones de radiocarbono.

El borrador de este documento fue entregado a varios profesionales de la RSN (UCR-ICE), de la UNA (OVSICORI, LAQAT) y del SINAC para su revisión.

De ellos, VVVVV, quienes tuvieron la amabilidad, disposición y tiempo de revisar el documento e incluso aportaron información. Muchas gracias por sus oportunos comentarios que mejoraron y enriquecieron el documento final.

Revisiones parciales pero muy enriquecedoras, fueron aportadas Cyril Muller (OVSICORI-UNA) y José Sibaja (LAQAT-UNA), por Tatiana Abarca y Érika Sequeira, expertas economistas, así como Carlos Picado (CNE). Douglas Salgado (CNE) aportó información sobre Los Diques de Taras de no fácil acceso. Eladio Zárate revisó partes sobre la dirección del viento y la caída de cenizas.

El historiador Carlos M. Alvarado y la bibliotecóloga Lic. Flor Quesada M. (SINABI) por colaborar con la búsqueda de periódicos de la época de la pasada erupción del Irazú.

El Ing. Jorge M. Dengo (q. e. p. d.) tuvo la amabilidad de donarme cartas, informes y documentos inéditos asociados a la emergencia del Irazú, en el entendido que los pudiese utilizar en un futuro; la tarea fue cumplida dado que resultaron de mucha utilidad para el presente informe.

12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

Adamson, M. y Castillo, F. (2012). Conclusiones. En Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad. Contrastes Vivos de Costa Rica*, pp. 430-443.

Aerodiva (2015). *Informe de Producción vuelo fotogramétrico sobre los volcanes Irazú y Turrialba*. Inf. Interno Aerodiva-CNE, 2 de junio 2015.

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.

Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Delgado-Granados, H. y Farraz-Montes, I. A., (2006), Hazard zoning for ballistic impact during volcanic explosions at Volcán de Fuego de Colima (Mexico), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 402, 26-39.

Alpízar, Y. y Vargas, P. (2016). *Balance hídrico de la cima de los volcanes Irazú y Turrialba y su afectación a la actividad hidrotermal superficial* (Tesis de Licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, Univ. Costa Rica.

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

Alvarado, G., (1987). El volcán Irazú: Síntesis geológica, actividad eruptiva y peligro volcánico preliminar*. En Guila, L. E. (ed.): *Mesa de Trabajo sobre el Deslizamiento de San Blas*. CNE, San José, pp. 19-62.

*Este es el título original de la conferencia. Desgraciadamente, el documento emitido por la CNE no fue editado adecuadamente y, por ende, en estos casos, se puso como título: "Conferencia de xxx persona". Lo mismo se repite varias veces con otras citas incluidas en el presente apartado.

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

Alvarado, G. E. (1990b). *Los relieves de las rocas ígneas: Génesis, clasificación y aplicabilidad*. Cartago, Costa Rica: ETCR.

Alvarado, G. E. (1993). *Volcanology and Petrology of Irazú Volcano, Costa Rica*. Univ. Kiel,

Alemania [Tesis Ph.D.].

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. (2003). *Diagnóstico de la estabilidad del cono y comportamiento de la fundación debido al crecimiento del edificio volcánico del Arenal (Costa Rica)*. (Tesis de Maestría con énfasis en Geotecnia e Hidrogeología). Univ. Costa Rica, San José, Costa Rica.

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

Alvarado, G. E. (2021). *Costa Rica y sus volcanes*. EUCR, EUNA, ETCR.

Alvarado, G. E. y Boschini, I. (1988). Evaluación preliminar de las amenazas geológicas y periodos de recurrencia en el Valle del Guarco, Cartago: Su eventual incidencia en el deslizamiento de San Blas. *4 Sem. Nac. Geotecnia*. 14-15 abril, San José.

Alvarado, G. & Morales, L.D., 1989. Historia de la Vulcanología en Costa Rica. -En: Ruiz, A. & Camacho, L. (eds.): *Historia de la Ciencia y la Tecnología. El avance de una disciplina*. Ed. Tecnológica de Costa Rica, pp. 291-314; Cartago.

Alvarado, G. E. y Schmincke, H. U. (1994). Stratigraphic and sedimentological aspects of the rain triggered lahars of the 1963-1965 Irazú eruption, Costa Rica. *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., Barquero, R. Boschini, I., Chiesa, S. y Carr, M. J. (1986). Relación entre la Neotectónica y el Vulcanismo en Costa Rica. *Rev. CIAF*, 11(1-3), 246-264.

Alvarado, G.E. Fernández, M. Barquero, R., Flores, H. y Soto G.J. (1992). Aborted Eruptions Triggered by Earthquakes? Costa Rica (abstract). *Eos Trans. AGU*, 73 (14), Spring Meeting Suppl., p. 194.

Alvarado, G., Acevedo, A.P., Monsalve, M.L., Espíndola, J.M., Gómez, D., Hall, M., Naranjo, J.A., Pulgarín, B., Raigosa, J., Sigarán, C. y Van der Laat, R. (1999). El Desarrollo de la Vulcanología en Latinoamérica en el Último Cuarto de Siglo XX. *Rev. Geofísica*, 51: 185-241; México.

Alvarado, G.E., Vega, E., Chaves, J. y Vázquez, M. (2004). Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo *debris avalanche* en Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 30, 83-99.

Alvarado, G. E., Carr, M. J., Turrin, B. D., Swiher, C., Schmincke, H. -U. y Hudnut, K. W. (2006). Recent volcanic history of Irazú volcano, Costa Rica: alternation and mixing of two magma batches, implying at least two intracrustal chambers. En Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, J. W., Patino, L. C. y Vallance, J. W. (Eds.), *Volcanic Hazards in Central America* (Geol. Soc. Amer., Sp. Paper, 412, 259-276). Boulder: Geol. Soc. Amer. Inc.

Alvarado, G.E., Soto, G.J., Pullinger, C.R., Escobar, R., Bonis, S., Escobar, D. y Navarro, M. (2007). Volcanic activity, hazards, and monitoring. En Bundschuh J. y Alvarado, G. E. (eds.): *Central America: Geology, Resources and Hazards*. Taylor & Francis, Londres/London. 2, 1155-1188.

Alvarado, G., Mora, M. M. y Ulloa, A. (2013). La caída de “ceniza” proveniente del volcán Irazú (Costa Rica) el 8 de diciembre de 1994: ¿una explosión freática? *Rev. Geol. Amér. Central*, 48, 159-168.

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., Brenes-André, J., Barrantes, M., Vega, E., de Moor, J. M., Avarad, G., Dellino, P., Mele, D., DeVitre, C., Di Piazza, A., Rizzo, A. L. y Carapezza, M. L. (2016). Actividad explosiva del Turrialba (Costa Rica) en 2010- 2016. *Rev. Geol. Amér. Central*, 55, 7-60.

Alvarado, G.E., Fallas, B., Vargas V., A., Vega, E., Bakkar, H. & 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. - vi + 85 p. Instituto Costarricense de Electricidad [Inf. Interno].

Alvarado, G. E., Avarad, G., Esquivel, L., Chaves, I., Mora, M., de Moor, M., Müller, C., Pacheco, J., Sánchez, B. (2020). Clasificación de la amenaza por los volcanes de Costa Rica y la evaluación de la red de monitoreo 21 de enero del 2020. Inf. Interno OVSICORI, CNE, RSN. San José.

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

Alvarado-Rojas, M., Durán, D., Fallas, K., Hernández, L. D. y Valverde, R. (2006). Amenazas y vulnerabilidad: El caso de los ríos Reventado y Toyogres, Cartago. *Rev. Reflexiones*, 85 (1-2), 331-349.

Amador, J.A., Anderson, M. J., Calderón, B., Pribyl, K. (2018). The October 1891 Cartago (Costa Rica) floods from documentary sources and 20CR data. *Int J Climatol.* 38, 4830-4845.

Andronico, D., Scollo, S., Caruso, S. y Cristaldi, A. (2008). The 2002-03 Etna explosive activity: Tephra dispersal and features of the deposits. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 113.

Araña, 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*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, pp. 277-385.

Arce-Rodríguez, A., Puentes-Sánchez, F., Avendaño, R., Martínez-Cruz, M., de Moor, M., Pieper, D.H., Martínez-Cruz, M. de Moor, M. y Chavarría, M. (2019). Thermoplasmatales and sulfur-oxidizing bacteria dominate the microbial community at the surface water of a CO₂-rich hydrothermal spring located in Tenorio Volcano National Park, Costa Rica. *Extremophiles* (<https://doi.org/10.1007/s00792-018-01072-6>).

Argüello, A., Rivera, F., Lücke, O. H., Gutiérrez, A y Solano, J. P. (2019). Estructura del cono piroclástico Pasquí a partir de interpretación indirecta de datos de gravedad. *Revista Geológica de América Central*, 60, 61-81.

Avard, G., Pacheco, J., Martínez, M., van der Laat, R., Menjivar, E., Hernández, E., Marino, T., Sáenz, W., Brenes, J. y Martínez, J. (2013). Estado de los Volcanes 2012 Resumen Anual Oficial. Inf. OVSICORI-UNA.

ASF DAAC 2015, ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_low_res; Includes Material © JAXA/METI 2007. Descargado el 24 de febrero de 2021. doi: 10.5067/JBYK3J6HFSVF

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.

Barrantes, G. (1996). Zonificación de amenazas por inundación en el valle del Río Sixaola. Tesis de licenciatura en Geografía Física, UNA.

Barrantes, G., Segura, A., Walcott, K. (2008). Percepción y prevención del riesgo por lahar en los diques de Cartago. *Rev. Geográfica de América Central*, 42, 83-96.**

**En otro documento pdf por error aparece como del 2009.

Barrantes, G., Nuñez, S., Castro, J. Malavassi, E. y Soto, C. (2013). Simulación de caída de ceniza del volcán Irazú aplicando el programa Tehpra Modificado. *GeoUERJ*, 15, 24, 5-17.

Barrantes, G., Núñez, S. y Malavassi, E. (2018). Ash fallout Hazard from Irazú volcano, Costa Rica. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 54, 13-25.

Barquero, R. y Alvarado, G. E. (1989). Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 2(3), 1-5.

Barquero, R., Montero, W. y Rojas, W. (1991). Actividad sísmica relacionada con el sismo de Cóbano. La Crisis Sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados, Costa Rica, 1990. Inf. ICE, 4, 45-73.

- Barquero, R., Soto, G. y Lesage, P. (1992). Volcán Irazú Informe Vulcanológico Periodo enero 1991 – mayo 1992. Inf. Interno ICE.
- Barquero, R. y Rojas, W. (1994). Sismicidad inducida por el terremoto de Limón. Rev. Geol. Amér. Central, Vol. Especial Terremoto de Limón 22 de abril de 1991, pp. 111-120.
- Barquero, R., Lesage, P., Metaxian, J. P., Creusot, A., Fernández, M. (1995). La crisis sísmica en el volcán Irazú en 1991 (Costa Rica). Rev. Geol. Amér. Central, 18,5-18.
- Bean, C. J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaxian, J.-P., O'Brien, G.S., Murphy, S. (2013). Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nature Geoscience*, doi. 10.1038/NGEO2027
- Beaubien, S. E., Ciotoli, G. y Lombardi, S. (2003). Carbon dioxide and radon gas hazard in Alban Hills area (central Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 123, 63-80.
- Beckett, W. (2000). Occupational respiratory disease. *N. Engl. J. Med.* 342:406-413.
- Benjamin, E.R., Plank, T., Wade, J.A., Kelley, K.A., Hauri, E. y Alvarado, G.E. (2007). High water content in basaltic magmas from Irazú Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 168 (1-4), 68-92.
- Bergoeing, J. P. (1978). *La fotografía aérea y su aplicación a la geomorfología de Costa Rica*. San Jose: Ministerio de Obras Publicas y Transportes, IGN.
- Bergoeing, J. P. (1979). Geomorfología del sector volcánico Las Nubes-Cabeza de Vaca. *Informe semestral IGN* (enero-junio), 136-146.
- Bergoeing, J. P. (1998). *Geomorfología de Costa Rica*. Inst. Geográf. Nacional, San José.
- Bergoeing, J. P. (2007). *Geomorfología de Costa Rica*. (2 ed.). Librería Francesa.
- Bergoeing, J. P. (2009). *Costa Rica, paisajes volcánicos*. San Jose: Ediciones Jadine.
- Bergoeing, J. P., Brenes, L. G., Protti, R., Arce, R., Artavia, L. G., Salas, D. y Carrillo, M. (2010). *Atlas geomorfológico del Caribe de Costa Rica*. San José: UCR-IGN.
- Berrangé, J., Wittaker, J.E. (1977). *Reconnaissance Geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica*. Institute Geol. Sciences, Overseas Division, London, 73 p.
- Bessho, K., Date, K., Hayashi, M.; Ikeda, A., Imai, T., Inoue, H., Kumagai, Y., Miyakawa, T., Murata, H., Ohno, T., et al. (2016). An Introduction to Himawari-8/9-Japan's New-Generation Geostationary Meteorological Satellites. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II*, 94, 151-183.

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>.

Biolley, P., 1889: *Costa-Rica et son Avenir*. Traducido al inglés (C. Charles, 1890): Costa Rica and her future. Judd y Detweiller, Washington.

Bonadonna, C. y Costa, A. (2013). Modeling tephra sedimentation from volcanic plumes. En Fagents, S. A., Gregg, T. K. P. y Lopes, R. M. C.: *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism* (eds.). Published by Cambridge University Press, pp. 171-202.

Bonali, F. L., Tibaldi, A., Corazzato, C., Torney, D. R. y Lara, L. E. (2013). Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: The Chile case. *Tectonophysics*, 583, 54-67.

Bonilla, M. (2020). Estudio de Tomografía Eléctrica (ERT), en tres Sitios de Torres ubicadas en el sector del Volcán Irazú. Inf. Interno ICE, Ing. y Construcción.

Boschini, I. (1998). Los temblores sentidos en Costa Rica durante el año 1987: Enfoque hacia las grandes obras del ICE. Inf. Interno ICE.

Bovis, M. J., y Jakob, M. (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth surface processes and landforms*, 24(11), 1039-1054.

Boyce, J. W. y Hervig, R. L. (2009). Apatite as a monitor of late-stage magmatic processes at Volcán Irazú, Costa Rica. *Contrib. Mineral Petrol.* 157, 135-145.

Brenes-Andre, J. (2013). Fallout Tephra Simulation for Free. *Geography & Natural Disasters*. Doi:10.4172/2167-0587.S1-004

Brenes, J. (2013). Aplicación de la teoría de fragmentación/transporte secuencias a los depósitos de las erupciones de 1723 y 1963-65 del volcán Irazú, Costa Rica. Caso dispersión negativa. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48:63-85.

Brenes, J. y Alvarado, G. E. (2013). Aplicación de la teoría de fragmentación/transporte secuencial a los depósitos de las erupciones de 1723 y 1963-65 del volcán Irazú, Costa Rica. Caso de dispersión positiva y modelo fractal. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48, 87-98.

Brown, G. C., Rymer, H. y Thorpoe, R. S. (1987). The evolution of andesite volcano structures: new evidence from gravity studies in Costa Rica. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 323-334.

Cabrera, A. (1992). La Fluoración de la Sal y el manejo de Poblaciones con Flúor en el Agua en Costa Rica. *Fluoración al Día*, 2, 17-18.

Calvo, J. C. (1987). Condiciones ambientales actuales de la cuenca. Uso de la tierra, cobertura vegetal, zonas de vida, degradación ambiental, vocación de las tierras.* En Guila, L. E. (ed.): *Mesa de Trabajo sobre el Deslizamiento de San Blas*. CNE, San José, pp. 80-83.

Calvo, C., Madrigal, K., Merayo, F., Salazar, M., Fallas, C., Alvarado, G. E., Sánchez, B. y Sánchez, R. (2019). Modelo volcanotectónico del graben cuspidal complejo del Turrialba (Costa Rica) y su relación con los colapsos sectoriales bajo un régimen transpresivo y transtensivo. *Revista Geológica de América Central*, 61, 57-77. doi: 10.15517/rgac.v2019i60.36464.

Cambres, J. (2015). La balística forense como herramienta fundamental para identificación del arma de fuego utilizada en un hecho punible. Tesis de Especialidad, Univ. Costa Rica.

Campos, I. (1988). *Deslizamiento de San Blas*. Inf. Interno ICE, Depto. Cómputo Electrónico, Sección Aplicaciones Científicas.

Campos, R. (2010). Prueba pericial de Balística: su aplicación y valoración en el proceso penal costarricense. Tesis de grado, Univ. Costa Rica. <http://ijj.ucr.ac.cr/wp-content/uploads/bsk-pdf-manager/2017/06/Prueba-pericial-de-balística.pdf>

Clarke, A.B., (2012). Unsteady explosive activity: Vulcanian eruptions. En Fagents. A., Gregg. T.KP., Lopes. R.M.C. (eds). *The physics and mathematics of volcanism*. Cambridge University Press, Modeling Volcanic Processes, 129-152.

Carr, M. J., Saginor, I., Alvarado, G. E., Bolge, L. I., Lindsay, F. N., Mildkakis, K., Turrin, B., Feigenson, M. D. y Swisher, C. (2007). Element Fluxes from the Volcanic Front of Nicaragua and Costa Rica. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8(6). DOI:10.1029/2006GC001396

Cascante-Matamoros, M. y Porras-Espinoza, H. (2017). Interpretación de los sismos pequeños y moderados bajo el volcán Irazú. *Rev. Geográf. Amér. Central*, 1 (58), <http://dx.doi.org/10.15359/rgac.58-1.7>

Chen, C. Y., y Wang, Q. (2017). Debris flow-induced topographic changes: effects of recurrent debris flow initiation. *Environmental monitoring and assessment*, 189(9), 449.

Clark, S. K., Reagan, M. K. y Plank, T. (1998). Trace element and U-series systematics for 1963-1965 tephra from Irazú Volcano, Costa Rica: Implications for magma generation processes and transit times. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 15, 2689-2699.

Clark, S. K., Reagan, M. K. y Trimble, D. A. (2006). Tephra deposits for the past 2600 years from Irazú Volcano, Costa Rica. En Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, L. C., Patino, L. C. y Vallance, J. W. (Eds.), *Volcanic Hazards in Central America* (Geol. Soc. Amer., Sp. Paper: 412, 225-234). Boulder: Geol. Soc. Amer. Inc.

CNE (1991). Plan de emergencia volcánica volcán Irazú. Comisión Nacional de Emergencias, Dirección de Planes y Operaciones, Dirección de Prevención y Mitigación,

Departamento de Planificación, Departamento de Comunicaciones, Comité Regional de Emergencias.

CNE (2002). Talleres RELSAT- Sistema de Alerta Temprana Río Reventado 2001-2002. Inf. Interno Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias.

CNE (2006). Problemática de la Cuenca del Río Reventado, Cartago. <http://www.crid.or.cr/crid/CDAlertaTemprana/pdf/spa/doc14438/doc14438>

CNE (2012). Plan de Contingencia del Parque Nacional Volcán Irazú. Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, Sistema Nacional de Áreas de Conservación, Área de Conservación Cordillera Volcánica Central, Reserva de Biósfera.

CNE (2015). *Política Nacional de Gestión del Riesgo 2016-2030*. San José: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias.

CNE (2016). *Plan Nacional de Gestión del Riesgo 2016-2020*. San José: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias.

CNE (2021). *Plan Nacional de Gestión del Riesgo 2021-2025 Costa Rica*. San José: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias.

Coen, E. (1964). An Introduction to the Study of Volcano Irazu. *Geophys. Magazine*, 32(2), 131-152.

Corner, J. (1950). *The Theory of the Interior Ballistic of Guns*. John Wiley & Sons, Inc., New York.

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.

Cowlyn, J., Kennedy, B. M., Gravley, D. M. y Cronin, S. J. (2020). A Confidence-Based Assessment Method for Distinguishing Pyroclastic Density Current Deposits From Other Volcaniclastic Units. *Frontier in Earth Science* 8, 581195, doi: 10.3389/feart.2020.581195

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

De Ross, R. (1965). Costa Rica Free of the Volcano's Veil. *National Geographic*, 128 (1), 124-152.

Delgado, J. (1987). Reconocimiento de las condiciones ambientales de la cuenca del río Reventado, Cartago. En Guila, L. E. (ed.): *Mesa de Trabajo sobre el Deslizamiento de San Blas*. CNE, San José, pp. 151-158.

DGEC. (1965). Censo de Vivienda, 1963. Ministerio de Economía, Industria y Comercio, Dirección General de Estadística y Censos, San José.

Dóndoli, C. y Chaves, R. (1968). *Mapa adjunto al estudio geológico del Valle Central. Escala 1: 150 000*, IGN, San José, Costa Rica.

Dóndoli, C. y Torres, C. (1954). *Estudio geo-agronómico de la región oriental de la Meseta Central. San José-CR*: Ministerio de Agr. Ind., 11-47.

Donovan, A. (2019). Critical volcanology? Thinking holistically about risk and uncertainty. *Bull. Volcanol.* 81:20, <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1279-8>

Donovan, A., Suppasri, A., Kuri, M. y Torayashiki, T. (2018). The complex consequences of volcanic warnings: trust, risk perception and experiences of businesses near Mount Zao following the 2015 unrest period. *Int. J. Disaster Risk Reduction* pp. 57-67.

Du, J., Fan, Z., Xu, W. y Dong, L. (2021). Research Progress of Initial Mechanism on Debris Flow and Related Discrimination Methods: A Review. *Frontiers in Earth Science*, doi: 10.3389/feart.2021.629567

Duarte, É. y Villalobos, A. (2018). Los Conos Volcánicos al Sur del Volcán Irazú: Un Recurso Poco Conocido y No Explotado. *Inf. Interno OVSICORI-UNA*.

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.

Dzierma, Y., Thorwart, M.M., Rabbel, W., Flueh, E.R., Alvarado, G.E. y Mora, M.M. (2010) Imaging crustal structure in south central Costa Rica with receiver functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, 1-21.

Edwards, M. J., Kennedy, B. M., Jolly, A. D., Scheu, B. y Jousset, P. (2017). Evolution of a small hydrothermal eruption episode through a mud pool of varying depth and rheology, White Island. *N.Z. Bull. Volcanol.*, 79, 16, doi:10.1007/s00445-017-1100-5

Elizondo, V., Alvarado, G. E. y Soto, D. (2019). Evolución espacio-temporal de las bocas eruptivas de los volcanes Irazú, Arenal, Turrialba y Poás en tiempo histórico (Costa Rica). *Rev. Geol. Amér. Central*, 61, 35-55.

Epiard, M., Avard, G., de Moor, J. M., Martínez Cruz, M., Barrantes, G. y Bakkar, H. (2017). Relationship between diffuse CO₂ degassing and volcanic activity. Case study of the Poás, Irazú, and Turrialba Volcanoes, Costa Rica. *Frontiers in Earth Science*, 5, 71.

Espinosa, C. E. y Arriaga, I. (2014). Enfoque Sistémico de la gestión local del riesgo por inundación. El caso de la subcuenca del río Caldera en el Distrito de Boquete, Panamá. *Investig. Geogr. Chile*, 48, 53-72.

Ewert J.W. (2007) System for Ranking Relative Threats of U.S. Volcanoes. *Nat.Hazards Rev.*, 8(4): 112-124.

Fagents, S. y Wilson, L. (1993). Explosive volcanic eruptions: VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophys. J. Int.*, 113, 359-370.

Fallas, J. y Gutiérrez, M. (1992). Manejo de cuencas ante desastres naturales: Cuenca alta del río Reventado, Cartago. *Rev. Geográfica Amér. Central*, 25-25, 341-353.

Fallas, M., Prado, A., Mora, M. M., Ruiz, P., Alfaro, E. J. y Soto, G. J. (2018). El deslizamiento del 8 de diciembre de 1994 en el volcán Irazú (Costa Rica): aspectos históricos y geomorfología con base en fotografías aéreas históricas y recientes. *Rev. Geol. Amér. Central*, 58. DOI: <https://doi.org/10.15517/rgac.v58i0.32844>.

Fearnley, C., Winson, A. E. G., Pallister, J. y Tilling, R. (2018a). Volcano Crisis Communication: Challenges and Solutions in the 21st Century. En Fearnley, C., Bird, D. K., Haynes, K., McGuire, W. J. y Jolly, G. (2018). Observing the volcano World. Volcano Crisis Communication. Springer Open, Advances in Volcanology, IAVCEI.

Fearnley, C., Bird, D. K., Haynes, K., McGuire, W. J. y Jolly, G. (2018b). *Observing the volcano World. Volcano Crisis Communication*. Springer Open, Advances in Volcanology, IAVCEI.

Fernández, R. (1921). Un Volcán olvidado. *Rev. Costa Rica*, III (4-5), 110-120.

Fernández, M., Mora, M. y Barquero, R. (1998). Los procesos sísmicos del volcán Irazú. *Revista Geológica de América Central*, 21, 47-59.

Floor, G. (2006). Fluorine in Costa Rican Volcanic Enviroments. Inf. Interno, Dept. Geosciences, Univ. Utrecht, Holanda, OVISICORI, Costa Rica.

Folch, A., Mingari, L., Gutierrez, N., Hanzich, M., Macedonio, G. y Costa, A. (2019). FALL3D-8.0: a computational model for atmospheric transport and deposition of particles, aerosols and radionuclides. Part I: model physics and numerics. Geoscientific Model Development Discussions. <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-311>.

Forworthy, B.L. y Hill, M. (1982). *Volcanic Eruptions of 1980 at Mount St. Helens. The First 100 Days*. Geological Survey Professional Paper 1249, Washington.

Frantzius, A. von (1861). Beiträge zur Kenntniss der Vulkane Costa Rica's. *Petermann's Geographische Mittheilungen*. Helt IX y Helt X, Gotha: Justus Perthes, 5, 329-338, 6: 381-385.

Fuchs, K., (1884, 4 ed.). *Les volcans et les tremblements de terre*. Ancienne Librairie Germer Baillié et Cie., Paris.

Gabb, W.M. (1874). On the Geology of the Republic of Costa Rica. U.S.Geol. Survey.Trad.

Español en: Informe sobre la exploración en Talamanca verificada durante los años de 1873-74. Anales del Instituto Físico-Geográfico Nacional, Tipografía Nacional, V: 67-92. Transcripción del original en inglés por Lücke, O. H., Gutiérrez, V. y Soto, G., 2007: *Rev. Geol. Amér. Central*, 37, 103-118.

Galindo, I., Melián, G. V., Salazar, J. L. M., Hernández, P. A., Pérez, N. M., Ramírez, C., et al. (2004). Emisión difusa de dióxido de carbon en el volcán Irazú, Costa Rica. *Rev. Geol. de Am. Central* 30, 157–165. doi: 10.15517/rgac.v0i30.7284

Galve, J. P., Alvarado, G. E., Pérez-Peña, J. V., Mora, M. M., Booth-Rea, G. and Azañón, J. M., 2016. Megafan formation driven by explosive volcanism and active tectonic processes in a humid tropical environment. *Terra Nova*, 28(6), pp.427-433. doi: 10.1111/ter.12236.

García-Cacho, L. (2010). Avalanchas volcánicas. En González, E., Escobar, E., Becerra, R., Gosáldez, R. U. y Dóniz, J. (eds.). *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008*. Centro de Estudios Calatravos, España, pp. 205-223.

Gawarecki, S. J., Moxham, R. M., Morgan, J. O. y Parker, D. C. (1980). An infrared survey of Irazú volcano and vicinity, Costa Rica. *Proceeding of the Fourteenth International Symposium of Remote Sensing of Environment*, 23-30 April 1980, San José. Environmental Institute of Michigan.

GCR- (1964). Consecuencias Económicas y Sociales de la Actividad de volcán Irazú. Gobierno de Costa Rica, Oficina de Planificación, San José.

Granados-Bolaños, S., Quesada-Román, A. y Alvarado, G. E. (2021). Low-cost UAV applications in dynamic tropical volcanic landforms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 410.

Gómez, A. E. (2012). Promoción de la ciencia, tecnología y capacitación para la prevención. En Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad*. Contrastes Vivos de Costa Rica, pp. 128-137.

Gómez-Calderón, N. y Estada-León, R. J. (2020). Conservación de suelos mediante la modificación de la frecuencia de labranza: un caso en Costa Rica. *Rev. Ciencias Ambientales*, 54 (1), 123-139.

Gómez-Calderón, N., Solórzano-Quintana, M. y Villagra-Mendoza, K. (2017). Cuantificación de la erosión hídrica en función de diferentes técnicas de mecanización para minimizar la contaminación del agua por sedimentos en la parte alta de la Cuenca del Río Reventazón. <https://repositoriotec.tec.ac.cr/handle/2238/9164>

González, C. (1910). *Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica; 1608-1910*. Tipogr. de Avelino Alsina, MCMX 8; San José. Primera reimpresión, ETCR, 1994.

Güendel, F. (1985). Enjambres sísmicos en el Volcán Irazú. Catálogo de temblores 1984. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica.

Güendel, F. (1987). Actividad reciente en el macizo del volcán Irazú. En Guila, L. E. (ed.): *Mesa de Trabajo sobre el Deslizamiento de San Blas*. CNE, San José, pp. 66-73.

Gurioli, L., Harris, A.J.L., Colo, L., Bernard, J., Favalli, M., Ripepe, M. y Andronico, D. (2013). Classification, landing distribution and associated flight parameters for a bomb field emplaced during a single major explosion at Stromboli, Italy. *Geology* 41, 5: 559-562. <https://doi.org/10.1130/G33967.1>

Gutiérrez, F. (1963). Actividad del volcán Irazú. *Inf. Semestral enero-junio*: 33-38, IGN, San José.

Hapuarachchi, H. A. P., Wang, Q. J., y Pagano, T. C. (2011). A review of advances in flash flood forecasting. *Hydrological processes*, 25(18), 2771-2784.

Hasegawa, Y., Sugai, A., Hayashi, Y., Hayashi, Y., Saito, S. y Shimbori, T. (2015). Improvements of volcanic ash fall forecasts issued by the Japan Meteorological Agency. *J. Appl. Volcanol.*, 4, 1-12.

Hayes, J. L., Holbrook, W. S., Lizarralde, D., Avendonk, H. J. A., Bullock, A. D., Mora, M., Ramirez, C. y Alvarado, G. E. (2013). Crustal structure across the Costa Rican Volcanic Arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14(4), 1087-1103.

Hidalgo, P.J., Alvarado, G.E. & Linkimer, L. (2004). La *lavina* del Valle Central (Costa Rica): ¿lahar o *debris avalanche*?. *Rev. Geol. Amér. Central*, 30, 101-109.

Hilje, L. y Saunders, J. (2008). Manejo integrado de plagas en Mesoamérica: aportes conceptuales. Cartago, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.

Hoffmann, K. (1856). Eine Excursion nach dem Volcan de Cartago in Central-America. Bonplandia, *Zeitschrift für die gesammte Botanik. Jahrgang VI* (3), 27-34.

Horton, R. J. M. y Mccaldin, R. O. (1964). Observations on air pollution aspects of Irazu volcano, Costa Rica. *Public Health Rep.*, 79, 925-929.

Horwell, C. J. y Baxter, P. J. (2006). The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. *Bull. Volcanol.* 69, 1-24. Doi: 10.1007/s00445-006-0052-y

Hudnut, K. (1983). Geophysical Survey of Irazú Volcano (Tesina de Disertación de Bachillerato en Artes). Dartmouth College, Hanover, EE. UU.

ICE. (1964a). Manejo y protección de los recursos naturales y qué es una planta hidroeléctrica. ICE, Labor de Divulgación, 1, San José [Inf. Interno].

ICE. (1964b). Solución al problema del Río Reventado – informe preliminar. ICE, San José [Inf. Interno].

- ICE. (1965). *Informe sobre el problema del Río Reventado*. ICE, San José [Inf. Interno].
- ICE-ENEL (1991). Evaluación del Potencial Geotérmico de Costa Rica. Lista de mapas. Departamento de Recursos Geotérmicos, ICE. 2 volúmenes.
- ISDR. (2009). *2009 UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction*. International Strategy for Disaster Reduction, Japón: ISDR.
- Jara, M. (1999). Informe final sondeo exploratorio a las comunidades de los Diques y Tejar del Guarco en Cartago. San José, CR. (en línea) visitado en 3 mayo 2021, disponible en: <http://www.cne.go.cr/CEDO-CRID/pdf/spa/doc1308/doc1308.htm>
- Jenkins, P.E., Arellano, J., Ross, M. y Snell, M. (2018). Drag Coefficients of Golf Balls. *World Journal of Mechanics*, 8, 236-241
- Jenkins, S.F., Spence, R.J.S., Fonseca, J.F.B.D., Solidum, R.U. y Wilson, T.M. (2014).: Volcanic risk assessment: Quantifying physical vulnerability in the built environment. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 276, 105-120, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.03.002.
- Jongmans, A. G., Mulder, J., Groenesteijn, K. y Buurmam, P. (1996). Soil Surface Coatings at Costa Rica Recently Active Volcanoes. *Soil Sci. Am. J.* 60, 1871-1880.
- Kanji, M.A., Massad, F., y Cruz, P.T. (2003). Debris flows in areas of residual soils: occurrence and characteristics. International workshop on occurrence and mechanisms of flows in natural slopes and Earthfills, Associazione Geotecnica Italiana, Sorrento, Italia.
- Kelfoun, K., Harris, A., Bontemps, M., Labazuy, P., Chausse, F. et al. (2020). A method for 3D reconstruction of volcanic bomb trajectories. *Bulletin of Volcanology*, 82 (4), pp.34. ff10.1007/s00445-020-1372-zff. fffal-02517099
- Kesel, R. H. (1973). Notes on the lahar landforms of Costa Rica. *Z. Geomorphology N. F.*, 18, 78-91.
- Kruschensky, R. D. (1972). Geology of Istaru Quadrangle. *U. S. Geol. Survey, Bull.* 1358.
- Laporte, S. (1987). Aspectos hidrometeorológicos de la cuenca. Lluvia, caudales, avenidas, frecuencias, avenidas máximas. Las avenidas y avalanchas de 1963, 1964 y 1965. Comportamiento histórico y probabilidad de repetición.* En Guila, L. E. (ed.): *Mesa de Trabajo sobre el Deslizamiento de San Blas*. CNE, San José, pp. 74-79.
- Leyrit, H. (2000). Flank collapse and debris avalanche deposits. En Leyrit, H. y Montenat, C. (eds.): *Volcaniclastic Rocks, from Magma to Sediments*. Gordon and Breach Science Pub., Holanda, pp. 111-129.
- Leyton, S. R. (2020). Análisis sobre la percepción del riesgo en volcanes activos de Costa Rica (2019-2020). Práctica profesional supervisada. Escuela de Ciencias Geográficas, Facultad de Ciencias de la Tierra y el Mar, Univ. Nacional.

Li, Q.M., Reid, S.R., y Ahmad-Zaidi, A.M. (2006). Critical impact energies for scabbing and perforation of concrete target. *Nuclear Engineering and Design*, 236, 1140-1148.

Lindsay, J. B. (2016). Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis. *Computers & Geosciences*, 95, 75-84.

Linkimer, L., Arroyo, I. G., Soto, G. J., Porrás, J. L., Araya, M. C., Mora, M. M. y Taylor, M. (2018). El sismo de Capellades del 2016 y su secuencia sísmica: Manifestación de fallamiento de rumbo en el arco volcánico de Costa Rica. *Boletín de Geología*, 40(2), 35-53. DOI: 10.18273/revbol.v40n2-2018002.

López, A. (1999). Neo- and Paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbean plate and its fault reactivation potential. *Tübinger Geowissenschaftliche Arb.*, A (53). [Tesis Ph.D.].

Lupi, M., Fuchs, F. y Pacheco, J. F. (2014). Fault reactivation due to the *M*7.6 Nicoya earthquake at the Turrialba-Irazú volcanic complex, Costa Rica: Effects of dynamic stress triggering. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 4142-4148, doi. 10.1002/2014GL059942

Lücke, O. H. (2012). Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite derived gravity data, *Int. J. Earth Sci.*, 103, 1733-1745, doi:10.1007/s00531-012-0787-y.

Lücke, O.H., Götze, H.-J. y Alvarado, G.E. (2010). A Constrained 3D Density Model of the Upper Crust from Gravity Data Interpretation for Central Costa Rica. *Int. J. Geophys.* Volume 2010, Article ID 860902, doi:10.1155/2010/860902.

Lücke, O. H. y Arroyo, I. G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zoned from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth*, 6, 1169-1183.

Malavassi R., E. (1991). *Magma sources and crustal processes at the southern terminous of the Central American Volcanic Front* (Tesis Ph. D.). Univ. de Santa Cruz, EE. UU.

Marr, W. (1863). *Reise nach Central-Amerika*. Hamburgo. Trad. al español por Reinhold, I., e introducción y versión literaria por Solórzano, J. C. (2004). *Viaje a Centroamérica*. Ed. Univ. de Costa Rica, Costa Rica, 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>.

Marzocchi, W. y Bebbington, M. S. (2012). Probabilistic eruption forecasting at short and long time scales. *Bull. Volcanol.* 74, 1777-1807.

- Mata, J., (1930). Monografía de Cartago. Imprenta El Heraldo.
- McBirney, A. R. y Williams, H. (1965). Volcanic history of Nicaragua. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 55, 1-65.
- Meagher, T. F. (1859-1860). Holidays in Costa Rica. *Harper's New Monthly Magazine*. New York: Harper & Brothers, Publishers: diciembre: 18-38, enero; 145-164 y febrero: 304-325. Trad. al español: Vacaciones en Costa Rica. En: Fernández, R., 1929: Costa Rica en el siglo XX; antología de viajeros. Reproducción por la EUNED (I ed.): 2002, pp. 273-369 y en: Vargas, J. C. (2008, ed.): Tropical Travel: The Representation of Central America in the Nineteenth Century; Facsimiles of Illustrated Texts (1854-1895). Ed. UCR, pp. 255-319.
- Meléndez, C. (1962). La ciudad del lodo (1564-1572). *Serie Historia y Geografía*, (5), 1-48.
- Mercalli, G. (1907). *Vulcani Attivi della Terra. Morfologia – dinamismo – prodotti – distribuzione geografica – cause*. Ulrico Hoepli, Ed. Libraio della Real Casa, Milano.
- Miller, C. F. (1966). *Operation ceniza-arena: The retention of fallout particle from volcan Irazú (Costa Rica) by plants and people*. Stanford Res. Inst., Merlo Park. (en algunas referencias como Miller y Lee, aunque depende del documento con que se disponga).
- 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).
- MIVAH (2005). Informe de asentamientos en condición de precarios y en tugurio de la gran área metropolitana, Ministerio de Vivienda y Asentamientos Humanos, San José.
- Montero, W. (1994). Neotectonic and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. En H. Seyfried y W. Hellman (eds.): *Geology of an Evolving Island Arc. The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica, and Western Panama. Profil 7*, 125-141.
- Montero, W. (1999). El terremoto del 4 de marzo de 1924 (Ms 7,0): ¿Un gran temblor interplaca relacionado al límite incipiente entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá? *Rev. Geol. Amér. Central*, 22: 245-62.
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: Frontera oeste de la Microplaca de Panamá. *Revista Geol. Amér. Central*, 24, 29-56.
- Montero, W. y Dewey, J. W. (1982). Shallow focus seismicity, composite focal mechanism and tectonics of the Valle Central of Costa Rica. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 72, 1611-1626.
- Montero, W. y Alvarado, G.E. (1995). El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (Ms = 5,9) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 18, 25-39.

Montero, W., Rojas, W. y Linkimer, L. (2013). Neotectónica de las fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el sistema de falla Aguacaliente, falda sur macizo Irazú-Turrilaba, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 48, 119- 139. doi: 10.15517/rgac.v0i48.12239.

Montero, W., Linkimer, L., y Rojas, W. (2016). El sistema de Falla Navarro: desplazamientos izquierdos a lo largo del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 55, 71-100. doi: 10.15517/rgac.v55i0.27062.

Montessus de Ballore, F. (1884). *Temblores y erupciones volcánicas en Centro-América con un apéndice meteorológico*. Imprenta del Dr. Francesco Sagrini, San Salvador.

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

Mora, I. y Amador, J. A. (2000). El ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 7, 27-39.

Mora, S. (1987). Análisis preliminar de la amenaza y vulnerabilidad potenciales generadas por el río Reventado y el deslizamiento de San Blas, Costa Rica. *Tecnología en Marcha*, 9, 1, 19-37.

Mora, S. (1993). Análisis preliminar de la vulnerabilidad económica de la ciudad de Cartago, a causa de los efectos de una avalancha que transite por el río Reventado, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 15, 65-80.

Mora, S. (2009). Disasters are not natural: risk management, a tool for development. En Culshaw, M. G., Reeves, H. J., Jefferson, I. y Spink, T. W. (Eds.), *Engineering Geology for Tomorrow's Cities. Engin. Geol. Spec. Publ.*, 22, 101-112. Londres: Geol. Soc.

Mora, S. y Asté, J. P. (1990). Cartago non delenda est – Pour una politique de prevention des risques gènérés par les mouvements de terrain à Cartago (Costa-Rica). En: Price D. G. (ed.): *Proceedings Sixth International Congress International Association of Engineering Geology*, 6-10 August 1990, Balkema, 3, 1663-1664.

Mora, S. y Keipi, K. (2006). Disaster risk management in development projects: models and checklist. *Bull. Eng. Geol Env.*, 65, 155-165.

Mora, R. y Pirulli, M. (2017). Deslizamiento Las Torres, volcán Irazú, Costa Rica: Definición de su volumen y su dirección preferencial de movimiento. *Rev. Geól. Amér. Central*, 56, 51-67.

Mora, M., Taylor, W., y Soto, G. (2012). Sismicidad inducida y otros efectos causados en el arco magmático. En: L. Linkimer, y G. Soto (Ed.). *El Terremoto de Sámara del 5 de septiembre de 2012* (pp. 62-78). Red Sismológica Nacional (ICEUCR).

- Mora-González, A. L. (2019). El desarrollo como contenedor y generador del riesgo: la ciudad de Cartago (Costa Rica) y las inundaciones causadas por el río Reventado (1891-2017). *Revista Conjeturas Sociológicas*, enero-abril, 110-129.
- Morales, L. y Montero, W. (1984). Los temblores sentidos en Costa Rica durante: 1973-1983, y su relación con la sismicidad del país. *Revista Geol. Amér. Central*, 1, 29-56.
- Moran, S. C., Newhall, C. y Roman, D. C. (2011). Failed magmatic eruptions: late-stage cessation of magma ascent. *Bull. Volcanol.* 73, 115-122.
- MOVE (2011). *Assessing vulnerability to natural hazards in Europe: From Principles to Practice. A manual on concept, methodology and tools*. Methods for the Improvements of Vulnerability Assessment in Europe, Bonn.
- Muller, C. (2018). Volumen de magma almacenado y eruptivo del volcán Turrialba. Memoria IV Congreso Nacional de Gestión del Riesgo y Adaptación al Cambio Climático, 10-11 de octubre, p. 99-100.
- Muller, C., Hernández, E., Chavarría, F., Gervais, F., Pacheco, J., Protti, M. y Vega, F. (2015). Deslizamiento del sector oeste del Volcán Irazú. Con datos fotogramétricos y geodésicos al 20 de Mayo 2015. Inf. Interno OVSICORI.
- Muller, C. y Angarita, M. (2018). Boletín sobre el deslizamiento del sector de las antenas de telecomunicaciones ubicadas al oeste de la cumbre del volcán Irazú, 20 de noviembre del 2018. Inf. Interno, OVSICORI-UNA.
- Muller, C., Pacheco, J., Angarita, M., Alvarado, G.E., Sánchez, B. y Avaró, G. (2020). El deslizamiento de las Torres del Irazú del 2020 (Costa Rica): antecedentes, colapso y situación actual. Inf. Interno OVSICORI-UNA y CNE.
- Murata, K. J. (1964). Notas sobre la actividad actual del volcán Irazú. *Inf. Sem. julio-dic.*, 2, 93-104, Inf. Geográfico Nacional de Costa Rica. Traducción de las notas originales del 3 de octubre de 1963 tituladas: Observations on the current activity of Irazú (sic) volcano.
- Murata, K. J., Dóndoli, C. y Sáenz, R. (1966). The 1963-65 eruption of Irazú Volcano, Costa Rica. *Bull Volcanol.*, 29, 765-793.
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M. y Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcánoclasticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48,15-39.
- Narváez, I. (2013). Percepción sobre la tendencia de caudales, precipitación, temperatura y cambio de uso del suelo con relación al uso y manejo del agua en la zona norte de Cartago, Costa Rica. Máster Práctica del Desarrollo, CATIE, Turrialba, Costa Rica.
- Narváez, L., Lavell, A. y Pérez, G. (2009). *La Gestión del Riesgo de Desastres. Un enfoque basado en procesos*. Comunidad Andina, Perú.

- 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.
- Newhall, C. G. y Hobblitt, R. P. (2002). Constructing event trees for volcanic crises. *Bull. Volcanol.*, 64, 3-20.
- O'Brien, J. S., Julien, P. Y., & Fullerton, W. T. (1993). Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of hydraulic engineering*, 119(2), 244-261.
- Oersted, A. S. (1863). *L'Amérique Centrale. Recherches sur sa flore et sa géographie physique. Resultats d'un voyage dans les états de Costa Rica et Nicaragua exécuté pendant les années 1846-1848*. Première Livraison, Imprenta Bianco Luno, Copenhague. Trad. al español por León, J., 2011: La América Central. Ed. Univ. de Costa Rica.
- Oeser, M., Ruprecht, P. y Weyer, S. (2018). Combined Fe-Mg chemical and isotopic zoning in olivine constraining magma mixing-to-eruption timescales for the continental arc volcano Irazú (Costa Rica) and Cr diffusion in olivine. *Amer. Mineralog.*, 103, 582-599.
- Ortiz, E. (2020). *Evaluación de los efectos causados por la exposición a gases en ambientes frecuentados por parte de funcionarios de los parques nacionales volcán Poás y volcán Turrialba*. Tesis Lic. Escuela de Química, UNA.
- 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.
- OVSICORI-UNA (1997). Enjambre Sísmico Falla de Cerro Retes al Sur Oeste de la cima del Volcán Irazú. 15-16 de junio de 1997. Boletín de Prensa, OVSICORI-UNA, 4 pp.
- Pacheco, J., Avard, G., Martínez, M., De Moor, M., Vega, F. y Chavarría, F., (2015). Volcán Irazú: deslizamiento en la parte alta del flanco norte. Inf. Interno OVSICORI.
- Padilla, A. (2017). *Caracterización de suelo del sector Prusia, parque nacional volcán Irazú, con mira en la rehabilitación ecológica*. Tesis Lic., Escuela Ing. Forestal, ITC.
- Paniagua, S., (1984). Contribución al conocimiento de la geología y petrología del vulcanismo Plioceno-Cuaternario de la Cordillera Central de Costa Rica. Univ. Chile (Tesis de M.Sc.).
- 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 volcánicos potenciales de la cordillera Central de Costa Rica, América Central. *Rev. CIAF*, 11(1-3), 178-199.

Paniagua, S. y Soto, G. (1988). Peligros volcánicos en el Valle Central de Costa Rica. *Ciencia y Tecnología*, 12(1-2), 145-156.

Paniagua, S., Salazar, L. G., Kussmaul, S., Monge, A., Obando, L. G., Burgos, A. y Fernández, M. (1993). *Amenaza y estimación económica básica de la vulnerabilidad material asociada al volcán Irazú, Cordillera Central, San José, Costa Rica*. Escuela Centroamericana de Geología, UCR [Inf. interno].

Papale, P. (2017). Rational volcanic hazard forecasts and the use of volcanic alert levels. *J. Applied Volcanol.* 6 (13), doi 10.1186/s13617-017-0064-7

Parsons, W. H. (1967). Irazú Volcano. Cranbrook Inst. Science, *News Letters*, 36 (6), 70-79.

PAT. (2018). *Plan de acción temprana: Dispersión de cenizas volcánicas*. Cruz Roja Ecuatoriana.

Pavanelli, N., Capaccioni, B., Sarocchi, D., Falorni, G., Brenes, J., Vaselli, O., Tassi, F., Duarte, E. y Fernández, E. (2003). Debris avalanche deposits, landslides and related hazards on the southern flank of Irazú volcano (Costa Rica). *Comm. Chem. Volc. Gases (CCVG) 2003*, 37-39.

Pavanelli, N., Capaccioni, B., Sarocchi, D., Calderoni, G., Vaselli, O., Tassi, F y Duarte, E. (2004). Geology and stability of the southern flank of Irazu volcano, Costa Rica. *Acta Vulcanológica*, 16(1), 1-7.

Penning-Rowell, E.C., Tunstall, S.M., Tapsell, S.M. y Parker, D.J. (2000). The Benefits of Flood Warning: Red but Elusive, and Politically Significant. *J. Inst. Water and Environm. Man.*, 14: 7-14.

Peraldo, G. (1996). Desastre natural y planificación urbana. Reflexiones sobre los conceptos. *Reflexiones*, 43, 13-23.

Peraldo, G. y Mora, M. (2008). Enseñanzas de la actividad histórica de los volcanes Irazú y Turrialba, Costa Rica, América Central. En: Virginia, G. (coord.): *Historia y desastres en América Latina*. III, 115-162.

Pérez-Umaña, D., Quesada-Román, A. y Tefogoum, G. Z. (2020). Geomorphological heritage inventory of Irazú Volcano, Costa Rica. *Int. J. Geoheritage and Parks*, 8, 31-47.

Pirulli, M. y Mora, R. (2017). Numerical Analysis of a Potential Debris Flow Event on the Irazú Volcano, Costa Rica. *4th World Landslide Forum*, Ljubljana, Eslovenia.

Pittier, H. (1889). *Apuntaciones sobre el Clima y la Geografía de la República de Costa Rica. Observaciones y exploraciones efectuadas en el año de 1888*. Bol. Instituto Meteorológico Nacional, Tipografía Nacional, Tomo I.

Pittier, H. (1910). Costa Rica –Vulcan´s smithy. *Nat. Geog. Mag.*, 21 (6), 494-525.

Pittier, H. (1912). *Kostarika. Beiträge zur Orographie und Hydrographie*. A. Petermanns Geographische Mittheilungen, Justus Perthes' Geographischer Anstatt, 175, 1-48.

ProDUS-UCR (2016). *Plan de Uso del Suelo en las faldas del Volcán Irazú*. Programa de Investigación en Desarrollo Urbano Sostenible ProDUS y Univ. Costa Rica.

Preventec (2015). Foro: "Un asentamiento humano en zona de alto riesgo, Los Diques de Cartago: ¿Un problema de vivienda? Univ. Costa Rica.

Proyecto MET-ALARN (2005). *Recomendaciones técnicas para la Elaboración de Mapas de Amenaza por Erupciones Volcánicas*. Managua: INETER-COSUDE.

Pujol, R. (2012). Ordenamiento territorial para enfrentar amenazas naturales. En Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad*. Contrastes Vivos de Costa Rica, pp. 158-175.

Pujol, R. y Pérez, E. (2012). Crecimiento urbano en la región metropolitana de San José. Una exploración espacial y temporal de los determinantes del cambio de uso del suelo, 1986-2010. Lincoln Institute of Land Policy.

Quintero-Quintero, R. y Porras-Hernández, H. (2018). Sismo de Capellades 01 diciembre 2016, Cartago, Costa Rica. *Rev. Geográf. Amér. Central* 61E, 4, Especial Doi: <http://dx.doi.org/10.15359/rgac.61-4.6>

Ramírez, A. S. (2014). Devaluación de la tierra por erupciones del volcán Irazú (Costa Rica), caso 1963-1964: Simulación de escenario para el contexto de la época utilizando SIG y apreciaciones de uso del análisis determinista del módulo ERN-Volcán de CAPRA GIS, para la amenaza volcánica por caída de cenizas. Tesis Mágister en SIG y Teledetección, Posgrado en Geografía, UNA-UCR.

Ramírez, L., McHugh, A. y Alvarado, A. (2008a). Evolución histórica y caracterización socioeconómica de la cuenca media del río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Agronomía Costarricense*, 32, 2, 53-72.

Ramírez, L., Alvarado, A., Pujol, R. y Brenes, L. G. (2008b). Caracterización física de la cuenca media del río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Agronomía Costarricense*, 32, 2, 73-92.

Ramírez, L., Alvarado, A., Pujol, R. McHugh, A. y Brenes, L. G. (2008c). Indicadores para estimar la sostenibilidad agrícola de la cuenca media del río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Agronomía Costarricense*, 32, 2, 93-118.

Ramírez, R., Cordero, C. y Alvarado, G.E. (2013). Variaciones y características en los cambios de nivel de la laguna cratérica del volcán Irazú (1965-2012), Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48: 141-157.

Reagan, M., Duarte, E., Soto, G. J. y Fernández, E. (2006). The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions. En W. I. Rose, G. J. S. Bluth, M. J. Carr, J. W. Ewert, L. C. Patino, J. W. Vallance (eds.): *Volcanic Hazards in Central America, Special Paper* 412, 235-257.

Robinson, C. S. (1943). *The thermodynamic of firearms*. McGraw Hill book Co., Inc., New York.

Rojas, C. R. (2010). Propuesta para la restauración de la zona de los diques, reserva nacional río Reventado, Cartago, Costa Rica. Tesis Lic., Escuela Ing. Forestal, Inst. Tecnológico de Costa Rica.

Romero, J. E., Polacci, M., Watt, S., Kitamura, S., Tormey, D., Sielfeld, G., Arzilli, F., La Spina, G., Franco, L., Burton, M. y Polanco, E. (2021). Volcanic Lateral Processes in Mafic Arc Edifices: A Review of Their Driving Processes, Types and Consequences. *Frontiers in Earth Science*, doi: 10.3389/feart.2021.639825

Rouwet, D., Mora-Amador, R., Ramírez, C., González, G., Baldoni, E., Pecoraino, G., Inguaggiato, S., Capaccioni, B., Lucchi, F. y Tranne, C. A. (2021). Response of a hydrothermal system to escalating phreatic unrest: the case of Turrialba and Irazú in Costa Rica (2007-2012). *Earth, Planets and Space*, 73:142, <https://doi.org/10.1186/s40623-021-0147-8>

Ruiz, M. y Jiménez, E. (1968). Efecto residual de la ceniza volcánica en la calidad fotosintética del café. *Café*, 9 (2), 6-11.

Ruiz, P., Turrin, B. D., Soto, G. J., Del Potro, R., Gagnevin, D., Gazel, E. y Swisher, C. C. (2010). Unveiling Turrialba (Costa Rica) volcano's latest geological evolution through new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ages. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Ruiz, P., Vega, P. y Barrantes, R. (2015). *Modelación de lahares generados por el volcán Turrialba y su posible afectación a la red vial nacional*. Laboratorio Nacional de Materiales y Modelos Estructurales. Universidad de Costa Rica 42 pp.

S. A. (1964). Mapas Istarú y Abra (con los puentes y ríos afectados). Presidencia de la República. Inf. Interno.

Saito, M. (1969). Forecasting time of slope failure by tertiary creep. En *Proc. 7th Conf. Soil. Mechanics and Foundation Engineering*, México, 2, 677-683.

Salgado, D. (2001a). Sistema Alerta Temprana Río Reventado: Fase de consolidación 2001. CNE, CEPREDENAC, RELSAT; San José, 9 p. ilustr., tab., mapas.

Salgado, D. (2001b). *Comunidades de la cuenca del río Reventado haciendo prevención. Los diques, misión, piedra grande. Mi comunidad es el sistema de alerta. Preparándonos para enfrentar emergencias y desastres en el 2001*. Inf. Interno Proyecto RELSAT-CEPREDENAC-CNE-COSTA RICA, 1999-2001. Fase de Consolidación.

Salgado, D. (2002). Problemática de la cuenca del río Reventado-Cartago: Los aspectos de ocupación en área de amenaza natural múltiple y los conflictos de uso del suelo en áreas con regulaciones preventivas. CNE (Inf. Interno mimeografiado).

Sánchez, L.Á. (2007). Posible origen del ión Fluoruro en aguas de consumo humano: Estudio de las Fuentes termales del volcán Irazú, Costa Rica. Inf. Interno OVISICORI, Heredia.

Sánchez, I. (2014). *Estrategias de manejo en el cultivo de avena (Avena sativa) forrajera, como un uso diferente del suelo en la zona norte de Cartago*. Tesis Lic. Escuela Agronomía, UCR.

Samudio, M., Castillo, O., Ríos, L. y Mora, R. (2003). Estudio de caso Los Diques de San Nicolás, Cartago. UCR, escuela de geografía (en Línea), visitado el 3 de mayo 2021, disponible en: www.geobuzon.fcs.ucr.ac.cr/diquescartago.doc

Sapper, K. (1925). *Los volcanes de la América Central*. Halle (Staale): Max Niemayer.

Seebach, K. von (1865). Seebach's Besteigung des Vulkans Turrialba in Costa-Rica. *Petermann's Geogr. Mittheilungen, IX*, 321-324.

Sapper, K (1902). *Mittelamerikanische Reisen und Studien aus den Jahren 1888 bis 1900*. Vieweg & Sohn, Braunschweig,

Sapper, K. (1913). *Die mittelamericanischen Vulkane*. Peterm. Mitt., Erg.-H. 178, Gotha.

Sapper, K. (1925). *Los volcanes de la América Central*. Estudios sobre América Central y España, Max Niemayer, Extra-Serie 1, Halle (Staale).

Schaufelberger, P. (1931). *Apuntes de Geología 4. Costa Rica*. San Jose: Alsina, Libreria y Litografía Universal.

Schilling, S. P. (1998). LAHARZ; *GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones*. 98-638. US Geological Survey.

Schilling, S.P. (2014). Laharz_py: GIS Tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073, 78 pp., <http://dx.doi.org/10.3133/ofr20141073>.

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.

Schweizer, P. J. y Renn, O. (2019): Governance of Systemic Risks for Disaster Prevention and Mitigation. *Contributing Paper to GAR 2019*. https://www.preventionweb.net/files/66695_f431finalschweizergovernanceofsyste.pdf

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

Schuster, R. L. (1981). Effects of the eruptions on civil Works and operations in the Pacific Northwest. En: Lipman, P.W. y Mullineaux, D.R. (eds.): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. Geol. Survey Prof. Paper 1250:701-718.

Scollo, S., Del Carlo, P. y Coltelli, M. (2007). Tephra fallout of 2001 Etna flank eruption: Analysis of the deposit and plume dispersion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 160, 147-164.

Scollo, S., Coltelli, M., Bonadonna, C. y Carlo, P. (2013). Tephra hazard assessment at Mt. Etna (Italy). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 3221-3233.

Scott, L. M., y Janikas, M. V. (2010). Spatial statistics in ArcGIS. In *Handbook of applied spatial analysis* (pp. 27-41). Springer, Berlin, Heidelberg.

Sequeira-Arguedas, J. M. (2021). Geología, geomorfología y ocurrencia de deslizamientos en la cuenca alta del Río Virilla, Costa Rica. *Rev. Geográfica Amér. Central*, 66 (1), 343-370.

SENARA (2006). Estudio de factibilidad técnica del proyecto de riego zona norte y este de Cartago. Servicio Nacional de Aguas Subterráneas, Riego y Avenamiento, Costa Rica.

Seropian, G., Kennedy, B. M., Walter, T., R., Ichihara, M. y Jolly, A. D. (2021). A review framework of how earthquakes trigger volcanic eruptions. *Nature Communications*, doi.org/10.1038/s41467-021-21166-8

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.

Siles, E. I. (2021). Percepción del riesgo socio-ambiental por los estudiantes de los centros educativos asentados en las cuencas de los ríos Arriaz, Taras y Reventado, Cartago, Costa Rica. Tesis Maestría en Geografía, Univ. Costa Rica.

SINAC (2020). *Actualización del Plan General de Manejo del Parque Nacional Volcán Irazú 2021 – 2031*. Ministerio del Ambiente y Energía (MINAE), Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), Área de Conservación Central (ACC), San José.

SNAA (1964). Efectos de la actividad volcánica en el sistema de abastecimiento de agua de la ciudad capital. En: Informe Anual del Servicio Nacional de Acueductos y Alcantarillados (SNAA), pp. 32-41.

Sojo, D. (2018). Geología de la hoja Paraíso (1:10 000), Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 59, 101-124.

Sojo, D., Alvarado, G.E., Denyer, P. & Ulloa, A., 2018: Mapa geológico y texto explicativo de la hoja Istarú (1: 50 000). En: Soto, G.J., Mora, M.M. & Ruiz, P. (eds.): 2.º Minicongreso geológico: Programa y Resúmenes, p. 52.

Solano, E. (1964). Dermatología y Ceniza. XXXII Congreso Médico Nacional, pp.51-55, <https://www.binasss.sa.cr>

Solano, C. (2003). *El ordenamiento territorial y la percepción del riesgo en el segmento inferior de la subcuenca del río Reventado, provincia de Cartago, Costa Rica*. UCR, Sistema de estudios de Posgrado, Tesis Maestría en Geografía.

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. J. (2007). Contribución de Geocientíficos Japoneses en Costa Rica durante los Decenios de 1960-70. *Diálogos* 7 (2), <http://historia.fcs.ucr.ac.cr/dialogos.htm>.

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.

Sparks, R. S. J., Aspinall, W. P., Crossweller, H. S. y Hincks, T. K. (2013). Risk and uncertainty assessment of volcanic hazards. En Roudgier, J., Sparks, S. y Hill, L. (Eds.), *Natural hazards* (pp. 364-397). Cambridge: Cambridge Univ. Press.

Stix, J. (2018). Understanding Fast and Slow Unrest at Volcanoes and Implications for Eruption Forecasting. *Front. Earth Sci.* 6: 56, doi: 10.3389/feart.2018.00056

Stix, J. y de Moor, J. M. (2018). Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth, Planets and Space*. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0855-z>.

Stoiber, R. E y Carr, M. J. (1973). Quaternary volcanic and tectonics segmentation of Central America. *Bull. Volcanol.* 37, 304-325.

Szakacs, A. (1994). Redefining active volcanoes: a discussion. *Bull. Volcanol.*, 56, 321-325.

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

Tassi, F., Vaselli, O., Fernandez, E., Duarte, E., Martinez, M., Delgado Huertas, A. y Bergamaschi, F. (2009). Morphological and geochemical features of crater lakes in Costa Rica: an overview. *J. Limnol.*, 68(2), 193-205. DOI: 10.3274/JL09-68-2-04

Tierz, P. (2020). Long-Term Probabilistic Volcanic Hazard Assessment Using Open and Non-open Data: Observations and Current Issues. *Frontiers in Earth Science*, doi: 10.3389/feart.2020.00257

Tilling, R. I. (1982). *Eruptions of Mount St. Helens: Past, Present, and Future*. U.S. Geol. Surv., Washington.

Tourmon, J. (1984) *Magmatismes du Mesozoïque a l' Actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Ophiolites aux Andésites*. Univ. Curie, París [Tesis doctoral].

Trejos Hermanos (1925, eds.). *Geografía ilustrada de Costa Rica* (5^{ta} ed.). Tipografía de Trejos Hernanos.

Trejos, J.F. (1959). *Geografía de Costa Rica. Física, Política y Económica*. Imprenta Universal, San José.

Tristán, J. F. y Rudín, A. (1910). Lugares poco conocidos del Volcán Irazú. *Páginas Ilustradas*, VII (24), 4-11.

Ulate, C. A. y Corrales, M. F. (1966). Mud floods related to the Irazu volcano eruptions. *J. Hydraulics Division*, HY 6, Bd. 92, 117-129.

Ulloa, A., Campos-Fernández, C. S. y Rojas, L. (2013). Cueva Los Minerales, volcán Irazú, Costa Rica: Descripción, mineralogía y origen. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48, 169-187.

Ulloa, A., Gázquez, F., Sanz-Arranz, A., Medina, J., Rull, F., Calaforra, J. M., Alvarado, G. E., Martínez, M., Avard, G., de Moor, J. M. y de Waele, J. (2018). Extremely high diversity of sulfate minerals in caves of the Irazú volcano (Costa Rica) related with crater lake and fumarolic activity. *Intern. J. Speleology*, 47(2), 229-246.

Ulloa, A., Rodríguez, E., Zúñiga, Y. y Picado, C. (2016). Actualización geológica de la mina Llano Grande. Grupo Pangeas, S. A. (inf. Interno).

UNDRR (2009). Terminología de la UNDRR sobre reducción del riesgo de desastres 2009. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR (2011). Informe de Evaluación Global sobre Reducción del Riesgo de Desastres 2011. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres

UNDRR (2013). Informe de Evaluación Global sobre Reducción del Riesgo de Desastres 2013. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR (2015). Informe de evaluación global sobre la reducción del riesgo de desastres 2015. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR (2017). Terminología de la UNDRR sobre Reducción del Riesgo de Desastres 2017. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR (2019). Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction. United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNDRR), Geneva, Suiza.

UNISDR (2015). Impacto de los desastres en América Latina y el Caribe 1990-2013. Tendencias y estadísticas para 22 países. UNISDR, AECID, Corporación OSSO.

USAID (2019). Material de referencia del curso de reducción del riesgo de desastres CRRD. United States Agency International Development (versión 09/05/2019). USAID/OFDA/LAC.

U. S. National Weather Service (2013). Environmental Modeling Center, Global Forecast System. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=GFS>.

Vargas, A. (2001). Contribución a la geología y geomorfología de una parte del cantón de Coronado; Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 24, 67-78.

Vargas, 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].

Vargas, J. M. (1967a). Belleza y Amenaza del volcán Irazú. *Efemérides Costarricenses*, 1(3), 1-17.

Vargas, J. M. (1967b). Aspectos de la Actividad Volcánica de Costa Rica en los últimos tiempos. *Efemérides Costarricenses*, 1(3), 18-25.

Vargas, J. G. (1987). Comparación histórica de hechos en el río Reventado. En Guila, L. E. (ed.): *Mesa de Trabajo sobre el Deslizamiento de San Blas*. CNE, San José, pp. 3-7.

Vargas, W. (2012). Vulnerabilidad de los sistemas vitales de Costa Rica: Infraestructura vial, energía eléctrica y telecomunicaciones. En Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad. Contrastes Vivos de Costa Rica*, pp. 76-126.

Vargas, E., Rojas, J. y Ureña, B. (2016). Preparación de la población costarricense ante una erupción importante. Curso II semestre Diseño de Encuestas por Muestreo, Escuela de Estadística, Univ. Costa Rica (inédito).

Vahrson, W.-G. y Cartín, N. (1992). Deslizamientos en la cuenca media y superior del río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Rev. Geográf. Amér. Central*, 25-26, 171-192.

Waldron, H. H. (1967). Debris Flow and Erosion Control Problems Caused by the Ash Eruptions of Irazu Volcano, Costa Rica. *Geol. Surv. Bull.*, 1241-I, 1-37.

Walker, G. P. L. (1980). The Taupo pumice: Product of the most powerful know (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8,69-94.

- Walker, G. P. L. (1982). Volcanic hazards. *ISR Interdiscip. Sci. Rev.* 7, 148-157.
- 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., Downing, T., Lyons, T., Ressler, J. y Warrick, T. (1981). *Four communities under ash. After Mount St. Helens*. Program on Technology, Environment and Man, Univ. Colorado, Inst. Behavioral Sci., Monograph 34.
- White, R. y McCausland, W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 309, 139-155.
- Wieland, M. y Mueller, R. (2009). Dam safety, emergency action plans and water alarm systems. *Int. Water & Dam Construction*, Enero, www.waterpowermagazine.com, 34-38.
- Wille, A. y Fuentes, G. (1975). Efecto de la ceniza del volcán Irazú (Costa Rica) en algunos insectos. *Rev. Biol. Tropical*, 23 (2), 165-175.
- Williams, S. N. y Self, S. (1981). The October 1902 eruption of Santa María Volcano, Guatemala. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 16, 33-56.
- Williams, G.T., Kennedy, B.M., Wilson, T.M., Fitzgerald, R.H., Tsunematsu, K., y Teissier, A. (2017). Buildings vs. ballistics: Quantifying the vulnerability of buildings to volcanic ballistic impacts using field studies and pneumatic cannon experiments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.06.026
- Williams-Jones, G. y Rymer, H. (2000). Hazards of volcanic gases. En Sigurdsson, H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press., pp. 997-1004.
- Williams-Jones, G. y Rymer, H. (2015). Hazards of Volcanic Gases. En Sigurdsson, H. (ed. 2^{da}. edición). *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp. 985-992.
- 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.

Wright, H. M. N., Cashman, K. V., Rosi, M. y Cioni, R. (2007). Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Bull. Volcanol.*, 69(3), 281-300, doi:10.1007/s00445-006-0073-6.

Yglesias, M. y Chamizo, H. A. (2013). Riesgo de padecer enfermedades y síntomas respiratorios asociados a la exposición a dióxido de carbono y dióxido de azufre provenientes del volcán Turrialba, Costa Rica. *Horizonte Sanitario*, 12 (1), 7-13.

Yglesias-González, M. y Chamizo-García, H. A. (2014). Susceptibilidad y síntomas respiratorios asociados a la exposición a dióxido de carbono y dióxido de azufre provenientes del volcán Turrialba, Costa Rica. *Población y Salud en Mesoamérica*, 12 (1), 118-138.

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.

Zeledón, E. (2014). *Viajes por Costa Rica, tomo II (Por los caminos de Costa Rica 1)*. EUNED, San José.

Zimmer, M. M. Volatile chemistry of the Costa Rican segment of the Central American volcanic arc. Tesis de M. Sc. The Univ. of New Mexico, Albuquerque.

Zimmer, M.M., Fisher, T.P., Hilton, D.H., Alvarado, G.E., Sharp, Z.D. & Walker, J.A. (2004). Nitrogen systematics and gas fluxes of subduction zones: Insights from Costa Rica arc volatiles. -*Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5): 1-19, doi: 10.1029/2003GC000651.

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