

LA CORDILLERA VOLCANICA CENTRAL (COSTA RICA): SUS PELIGROS POTENCIALES Y PREVENCIONES

*Gerardo J. Soto B.**
*Sergio Paniagua P.**

RESUMEN

La Cordillera Volcánica Central está formada por cinco complejos estratovolcánicos principales (Platanar, Poás, Barva, Irazú y Turrialba), alineados en dirección N60W. Los aparatos volcánicos cuspidales que han presentado actividad histórica son el Poás, Irazú y Turrialba (de 1723 al presente). No obstante el relevamiento de campo ha demostrado que la actividad histórica no es representativa de la máxima amenaza que representan estos volcanes.

La amenaza volcánica potencial la representan: 1) caída de piroclastos, 2) flujos piroclásticos y explosiones dirigidas, 3) oleadas piroclásticas, 4) avalanchas volcánicas, 5) flujos de lodo, 6) coladas de lava, 7) apertura de nuevos conos o efusión de lavas, y 8) dispersión de gases volcánicos.

* Escuela Centroamericana de Geología-Red Sismológica Nacional. Universidad de Costa Rica, Apdo. 35 UCR, Costa Rica.

Con base en los datos obtenidos en terreno, se han cartografiado las zonas de riesgo correspondientes a cada evento mencionado. Asimismo, se sugieren medidas preventivas, para ser tomadas en caso de iniciarse ciclos eruptivos en la Cordillera Central.

1. INTRODUCCION

Costa Rica es un país con decenas de focos volcánicos cuaternarios, de los cuales sólo cinco han tenido períodos eruptivos históricos, mientras que el resto han permanecido inactivos durante siglos. Tanto unos como otros representan un peligro natural futuro. En el caso de los volcanes de la Cordillera Central, su amenaza potencial es aún mayor, en tanto que en sus faldas meridionales se asienta el populoso Valle Central, que es el centro de la actividad social, cultural y económica del país.

Con base en el análisis de la actividad histórica y, sobre todo, en los registros volcanoestratigráficos levantados en el campo, se hace una estimación de los peligros potenciales y se recomiendan medidas de prevención, con el objeto de mitigar las pérdidas humanas y materiales producidas por la actividad futura.

2. ESTRUCTURAS VOLCANICAS Y CARACTERISTICAS DE LA CORDILLERA CENTRAL

La Cordillera Central tiene un eje volcánico (definido por los volcanes Platanar, Poás, Barva e Irazú) en dirección N60W, el cual está distanciado 150 km de la Fosa Mesoamericana (figura 1).

Los principales macizos eruptivos tienen formas subcónicas de amplias base y cima, coronados por estructuras caldéricas, de conjunción múltiple de cráteres o por grábenes cuspidales (cf. Alvarado, 1984; Alvarado et al., 1987; Soto, 1988). Existen otros centros eruptivos y estructuras volcánicas (estratovolcanes, conos piroclásticos, mares) a uno y otro lado del eje volcánico, algunos de los cuales se orientan según estructuras regionales, entre las que sobresalen fracturas en direcciones N-S, E-W y NE-SW (cf. Hudnut, 1983; Alvarado, 1984; Alvarado et al., 1987; Soto, 1988).

La base de los estratovolcanes en el Valle Central son las formaciones lavas intracañón y depósitos de avalancha ardiente, datadas en $1 \pm 0,15$ m.a. y $0,7 \pm 0,2$ m.a., respectivamente, mientras que en la parte oriental de la cordillera, bajo el Turrialba, se han datado andesitas con $2,15 \pm 0,30$ m.a. El complejo volcánico Zurquí, cuya morfología y erosión indica que es de mayor edad que los actuales estrato-volcanes, fue datado en el cerro Zurquí en $0,5 \pm 0,075$ m.a. (todas las edades en Bellon & Tourmon, 1978). Estas edades sugieren que los actuales centros eruptivos se han edificado en los últimos 500 mil años y sus bases se construyeron desde el Plioceno Superior hasta el Pleistoceno Superior.

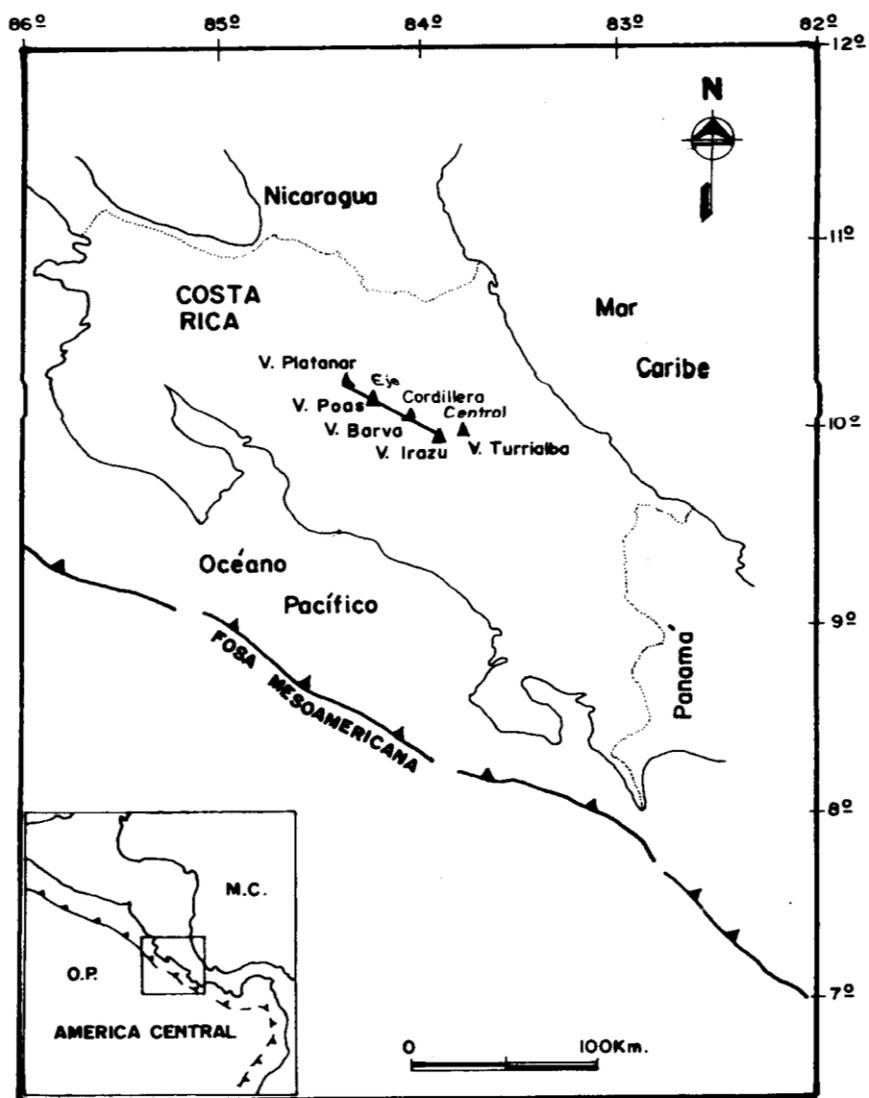


FIGURA 1.
MAPA DE UBICACION REGIONAL

La tectónica en la Cordillera Central es bastante activa. En su extremo occidental se presentan fallas y estructuras de rumbo N-S y patrones conjugados con rumbos NE-SW y NW-SE (Alvarado et al., 1987). El escarpe de la falla de Alajuela y el de San Miguel, hacia el S y N, respectivamente, del Poás, podrían ser producto de esfuerzos tensionales en el eje volcánico (Borgia et al., 1987). En el extremo oriental, los alineamientos de estructuras volcánicas con direcciones NE-SW en el Irazú y el Turrialba, indican patrones tectónicos así dirigidos (Alvarado et al., 1987; Soto, 1988).

Ocho alineamientos de centros volcánicos oblicuos al eje de la Cordillera

Central y su ausencia en la de Guanacastè, sugerirían una relación directa con la formación de la Zona de Fractura Incipiente de Costa Rica (ZFICR), a lo largo del meridiano 84° W y causar, al intersectar la zona de subducción, un magnetismo anómalo rico en potasio en los volcanes Barva, Irazú y Turrialba (Alvarado et al., 1987).

Los productos de la Cordillera Central son de la serie calcoalcalina, en la que predominan andesitas basálticas ricas en potasio. Las composiciones modales son muy similares y sólo varían en el quimismo, donde el Poás y Platanar son los más anómalos, pero que no se convierten en diferencias normativas notables. Las diferencias químicas, sobre todo en el potasio, se deberían a un mayor espesor cortical en el tramo sureste de la cordillera (cf. Kussmaul et al., 1982; Paniagua, 1984; Tournon, 1984; Alvarado 1985).

3. ACTIVIDAD HISTORICA EN LA CORDILLERA CENTRAL

Los reportes históricos de actividad volcánica en Costa Rica más antiguos son de 1723. De modo que 265 años hasta el presente, representan solamente el 0,05% de la historia volcánica de la Cordillera Central. Resulta, entonces, que los informes históricos son útiles, pero no son un reflejo fiel de la actividad volcánica en todo su espectro potencial.

Históricamente, los volcanes Poás, Irazú y Turrialba han hecho erupción. La actividad del Poás ha sido predominantemente freática, con erupciones geysieriformes en la laguna del cráter principal, aunque han ocurrido explosiones freatomagmáticas, de las cuales la más importante se escenificó el 25 de enero de 1910. El último y más importante ciclo eruptivo del Poás sucedió entre 1953-55, con erupciones freatomagmáticas, estrombolianas, efusión de cortas coladas lávicas confinadas al cráter y la extrusión del domo (cf. Krushensky & Escalante, 1967; Casertano et al., 1983; Alvarado, 1984; Paniagua & Soto, 1987).

La actividad del Irazú en períodos históricos ha sido predominantemente estromboliana. Destacan los ciclos eruptivos de 1723, 1842, 1917-19 y 1963-65. Además, paralelo a la actividad volcánica de 1723 y 1963, se formaron lahares en la cabecera del río Reventado, que causaron daños en el sector occidental de Cartago (cf. ICE, 1965; Barquero, 1977; Alvarado, 1984; Paniagua & Soto, 1987).

El volcán Turrialba mantuvo una actividad exhalativa desde principios del siglo XVIII hasta 1864, cuando inició un período de actividad estromboliana, que se prolongó hasta 1866. De allí a la fecha, ha mantenido una actividad solfatárica estable (Soto, 1986).

En resumen, la actividad volcánica de la Cordillera Central se reduce en períodos históricos a erupciones estrombolianas o freatomagmáticas moderadas, cuyo índice de

explosividad volcánica (IEV, definido por Newhall & Self, 1982) no ha excedido a 2. Dos ciclos estrombolianos en el Irazú han originado flujos de barro, en 1724 y en 1963.

4. AMENAZA VOLCANICA EN LA CORDILLERA CENTRAL

Con base en evidencias tefroestratigráficas y de cartografía volcánica, se ha determinado que la actividad volcánica en la Cordillera Central es considerablemente más intensa y diversa de lo que los registros históricos muestran. El análisis de la geología volcánica indica que los eventos que representan una amenaza volcánica potencial en el futuro son: 1) la caída de piroclastos por proyección balística o por dispersión eólica, 2) explosiones dirigidas y emisión de flujos piroclásticos, 3) emisión de oleadas piroclásticas y explosiones freáticas asociadas, 4) avalanchas volcánicas, 5) flujos de lodo, 6) emisión de coladas de lava, 7) apertura de nuevos conos o efusión de lavas en zonas de debilidad y 8) dispersión de gases volcánicos y lluvia ácida.

4.1 Caída de piroclastos

Las erupciones explosivas freáticas, freatomagmáticas, estrombolianas, vulcanianas o plinianas lanzan piroclastos que caen por proyección balística en las áreas proximales a la emisión y que son dispersados eólicamente hacia zonas distales, a varios km del foco emisor. En zonas proximales, sus daños son básicamente por impacto, debido al tamaño y energía de caída de piroclastos. En zonas distales, causan daños al quemar la vegetación, quemar o colapsar las estructuras civiles por el peso del depósito, contaminar aguas superficiales y causar impedimento en la respiración y locomoción de los seres vivos.

Según análisis de los piroclastos de caída balística, se han delimitado zonas de máximo riesgo alrededor de los principales focos eruptivos, que son zonas circulares de 8 km de diámetro alrededor del Poás (principalmente bloques de explosiones freáticas, cuyo diámetro es mayor que 30 cm), 8 km alrededor del Barva (pómez de plinianas, de diámetro mayor que 30 cm), 4 km alrededor del Irazú (bombas de explosiones estrombolianas, de diámetro mayor que 30 cm) y 7 km alrededor del Turrialba (pómez de erupciones plinianas y bloques de erupciones freáticas, con diámetro mayor que 30 cm). Además se han trazado círculos de 4 km de diámetro alrededor de los principales conos piroclásticos y adventivos de la Cordillera Central, que representan zonas de máximo riesgo por caída de piroclastos mayores de 30 cm. Zonas de alto riesgo alrededor de los principales focos eruptivos, corresponden con la caída de piroclastos mayores de 6,4 cm (véase fig. 2, cf. mapa en Paniagua & Soto, 1987).

Según análisis de los vientos altos en Costa Rica, existe una bisectriz principal en dirección S75W, hacia la cual soplan preferencialmente estos vientos durante todo el año y en las diferentes alturas, aunque con diferentes velocidades (Paniagua & Soto,

4.2. Explosiones dirigidas y emisión de flujos piroclásticos

Las explosiones dirigidas ocurren por presiones del magma en ascenso sobre zonas de debilidad adyacentes a los focos principales de emisión y son acompañadas de flujos piroclásticos de alta velocidad y temperatura, en flujos laminares que pueden encauzarse según la topografía. Su devastación es grande y pueden alcanzar varios km de la zona de emisión. Históricamente se han observado en el volcán Arenal en 1968 y 1975. En la Cordillera Central se han identificado flujos piroclásticos de este tipo en los volcanes Irazú y Turrialba. En el caso del Irazú, en su falda SW (Alvarado, 1987) y en el caso del Turrialba, alrededor de los cráteres cuspidales a distancias de hasta 6 km en forma radial (Soto, 1988). No se descarta que también hayan ocurrido en el Poás, Barva y Platanar, pero no han sido cartografiados en estos aparatos.

4.3. Oleadas piroclásticas y explosiones freáticas

Debido a la interacción agua-magma se pueden dar explosiones de moderadas a proximicas, llamadas freáticas cuando hay un medio explosivo acuoso sin participación de mezcla agua-magma, y freatomagmáticas cuando existe esta mezcla, involucrando altas cantidades de vapor de agua y alta explosividad.

En el Poás se han identificado explosiones freáticas violentas y se ha dado una continua actividad freática en la laguna del cráter principal, tanto histórica como prehistóricamente. La actividad en el cráter principal se remonta a los últimos 7.500 años (Prosser & Carr, 1987), durante los cuales se han sucedido eventos repetidos de carácter freático, con lodo rico en azufre, sílice y yeso, producido en una laguna recurrente. Asimismo, este ambiente ha originado actividad freatomagmática y al desecarse los ambientes acuosos, actividad magmática explosiva (Prosser & Carr, 1987). El máximo riesgo de esta actividad son los piroclastos proyectados balísticamente, que originan impactos severos en la proximidad de eyección. Estas zonas han sido incluidas en los círculos de máximo y alto riesgo del capítulo 4.1. La generación de oleadas piroclásticas debido a explosiones rasantes en ciclos freatomagmáticos, es muy factible en el Poás, pero sus efectos quedarían reducidos probablemente al interior del hoyo cratérico.

En el Barva no existen reportes escritos de depósitos de oleadas piroclásticas. No obstante, los lagos cratéricos cuspidales y los índices de pluviosidad hacen parecer altamente probable la ocurrencia de estos fenómenos.

En el Irazú se han identificado oleadas piroclásticas cerca de los cráteres principal, Diego de la Haya y Playa Hermosa y en el camino en la cúspide, asociadas con eventos freáticos contemporáneos. En el caso del Irazú, la zona de riesgo por estos eventos estaría en coincidencia con la zona delimitada como de alto riesgo en el capítulo 4.1. (cf. Hudnut, 1983; Alvarado, 1987a).

En el Turrialba han sido identificados depósitos de oleadas piroclásticas en la cima, adyacentes a los cráteres y en las faldas hasta distancias de 2,5 km de los cráteres (Soto, 1988).

Otros focos de generación de oleadas piroclásticas son los mares del complejo Bosque Alegre y de Río Cuarto, que están instalados sobre fracturas regionales de dirección N-S.

El principal peligro de las oleadas piroclásticas es su carácter rasante y arrasante con flujos turbulentos de alta velocidad y repetitivos en pocos segundos o minutos.

4.4. Avalanchas volcánicas

El fenómeno de las avalanchas volcánicas no fue entendido en sus mecanismos de origen sino hasta la explosión del volcán Santa Elena en 1980. En Costa Rica existen depósitos que podrían ser correlacionados con este tipo de eventos, algunos de los cuales han sido discutidos por Alvarado (1987b). Soto (1988) describe un evento de avalanchas con el colapso de la pared NE del volcán Turrialba, que está sobreyacido por coladas lávicas y otros depósitos de los volcanes Turrialba y Dos Novillos. Asimismo, se han identificado depósitos de avalanchas volcánicas en el complejo volcánico Zurquí en los cortes de la carretera hacia Guápiles y en la falda sur del Irazú. No obstante, no han sido cartografiados ni descritos.

Estos eventos volcánicos son de alta peligrosidad, puesto que implican la remoción en masa de un volumen colosal de materiales, que cubren varios kilómetros cuadrados y sobre todo, si se trata de zonas densamente pobladas, como es el caso de las faldas meridionales de la Cordillera Central.

4.5. Flujos de lodo

Estos eventos consisten en flujos rápidos ricos en lodo, que contienen una alta suspensión de rocas y sedimentos gravo-arenoso, que corren desde las cabeceras fluviales hacia la apertura de los valles, donde se depositan rápidamente. En zonas de alta pendiente pueden ser desencadenados por fuertes temporales o por el desbordamiento de lagos cratéricos. También pueden ser favorecidos por los procesos volcánicos, cuando una intensa caída de piroclastos alimenta la carga fluvial de sedimento o provoca represamientos que luego son arrastrados súbitamente por el agua. Otra posibilidad es que la nieve cuspidal de algunos volcanes se derrita rápidamente por el calor de la ceniza y la erupción volcánica, lo cual evidentemente no sucede en nuestro país.

En las faldas meridionales de la Cordillera, los altos índices de deforestación favorecen la escorrentía superficial y el barrido de la ceniza caída, lo que alimenta la carga de sedimento, que puede crecer mucho durante períodos cortos de alta pluviosidad.

Las zonas más susceptibles en esta vertiente son los valles de Turrialba y Aquiares en el Turrialba, de Birrís, Taras y Reventado hacia el lado de Cartago del Irazú, del Durazno, Tiribí y Virilla hacia el W del Irazú, Río Segundo, Porrosatí, Ciruelas y Tambor en el Barva, y Poás, Poasito, Rosales, San Juan y Sarchí en el Poás.

Hacia la vertiente noreste de la cordillera, la mayor pluviosidad y las fuertes pendientes favorecen una escorrentía y erosión intensas, aunque la dispersión de piroclastos es menor en esa zona. Las llanuras de inundación en esta vertiente son amplias e incluyen depósitos aluviales y laháricos espesos. Los valles de mayor riesgo en esta vertiente son los de los ríos Bonilla, Destierro, Dos Novillos, Guácimo, Elia y Mercedes en el Turrialba; Toro Amarillo, Sucio, Blanco y Cajón en el Irazú; General, Volcán y Sarapiquí en el Barva; La Paz, Angel, Cariblanco, Desagüe, Anonos y Toro en el Poás.

En el Valle Central, las zonas susceptibles son densamente pobladas y con un desarrollo agrícola e industrial mayor, por lo que el riesgo es mucho mayor que en la zona caribeña, donde los caseríos son escasos o inexistentes y el desarrollo agrícola es mucho menor.

4.6. Emisión de coladas de lava

La velocidad de avance de los flujos lávicos andesíticos o andesito-basálticos es baja, normalmente del orden de metros/día. Sin embargo, las áreas que cubren durante un evento efusivo suelen ser de varios kilómetros cuadrados y el área cubierta es totalmente arrasada. Esto implica que las pérdidas materiales son altas, pero las pérdidas humanas son mínimas, debido a que la evacuación suele ser a tiempo. Eventualmente, las coladas pueden ser desviadas para evitar excesivas pérdidas materiales.

La distancia máxima de alcance de las coladas de la cordillera es de 12 a 15 km medidos desde la cúspide del volcán. Sin embargo, es común que la efusión lávica ocurra desde fracturas en la base del volcán, como es el caso de las coladas de Aquiares, Tiendilla y el Armado en el Turrialba (máxima distancia del centro de emisión: 8 km para la de Aquiares, hacia el SSE, según Soto, 1988), la de Cervantes en el Irazú (eruptada al S de Irazú y que alcanza 12 km de longitud máxima del foco emisor, hacia el SE) y la de Los Angeles (eruptada al SSE del Barva y que alcanza 10 km al SW del foco).

4.7. Apertura de nuevos focos eruptivos en zonas de debilidad

Las zonas de debilidad susceptibles para favorecer a través de ellas el ascenso magmático y abrir nuevos focos eruptivos. En el Poás, existen fracturas en dirección N-S, a través de las cuales se han instalado el volcán Congo y los mares de Bosque Alegre y Río Cuarto. En el Irazú, existen fracturas N-S, en las que han surgido los conos

piroclásticos y efusivos Noche Buena, Gurdíán, Quémados y Pasquí y fracturas E-W, donde se han instalado los cráteres cuspidales. En el Turrialba existe una orientación tectónica de los cráteres y conos piroclásticos adventicios hacia el NE. Asimismo, las zonas caldéricas cuspidales en el Poás y Barva han favorecido el surgimiento de conos nuevos. Estas mismas zonas de debilidad podrían causar efectos similares en el futuro: surgimiento de conos piroclásticos, domos, coladas lávicas, fumarolas y cráteres, lo que las convierte en zonas de alto riesgo.

4.8. *Dispersión de gases volcánicos y lluvia ácida*

Los gases volcánicos emitidos se levantan en columnas que son dispersadas eólicamente. Estos gases suelen ser, mayoritariamente, vapor de agua, compuestos sulfurados y clorados y, minoritariamente, fluorados y de otros tipos. Los gases de C, Cl y S reaccionan con el medio atmosférico y comúnmente forman ácidos, los cuales son en su mayoría tóxicos para la flora y fauna. Entre más intensa es la actividad exhalativa, más extensa es el área cubierta por los gases y la lluvia ácida por éstos promovida.

Los vientos predominantes hacia el WSW en la Cordillera Central empujan estos gases, por lo que en estos flancos del Poás, Irazú y Turrialba (en los cuales existe actividad exhalativa actual) se nota la vegetación quemada y hay niveles de lluvia ácida.

En el Poás el flanco oriental se nota profusamente quemado en las imágenes aéreas y de satélite. Registros de lluvia ácida mostraron niveles promedio del pH=2,98 en el Cerro Pelón, en este flanco entre 1984-86 (Alfaro et al., 1986). Actualmente, con la reactivación de la actividad geysieriforme en la Laguna Caliente, los índices de las lluvias parecen haber aumentado ostensiblemente. Asimismo, el efecto sobre las plantas, animales y humanos en la cúspide ha aumentado desde junio de 1987. Durante erupciones pasadas han habido reportes de molestias en los vecinos de los flancos SW y W.

En el flanco NW del Irazú existe un campo de solfataras de baja temperatura, que debido a su bajo nivel de actividad no da mayores problemas.

La actividad exhalativa pasada del Turrialba y la actual, posterior a su último ciclo estromboliano, han reducido la vegetación en el flanco oriental, aunada a la caída de piroclastos de 1864-66.

Los incrementos exhalativos en los volcanes son un riesgo potencial para las poblaciones y la actividad agropecuaria en las zonas descritas.

5. PREDICCIÓN DE EVENTOS VOLCÁNICOS -

La predicción de eventos volcánicos podría darse en un tiempo cercano al evento

mismo, basándose en observaciones geofísicas y geoquímicas (UNDRO, 1985). Los métodos predictivos incluyen la evaluación de la actividad sísmica, la observación geodésica para determinación de deformaciones superficiales, la observación de fenómenos hidrotermales anómalos y la observación de cambios geoquímicos de la actividad exhalativa y de manantiales.

El surgimiento de sismos de foco somero o el incremento de éstos, es uno de los más comunes y fácilmente detectables precursores eruptivos. La mayoría de las erupciones, y en particular las más grandes, son precedidas por niveles anormales de sismicidad local y somera. El período precedente de sismicidad puede variar desde varios meses a algunos días. Sin embargo, muchas crisis sísmicas en aparatos volcánicos no han sido seguidas por erupciones, como es el caso del Poás en julio de 1980, en el que un aumento súbito de la sismicidad local somera se debió a fracturamientos cercanos en el conducto eruptivo, disparado por sismos regionales y no por la eventualidad de una crisis volcánica (Casertano et al., 1985).

Las deformaciones ostensibles de un aparato volcánico pueden ser el producto del empuje de un cuerpo magmático, acompañado de actividad sísmica somera en esa misma zona, como se ha observado en los volcanes Usu (Japón) y Santa Elena (E.E. U.U.). La mayoría, sin embargo, de las deformaciones volcánicas precedentes, son de pequeñas magnitudes y detectables sólo con sofisticados instrumentos geodésicos. Estas deformaciones pueden ser verticales, horizontales o ambas.

En Costa Rica se han establecido redes de inclinometría en el volcán Arenal, durante su actual ciclo eruptivo, y se han determinado cambios geodésicos significativos, correlacionables con la actividad efusiva (G. Alvarado, comunicación oral, 1988).

Muchos cambios en la temperatura y composición de las emanaciones hidrotermales corresponden con la eventualidad de ciclos eruptivos, pero no necesariamente, de modo que estos cambios, aunque son fácilmente detectables, son difícilmente interpretables. El caso del Poás en 1980 es ejemplarizante, cuando la temperatura y composición de los gases de las fumarolas del domo cambiaron notablemente, aunadas a los cambios en la sismicidad somera, y no representan el advenimiento de un evento eruptivo, sino un fracturamiento diferencial de domo debido a sismos regionales (Casertano et al., 1985).

No obstante los comentarios apuntados, debe mantenerse una vigilancia continua en los volcanes de la Cordillera Central, para detectar cuándo y cómo cambian los patrones sísmicos, de temperatura y composición de fumarolas, de la superficie adyacente a los centros eruptivos, de los niveles y temperatura de los lagos cratéricos y la composición y temperatura de las fuentes termales asociadas a los volcanes.

6. MEDIDAS DE MITIGACION DEL RIEGO VOLCANICO

Múltiples medidas de mitigación del riesgo volcánico han sido ampliamente discutidas y puestas en práctica en varios países alrededor del mundo, según documento de UNDRO (1985), y que han sido resumidas y adaptadas en los trabajos de Paniagua & Soto (1986, 1987).

Durante un evento eruptivo, la correcta interrelación entre las autoridades civiles, científicas y de comunicación colectiva debe ser el pivote alrededor del cual giren las decisiones durante y después de la emergencia volcánica.

7. CONCLUSIONES

Los riegos volcánicos de la Cordillera Central de Costa Rica son múltiples y han sido recabados a partir del análisis de la actividad volcánica histórica y de estudios regionales de la estratigrafía volcánica. Estos últimos han demostrado que la actividad histórica es ínfimamente representativa, tanto temporal como de los eventos volcánicos potenciales en esta cordillera.

Las erupciones plinianas en los volcanes Barva y Turrialba, la emisión de flujos piroclásticos andesíticos, las avalanchas volcánicas y la generación de flujos de lodo, son los eventos volcánicos que representan un mayor peligro. La zona más susceptible de sufrir daños cuantiosos —humanos y materiales— es la falda meridional de la Cordillera, en el Valle Central, desde San Ramón, en el occidente, hasta Turrialba, en el oriente.

Aunque exigen premonitores válidos en las erupciones volcánicas, éstos son de difícil evaluación e interpretación, tal como se demostró en la crisis sísmica e hidrotermal del volcán Poás en 1980.

Para mitigar los efectos de erupciones volcánicas, es precisa una interrelación estrecha entre autoridades civiles, científicas y divulgativas.

8. BIBLIOGRAFIA

- Alfaro, M.R., Fernández, E., Barquero, J., Rodríguez, J. & Rodríguez, M., 1986: *Lluvia ácida de origen volcánico*. Boletín de Vulcanología, Universidad Nacional, Costa Rica, N° 17:15-22.
- Alvarado, G., 1984: *Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenoico Superior de Costa Rica*. xii+ 183 pp. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- Alvarado, G., 1985: *Consideraciones petrológicas de altos-estratovolcanes de Costa Rica*. Revista Geológica de América Central, 3:103-128.

- Alvarado G., 1987a: **El volcán Irazú: síntesis geológica, actividad eruptiva y peligro volcánico preliminar.** Departamento de Geología, ICE (informe interno), 46 pp.
- Alvarado, G., 1987b: **Algunos depósitos volcánicos de avalanchas calientes direccionales en Costa Rica.** III Jornadas Geológicas de Costa Rica, 24-25 de setiembre de 1987, San José, Volumen de Resúmenes, p. 18.
- Alvarado G., Barquero, R., Boschini, I.; Chiesa, S. & Carr, M.J. 1987: **Relación entre la neotectónica y el vulcanismo en Costa Rica.** Revista CIAF, Bogotá 11, 1-3: 246-264.
- Barquero, J., 1977: **El volcán Irazú y su actividad.** 63 pp. Tesis de Licenciatura, Escuela de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional, Costa Rica.
- Bellon, H. & Tourmon, J., 1978: **Contribution a la géochronometrie KAr á l'étude du magmatisme de Costa Rica, Amérique Centrale.** Bulletin Societé Geologique de France, XX, 6:955-959.
- Borgia, A., Burr, J., Montero W., Morales, L.D. & Alvarado, G., 1987: **El Escarpe de Alajuela: descripción estructural y modelo tectónico de origen.** III Jornadas Geológicas de Costa Rica, 24-25 de setiembre de 1987, San José, Volumen de Resúmenes, p. 14.
- Casertano, L., Borgia, A. & Cigolini, C., 1983: **El volcán Poás, Costa Rica: Cronología y características de su actividad.** Geofísica Internacional, 22:3: 215-236.
- Casertano, L., Borgia, A., Cigolini, C., Morales, L.D., Montero, W., Gómez, M. & Fernández, J.F., 1985: **Investigaciones geofísicas y características geoquímicas de las aguas hidrotermales: Volcán Poás, Costa Rica.** Geofísica Internacional, 24, 2:315-332.
- Hudnut, K., M. 1983: **Geophysical survey of Irazú volcano.** ix + 82 pp., Tesis de B.A., Darmouth College, Hannover, E.E. U.U.
- ICE, 1965: **Informe sobre el problema del río Reventado.** Instituto Costarricense de Electricidad (Informe interno), 312 pp.
- Krushensky, R.D. & Escalante, G., 1967: **Activity of Irazú and Poás volcanoes, Costa Rica.** November 1964-July 1965. Bulletin Volcanologique, 31:75-84.
- Kussmaul, S., Paniagua, S. & Gaínza, J., 1982: **Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica.** Instituto Geográfico Nacional, Costa Rica, Informe Semestral, julio-diciembre: 17-79.
- Melson, W., Barquero, J., Sáenz, R. & Fernández, E., 1986: **Erupciones explosivas de importancia en volcanes en Costa Rica.** Boletín de Vulcanología, Universidad Nacional, Costa Rica, 16:15-19.
- Newhall, C. & Self, S., 1982: **The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism.** Journal of Geophysical Research, 87, C2: 1231-1238.
- Paniagua, S., 1984: **Contribución al conocimiento de la geología y petrología del vulcanismo plioceno-Cuaternario de la Cordillera Central de Costa Rica,** 255 pp. Tesis de Maestría, Universidad de Chile.
- Paniagua, S. & Soto, G., 1986: **Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la Cordillera Central de Costa Rica, América Central.** Revista CIAF, Bogotá, 11, 1-3: 178-199.
- Paniagua, S. & Soto, G., 1987: **Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la Cordillera Central de Costa Rica, América Central.** Ciencia y Tecnología, Costa Rica, 10, 2:49-72.

- Prosser, J.T. & Carr, M.J., 1987: **Poás volcano, Costa Rica: Geology of the summit region and spatial and temporal variations among the most recent lavas.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33:131-146.
- Soto, G., 1986: **Actividad histórica y predicción eruptiva del volcán Turrialba.** II Jornada Geológica de Costa Rica, 29 de octubre de 1986, San José, Volumen de Resúmenes, p. 6.
- Soto, G.J., 1988: **Estructuras volcano-tectónicas del volcán Turrialba, Costa Rica, América Central.** *Actas V Congreso Geológico Chileno*, 8-12 de agosto de 1988, Santiago, Tomo III: 163-175.
- Tournon, J., 1984: **Magmatismes du Mesozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: l'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andésites.** 335 pp. Tesis doctoral, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- UNDRO, 1985: **Volcanic Emergency Management.** Naciones Unidas, Nueva York. 86 pp.