

Figura 8: Arriba: Perfil sísmológico cortando los volcanes Irazú y Turrialba (triángulos negros), que muestra la litosfera y sus divisiones (tomado de Dzierma et al., 2010). Abajo: Perfil gravimétrico cortando los mismos volcanes, con la zona de baja densidad, área que aloja probablemente una cámara magmática somera a 4-11 km bajo las cimas de los volcanes (tomado de Lücke et al., 2010).

## 4.2. Evolución geológica del volcán Turrialba

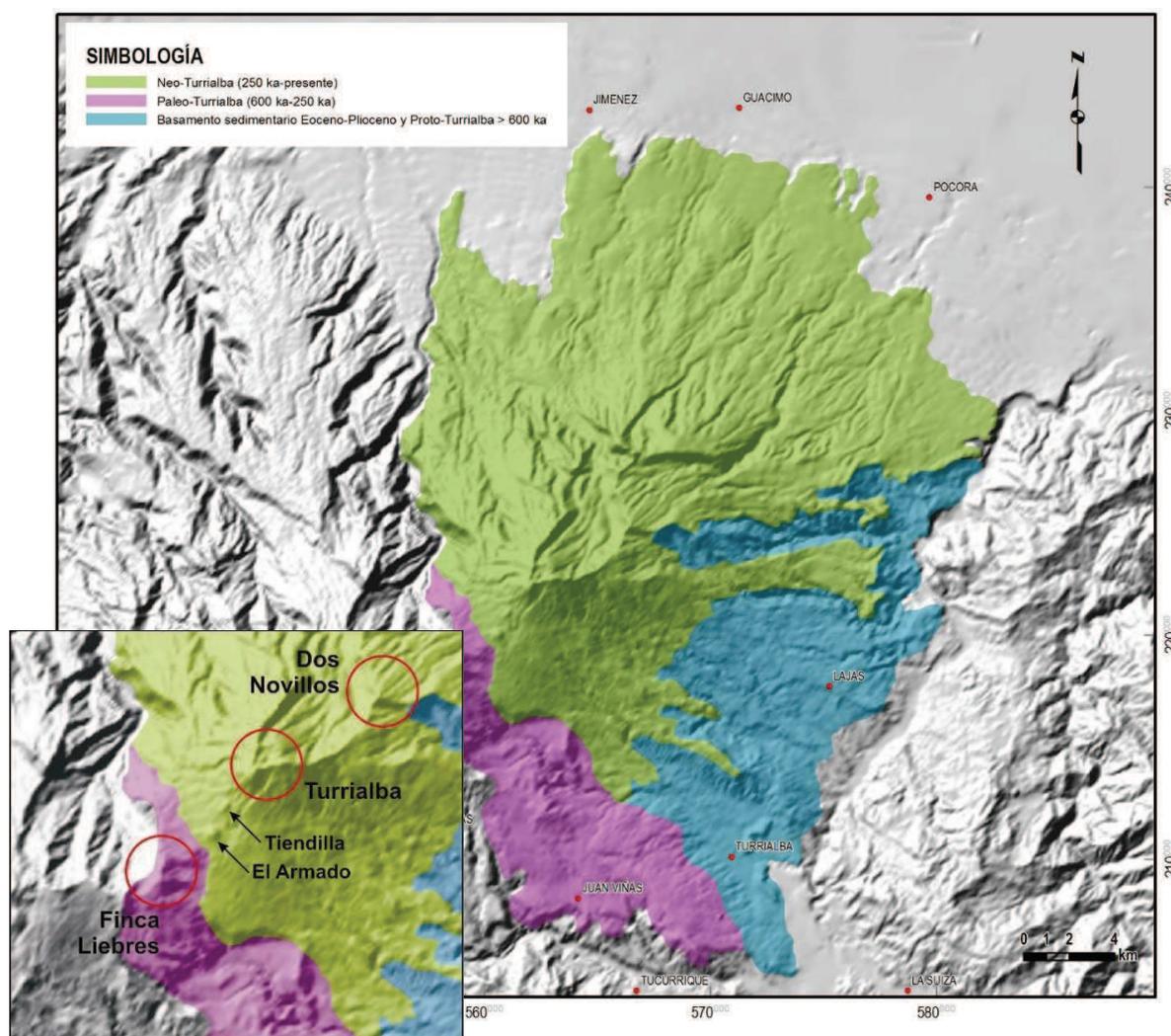
El macizo del Turrialba (Figura 9) sobreyace a la compleja y espesa secuencia sedimentaria e ígnea deformada de la Cuenca de Limón, cuya colmatación sucedió en el Plioceno (Fernández, 1987). Durante el Pleistoceno Medio a Superior, se ha construido gran parte del edificio del Turrialba, de **1900 m de altura, 400 km<sup>2</sup> de área** y cuyo volumen se ha asumido de 290 km<sup>3</sup> (Carr, 1984). Este volumen ha sido reevaluado recientemente por Ruiz et al. (2010), y podría alcanzar **312 km<sup>3</sup>**. El macizo está coronado por el actual volcán Turrialba (Figura 9), cuya geología y estructura son detalladas por Soto (1988a y b) y Reagan et al. (2006), y la cual se ha reinterpretado en parte por Ruiz et al. (2010) y se ha completado y redibujado en este trabajo (Figura 10).

El Turrialba se ha desarrollado en tres fases (Proto, Paleo y Neo) a lo largo de ~1 Ma (Figura 9). La última fase del Paleo Irazú-Turrialba es el volcán Finca Liebres (~250 ka), cuyas lavas fluyeron al E y SE y sobre él se ha desarrollado el Neo Turrialba, el Turrialba *sensu stricto*, cuyos productos coalescen contemporáneos con el volcán Dos Novillos. Las fases más importantes de construcción del actual cono parecen ser entre 100-60 ka (productos principalmente en el sector oriental del volcán) y en el Holoceno (sector occidental y central) (Ruiz et al., 2010). Este nuevo cono (~15 km<sup>3</sup>) es elongado, contiene tres cráteres y está abierto hacia el noreste, en lo que semeja un anfiteatro de avalancha volcánica, que debe haberse formado en uno o varios episodios entre 9-65 ka. El edificio volcánico está cortado por varias fallas, las más importantes NE-SW que hacen un graben en la cima y tienen escarpes conspicuos en las laderas (Soto, 1988). Dos conos piroclásticos adventicios están adosados al flanco SW del cono principal: los cerros Tiendilla y El Armado (Soto, 1988a y b). Los dos conos (El Armado tiene una edad de 61±6 ka) se encuentran en el sector SW del cono, con lavas fisurales asociadas. Los volúmenes de los diferentes conos se dan en la Tabla 1.

**Tabla 1: Conos volcánicos en los alrededores del volcán Turrialba (ver Figura 9).**

Nombre	m s.n.m.	Pend. (°)	D Inf (m)	D sup (m)	Altura (m)	Vol (m <sup>3</sup> )
Finca Liebres	3074	25	~3000	~1000	500	~ 5x10 <sup>9</sup>
Turrialba	3340	25	6000	1800	600-1000	15x10 <sup>9</sup>
Dos Novillos	2530	25	2000	500	300	1,5x10 <sup>9</sup>
<b>Conos piroclásticos</b>						
Tiendilla	2791	18-30	400	80	70	3,6x10 <sup>6</sup>
El Armado	2750	20-27	680	120	120	1,8x10 <sup>7</sup>

Figura 9: El macizo del Turrialba con sus diferentes estadios de evolución. A la derecha, un detalle mostrando los conos compuestos y piroclásticos mencionados en la Tabla 1.



Las lavas y piroclastos tienen composiciones entre dacitas y basaltos. Las andesitas y las dacitas son las más comunes y la mayoría pertenece a la serie calcoalcalina. Hay una tendencia general de las lavas más jóvenes a ser más ácidas.

La geología del cono y áreas periféricas había sido estudiada por Soto (1988 a y b), quien definió 17 unidades geológicas. Estas unidades han sido remapeadas y en parte datadas por Ruiz et al. (2010) y se encuentra en proceso una mejor definición geológica y estratigráfica, la cual en parte se presenta actualizada en este trabajo en la Figura 10.

Las unidades del macizo no relacionadas con el actual volcán se nombraron Pre-Turrialba y afloran al W y S del volcán. La Unidad Finca Liebres es contemporánea con las fases finales del Paleo Turrialba. Comprende al estratovolcán Finca Liebres y las coladas que fluyeron hacia el S, SE y E. Son andesitas con clino y ortopiroxenos. Sus productos más recientes (última etapa del cono) tienen una edad de  $251 \pm 4$  ka (Ruiz et al., 2010).

Las unidades Turrialba 1, Turrialba 2 (Los Cabros) y Turrialba 3 son de una estratigrafía compleja que incluye coladas de lava, flujos piroclásticos andesíticos y epiclastos en las aprtes medias a distales. Algunos de estos flujos son parcialmente soldados a soldados (Figura 11), pero no presentan una alta distribución espacial, y parecen restringidos al cono. También hay conos piroclásticos viejos disectados, y diques que atestiguan diferentes posiciones de estructuras volcánicas en el sector oriental del volcán (Figura 11).

Las lavas de la Unidad Los Cabros son andesitas bipoxénicas con olivino accesorio y cumulos de  $CIPx+Ol$ . Químicamente son andesitas ácidas a básicas de mediano a alto K. Tiene edades de entre  $90 \pm 4$  ka y  $99 \pm 3$  ka (Ruiz et al., 2010).

La lava Bajos 1 son andesitas basálticas (con dos piroxenos y olivino con coronas de ortopiroxeno). Destacan en ella megacristales de hornblenda basáltica poiquilítica, de hasta 25 mm. Tiene una edad de  $62 \pm 2$  ka (Ruiz et al, 2010).

La Lava El Armado fue eruptada hace  $61 \pm 2$  ka (Ruiz et al., 2010) desde una fractura meridional al volcán Turrialba. Es una andesita basáltica con olivino, algunos

de los cuales tienen coronas de reacción de ortopiroxenos. La lava Tiendilla es similar, pero con olivino accesorio no más.

Las lavas de la Unidad TU-3 son petrográficamente andesitas con dos piroxenos y olivino accesorio. Los olivinos tienen coronas de ortopiroxenos y estos de clinopiroxenos. Un análisis químico de esta unidad muestra una andesita básica con alto potasio. Su edad es de  $25 \pm 2$  ka (Ruiz et al., 2010).

La lava de Aquiares parece haber sido eruptada desde una fractura meridional del cono del Turrialba. Es una andesita augítica con alivino accesorio. Químicamente corresponde con una andesita básica con alto potasio.

La lava La Silvia es andesítica con dos piroxenos y tiene una edad de  $10 \pm 3$  ka (Ruiz et al, 2010). La Avalancha Bajos se originó por el deslizamiento de la pared nororiental del cono del Turrialba, facilitado por la zona de debilidad del graben cuspidal. Tiene morfología en tipo “jamón” y se estima de un volumen de  $0,9 \text{ km}^3$ . Reagan et al. (2006) ponen como alternativa que se haya formado por la erosión durante el último periodo de desglaciación, a lo largo de un periodo mayor.

La lava Bajos 2 está compuesta por dos subunidades. La inferior aflora más lejos hacia el N del graben, y son andesitas basálticas (dos piroxenos y olivino automórfico glomeroporfirítico, con bordes de reacción). La subunidad superior la sobreyace, y son menos ricas en olivino y con más ortopiroxenos, además de tener una morfología más abrupta en bloques. Un análisis químico de la subunidad superior muestra un basalto. Su edad se supone que es  $<10$  ka (Ruiz et al., 2010).

La lava La Picada son andesitas bipiroxénicas con olivino accesorio. Esta es una de las coladas más recientes del Turrialba, con solo unos 3-6 mil años de antigüedad ( $3 \pm 3$  ka: Ruiz et al., 2010), sobre el flanco oeste del cono (Figura 11).

El volcán Dos Novillos es un estratovolcán pequeño parcialmente erosionado, cuya actividad se supone contemporánea con las unidades TU-2 o más antigua, de hasta unos 100-200 ka. Sus rocas varían de basaltos a dacitas también.

El estratovolcán Turrialba está formado por lavas, flujos piroclásticos no soldados, piroclastos de caída y oleadas piroclásticas. Es un edificio con almacén

de lavas, pero en donde los piroclastos y epiclastos proximales son volumétricamente importantes. Las lavas analizadas en la cima y flancos cercanos son andesitas basálticas y andesitas. Muestran clino y ortopiroxenos y olivino accesorio. Son comunes las texturas glomeroporfiríticas de CIPx+OPx, y algunos xenolitos gabroicos con C1Px+P1+Ol. También son comunes las coronas de Opx envolviendo al Ol. La hornblenda es rara y sólo se encuentra en pocas lavas, opacitada.

Los flujos piroclásticos del cono del Turrialba con andesíticos, con líticos y bombas centimétricas a decimétricas con matrices cineríticas no soldadas. Afloran muy bien en el flanco septentrional y NE hasta distancias de 6 km de la cima. Aparte de los relacionados con la erupción de 1864-66, se han reconocido flujos en el sector NE del cráter hacia Los Bajos, que han sido datados en 9200 años por Reagan et al. (2006) (ver Tabla 2).

Se han identificado depósitos de oleadas piroclásticas hasta cerca de la Lechería La Central, y en el flanco oeste, en el camino a La Picada a 2,5 km de la cima (Figura 11). En la cumbre son abundantes, y se produjeron principalmente en los cráteres del NE y el central (Figura 11).

### **Tefroestratigrafía reciente**

Con base en las nuevas dataciones de lavas periféricas al cono reciente, se tiene evidencias de flujos de lava voluminosos en los últimos 10 ka: La Silvia ( $10 \pm 3$  ka), La Picada ( $3 \pm 3$  ka) y Los Bajos 2 ( $<10$  ka) (eades en Ruiz et al., 2010). Esto significa que el volcán ha tenido una importante actividad en este periodo de los últimos 10 ka. Los piroclastos que sobreyacen a las lavas La Picada y La Silvia en el flanco W en el sector La Central-La Picada, así lo atestiguan. No obstante, no hay correlación ni dataciones fehacientes aún.

En los últimos 3400 años, se han verificado al menos 6 eventos explosivos de importancia en el Turrialba (Reagan, 1987; Soto, 1988; Reagan et al., 2006), cuyas fechas aproximadas de ocurrencia, del más antiguo al más reciente fueron

aproximadamente: 1400 a.C., 800 a.C., 50 a.C; 350-640? d.C., 1350? d.C. y finalmente 1864-66, es decir en el siglo antepasado (ver la Tabla 2).

Previo a 1864, solo se divisaron fumarolas en el cráter central, de mayor o menor vigor, distinguibles desde varias partes del Valle Central, que en su mayoría fueron confundidas con erupciones, tales como en los años 1723, 1847, 1853, 1855 y 1858-59 y 1863 (Figura 12). Aunque con probabilidad no correspondían con erupciones (tal y como lo han acotado Reagan, 1987 y Soto, 1988), pueden ser indicios indirectos de una actividad importante no muy remota, hasta el momento no datada, pero presente en las leyendas indígenas precolombinas.

La única actividad eruptiva histórica en el Turrialba ocurrió entre setiembre de 1864 y marzo de 1866 (Seebach, 1865; González, 1910; ver Figura 12), con características freatomagmáticas (vulcaniana con fases con oleadas piroclásticas) y estromboliana (Reagan, 1987; Soto, 1988; Reagan et al., 2006). Durante este período eruptivo, se dieron deslizamientos cerca del cráter activo, así como gran destrucción en el área cuspidal. Parte de estos depósitos se conservan aún en el flanco occidental del cráter activo.

# Mapa geológico

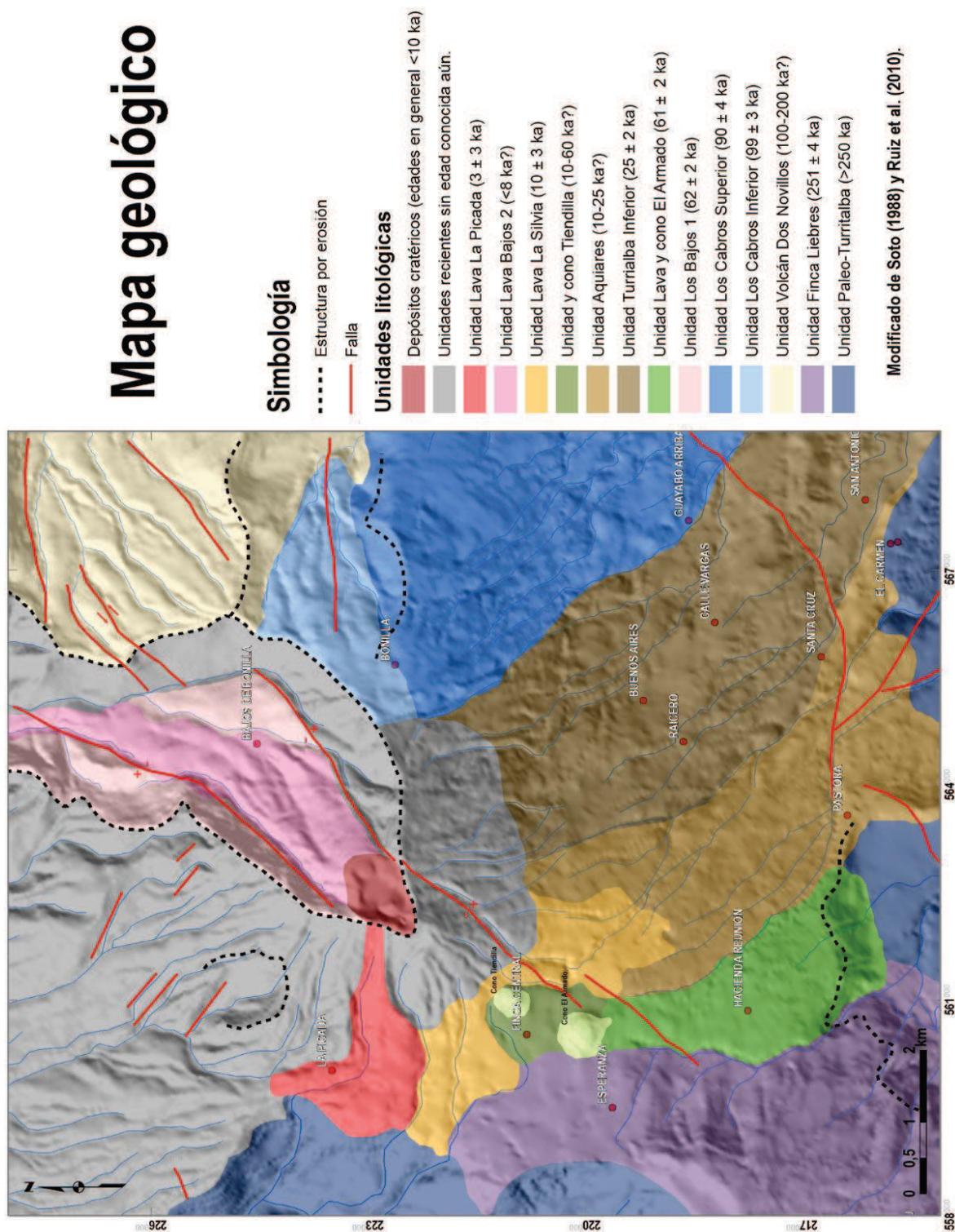


Figura 10: Geología del Turrialba basada en Soto (1988) y estructuras de Linkimer (2003), remapeada y con algunas nuevas dataciones.



Figura 11: Depósitos del volcán Turrialba. A: Flujo soldado de la Unidad Turrialba Inferior. B: Cono piroclástico de la Unidad Los Cabros. C: Dique asociado al cono de la Unidad Los Cabros. D: Oleadas piroclásticas en el camino entre La Central y La Picada, cerca de la quebrada Paredes, unos 2 km al WSW del cráter. E: Oleadas piroclásticas en la cima del Turrialba. F: Vista desde el Irazú, con la clara morfología de la lava reciente de La Picada.

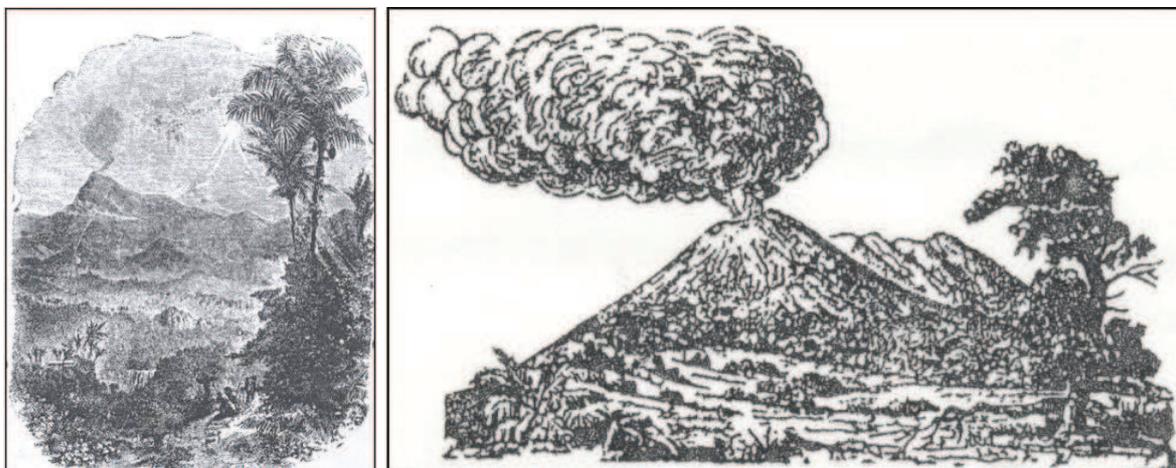


Figura 12: Izquierda: Uno de los pocos dibujos del Turrialba en plena actividad exhalativa (fumarolas), según reinterpretación del documento de Meagher en 1858. Abajo: Dibujo de Karl von Seebach del Turrialba en plena erupción en 1864-66. Es la única imagen del volcán en erupción.

Posteriormente a la actividad explosiva en 1866, y hasta el 2007, sólo han habido manifestaciones fumarólicas en los cráteres central, suroeste y entre ellos, de baja temperatura (cercana a 90° C), en equilibrio con la temperatura de vaporización

del agua, con aporte sulfuroso, y consecuente precipitación de azufre, mineral que fue explotado en el pasado en forma artesanal. Desde el 2007 han sucedido algunos cambios en el patrón fumarólico (ver capítulo 4.5).

Los depósitos de las erupciones de los últimos 3400 años, han sido denominados subunidades 1 a 6, partiendo de la más nueva a la más antigua, según se sintetiza en la Tabla 2 (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006). A pesar de los esfuerzos de correlación de erupciones entre 3,4 ka y 9 ka, no ha sido posible una correcta correlación de tefras, debido a niveles guías ausentes, cobertura superior y grado de meteorización, como se ha comentado anteriormente.

El período eruptivo más violento fue de tipo subpliniano, y sus depósitos corresponden a la Subunidad 4: tefras de caída, oleadas y flujos piroclásticos. El punto de erupción fue cercano al actual cráter central de la cúspide. Los materiales eruptados son andesitas porfíricas (30% de fenocristales de plagioclasa, augita, ortopiroxenos) con 58-59% de SiO<sub>2</sub> (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006). El depósito más característico de la subunidad 4 del Turrialba, es una pómez de caída, de color crema a rosado, junto con escorias gris oscuras (algo más máficas), con apariencia moteada (Figuras 13 y 14). En la cúspide del volcán, el depósito alcanza varios metros de espesor (Figura 15). Reagan (1987) mapeó la distribución areal de la pómez de caída, cuyo eje se orienta hacia el oeste (Figura 16). Se estima que la isopaca de 1 cm cubre un área de 1000 km<sup>2</sup>, y la de 1 mm, 5000 km<sup>2</sup>. El volumen aproximado estimado es de 0,2 km<sup>3</sup>. A pesar de que el volumen eruptado es relativamente pequeño, esta es la erupción explosiva más voluminosa del Turrialba. La distribución mostrada para las tefras de caída es la típica para este tipo de depósitos en Costa Rica. No obstante, la inaccesibilidad del área no permite un prolijo seguimiento del nivel de tefra, así como la abrupta topografía y la espesa vegetación (Reagan et al., 2006), aunque es posible reconocerlas en el flanco NE del volcán Irazú, cerca del Cerro Alto Grande (ver Figuras 16 y 17). Algunas de estas cenizas se desviaron hacia el este, de modo que se han encontrado en la turbera del río Silencio, en Siquirres (Figura 16; Obando & Soto, 1993).

**Tabla 2: Erupciones del Turrialba en los últimos 9000 años (adaptado de Reagan, 1987 y Reagan et al., 2006).**

Unidad	Contexto geológico	Edad <sup>14</sup> C (años a.P.)*	Edad calibrada aprox. (a.P.)
1	Depósitos basálticos estrombolianos y vulcanianos (caída, oleadas, flujos)	--	Año 1864-66
2	Depósito andesítico basáltico de tipo estromboliano y freático	--	600?
3	Depósito freático y freatomagmático andesítico basáltico	1415 ± 75	1310
3	Suelo en la base de una tefra (entre 3 y 4)	1630 ± 160**	1600
4	Flujo piroclástico andesítico	1860± 100	1820
4	Depósito de caída andesítico	1975± 45	1920
4	Depósito freático	1970 ± 90**	1900
4	Depósito de caída	2330± 90	2350
5	Suelo sobreyacente	2495± 135	2610
5	Suelo sobreyacente	2590± 180	2750
5	Suelo sobreyacente a flujos andesíticos	2705± 85	2780
6	Suelo subyacente	2995± 215	3200
6	Suelo subyacente a fase freática y vulcaniana (basalto/dacita)	3115± 140	3350
8b	Flujo piroclástico	8250± 300	9200

[\*a.P.: Antes del Presente, con el 0 en 1950 d.C. / \*\*Unidad datada por W.G. Melson (en Reagan et al., 2006).]





*Figura 13: Depósitos de pómez de la Subunidad 4, algunos km al oeste de la cima del Turrialba.*



*Figura 14: Depósitos de la erupción subpliniana de hace ~2 ka en la cima junto al mirador.*



Figura 15: Depósitos de la erupción subpliniana de hace  $\sim 2$  ka (flecha azul) en la cima sector W del cráter, donde alcanza varios m de espesor sobre la lava La Picada (contacto señalado con flecha roja).

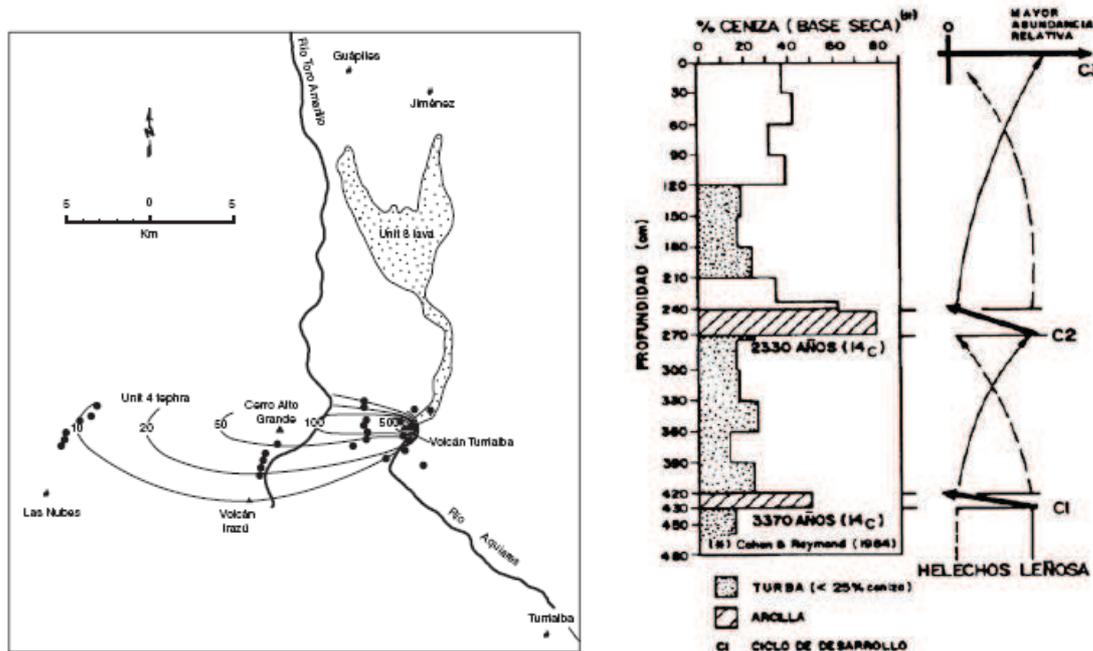


Figura 16: A la izquierda, la distribución e isopacas (espesor en cm de los depósitos) de la subunidad 4, de hace 2000 años, del Turrialba (Tomado de Reagan et al., 2006). A la derecha, la columna estratigráfica en la turbera del río Silencio, Siquirres, que muestra el material arcilloso entre 240-270 cm de profundidad, correlacionable con subunidad 4, y que demuestra alguna distribución anómala hacia el este, de las cenizas (Tomado de Obando & Soto, 1993).



*Figura 17: Depósitos de la erupción subpliniana de hace ~2 ka en el sector sur del Cerro Alto Grande, al NE del Irazú.*

Con base en edades de radiocarbono obtenidas en los depósitos de las tefras de caída y de flujos piroclásticos de la Subunidad 4, el rango de antigüedad está entre  $2340 \pm 90$  y  $1870 \pm 100$  años antes del presente (Reagan et al., 2006). Esta edad coincide con otra obtenida por Melson et al. (1986), de  $1970 \pm 90$  años, en la capa sobreyacente a un paleosuelo, que además contiene fragmentos cerámicos de 2000 años de antigüedad. Como se ve, coinciden en parte con la edad de 2330 años datada por Cohen & Raymond (1984). No obstante, la incertidumbre de los análisis, una vez calibrados y correlacionados, coincide en una edad final de ~2000 años antes del presente.

Otro evento explosivo importante del Turrialba corresponde con la Subunidad 6, que está documentada en depósitos piroclásticos de caída y oleada. La parte basal es limo-arcillosa, meteorizada, de una secuencia explosiva freática. Luego se intercalan cenizas, lapilli y bloques (juveniles de apariencia de lava mezclada de andesitas y basaltos y no juveniles), de moderada a buena granoselección. Por último, se encuentran los depósitos de oleada piroclástica, con laminación cruzada y

semiplanar. Su edad corregida con base en radiocarbono, es de  $3370 \pm 105 - 205$  años antes del presente (Reagan et al., 2006).

Obando & Soto (1993), correlacionaron los piroclastos finos del evento pliniano del Turrialba, con las capas de ceniza volcánica descritas por Cohen & Raymond (1984) en la turbera El Silencio (El Cairo). Las edades de las turbas inmediatamente infrayacentes a los horizontes de ceniza son coincidentes con las obtenidas para los eventos explosivos del Turrialba, en particular el de la Subunidad 6, con 3370 años. El rango de edades de la Subunidad 4 también es coincidente con el del primer horizonte de cenizas de la turbera El Silencio (El Cairo), mas debe considerarse su edad, con base en las correcciones descritas supra, en cerca de 2000 años.

Según Zárate (1990), durante la época lluviosa (abril-octubre, con excepción de los veranillos de julio-agosto), a todas las alturas hasta 24 km (Figura 18) los vientos predominantes son del este hacia el oeste. En época seca (noviembre a marzo y los veranillos) a alturas entre 9 y 15 km, las columnas piroclásticas se verían sometidas al empuje de una capa de vientos fuertes y de alta persistencia provenientes del oeste y suroeste, que distribuirían parte de la nube hacia el este y noreste del volcán en erupción. Lo mismo ocurriría para columnas mayores de 20 km de altura para las fases de oscilación cuasi-bienal del viento que sopla desde el oeste. El evento pliniano de hace 2000 años y el evento explosivo de hace 3370 años del Turrialba, probablemente originaron columnas piroclásticas de gran altura en períodos secos, y por consiguiente, las cenizas finas fueron arrastradas hacia la vertiente caribeña del país. Esto se discutirá en mayor detalle en el capítulo sobre peligros por caída de tefras.

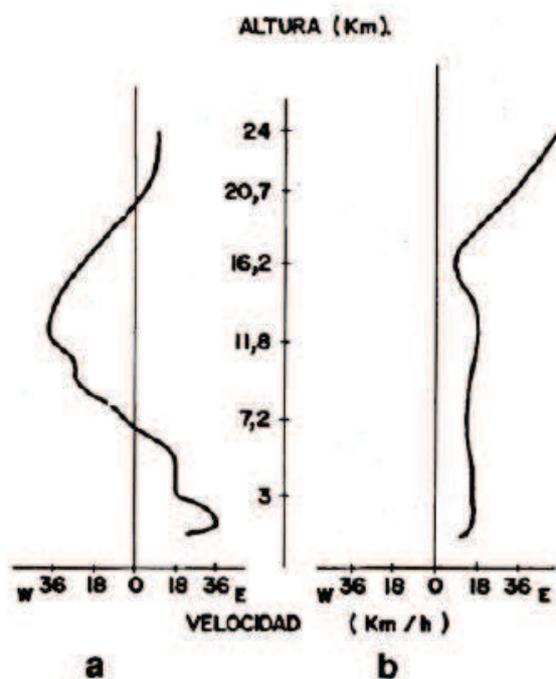


Figura 18: Perfil del viento en Costa Rica a diferentes alturas para la época seca (a) y la época lluviosa (b). Reformado de Zárate (1990).

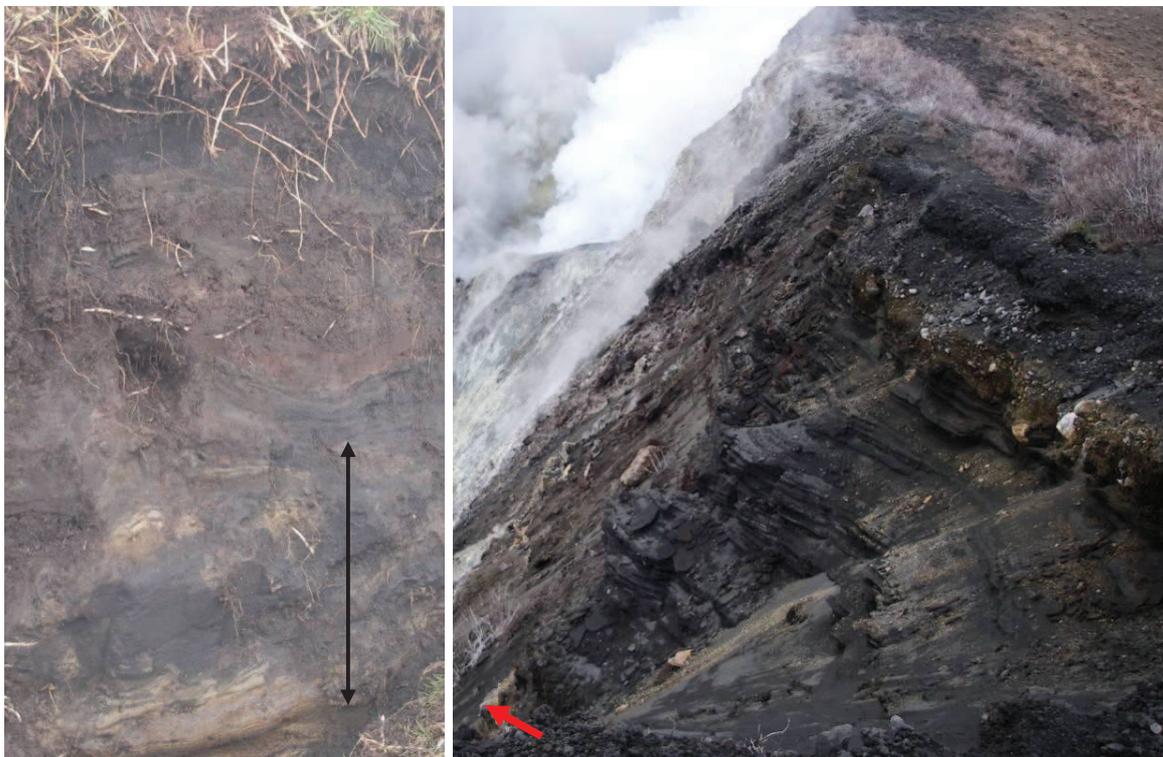
Los depósitos más recientes que la erupción subpliniana de hace 2 ka afloran en la cima y en el sector oeste del volcán, principalmente cerca de La Central y en el sector de La Picada (Figuras 14 y 19). Los depósitos son claramente de índole freática hasta magmática.



*Figura 19: Depósitos piroclásticos de edad <math><2\text{ka}</math> y de la erupción subpliniana de hace  $\sim 2\text{ ka}</math> subyaciéndolos (flechas rojas). La palita a la izquierda mide 25 cm y el mazo a la derecha mide 40 cm. Los colores amarillentos de los depósitos documentan una componente importante de material alterado y emitido durante explosiones freáticas.$*

Los depósitos de las unidades 3 (350-650? d.C.) y 2 (1350? d.C.) muestran muy claramente que el inicio de las erupciones fue de índole freática, pues los depósitos que afloran en el sector sur y oeste del cono, así lo atestiguan.

Los depósitos de la erupción de la Unidad 1 (1864-66) también muestran que el inicio fue una erupción freática, seguido de un periodo freatomagmático con producción de oleadas piroclásticas y cenizas muy fragmentadas, con episodios aislados de escorias (fases posiblemente estrombolianas), seguidos por otra fase freática menor que la inicial, una nueva fase freatomagmática y el cierre fue de índole estromboliana, con una dispersión de escorias que tapiza todo el interior del área cratérica y hacia el sector oeste (Figura 20). Alcanza espesores de varios m en la cima, y de 40-150 cm en el camino La Central – La Picada.



*Figura 20: Depósitos piroclásticos de la erupción de 1864-66. A la izquierda en la Finca El Retiro, unos 2,5 km al WSW del cráter central (La flecha es de unos 50 cm). A la derecha en el borde W del cráter (la flecha indica el inicio freático).*

#### **4.4. Estructura**

Las estructuras volcánicas del Turrialba tienen una clara orientación en dirección NE, como los cráteres cuspidales (Figura 21 y Anexo 2). Asimismo existen alineamientos morfológicos en esa dirección. La estructura cuspidal fue interpretada como una caldera (Alvarado, 1984; Paniagua, 1984), que hoy día se le llamaría, en parte, caldera de avalancha o anfiteatro sectorial de colapso.

Soto (1988 a y b) mapeó estas estructuras de la cúspide y que cortan el cono, e identificó las fallas Ariete, Elia y Guácimo. Dentro de la cima hay evidencias del graben en la cúspide con paredes cortadas en ángulos de 50-70°. La instalación de los cuatro cráteres alineados confirma una zona de debilidad tensional orientada al NE. En el exterior del graben cartografió un posible depósito de avalancha volcánica,

que se prolonga hasta por lo menos 3 km de la cima al noreste, pero que está recubierto en parte por otros depósitos del volcán Dos Novillos, hacia el norte. La avalancha (Avalancha Bajos) estaría sobreyacida por coladas de lava (Lavas Bajos 2).

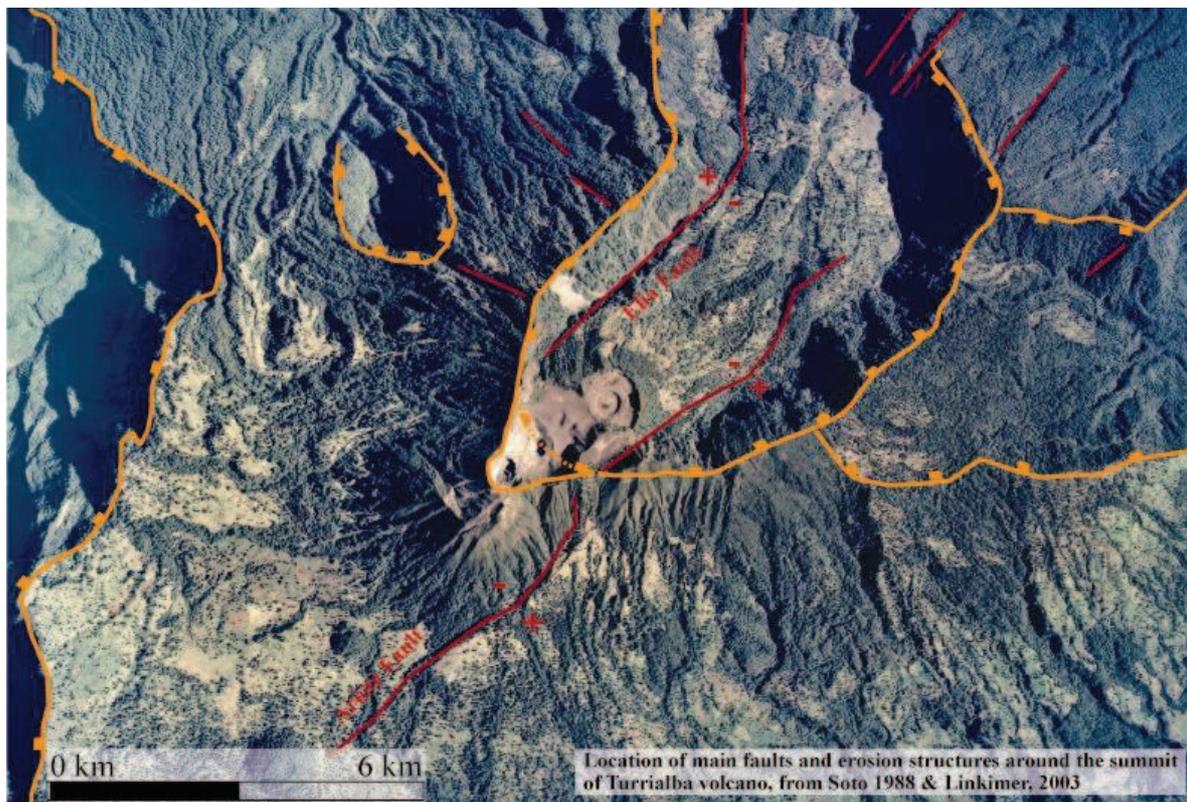


Figura 21: Vista aérea de la cima del Turrialba. Con su estructura: alineamiento de cráteres dentro de la gran depresión volcánica abierta hacia el sector caribe, producto del graben cuspidal, anfiteatro de avalancha volcánica y erosión (glaciar?), así como las principales fallas y aperturas erosionales probablemente relacionadas estructuralmente (reformada de Soto, 1988 y Linkimer, 2003).

El evento de avalancha volcánica sería el producto del colapso de la pared nororiental de cono, facilitado por las zonas de debilidad del graben. Soto (1988 a y b) estimó un volumen de  $1 \text{ km}^3$  deslizado. Posterior al evento de avalancha se habría construido de nuevo el cono en esa parte, con la eyección de las lavas mencionadas de la unidad Bajos 2, flujos piroclásticos andesíticos y piroclastos de caída proximal. Asimismo, se reconocieron fallas normales sintéticas en piroclastos en la cima, en perfecto alineamiento con el escarpe de la Quebrada Ariete. Este escarpe muestra

actividad neotectónica, pues corta piroclastos (< 2000 años) y lavas recientes. Es fácilmente identificable en las fotografías aéreas (Soto, 1988). Parte de esta depresión cuspidal también podría haber estado afectada por erosión glacial (Reagan et al., 2006), lo cual sería una explicación alternativa al anfiteatro, con varios periodos de destrucción erosiva intensa entre hace 9 y 50 ka.

El Cerro Finca Liebres fue un estratovolcán de unos 500 m de altura sobre la meseta circundante, cuyos flujos lávicos principales se orientaron al E y SE, y cuya edad última es de unos 250 ka (Figura 10). La erosión ha actuado profusamente en su vertiente caribe, donde se ha abierto un anfiteatro, nominado “caldera de erosión Finca Liebres” por Alvarado et al. (1986), en las nacientes del río Toro Amarillo.

En la ladera meridional del cono del Turrialba, los conos piroclásticos Tiendilla y El Armado se instalaron como conos adventicios orientados según la zona de fractura. La lava de Aquiares, propuesta como eyectada de una fractura (Dóndoli & Torres, 1954) parece efectivamente eruptada desde la fractura meridional SE (respecto al cono), alcanzando 8 km hacia el sur. Sobre ella se encuentra parte del cono y otras dos coladas, eyectadas desde la base de los conos adventicios Tiendilla y El Armado, este último de unos 60 ka de edad (Figuras 10 y 11).

El Cerro Dos Novillos es un aparato volcánico disectado y erosionado, que se alinea con las estructuras descritas. Este aparato es cortado también por otra fractura en dirección WNW, que dan fin al graben (Figura 10).

El trazo entre los volcanes Finca Liebres y Dos Novillos, con todas las estructuras en medio, tiene una longitud de 11 km para las fracturas propuestas. Güendel (1985) obtuvo los mecanismos focales de un par de enjambres sísmicos en la falda SE del volcán Irazú en junio y setiembre de 1982, resultando la falla con una dirección  $N46^{\circ}E$ , que sería una prolongación en profundidad y hacia el SW de las fracturas propuestas, aunque sin manifestaciones superficiales. En ese mismo sector suroeste hacia el volcán Irazú se ha seguido registrando actividad sísmica en los últimos años, particularmente desde el 2009, por lo que se sugiere que la longitud de las fallas podría ser mayor.

El control estructural en dirección NE (marcado en la Figura 22 como Dominio 3) parece ser entonces el responsable de la instalación del conjunto volcán Turrialba y estructuras volcánicas adyacentes, previas y contemporáneas a él. Esto explicaría por qué el Turrialba está tras el eje volcánico definido por la Cordillera Central. Stoiber & Carr (1974) propusieron que el sistema Irazú-Turrialba tiene un origen en fracturas profundas de dirección N60°E, debido a tensiones resultantes de esfuerzos de cupla dextrales como resultado de un bajo corrimiento de menor velocidad en el tramo SE de la subducción de la Placa del Coco. Esto podría coincidir con la zona de fallamiento propuesta por varios autores, interpretado como un sistema de deformación del centro de Costa Rica.

Reagan & Gill (1989) en análisis de elementos trazas encontraron que los piroclastos de la erupción de 1864-66 muestran afinidades de basaltos intraplaca unos y calcoalcalinas otros, de modo que sus fuentes mantélicas subyacen al Turrialba simultáneamente.

Por otra parte, la sismicidad entre los años 2008-2011 en los alrededores del volcán muestra alineamientos principales en esas direcciones, asociados posiblemente con las fallas en los sectores NE y SW del cono principal (Figura 23). Se han usado los sismos localizados con base en 3 o más estaciones en el sector de Turrialba y alrededores, que han operado transitoriamente durante el periodo, y utilizando un modelo de corteza bidimensional. Es un modelo preliminar que debe refinarse.

Los perfiles de las figuras 24, 25 y 26 muestran una sismicidad más o menos uniforme en los alrededores someros del volcán, con un acumulado principal ligeramente al oeste del cono principal. Con base en la sismicidad visible en los perfiles, es posible especular que las zonas con menor sismicidad entre 4-6 km b.n.m. (4-9 km bajo la cima del volcán), ligeramente desplazada al oeste, podría ser una posible cámara magmática. El nudo de sismicidad más somera, entre 4 y 2 km podría estar relacionado con intrusiones difusas de magma. La sismicidad con alta densidad en el área al oeste bajo el cono, podría estar relacionada con el sistema hidrotermal, fuertemente influenciado por los gases del magma en desgasificación.

De manera más regional, y afectando al macizo del Turrialba, hay otras estructuras que lo cortan, sobre todo en el sector sur, donde la prolongación de la falla Aguacaliente-Navarro, corta el macizo (Figura 22), según lo aportan Linkimer (2003), Montero (2003) y Denyer et al. (2003, 2009). El término noreste de la falla llegaría a cortar cerca del anfiteatro de Avalancha de Coliblanco, que Alvarado et al. (2004) han propuesto como la posible zona de origen de la gran avalancha volcánica de Angostura, ocurrida hace cerca de 17 ka, y de la cual se discute y dan detalles luego. Hay otras nuevas propuestas respecto a la continuación de las fallas Navarro, Aguacaliente y Cipreses hacia el este, en el sector sur del Turrialba (Henaar, 2011), pero cual sea esta, el tramo de ruptura visible es del orden de 8-10 km. El macizo del Turrialba se ubicaría en una zona tectónica regional compleja, cerca de donde confluyen los cinturones deformados del Centro de Costa Rica y del Norte de Panamá (cf. Figura 22 y Montero, 2003, su figura 1).

En el caso de sismos originados en fallas que cortan el macizo volcánico, como se ha dicho, serían en segmentos que podrían tener rupturas del orden de 4-12 km de longitud. A juzgar por las trazas superficiales de estas fallas (en particular Ariete, Elia y el sector de Aguacaliente-Navarro en el sur del macizo), las rupturas han de ser del orden de 4-6 km muy probable, de 6-8 km probable, y de 8-12 km poco probable. Si hacemos uso de la fórmula empírica obtenida para ambientes volcánicos con rupturas superficiales >5 km de Stirling et al. (2002):  $M_W = 5,45 + 0,95 * \log (LRS)$ , donde LRS es la longitud de la ruptura superficial en km, obtendríamos que las magnitudes máximas muy probables son de  $M_W$  6,1-6,2, probable  $M_W$  6,2-6,3, y poco probable  $M_W$  6,3-6,5.

Por comparación, podemos presentar sismos que han afectado macizos volcánicos complejos de las mismas características que el Turrialba, como son los sismos de Patillos y de Cinchona, que coinciden con las  $M_W$  muy probables y probables a esperar en un futuro, y que serán discutidas más adelante.

El sismo de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ocurrió en la falda noroeste del Volcán Irazú ( $M_W$  6,0), tuvo una intensidad máxima de VIII en Patillos, y hubo 21 muertos por el sepultamiento de casas debido a deslizamientos. Este sismo se

caracterizó por originar impresionantes deslizamientos en el sector oeste del volcán Irazú, Patillos, Corralillo, Cabeza de Vaca, Piedra de Tres Filos y Tierras Morenas. Los deslizamientos modificaron en gran escala la topografía del terreno especialmente en el área comprendida entre Patillos y Tierras Morenas. El río Sucio cambió su cauce al modificarse la configuración del terreno. Los asentamientos y agrietamientos fueron frecuentes en el área epicentral (Montero & Alvarado, 1995).

El Terremoto de Cinchona del 8 de enero del 2009, ocurrió en el flanco este del volcán Poás ( $M_w$  6,2), causó daños importantes en un radio de 10 km del área epicentral, y se sintió con intensidad máxima de IX en el área epicentral. Se reportaron 25 muertos, 5 desaparecidos y 100 heridos (Méndez et al., 2009; Montero et al., 2010).

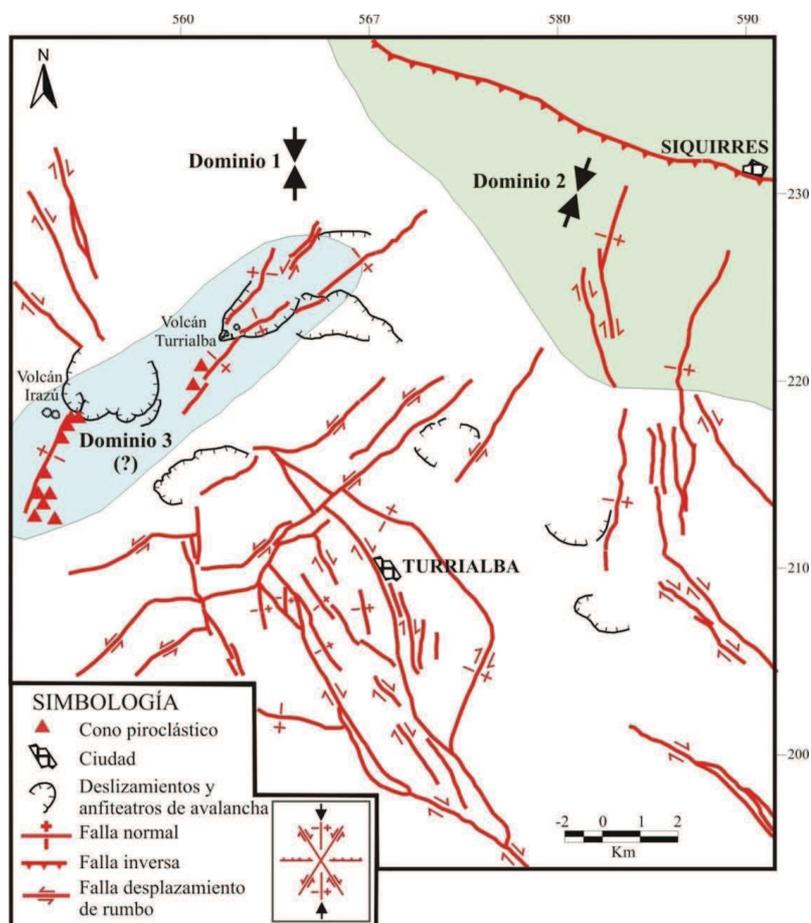


Figura 22: Fallas a nivel regional que cortan el macizo del Turrialba-Irazú y alrededores, en los dominios de los cinturones deformados del Norte de Panamá y del Centro de Costa Rica (figura tomada de Linkimer, 2003, figura 18).

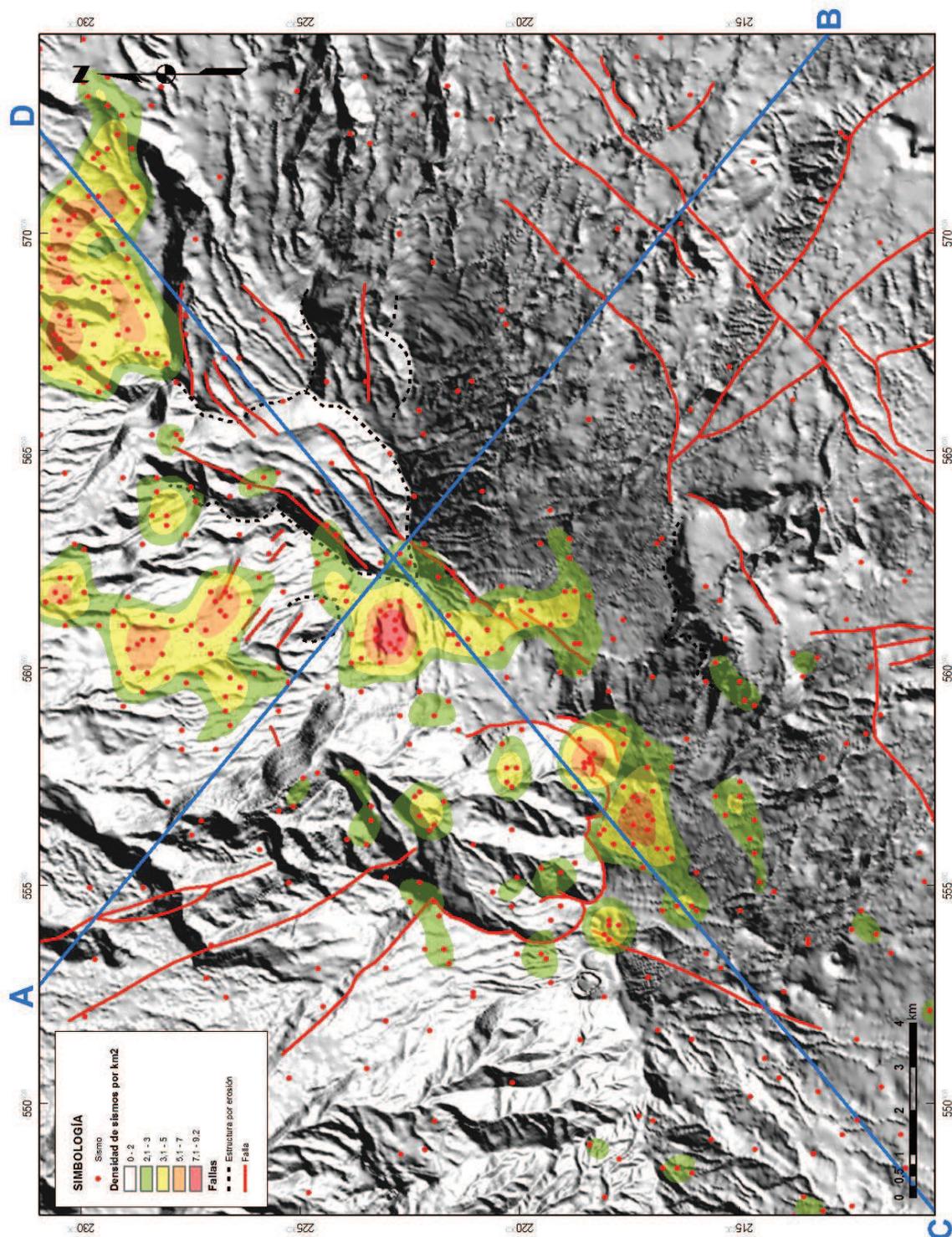


Figura 23: Distribución de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011, densidad de epicentros y ubicación de perfiles de las figuras 13, 14 y 15.

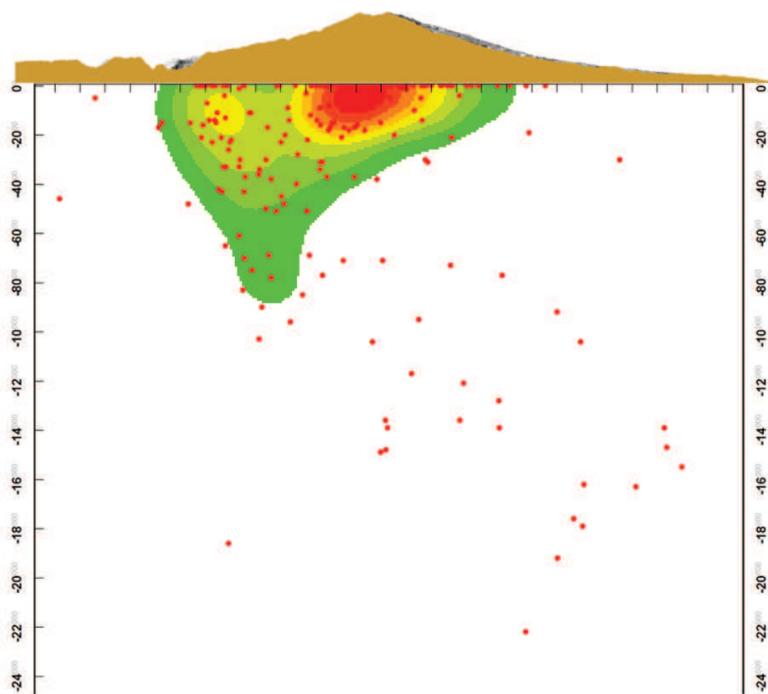


Figura 24: Perfil A-B (NW a SE) de la Figura 12, con los hipocentros proyectados de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011, y la densidad de hipocentros.

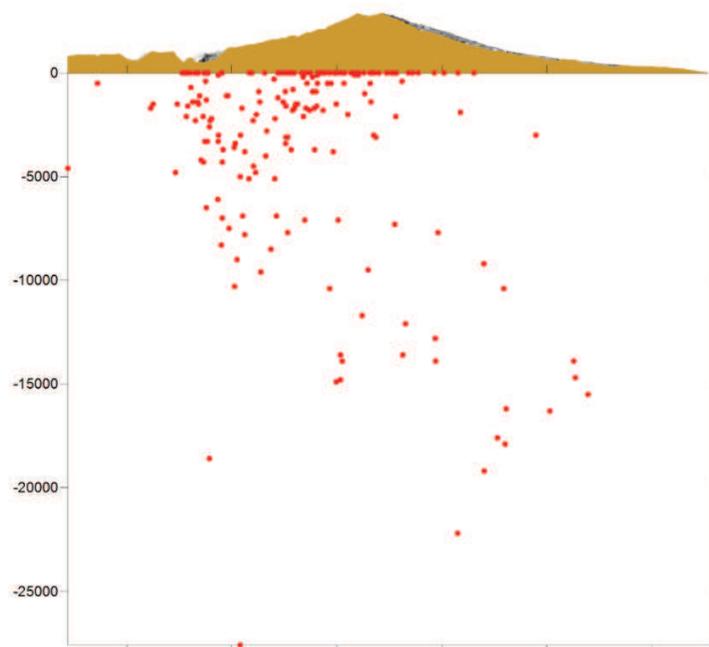


Figura 25: Perfil A-B (NW a SE) de la Figura 12, con los hipocentros proyectados de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011.

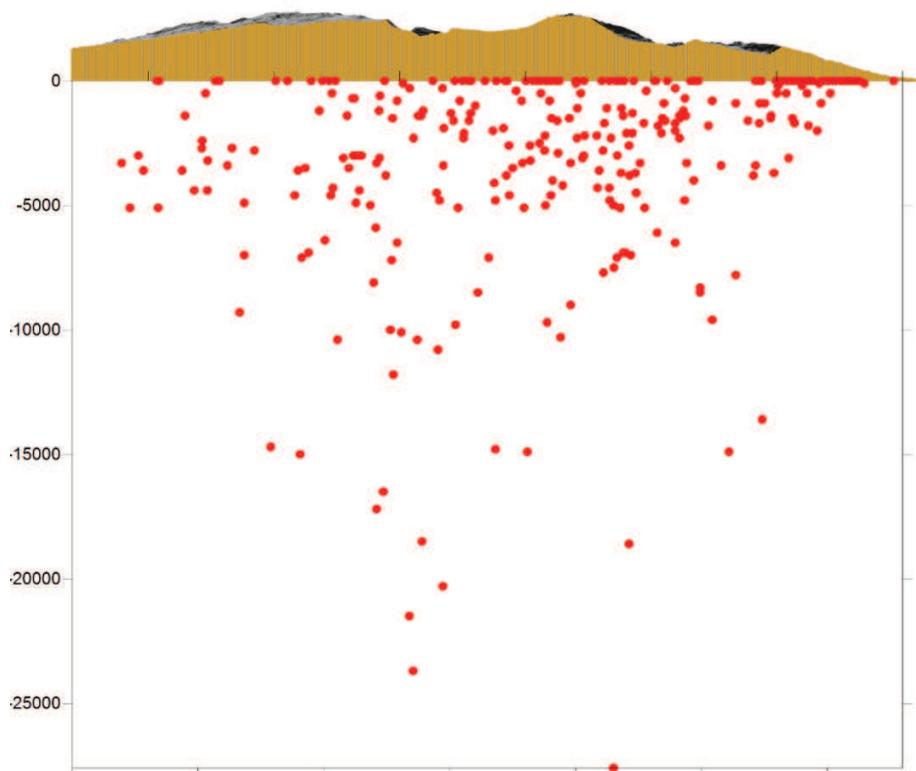


Figura 26: Perfil C-D (SW a NE) de la Figura 12, con los hipocentros proyectados de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011.

#### 4.5. Actividad reciente 2007-2012

A partir de marzo de 1996, la actividad sísmica en el volcán Turrialba ha registrado algunos picos, especialmente en octubre del 2000, y ocho adicionales hasta el 2004 (Barboza et al., 2003). Anteriormente, en setiembre de 1982, otro enjambre había ocurrido en las vecindades, subsecuente al de junio de ese año, que se registró en el sector del Irazú (Güendel, 1985). Ambos se interpretaron como causados por fallas tectónicas en la vecindad (Alvarado et al., 1986; Barquero & Alvarado, 1989; Fernández et al., 1998; Figura 27). La actividad fumarólica se ha intensificado asimismo desde esos años, y particularmente más desde el 2003, con la aparición de nuevas fumarolas, más intensas, fracturas en el terreno entre los cráteres central y suroeste (cf. Vaselli et al., 2010; Martini et al., 2011).

La actividad fumarólica y sísmica se ha intensificado dramáticamente desde el 2007. Desde marzo del 2007 se ha observado un incremento del área cubierta por las fumarolas, su presión de salida y temperatura, y de la sismicidad en el área del volcán. Hay sismicidad relacionada con el sistema hidrotermal y movimientos de fluidos desde julio del 2007 hasta el presente.

Una crisis freática-fumarólica ocurrió en enero del 2010, con erupción de ceniza no magmática a través de una nueva boca fumarólica abierta (Figura 28). Se acompañó asimismo de un pico en la actividad sísmica (Soto et al., 2010), como se puede ver en la Figura 29. No se puede saber cuánto durará la actividad exhalativa, ni su evolución exacta, y serían esperables otros síntomas para pronosticar una erupción magmática futura.

Otros eventos menores de salida de ceniza fina que solo ha alcanzado la periferia inmediata del volcán se dieron el 12 de junio del 2010 (tarde-noche), el 13 de julio del 2010 (en la tarde, alcanzó San Gerardo al noreste del Irazú) y el 14 de enero del 2011 (mañana-tarde). Se debieron posiblemente a la caída de material rocoso de las paredes de la boca fumarólica en su interior, lo cual fue retrabajado por las fumarolas y expulsados como ceniza fina luego de ser molido, siendo luego esparcido por el viento hacia el oeste

Desde el 2007, el penacho de gases se había hecho más alto, llamativo y visible desde varios puntos del Valle Central Oriental. Desde enero del 2010, una vez abierta la boca fumarólica, la salida de los gases (a alta temperatura de entre 500-700 °C, de la cual se estima se emanan varias centenas de toneladas de gases diariamente) se ha centralizado allí, y los penachos de gases, más vigorosos y de mayor presión, suben a la atmósfera y son visibles desde muchos lugares del Valle Central Occidental, Oriental y la Zona Caribe (Figura 30).

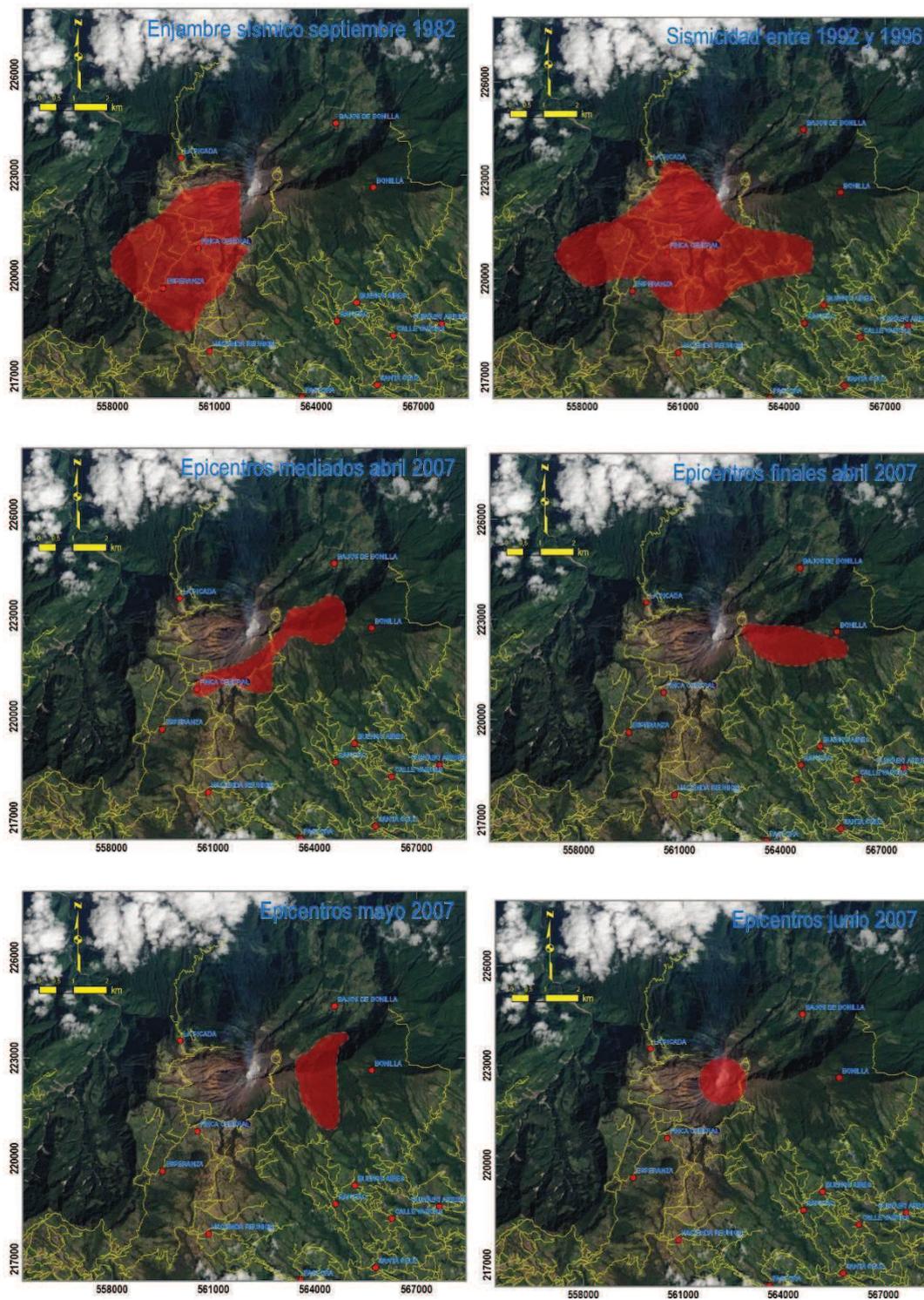


Figura 27: Enjambres sísmicos y sismicidad ubicada en el Turrialba desde 1982 y alrededores desde abril del 2007. El área periférica hacia el suroeste estuvo activa previo a la crisis sísmica del 2007, cuando las sismicidad se ubicó en la periferia este y bajo el cráter SW.



*Figura 28: Nueva boca fumarólica abierta en enero del 2010, vista arriba el día 7 de enero (dos bocas) y abajo el día 15 de enero del 2010 (una boca unida, de unos 100 m de largo y 20 m de ancho). La silueta blanca arriba es la de un individuo anónimo, usado para escala.*

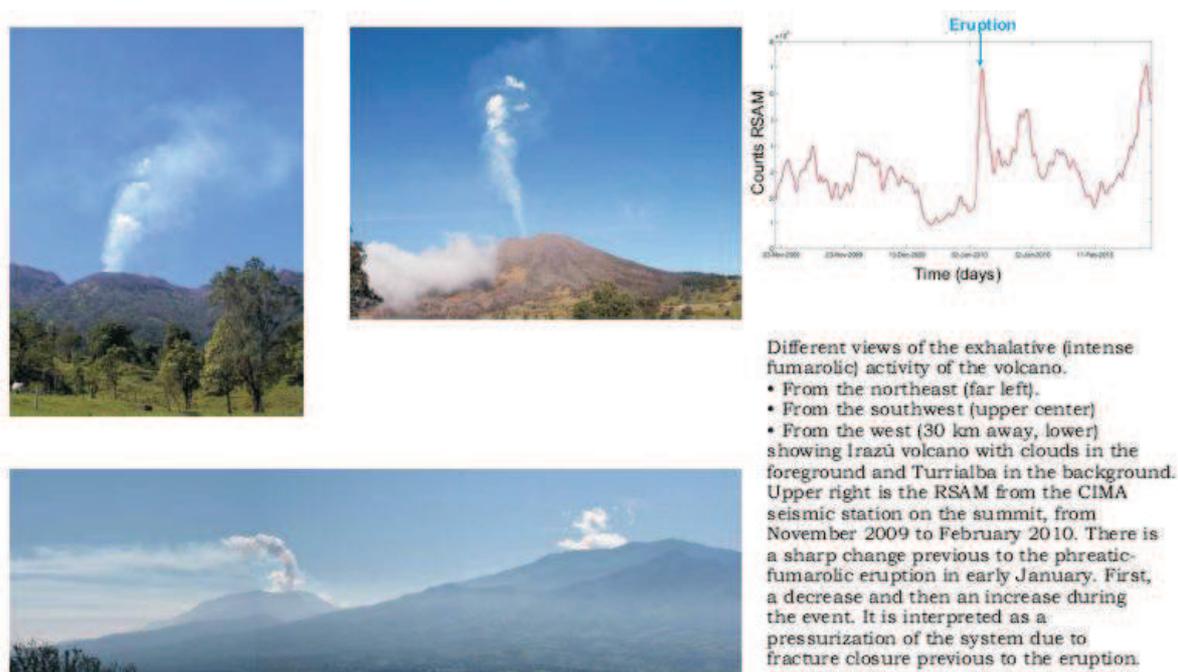
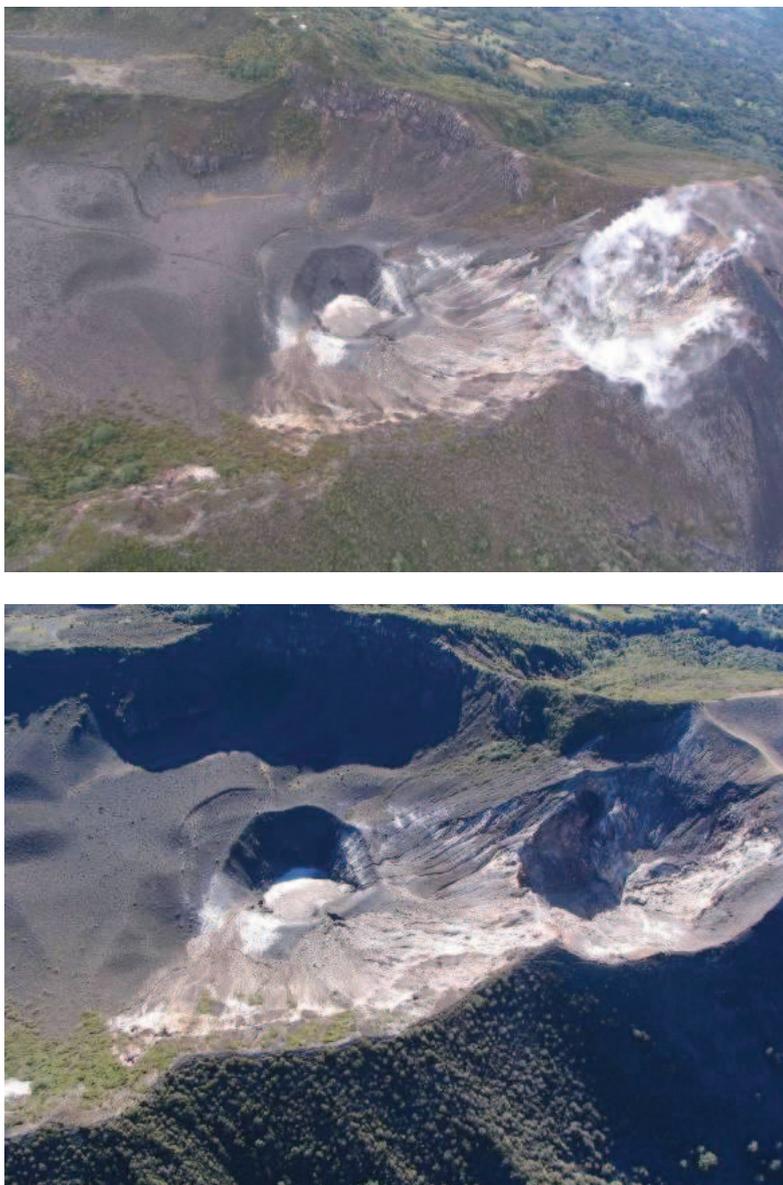


Figura 29: Actividad exhalativa y el RSAM: actividad sísmica antes y después de la erupción menor de enero del 2010 (Tomado de Soto et al., 2010).

Desde finales de marzo del 2007 y hasta el presente, se han dado una serie de cambios de importancia en la actividad fumarólica de la cima (Figura 30), y como se mencionó, la sismicidad en los alrededores del volcán, y algunas deformaciones en la cima (cf. Martini et al., 2010; Vaselli et al., 2010). En la cima y periferia del Turrialba hay cambios notorios y en ascenso, que siguen un patrón de cambios observados desde hace 15 años. La sismicidad registrada ha sido desde unas decenas de sismos por día en marzo y abril 2007, a un ascenso de decenas por día en abril-mayo 2007 (características tectónicas y ubicados en las fallas periféricas del volcán: Figuras 10, 22, 23 y 27, ver subcapítulo siguiente) a varios miles de microsismos en un día (en julio del 2007), y luego un retorno a menos de una decena diarios en promedio hasta febrero del 2008; aunque aún es incierta si es netamente tectónica o volcano-tectónica (es decir, sismos debidos al ascenso o movimiento de magma o gases, o ambos), aunque parece haber poca duda sobre su foco en las cercanías del cráter, con base en los reportes mesosísmicos, localización de algunos

de ellos y la estimación de tiempos de llegada de ondas s-p. Un detalle de la ubicación de la sismicidad 2008-2011 se muestra en la Figura 23.



*Figura 30: Vistas aéreas de la cima del Turrialba. Arriba en enero del 2006 y abajo en abril del 2007. Se observan los cambios en la cantidad de fumarolas visibles, aunque es evidente en la foto de arriba que existe toda un área de alteración hidrotermal que ha sido el sitio de fumarolas no muy antiguas. Fotos cortesía de Raúl Mora (UCR).*

Otras pequeñas fumarolas y salidas de vapor se han identificado en el sector sur del volcán, en el trazo de la falla Ariete (Figura 31).

La aparición de emanaciones más sulfurosas y otros componentes de “firma magmática” (Vaselli et al., 2010; Martini et al., 2010; Hilton et al., 2010), más vigorosas, y de temperaturas (desde los  $\sim 90^{\circ}\text{C}$  previos a más de  $200^{\circ}\text{C}$ ) y presión de gas en ascenso en la cima (Figuras 28 y 29), indican que hay un aporte más intenso de gases de origen magmático o hidrotermal reciclado. Pero esto no implica necesariamente nuevo magma en ascenso o de manera superficial, sino que puede ser que la cantidad de gases del sistema hidrotermal se estaba “gastando” más rápido por la fracturación intensa del cascarón impermeable y fracturado que sobreyace al sistema hidrotermal, en parte empujado por la sismicidad hasta mayo, y que sucedió durante el pico de sismicidad de julio 2007.



*Figura 31: Salidas de vapores y gases en el sector sur del volcán, en abril del 2007, en el sector de Los Quemados, en coincidencia con la traza de la Falla Ariete. A la izquierda, salida de vapores a lo largo de una fractura en el bordel del camino. A la derecha, vapores en Q. Ariete, cerca de Los Quemados, vista desde cerca de la cima (Foto cortesía de Wilfredo Rojas, 07/11/2007).*

El resultado más notorio de la creciente salida de gases, que ha pasado de 1 tonelada/día de  $\text{SO}_2$  en el 2002 a 740 toneladas por día en enero del 2008 (Martini et al., 2010). Asimismo, la lluvia ácida, producida al mezclarse los gases sulfurados y clorurados con las gotículas de lluvia y nubes. Las áreas más evidentemente

afectadas son hacia el oeste, por la lluvia ácida (Figura 32), la cual ha ido paulatinamente avanzando y acidificándose, como se ve en la evolución mensual presentada en los mapas de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE) presentados en su ciberpágina (<http://www.rsn.geologia.ucr.ac.cr/>), y como se mostrará más adelante.



*Figura 32: Evolución del área afectada por lluvia ácida en el sector occidental del volcán Turriaba: vegetación decolorada y quemada Vistas desde el volcán Irazú en enero del 2007 (arriba), junio del 2007 (centro) y enero del 2008 (abajo). Fotos cortesía de Pablo Ruiz (Rutgers University).*

## Actividad sísmica 2007-2012

Un recuento de la actividad sísmica en el último periodo de importancia (últimas tres décadas) se da a continuación, enfatizando los años 2007-2011, los cuales se toman principalmente de Soto & Mora (remitido).

Los estudios sismológicos en el Volcán Turrialba se iniciaron en 1982 (Güendel, 1985) y desde entonces se han registrado varios enjambres de sismos tectónicos dentro del edificio volcánico a lo largo de las mencionadas Falla Ariete (1982, 1991, 1996, 2007) y la Falla Elia (2007) (ver las fallas en las Figuras 23 y 25). En 1996 particularmente, ocurrió un aumento importante en la actividad sísmica y se pasó de algunos eventos esporádicos a 1786 eventos registrados (OVSICORI, 1996). A partir de ese año, la actividad sísmica de fondo aumentó de nivel hasta que en el 2001 ocurrió otro incremento significativo. En esta ocasión se identificaron señales sismo-volcánicas con frecuencias predominantes entre los 2 y 4 Hz, algunas de ellas son de tipo híbrido, por lo que contienen una fase de alta frecuencia al inicio del evento entre los 5 y 7 Hz (Mora et al., 2001). Muchos de estos eventos se originaron en fuentes no destructivas (formas de onda similares con coherencia superior a 0,95 según Mora et al., 2001) y localizadas dentro de un radio de 4 km alrededor del cráter activo y menos de 6 km de profundidad (OVSICORI, 2001a y 2001b). En el 2007 un nuevo repunte en la actividad sísmica se dio a partir de abril y alcanzó un máximo entre julio y mediados de setiembre de 2007 (nuestras observaciones) y marcó un cambio importante en la dinámica del volcán, ya que se pasó de fuentes sísmicas someras, antes de julio, a más profundas posterior al mes de setiembre (Martini et al., 2010).

A partir de la Figura 33 se observa que entre abril e inicios de julio del 2009, la actividad sísmica aumentó paulatinamente. Luego de un periodo sin registro (julio y setiembre) de ese mismo año, se observa que en octubre y noviembre se mantuvo un nivel relativamente alto de sismicidad. La inspección de los registros del 2009 revelan una gran variedad de señales sismo-volcánicas, dentro de las cuales destacan los eventos de muy largo periodo (VLP o “*very long period events*”) superpuestos a eventos de baja frecuencia caracterizados por una fase inicial

impulsiva que podrían asociarse con pulsos de presión (cambios volumétricos en los conductos) debido a la apertura de fracturas por el movimiento de fluidos. La fuente de los eventos VLP se presume que puede ser somera y localizada bajo el cráter activo con base en los análisis realizados por Eyre et al. (2011). Otro tipo de señal muy significativa es el tremor, el cual ocurría de manera aislada o, en algunos casos, en pulsos sucesivos de hasta 10 minutos de duración.

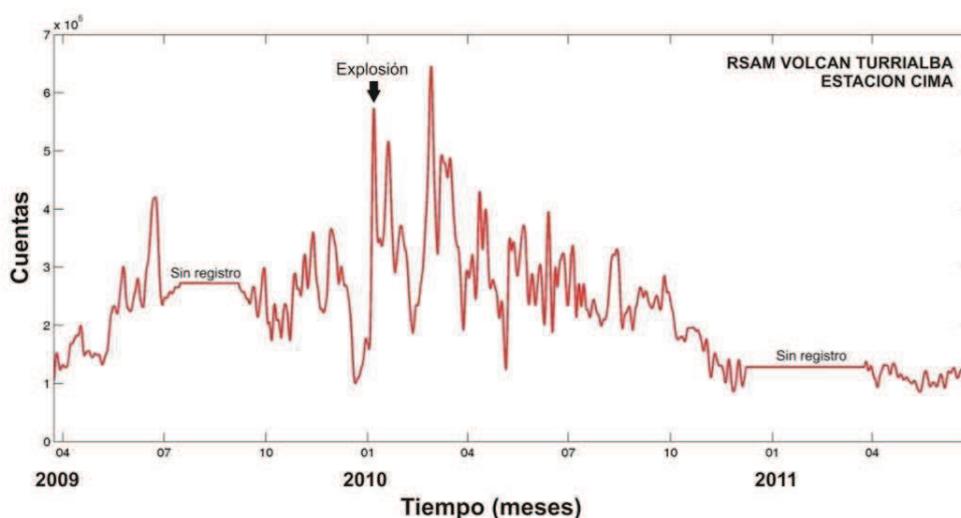


Figura 33: RSAM (Real-time Seismic-Amplitude Measurement) o “Medida de la Amplitud en Tiempo Real” calculado con una ventana móvil y a partir del registro continuo de la estación CIMA de la Red Sismológica Nacional (RSN:UCR-ICE), ubicada al sur del cráter central y que se compone de un sismómetro GURALP 6TD de 30s. La frecuencia de muestreo es de 100 Hz (Tomado de Soto & Mora, en prensa).

A finales de diciembre del 2009 la actividad sísmica decayó significativamente y aparecieron eventos VLP acompañados de tremor armónico en la coda y una frecuencia fundamental de 4 Hz con número de sobretonos variable entre 2 y 4. Estos eventos continuaron a inicios de enero del 2010. A las 11:00 UTC (5:00 a.m. hora local) del 3 de enero del 2010 las señales sísmicas cesaron y a las 17:00 horas UTC la actividad sísmica reanudó con eventos de banda ancha de frecuencias acompañados por tremor armónico en la coda, pero esta vez con una frecuencia fundamental centrada a 1,5 Hz y mayor número de sobretonos (> 5). Esta condición de sismicidad se mantuvo hasta que a las 16:58 UTC (10:58 a.m. hora local) del 4 de enero del 2010 ocurrió una señal de gran amplitud que luego generó tremor con una

banda ancha de frecuencia (0 a 20 Hz), que podría asociarse al inicio, al interior del edificio volcánico, de la apertura del conducto que al día siguiente, generaría la explosión freática.

Posterior a la erupción ocurrieron varios cambios abruptos en la sismicidad. El 9 de febrero del 2010 se registró un aumento en la actividad sísmica, esta vez caracterizada por VLP con superposición de eventos híbridos con frecuencias dominantes alrededor de los 4,3 Hz los 10 Hz y eventos de baja frecuencia con frecuencias dominantes alrededor de los 4,2 a 4,4 Hz. Del mismo modo se registraron tremores precedidos por estos eventos.

En marzo del 2010 la actividad sísmica volvió a cambiar abruptamente, esta vez hacia un patrón donde se alternaron periodos donde se registran eventos VLP y de baja frecuencia con periodos de tremor de algunas decenas de minutos hasta varias horas de duración. Posterior a este mes, la sismicidad comenzó a disminuir paulatinamente hasta llegar al nivel de abril del 2009.

El 12 de enero del 2012 se abrió una nueva boca fumarólica en la pared externa NE del cráter SW, que mira hacia el sector del cráter Central (Figura 34). Que provocó salida de ceniza fina retrabajada, en un evento freático menor. Esto se repitió a menor escala en marzo. Ha habido picos de sismicidad menores acompañantes con estos eventos, y algunos otros sismos sobre todo entre los volcanes Irazú y Turrialba desde enero del 2012, en áreas equivalentes a las mostradas en los “nudos” sísmicos de la Figura 23.

En el 2009 y 2011 se han hecho experimentos de ubicación de la sismicidad de periodo largo (*Long Period: LP*), que muestran que los sismos están en la vecindad del cráter SW, ligeramente al W, a profundidades de unos 800 m, esto es, en el sistema hidrotermal, probablemente originados en rupturas dentro de ese sistema (Eyre et al., 2012). Otros sismos, los más profundos mostrados en los perfiles de las Figuras 24-26 se dan sobre todo entre 3 y 8 km bajo el volcán. Un esquema de esta sismicidad y sus orígenes se muestra en el diagrama de la Figura 35. La desgasificación intensa continúa hasta la fecha y en posible crecimiento (Figura 36).



Figura 34: Vistas del boquete fumarólico 12-01-2012 a finales de febrero. Las fumarolas mantienen una alta temperatura de hasta unos 700°C.

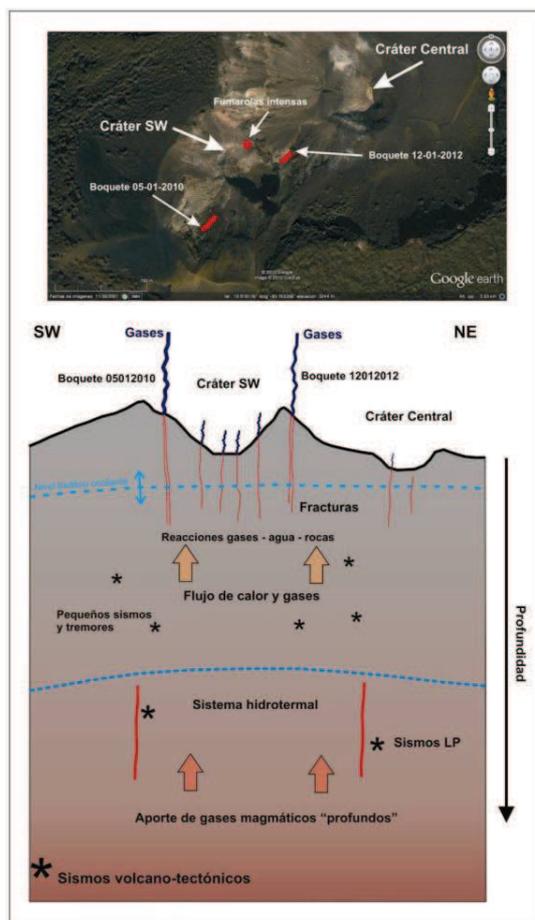


Figura 35: Modelo esquemático del aporte de gases, el sistema hidrotermal, las fumarolas, y las áreas de origen de la sismicidad bajo el cráter del Turrialba.



*Figura 36: Penachos de gases que escapan desde el cráter del Turrialba. Arriba, visto desde el volcán Irazú, al oeste. Abajo, visto desde La Pastora, al sur. Abril del 2012. Fotos de GJSoto.*

#### 4.6. Actividad futura

No se puede saber cuánto durará la actividad exhalativa y sísmica acentuadas desde el 2007, ni su evolución exacta, y serían esperables otros síntomas para pronosticar una erupción magmática futura. El sistema volcánico del Turrialba es complejo, sobre todo porque implica un cuerpo magmático somero (4 a 11 km, como se discutió en el subcapítulo 4.1., o bien 4-9 km, como se vio en el subcapítulo 4.4) probablemente con un remanente de la erupción de 1864-66, aún enfriándose y emanando fluidos al entorno, y una posible nueva alimentación; un sistema hidrotermal calentado por este y alimentado por agua pluvial, que asimismo aporta gases e interacción de los fluidos con las rocas del entorno; fallas activas que aportan dinámica sísmica al sistema, y un posible cuerpo magmático profundo en desgasificación y quizás en lento ascenso (Figura 37). La aparición y crecimiento porcentual de emanaciones con una “firma magmática” (Vaselli et al., 2010), más vigorosas y calientes, podrían implicar que la cantidad de gases del sistema hidrotermal se está consumiendo más rápido por la fracturación intensa del carapacho impermeable y fracturado que sobreyace al sistema hidrotermal (posiblemente ocurrida en julio del 2007), alimentados asimismo por un posible cuerpo magmático profundo.

Los cambios en la actividad del Volcán Turrialba se vienen gestando desde hace varias décadas, a juzgar por la sismicidad registrada desde la década de 1980, y principalmente desde el 2007. La sismicidad observada entre abril del 2009 y abril del 2011 refleja un proceso de presurización y despresurización general del sistema hidrotermal del volcán Turrialba. El clímax de ese proceso se inició en enero del 2010 con la explosión freática ocurrida el 5 de enero de ese año y continúa hasta abril de 2011, y se caracteriza por dos ciclos bien definidos de aumentos y disminuciones de la actividad sísmica en donde el tipo de eventos registrados varía de uno a otro. Otras posibles presurizaciones habrían originado los eventos del 2012.

La presurización del sistema hidrotermal induciría fracturamiento al interior del edificio volcánico y la consecuente generación de VLP y eventos de baja frecuencia por la vibración de las fracturas. Eyre et al. (2011) indican que los eventos VLP

previos a la explosión tienen profundidades someras, lo cual es consistente con la actividad del sistema hidrotermal y no de algún otro proceso más profundo. Sin embargo, los resultados de dichos autores aún no son definitivos por lo que no es posible asegurarlo.

El tembor asociado a los VLP se asociaría a la vibración del conducto por donde circula el fluido. Es interesante el cambio de la frecuencia fundamental de los tembores de 4 Hz, previo a la explosión, a 1,4 Hz posterior a ella. Podría ser reflejo de la formación del nuevo conducto. Sin embargo no se cuenta con información adicional para corroborarlo.

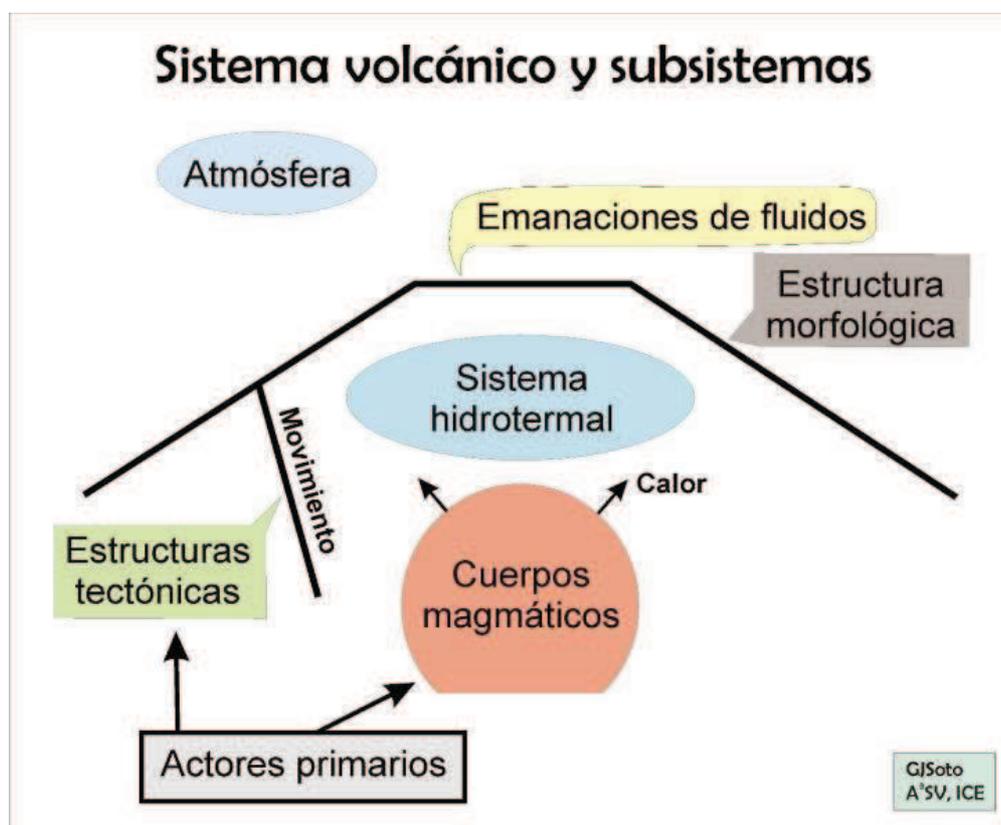


Figura 37: Esquemas que muestran el sistema volcánico del Turrialba, con un cuerpo magmático somero, un sistema hidrotermal, movimientos de fluidos, fallas activas y toda su posible interacción.