

Preparación de mapas de peligros volcánicos y restricción de uso de la tierra en el volcán Turrialba

Gerardo J. Soto (Coordinador)
FUNDEVI
2012





UNIVERSIDAD DE
COSTA RICA



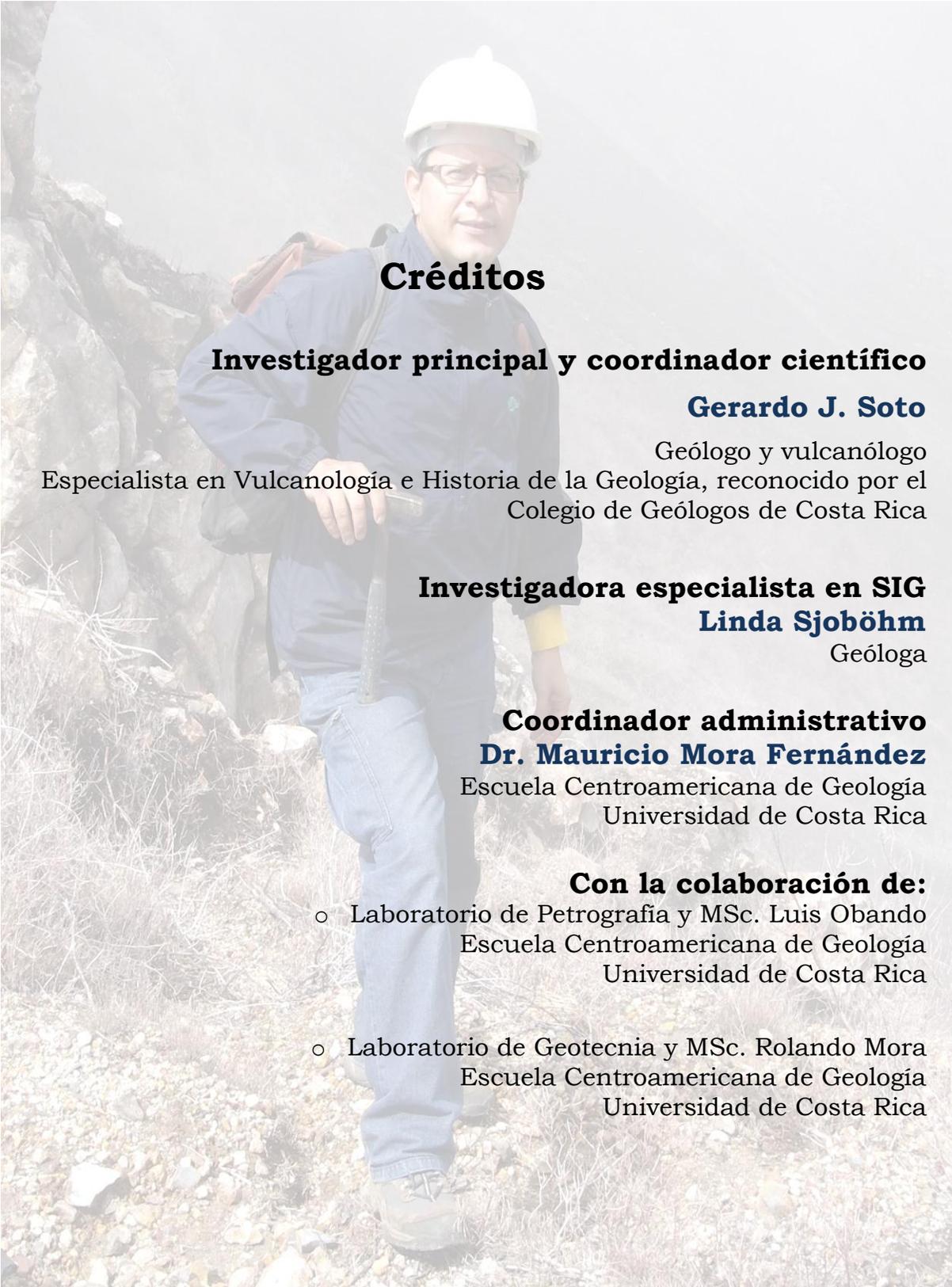
Preparación de mapas de peligros volcánicos y restricción de uso de la tierra en el volcán Turrialba

**(Orden de compra N° 14696
de la Comisión Nacional de Prevención de
Riesgos y Atención de Emergencias)**

**Gerardo J. Soto (Coordinador)
FUNDEVI**

Informe final

**2012
(Incluidas la revisión y sugerencias de la CNE)**



Créditos

Investigador principal y coordinador científico

Gerardo J. Soto

Geólogo y vulcanólogo
Especialista en Vulcanología e Historia de la Geología, reconocido por el
Colegio de Geólogos de Costa Rica

Investigadora especialista en SIG

Linda Sjoböhm

Geóloga

Coordinador administrativo

Dr. Mauricio Mora Fernández

Escuela Centroamericana de Geología
Universidad de Costa Rica

Con la colaboración de:

- Laboratorio de Petrografía y MSc. Luis Obando
Escuela Centroamericana de Geología
Universidad de Costa Rica
- Laboratorio de Geotecnia y MSc. Rolando Mora
Escuela Centroamericana de Geología
Universidad de Costa Rica

PREPARACIÓN DE MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS Y RESTRICCIÓN DE USO DE LA TIERRA EN EL VOLCÁN TURRIALBA

RESUMEN EJECUTIVO

Este informe final integra el trabajo de los dos informes parciales anteriores y ha analizado una serie de variables y modelos para incorporar en los mapas de peligros y de restricción de uso del suelo que se proponen al final.

Se ha construido una base cartográfica originada en los mapas del Instituto Geográfico Nacional, depurada para la producción de un mapa de elevación digital (MED) de todo alrededor del volcán (cerca de 6000 km²), el cual se ha utilizado para verter los mapas de peligros **[Capítulo 3]**.

Se ha realizado y conjuntado una investigación bibliográfica, de documentos inéditos, fuentes cartográficas y hemerográficas y trabajo de campo para reconstruir la historia volcánica del Turrialba, encaminada a la producción de mapas de peligro volcánico que sustenten la zonificación de las áreas de restricción del uso del suelo en el volcán Turrialba y alrededores **[Capítulo 4]**. Se presentan los detalles de tal recopilación bibliográfica con detalles adicionales de trabajo de campo. Esto nos ha llevado a concluir que el volcán Turrialba actual ha crecido en el último cuarto millón de años, y particularmente presentó episodios de construcción importantes alrededor de 60-100 ka y en los últimos 10 ka.

Se ha caracterizado el entorno cortical y litosférico del volcán, así como su geología e historia de los últimos 250 ka y en detalle de los últimos 10 ka, con énfasis en los depósitos explosivos de los últimos 3,4 ka **[Capítulo 4]**. No ha sido posible conseguir un mayor detalle sobre la historia explosiva entre 3,4 - 10 ka, debido a la falta de niveles correlacionables en áreas aflorantes alrededor del volcán. Sin embargo, sí se ha podido establecer que el volcán ha mostrado una profusa actividad volcánica en los últimos 10 ka, tanto efusiva como explosiva. Se ha trabajado en la caracterización geoquímica de los productos para ayudar a definir los escenarios eruptivos y los escenarios de peligros.

Con base en la información de campo se han construido en detalle evaluaciones sobre los peligros de salida de gases y lluvia ácida, balística, caída de piroclastos y áreas de afectación por lavas y flujos piroclásticos, así como por

eventos sísmicos volcánicos y tectónicos originados en las áreas pericratéricas [Capítulo 5].

Se recopilaron los diferentes mapas de peligros existentes y se han tratado de comparar a escalas similares, como base para los nuevos mapas.

Se han aplicado modelos a partir del programa **Ejecta!** (Mastin, 2001) para la modelización de caída de elementos balísticos, así como la herramienta **Voris 2.0.1.** (Felpeto et al., 2007), para la dispersión de cenizas, flujos piroclásticos y lavas [Capítulo 5, Figuras 45, 52-54, 59-73, 76-78, 83 y 85]. Se han vertido en los mapas de peligros [Figuras 90-95].

Además, se han identificado áreas de lluvia ácida frecuente hacia el oeste y suroeste y lluvia ácida ocasional hacia el suroeste y sureste del volcán, con alcances de hasta unos 8 km del volcán. Se han definido las áreas de alta y moderada peligrosidad por balística con radios de 2 y 5 km respectivamente, equivalente a caída de fragmentos de 11 cm y 4,5 cm de diámetro.

Los modelos de dispersión de cenizas incluyen 12 escenarios, cuatro (estacionales según vientos tipo) para cada uno de los escenarios estromboliano (2×10^6 m³ de material, columna de 4 km de altura), vulcaniano (30×10^6 m³ de material, columna de 8 km de altura) y pliniano (200×10^6 m³ de material, columna de 15 km de altura). Con base en esto se han caracterizado las áreas afectables por erupciones pequeñas, medianas (corto plazo) y paroxísmicas (largo plazo). Las áreas más afectables son las de la inmediatez en unos 2-5 km alrededor del cráter y en particular el sector oeste del volcán.

También se han construido modelos para flujos piroclásticos por colapso de columnas de los mismos tipos de erupción, y además los pasos probabilísticos posibles por lavas desde la cima y desde un foco lateral en el área de la falla Ariete. Se ha depurado el análisis de peligro y los escenarios ante sismicidad volcánica y tectónica con M_w 6,0 - 6,5, originada en el macizo volcánico cuspidal, de modo que se tengan escenarios posibles de áreas afectadas.

Los mapas producidos muestran dos escenarios, a corto y largo plazo, a la luz de los modelos desarrollados, validados con la información de campo obtenida:

Mapa de peligros por erupción a corto plazo (de meses a años a partir del presente), con una erupción esperable similar a 1864-66. Contempla fases freáticas, estrombolianas y vulcanianas [Figuras 90-94].

- a. Contempla una zona de alto o máximo peligro definida por el área de balística de 2 km alrededor del cráter SW, con caída de ceniza vulcanianas de > 1 m de espesor y flujos piroclásticos por colapso de columnas estrombolianas.
- b. Una zona de peligro intermedio a alto definida por las áreas afectables por balística de 5 km, lavas, flujos y oleadas piroclásticas por eventos vulcanianos y áreas con espesores de ceniza > 30 cm por eventos vulcanianos.

Mapa de peligros por erupción a largo plazo, que contempla **[Figura 95]**:

- a. Áreas de afectables por flujos piroclásticos por colapso de columnas plinianas.
- b. Áreas con espesores de cenizas > 1 m por eventos plinianos, en todos los escenarios temporales.
- c. Área de caída balística de 5 km de radio alrededor del cráter.
- d. Área de lavas, incluida en general dentro del radio de 5 km.

Los mapas deben usarse de manera dinámica, y conforme cambien las etapas de una erupción, con posibles periodos de calma, cambios en el comportamiento eruptivo o incluso migración de bocas eruptivas, los escenarios son cambiables.

Para erupciones consideradas en el corto plazo, debería procederse a la evacuación inmediata del área de máximo peligro (aproximadamente 2 km a la redonda y el sector oeste del volcán) una vez que se tengan signos de erupción inminente, o bien que inicien etapas con explosiones freáticas vigorosas. Asimismo, las áreas de peligro intermedio a alto, deberían estar en posibilidad de ser evacuadas de inmediato o con prontitud.

Con base en los escenarios de peligro mediano a máximo, se sugieren dos áreas principales de restricción **[Capítulo 6] [Figura 97]**, coincidentes con 2 km a la redonda del cráter SW + el PNVT en 2 km a la redonda del cráter, con restricción total y promoción de cambio de uso del suelo, y 5 km a la redonda, donde abunda la vocación forestal y de protección.

Se ha hecho un estudio de rutas de evacuación con base en trabajo de campo y análisis de sitios posibles para instalación de refugios a prueba de proyectiles balísticos **[Capítulo 6] [Figuras 98 y 99]**.

ÍNDICE

1- INTRODUCCIÓN	13
1.1. Antecedentes y justificación	14
1.2. Funciones específicas de FUNDEVI en el marco de esta investigación	15
1.3. Objetivos	15
1.4. Cronograma	16
2. TRABAJOS REALIZADOS POR FUNDEVI	17
2.1. Recopilación de información	18
2.2. Trabajo de campo	20
2.3. Modelado de los eventos volcánicos	20
2.4. Informe de avance	20
3. BASES PARA LOS MAPAS DE PELIGROS VOLCÁNICOS	21
3.1 La base topográfica para los mapas	26
4. GEOLOGÍA, TEFROESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA DEL VOLCÁN TURRIALBA	29
4.1. La corteza y litosfera bajo la Cordillera Volcánica Central	31
4.2. Evolución geológica del volcán Turrialba	34
4.3. Tefroestratigrafía reciente	38
4.4. Estructura	48
4.5. Actividad reciente 2007-2012	58
4.5.1. Actividad sísmica 2007-2012	65
4.6. Actividad futura	70
5. LOS PELIGROS VOLCÁNICOS EN EL TURRIALBA	72
5.1. Peligros volcánicos, volcán Turrialba	75
5.1.1. La salida y dispersión de gases y lluvia ácida	76
5.1.2. Caída balística de bloques	88
5.1.3. Caída de piroclastos	98
5.1.4. Flujos piroclásticos	120
5.1.5. Apertura de cráteres laterales	124
5.1.6. Coladas de lava	126
5.1.7. Lahares	131
5.1.8. Deslizamientos y avalanchas volcánicas	132
5.1.9. Sismos volcánicos y tectónicos en el macizo	134
6. ESCENARIOS PARA EL MAPA DE PELIGROS	137
6.1. Mapas de peligro volcánico	138
6.2. Mapa y restricciones de uso del suelo	152
6.2.1. Área radio de 2 km alrededor	152
6.2.2. Área radio de 5 km alrededor	152
6.3. Rutas de escape y refugios	155
7. CONCLUSIONES	158
8. RECOMENDACIONES	163
9. AGRADECIMIENTOS	165
10. REFERENCIAS	167
GLOSARIO	176
ANEXOS	178

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Conos volcánicos en los alrededores del volcán Turrialba.	34
Tabla 2: Erupciones del Turrialba en los últimos 9000 años (adaptado de Reagan, 1987 y Reagan et al., 2006).	42
Tabla 3: Datos de la ubicación de secciones donde se han observado y medido bloques balísticos para la caracterización del peligro. Se identifican con base en las fotografías supra (48 a 50) o en nombres alfabéticos, y se muestran en las Figuras 51 y 52.	94
Tabla 4: Secciones donde se han observado y medido bloques balísticos y datos de resultados de ángulos de salida y velocidades de eyección.	95
Tabla 5: Datos de vientos utilizados para la modelización de distribución de piroclastos, tomados de Grandoso et al. (1981).	102
Tabla 6: Datos de los escenarios de erupción corridoss, cuyos resultados se muestran en las Figuras 59 a 73.	103
Tabla 7: Principales erupciones del Turrialba y su lapso de ocurrencia	139
Tabla 8: Sistema de evaluación de volcanes peligrosos de Yokohama et al. (1984).	140

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Diagrama de flujo metodológico para la construcción de mapas de peligros y el proceso de investigación. Los pasos pueden ser sustituidos o simplificados según el grado de detalle e información disponible (tomado de Soto & Alvarado, 2008).	24
Figura 2: Diagrama de flujo metodológico detallado propuesto por Delgado (2010).	25
Figura 3: Mapa de elevación digital generado a partir de la cartografía del IGN editada y mejorada. Incluye 12 hojas topográficas a escala 1:50 000 (cerca de 6000 km ²).	26
Figura 4: Imagen de Google EarthTM del 2007 que muestra el volcán Turrialba (flecha roja), el área del volcán desde Guápiles hasta Turrialba, y las áreas del Valle Central hacia el suroeste, que podrían ser afectables por la actividad del volcán. Muestra un área ligeramente menor a la Figura 3.	27
Figura 5: Vista oblicua del volcán Turrialba generada a partir de Google EarthTM del 2001, visto desde el NNW, mostrando el área de la cima y las áreas boscosas de alta pendiente hacia el sector caribe, las áreas con pastizales en los sectores NE y E del cono volcánico y la red de caminos en el cuadrante sur. Se ha superpuesto la red de caminos interpretada a partir de las fotografías Terra.	28
Figura 6: La Cordillera Volcánica Central y los diferentes conos y estratovolcanes mayores que definen sus ejes.	31
Figura 7: Profundidad de la Zona de Wadati-Benioff bajo el extremo oriental de la Cordillera Volcánica Central (con base en datos cortesía de Ivonne Arroyo, Universidad de Kiel, Alemania).	32
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).	33
Figura 9: El macizo del Turrialba con sus diferentes estadios de evolución.	35
Figura 10: Geología del Turrialba basada en Soto (1988) y estructuras de Linkimer (2003), remapeada y con algunas nuevas dataciones.	39

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.	40
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.	41
Figura 13: Depósitos de pómez de la Subunidad 4, algunos km al oeste de la cima del Turrialba	43
Figura 14: Depósitos de la erupción subpliniana de hace ~2 ka en la cima junto al mirador.	43
Figura 15: Depósitos de la erupción subpliniana de hace ~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).	44
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).	44
Figura 17: Depósitos de la erupción subpliniana de hace ~2 ka en el sector sur del Cerro Alto Grande, al NE del Irazú.	45
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).	46
Figura 19: Depósitos piroclásticos de edad <2ka y de la erupción subpliniana de hace 2 ka 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.	47
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).	48
Figura 21: Vista aérea de la cima del Turrialba. Con su estructura: alineamiento de cráteres dentro de la gran depresión volcánica abierta hacia el 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).	49
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)	53
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.	54
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.	55
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.	56
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.	57
Figura 27: Enjambres sísmicos y sismicidad ubicada en el Turrialba desde 1982 y alrededores desde abril del 2007.	59
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.	60
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).	61

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).	62
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).	63
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).	64
Figura 33: RSAM (<i>Real-time Seismic-Amplitude Measurement</i>) 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).	66
Figura 34: Vistas del boquete fumarólico 12012012 a finales de febrero. Las fumarolas mantienen una alta temperatura de hasta unos 700°C.	67
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.	68
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.	69
Figura 37: Esquemas que muestran el sistema volcánico del Turrialba, con un cuerpo magmáticos somero, un sistema hidrotermal, movimientos de fluidos, fallas activas y toda su posible interacción.	71
Figura 38: Mapa de la CNE de la cuenca del Reventazón-Parishmina, que muestra los diferentes peligros geológicos, incluidos los volcánicos. Los peligros del Turrialba se encuentran muy simplificados, particularmente hacia el sector caribe. Tomado del cbersitio www.cne.go.cr .	74
Figura 39: Algunos volcanes de Costa Rica con afectación por gases y lluvia ácida. Se muestran las áreas más severamente afectadas. A: Rincón de la Vieja (foto de la década de 1970). B: Poás (foto de 1998). C: Turrialba (Tomado de Soto & Sjöbohm, 2005). D: Turrialba (foto de 1998). Fotos aéreas de A, B y D del Instituto Geográfico Nacional. El norte está hacia arriba en todas las imágenes. Tomado de Soto & Mora, en prensa.	77
Figura 40: Proceso de desgasificación en la cima del volcán Turrialba. A: Condiciones cambiantes del penacho de gases según el perfil de vientos predominantes, que varían según hora, estación y altura, y por lo tanto se distribuyen diferentemente en el tiempo. B: La nueva boca fumarólica instalada en enero del 2010. C: Ejemplo de penacho alto (el de la izquierda. A la derecha, el Irazú con nubes) con amplia distribución y visible desde vastas áreas (foto de Raúl Mora desde San Rafael de Heredia, 08-04-2010). D: Ejemplo de penacho rasero sobre el cráter visible casi solo desde las cercanías del volcán (foto de G.J. Soto desde La Pastora, 11-06-2010). Tomado de Soto (2010).	79
Figura 41: Diferentes vistas de la actividad exhalativa del Turrialba, en diferentes momentos, cuya orientación depende de los vientos predominantes. Arriba a la izquierda, 2010-04-14, foto Daniela Herra desde Heredia, se ve el penacho hacia el sur-sureste. Arriba a la derecha, 2010-06-07, foto anónima desde Belén (cortesía de Guillermo Alvarado), hacia el oeste. Medio a la izquierda, 2010-06-21, foto Lepolt Linkimer desde Turrialba, hacia el este-sureste. Medio a la derecha, 2010-08-24, foto La Nación desde San José, hacia el oeste. Abajo a la izquierda, 2011-03-09, foto Gerardo J. Soto desde La Esperanza, hacia el sureste. Abajo a la derecha, 2011-07-04, foto Aristides Alfaro desde Grecia, hacia el oeste.	80
Figura 42: Arriba, imagen satelital del volcán Turrialba del 21 de enero del 2010, que muestra el penacho dirigido hacia el norte (Cortesía de NASA, disponible en línea en: http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/42000/42425/turrialba_ali_2010021_lrg.jpg). Abajo, imagen staelital de OMI, producido por la NOAA estadounidense, del 15 de agosto del 2010, que muestra la concentración de SO ₂ en la atmósfera alta (Imagen 2010-08-	

15, 1858 UTC, adquirible en línea: ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/images). Estas imágenes no siempre se pueden obtener, pues dependen del clima, particularmente de la nubosidad.	81
Figura 43: Vistas del penacho de gases del Turrialba distribuido hacia el oeste (“normal”) del volcán. Arriba, vista desde La Esperanza, unos 4 km al suroeste del cráter activo, en marzo del 2011) Abajo, una vista desde el camino entre Capellades y La pastora, unos 10 km al suroeste, en febrero del 2011.	83
Figura 44: Distribución del penacho de gases del volcán Turrialba hacia el sur-sureste (“anómalo), visto durante el atardecer de un día de marzo del 2011, desde La Esperanza, unos 4 km al suroeste del cráter activo.	84
Figura 45: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba. La línea discontinua marca el área con lluvia ácida ocasional entre 2007-2011. La línea continua marca el área con lluvia ácida frecuente entre 2007-2011. Dibujado con base en los datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN.	84
Figura 46A: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, enero del 2010, hacia el oeste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).	85
Figura 46B: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, enero del 2011, hacia el oeste, suroeste y sureste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).	86
Figura 46C: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, setiembre del 2011, hacia el oeste y sur-sureste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).	87
Figura 47: Eventos explosivos: tefras y bombardeo balístico.	88
Figura 48: Bloques balísticos en el área pericratérica. El origen de estos bloques fue el cráter central (562335 E – 222610 N). A, B y C corresponden con balística originada en 1864-66. A es un bloque juvenil con corteza de pan de 1,55 m en 562500 E – 222800 N (0,25 km del origen). B es un cráter de impacto de 2 m de diámetro en 562556 E – 222954 N (0,41 km del origen). C es un bloque métrico a unos 200 m del origen. D es un bloque juvenil fracturado de 65 cm de diámetro, densidad 2,76 g/cm ³ , en 562701 E – 222451 N, 3308 m s.n.m., a 0,40 km del cráter emisor, emitido durante la penúltima erupción (hace 600? años).	90
Figura 49: Bloques balísticos en el área de la periferia media del cráter. El origen de estos bloques fue el cráter central (562335 E – 222610 N). A muestra un bloque balístico de 42 cm de diámetro en 562739 E – 222302 N. B muestra un corte con al menos dos eventos freáticos en la vecindad de la última caseta de guardaparques en 562721 E – 221792 N, y C y D corresponden con balística originada en el nivel inferior. Ambos son bloques no juveniles, el segundo ligeramente alterado y el primero fresco.	91
Figura 50: Bloques balísticos en el área de la periferia distal del cráter. A es el corte en 562206 E – 221355 N. B y C corresponden con los fragmentos balísticos de dos depósitos de explosión freática en ese corte. D es un corte en 562110 E – 221218 N, que muestra un depósito de caída y balística freática sobreyaciendo a lahares y suelos. E es un bloque alterado hidrotermalmente de 23 cm de diámetro, emitido durante ese evento freático, probablemente la penúltima erupción (hace 600? años).	92
Figura 51: Ubicación de sitios con balística en el área pericratérica, media y distal, según su ubicación de la Tabla 3.	93
Figura 52: Distancia versus diámetro de bloques en un gráfico semilogarítmico, según su ubicación de la Tabla 3.	94
Figura 53: Ejemplos de las corridas para ajuste de la velocidad de eyección de acuerdo con los datos de densidad y tamaño de la Tabla 3. Todos los datos obtenidos se dan en la Tabla 4.	96
Figura 54: Variables utilizadas en el programa Ejecta! para obtener que el diámetro de partícula balística de 110 mm llegue a 2 km de distancia del cráter del Turrialba.	97
Figura 55: Tipos de erupciones con las alturas de columna y explosividad relativa. Reformada de Cas & Wright, 1987.	98
Figura 56: El volcán Turrialba y el Valle Central Valley de Costa Rica. La elipse blanca muestra la isopaca de 10 cm de los depósitos de la erupción subpliniana de hace unos 2 ka (Reagan et al., 2006). Los otros contornos marcan los posibles límites de tefra caída y preservada	

durante los últimos 3400 años (adaptado de Soto et al., 2010).	99
Figura 57: Distribución de cenizas entre setiembre de 1864 y febrero de 1866, dibujadas acorde con las descripciones contenidas en González (1910) (adaptado de Soto et al., 2010).	100
Figura 58: Distribución de la ceniza fina eruptada en enero del 2010 (adaptado de Soto et al., 2010).	101
Figura 59: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 1.	105
Figura 60: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 2.	106
Figura 61: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 3.	107
Figura 62: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 4.	108
Figura 63: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, combinados los 4 periodos.	109
Figura 64: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 1.	110
Figura 65: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 2.	111
Figura 66: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 3.	112
Figura 67: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 4.	113
Figura 68: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, combinados los 4 periodos.	114
Figura 69: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 1.	115
Figura 70: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 2.	116
Figura 71: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 3.	117
Figura 72: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 4.	118
Figura 73: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniano, combinados los 4 periodos.	119
Figura 74: Tipos y forma de movimiento de los flujos piroclásticos en general (modificado de Cas & Wright, 1987).	120
Figura 75: Depósitos de oleadas piroclásticas en la vecindad de la última caseta de guardaparques en 562721 E - 221792 N.	121
Figura 76: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna estromboliana.	122
Figura 77: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna vulcaniana.	123
Figura 78: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna pliniana.	124
Figura 79: Arriba, el cono El Armado visto desde el oeste. Centro, el mismo cono (al centro, a la izquierda del cono humeante) visto desde Capellades. Abajo, el cono Tiendilla visto desde La Central, ligeramente al oeste-suroeste.	125
Figura 80: Esquema de la salida y movimiento de una colada de lava sobre el terreno (modificado de Cas & Wright, 1987).	126
Figura 81: Geoquímica de las lavas del Turrialba de los últimos 100 ka: rocas de basaltos a dacitas con alto potasio (modificado de Ruiz et al., remitido).	128
Figura 82: Lavas en el sector de Los Bajos de Bonilla, lado noreste del volcán, con morfologías blocosas (arriba) y con sus fuertes pendientes, leveés y canales (abajo, terreno intermedio, al fondo el escarpe de la falla Elia).	129
Figura 83: Distribución probabilística de lavas originados en diferentes puntos del volcán.	130
Figura 84: Vista oblicua obtenido de Google Earth™ de la falda sur del Turrialba, cerca del límite de las Lavas El Armado, y el término de la Falla Aguacaliente-Navarro, donde se observa el anfiteatro de Coliblanco, posible fuente de origen de la Avalancha de Angostura.	133
Figura 85: Intensidades máximas esperables con un sismo de Mw 6,0 con hipocentro somero (3-8 km) y epicentro en las cercanías de la cima, originado bajo el volcán o en las fallas Ariete o Elia. Las curvas son suavizadas y recalculadas con base en las intensidades observadas en el sismo de Patillos del 30 de diciembre de 1952, en el flanco NW del Irazú (isosistas a partir de Montero & Alvarado, 1995).	135
Figura 86: Esquema de flujo de posibles eventos esperables en un futuro cercano en el volcán	

Turrialba.	139
Figura 87: Mapa de peligros de la Cordillera Volcánica Central de Paniagua & Soto (1986). Muestra al Turrialba como uno de los volcanes activos y con evaluación de su peligro.	142
Figura 88: Mapas de peligros presentados por Soto & Alvarado (2008). a) Mapa de estructuras de colapso sectorial, depósitos de avalancha y áreas de campos de lavas del Turrialba y alrededores. Representan eventos de muy largo plazo de retorno. b) Peligros asociados con el volcán Turrialba: A, área de alto peligro por bombardeo balístico; B, ídem de mediano peligro; C, área de alto-mediano peligro por caída de piroclastos y distribución de lluvia ácida; D, área de bajo peligro por caída de cenizas finas con vientos anómalos; E, áreas de mediano-alto peligro por flujos y oleadas piroclásticas, y lavas; F, áreas de mediano-alto peligro por lahares; G, área de debilidad estructural con posibilidades de erupciones fisurales (reformado con base en los trabajos de Paniagua & Soto, 1986; Jerez & Cline, 1990; Reagan et al., 2006).	143
Figura 89: Síntesis de mapas de peligros volcánicos del Turrialba, a la misma escala, que incluye los de Paniagua & Soto, 1986; Jerez & Cline, 1990; Soto & Alvarado, 2008, con sus diferentes posibles escenarios, con el fin de adecuar los criterios, de manera geológica y con base en ellos, proceder a escenarios determinísticos.	144
Figura 90: Mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas de máximo peligro.	146
Figura 91: Vista tridimensional del mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas de máximo peligro.	147
Figura 92: Mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas incluidas en el peligro intermedio a alto.	148
Figura 93: Vista tridimensional del mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas incluidas en el peligro intermedio a alto.	149
Figura 94: Vista tridimensional del mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas de peligro intermedio a alto y alto.	150
Figura 95: Mapa de amenaza volcánica a largo plazo, áreas límite de peligro máximo a intermedio.	151
Figura 96: Uso del suelo en las áreas álgidas de peligros alrededor del volcán, afectables por lluvia ácida frecuente y bombardeo balístico. A partir de imagen Google Earth™ del 2007.	153
Figura 97: Áreas de restricción sugeridas a 2 y 5 km de radio a partir del cráter SW.	154
Figura 98: Sitios mencionados como rutas de evacuación o escape y sitios para refugios, mostrados sobre la fotografía aérea de Terra (29 de marzo de 1998).	156
Figura 99: Prototipos de refugio que podría establecerse en la cima del volcán para protegerse de eventuales explosiones y bombardeo balístico. Arriba, foto de la cima del volcán Aso (Japón), tomada de http://www.twitpic.com/6ks3xb . Abajo, ejemplo de refugio temporal ante explosiones e impactos balísticos en la periferia del volcán Sakurajima (Japón). Tomado de: http://www.photovolcanica.com/VolcanoInfo/Sakurajima/JAP09_1139.jpg	157

Capítulo 1: Introducción



FUNDEVI, San José, Costa Rica - 2012

1.1. Antecedentes y justificación

El volcán Turrialba es uno de los cinco volcanes activos y que han estado en erupción en Costa Rica en los últimos 300 años (junto con Irazú, Poás, Arenal y Rincón de la Vieja). Su última erupción magmática finalizó hace 146 años, en marzo de 1866. Desde ese momento, permaneció activo con fumarolas de mayor o menor intensidad. Desde 1996 se ha venido incrementando su actividad sísmica y fumarólica, y en particular desde el 2007. En enero del 2010 presentó un corto periodo de erupción de cenizas finas de materiales no juveniles, eruptadas por procesos freático-fumarólicos, que se repitieron algunas veces ese año y luego en enero del 2011 y enero y abril del 2012. Los procesos tectónicos, tectono-volcánicos, y de su sistema hidrotermal hacen entrever que esta actividad intensa durará años o décadas y eventualmente en el futuro hará erupción. No es posible, sin embargo, estimar o pronosticar cuándo o de qué tipo será la siguiente erupción.

Por esto, se justifica que se detallen mapas geológicos y de peligros volcánicos. La Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica ha dedicado esfuerzos importantes a través de proyectos de investigación y publicaciones con tales objetivos a lo largo del último cuarto de siglo. Por ejemplo, los trabajos de Soto (1988 a y b) tratan sobre la geología del volcán, y los trabajos de Paniagua & Soto (1986, 1987) y Soto & Paniagua (1992) se han ocupado de manera regional de los peligros volcánicos del Turrialba, junto con los otros volcanes de la Cordillera Central. Otros trabajos han tratado estos aspectos y alrededores, como son el de Reagan et al. (2006) sobre la estratigrafía más reciente (los últimos 50 mil años y en particular los últimos 10 mil años) y trabajos dentro del Instituto Costarricense de Electricidad, en solitario o en asocio con la Universidad de Costa Rica, sobre la actividad reciente y sus implicaciones, en un marco del análisis de peligro. También un proyecto dentro de CONARE, ha sido en gran parte desarrollado por la UCR, en el aspecto de evolución volcánica del Turrialba, del cual han derivado informes de proyecto, algunos trabajos publicados, en prensa y en preparación (Ruiz et al., 2010; Soto et al., 2010; Soto & Mora, en prensa).

Los alcances, sin embargo, de los mapas geológicos y de peligros volcánicos del Turrialba, deben hacerse a mayores escalas y con mejores alcances cartográficos, así como con modelos computacionales que integren factores determinísticos que superen las etapas previas empírico-determinísticas, y con base en ellos, planificar el uso de la tierra y posibles áreas de restricción, en asocio con el parque nacional, para poder salvaguardar mejor las vidas humanas y los recursos de infraestructura y económicos de la región aledaña al volcán.

De allí deriva entonces, el encargo de este trabajo a FUNDEVI, de parte de la Orden de compra N°14696 de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias.

1.2. Funciones específicas de FUNDEVI en el marco de esta investigación

- Se encargará de confeccionar los mapas con base en información disponible, publicada y con nuevas investigaciones.
- Recogerá las sugerencias del Comité Asesor Técnico en Vulcanología de la CNE, y sus propias recomendaciones acorde con su experiencia en Vulcanología, para coordinar con dicho comité y el personal de la CNE.
- Se encargará de la producción de mapas de zonación de peligros, a una escala funcional 1:25 000, con base en la evaluación de los fenómenos volcánicos y la historia del volcán.
- Esta escala es equivalente en un Sistema de Información Geográfico. Se presentará en impreso a escala 1:50 000 y 1:25 000 del área de 10 km alrededor del cráter.

1.3. Objetivos

Al terminar el proyecto de consultoría, se pretende que los productos sean:

- ◆ Síntesis de la historia geológica y volcánica del Turrialba.
- ◆ Producción de una columna estratigráfica detallada, con explicaciones.
- ◆ Determinación de la secuencia eruptiva en función del tiempo, de los últimos 5 mil años. Este y los dos ítems anteriores, encaminados para el documento de evaluación de peligros.
- ◆ Producción del documento de evaluación de peligros volcánicos.
- ◆ Producción del mapa de peligro volcánico a escala 1:50 000 en impreso y 1:25 000 en SIG, con la asesoría y sugerencias de las instituciones mencionadas, para vertirlos en el mapa de peligros.
- ◆ Producción del mapa de peligro volcánico a escala 1:25 000 del área de la cima.
- ◆ Producción de un manual explicativo científico, para el público en general, junto con la adecuación del “Mapa de restricciones para el uso del suelo”, para el público en general.
- ◆ Adecuación de los planes y rutas regionales de evacuación, a una escala 1:25 000.

1.4. Cronograma

Se muestra en el cronograma siguiente, en verde las etapas concluidas con este informe final.

Actividad / Mes	1	2	3	4	5	6
Recopilación de la información existente	█	█	█	█		
Producción de mapas topográficos base		█	█	█		
Visitas de campo		█	█	█		
Correlación con las entidades consultivas			█	█	█	
Procesamiento de información		█	█	█	█	█
Producción de los mapas			█		█	█
Distribución y promoción del mapa (a cargo de la CNE)						█
Informes			█		█	█

Capítulo 2: Trabajos realizados por FUNDEVI



2.1. Recopilación de información

Según el cronograma presentado en el punto 1.4., se ha procedido a recopilar la información vulcanológica y cartográfica disponible sobre el volcán en:

1. Publicaciones científicas.
2. Documentos internos de investigación, algunos inéditos.
3. Documentos informales de investigación.
4. Mapas topográficos y de peligros y cartográfica en general.
5. Documentación gráfica y hemerográfica.

Uno de los aspectos primordiales para la producción del mapa de peligros es la información topográfica de base.

Existe la topografía a escala 1:50 000 de los mapas de las hojas Bonilla, Istarú, Carrillo y Tucurrique, del Instituto Geográfico Nacional (IGN), puesto que la cima se encuentra cerca de la intersección de estas cuatro hojas. La información cartográfica también existe de manera digital, de modo que se ha recopilado para producir mapas base como Mapas de Elevación Digital (MED o DEM, como se conoce a veces por su acrónimo inglés). También se ha usado la topografía de Terra (1998) a escala 1:25 000.

Existen además como fotografías aéreas tomadas desde 1961, y que dieron los mapas de 1962. Numerosas fotografías aéreas incluyen las de la década de 1970, y las más recientes de los proyectos Terra (1998) y Carta (2005), que cubren diferentes partes del macizo volcánico. Los juegos de fotografías aéreas utilizadas son:

1961: VM_M-726USAF_6916; VM_M-726USAF_6917; VM_M-726USAF_6918

1974: R70Lunica_255; R70Lunica_256

1978: R133L219_3/46; R133L219_3/47

Terra98: T011L35AF_140; T011L35AF_141; T011L35AF_142; T011L35AF_143;
T011L35AF_144; T011L35AF_145; T011L35AF_146; T011L35AF_147;
T011L35AF_148

Carta03: 3003_5744_4352; 3003_5744_4353; 3003_5744_4354; 3003_5744_4355

3003_5752_8068; 3003_5752_8069; 3003_5752_8070; 3003_5752_8071;
3003_5752_8072; 3003_5752_8073

3003_5757_8384; 3003_5757_8385; 3003_5757_8386; 3003_5757_8387;
3003_5757_8388; 3003_5757_8389

Carta05: 05003_5841_2727; 05003_5841_2728; 05003_5841_2729; 05003_5841_2730;
05003_5841_2731; 05003_5841_2732

05003_5851_4190; 05003_5851_4191

05003_5851_4323; 05003_5851_4324; 05003_5851_4325; 05003_5851_4326;
05003_5851_4327;
05003_5851_4414; 05003_5851_4415; 05003_5851_4416; 05003_5851_4417;
05003_5851_4418
05003_5879_9107; 05003_5879_9108; 05003_5879_9109; 05003_5879_9110;
05003_5879_9111; 05003_5879_9112; 05003_5879_9113; 05003_5879_9114
05003_5879_9188; 05003_5879_9189; 05003_5879_9190; 05003_5879_9191;
05003_5879_9192; 05003_5879_9193; 05003_5879_9194; 05003_5879_9195;
05003_5879_9196

En cuanto a los documentos y mapas fundamentales que contienen la información geológica, estructural y estratigráfica de primera mano, que han sido recopilados, están:

1. El mapa geológico y detalles geológicos del área periférica a la cima, así como estructuras tectónicas de Soto (1988a y b).
2. La tesis de Linkimer (2003), con detalles tectónicos de las áreas regionales alrededor del volcán.
3. El trabajo tefroestratigráfico de los depósitos explosivos y lávicos más recientes del volcán, de Reagan et al. (2006).
4. Los documentos de investigación de CONARE (2009 y 2010) sobre detalles de edad y evolución del volcán.
5. Los trabajos con nuevas edades radiométricas del volcán, de Ruiz et al. (2010).

Respecto a los diferentes estadios de evaluación sobre los peligros volcánicos del Turrialba, se tienen los trabajos de:

1. Paniagua & Soto (1986, 1988).
2. Reagan (1987).
3. Jerez & Cline (1990).
4. Soto & Paniagua (1992).
5. Reagan et al. (2006).
6. La síntesis y revisión de Alvarado (2006) y Soto & Alvarado (2008) para el P.H. Reventazón del ICE (documentos presentados a SETENA).
7. Estudios sobre lluvia ácida de Soto et al. (2008).
8. Los estudios de lluvia ácida llevados a cabo por el ICE, que se publican mensualmente en la ciberpágina de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE) desde 11 2007 y recopilados hasta diciembre del 2011.
9. Nuevas aproximaciones vertidas en un mapa de Soto et al. (2010), presentado en el congreso *Cities on Volcanoes 2010* en Tenerife, Islas Canarias.

10. Trabajos sobre la sismología y el comportamiento reciente del volcán, como los de Tassi et al. (2010), Martini et al. (2010), Eyre et al. (2011 a y b; 2012), y Soto & Mora (en prensa).

2.2. Trabajo de campo

Se realizaron giras de campo, durante las cuales se visitaron sitios claves de afloramientos para afinar la estratigrafía y muestrear rocas para ulteriores ensayos de laboratorio, recabar datos sobre geología, tectónica y distribución de gases, piroclastos y lavas, todos ellos para refinar el mapa de peligros.

2.3. Modelado de los eventos volcánicos

Se realizaron modelados computacionales de los diferentes eventos volcánicos con diferentes software y metodologías disponibles. Los datos recabados en el campo han servido para validar y rectificar los datos obtenidos de tales modelos. Así se ha hecho con el programa **Ejecta!** del USGS (Mastin, 2001) para la balística y con la plataforma Voris (Felpeto, 2002) para la dispersión de cenizas, flujos piroclásticos y lavas. Se presentan una serie de mapas temáticos con discusión sobre su veracidad y validación.

2.4. Informes de avance

Tal como se establece en la orden de compra y en el cronograma, se presentó un primer informe de avance (marzo del 2011) que integró la recopilación de los trabajos anteriores, en la etapa primera, para ser utilizados en la confección de mapas del segundo informe y el informe final.

Este segundo informe incluye esa información ampliada, procesada y presenta los primeros mapas preliminares de proceso de información, que incluyeron además el proceso de parte de la nueva información de campo, se presentó en octubre del 2011.

Este informe final incluye todos los aspectos detallados en los apartados 1.2. y 1.3.

Capítulo 3: Bases para los mapas de peligros volcánicos



Los objetivos fundamentales por los cuales se procede a la confección de los mapas de peligros volcánicos son:

1. Mostrar cartográficamente los posibles alcances de los eventos volcánicos (y sus productos, por supuesto) de acuerdo con escenarios posibles de las erupciones.
2. Que este recurso cartográfico sirva a las autoridades correspondientes (en este caso la CNE, comités municipales de emergencia y Municipalidad de Turrialba), para el planeamiento de cualquier actividad que pretenda la prevención y mitigación de los efectos de la actividad volcánica.
3. Informar a la población vecina al volcán Turrialba sobre los peligros que pueden presentarse en su hábitat.

Usualmente, los mapas de peligro volcánico derivan en una etapa subsiguiente, que es la construcción de mapas de riesgo volcánico, o en el caso que nos atañe en el Turrialba, de mapas de zonificación o de restricción del uso del suelo.

Los mapas tradicionales, desde hace siglos, son impresos, y así son los de peligro volcánico, pero con la llegada de los sistemas de información geográfica (SIG), hoy es posible tener mapas que pueden manipularse rápidamente y cambiar, conforme cambien parámetros o escenarios. Esto ha dado en que a los mapas tradicionales se les llame “estáticos”, y a los montados con SIG, sin impresión masiva, sean llamados “dinámicos”. Estos últimos normalmente no son de uso público, sino de uso estratégico por autoridades, como la CNE. Obviamente son más complicados y necesitan una manutención periódica o constante en casos de emergencias. El mapa que estamos construyendo es un mapa estático, que pretende ser de distribución restringida al principio y eventualmente masiva en su momento. Posteriormente, podría optarse por un mapa dinámico, en cuyo tipo no se tiene experiencia previa en Costa Rica.

Los mapas de peligro volcánico se construyen a partir de mapas geológicos y geomorfológicos, la información volcano-estratigráfica, y de curvas isopacas y de isopletras de depósitos piroclásticos. Señalan las probabilidades de que tal o cual evento ocurra en un espacio determinado, y usualmente en un periodo determinado. No obstante, las probabilidades en los casos de mapas volcánicos no son muy conseguibles debido a la poca repetibilidad de los procesos y a las restringidas ventanas de observación temporal que usualmente se tienen. Los niveles de probabilidad de ocurrencia determinan los escenarios, pero a falta de buenas aproximaciones de probabilidad, se recurre a la experiencia de los depósitos geológicos (base empírica y en parte determinística). Por esto, la recopilación

original de la información geológica existente, o bien producir nueva información geológica de base, es muy importante para la confección de los mapas de peligro.

A pesar de que involucran información científica de primer orden, debido a que el uso es por personal no científico o el público mismo, debe tener sencillez en su formato y en el manual explicativo, lo cual por supuesto es siempre un reto, y no siempre fácil de conseguir. Las nomenclaturas deben ser sencillas y explicadas, y en lo posible evitar simbología especializada. Algunos mapas que sirven de base -como geológicos, geomorfológicos, estructurales y de isopleas-, no deberían formar parte del mapa de peligros, sino acompañarlo a modo de anexos, para los usuarios que requieran más información.

Los estudios de peligro volcánico comprenden diferentes ramas de la geología y ciencias afines (p.ej., geología de campo, geocronología, tefroestratigrafía, geoestadística, modelado computacional), por lo cual pueden llegar a ser generalizados a modo de reconocimiento o evaluación preliminar, presentándose generalmente los escenarios de máximo peligro. También pueden ser muy detallados, en los cuales no solo se presentan diferentes situaciones o escenarios y los sectores con mayor probabilidad de ser afectados ante cada tipo de peligro, sino además se incluyen recurrencia y probabilidad de erupción. Los estudios de detalle requieren de un buen soporte económico para poder realizar los trabajos necesarios que los sustenten.

Dependiendo de los grados de detalle requeridos o de los alcances esperados o de la aplicación directa en sitios muy cercanos al aparato volcánico, se pueden seguir varios pasos alternativos para el estudio y la producción de mapas detallados de peligros volcánicos, como se muestra en la figura 1.

Un detalle metodológico más pormenorizado puede construirse a través de árboles de lógica o procesos que impliquen el modelado matemático o computacional, como el mostrado por Delgado (2010), que se ilustra en la Figura 2.

Otro factor importante, es que una vez producido un mapa útil y gráfico a nivel operativo (de la CNE, por ejemplo), debe haber una evaluación pre-publicación masiva, puesto que se debe estar seguro que el público final lo entenderá y usará adecuadamente. Y además, se debe tener presente que la “vida útil” debería ser de al menos un lustro, puesto que aquellos mapas que cambien con frecuencia, tienden a confundir al usuario, y perder credibilidad, aparte de que implica altísimos costos de producción.

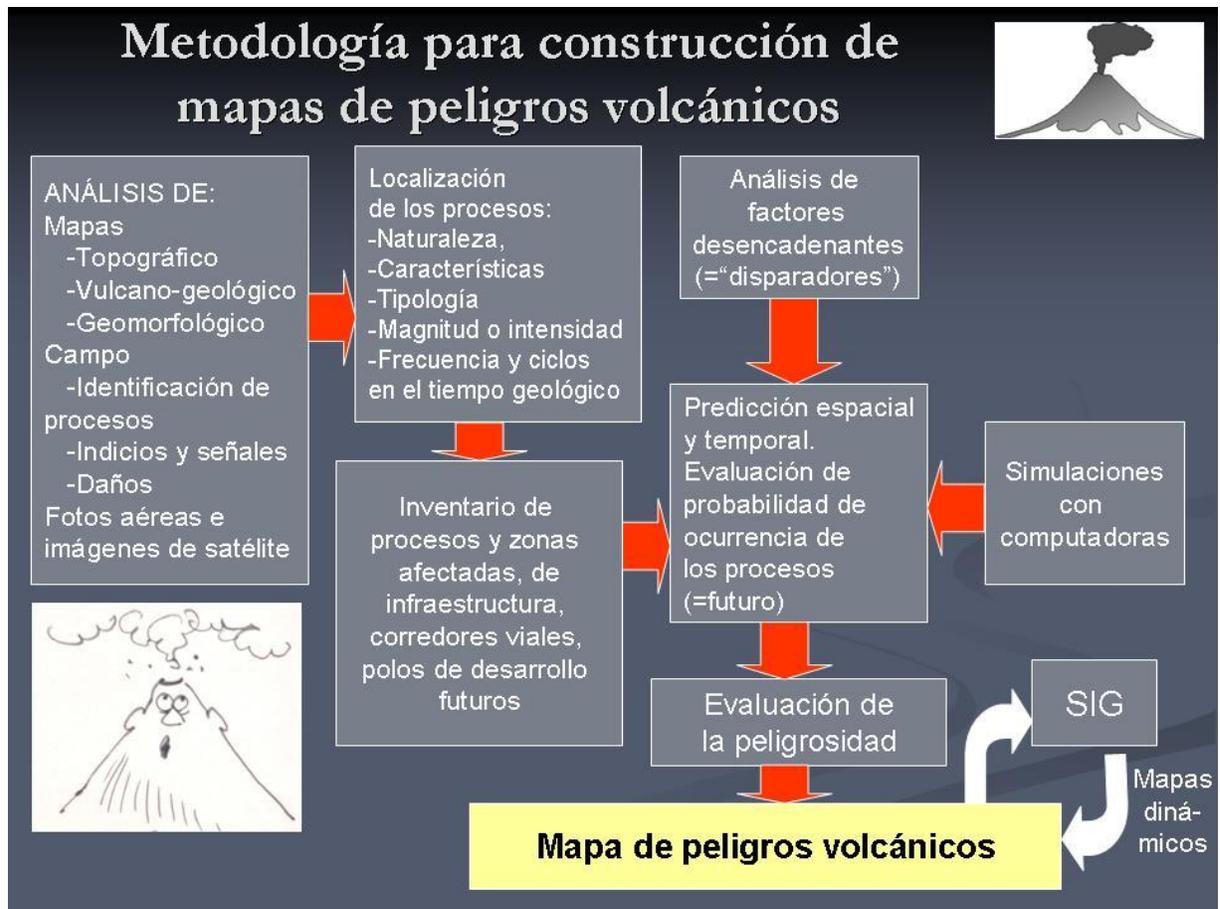


Figura 1: Diagrama de flujo metodológico para la construcción de mapas de peligros y el proceso de investigación. Los pasos pueden ser sustituidos o simplificados según el grado de detalle e información disponible (tomado de Soto & Alvarado, 2008).

De modo que los pasos a seguir (los cuales han sido contemplados en los objetivos propuestos en la contratación) son la recopilación de la información cartográfica base (topográfica y geológica), así como la información geológica, estructural, vulcano-estratigráfica, mapas de peligros previos, y datos meteorológicos que sean de utilidad (vientos y precipitación). Como veremos, gran parte de la información requerida para el Turrialba, existe, pero dispersa y en formatos muy diferentes, por lo que se ha trabajado en su recopilación lógica, en su unificación y reinterpretación.

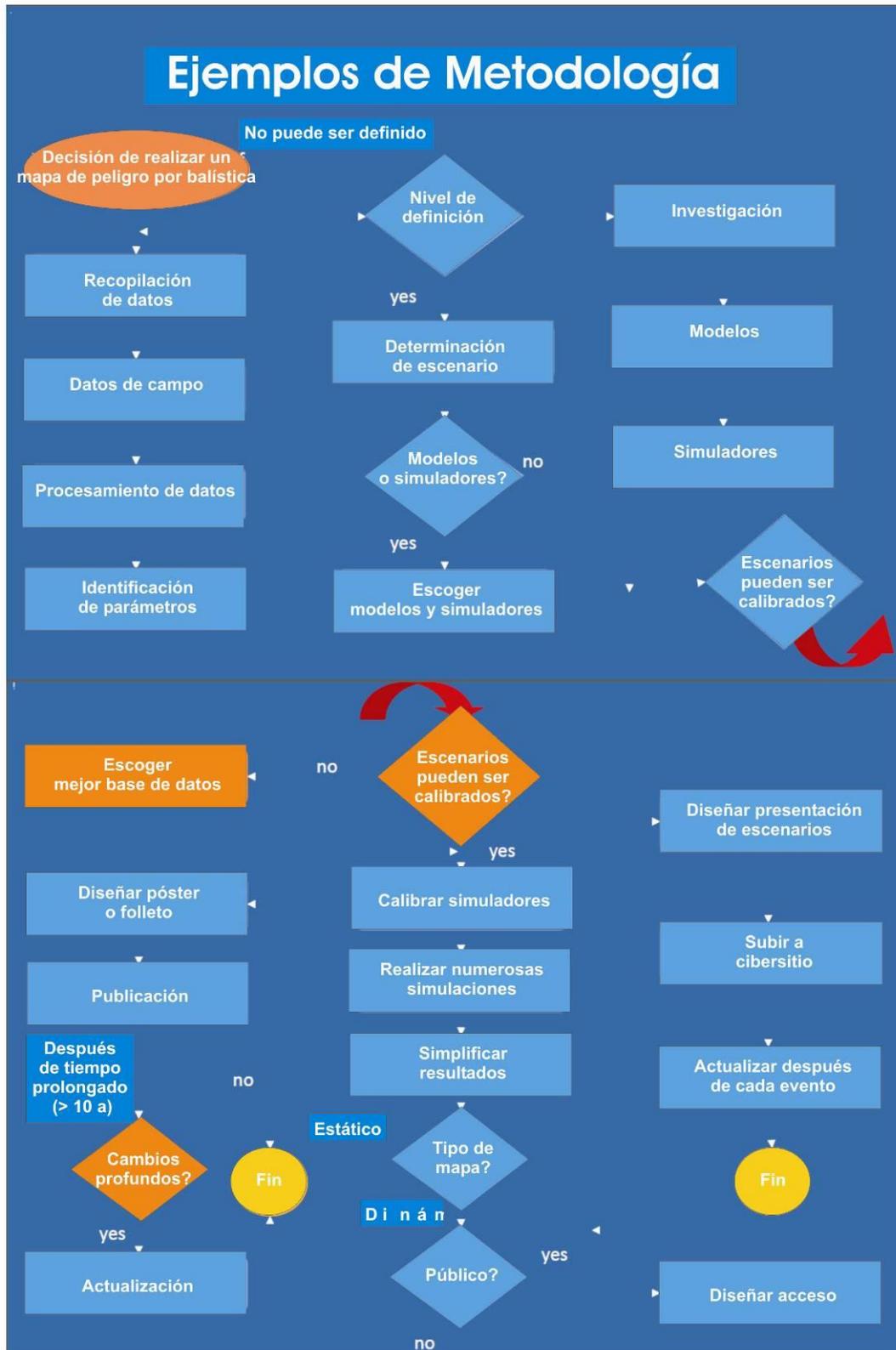


Figura 2: Diagrama de flujo metodológico detallado propuesto por Delgado (2010).

La información cartográfica también existe de manera digital, de modo que se ha recopilado para producir los mapas base como Mapas de Elevación Digital (MED o DEM, como se conoce a veces por su acrónimo inglés). La información cartográfica digital del Instituto Geográfico Nacional (IGN) muestra numerosos problemas sobre todo en las áreas límite entre mapas, por lo que ha sido editada y mejorada. Toda la base digital incluye un MED con doce hojas topográficas: Poás, Barva, Abra, Carraigres, Guápiles, Carrillo, Istarú, Tapantí, Guácimo, Bonilla, Tucurrique y Pejibaye (Figura 3). Los mapas a escala 1:25 000 utilizarán esta escala extrapolada y en parte con la información de Terra 1998, como Guápiles, Guácimo, Abra, Barva, Tapantí y Carraigres.

Existen además como fotografías aéreas tomadas desde 1961, y que dieron los mapas de 1962. Numerosas fotografías aéreas incluyen las de la década de 1970-80, y las más recientes de los proyectos Terra 1998 y Carta 2005, que cubren diferentes partes del macizo volcánico. La base dada por Google Earth™ también es útil para este trabajo, de modo que se utilizará para diferentes tipos de escenarios (Figuras 4 y 5).

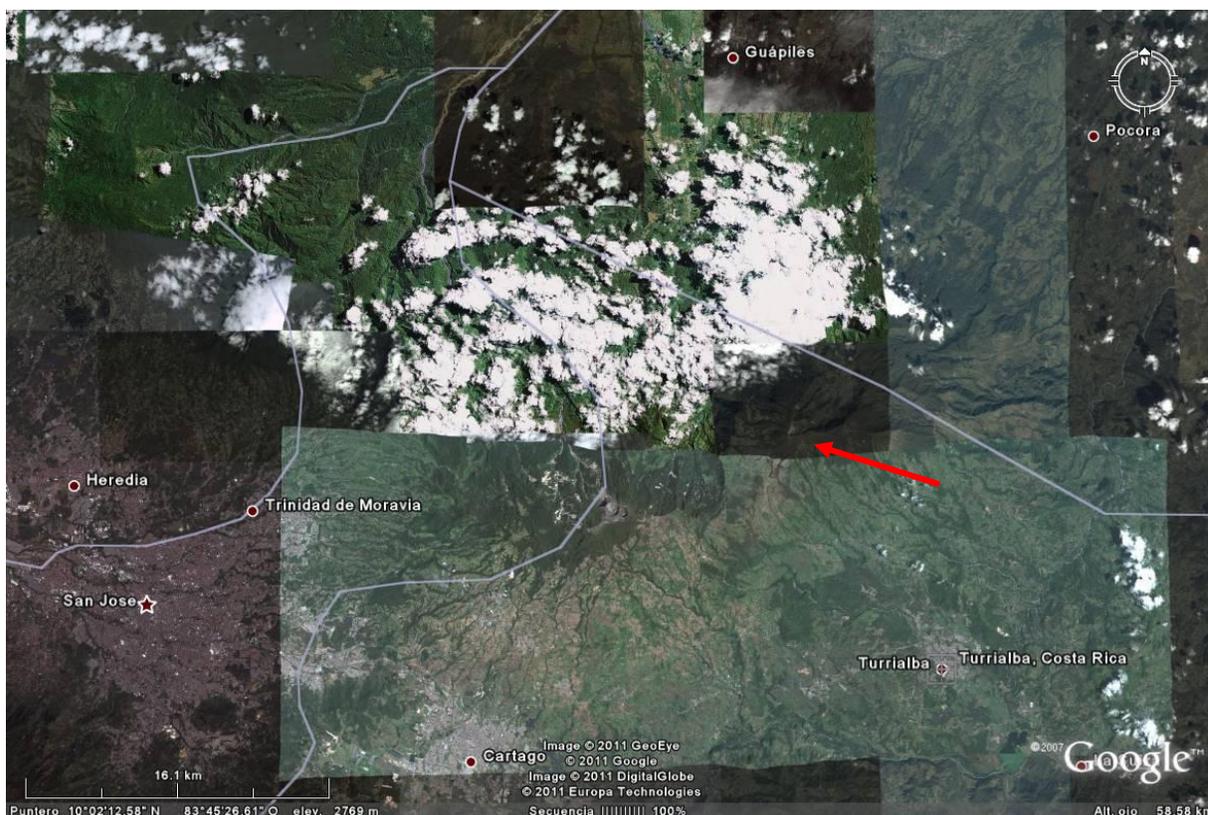


Figura 4: Imagen de Google Earth™ del 2007 que muestra el volcán Turrialba (flecha roja), el área del volcán desde Guápiles hasta Turrialba, y las áreas del Valle Central hacia el suroeste, que podrían ser afectables por la actividad del volcán. Muestra un área ligeramente menor a la de la Figura 3.

Las imágenes de Google Earth™ también se han utilizado para este trabajo, como imágenes recientes, para visualizar de manera oblicua las áreas (Figura 5) y calificar áreas de uso del suelo (ver capítulo 6.1.).

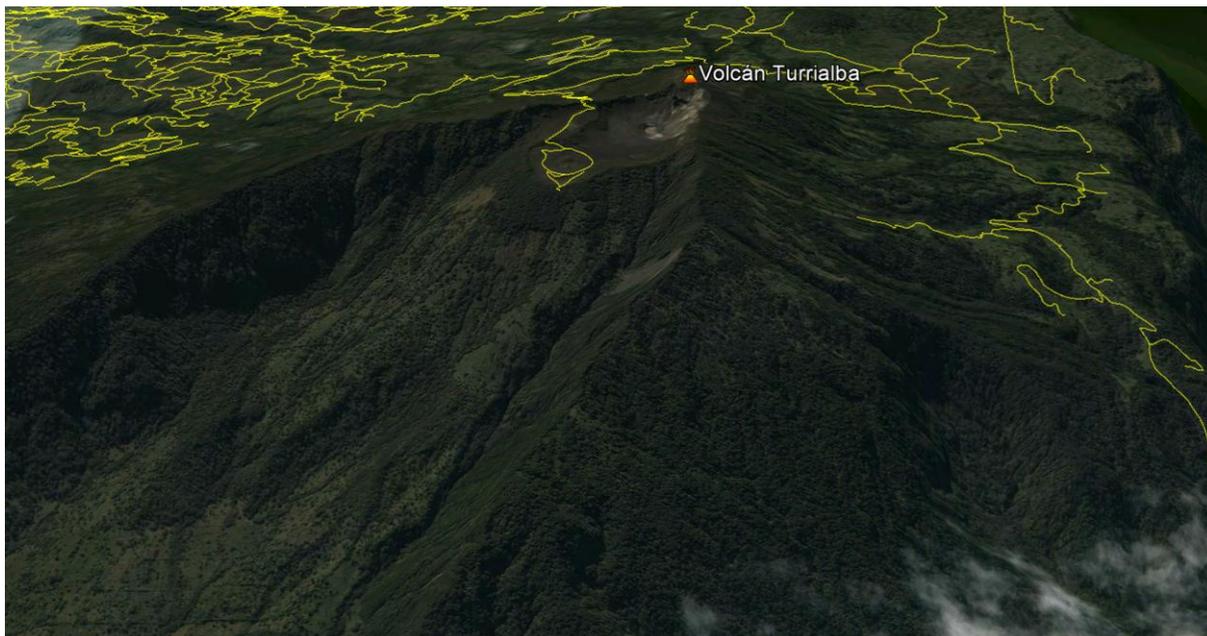


Figura 5: Vista oblicua del volcán Turrialba generada a partir de Google Earth™ del 2001, visto desde el NNW, mostrando el área de la cima y las áreas boscosas de alta pendiente hacia el sector caribe, las áreas con pastizales en los sectores NE y E del cono volcánico y la red de caminos en el cuadrante sur. Se ha superpuesto la red de caminos interpretada a partir de las fotografías Terra.

Capítulo 4: Geología, tefroestratigrafía y tectónica del volcán Turrialba



Se ha recopilado y en parte reestudiado y reinterpretado la geología, estratigrafía, cronología y geoquímica del volcán Turrialba, en el marco de la Cordillera Volcánica Central.

El eje volcánico de la Cordillera corre en dirección N60°W, definido por los volcanes Porvenir, Póas, Barva e Irazú, distanciado 150 km de la Fosa Mesoamericana, donde se subduce la Placa del Coco bajo la Caribe. El Turrialba, sin embargo, no forma parte de este eje, dado que se encuentra 10 km por detrás del eje volcánico, formando un segundo alineamiento de volcanes definidos por el Turrialba, Cacho Negro, Congo y Platanar (Figura 6). Hay un tercer eje menor trasero al eje principal, definido por los volcanes Hule (tras el Poás), Pozo Azul (tras el Barva) y Dos Novillos (tras el Turrialba) (Figura 6), los dos últimos definidos con base en el mapeo geológico de Soto (1988, 1999).

Al comparar las Figuras 6 y 7, se sugiere que haya una relación estructural entre las zonas de origen de los magmas, sobre la Zona de Wadati-Benioff, y los ejes volcánicos.

Los principales centros volcánicos de la Cordillera son masivos y voluminosos complejos estratovolcánicos, de forma subcónica de amplias bases y cimas coronadas por estructuras complejas.

El volcán Turrialba (10°02'N - 83°46'W), es el más oriental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica (Figura 6). Es un estratovolcán complejo (aprox. 3340 m s.n.m.) que comparte la misma base con el volcán Irazú, y está localizado 16 km al noroeste de la ciudad homónima y 35 km al este-noreste de San José.

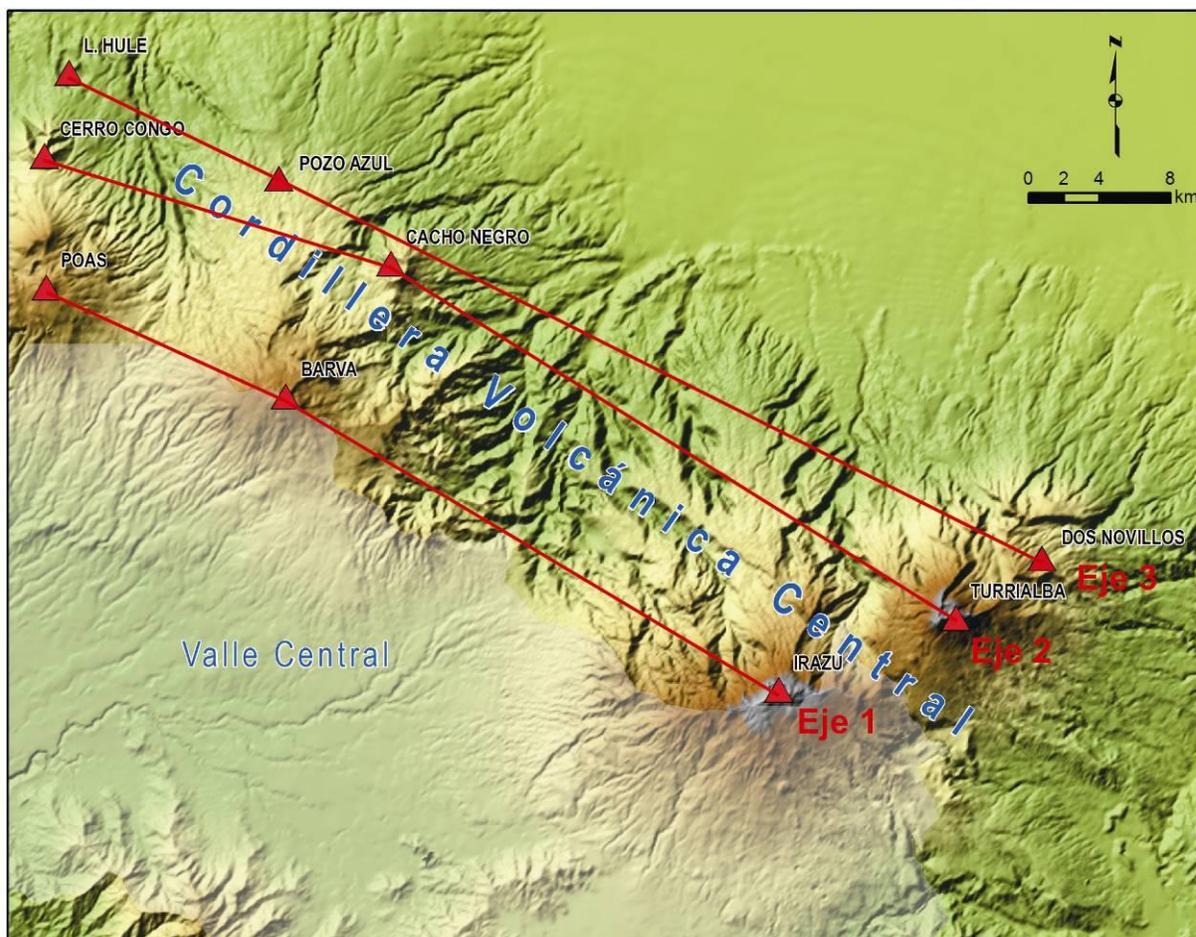


Figura 6: La Cordillera Volcánica Central y los diferentes conos y estratovolcanes mayores que definen sus tres ejes.

4.1. La corteza y litosfera bajo la Cordillera Volcánica Central

La zona de Wadati-Benioff bajo la Cordillera Central se encuentra entre 80-110 km de profundidad (Figura 7) y es claramente más profunda bajo el Turrialba que bajo el Irazú, y de la misma manera, así es entre el primero y segundo ejes volcánicos mencionados supra.

La corteza bajo el Turrialba e Irazú se caracteriza por una zona de baja velocidad que ha sido mostrada por Husen et al. (2003) en general y de manera más detallada por Lücke et al. (2010) y Dzierma et al. (2010). La Figura 8 muestra un perfil perpendicular a la fosa Mesoamericana y al arco magmático, justo cortando los volcanes Irazú y Turrialba, que muestra el límite entre corteza superior e inferior entre 15-20 km y el Moho a unos 35 km bajo el Turrialba. La zona de baja densidad determinada por Lücke et al. (2010) dejan entrever una posible cámara magmática bajo Irazú-Turrialba a 1-8 km de profundidad (esto es, 4-11 km bajo las cimas), aunque por supuesto el tamaño de la zona de baja velocidad no es el de toda la

cámara posible. Tal como había sido previamente observado por Alvarado et al. (1993) para el caso del Irazú con sismicidad volcánica y otros modelos. De tal manera, es posible que el techo de la cámara somera del Turrialba se encuentre a tan solo 4 km de profundidad. Más detalles sobre la estructura bajo el Turrialba se tratarán en el capítulo siguiente.

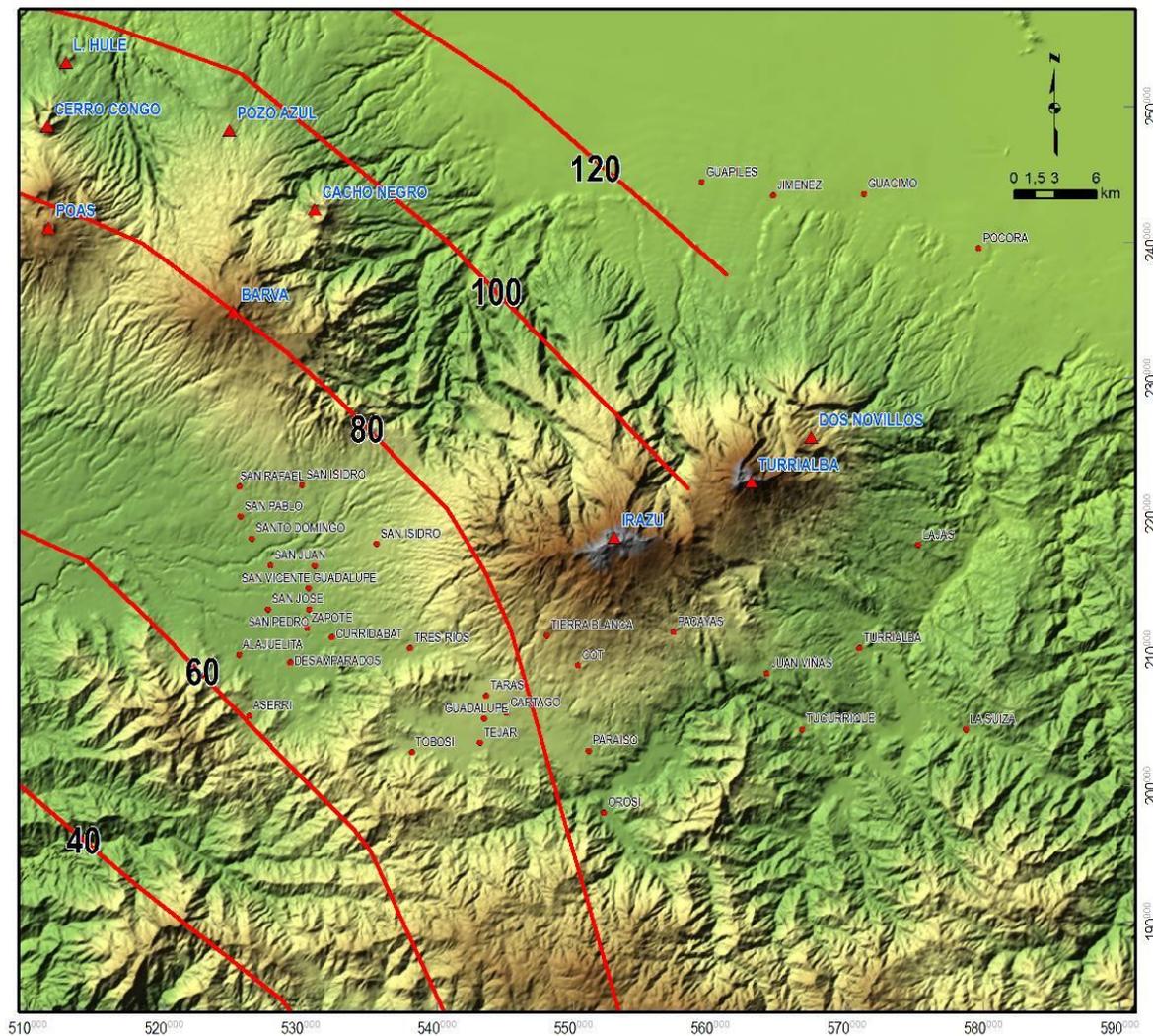


Figura 7: Profundidad de la Zona de Wadati-Benioff bajo el extremo oriental de la Cordillera Volcánica Central (con base en datos cortesía de Ivonne Arroyo, Universidad de Kiel, Alemania).

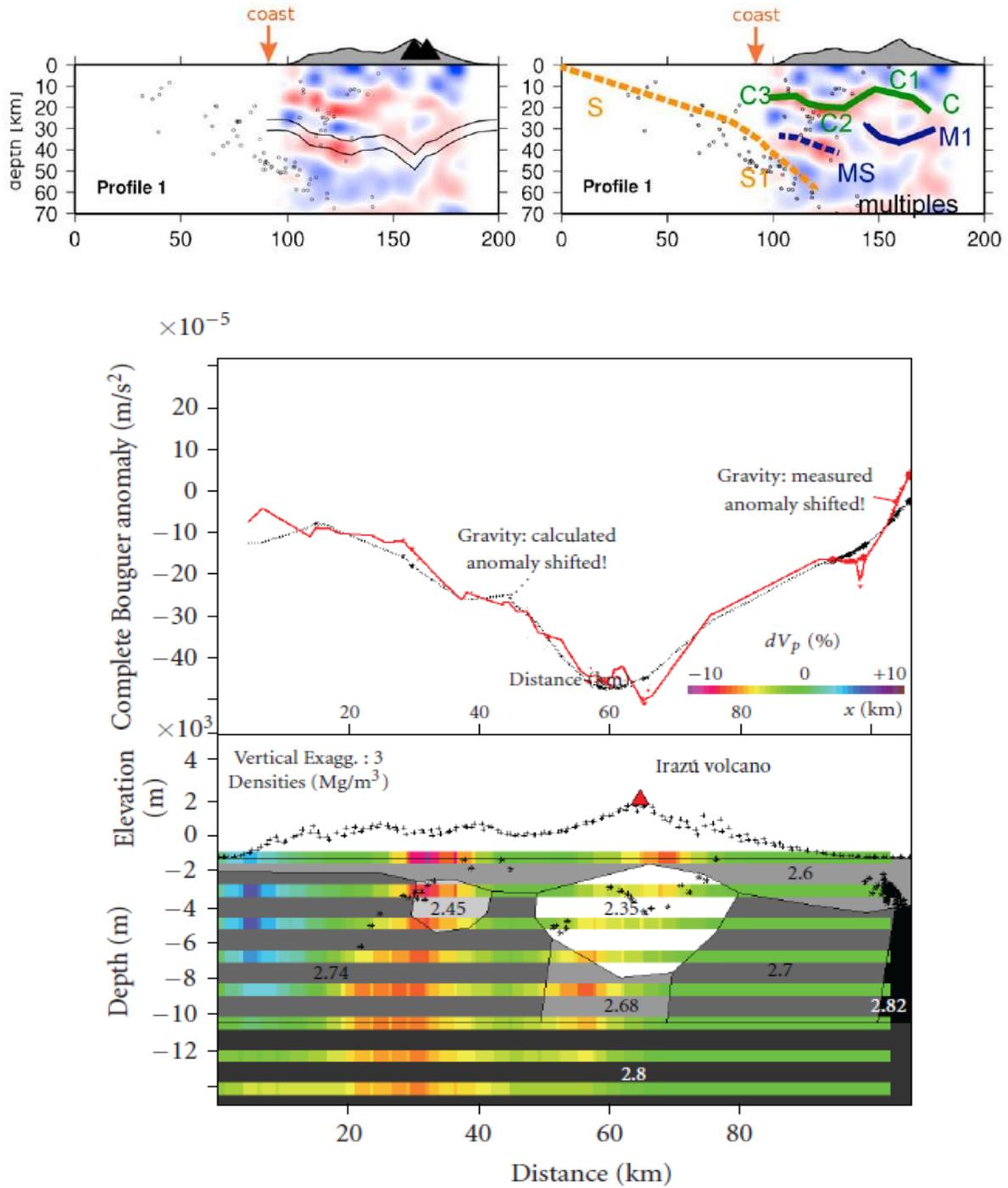


Figura 8: Arriba: Perfil sismológico cortando los volcanes Irazú y Turrialba (triángulos negros), que muestra la litosfera y sus divisiones (tomado de Dzierma et al., 2010). Abajo: Perfil gravimétrico cortando los mismos volcanes, con la zona de baja densidad, área que aloja probablemente una cámara 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 km² de área** y cuyo volumen se ha asumido de 290 km³ (Carr, 1984). Este volumen ha sido reevaluado recientemente por Ruiz et al. (2010), y podría alcanzar **312 km³**. 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 km³) 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).

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

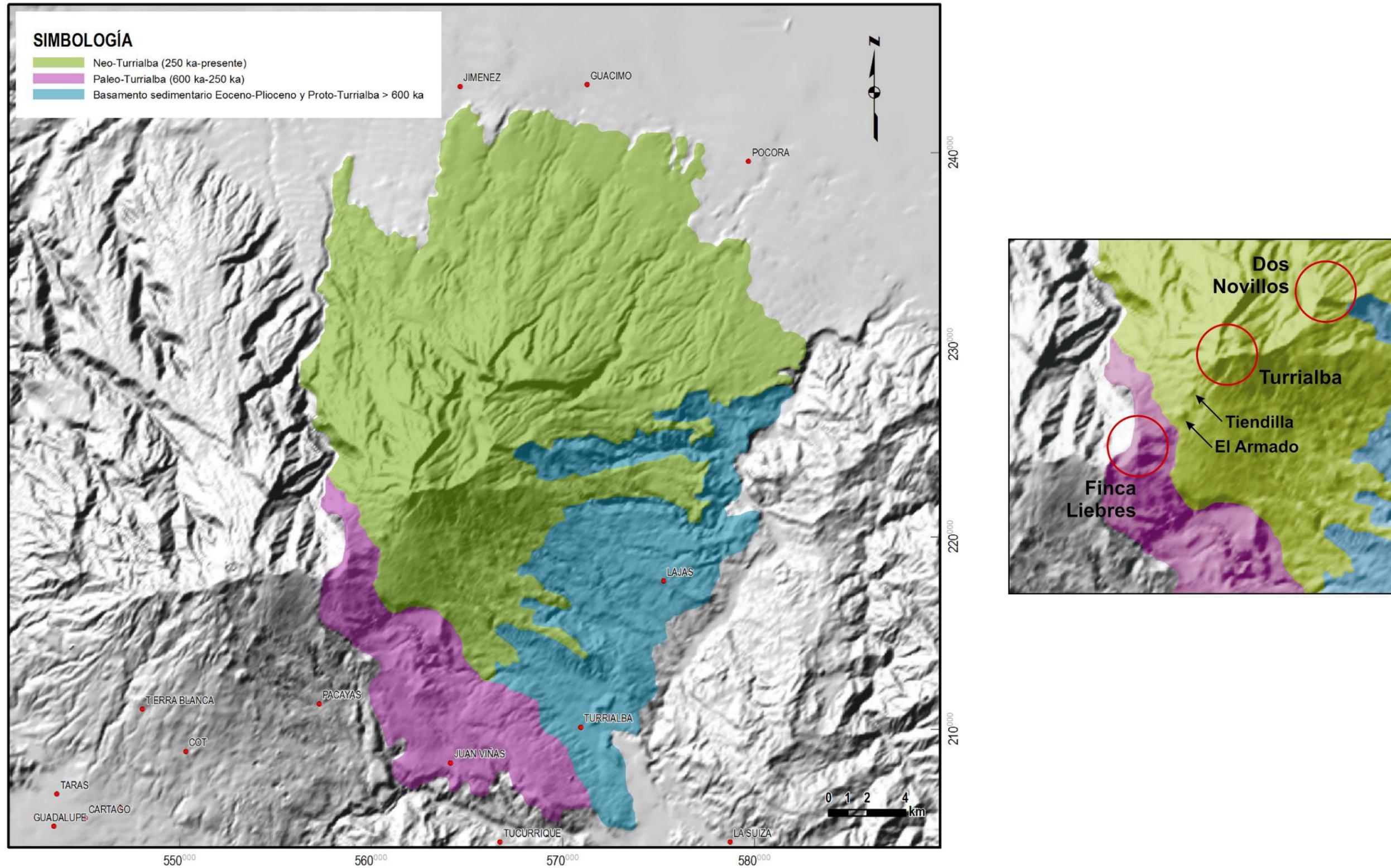


Figura 9: El macizo del Turrialba con sus diferentes estadios de evolución. A la derecha, un detalle mostrando los conos compuestos y piroclásticos mencionados en la Tabla 1.

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 nominaron 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 ± 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 cumulados de $CIPx+0l$. Químicamente son andesitas ácidas a básicas de mediano a alto K. Tiene edades de entre 90 ± 4 ka y 99 ± 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 megacrístales de hornblenda basáltica poiquilítica, de hasta 25 mm. Tiene una edad de 62 ± 2 ka (Ruiz et al, 2010).

La Lava El Armado fue eruptada hace 61 ± 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 ± 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 ± 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 bipoixénicas con olivino accesorio. Esta es una de las coladas más recientes del Turrialba, con solo unos 3-6 mil años de antigüedad (3 ± 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 armazón 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 CIPx+P1+Ol. También son comunes las coronas de Opx envolviendo al Ol. La hornblenda es rara y sólo se encuentra en pocas lavas, opacitizada.

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).

4.3. Tefroestratigrafía reciente

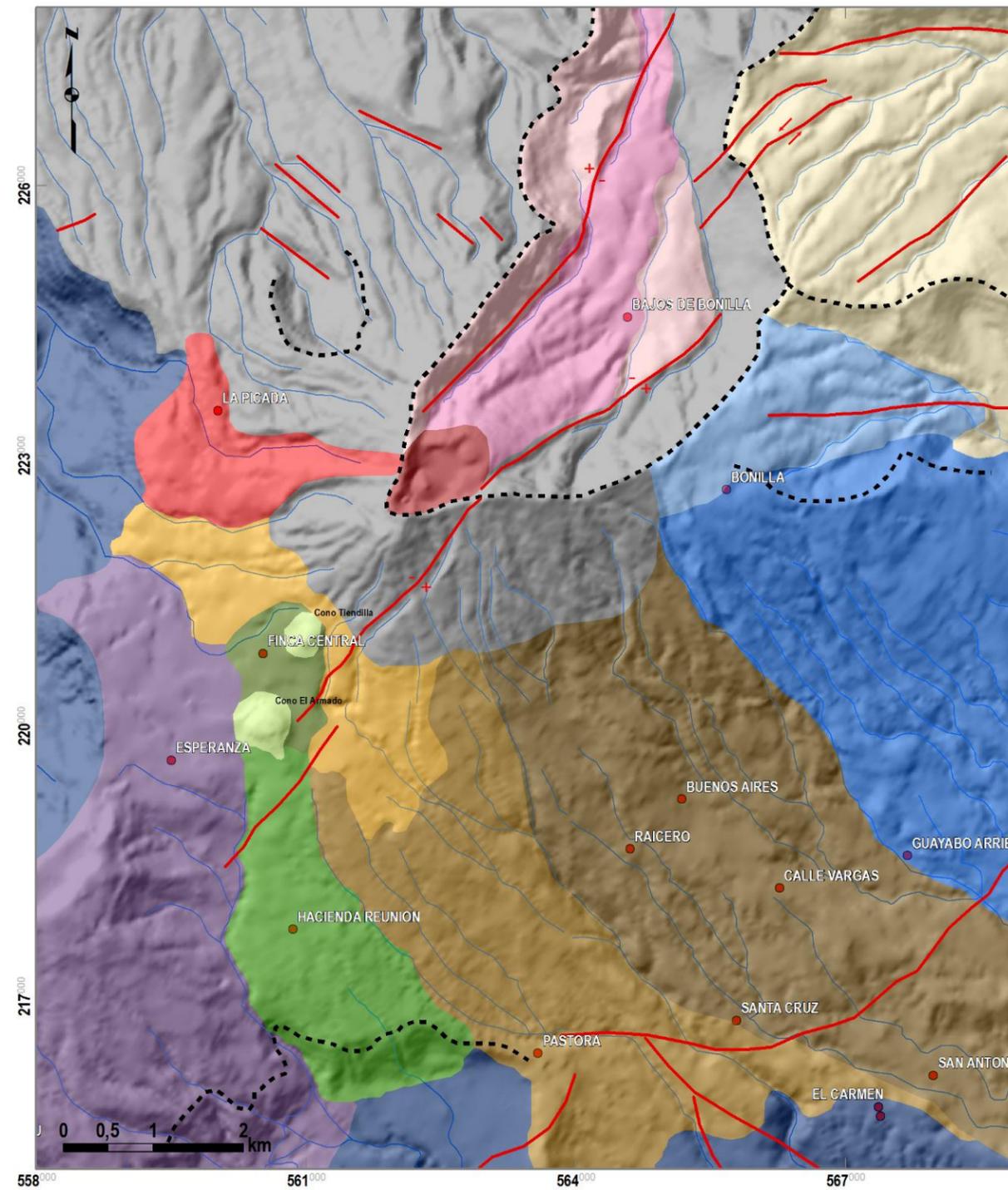
Con base en las nuevas dataciones de lavas periféricas al cono reciente, se tiene evidencias de flujos de lava voluminosos en los últimos 10 ka: La Silvia (10 ± 3 ka), La Picada (3 ± 3 ka) y Los Bajos 2 (<10 ka) (eades en Ruiz et al., 2010). Esto significa que el volcán ha tenido una importante actividad 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 estromboliana¹ (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.

¹ Puede verse un detalle de los tipos de erupciones en la Figura 55, página 98, y en el Glosario al final de este trabajo.



Mapa geológico

Simbología

----- Estructura por erosión

— Falla

Unidades litológicas

Depósitos cratéricos (edades en general <10 ka)

Unidades recientes sin edad conocida aún.

Unidad Lava La Picada (3 ± 3 ka)

Unidad Lava Bajos 2 (<8 ka?)

Unidad Lava La Silvia (10 ± 3 ka)

Unidad y cono Tiendilla (10-60 ka?)

Unidad Aquiares (10-25 ka?)

Unidad Turrialba Inferior (25 ± 2 ka)

Unidad Lava y cono El Armado (61 ± 2 ka)

Unidad Los Bajos 1 (62 ± 2 ka)

Unidad Los Cabros Superior (90 ± 4 ka)

Unidad Los Cabros Inferior (99 ± 3 ka)

Unidad Volcán Dos Novillos (100-200 ka?)

Unidad Finca Liebres (251 ± 4 ka)

Unidad Paleo-Turrialba (>250 ka)

Modificado de Soto (1988) y Ruiz et al. (2010).

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

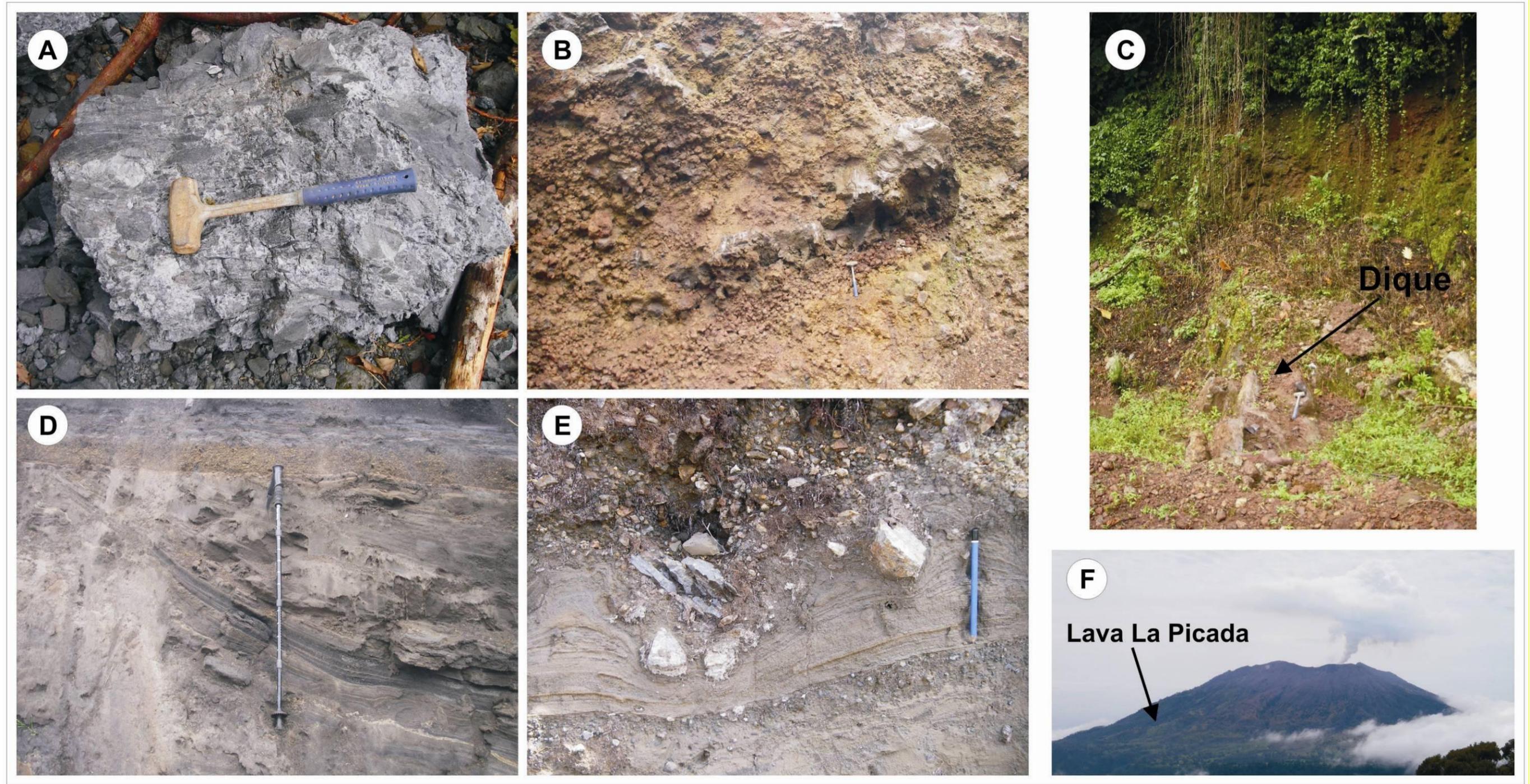


Figura 11: Depósitos del volcán Turrialba. A: Flujo soldado de la Unidad Turrialba Inferior. B: Cono piroclástico de la Unidad Los Cabros. C: Dique asociado al cono de la Unidad Los Cabros. D: Oleadas piroclásticas en el camino entre La Central y La Picada, cerca de la quebrada Paredes, unos 2 km al 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.

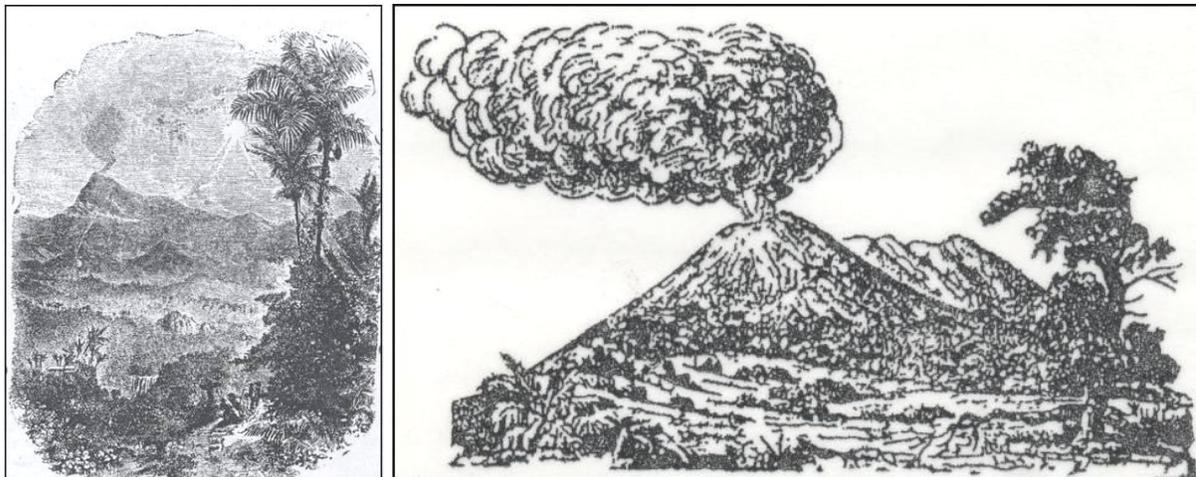


Figura 12: Izquierda: Uno de los pocos dibujos del Turrialba en plena actividad exhalativa (fumarolas), según reinterpretación del documento de Meagher en 1858. Abajo: Dibujo de Karl von Seebach del Turrialba en plena erupción en 1864-66. Es la única imagen del volcán en erupción.

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 (cerca 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 SiO₂ (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 km², y la de 1 mm, 5000 km². El volumen aproximado estimado es de 0,2 km³. 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).

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

Unidad	Contexto geológico	Edad ¹⁴ 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





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 ~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).

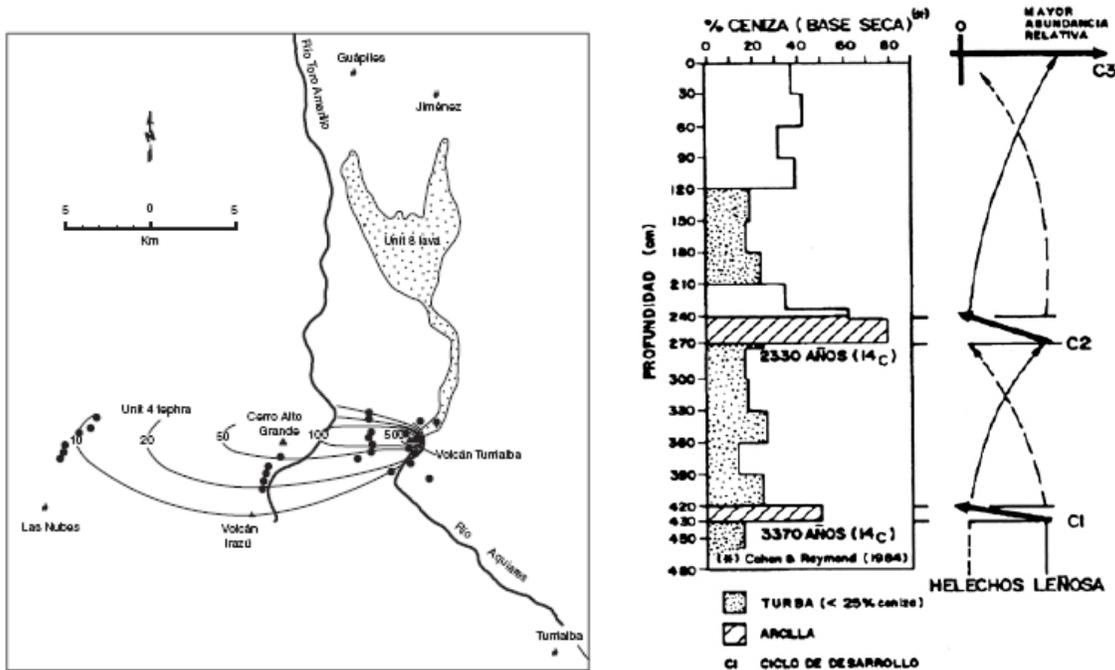


Figura 16: A la izquierda, la distribución e isopacas (espesor en cm de los depósitos) de la subunidad 4, de hace 2000 años, del Turrialba (Tomado de Reagan et al., 2006). A la derecha, la columna estratigráfica en la turbera del río Silencio, Siquirres, que muestra el material arcilloso entre 240-270 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 ± 90 y 1870 ± 100 años antes del presente (Reagan et al., 2006). Esta edad coincide con otra obtenida por Melson et al. (1986), de 1970 ± 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 $3370 + 105 - 205$ 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.

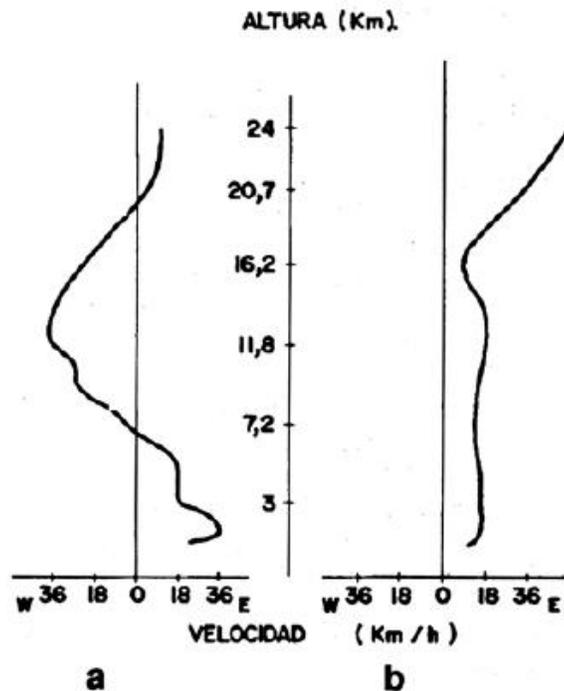


Figura 18: Perfil del viento en Costa Rica a diferentes alturas para la época seca (a) y la época lluviosa (b). Reformado de Zárate (1990).

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 <2ka y de la erupción subpliniana de hace ~2 ka 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).

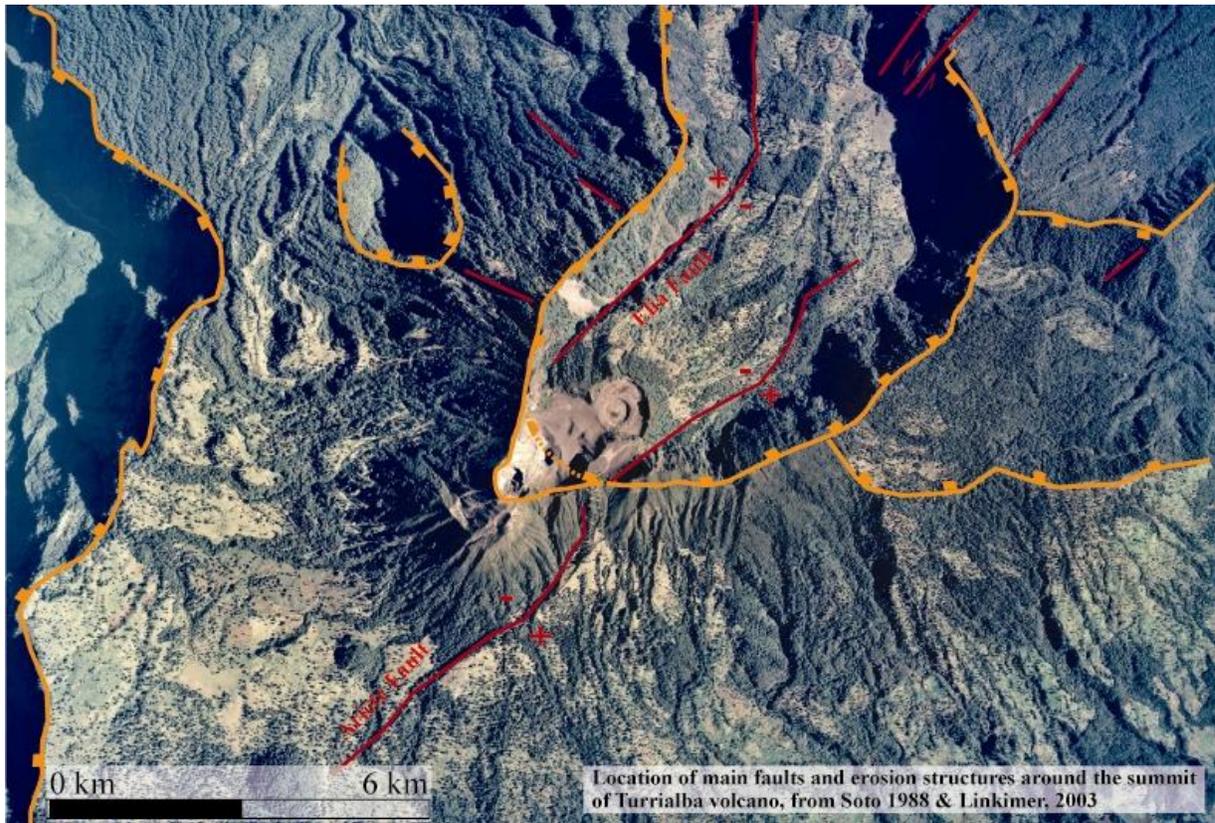


Figura 21: Vista aérea de la cima del Turrialba. Con su estructura: alineamiento de cráteres dentro de la gran depresión volcánica abierta hacia el sector caribe, producto del graben cuspidal, anfiteatro de avalancha volcánica y erosión (glaciar?), así como las principales fallas y aperturas erosionales 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 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 glaciar (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 $N60^{\circ}E$, 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 (Henar, 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).

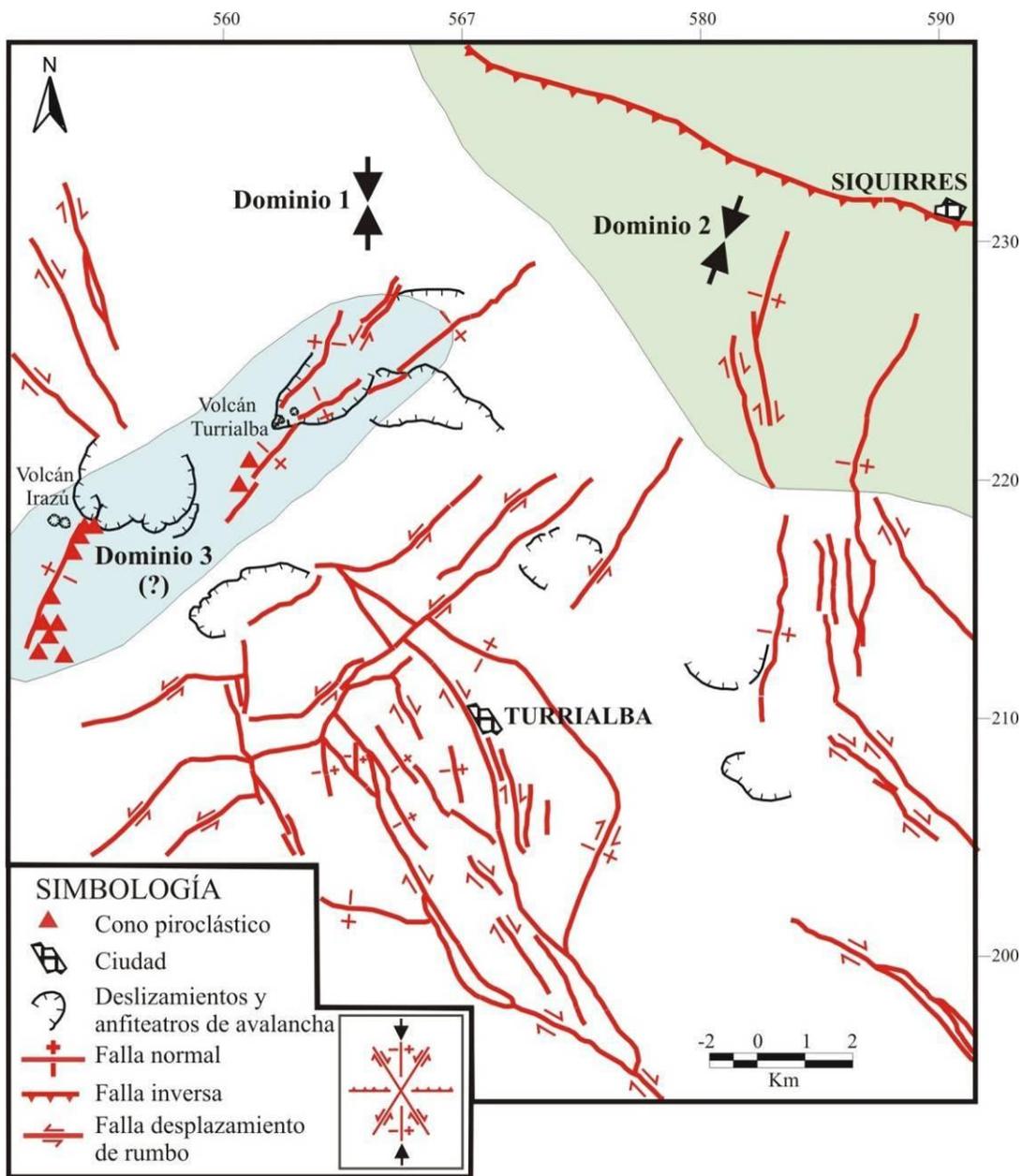


Figura 22: Fallas a nivel regional que cortan el macizo del Turrialba-Irazú y alrededores, en los dominios de los cinturones deformados del Norte de Panamá y del Centro de Costa Rica (figura tomada de Linkimer, 2003, figura 18).

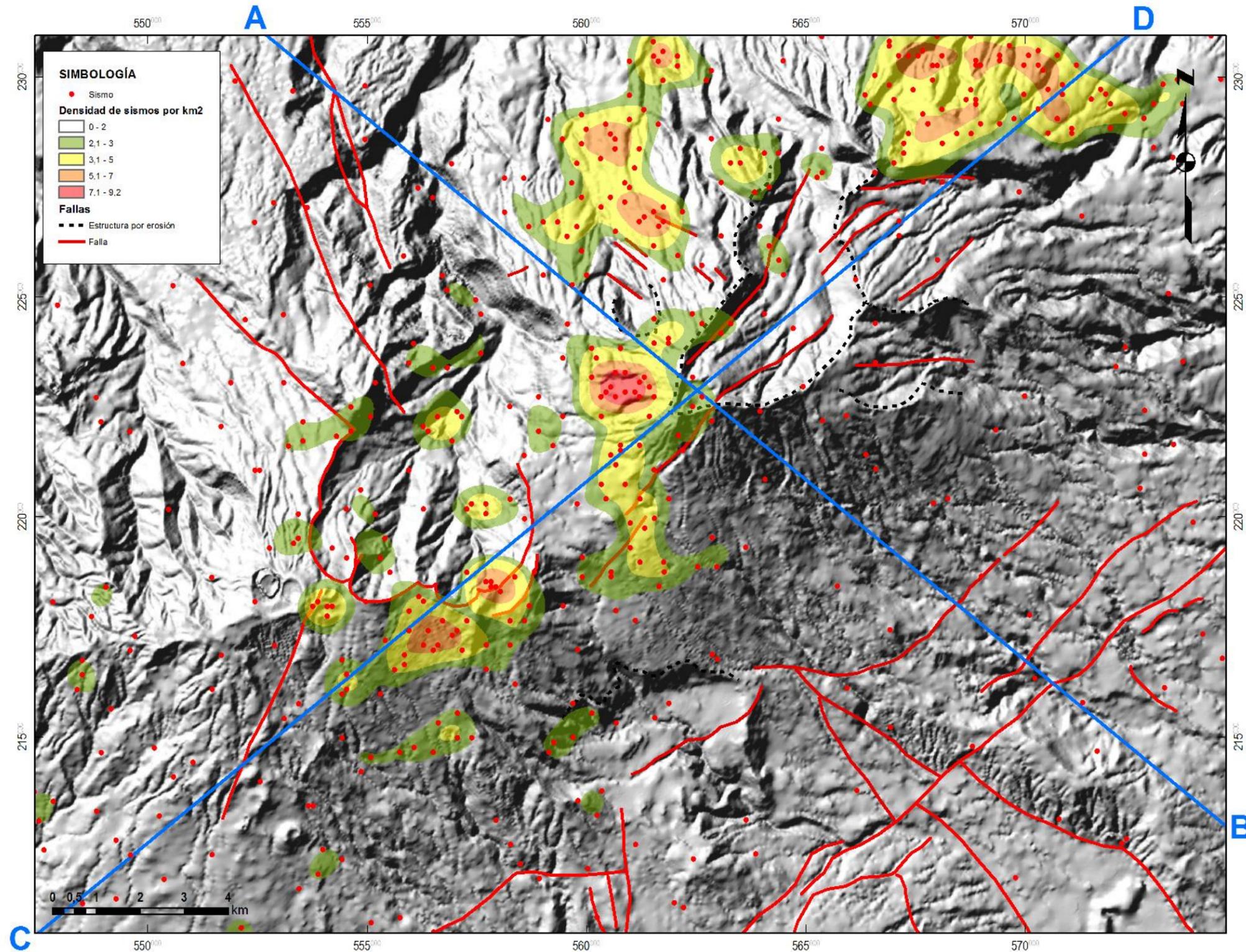


Figura 23: Distribución de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011, densidad de epicentros y ubicación de perfiles de las figuras 13, 14 y 15.

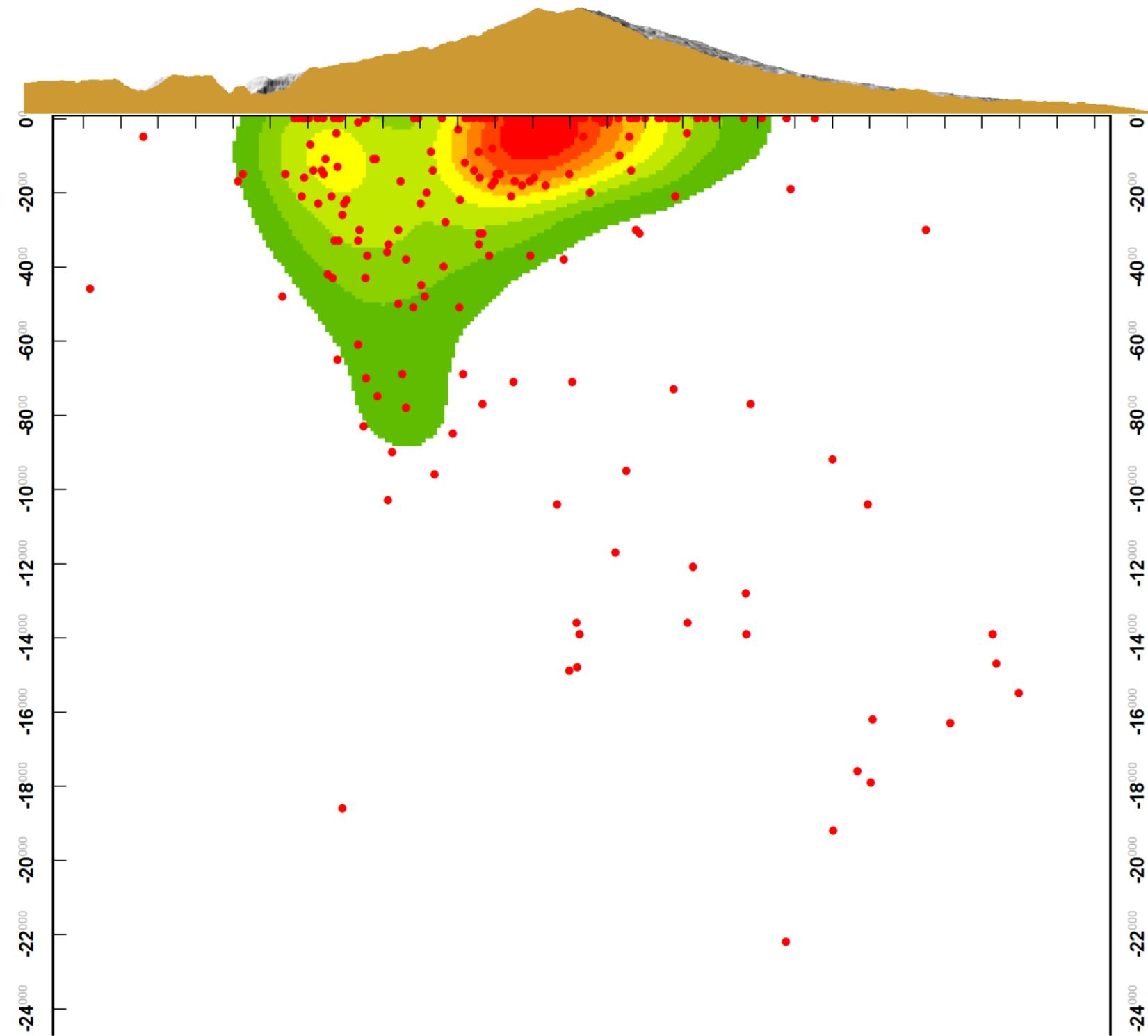


Figura 24: Perfil A-B (NW a SE) de la Figura 12, con los hipocentros proyectados de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011, y la densidad de hipocentros.

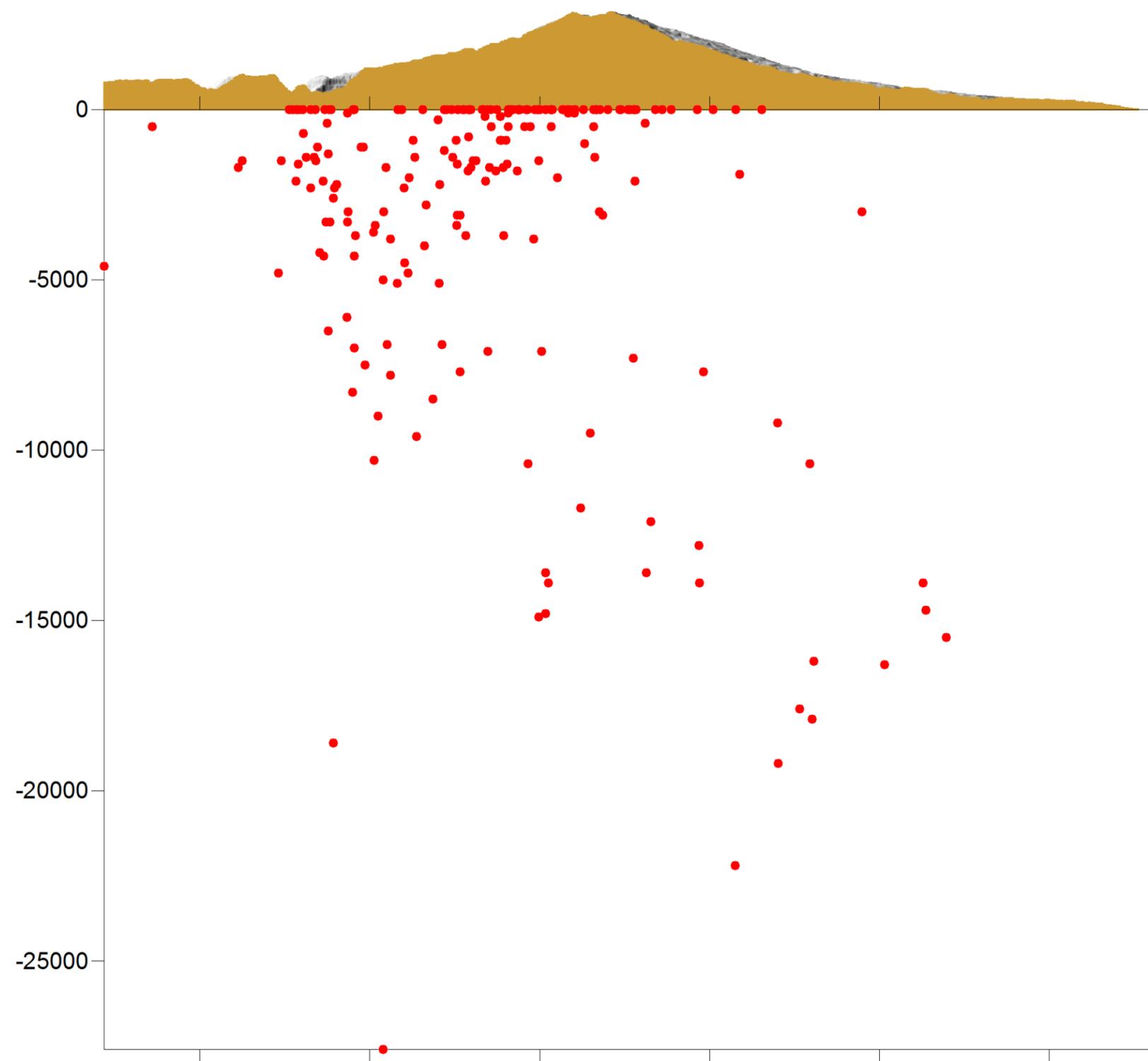


Figura 25: Perfil A-B (NW a SE) de la Figura 12, con los hipocentros proyectados de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011.

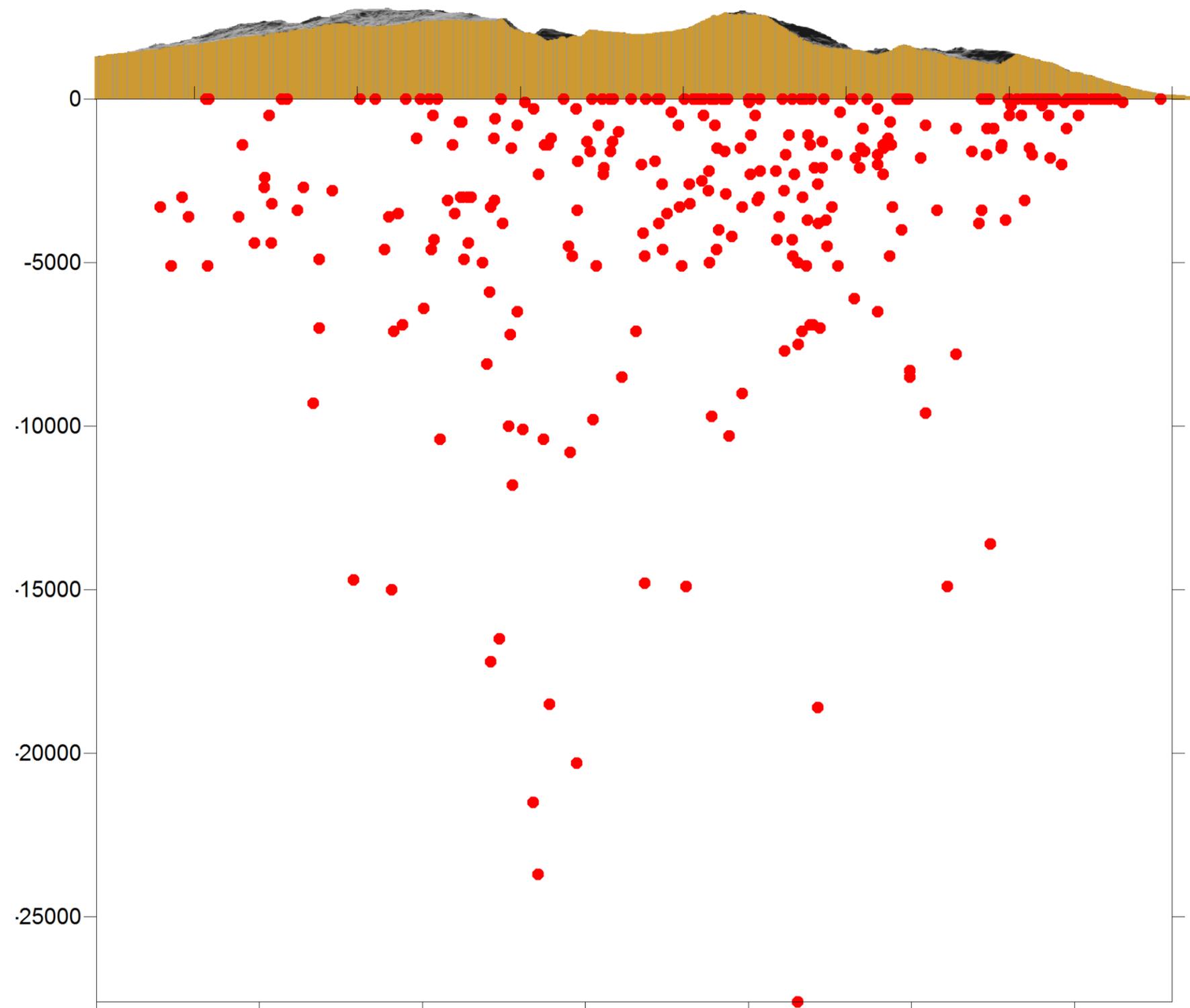


Figura 26: Perfil C-D (SW a NE) de la Figura 12, con los hipocentros proyectados de la sismicidad en el volcán Turrialba 2008-2011.

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).

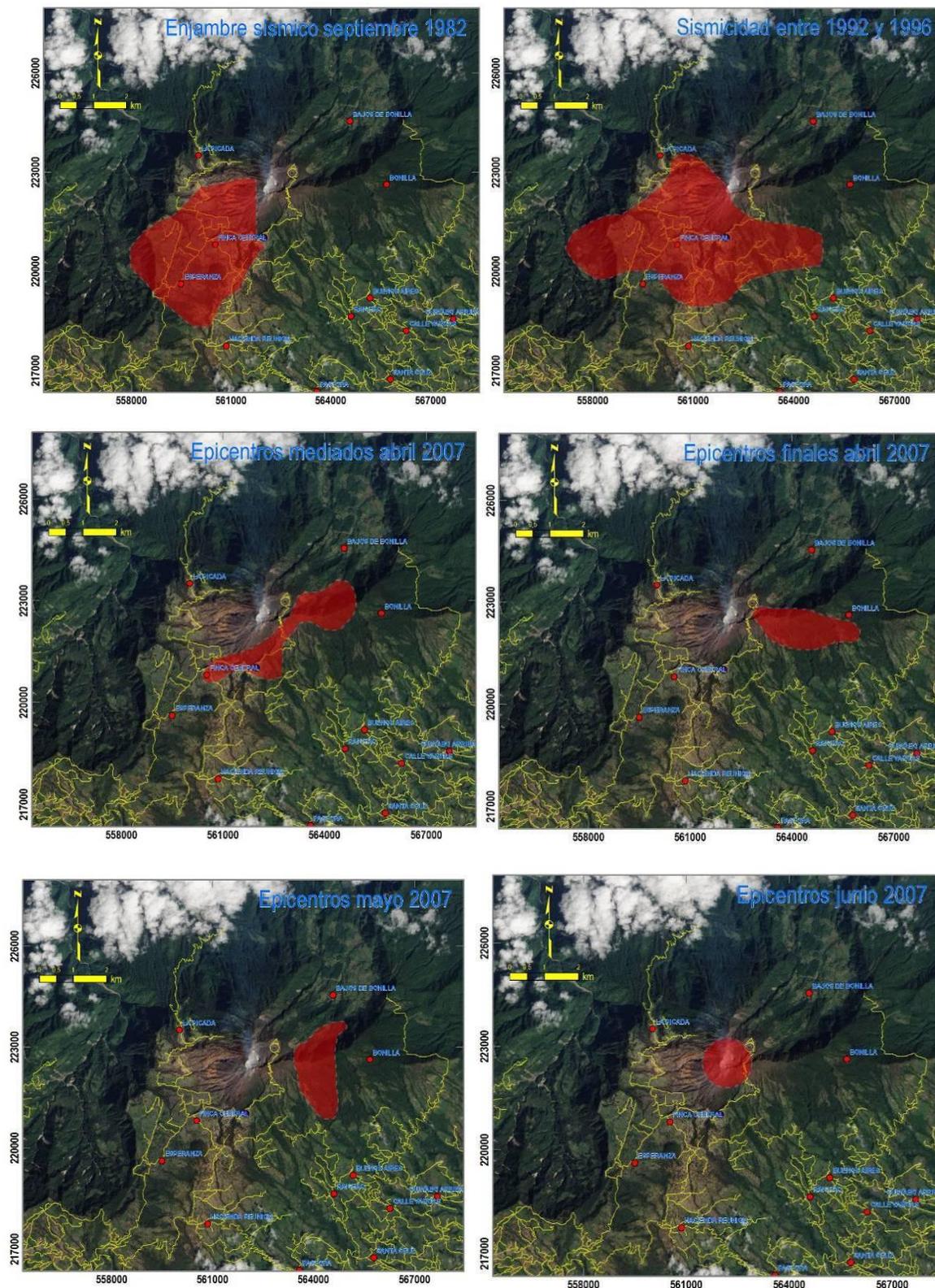


Figura 27: Enjambres sísmicos y sismicidad ubicada en el Turrialba desde 1982 y alrededores desde abril del 2007. El área periférica hacia el suroeste estuvo activa previo a la crisis sísmica del 2007, cuando las sismicidad se ubicó en la periferia este y bajo el cráter SW.



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.

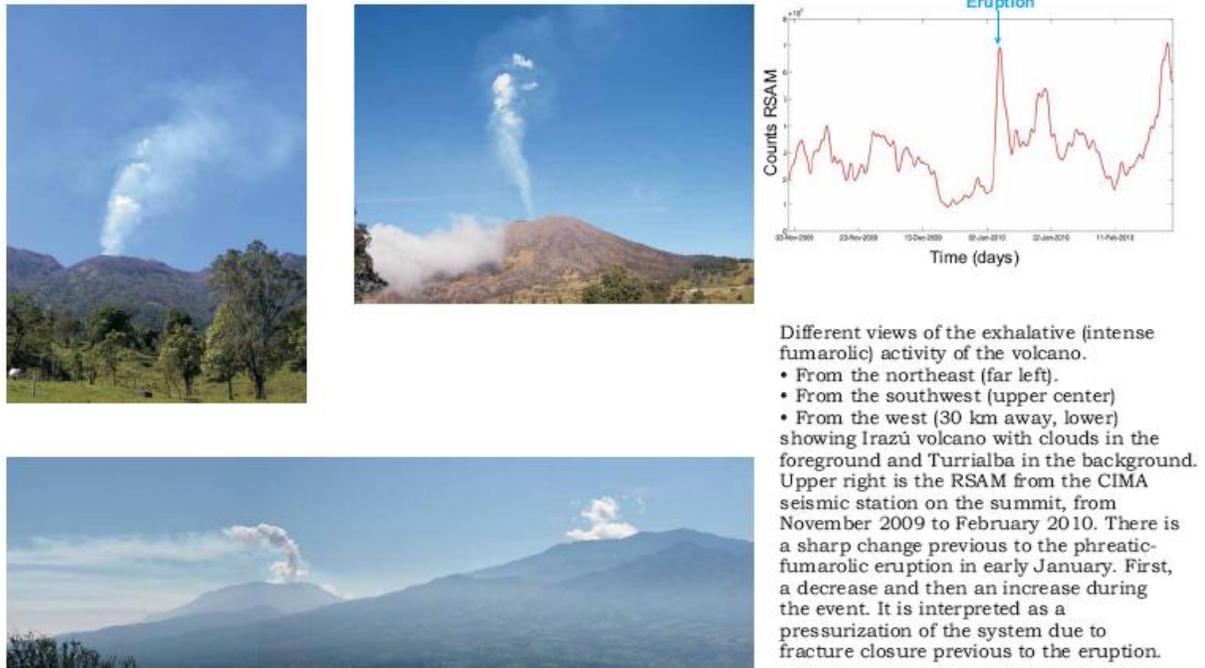


Figura 29: Actividad exhalativa y el RSAM: actividad sísmica antes y después de la erupción menor de enero del 2010 (Tomado de Soto et al., 2010).

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°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 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.

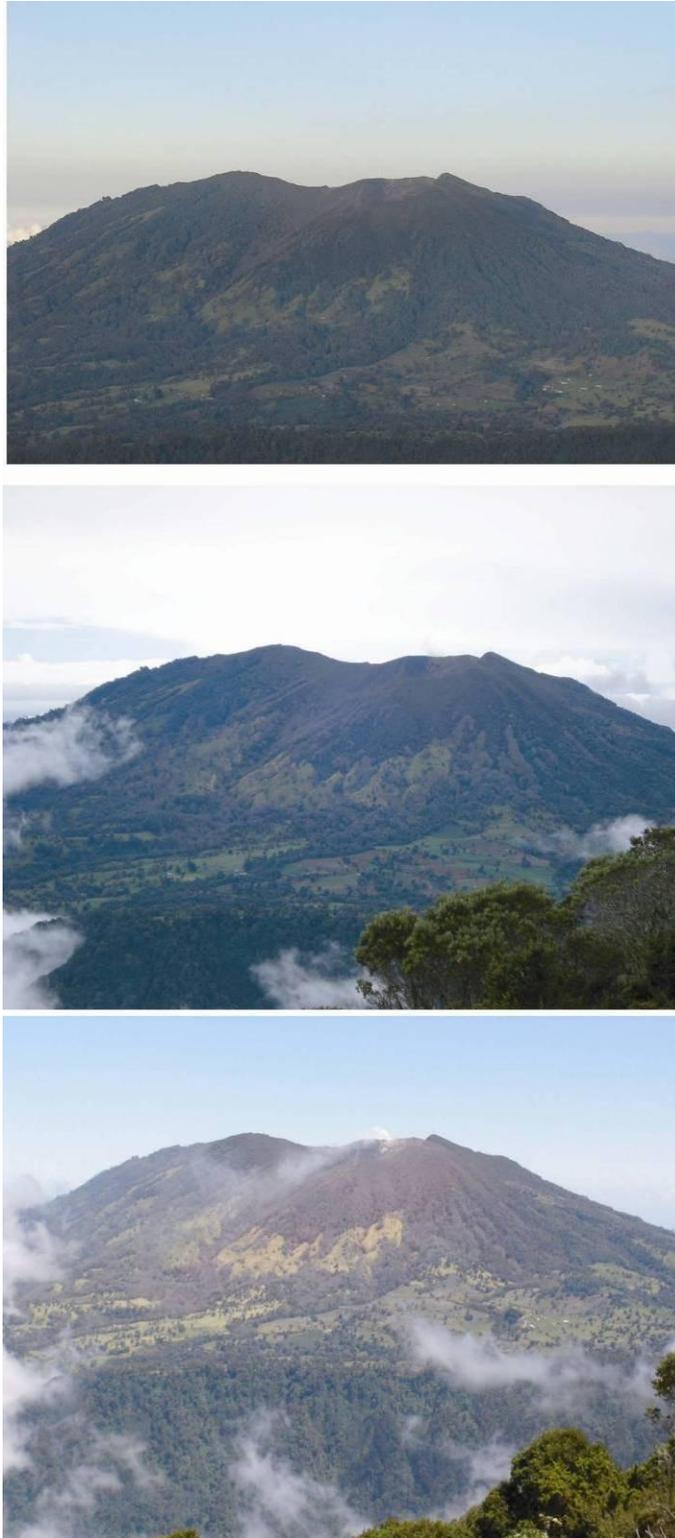


Figura 32: Evolución del área afectada por lluvia ácida en el sector occidental del volcán Turriaba: vegetación decolorada y quemada Vistas desde el volcán Irazú en enero del 2007 (arriba), junio del 2007 (centro) y enero del 2008 (abajo). Fotos cortesía de Pablo Ruiz (Rutgers University).

4.5.1. 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.

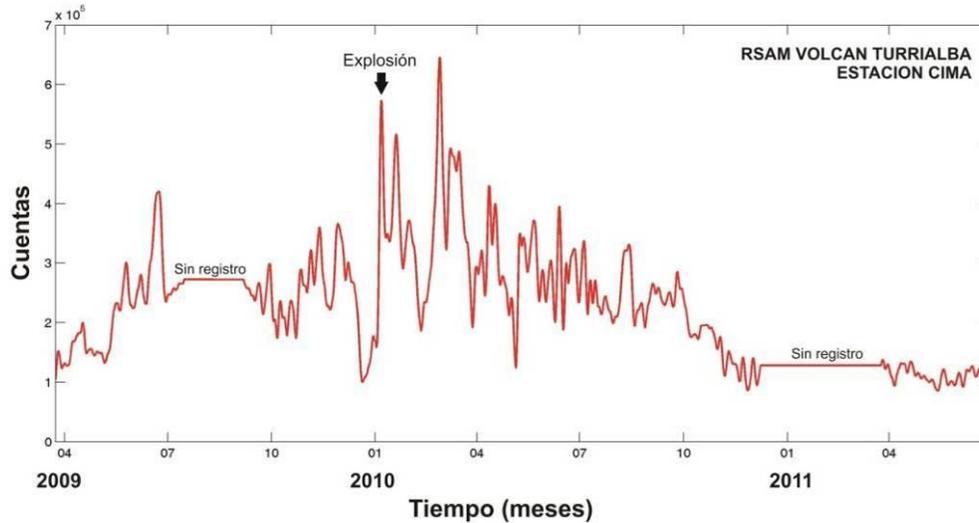


Figura 33: RSAM (*Real-time Seismic-Amplitude Measurement*) o “Medida de la Amplitud en Tiempo Real” calculado con una ventana móvil y a partir del registro continuo de la estación CIMA de la Red Sismológica Nacional (RSN:UCR-ICE), ubicada al sur del cráter central y que se compone de un sismómetro GURALP 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 reabajada, 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.

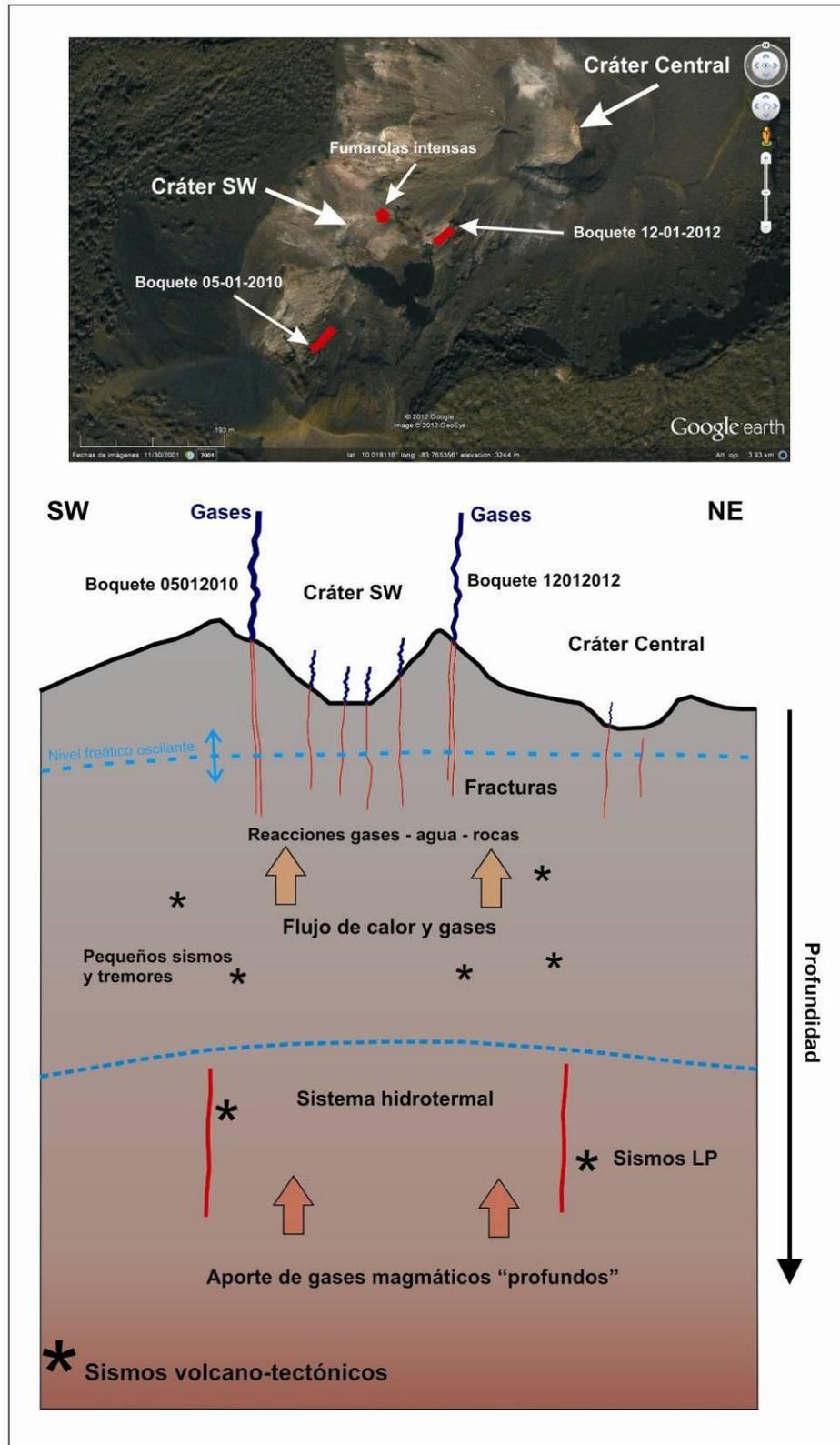


Figura 35: Modelo esquemático del aporte de gases, el sistema hidrotermal, las fumarolas, y las áreas de origen de la sismicidad bajo el cráter del Turrialba.



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 tremor 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 tremores 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.

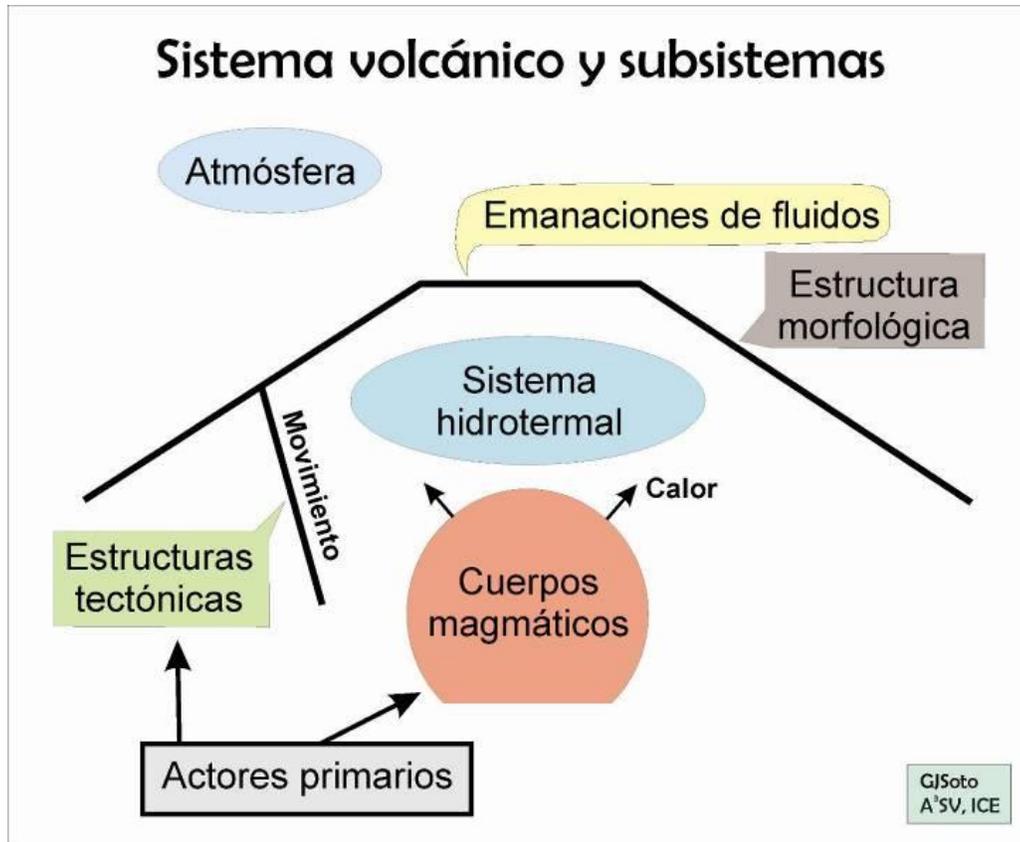


Figura 37: Esquemas que muestran el sistema volcánico del Turrialba, con un cuerpo magmático somero, un sistema hidrotermal, movimientos de fluidos, fallas activas y toda su posible interacción.

A manera de hipótesis, la actividad que se presentó en el volcán Turrialba entre el 2009 y 2010 ocurre producto del sobrecalentamiento y consecuente presurización del sistema hidrotermal ya sea por un posible ascenso de un pequeño cuerpo magmático y sus gases en profundidad o bien, un mejor intercambio de calor entre el cuerpo magmático antiguo y el sistema hidrotermal a consecuencia del rompimiento del sello de este cuerpo (Soto & Mora, en prensa). No obstante, no hay información suficiente para corroborar uno u otro caso. Adicionalmente, este proceso coincide también con el inicio la época seca en Costa Rica, luego de lluvias intensas al final de la época lluviosa, lo cual podría ser un elemento que pudo haber coadyuvado con el aumento de la actividad observado, debido a un aumento de agua en el sistema, y una oferta mayor de vapor.

Cambios en la sismicidad volcano-tectónica (menor profundidad y más cercanos al volcán), tremores más intensos y continuos y otras características en un futuro cercano o a mediano plazo, podrían ser indicadores de erupción.

Capítulo 5: Los peligros volcánicos en el Turrialba



No todos los volcanes se comportan similar (tienen su “volcanalidad”: cf. Soto & Alvarado, 2006, p. 268), y para efectos de vigilancia y peligro potencial no es lo mismo un volcán con actividad eruptiva continua y sostenida, como el volcán Arenal entre 1968-2010, que un volcán con actividad exhalativa prolongada como el Turrialba, o bien volcanes ubicados a lo largo de sistemas fisurales (conos piroclásticos El Armado y Tiendilla, en el flanco SW del Turrialba).

Con los avances de las ciencias y la tecnología presentes, aún en momentos de crisis, los vulcanólogos se enfrentan con una serie de dilemas, tales como el pronóstico de la actividad del volcán, la metodología de trabajo a elegir y la comunicación con los agentes sociales y gubernamentales. Además, es prácticamente imposible disponer de un recuento con todas las erupciones de un volcán. No obstante, debe al menos intentarse la identificación de los períodos de actividad que pueden asociarse con ciclos evolutivos del volcán. 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.

Las erupciones volcánicas varían en tipo, magnitud y duración, no solamente de un volcán a otro, sino en un mismo volcán durante períodos breves o largos. La frecuencia de las erupciones también varía desde volcanes que mantienen una actividad eruptiva periódica por decenas e incluso miles de años, mientras que otros se activan solamente durante intervalos de cientos a miles de años.

Para el caso del Turrialba, se han evaluado los aspectos de estratigrafía y geología destacados previamente, los mapas asimismo mencionados en la introducción (Paniagua & Soto, 1986, 1988; Reagan, 1987; Jerez & Cline, 1990; Soto & Paniagua, 1992; Reagan et al., 2006; Alvarado, 2006; Soto & Alvarado, 2008 y Soto et al., 2010), así como los mapas mostrados por la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) en su cibernsio (www.cne-go-cr). El mapa regional de la CNE se muestra en la Figura 38.

Tales mapas muestran de manera simplificada y regional los peligros, con diferentes visiones, de modo que se ha considerado de importancia realizar un mapa sintético relativo al Turrialba, así como detallar los diferentes peligros uno por uno, lo cual es el objetivo fundamental de este trabajo.

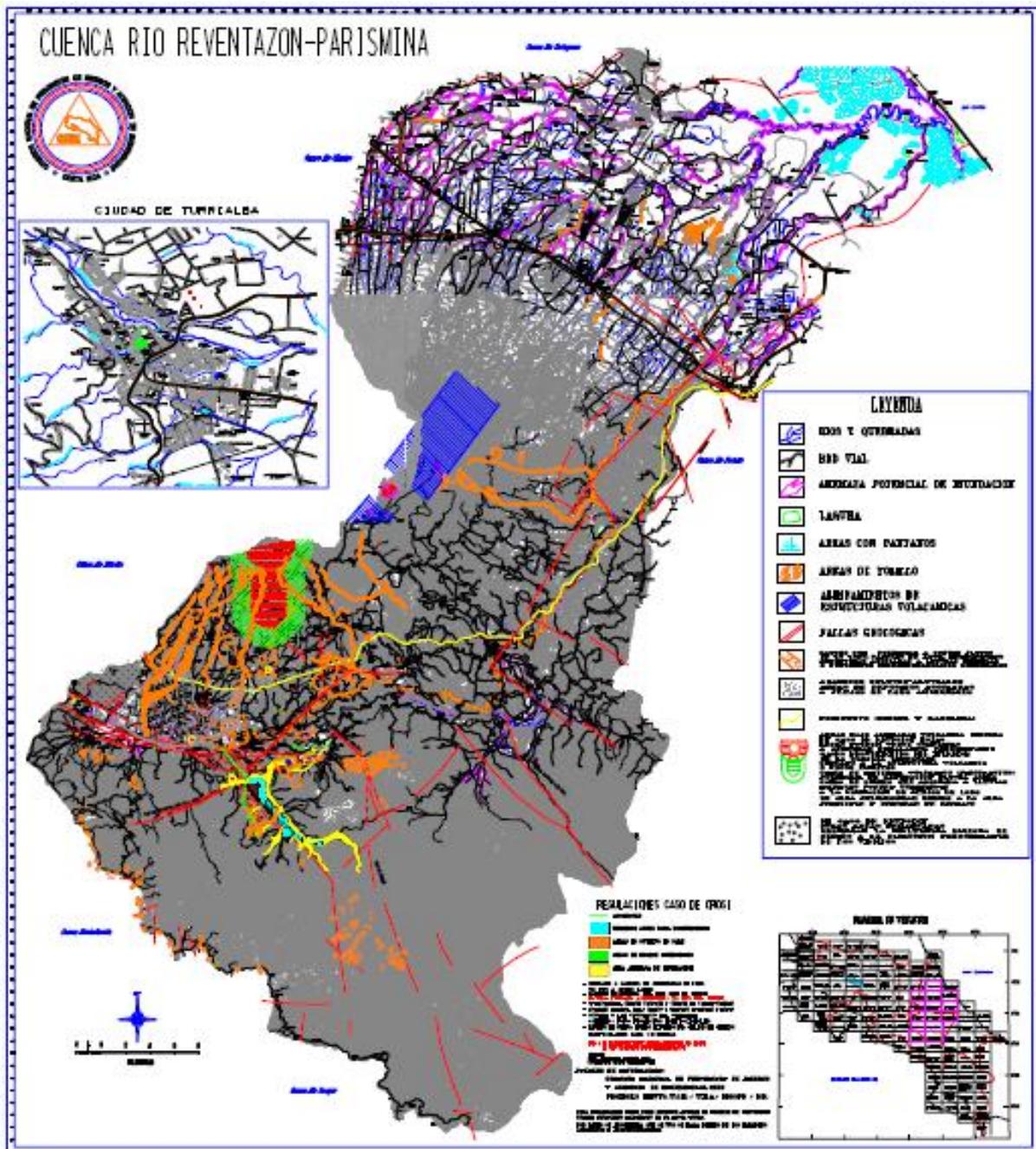


Figura 38: Mapa de la CNE de la cuenca del Reventazón-Parismina, que muestra los diferentes peligros geológicos, incluidos los volcánicos. Los peligros del Turrialba se encuentran muy simplificados, particularmente hacia el sector caribe. Tomado del cibernsio www.cne.go.cr.

5.1. Peligros volcánicos, volcán Turrialba

Los trabajos mencionados han identificado los siguientes peligros volcánicos en el Turrialba:

- La salida y dispersión de gases a la atmósfera, en particular por los vientos que soplan hacia el oeste, y en otros casos hacia el sureste, este y norte. Y la lluvia ácida producida por la mezcla de los gases con la lluvia y neblina.
- Caída balística de bloques, que por su dinámica afectarían posibles áreas en un radio de algunos kilómetros alrededor del volcán. Pueden ser expulsados en ángulos cercanos a la vertical, o en ángulos bajos.
- Caída de piroclastos, que implican tres escenarios típicos.
 - 1) Erupciones freáticas, como las observadas en fases de los últimos 2 mil años (ver Figuras 19 y 20).
 - 2) Erupciones magmáticas (estrombolianas-vulcanianas), como la de 1864-66, con columnas de cenizas de unos 5-10 km de altura, con volúmenes discretos del orden de millones a decenas de millones de m³ de material eruptado.
 - 3) Erupciones subplinianas (por ejemplo la de hace 2 ka, figuras 13, 15, 17), con columnas del orden de 10-20 km, y con un volumen eruptado ~0,2 km³ (cf. Reagan et al., 2006).
- Flujos piroclásticos. Incluyen:
 - 1) aquellos asociados con el colapso de columnas de erupciones subplinianas o domos;
 - 2) los originados por colapso de columnas estrombolianas –vulcanianas densas, como sería el caso de 1864-66;
 - 3) flujos de bloques y cenizas;
 - 4) por colapso de frentes de coladas de lava.
 - Se incluyen también las oleadas acompañantes, o bien generadas independientemente por explosiones freatomagmáticas.
- Apertura de bocas eruptivas laterales, y generación de lavas, como los de los conos adventicios El Armado y Tiendilla.
- Coladas de lava, de andesitas basálticas blocosas, de lento discurrir, y en general el rango basaltos-dacitas.
- Lahares, originados por lluvias intensas durante o después de períodos eruptivos intensos, que arrastran gran cantidad de lodo, arenas y rocas métricas.
- Deslizamientos y *debris avalanches*, por la caída gravitacional de un sector del edificio volcánico.
- Sismos volcánicos, particularmente por el ascenso de magma, pero también tectónicos en fallas cuspidales o cercanas a la cima.

5.1.1 La salida y dispersión de gases y lluvia ácida

Cuando el magma rico en gases disueltos llega cercano a la superficie, pierde la mayoría de sus gases, ya sea de forma pasiva o durante las explosiones. Los gases mayoritarios suelen ser vapor de agua (H_2O) y bióxido de carbono (CO_2), que suman más del 90 %. Otros son gases de azufre (sulfuro de hidrógeno: H_2S ; bióxido de azufre: SO_2), cloruro de hidrógeno (HCl), fluoruro de hidrógeno (HF), y menores como metano (CH_4), nitrógeno, argón, helio (N_2 , Ar , He).

La evacuación de los gases en los volcanes puede ocurrir de forma pasiva a través de fracturas en la estructura o edificio volcánico y emitido en forma difusa a través del suelo a la atmósfera, o bien centralizada en áreas fumarólicas intensas, a lo largo de fracturas o en las áreas pericratéricas o intracratéricas. Los gases magmáticos emitidos provienen de su exsolución del magma durante el ascenso desde cámaras magmáticas (profundas o someras) hasta la superficie, previo a erupciones, o bien a la desgasificación de magma almacenado con poco movimiento vertical.

Finalmente, durante el volcanismo explosivo, los gases o volátiles desempeñan un papel preponderante en el grado de explosividad, de modo que se considera que los volátiles son los que manejan el comportamiento general del volcanismo.

Durante los periodos intereruptivos de los volcanes, la desgasificación del magma acompañado de vapor de agua del entorno es uno de los fenómenos más comunes del volcanismo activo. Aparte del agua, el bióxido de carbono (CO_2) y los gases sulfurados (SO_2 y H_2S) son los más comunes emanados de los volcanes, así como cantidades menores de cloro, flúor, helio, metano, monóxido de carbono, radón, hidrógeno, argón y boro (Cl , F , He , NH_4 , CO , Ra , H , Ar , B) (cf. Wallace & Anderson, 2000; Delmelle & Stix, 2000).

La mezcla de los gases ácidos emitidos con la humedad ambiental y las nubes, sobre todo en ambientes tropicales, promueven la formación de nubes ácidas y su consecuente precipitación como lluvia ácida ($pH < 5,6$). En Costa Rica, varios volcanes han mantenido largos periodos de desgasificación intensa sobre todo desde sus cráteres cuspidales, en diferentes periodos de la historia reciente, como son el Turrialba, el Rincón de la Vieja, el Poás y el Turrialba (Figura 39). En los tres últimos, la actividad exhalativa ha afectado severamente el entorno biótico en sus áreas más proximales, pues los gases y la lluvia ácida, empujados por el viento han quemado o dañado el bosque, en estos casos principalmente hacia el occidente, que es hacia donde soplan los vientos predominantes en Costa Rica en todo el año.

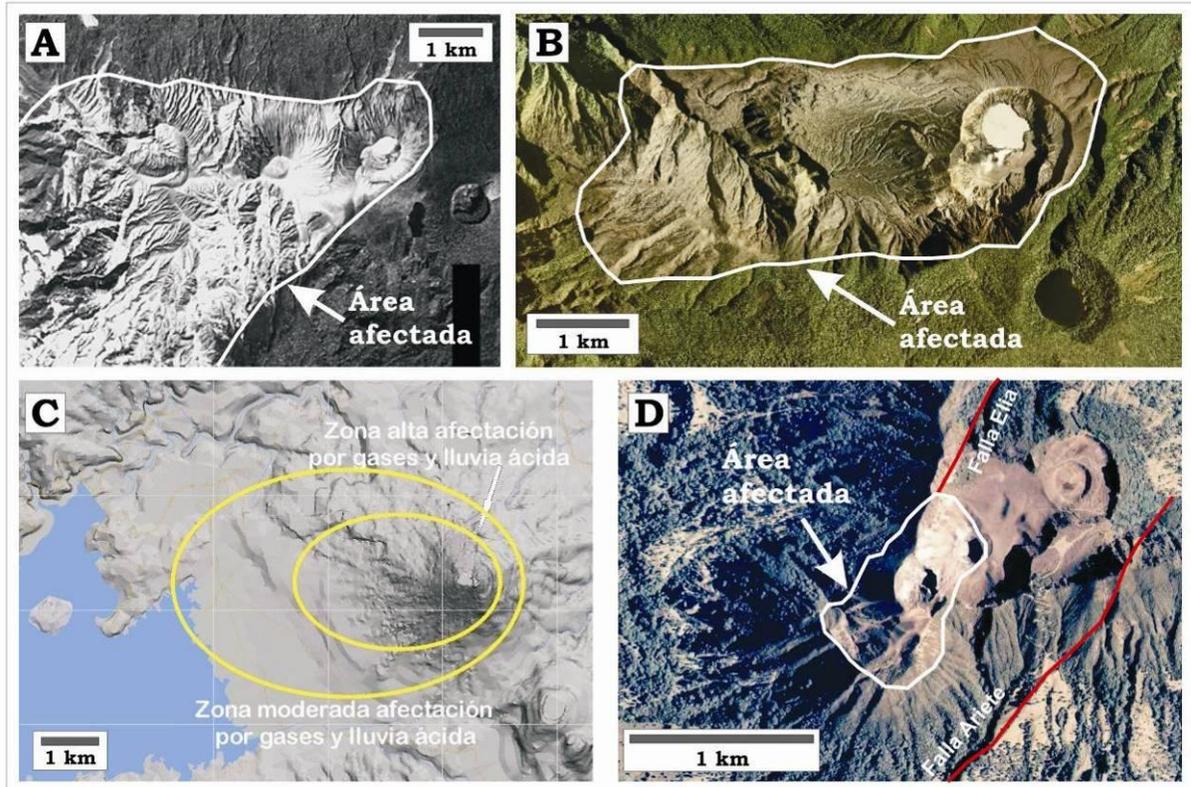


Figura 39: Algunos volcanes de Costa Rica con afectación por gases y lluvia ácida. Se muestran las áreas más severamente afectadas. A: Rincón de la Vieja (foto de la década de 1970). B: Poás (foto de 1998). C: Arenal (Tomado de Soto & Sjöbohm, 2005). D: Turrialba (foto de 1998). Fotos aéreas de A, B y D del Instituto Geográfico Nacional. El norte está hacia arriba en todas las imágenes. Tomado de Soto & Mora (en prensa).

A pesar de que la salida de gases y la lluvia ácida son eventos volcánicos de baja peligrosidad, prevalecen por periodos usualmente largos (de meses hasta años o décadas), y entonces sus efectos se tornan muy dañinos o crónicos, sobre todo en los bosques o terrenos agrícolas aledaños y en el caso de fauna y habitantes, con frecuencia causan su emigración.

Este breve trabajo pretende analizar los antecedentes de las emisiones gaseosas del volcán Turrialba, en particular durante los últimos años, caracterizar los productos y delimitar las áreas de influencia de los gases y la lluvia ácida.

Antes y después de la última erupción (1864-1866), el volcán mostró una intensa actividad fumarólica. Desde antes de 1723, el volcán echaba “humo”, y hay testimonios escritos de los años 1847, 1853, 1855 y 1861, donde se le describe expulsando gases y hasta “llamaradas”. El primer científico que lo visitó fue el geólogo alemán Karl von Seebach en 1864, y meses después hizo erupción, que él describió con algún detalle. La erupción se prolongó por casi dos años, entre setiembre de 1864 y febrero de 1866. La ceniza llegó a caer

en San José, Atenas, gran parte del Valle Central Occidental y hasta en Puntarenas, aunque no en grandes cantidades. Esta fue la última del volcán, y desde ese entonces ha mantenido una actividad fumarólica, cuya temperatura se mantuvo cerca de los 90 °C.

El poblado de Turrialba (la ciudad de hoy) surgió hacia 1890, con la construcción del ferrocarril, como lugar de paso y pernoctación (Bedoya, 2004). Es por eso que los turrialbeños no recuerdan haber visto nunca al volcán como lo ven recientemente, pues la anterior actividad exhalativa intensa y erupción sucedieron un cuarto de siglo antes del inicio del pueblo.

La actividad fumarólica se ha intensificado desde 1996, marcadamente desde el 2003 y 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. Luego, la crisis freática-fumarólica que ocurrió en enero del 2010, con erupción de ceniza no magmática a través de la nueva boca fumarólica abierta (Figura 28).

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 40).

La altura y robustez del penacho depende principalmente de las condiciones atmosféricas, como la temperatura ambiente, que permite mayor o menor condensación de vapor de agua, la presencia o no de nubes y la consiguiente visibilidad por ellas, y de la altura y velocidad de los vientos predominantes. Estos varían en el transcurso del día y estacionalmente (Figuras 40 y 41).

El penacho de gases se puede seguir en algunas ocasiones a través de imágenes satelitales, en color real, infrarrojo, o bien en línea a través de satélites seguidores de SO₂ (como el OMI), según se ve en la figura 42.

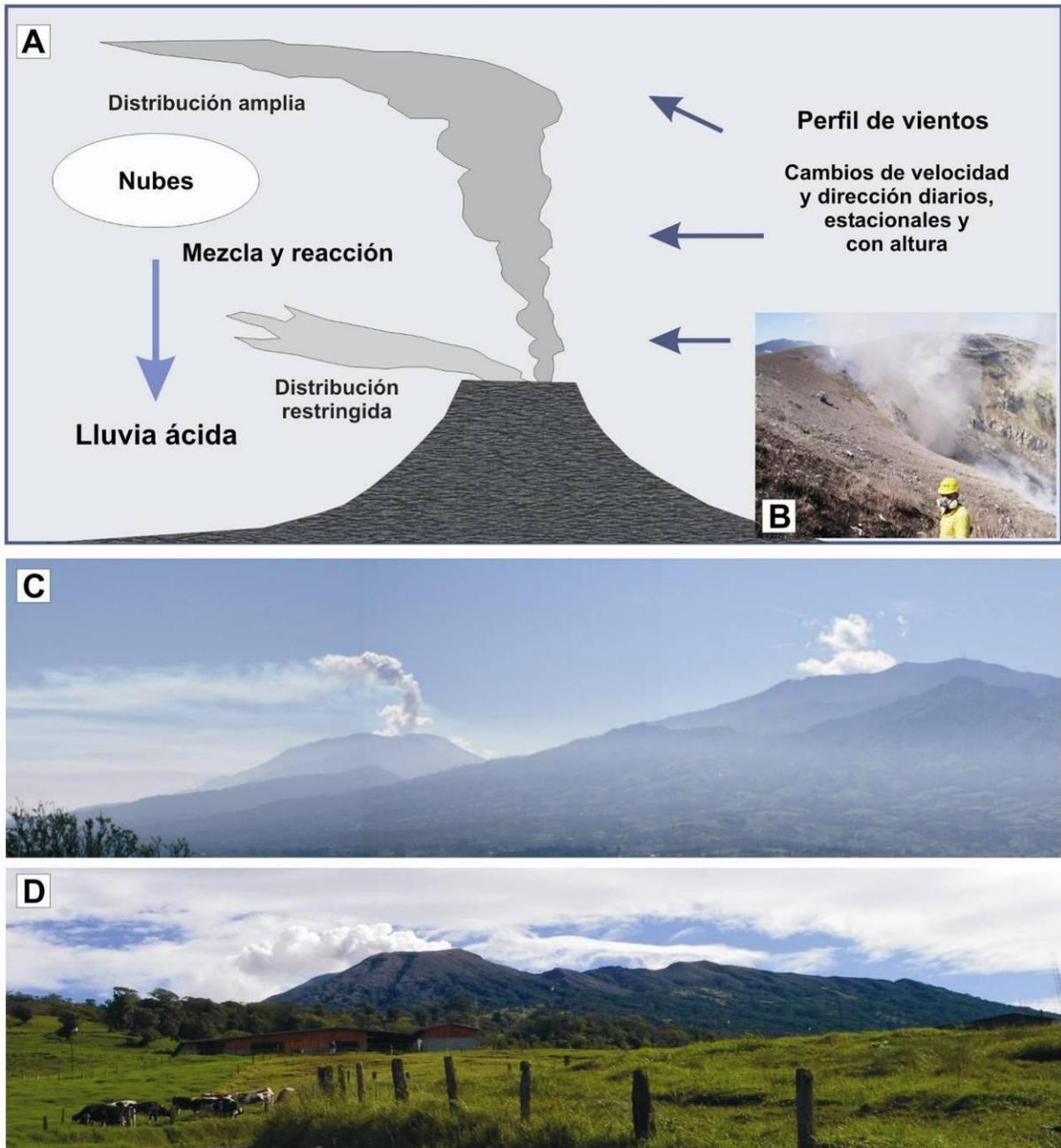


Figura 40: Proceso de desgasificación en la cima del volcán Turrialba. A: Condiciones cambiantes del penacho de gases según el perfil de vientos predominantes, que varían según hora, estación y altura, y por lo tanto se distribuyen diferentemente en el tiempo. B: La nueva boca fumarólica instalada en enero del 2010. C: Ejemplo de penacho alto (el de la izquierda. A la derecha, el Irazú con nubes) con amplia distribución y visible desde vastas áreas (foto de Raúl Mora desde San Rafael de Heredia, 08-04-2010). D: Ejemplo de penacho rasero sobre el cráter visible casi solo desde las cercanías del volcán (foto de G.J. Soto desde La Pastora, 11-06-2010). Tomado de Soto (2010).



2010-04-14, foto Daniela Herra desde Heredia



2010-06-07, foto anónima, desde Belén

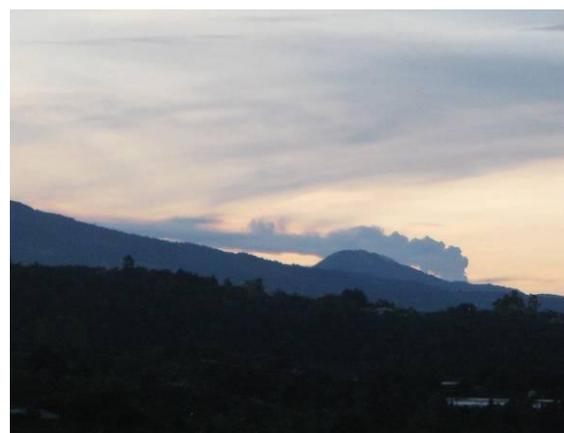


Figura 41: Diferentes vistas de la actividad exhalativa del Turrialba, en diferentes momentos, cuya orientación depende de los vientos predominantes. Arriba a la izquierda, 2010-04-14, foto Daniela Herra desde Heredia, se ve el penacho hacia el sureste. Arriba a la derecha, 2010-06-07, foto del Ing. Luis Rodríguez U. (cortesía de G.E. Alvarado) desde Belén (cortesía de Guillermo Alvarado), hacia el oeste. Medio a la izquierda, 2010-06-21, foto Lepolt Linkimer desde Turrialba, hacia el este-sureste. Medio a la derecha, 2010-08-24, foto La Nación desde San José, hacia el oeste. Abajo a la izquierda, 2011-03-09, foto Gerardo J. Soto desde La Esperanza, hacia el sureste. Abajo a la derecha, 2011-07-04, foto Aristides Alfaro desde Grecia, hacia el oeste.

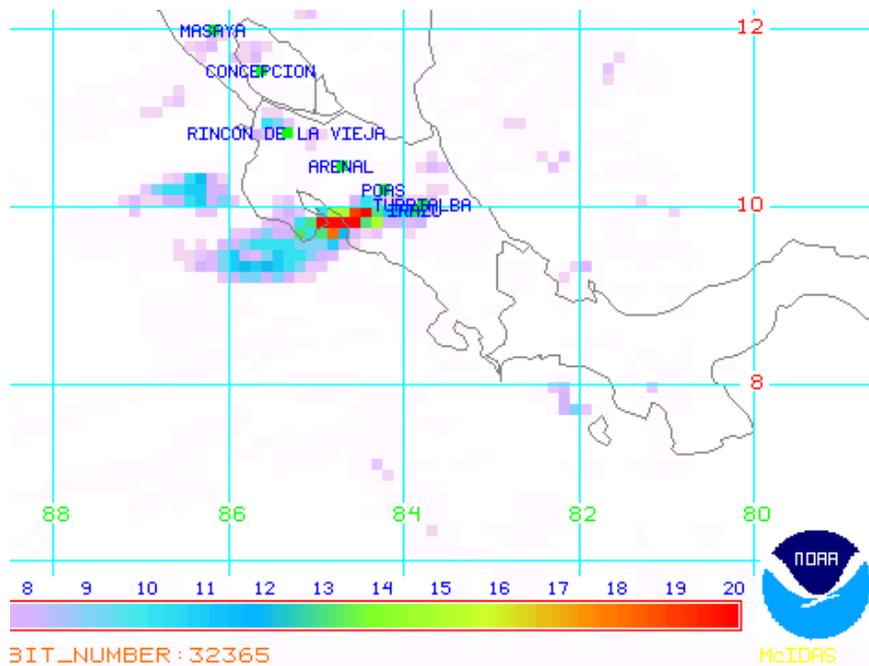


Figura 42: Arriba, imagen satelital del volcán Turrialba del 21 de enero del 2010, que muestra el penacho dirigido hacia el norte (Cortesía de NASA, disponible en línea en: http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/42000/42425/turrialba_ali_2010021_lrg.jpg). Abajo, imagen satelital de OMI, producido por la NOAA estadounidense, del 15 de agosto del 2010, que muestra la concentración de SO₂ en la atmósfera alta (Imagen 2010-08-15, 1858 UTC, adquirible en línea: <ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/images>). Estas imágenes no siempre se pueden obtener, pues dependen del clima, particularmente de la nubosidad.

Los gases emanados del volcán entre 1998 y 2009 se pueden caracterizar con base en los datos publicados por Vaselli et al. (2010) y Hilton et al. (2010). Estos autores consideran que antes del 2001 las emanaciones eran netamente hidrotermales, entre 2001 y 2007 una mezcla con gases magmáticos y desde el 2007 predominan los gases magmáticos. No es posible, sin embargo, establecer si hay magma en ascenso o corresponde con un almacenamiento profundo (5 o más kilómetros) en desgasificación. Los datos sismológicos parecen sustentar la segunda hipótesis.

De tal manera, aparte del sempiterno alto contenido de agua, entre 1998 y 2001 predominaba el CO₂ (950-990 mil partes por millón: ppm) y había H₂S (1-10 mil ppm). Del 2001 al 2007 apareció SO₂ (2 a 25 mil ppm) de fuente magmática, y del 2007 al 2008 bajó el CO₂ (hasta 680 mil ppm) y subió el SO₂ (230 mil ppm), el H₂S (35-62 mil ppm), el HCl (9 mil ppm) y el HF (10-20 mil ppm).

No hay datos fehacientes para el 2010, salvo algunos de Díaz et al. (2010), que se consideran no son de utilidad comparativa.

La mezcla de gases ácidos (SO₂ y Cl principalmente) con la humedad ambiental y las nubes han promovido la formación de nubes ácidas y su consecuente precipitación como lluvia ácida (pH<5,6), sobre todo en el sector occidental, debido a que los vientos regionales soplan desde el sector caribe (de E y ENE a W y WSW; Figuras 36 y 43).

Sin embargo, hay vientos que soplan en otras direcciones predominantes, con variaciones diurnas, estacionales y con respecto a la altura, como se mostró en parte en la Figura 40 y como se muestra en la Figura 44.

La Figura 45 muestra claramente cómo la lluvia ácida se orienta hacia el sector oeste y suroeste, arrastrada principalmente por los vientos alisios, pero también hacia el sureste, con base en los datos recopilados por el ICE, distribuidos electrónicamente y publicados en la ciberpágina de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE; <http://www.rsn.ucr.ac.cr/index.php/en/vulcanologia/semaforo-volcanico>). Se ve comparativamente, además, la distribución de lluvia ácida del 6 de enero del 2010 (Figura 46A) con distribución neta al oeste; del 18 enero del 2011 (Figura 46B) con distribución al oeste, suroeste y sureste, y del 26 setiembre del 2011 (Figura 46 C) con distribución al oeste y sur-sureste, como ejemplos de diferentes direcciones predominantes.

Con base en los datos de la distribución de cenizas arrastradas por el viento en 1864-66 (ver más adelante), la ceniza fina distribuida por el viento en enero del 2010 (Soto et al., 2010) y estos mapas de lluvia ácida, es posible hacer extrapolaciones sobre las áreas expuestas a esta amenaza en el futuro, si el volcán continúa o incrementa su actividad exhalativa e incluso si llega a erupcionar. Estas proyecciones son indicadas asimismo por el mapa de la Figura 45.



Figura 43: Vistas del penacho de gases del Turrialba distribuido hacia el oeste (“normal”) del volcán. Arriba, vista desde La Esperanza, unos 4 km al suroeste del cráter activo, en marzo del 2011) Abajo, una vista desde el camino entre Capellades y La Pastora, unos 10 km al suroeste, en febrero del 2011.

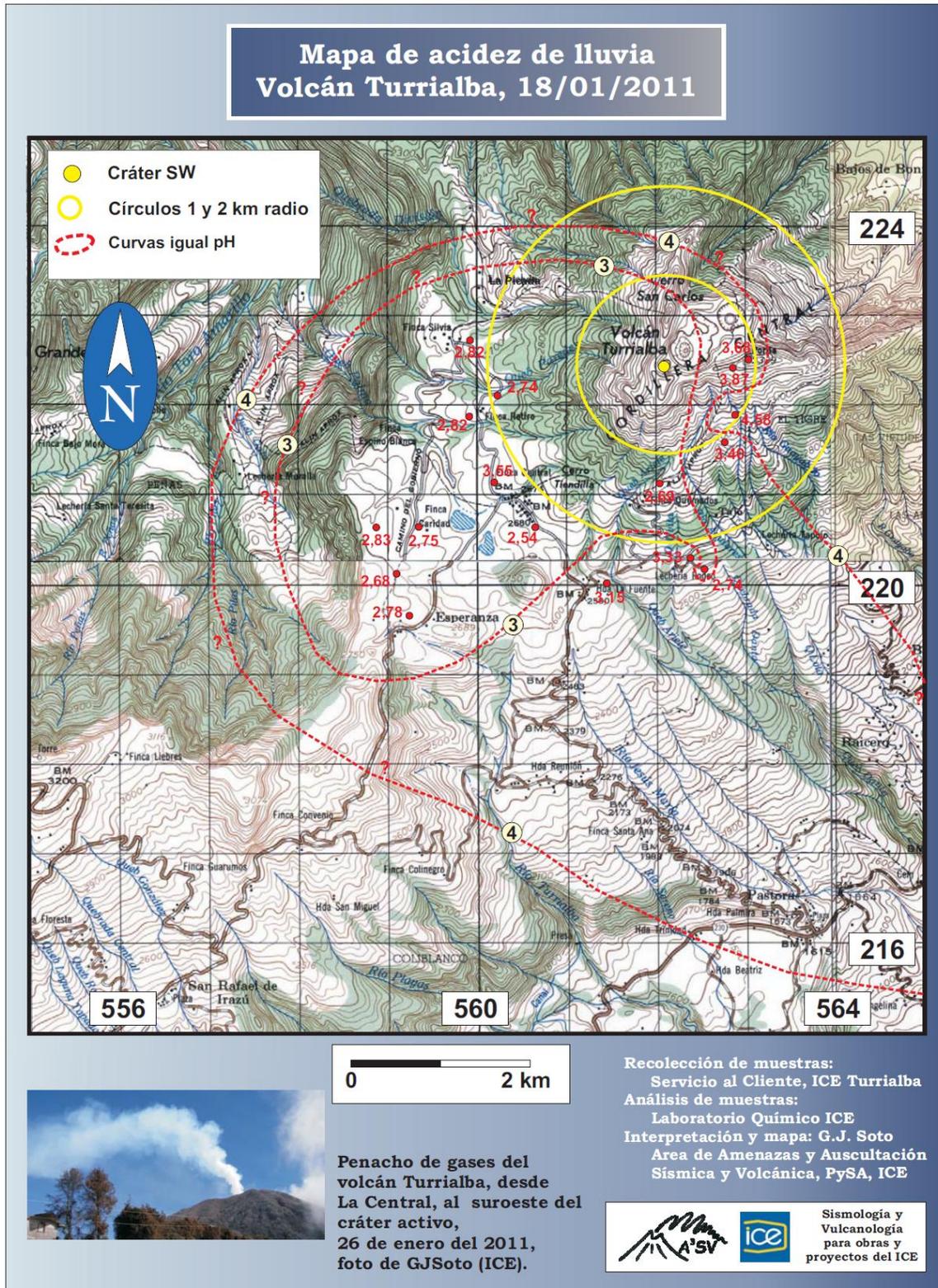


Figura 46B: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, enero del 2011, hacia el oeste, suroeste y sureste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).

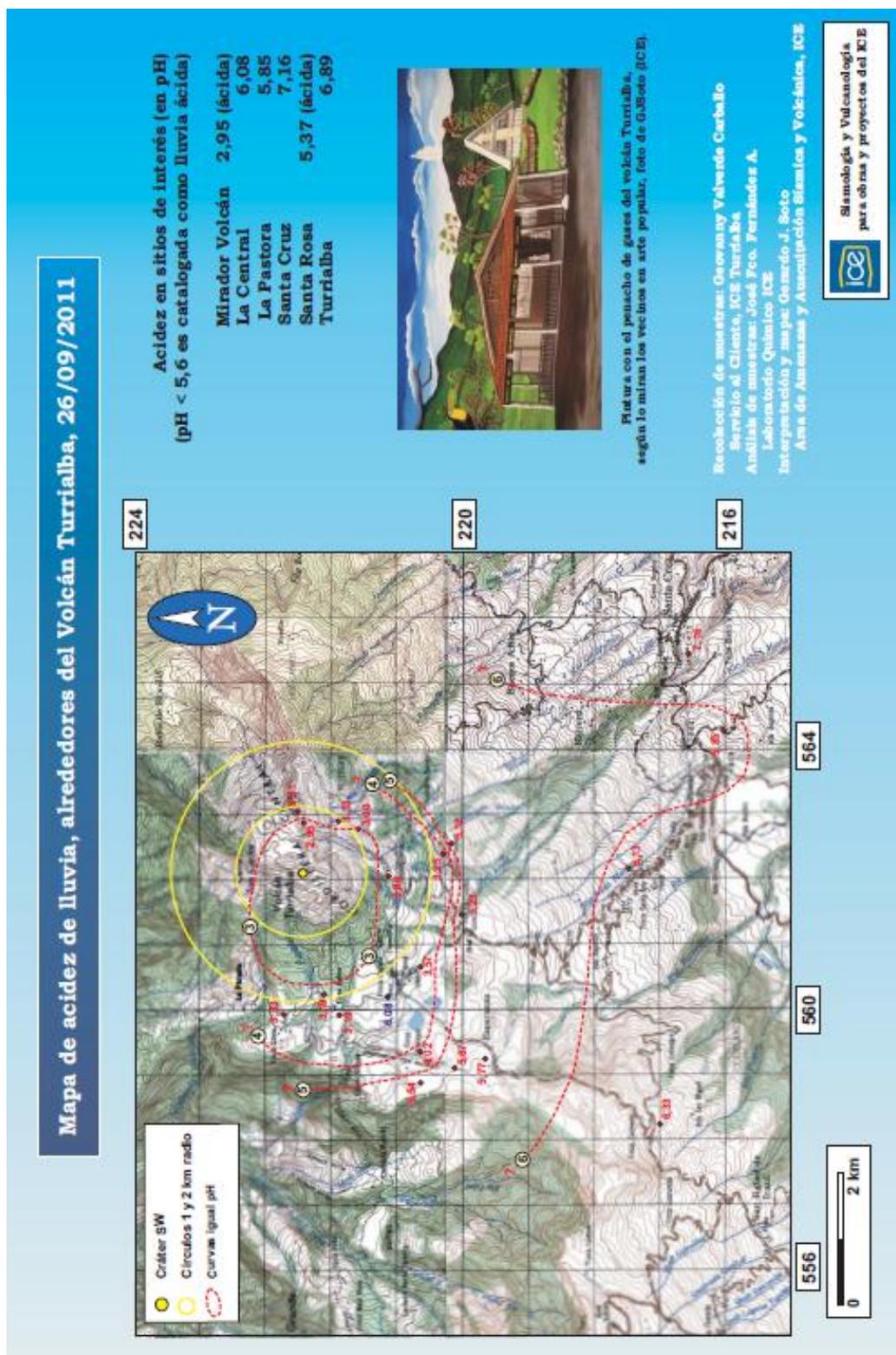


Figura 46C: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, setiembre del 2011, hacia el oeste y sur-sureste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).

5.1.2. Caída balística de bloques

Al ocurrir explosiones volcánicas, se originan bloques y bombas de diversos tamaños, tanto del nuevo magma en erupción, como de las paredes que se rompen en la erupción, y que acompañan usualmente la salida de ceniza y lapilli, conocidos en su conjunto como tefra (Figura 47).

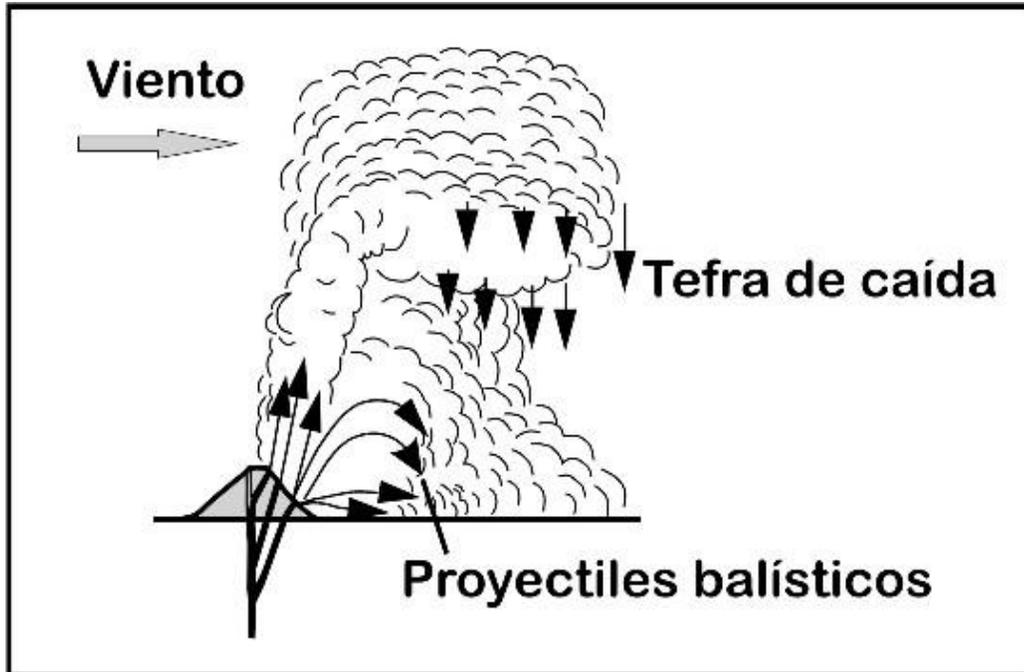


Figura 47: Eventos explosivos: tefras y bombardeo balístico.

Debido a que los bloques y bombas siguen trayectorias similares a las de balas de cañón, toman el nombre de balísticos, proceso que es muy importante en erupciones freáticas y estrombolianas, pero sobre todo en las vulcanianas o freatomagmáticas (McGetchin et al. 1972; Chouet et al., 1973, 1974; Yamagishi & Feebrey, 1994; Woods, 1995; Morisey & Mastin, 2000; Németh & Martin, 2007).

En los casos extremos de erupciones plinianas, pueden llegar hasta 10 km del centro de emisión, pero usualmente están restringidos a los 3 km de radio (Pfeiffer, 2001). Debido a su alta densidad, usualmente son destructivos en la periferia de los focos emisores (Artunduaga & Jiménez, 1997), y son de alto peligro para los humanos, como se verá más adelante. En muchas explosiones freáticas los bloques balísticos son casi los productos exclusivos de la erupción, y aunque suelen estar restringidos a decenas o centenas de metros de distancia del

sitio emisor (Marini et al., 1993), en algunos casos alcanza kilómetros, como veremos en el caso del Turrialba.

La velocidad inicial de bloques y bombas varían con la magnitud de la erupción. Vergnolle & Mangan (2000) establecen que para erupciones estrombolianas y hawaiianas, los ángulos de emisión suelen estar entre 45° y 75° con respecto a la horizontal, y las velocidades en el orden de 40-100 m/s. Para erupciones más violentas, como las vulcanianas, Morrisey & Mastin (2000) consideran que los bloques pueden alcanzar hasta unos 5 km y ponen de ejemplo el Arenal en 1968 (detalles de esta erupción se encuentran en Alvarado et al., 2006). Cálculos previos de velocidades de eyección no consideraron el factor del aire y el movimiento de las partículas, y tales autores han revisado las velocidades, de modo que estiman que las máximas velocidades de eyección andan en los rangos de 300-400 m/s para el Arenal en 1968 y 220-260 m/s para el Ngauruhoe en Nueva Zelandia en 1975.

En el Turrialba se han observado bloques balísticos a diferentes distancias de los cráteres (Figuras 48, 49 y 50). Con base en las observaciones de la erupción de 1864, y los depósitos de esa erupción, se ha establecido que el cráter SW fue configurado en su forma actual en la última parte de esa erupción y la actividad magmática se originó en el cráter central. Se asume por lo tanto, que las erupciones de los últimos 3400 años se originaron allí mismo, en el cráter central, con génesis a una altura de 3150 m s.n.m..

Se ha procedido en el transcurso de este trabajo a un mapeo y caracterización de depósitos balísticos en la periferia del cráter central y en la periferia del cono, para establecer principalmente el tamaño máximo de los bloques y bombas balísticas, su distancia del cráter y su densidad, con el propósito de poder definir las áreas afectables por actividad balística, con base en la experiencia determinística.

Se han elegido sitios que muestren niveles con depósitos de caída bien identificables disturbados por bloques balísticos, en áreas con poca pendiente, de modo que tanto los niveles de caída como los impactos balísticos estén preservados sin haber sido rodados ladera abajo posterior al impacto. Esto es, garantías morfológicas de permanecer en el sitio del impacto. En cada corte se han medido los bloques de mayor tamaño si están aislados, y si se encuentran varios, los 3 o 5 más grandes, y se han promediado sus tamaños máximos, sobre todo cuando sus ejes son de dimensiones disímiles. Se han tomado muestras de la mayoría de ellos para realizarles medición de su densidad y caracterizarles en el laboratorio (Laboratorio de Geotecnia, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica). De tal manera, se ha construido la Tabla 3

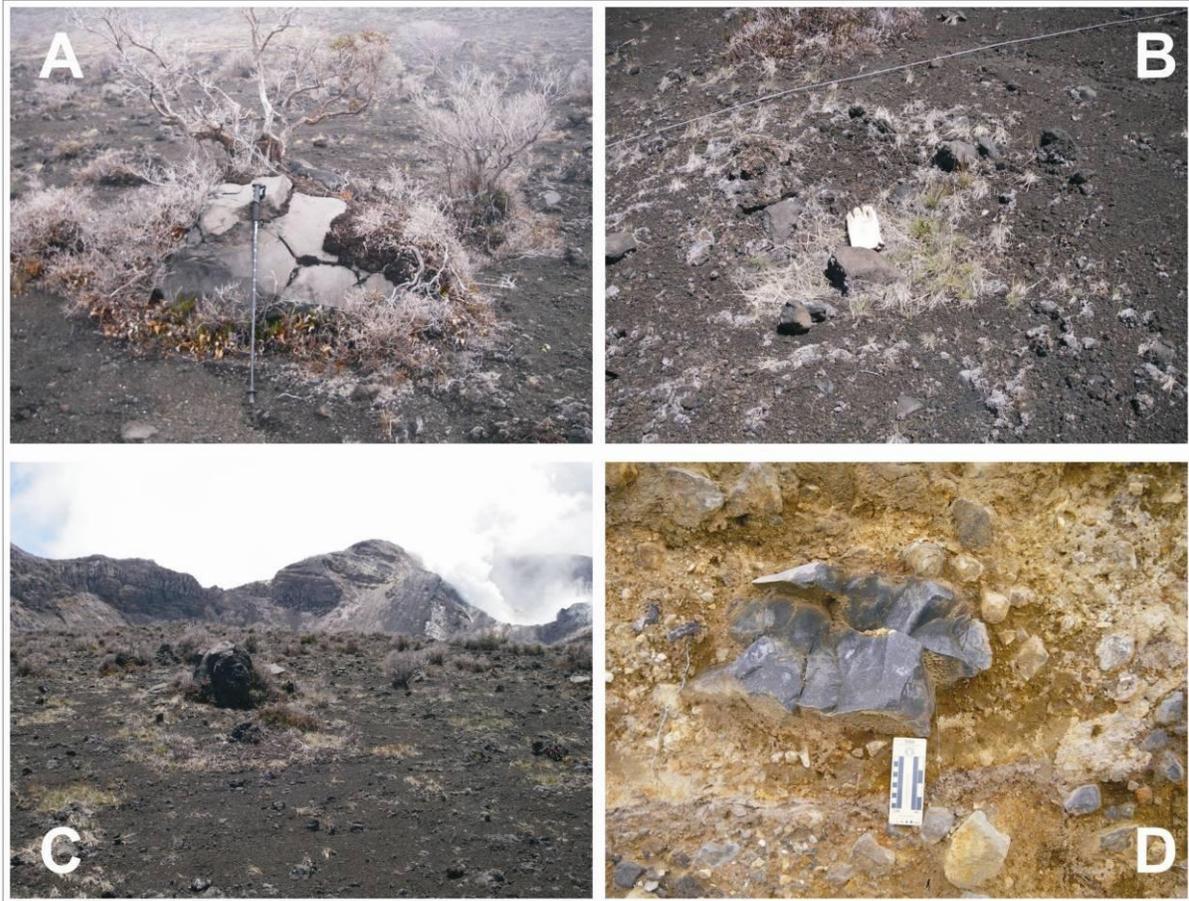


Figura 48: Bloques balísticos en el área pericratérea. El origen de estos bloques fue el cráter central (562335 E – 222610 N). A, B y C corresponden con balística originada en 1864-66. A es un bloque juvenil con corteza de pan de 1,55 m en 562500 E – 222800 N (0,25 km del origen). B es un cráter de impacto de 2 m de diámetro en 562556 E – 222954 N (0,41 km del origen). C es un bloque métrico a unos 200 m del origen. D es un bloque juvenil fracturado de 65 cm de diámetro, densidad 2,76 g/cm³, en 562701 E – 222451 N, 3308 m s.n.m., a 0,40 km del cráter emisor, emitido durante la penúltima erupción (hace 660? años).

Las condiciones mencionadas en el párrafo anterior para escoger los sitios de observación, implica que han debido elegirse cortes a la vera del camino en descansos topográficos del empinado cono. La mayoría de los bloques que se han observado corresponden con bloques densos emitidos durante explosiones freáticas, correspondientes muy posiblemente a las subunidades 2 y 3 de Reagan et al. (2006) mencionadas supra, esto es, producidos hace 660? y 1360-1660? años respectivamente (ver Tabla 2). Esto con excepción de los más proximales, que corresponden con los balísticos de la última erupción de 1864-66. Esto porque no hay cortes suficientemente profundos para estudiar depósitos piroclásticos y balísticos más antiguos, los cuales solo son expuestos en áreas erosionadas por quebradas, de alta pendiente y que no son confiables de estar in situ.

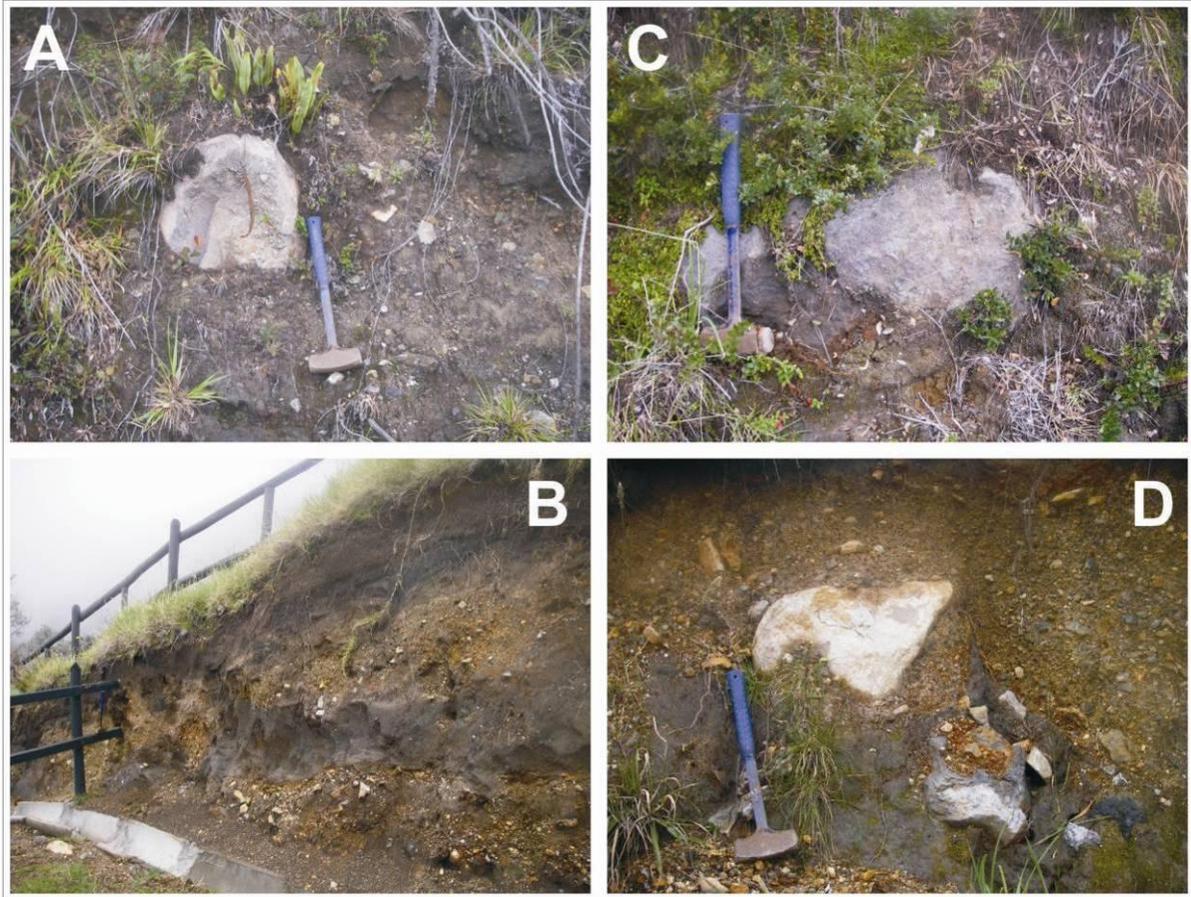


Figura 49: Bloques balísticos en el área de la periferia media del cráter. El origen de estos bloques fue el cráter central (562335 E - 222610 N). A muestra un bloque balístico de 42 cm de diámetro en 562739 E - 222302 N. B muestra un corte con al menos tres eventos freáticos en la vecindad de la última caseta de guardaparques en 562721 E - 221792 N, y C y D corresponden con balística originada en el nivel inferior. Ambos son bloques no juveniles, el segundo ligeramente alterado y el primero fresco.

Obviamente esto plantea el problema de que la ventana de observación y extrapolación es muy pequeña. No obstante, puesto que se ha observado que las características de los depósitos piroclásticos de los últimos 3400 años son bastante similares, con excepción de la erupción subpliniana de hace cerca de 2 ka (ver Tabla 2), las conclusiones son válidas para explosiones de índole vulcaniana y freática en general.

La Figura 48 muestra bloques balísticos en la periferia inmediata del cráter, la Figura 49 en la periferia media y la Figura 50 en la periferia ligeramente “distal”. La Figura 51 muestra los principales sitios de medición de bloques y bombas balísticos de la Tabla 3 y la Figura 52 muestra la relación de distancia contra diámetro máximo del fragmento balístico observado.

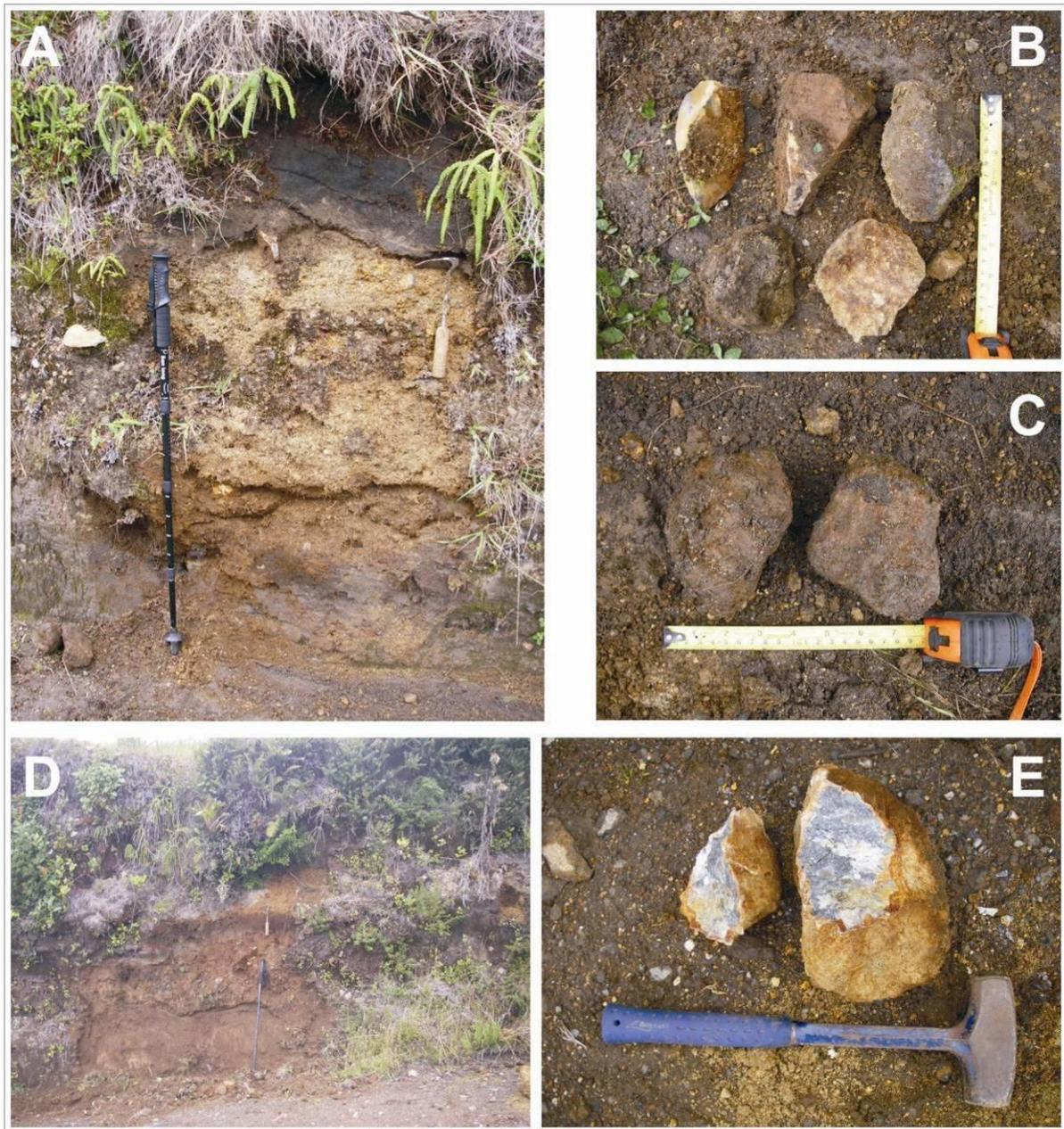


Figura 50: Bloques balísticos en el área de la periferia distal del cráter. A es el corte en 562206 E - 221355 N. B y C corresponden con los fragmentos balísticos de dos depósitos de explosión freática en ese corte. D es un corte en 562110 E - 221218 N, que muestra un depósito de caída y balística freática sobreyaciendo a lahares y suelos. E es un bloque alterado hidrotermalmente de 23 cm de diámetro, emitido durante ese evento freático, probablemente la penúltima erupción (hace 600? años).

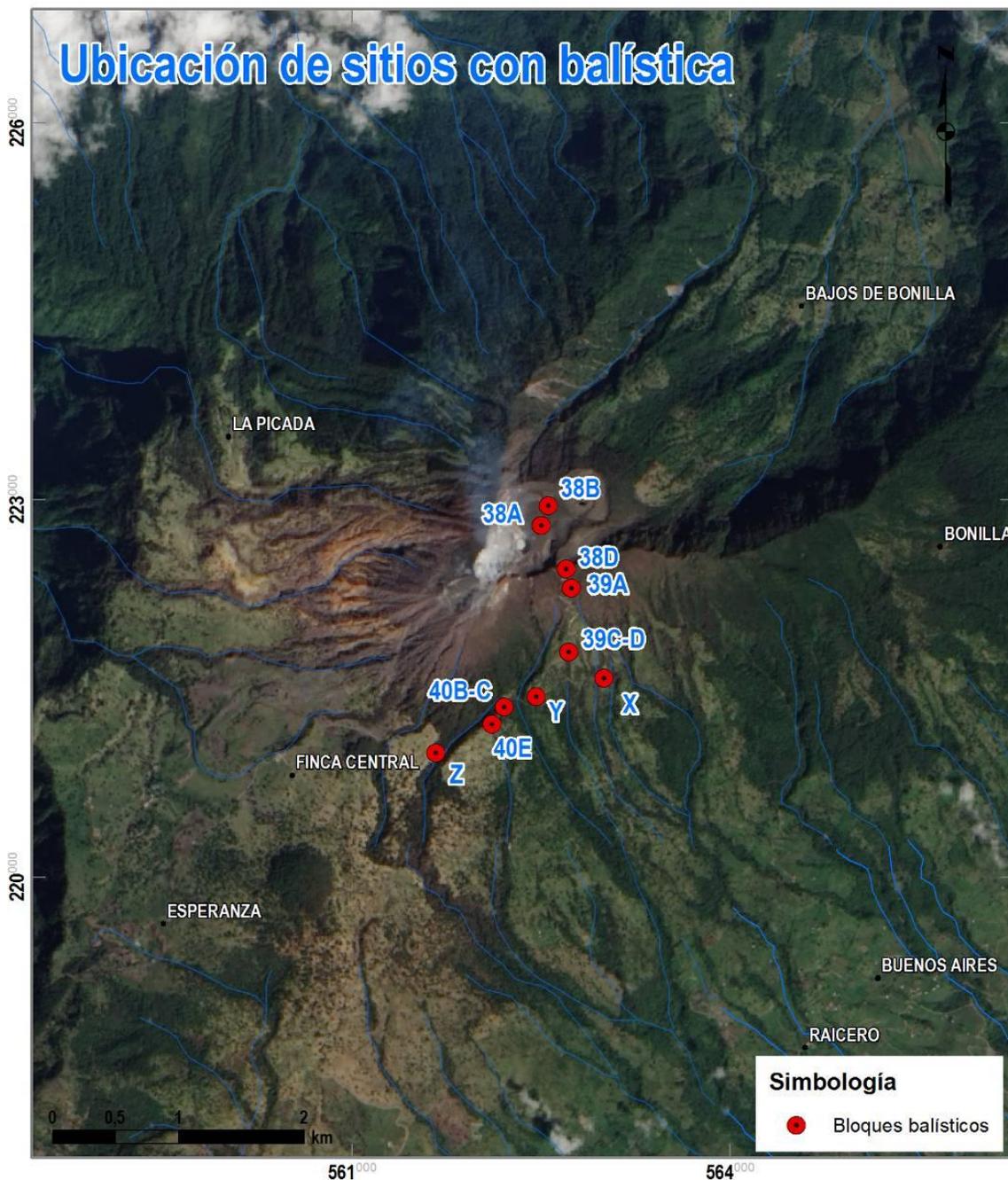


Figura 51: Ubicación de sitios con balística en el área pericratérica, media y distal, según su ubicación de la Tabla 3.

Tabla 3: Datos de la ubicación de secciones donde se han observado y medido bloques balísticos para la caracterización del peligro. Se identifican con base en las fotografías supra (48 a 50) o en nombres alfabéticos, y se muestran en las Figuras 51 y 52.

Nombre	Coordenada E	Coordenada N	Altura (m s.n.m.)	Distancia hor. al cráter (km)	Diámetro (m)	Forma del clasto	Densidad (g/cm ³)
38A	562500	222800	3200	0,250	1,550	Esférico	-
38B	562556	222954	3200	0,410	-	Esférico	-
38D	562701	222451	3310	0,400	0,650	Esférico	2,76
39A	562739	222302	3230	0,510	0,420	Cúbico	2,13
39C	562721	221792	3120	0,905	0,630	Cúbico	2,70
39D	562721	221792	3120	0,905	0,340	Cúbico	2,63
40B	562206	221355	2950	1,260	0,115	Cúbico	2,64
40C	562206	221355	2950	1,260	0,121	Cúbico	2,40
40E	562110	221218	2930	1410	0,230	Cúbico	2,13
X	563001	221583	2970	1,225	0,170	Cúbico	-
Y	562463	221436	2950	1,180	0,520	Cúbico	-
Z	561666	220987	2820	1,755	0,395	Cúbico	2,45

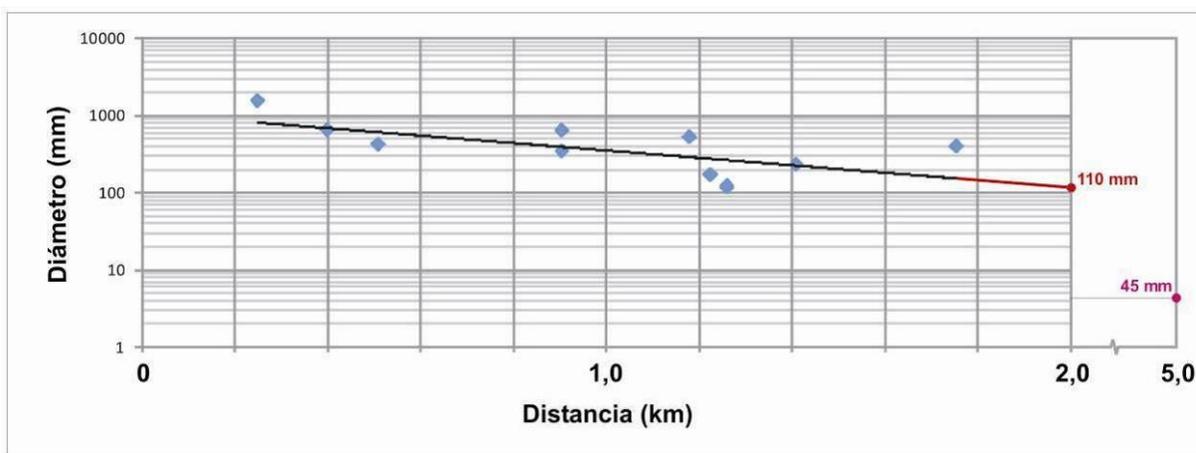


Figura 52: Distancia versus diámetro de bloques en un gráfico semilogarítmico, según su ubicación de la Tabla 3.

La Figura 52 muestra un gráfico semilogarítmico de la distancia alcanzada por los bloques contra el diámetro de los bloques o bombas balísticos, según la información de la Tabla 3. La línea negra muestra una regresión lineal con base en los datos de campo. La línea se ha extendido hasta los 5 km de distancia del cráter. Como se ve, a los 2 km de distancia, bloques de hasta 110 mm podrían caer, y a una distancia de 5 km, bloques de hasta 45 mm, según la extrapolación de los datos de campo.

Estos datos de campo han sido llevados a validación con el programa **Ejecta!** del USGS (Mastin, 2001), de modo que con base en las observaciones de campo, puedan establecerse las velocidades de eyección de los bloques recuperados, y entonces podamos, con base en estos datos, hacer proyecciones respecto a los alcances máximos posibles y poder zonificar de manera cuantitativa las áreas de peligro por caída de bloques balísticos.

Con los datos de la Tabla 3 y supuestos lógicos sobre ángulo de eyección de 75° para los más proximales y de 45° para los más distales, se han obtenido las velocidades de eyección que se consignan en la Tabla 4, que como se ve, son del orden entre 95 m/s y 280 m/s, ambos dentro de los parámetros para erupciones estrombolianas y vulcanianas, a pesar de que los más lejanos parecen haber sido eyectados por erupciones freáticas. Esto significaría que las erupciones freáticas pueden ser muy violentas en el Turrialba. Algunos ejemplos de las corridas con los datos que se consideran satisfactorios se dan en la Figura 53.

Como se vio en la Figura 42, si extrapolamos los datos de campo a 2 km de distancia, tendríamos un diámetro posible de 110 mm. Si utilizamos este diámetro de partícula balística en el programa Ejecta! (Figura 54), tendríamos que utilizar todas las variables más altas para alcanzar los 2 km de distancia: la densidad más alta posible (2,75 g/cm³), 400 m/s de velocidad de eyección, una zona de 200 m de columna explosiva antes de iniciar el vuelo balístico y una velocidad del viento de 15 m/s (como se vio en la Figura x tomada de Zárate, 1990, las velocidades del viento alto en Costa Rica alcanzan hasta unos 10 m/s en promedio). Hemos utilizado una velocidad del viento considerando que aquellos fragmentos mayores a 15-20 cm no tienen una fuerte influencia por el viento (Baxter, 2000).

Tabla 4: Secciones donde se han observado y medido bloques balísticos y datos de resultados de ángulos de salida y velocidades de eyección.

Nombre	Ángulo de salida asignado (°)	Velocidad de eyección (m/s)
38D	75	95
39A	75	125
39C	45	100
39D	45	108
40B	45	262
40C	45	280
40E	45	191
Z	45	165

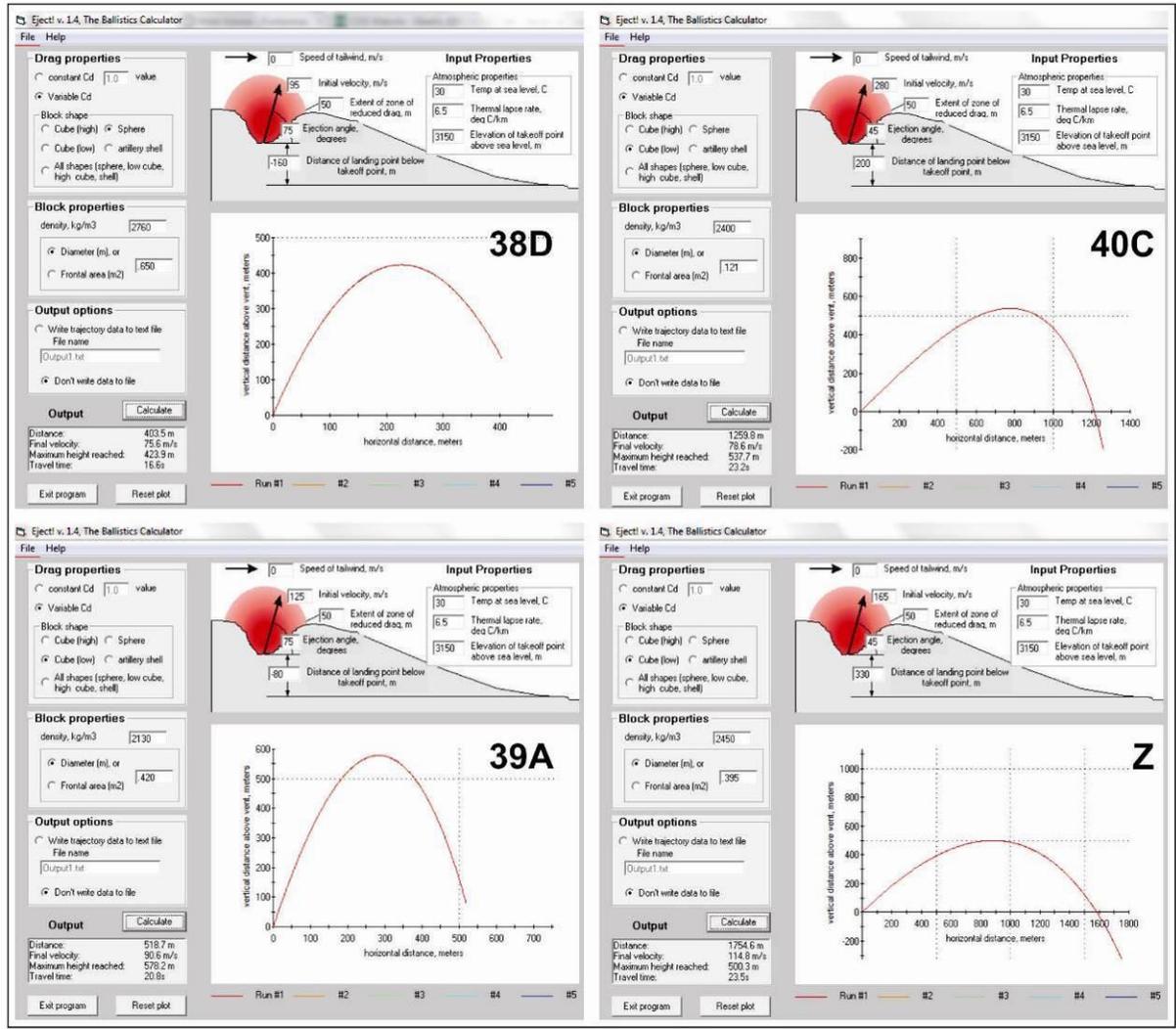


Figura 53: Ejemplos de las corridas para ajuste de la velocidad de eyección de acuerdo con los datos de densidad y tamaño de la Tabla 3. Todos los datos obtenidos se dan en la Tabla 4.

El límite de 15 cm para fragmentos densos en su caída terminal, se considera además capaz de causar heridas de muerte, ya sea en el cráneo o por laceraciones en el tronco, y asimismo podría penetrar techos de láminas galvanizadas (Baxter, 2000). **Por estos motivos, tomando un margen de seguridad razonable en el tamaño de fragmentos balísticos posibles en el Turrialba, se estima que un radio de 2 km alrededor del cráter suroeste es razonable para delimitar la zona de alto peligro por balística.**

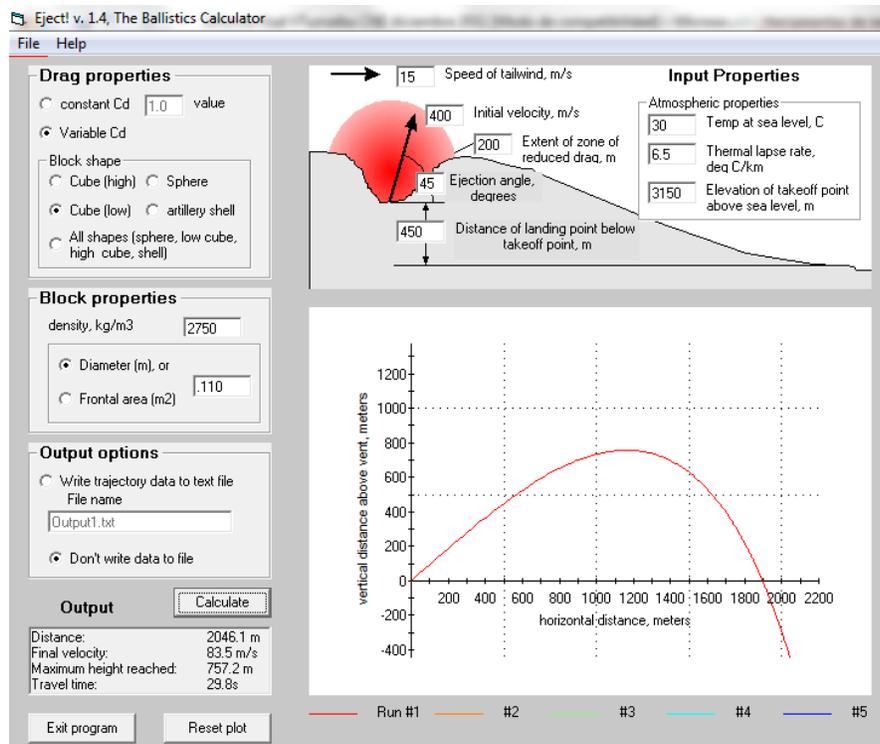


Figura 54: Variables utilizadas en el programa Ejecta! para obtener que el diámetro de partícula balística de 110 mm llegue a 2 km de distancia del cráter del Turrialba.

Newhall & Hoblitt (2002), basados en muchos ejemplos alrededor del mundo contemplan 5 km como el radio de las áreas sujetas a afectación por eventos volcánicos moderados, coincidente con los otros autores citados antes y con Baxter (2000) y Wilson & Houghton (2000).

Utilizando los mismos parámetros máximos descritos arriba para el diámetro de 110 mm se han utilizado para 50 mm y da como resultado que partículas balísticas de tal tamaño alcanzarían 5 km de distancia. Análogamente, los 5 km intersecan a la curva extrapolada de diámetro de partícula balística (Figura 52) en 45 mm de diámetro de fragmentos densos (0,7 veces el diámetro límite lapilli-bomba, que es 62 mm), por lo que se sugiere esa distancia para definir el área de moderado peligro por balística.

De acuerdo con las sugerencias de Blong (2000), y tal como se ha hecho en otros lugares con peligro por balística (como en los volcanes Sakurajima y Aso, ambos en Japón), se sugiere la construcción de refugios hechos de concreto reforzado en las áreas de protección crítica, tal cual se detalla más adelante (Capítulo 6.3.).

5.1.3. Caída de piroclastos

Durante el proceso de exsolución o separación súbita de los gases del magma, se producen explosiones, que fragmentan al magma en erupción, y en consecuencia, forma los piroclastos o tefra, que se clasifican según su tamaño (ceniza < 2 mm), lapilli (2-64 mm) y bombas y bloques (> 64 mm, redondeados y angulares, respectivamente).

Al ser emitidos los piroclastos del cráter del volcán, son lanzados a la atmósfera como un chorro de alta velocidad. Los chorros de piroclastos pueden alcanzar varios kilómetros de altura, dependiendo de la magnitud de la erupción. Una vez en la atmósfera, los piroclastos son arrastrados por el viento y luego caen por gravedad. Son los piroclastos de caída. Dependiendo de la altura y características de la erupción, se clasifican en diferentes tipos (Figura 55), de los cuales varios se han observado a lo largo de la historia del Turrialba.

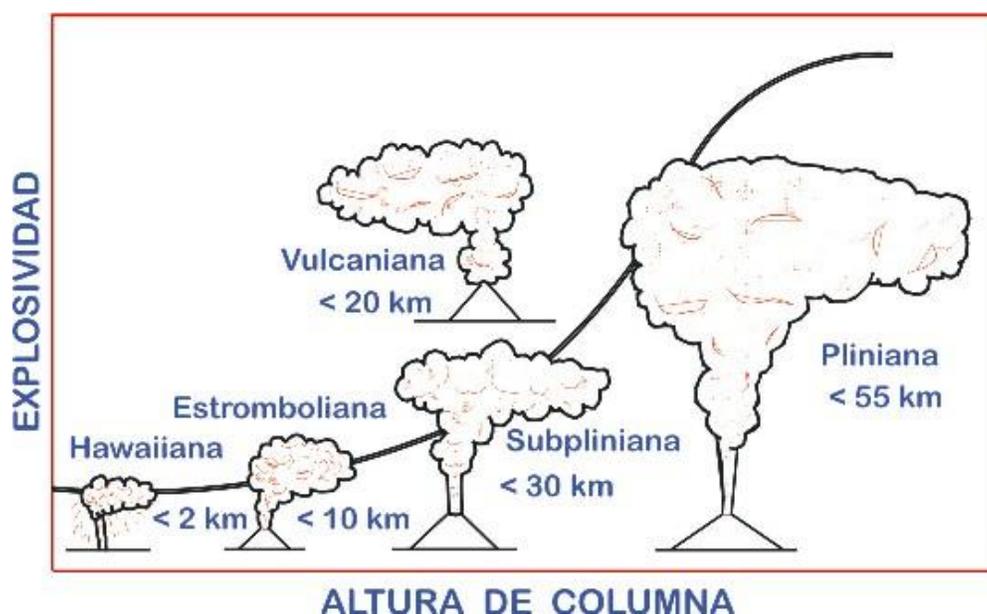


Figura 55: Tipos de erupciones con las alturas de columna y explosividad relativa. Reformada de Cas & Wright, 1987.

Pueden afectar áreas muy grandes, o insignificantes, dependiendo del tamaño. Los efectos son sobre todo la carga de cenizas en techos, falta de visibilidad, afectación de la salud (ante exposiciones prolongadas pueden causar problemas pulmonares) y maquinaria.

Como se mencionó, dentro del análisis de peligro por caída de piroclastos, hay tres escenarios posibles por considerar: 1) Erupciones freáticas, como las observadas en fases de los últimos 2 mil años (ver Figuras 19, 20 y 50); 2) erupciones magmáticas (estrombolianas-vulcanianas), como la de 1864-66, con columnas de cenizas de unos 5-10 km de altura, y 3)

erupciones subplinianas (por ejemplo la de hace 2 ka, figuras 13-17 y 19), con columnas del orden de 10-20 km, y con un volumen eruptado $\sim 0,2 \text{ km}^3$ (cf. Reagan et al., 2006). Estos diferentes procesos se modelaron en el transcurso de esta consultoría.

Los piroclastos de caída se orientan preferencialmente al W y SW del cono, debido a los vientos que soplan principalmente hacia esa dirección, con una bisectriz $S75^\circ W$ (Paniagua & Soto, 1986). En estos flancos se han medido espesores de hasta 14 m de cenizas sobreyaciendo a las últimas coladas lávicas, mientras que en el flanco meridional, sólo alcanzan 4 m a 3 km de la cima. La mayoría de los eventos explosivos son estrombolianos-vulcanianos (freatomagmáticos), aunque los depósitos freáticos son abundantes. Solo se han observado depósitos de un evento sub-pliniano. Los piroclastos finos dos eventos (el subpliniano y uno anterior) se han identificado incluso en turberas en Siquirres, 35 km al ENE del volcán, datan de entre 2-3 mil años (cf. Cohen et al, 1986; Melson et al, 1986; Soto, 1988; ver figura 15).

Con base en los datos observados en el campo y recabados en otros trabajos, se ha hecho la Figura 56, que muestra las principales direcciones hacia donde se orientan los piroclastos del Turrialba durante las erupciones antiguas, previas a la del siglo XIX. Las direcciones más importantes son hacia el oeste y suroeste, y en menor cuantía hacia el noreste.

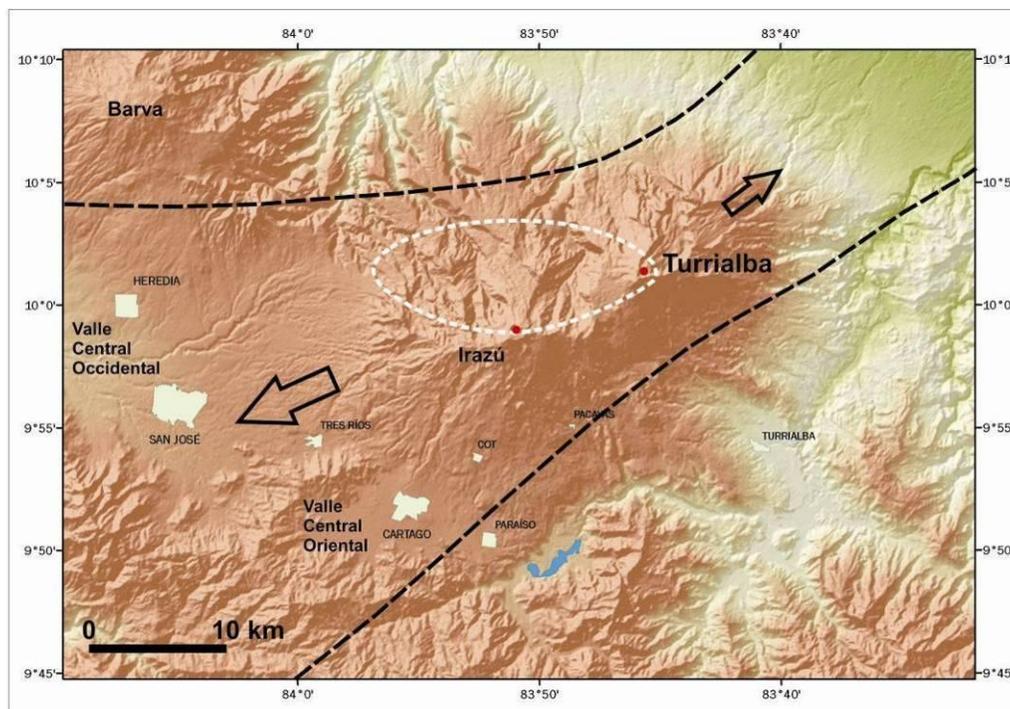


Figura 56: El volcán Turrialba y el Valle Central de Costa Rica. La elipse blanca muestra la isopaca de 10 cm de los depósitos de la erupción subpliniana de hace unos 2 ka (Reagan et al., 2006). Los otros contornos marcan los posibles límites de tefra caída y preservada durante los últimos 3400 años (adaptado de Soto et al., 2010).

Comparando el área de caída de las cenizas de la erupción de 1864-66 (Figura 57), y las cenizas finas de enero del 2010 (Figura 58) que se orientan hacia el oeste principalmente, podemos esperar caídas de cenizas sobre todo hacia el occidente. No obstante, como se vio en la erupción de 1963-65 del Irazú (cf. Alvarado, 1993), y con base en lo visto en el subcapítulo anterior de gases, otras direcciones son posibles, en particular hacia el sureste, hacia Santa Cruz y la ciudad de Turrialba.

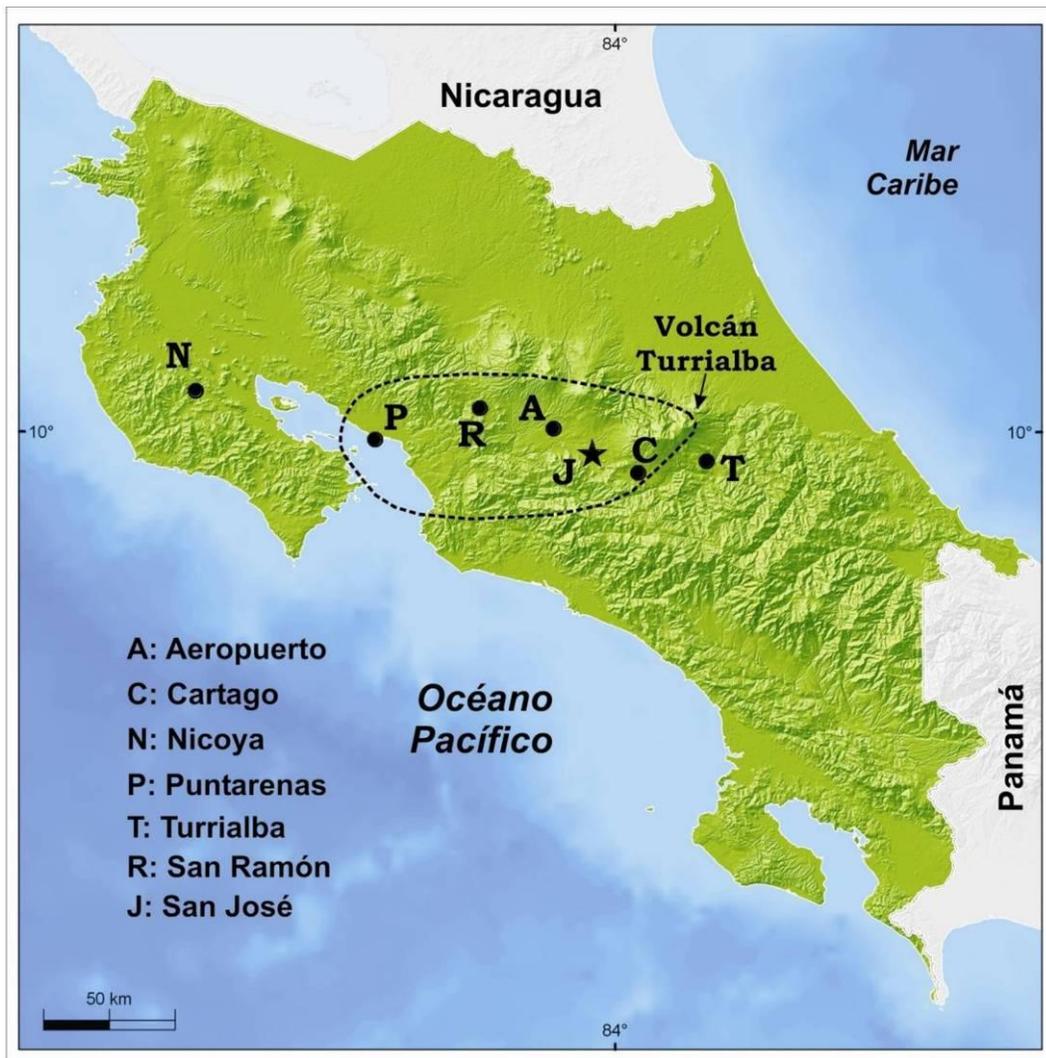


Figura 57: Distribución de cenizas entre setiembre de 1864 y febrero de 1866, dibujadas acorde con las descripciones contenidas en González (1910) (adaptado de Soto et al., 2010).

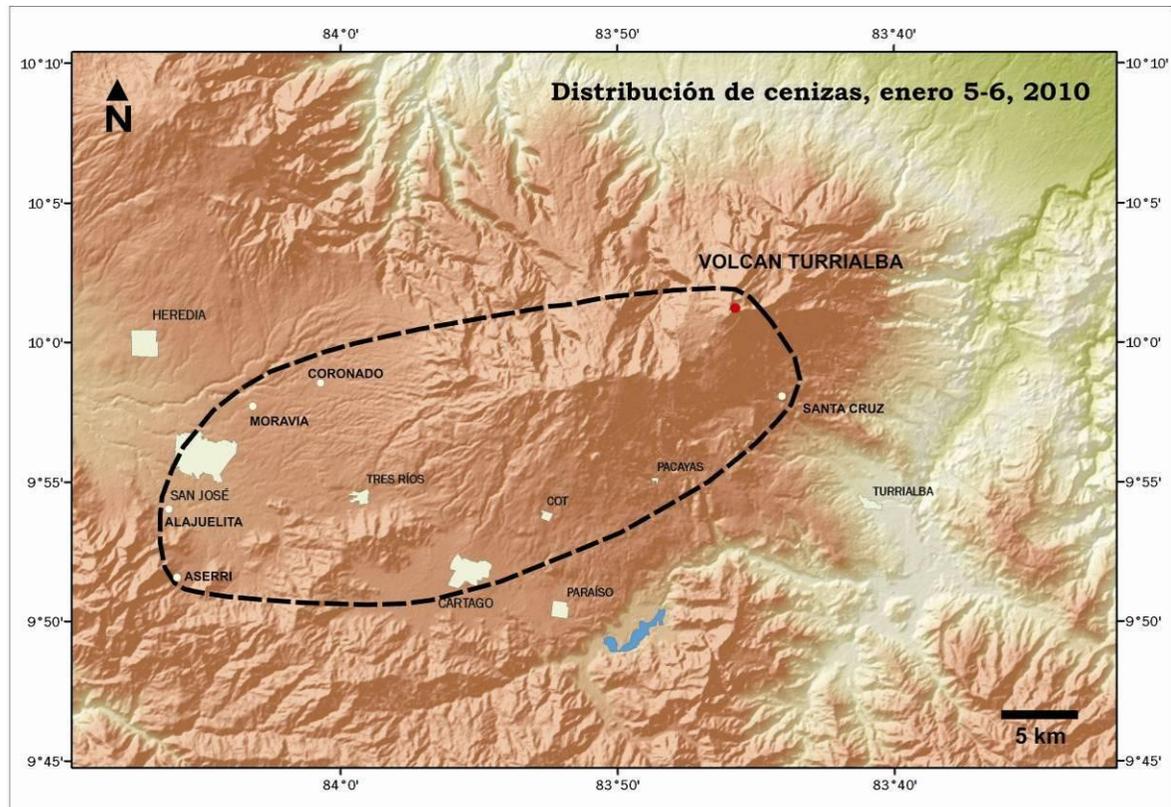


Figura 58: Distribución de la ceniza fina eruptada en enero del 2010 (adaptado de Soto et al., 2010).

El *Alaska Volcano Observatory* mantiene en su cibernsio una pestaña (http://puff.images.alaska.edu/watch_Turrialba.shtml) dedicada al seguimiento posible de las cenizas y gases del Turrialba en “tiempo real”, a pesar de que advierte de que no deben usarse los datos con propósitos de monitoreo o predicción (“The information provided on this site is purely for educational purposes, and should not be used for actual volcanic monitoring and predictive purposes. The University of Alaska and the Geophysical Institute are not responsible for content provided on these pages.”). Es de notar que los modelos muestran muchas direcciones posibles que no siguen los patrones observados en las depositaciones de las cenizas antiguas.

Los modelos que se aplicaron en el transcurso de esta consultoría se basan en la herramienta VORIS 2.0.1, desarrollado por Felpeto (2002) y Felpeto et al. (2007) y actualizada a febrero del 2009. Esta herramienta se basa en un SIG para la evaluación del peligro volcánico. Los datos de campo de los depósitos de tefras observados, con las distribuciones reales, se han utilizado para la validación de los resultados obtenidos. Hemos utilizado los patrones de vientos altos de Costa Rica establecidos por Grandoso et al. (1981),

con cuatro escenarios principales estacionales a lo largo del año, y con direcciones y velocidades de viento variables a diferentes alturas (Tabla 5). Asimismo, hemos utilizado tres escenarios de erupciones explosivas: estromboliana, vulcaniana y pliniana (Tabla 6), para obtener un total de 12 escenarios posibles de distribución de cenizas, y de los cuales se ha hecho un combinado para cada tipo de erupción (Figuras 59-73), para ver las posibilidades de distribución con cada evento, dependiendo de la época del año posible, asumiendo erupciones con duraciones de meses a años.

Tabla 5: Datos de vientos utilizados para la modelización de distribución de piroclastos, tomados de Grandoso et al. (1981).

Periodo	Altura s.n.m. (km)	Dirección del viento (azimut)	Velocidad de vientos (m/s)
Febrero (1)	3	90	4
	5,8	275	6
	9	294	11
	12	298	7
	16,5	183	4
Mayo (2)	3	97	3
	5,8	110	3
	9	60	1
	12	289	2
	16,5	303	2
Agosto (3)	3	91	6
	5,8	101	4
	9	88	3
	12	64	3.5
	16,5	92	4
Noviembre (4)	3	70	6
	5,8	34	5
	9	136	3.5
	12	173	4
	16,5	177	2

Tabla 6: Datos de los escenarios de erupción considerados para el análisis, cuyos resultados se muestran en las Figuras 59 a 73.

Escenario (tipo erupción)	Volumen (10^6 m^3)	Altura columna y altura s.n.m. (km)
Estromboliana	2	4 – 7,2
Vulcaniana	30	8 – 11,2
Pliniana	200	15 – 18,2

Las erupciones futuras, en el orden de años o décadas, representan una amenaza muy importante a las fincas y viviendas en los alrededores del volcán, y una amenaza significativa a la agricultura, pastoreo y telecomunicaciones en el sector occidental del volcán, sobre todo.

Como se ve, para erupciones estrombolianas con volúmenes discretos de cenizas y alturas máximas de 4 km de altura sobre el cráter, representan caídas de 30 cm o más en el área pericratérica, y de 2 cm o más en el sector oeste y suroeste del volcán y las cabeceras del río Toro Amarillo, hasta unos 8 km de distancia.

Para erupciones vulcanianas, con volúmenes considerados como los de erupciones tipo Irazú 1963-65 y que Reagan et al. (2006) consideran los típicos de erupciones como las del Turrialba en 1864-66 y en los últimos 2000 años, y alturas de columna de hasta 8 km sobre el cráter, tenemos distribuciones cambiantes. Los espesores de 1 m o más de cenizas se darían sobre todo en el flanco oeste, hasta unos 3 km de distancia, y espesores de 30 cm o más hasta unos 8 km al W y SW del volcán. Los espesores de 2 cm o más se distribuirían prácticamente a unos 20 km de distancia del volcán, y espesores de 1 mm o más caerían en el Valle Central y en el Valle de Turrialba o incluso más lejos. Comparando los espesores de los depósitos de la erupción de 1864-66 (Reagan et al., 2006) con estos datos, hay acuerdo con los espesores de 40-150 cm en el sector occidental del volcán hasta la Central y en el camino a La Picada. Esto valida los modelos, de modo que las distribuciones de cenizas más finas y más lejanas pueden considerarse válidas, aunque los depósitos hayan sido borrados por erosión y lavados posterior a la erupción.

Este escenario vulcaniano es el que se sugiere debería considerarse como el escenario de erupción “a corto plazo”. Las áreas más afectadas serían los 10 km periféricos al volcán y la falda sur del Irazú hasta la periferia de Cartago. Los efectos a la aviación en los aeropuertos Tobías Bolaños y Juan Santamaría serían probablemente recurrentes durante la erupción, aunque aparentemente no severos. Las rutas de aproximación a los aeropuertos desde el este sí se verían severamente afectadas.

El escenario de “mayor erupción posible”, con una erupción pliniana voluminosa y de altura de columna de unos 15 km sobre el cráter, podría afectar hasta 1,5 millones de personas en el Valle Central (Oriental y Occidental), y el valle de Turrialba y alrededores, así como el transporte aéreo (cf. Soto et al., 2010) en los aeropuertos y las rutas de aproximación de aviones. Las distribuciones de las isopacas de las pómez de la erupción de hace 2 ka hacia el occidente (Figura 16 tomada de Reagan et al., 2006) valida la distribución de cenizas y espesores según el periodo 3 (un agosto típico) en una erupción pliniana.

Con base en proyecciones de la distribución de gases y cenizas por una erupción futura del Turrialba, pueden hacerse comparaciones epidemiológicas plausibles con la erupción del volcán Irazú entre 1963-65. Horton & McCaldin (1964), quienes estudiaron la erupción del Irazú en 1963, establecieron que cerca del 60% de las partículas en el aire en San José, tenían diámetros $>10 \mu\text{m}$, y que en ciertos momentos los niveles de partículas eran de $800 \mu\text{g}/\text{m}^3$. También detectaron de manera cualitativa contenidos de SO_2 en el ambiente cercanos a 0,3 ppm. Los principales efectos epidemiológicos fueron conjuntivitis agudas, irritación de vías respiratorias y cuadros acelerados de bronquitis y asma, aunque no se llegó a muertes por estos efectos, o se detectaron cuadros de neumoconiosis desarrolladas. Aunque sería esperable que para erupciones vulcanianas del Turrialba llegara ceniza menos limitada al Valle Central que durante las erupciones del Irazú, debido a que la distribución de la mancha urbana ha crecido significativamente en este periodo, las afectaciones serían mayores que en ese periodo, sobre todo en las áreas periféricas a Cartago, Tres Ríos, la falda sur del Irazú y en los 10 km periféricos al volcán Turrialba.

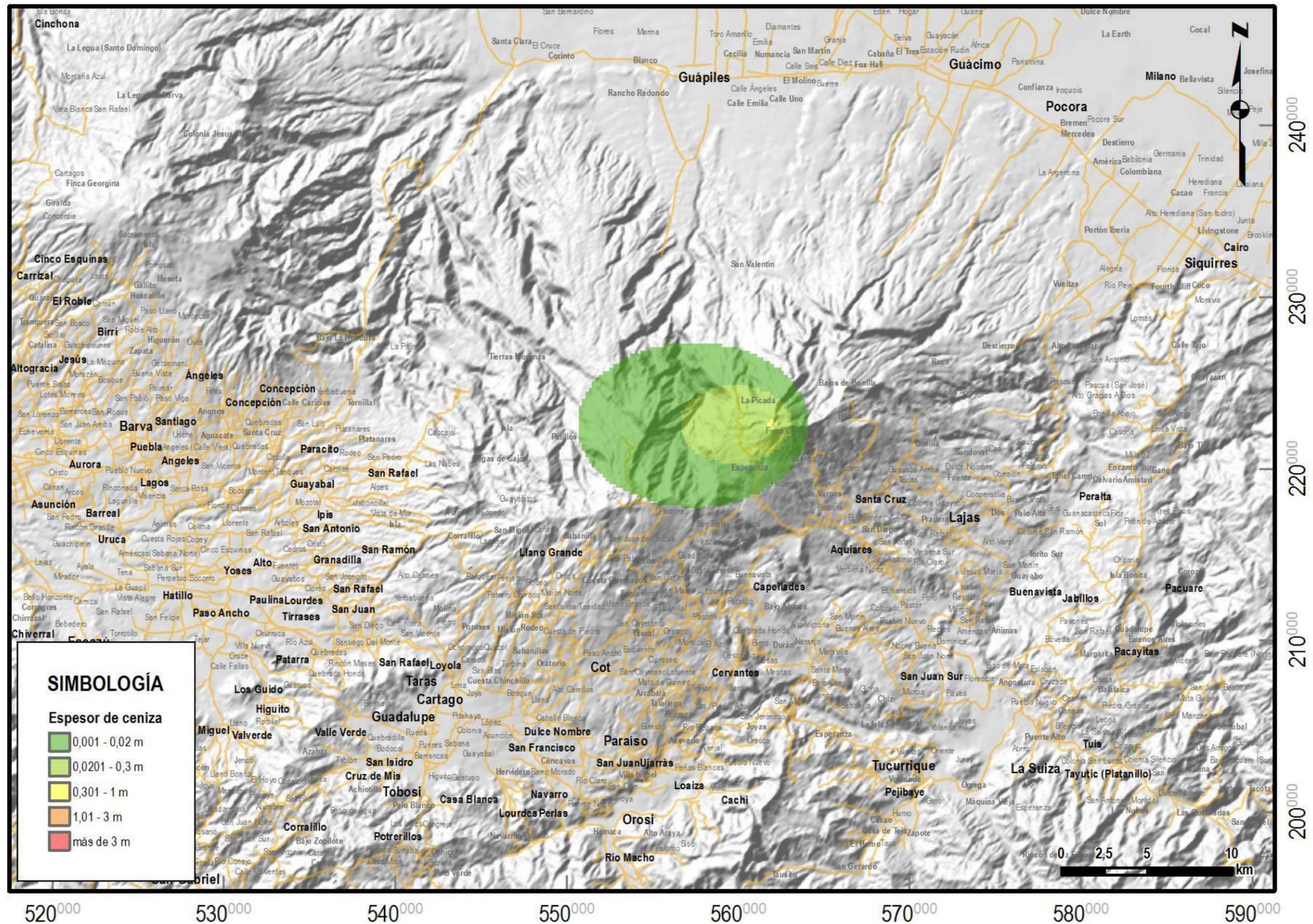


Figura 59: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 1.

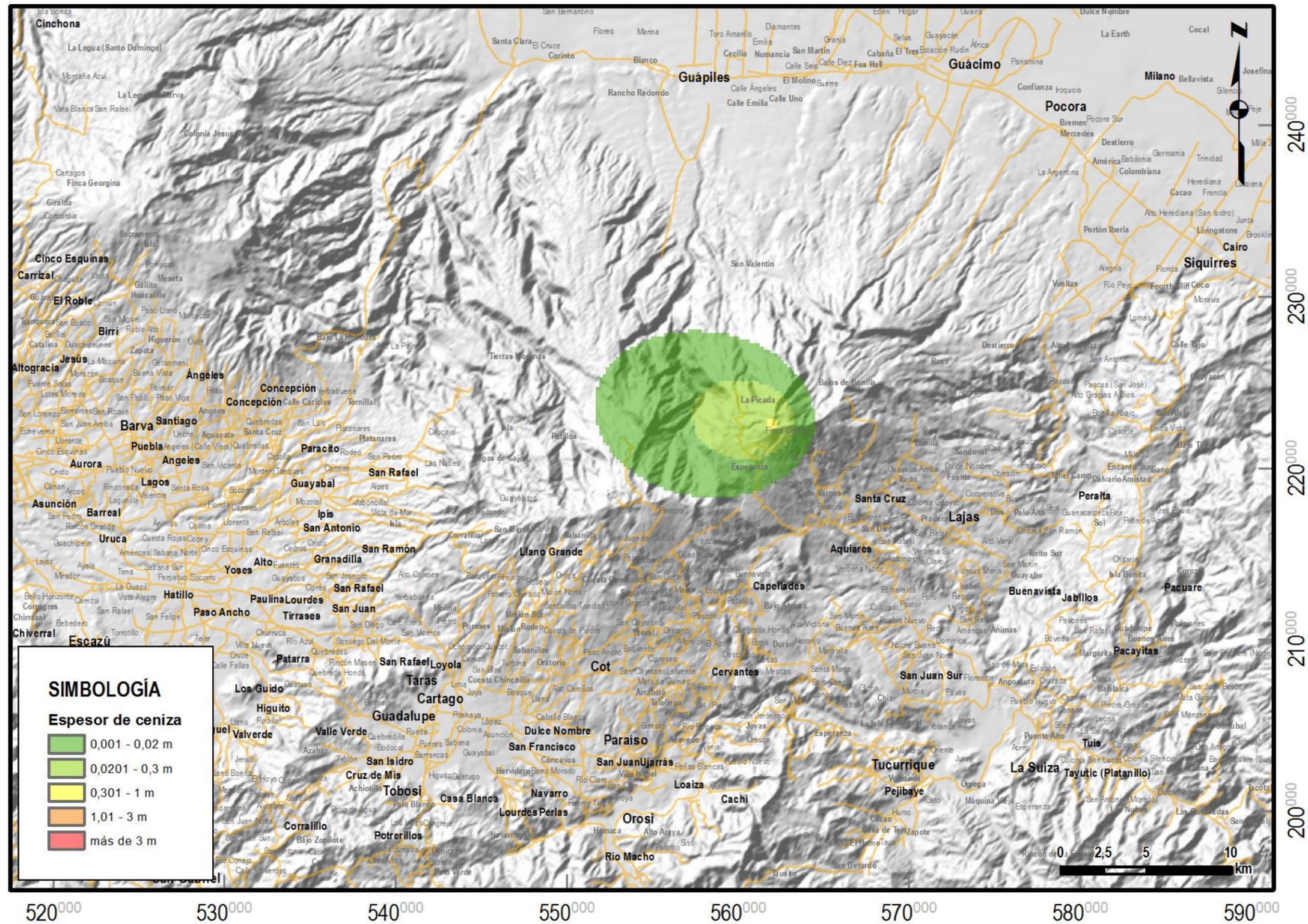


Figura 60: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 2.

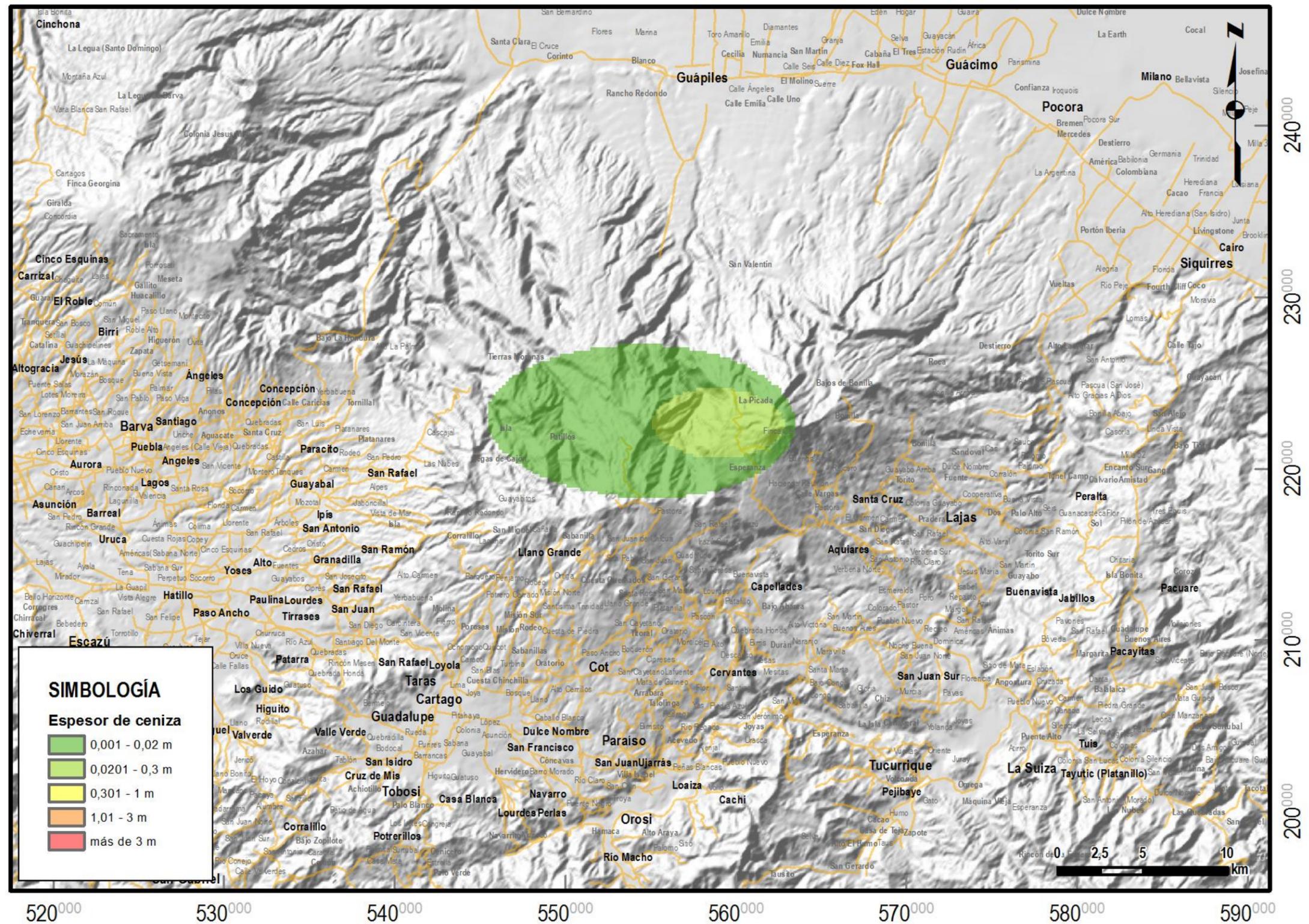


Figura 61: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 3.

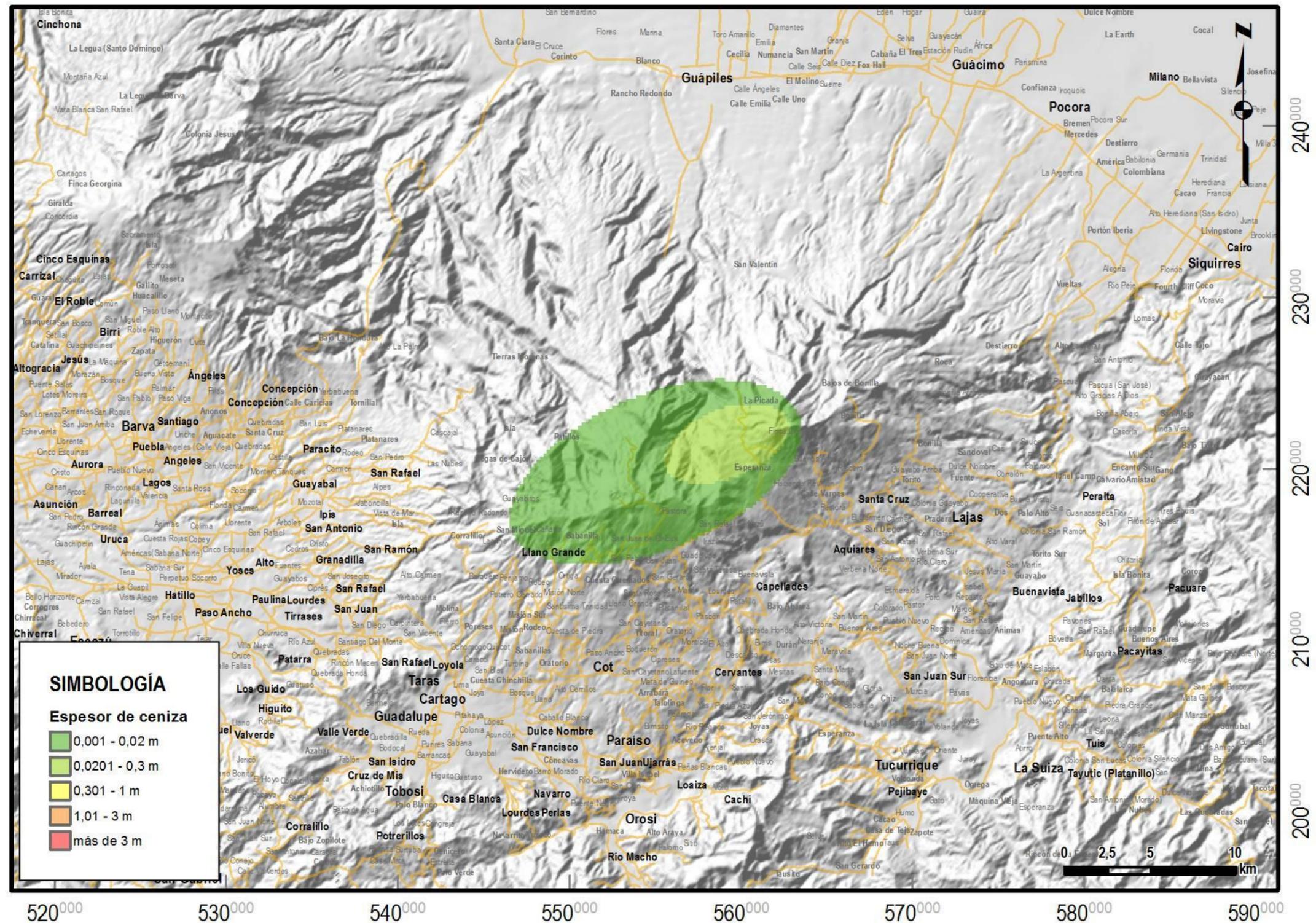


Figura 62: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 4.

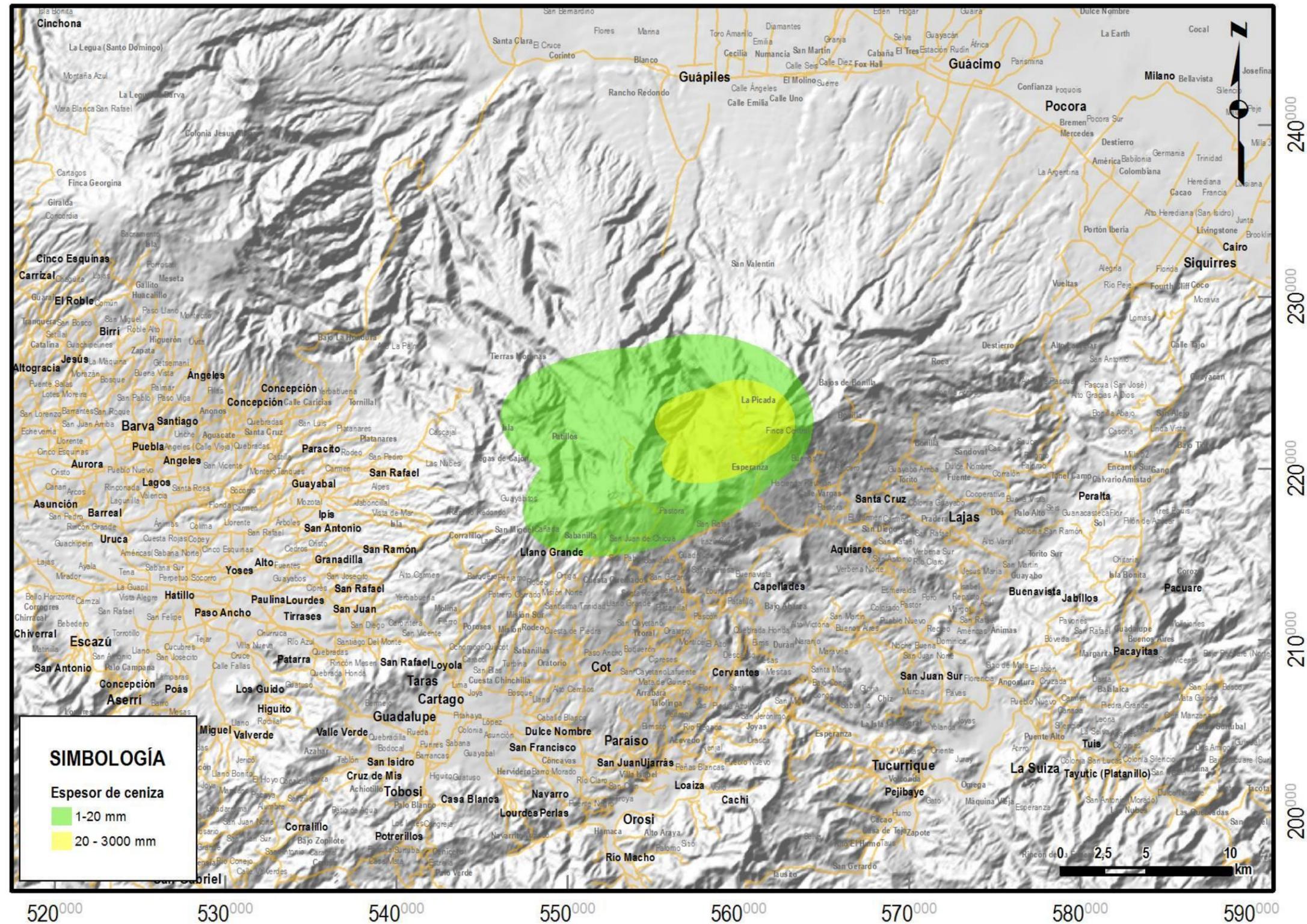


Figura 63: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, combinados los 4 periodos.

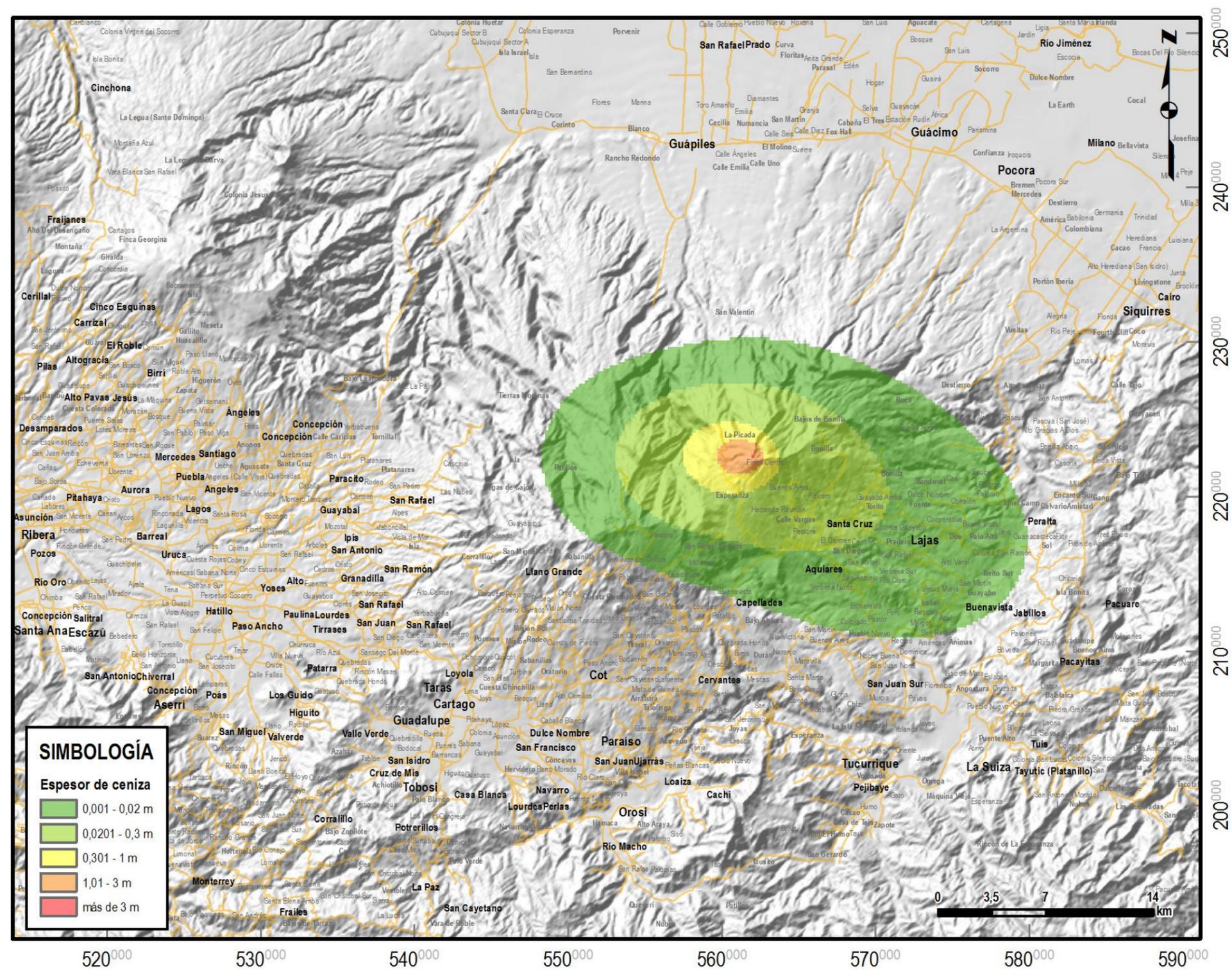


Figura 64: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 1.

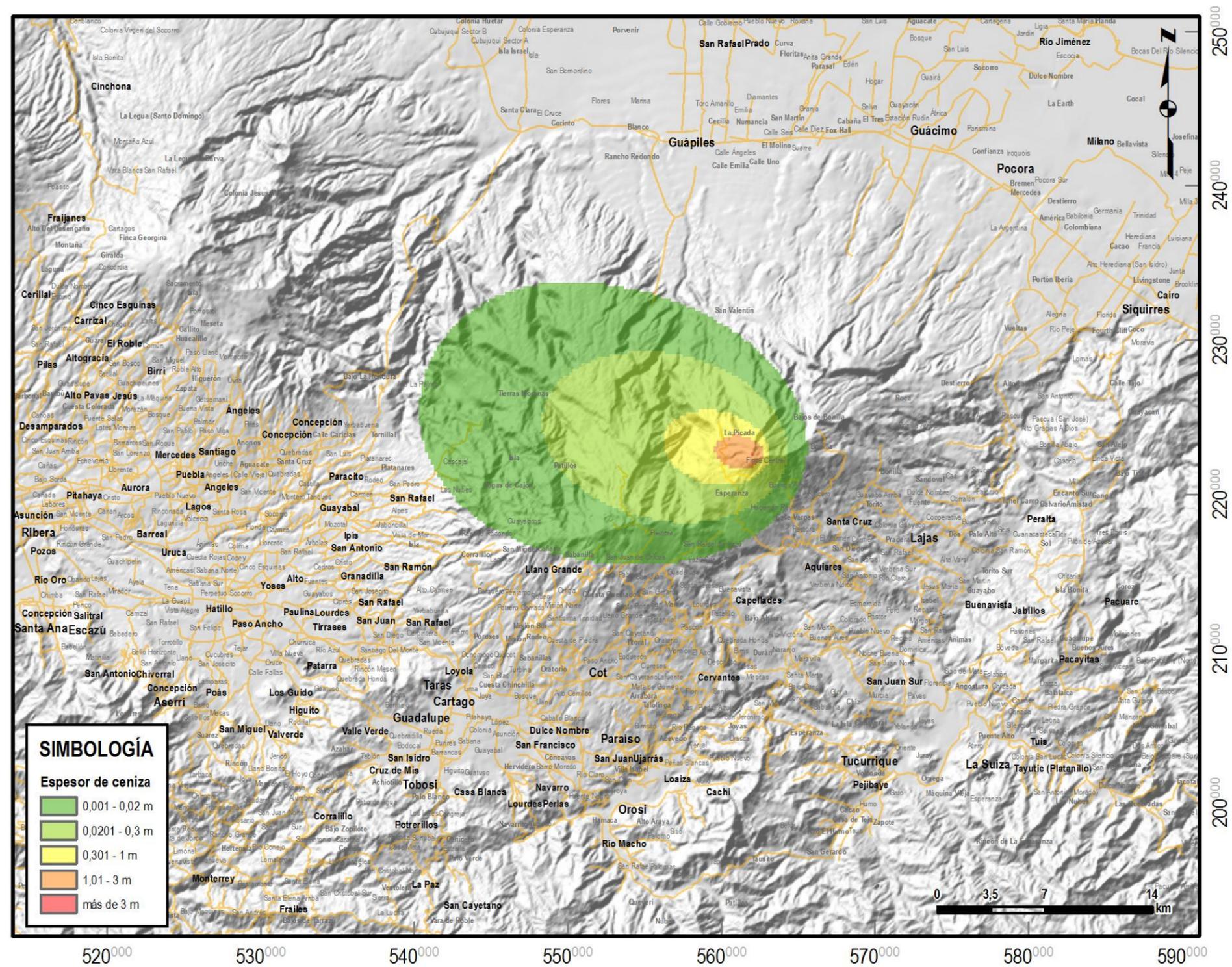


Figura 65: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 2.

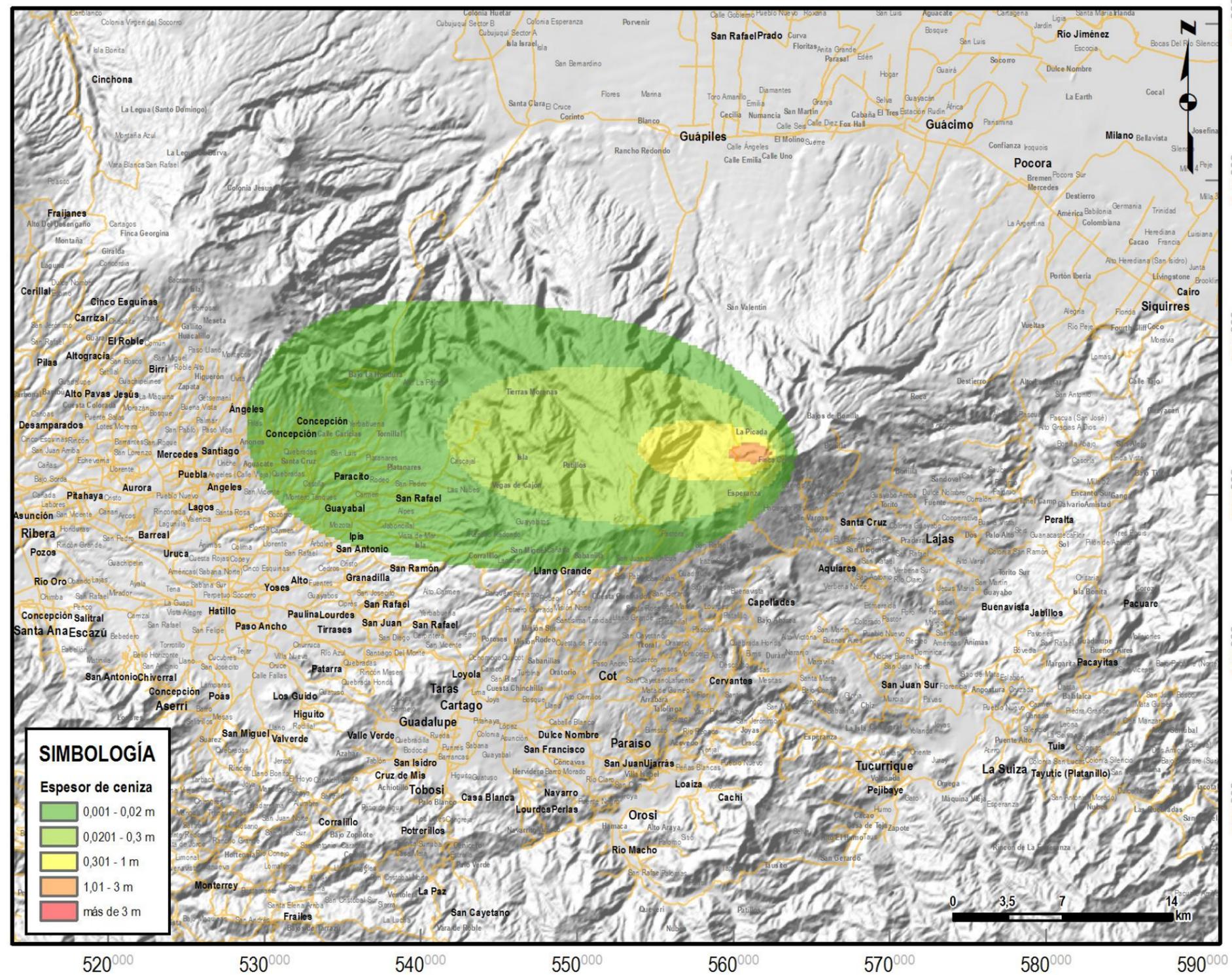


Figura 66: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 3.

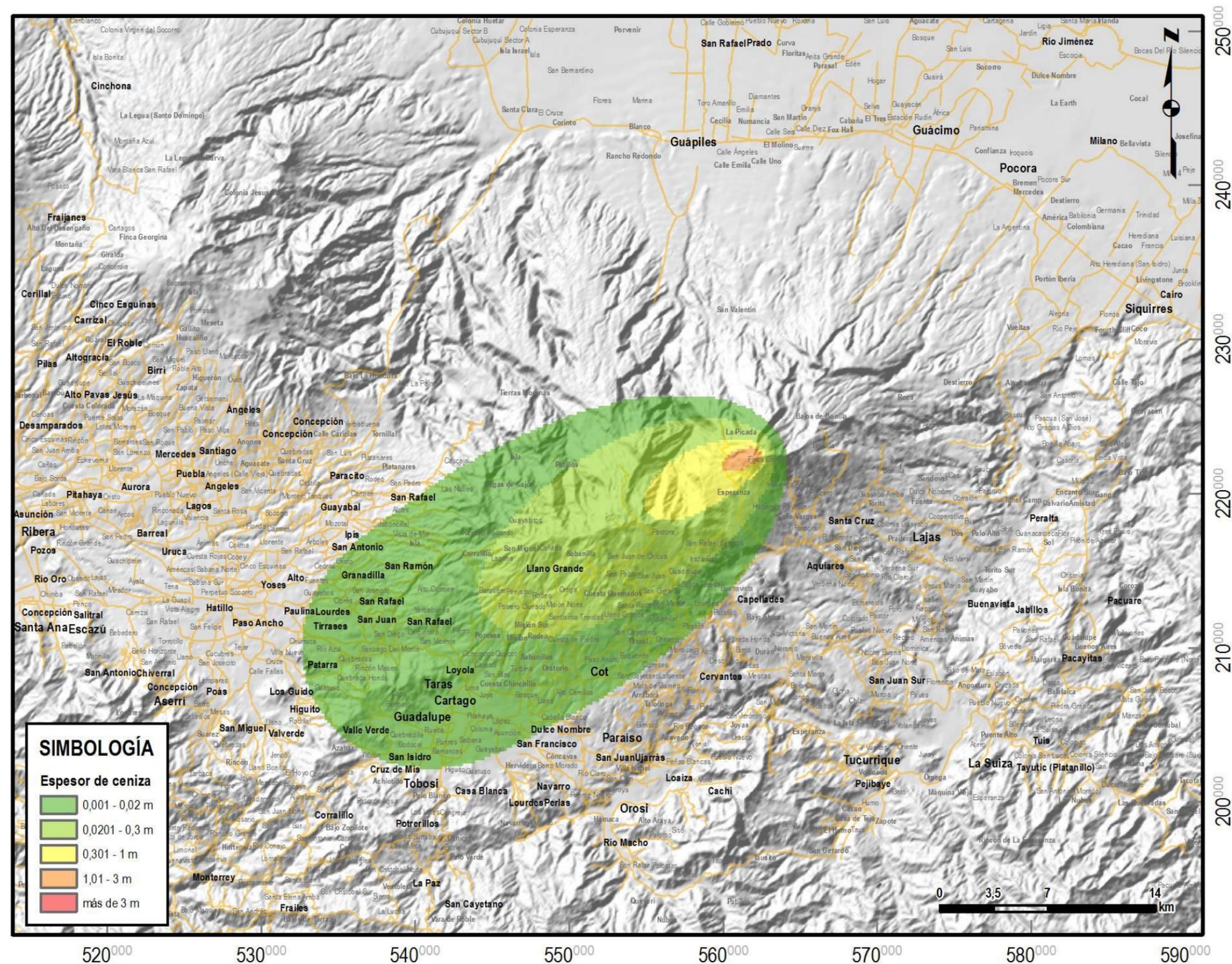


Figura 67: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 4.

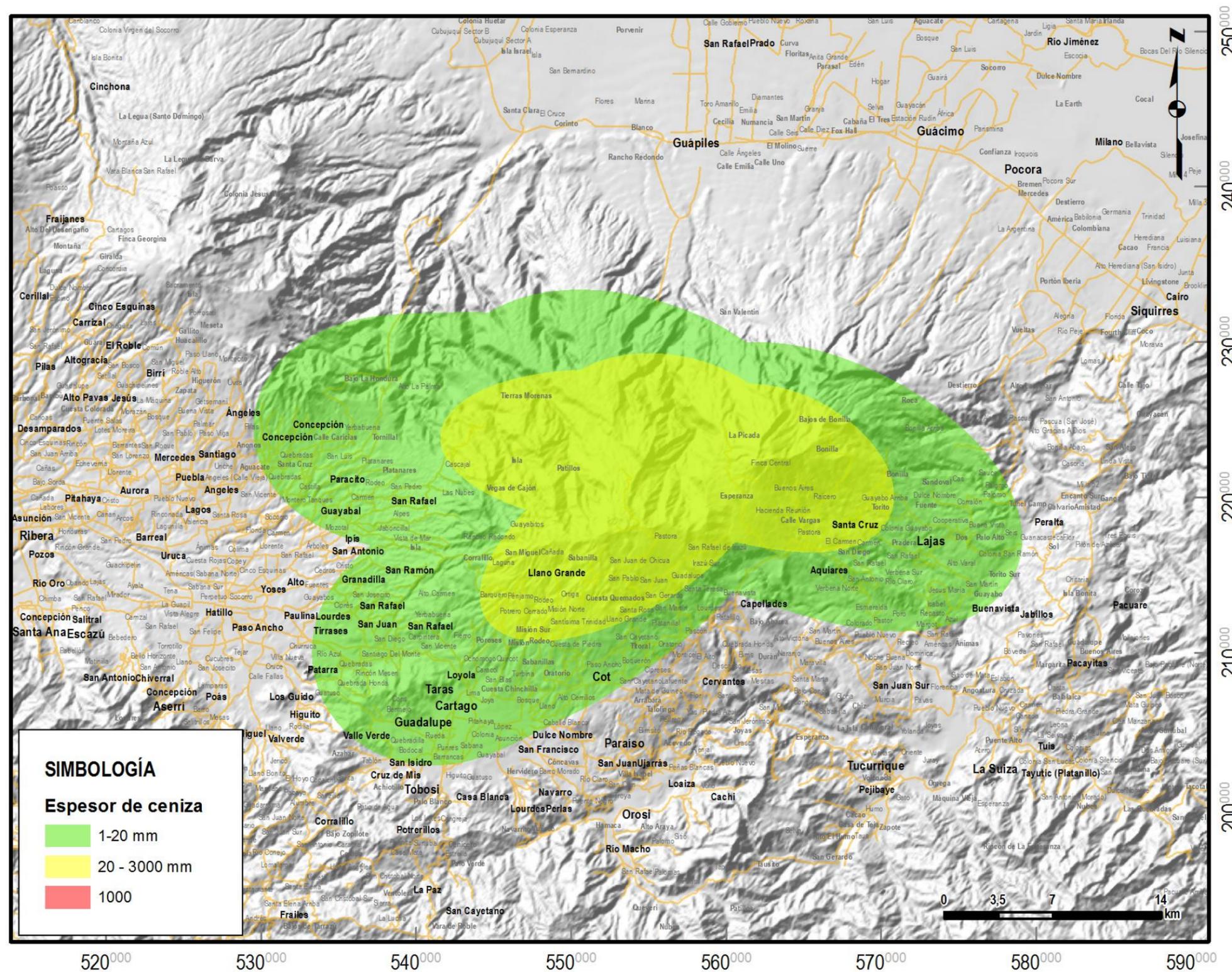


Figura 68: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, combinados los 4 periodos.

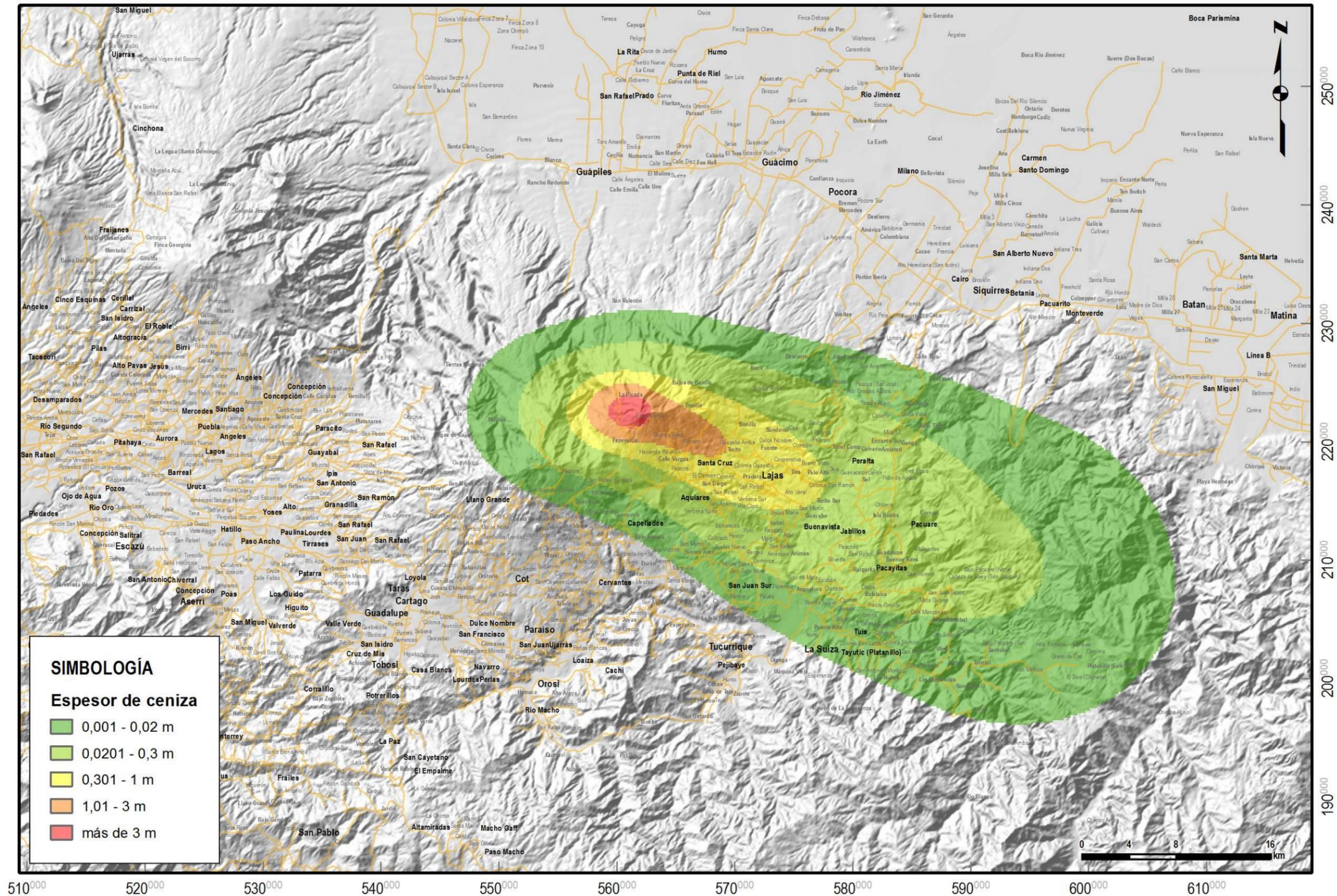


Figura 69: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 1.

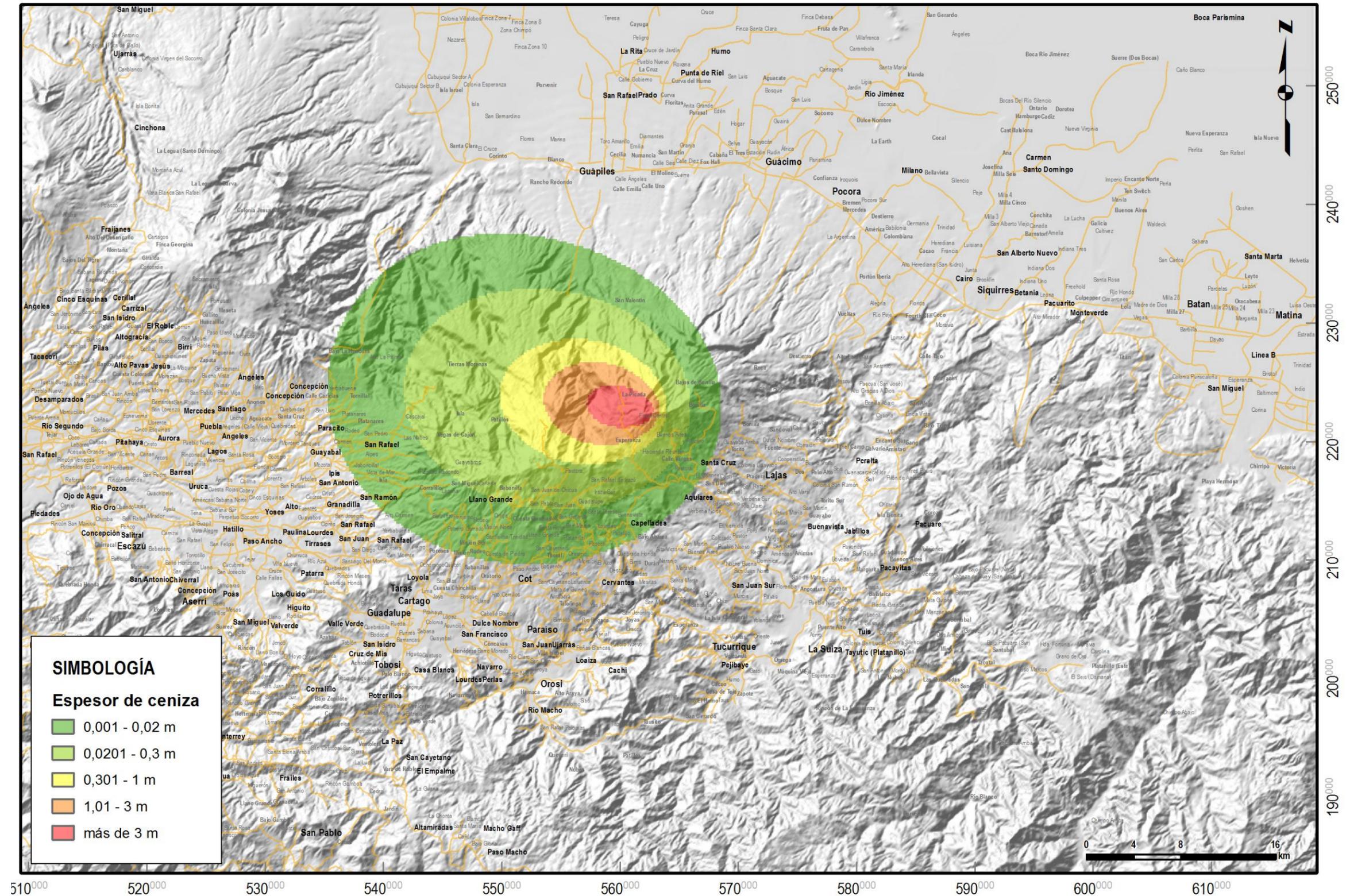


Figura 70: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 2.

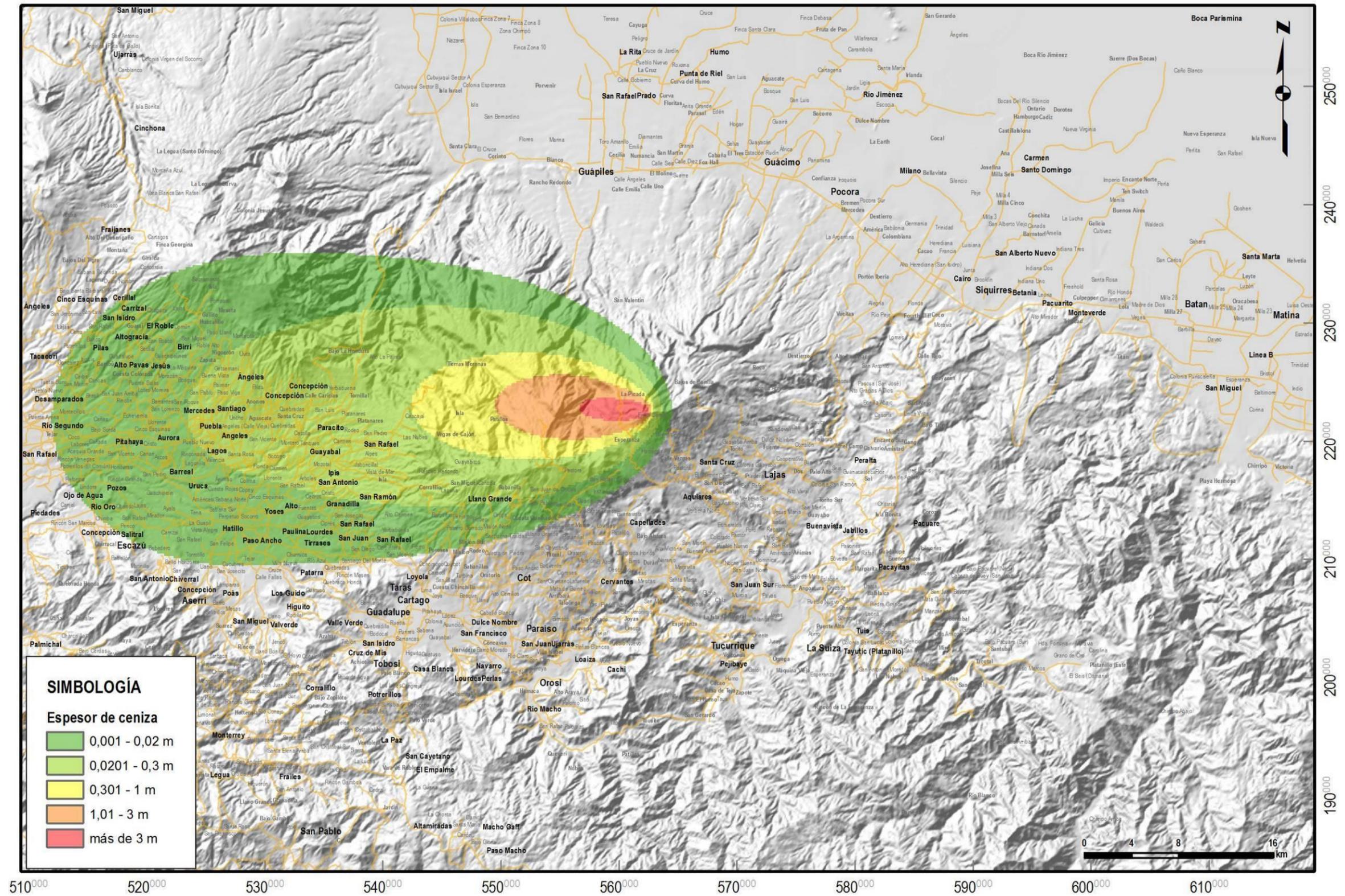


Figura 71: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 3.

Distribución de cenizas para evento pliniano

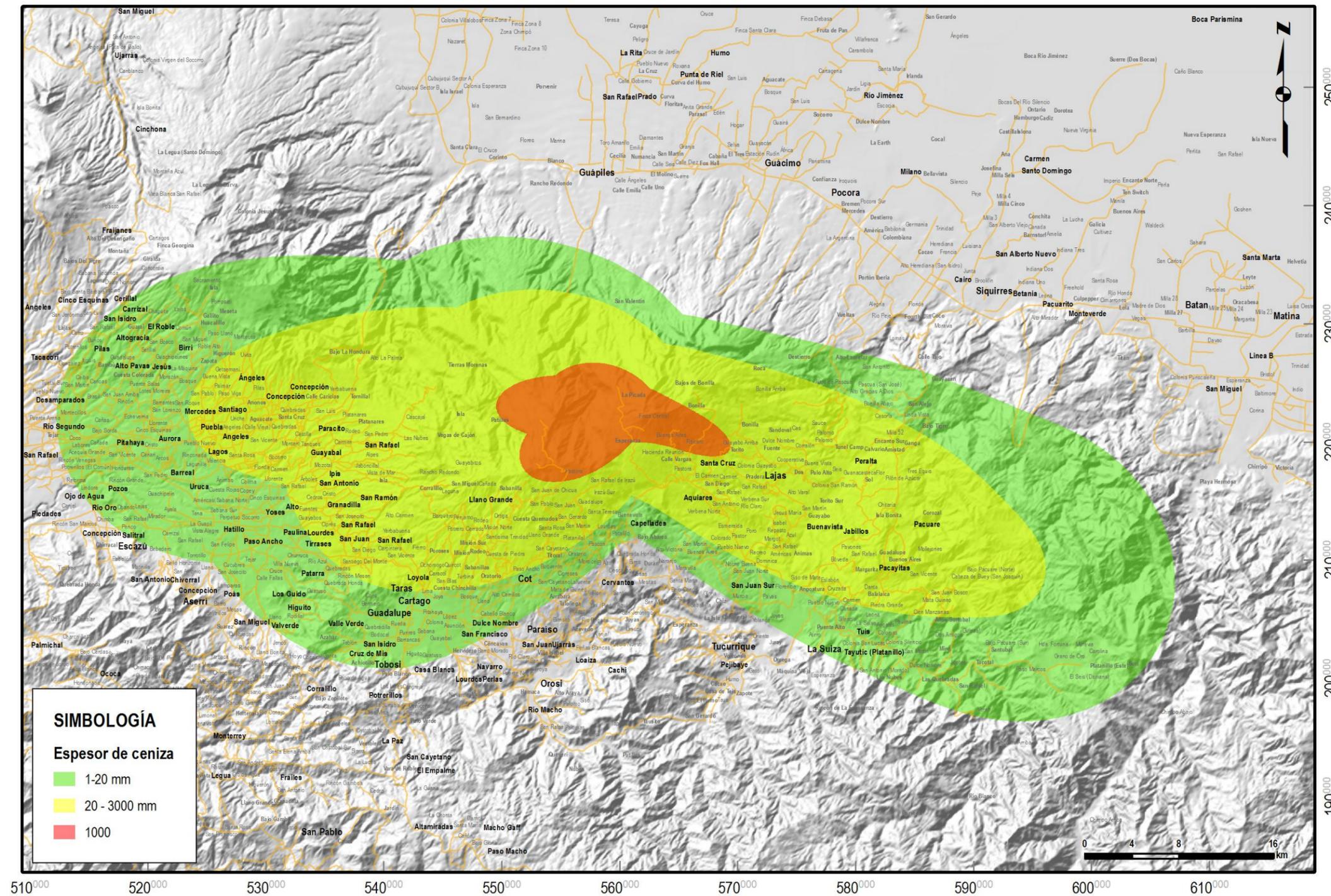


Figura 73: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniano, combinados los 4 periodos.

5.1.4. Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos se originan cuando los piroclastos fluyen por las laderas de los volcanes, en un colchón de gases calientes a alta velocidad. Se pueden originar de diversas maneras (Figura 74), pero básicamente por el colapso de domos, coladas de lava o paredes del cráter, o bien, por el colapso debido a la enorme densidad de columnas de piroclastos. Se mueven canalizados por los valles, son de alta energía, temperatura y velocidad, y con un alto poder destructivo. Otros eventos asociados, con explosiones donde el agua subterránea calentada por el magma en ascenso interviene (llamados freáticos y freatomagmáticos), originan las llamadas oleadas piroclásticas, con gran cantidad de gases, pero menos calientes, aunque más rápidas y destructivas. Estas oleadas suelen acompañar a los flujos piroclásticos, y normalmente afectan áreas más extensas que los flujos como tales, debido a su gran movilidad por los gases calientes.

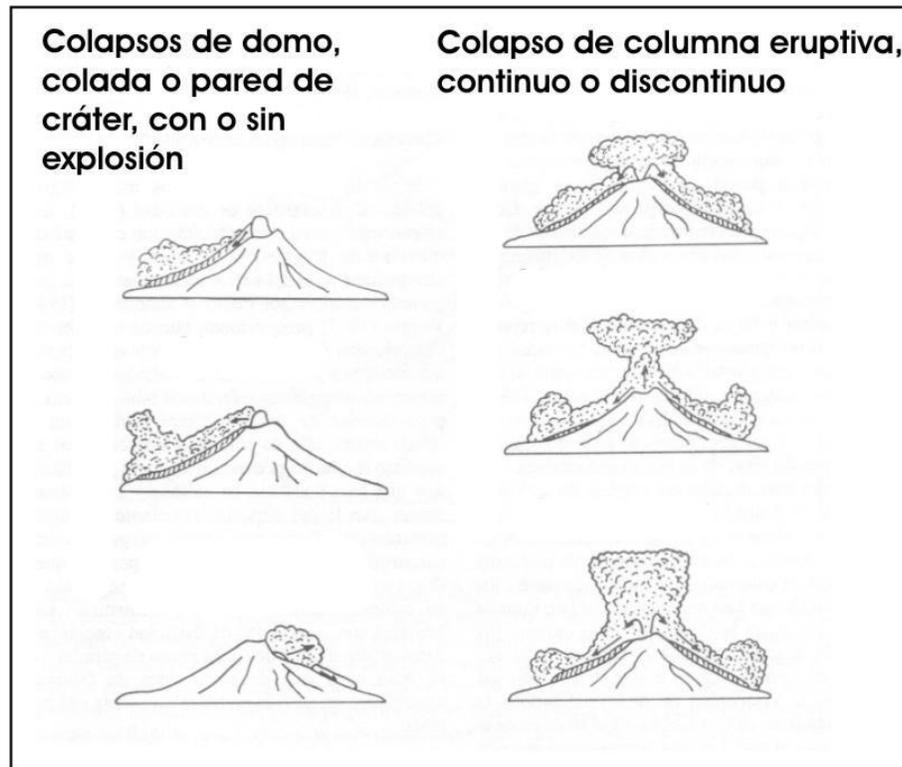


Figura 74: Tipos y forma de movimiento de los flujos piroclásticos en general (modificado de Cas & Wright, 1987).

Los flujos y las oleadas piroclásticos se podrían extender más de 10 km desde la cima del Turrialba, pero la mayoría se restringen a unos 5 km de radio, como se ha visto en el registro geológico (Reagan et al., 2006). En el camino de ascenso a la cúspide, justo donde se

han hecho cortes de camino junto a la última caseta de guardaparques se han observado depósitos de oleadas piroclásticas relacionados con la penúltima erupción importante del volcán (hace unos 660 años) (Figura 75), así como en el flanco oeste, en el camino a La Picada (Figura 11D).



Figura 75: Depósitos de oleadas piroclásticas en la vecindad de la última caseta de guardaparques en 562721 E - 221792 N.

En el caso del volcán Turrialba, con base en las observaciones de campo, pueden agruparse los flujos piroclásticos vistos en: 1) aquellos asociados con el colapso de columnas de erupciones subplinianas (o domos); 2) los originados por colapso de columnas vulcanianas o estrombolianas densas, como sería el caso de 1864-66; 3) flujos de bloques y cenizas; 4) por colapso de frentes de coladas de lava; y además se incluyen también las oleadas acompañantes, o bien generadas independientemente por explosiones freatomagmáticas.

En los mapas que se muestran más adelante (Figuras 76-78) se han modelado los flujos piroclásticos originados en el cráter SW, con colapsos de columnas por erupciones estromboliana, vulcaniana y pliniana como las establecidas en la Tabla 5 y colapsos de columna a 100, 200 y 500 m sobre el cráter, respectivamente. Esto, es, las opciones 1 y 2 del párrafo anterior. Las opciones 3 y 4 se consideran que están cubiertas en la opción 2 (Figura 76). Los modelos se han hecho con la herramienta VORIS 2.0.1. mencionada supra.

Se observa que para columnas estrombolianas, el área afectable se dirige principalmente al oeste, hasta casi el camino que lleva a La Picada (Figura 76). Las áreas afectables por flujos piroclásticos a partir de erupciones vulcanianas serían hacia los flancos NW, E, SW y S hasta unos 2-2,5 km de distancia (Figura 77). Los flujos por erupciones plinianas afectarían ampliamente hasta distancias de 5-8 km de la cima (Figura 78).

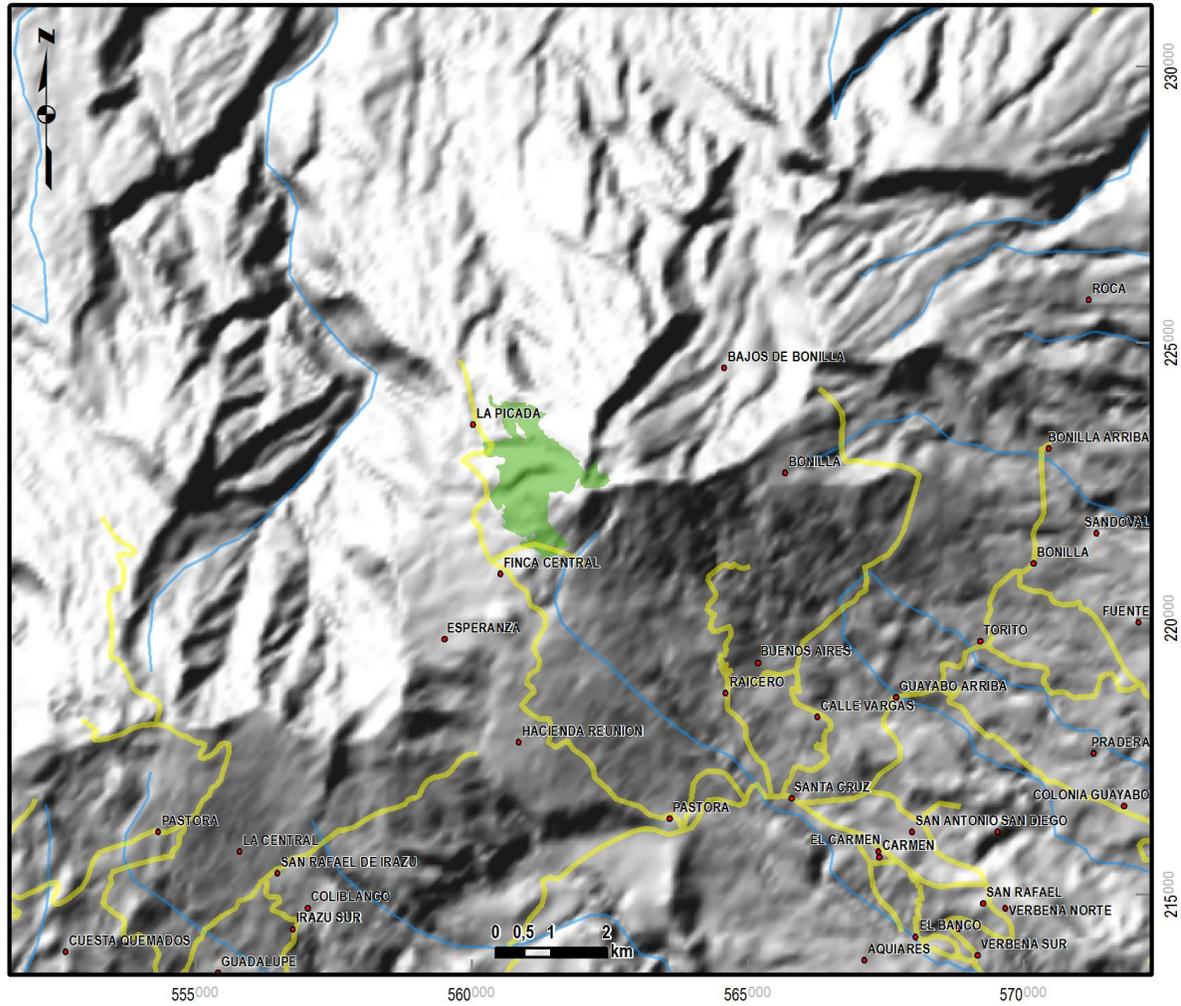


Figura 76: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna estromboliana.

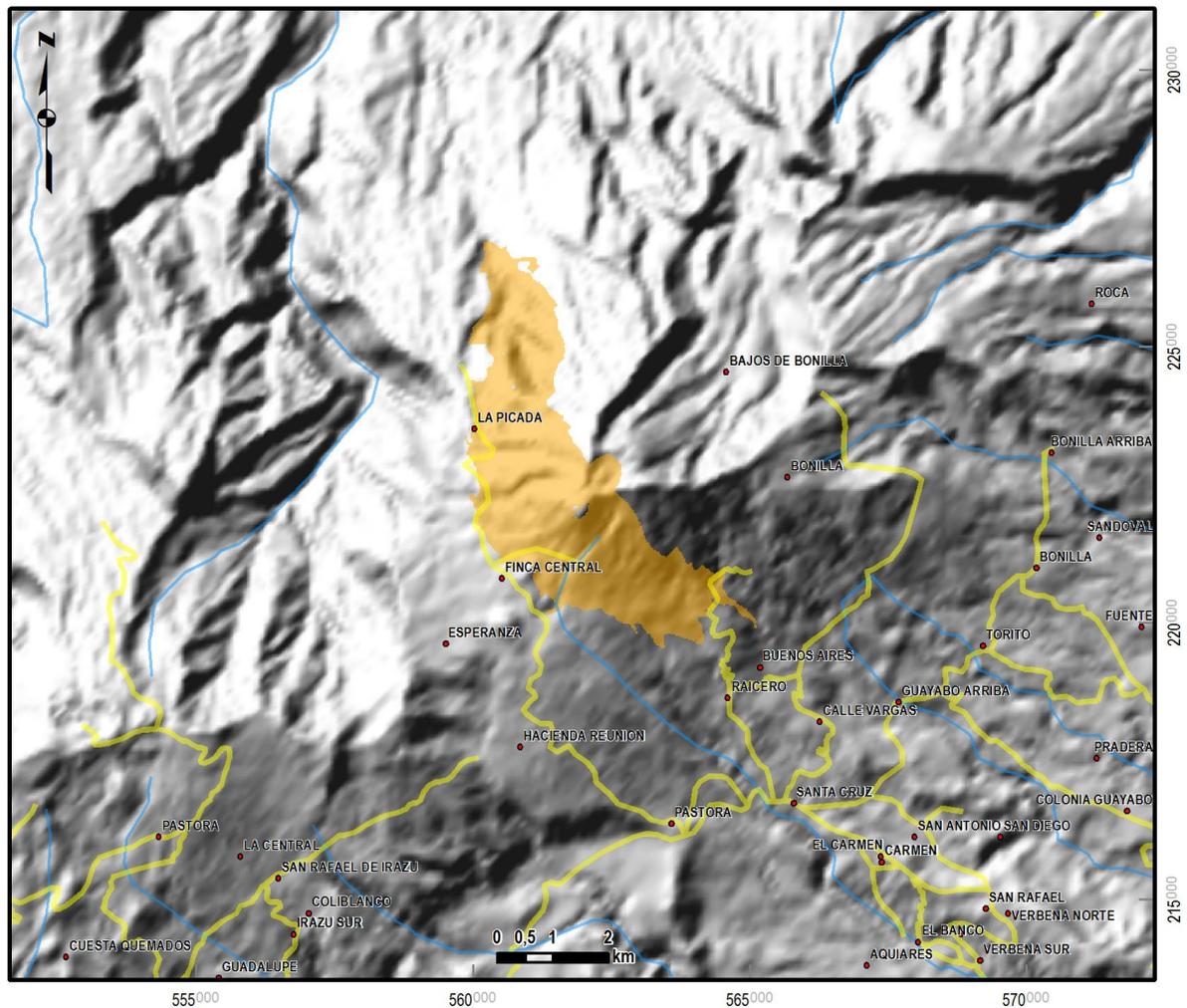


Figura 77: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna vulcaniana.



Figura 79: Arriba, el cono El Armado visto desde el oeste. Centro, el mismo cono (al centro, a la izquierda del cono humeante) visto desde Capellades. Abajo, el cono Tiendilla visto desde La Central, ligeramente al oeste-suroeste.

Este tipo de nuevos cráteres pueden verse acompañarse de explosiones dirigidas de bajo ángulo, con una combinación de gases magmáticos y agua subterránea sobrecalentada, que da una especie de flujos-oleadas piroclásticas de altísima energía y velocidad (comúnmente llamados *blasts* en la jerga vulcanológica), acompañadas de intensos

bombardeos balísticos, tal cual sucedió en julio de 1968 en el volcán Arenal (Alvarado et al., 2006; Soto & Sjöbohm, 2006).

En el registro tefroestratigráfico del Turrialba, no se han identificado inequívocamente depósitos similares a *blasts*. Bajo las condiciones estructurales del volcán, mencionadas anteriormente, y con los casos conocidos, se especula que el sector de la falla Ariete es el sector más proclive a sufrir este tipo de fenómenos.

5.1.6. Coladas de lava

Las coladas de lava se presentan cuando el magma llega a la superficie y ha perdido gran cantidad de los gases que tenía en su interior, de modo que fluye desde las bocas de salida, pendiente abajo, a velocidades variables (Figura 80). Puede afectar amplias áreas, y debido a su temperatura, puede causar incendios asociados. Son destructivas, y difíciles de detener.

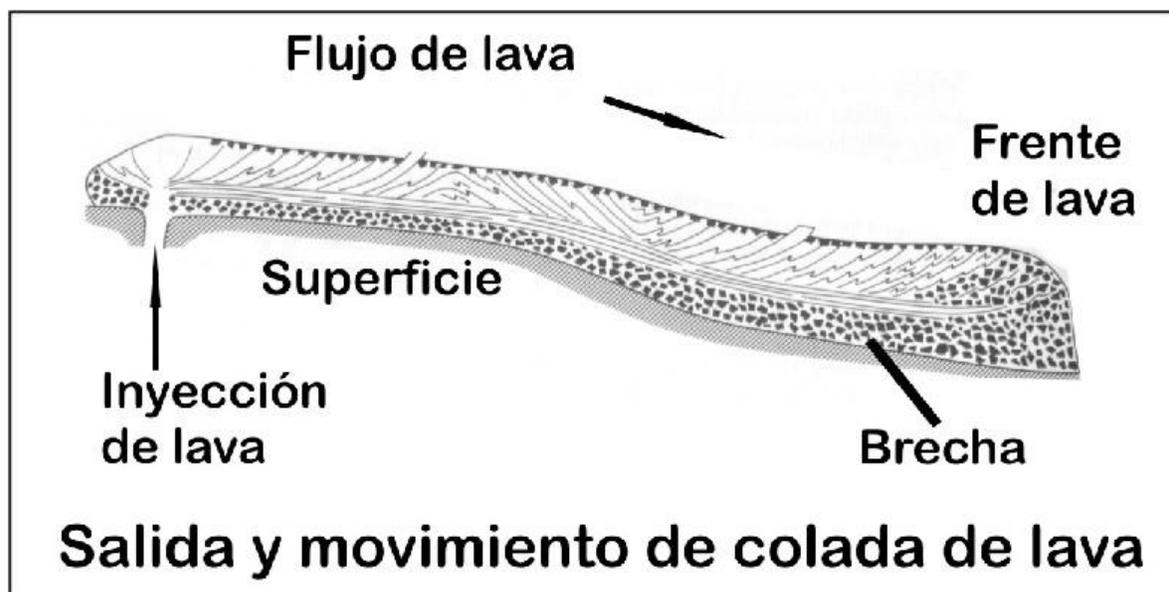


Figura 80: Esquema de la salida y movimiento de una colada de lava sobre el terreno (modificado de Cas & Wright, 1987).

Son derrames que se producen cuando las lavas eruptadas del cráter o aberturas en los flancos de un volcán fluyen hacia abajo como un fluido viscoso de acuerdo con la fuerza de gravedad. Donde pasa el flujo de lava, la tierra agrícola, el bosque y las casas son sepultadas y quemados. 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 camino.

Petrográficamente, las lavas del volcán Turrialba son principalmente andesitas piroxénicas y andesitas basálticas, aunque se reconocen desde basaltos hasta dacitas vítreas. La composición química de estas lavas así lo confirma, pues muestran un rango que varía de basaltos a dacitas, con abundantes andesitas basálticas y andesitas (SiO_2 : 50,9 - 65%, cf. Kussmaul et al, 1982; Tournon, 1984; Reagan & Gill, 1989; Reagan et al., 2006; Ruiz et al., 2010).

La geoquímica procesada en los últimos análisis realizados permite observar que las lavas de los últimos 100 ka se reparten en dos grupos principales de alto y bajo sílice, con alto contenido de potasio, y que han ocurrido al menos cuatro episodios importantes de emisión de lavas del volcán, entre 90-100 ka, 60-62 ka, hace unos 25 ka y entre 3-10 ka, que podrían asimismo documentar una cámara magmática zonada (Ruiz et al., 2010) (Figura 81).

Las coladas lávicas procedentes de la cúspide alcanzan hasta 5 km de longitud, mientras que los flujos lávicos eruptados en fracturas en los flancos llegan hasta 8 km del centro de emisión, aunque excepcionalmente han llegado a 20 km medidos desde la cima. Algunos de ellos son tan frescos que no solo son reconocidos fácilmente en las fotografías aéreas y en el campo, sino que en algunos casos el desarrollo de suelo es apenas incipiente, y en efecto, sus edades en muchos caso son menores de 10 ka (ver capítulo 4.2, figuras 10 y 11: Soto, 1988 a y b; Ruiz et al., 2010). Las morfologías son evidentes de canales y levées y son típicamente lavas blocosas (Figura 82).

En los mapas de la Figura 83, se muestran los modelos hechos con la herramienta VORIS 2.0.1. mencionada supra, en donde se muestra la distribución probabilística de las lavas con base en la topografía actual del cono. Se le ha puesto un coto de 5 km, tal como se ha observado en la mayoría de las lavas del volcán. Se observa que para lavas originadas en los cráteres Central y SW, el área cuspidal y el sector del NE, serían los más afectables. Lavas emitidas de sitios exteriores al cono, a lo largo del área de fracturas en la quebrada Ariete, entre el cono Tiendilla y la cima, afectarían áreas variablemente hacia el W, SW, S y SE hasta unos 3-5 km máximo.

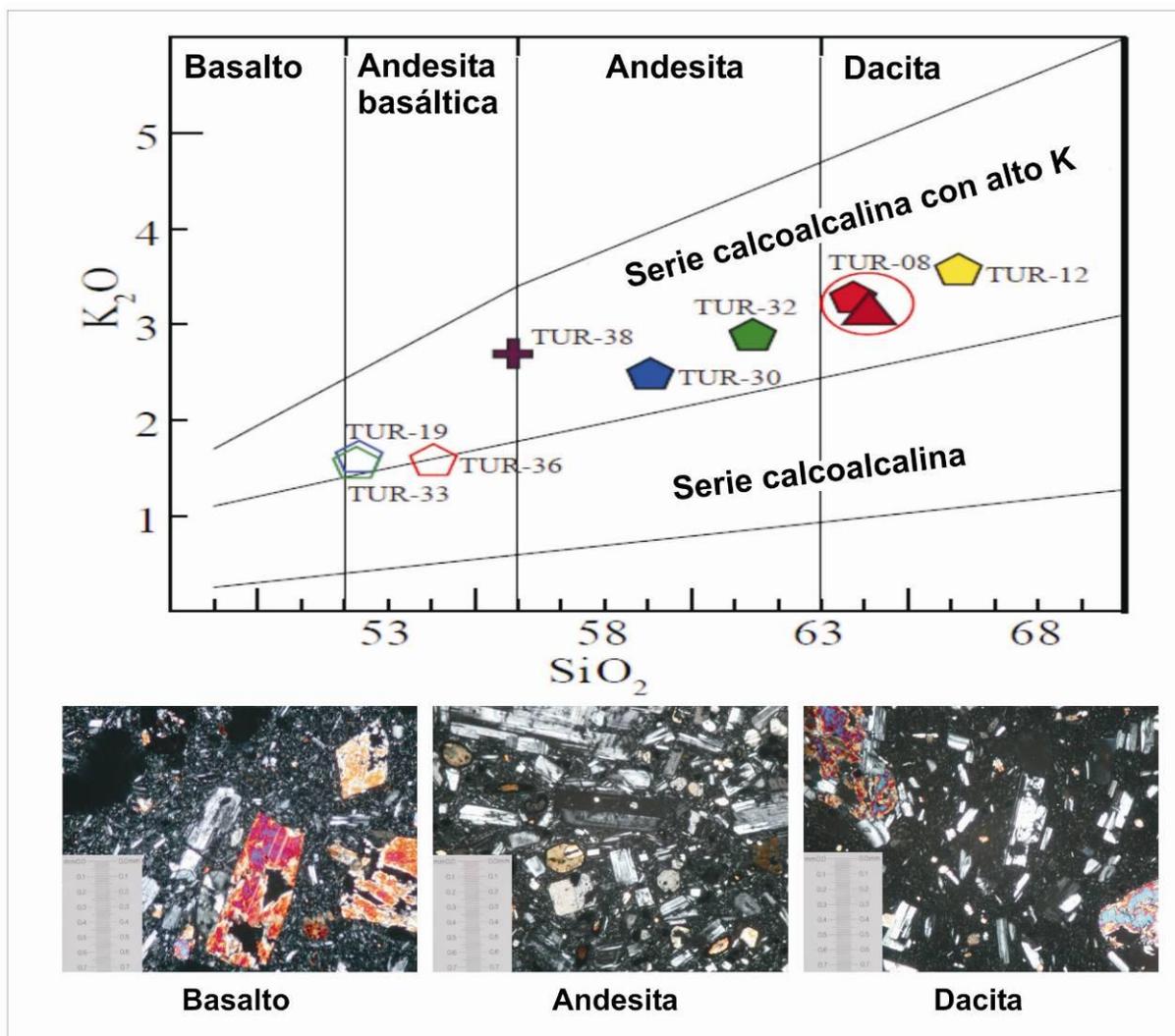
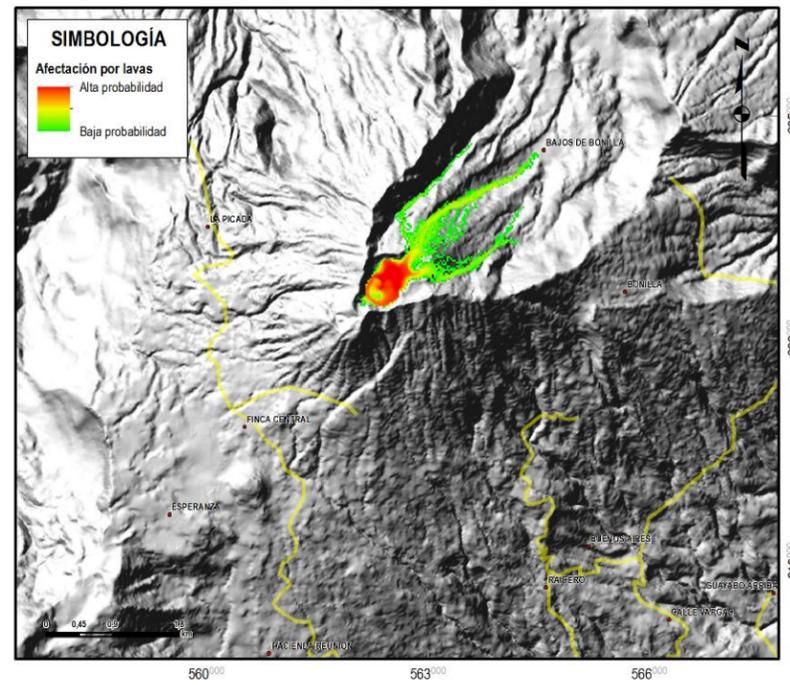


Figura 81: Geoquímica de las lavas del Turrialba de los últimos 100 ka: rocas de basaltos a dacitas con alto potasio (modificado de Ruiz et al., 2010). Abajo se aprecian ejemplos de las rocas vistas en microscopía.

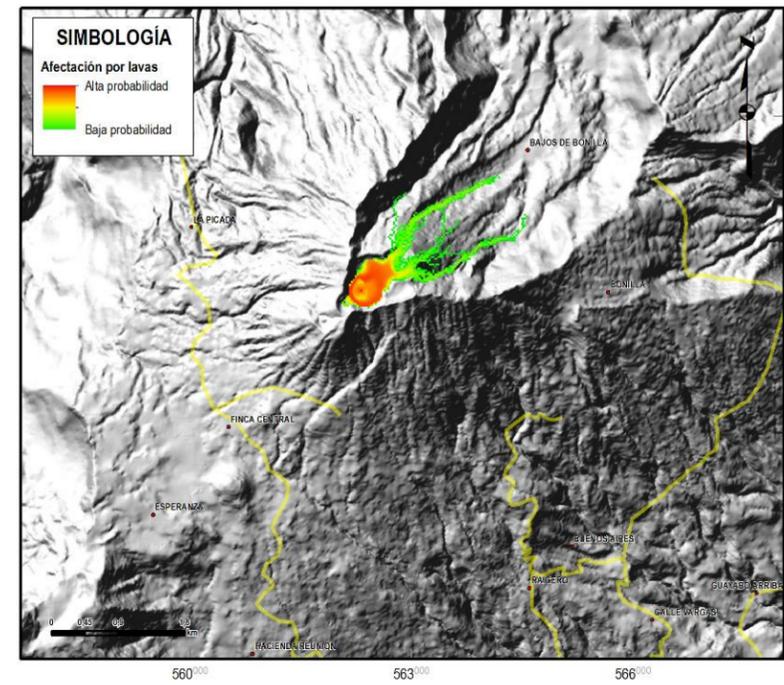


Figura 82: Lavas en el sector de Los Bajos de Bonilla, lado noreste del volcán, con morfologías blocosas (arriba) y con sus fuertes pendientes, levées y canales (abajo, terreno intermedio, al fondo el escarpe de la falla Elia).

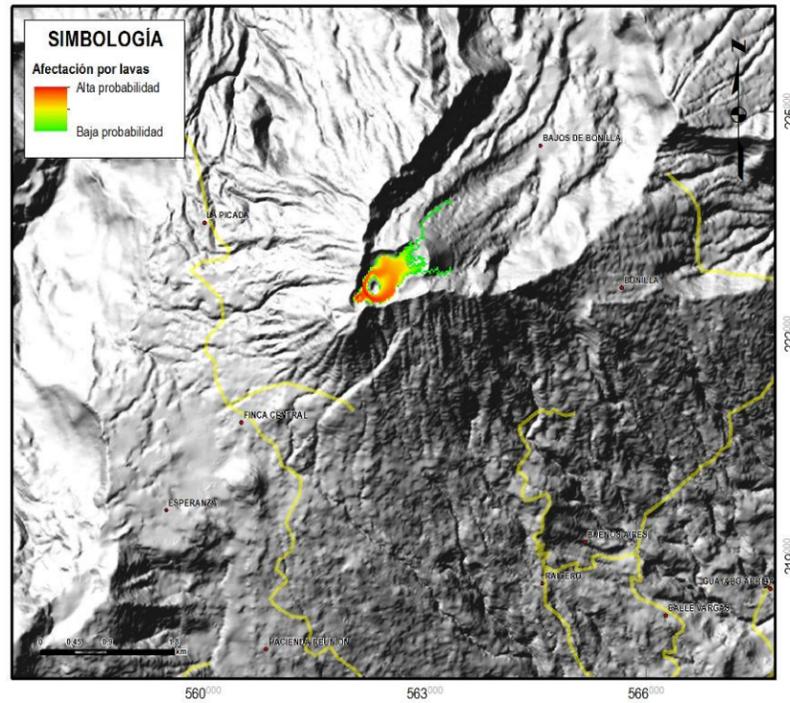
Fuente cráter central



Fuente cráter NE



Fuente cráter SW



Fuente pared SW

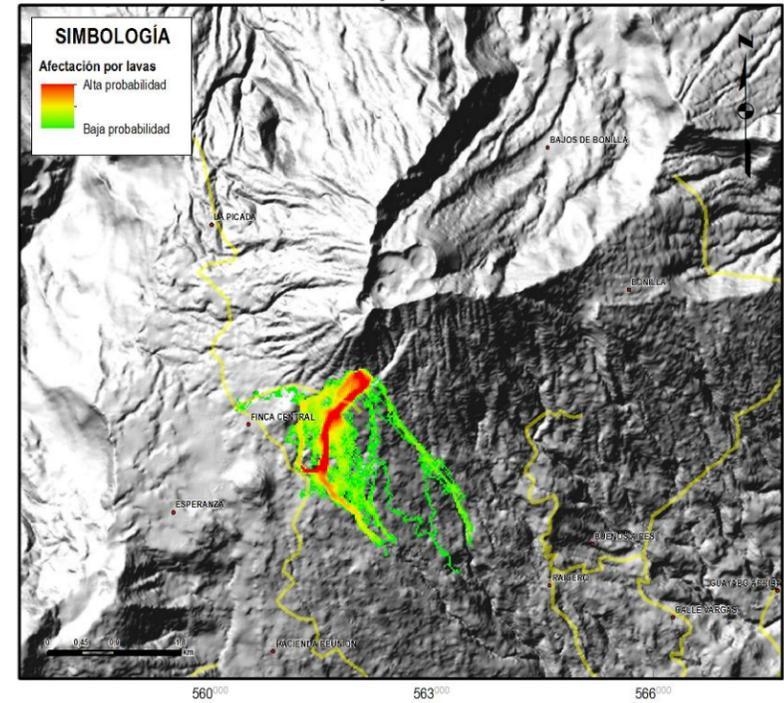


Figura 83: Distribución probabilística de lavas originados en diferentes puntos del volcán.

5.1.7. Lahares

Las lahares son flujos ricos en agua, que arrastran gran cantidad de lodo, arenas y rocas métricas, originados durante lluvias intensas, durante o después de períodos eruptivos fuertes. Se movilizan encauzados, con un alto poder destructivo, se depositan en sitios con cambios de pendiente, y pueden llegar a decenas de km de su fuente. Los flujos de lodo o lahares son extremadamente destructivos y han causado muchos desastres. Un flujo de lodo y de detritos volcánicos es generado en muchos casos por material volcánico mezclado con agua proveniente de un lago cratérico, cobertura de nieve o lluvia torrencial.

Algunos depósitos del Turrialba, pobremente seleccionados de menos de 2 m de espesor, que al parecer pueden corresponder con la erupción de 1864-66, se encuentran en parches a lo largo de los bancos de los ríos Aquiares, cerca del poblado del mismo nombre y en los ríos Guácimo y Roca, unos 7 km al norte de la cima del Turrialba. De tal modo, los lahares podrían presentarse predominantemente en los drenajes de la cumbre hasta sus bases, incluyendo los ríos Toro Amarillo, Mercedes, Elia, Roca, Guácimo, Guayabo, Guayabito y Aquiares (Reagan et al., 2006) y los de la cuenca del Reventazón.

La cuenca del Reventazón drena de suroeste a noreste. Se caracteriza por valles angostos y profundos, que tienen tramos de tan sólo 400 m de ancho con caídas de hasta 100 m y pendientes internas de más del 100% ($>45^\circ$) y en algunos sectores, verticales. La mayoría de los tributarios caen a ellos en cascadas abruptas, y los mismos ríos fluyen entre numerosos rápidos y saltos de mayor o menor dimensión. Los deslizamientos regolíticos y rocosos son frecuentes y numerosos. Los de grandes masas removidas se distinguen muy bien en las imágenes aéreas, aunque parecen ser muy frecuentes, aunque los grandes anfiteatros producidos por los deslizamientos, se encuentran cubiertos de vegetación.

Este tipo de morfologías podría ayudar a la erosión de la cuenca en caso de erupción y fomentar eventos laháricos mayores. Se considera preliminarmente que estarían considerados dentro de los eventos mayores de índole hidrológica (con periodo de retorno de 500-2000 años?), debido al largo trayecto entre los tributarios que drenan el área del volcán Turrialba y los principales sitios de población afectables.

En los mapas que se muestran más adelante se toman en cuenta las áreas afectables con base en la geología observada. En el proceso de esta consultoría se aplicarán modelos para validar y afinar las áreas afectables.

5.1.8. Deslizamientos y avalanchas volcánicas

Los deslizamientos en las paredes inestables altas de los volcanes son comunes en el mundo. La mayoría son deslizamientos de suelo y rocas de la capa regolítica, y por lo tanto, afectando áreas restringidas, aunque dependiendo de si llegan a cauces con altos caudales, o provocan represamientos, son posibles las secuelas secundarias (lahares).

Posibles factores desestabilizantes incluyen la intrusión de nuevo magma, o bien la ocurrencia de un sismo importante local o regional, o una serie de sismos intermedios locales. Por supuesto que las consecuencias dependen del volumen del material movilizado y la cantidad de fluidizantes como agua y gases disponibles. En general se considera que deslizamientos pequeños a moderados no afectarían más allá de 5 km radiales del cráter.

Es el colapso de un sector del edificio volcánico, debido a la presión interna de gases volcánicos, terremotos u otros factores. Los colapsos de montañas no ocurren muy frecuentemente, pero son acompañados por destrucción a gran escala. El único caso histórico de un pequeño deslizamiento volcánico en Costa Rica, se presentó en el Irazú en 1994 sin mayores consecuencias. Sin embargo, en el registro prehistórico hay grandes eventos de este tipo, en particular en los volcanes Cacao, Miravalles, Irazú y Turrialba (para más detalles ver Alvarado et al., 2004). Dada su baja posibilidad de ocurrencia, no se le incluye en el mapa de peligrosidad volcánica, aunque poseen un poder destructor enorme.

Un evento de avalancha volcánica fue sugerido por Soto (1988) en el flanco noreste cuspidal del cono, labrando un anfiteatro o caldera de avalancha, limitado por las fallas que definen asimismo el graben cuspidal, y que favorecieron el evento de avalancha. Reagan (1987) piensa que el anfiteatro no fue construido por un solo evento de avalancha, sino por varios eventos erosivos y gravitatorios. El problema de definir uno o varios eventos que construyeran el anfiteatro está en que los depósitos de avalancha volcánica no afloran claramente hacia la falda noreste del volcán, y la discusión permanece abierta. Posterior a la construcción del anfiteatro, se sucedieron al menos dos efusiones lávicas que fluyeron hacia el flanco noreste.

Hace 17 ka (edad calibrada) se desarrollaron otra serie de eventos de avalancha volcánica que se extendieron a lo largo de casi todo el valle de Turrialba con espesores de hasta 80 m, y llegaron hasta la confluencia de los ríos Tuis y Reventazón. Este depósito es rico en troncos de madera, incluyendo robles de altura, en el tiempo en que la época de hielo (glaciar), estaba en su máximo (Alvarado et al., 2004). Se especula que este proceso pudo haberse disparado debido a un terremoto de magnitud moderada en el término noreste de la Falla Aguacaliente, en la falda sur del volcán Turrialba (Figura 84).

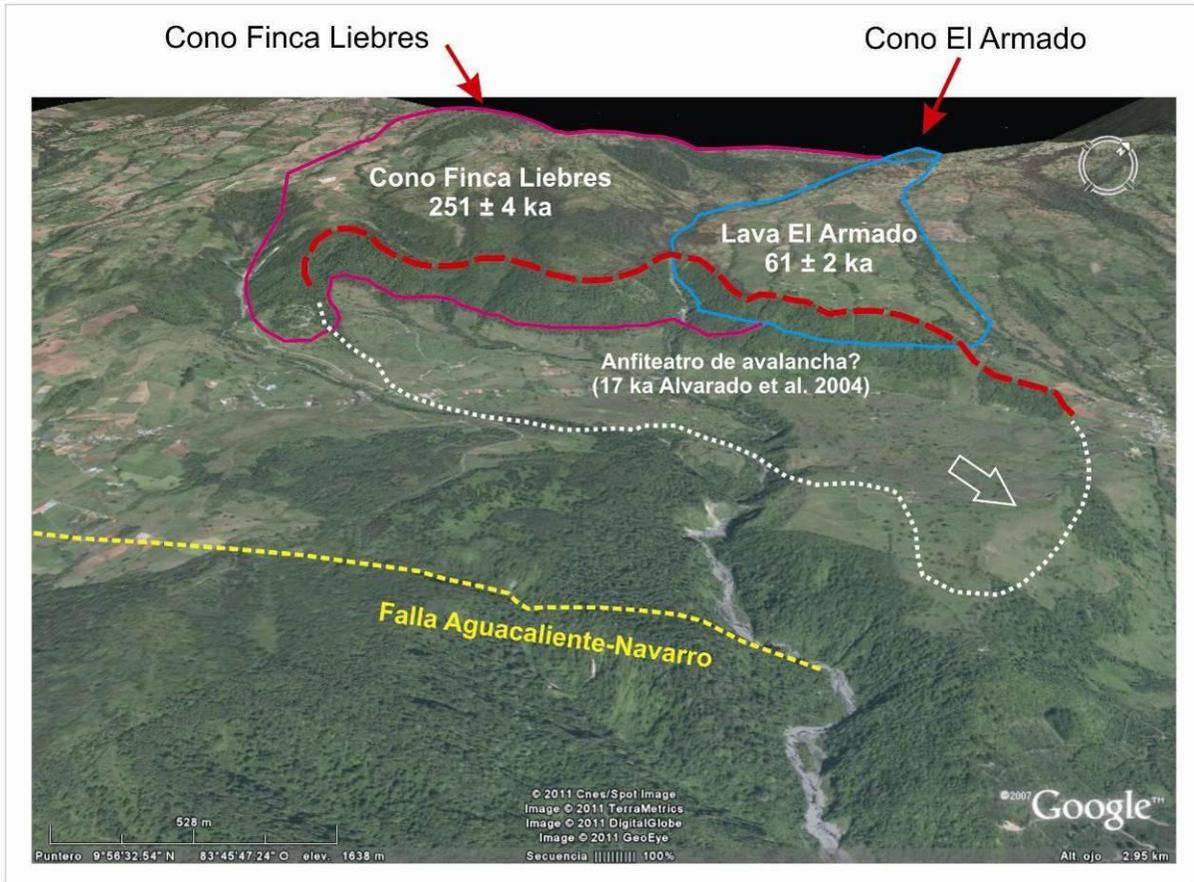


Figura 84: Vista oblicua obtenido de Google Earth™ de la falda sur del Turrialba, cerca del límite de las Lavas El Armado, y el término de la Falla Aguacaliente-Navarro, donde se observa el anfiteatro de Coliblanco, posible fuente de origen de la Avalancha de Angostura.

Otro evento de avalancha volcánica, posiblemente más reciente (quizás de tan sólo unos pocos miles de años de antigüedad) y de 3,5 km², se observa muy bien en los alrededores de la población de Santa Rosa (2 km al noreste de la ciudad de Turrialba), en donde una serie de lomas caóticas compuestas por bloques de lava de diversa composición dejan entrever la magnitud del evento (Alvarado et al., 2004).

Todo ello sugiere una compleja historia de construcciones y de destrucciones, que han creado otros volcanes como el Dos Novillos, ubicado al NE del cráter del Turrialba, y muchos otros más, hoy día destruidos por los efectos de la erosión y la actividad volcánica pasada (cf. Figura 10).

Según del Potro (en prep.), se puede concluir que el Turrialba actualmente es estable para los parámetros geotécnicos asumidos y continuará siendo estable incluso durante unas intrusiones magmáticas o aceleraciones sísmicas con magnitudes esperables.

La presencia de material hidrotermalmente alterado dentro del edificio del volcán podría bajar las propiedades mecánicas hasta valores críticos. Por esto, recomienda un estudio exhaustivo de las características de dicho sistema.

5.1.9. Sismos volcánicos y tectónicos en el macizo

El ascenso del magma hacia la superficie produce condiciones de esfuerzos que fracturan el entorno rocoso interno, provocando sismos locales desde muy pequeños hasta de tamaños considerables (casos excepcionales de $M 7,1$: Zobin, 2001). Debido a que la mayoría de estos sismos son superficiales (profundidades 5-15 km), y con epicentros muy cercanos al volcán, los efectos suelen concentrarse en áreas mesosísmicas restringidas a la vecindad del volcán.

Los sismos que acompañan a las actividades volcánicas son generalmente menores en escala que los no volcánicos, sin embargo, pueden causar daños considerables y eventualmente alcanzar magnitudes de hasta 7,1 (Zobin, 2001). Pueden ocurrir antes, durante o después de una erupción volcánica. En algunos casos, la ocurrencia de sismos puede disparar erupciones y desastres. La erupción de 1723 en el Irazú estuvo acompañada de sismos con magnitud aproximadamente de 5,5 (Alvarado, 2000). Zobin (1979; 2001) calculó una magnitud $m_b 5,1$ para un sismo del Arenal precursor a la erupción del 29 de julio de 1968, ocurrido el 17 de julio a mediodía (unas dos semanas antes), de índole somera.

Con base en lo discutido en el subcapítulo 4.4., varias fallas afectan al macizo del Turrialba, sobre todo en el sector de la cima (Fallas Ariete y Elia, definidas por Soto, 1988) que se prolongan hacia el noreste y suroeste (hacia el Irazú) y en el sector sur, donde la prolongación de la falla Aguacaliente-Navarro, corta el macizo (Figuras 10, 21 y 22).

En el caso de sismos originados en fallas que cortan el macizo volcánico, serían en segmentos que podrían tener rupturas del orden de 4-12 km de longitud, y que de acuerdo a lo calculado, 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, los sismos de Patillos de 1952 ($M_W 6,0$) y de Cinchona del 2009 ($M_W 6,2$), ocurrieron en ambientes volcánicos periféricos a volcanes activos masivos y complejos de la Cordillera Volcánica Central, y coinciden con las M_W muy probables y probables a esperar en un futuro. Ambos sismos llegaron a producir intensidades máximas del orden de VIII-IX en las áreas mesosísmicas, y dispararon notables deslizamientos en los 10 km más proximales, causando la mayoría de las muertes (21 y 30 respectivamente) (Montero & Alvarado, 1995; Méndez et al., 2009; Montero et al., 2010).

Así, se ha modelado de manera simplificada, la distribución de isosistas generadas por un sismo de M_w 6,0 generado en el sistema principal de fallas NE cerca de la cima o bien en el sistema magmático por intrusión y ascenso de magma con un hipocentro somero del orden de 3-8 km de profundidad (Figura 85).

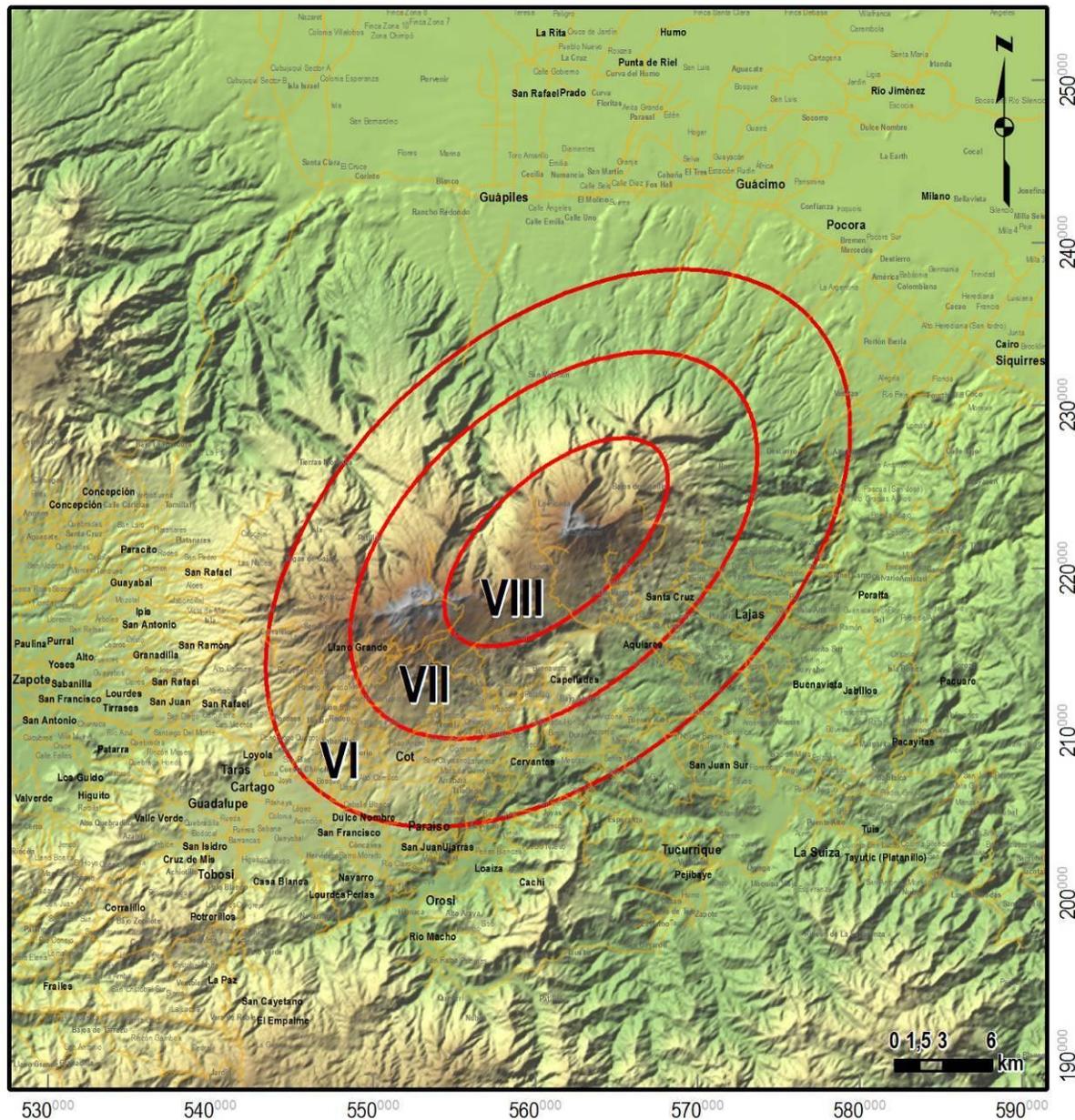


Figura 85: Intensidades máximas esperables con un sismo de M_w 6,0 con hipocentro somero (3-8 km) y epicentro en las cercanías de la cima, originado bajo el volcán o en las fallas Ariete o Elia. Las curvas son suavizadas y recalculadas con base en las intensidades observadas en el sismo de Patillos del 30 de diciembre de 1952, en el flanco NW del Irazú (isosistas a partir de Montero & Alvarado, 1995).

Según se observa, las áreas con intensidades de VIII alcanzan las áreas de las cabeceras del río Toro Amarillo y las nacientes de los ríos Elia y Guácimo, que se esperaría sufran importantes deslizamientos, que se encauzarían como flujos de lodo, similares a los que han ocurrido con sismos similares en el macizo del Poás (cf. Alvarado, 2010). Afectaría severamente La Central y lecherías vecinas, así como severamente las áreas periféricas del sur y sureste del Irazú y sur y sureste del Turrialba, como La Pastora, Santa Cruz, Capellades, Pacayas, San Juan de Chicué y alrededores. Turrialba sería afectada con intensidad V-VI, al igual que Cartago y su periferia y la parte este del Valle Central Occidental

Capítulo 6: Escenarios para los mapas de peligros



6.1. Mapas de peligro volcánico

En este momento es imposible señalar si los “síntomas” que muestra el Turrialba desde el 2007 en adelante, su actividad fumarólica primero menor y en etapas de *in crescendo* hasta intensa y toda la evolución sísmica que presenta, corresponden con una reactivación eruptiva del volcán, con un magma en ascenso profundo o con intensa interacción con los fluidos hidrotermales en profundidad y hacia sectores más someros, en complemento con movimientos tectónicos en el edificio volcánico. Las características de los gases expelidos y los factores discutidos supra (ver subcapítulo 4.6), confirman que hay magma involucrado, en desgasificación, aunque no se conoce su residencia actual.

Con base en los estudios de peligro volcánico anteriores (Paniagua & Soto, 1986; Soto & Paniagua, 1992; Reagan et al, 2006) se establecía que la próxima erupción podría suceder en el transcurso de los próximos años o décadas y sus características serían similares a las de 1864-66 (similar a la de Irazú de 1963-65) o incluso menor, y afectarían significativamente los 2-3 km alrededor de los cráteres, y provocando la caída de algunos milímetros de ceniza en el área Metropolitana de San José.

Se han construido una serie de escenarios posibles preliminares en que se consignan situaciones esperables (Figura 86).

Se considera que, con base en lo discutido previamente, la actividad del Turrialba se enmarca en el escenario de “actividad ligada a ascenso de un cuerpo magmático”, indicado en el centro de la Figura 86. Sin embargo, como se indicó, no se ha podido determinar ni el volumen de ese cuerpo, ni la profundidad a la que se ha instalado. Así, hemos tenido una actividad exhalativa que se ha prolongado fuertemente desde el 2007 hasta el presente, con explosiones freáticas menores asociadas con pulsos de exhalación en enero del 2010 y menores en el 2011 y 2012. La actividad sísmica permanece a niveles dentro de la normalidad, en parte disparados por los procesos hidrotermales, y en parte por la tectónica regional, aunque es posible hipotetizar una concatenación entre ambos procesos. Procesos similares habrían antecedido la erupción de 1864-66 por años, así que podría ser que un escenario eruptivo como el mostrado en esta Figura 86 conlleve a una espera de años a décadas, como en efecto ya ha sucedido en el lustro entre 2007 y 2012 y habrá de continuar algún tiempo más, sin que podamos precisar cuánto.

La Tabla 7 muestra el detalle de las erupciones conocidas y con detalles de datación radiométrica confiables, con base en el trabajo de Reagan et al. (2006). Se puede concluir que a grosso modo las grandes a moderadas explosiones se distancian entre 500 y 850 años una de otras, para un promedio de aprox. 650 años. En la actualidad llevamos 145 años sin erupción magmática, por lo que la probabilidad de un evento importante es baja, pero no imposible.

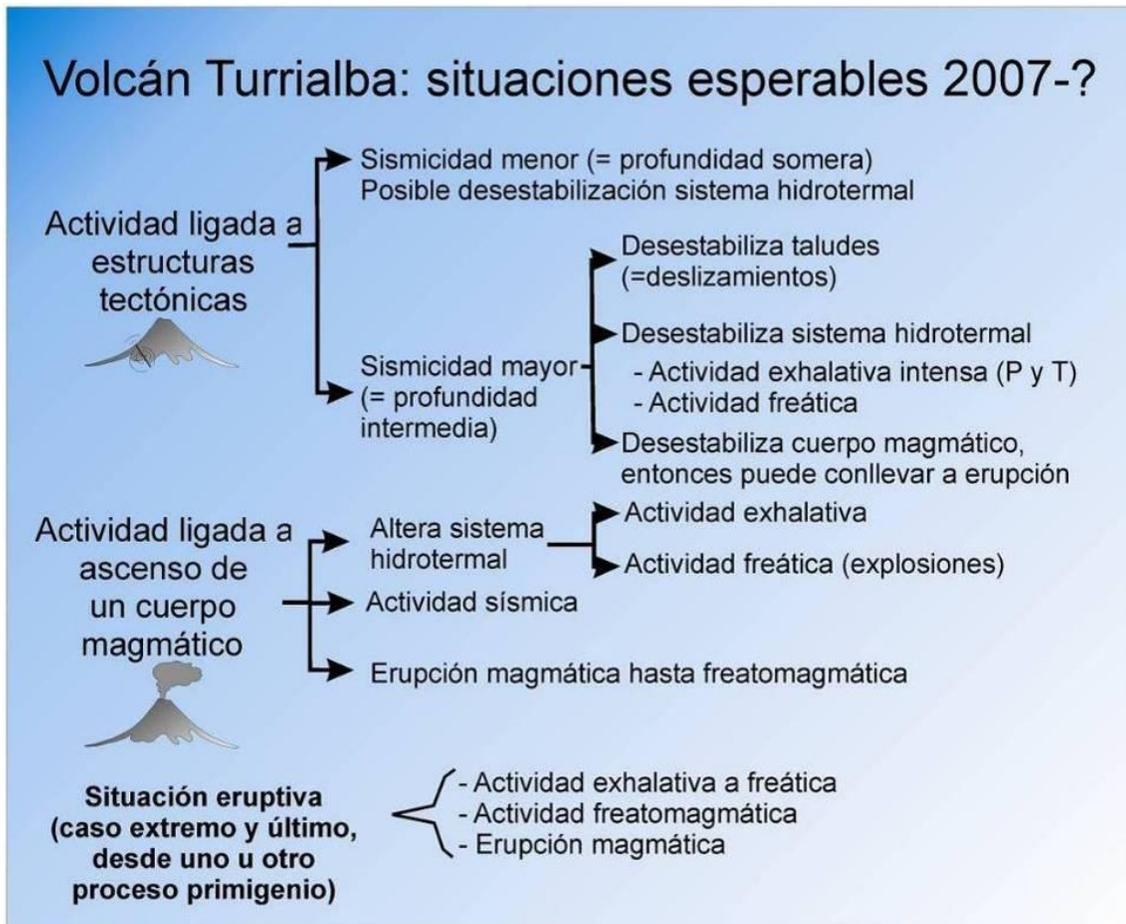


Figura 86: Esquema de flujo de posibles eventos esperables en un futuro cercano en el volcán Turrialba.

Tabla 7: Principales erupciones del Turrialba y su lapso de ocurrencia

Edad a.P. (antes del presente = 1950)	Período entre las erupciones
3350	-
2750	600
1900	850
1310	590
600?	710
84	516
Presente (2012)	146

Debemos preguntarnos primero si, con base en los peligros y la historia volcánica conocida, enumerados en los dos anteriores subcapítulos, el Turrialba califica o no como un volcán peligroso. Yokohama et al. (1984) desarrollaron un sistema simple de evaluación que

toma precisamente en cuenta lo discutido, y concluyeron que en efecto, el Turrialba se encuentra dentro del grupo de volcanes conocidos más peligrosos del mundo. La evaluación se da en la Tabla 8. La propuesta asigna 1 punto a cada parámetro positivo y 0 puntos a parámetros no aplicables, y la sumatoria nos da la calificación. Se consideran volcanes peligrosos a aquellos con puntaje ≥ 10 . En efecto, la sumatoria para el Turrialba nos da un puntaje de 13. En el punto del riesgo, se ha estimado 1,5 millones de personas dentro del Valle Central como afectables, aunque por supuesto, los niveles de riesgo son variables, dependiendo del tamaño de la erupción. Por otra parte, en el punto 7 del riesgo no se ha asignado puntuación, a pesar de que en efecto se evacuó población durante la breve erupción de ceniza de enero del 2010, pero puesto que fue más preventiva sobredimensionada, no se ha calificado este punto. Esto justifica, con creces, la evaluación del peligro, que justifique la zonificación del uso de la tierra.

Considerando los diferentes peligros discutidos y las secuencias eruptivas pasadas en el Turrialba, se han elegido preliminarmente dos escenarios para ser tratados en el mapa de peligros volcánicos, que incluye una erupción similar a la 1864-66, muy probable a corto plazo (semanas-meses-años), y una tipo sub-pliniana, de largo plazo (décadas o siglos?), similar a la de hace 2 ka.

Tabla 8: Sistema de evaluación de volcanes peligrosos, de acuerdo con Yokohama et al. (1984).

GRADO DE PELIGRO	PUNTAJE
1) Alto contenido de sílice en los productos eruptivos (andesita, dacita, riolita)	1
2) Actividad explosiva de importancia en los últimos 500 años	1
3) Actividad explosiva de importancia en los últimos 5000 años	1
4) Flujos piroclásticos en los últimos 500 años	1
5) Flujos de lodo en los últimos 500 años	1
6) <i>Tsunami</i> destructivo en los últimos 500 años	0
7) Área afectada por destrucción en los últimos 5000 años es $> 10 \text{ km}^2$	1
8) Área afectada por destrucción en los últimos 5000 años es $> 100 \text{ km}^2$	1
9) Ocurrencia frecuente de enjambres sísmicos de origen volcánico	1
10) Ocurrencia de deformación significativa del suelo durante los últimos 50 años	0
GRADO DE RIESGO	---
1) Población bajo riesgo > 100	1
2) Población bajo riesgo > 1000	1
3) Población bajo riesgo $> 10\ 000$	1
4) Población bajo riesgo $> 100\ 000$	1
5) Población bajo riesgo $> 1\ 000\ 000$	1
6) Hubo víctimas en tiempos históricos	0
7) Se ha evacuado la zona debido a erupciones en tiempos históricos	0
PUNTAJE TOTAL	13

Un mapa de peligros volcánicos debe reflejar objetivamente los diferentes niveles de probabilidad de ocurrencia o alcance de eventos o productos eruptivos, que además debe reflejar de manera sencilla los niveles y procesos que se plasman en él. Óptimamente, debe mostrar de manera integral diferentes escenarios para diferentes tipos de procesos. Los modelos computacionales aplicados a la topografía actual del volcán, usando como base los comportamientos pasados, debería ser un proceso involucrado, pero hemos visto antes que este caso no aplica para el Turrialba debido a las limitantes de cartografía digital disponible. Por eso los criterios geológicos y estratigráficos integrados con el “ojo de experto” –si se me permite la expresión, por supuesto- han primado, con una objetividad integrada. Criterios similares han sido usados para análisis de amenaza volcánica, como los de Newhall & Hoblitt (2002), quienes hicieron una compilación global de efectos de erupciones con la distancia y asignaron probabilidades de excedencia para peligros severos con erupciones de Índice de Explosividad Volcánica (VEI, acrónimo en inglés) de 3-5. Encontraron en su análisis que para erupciones pequeñas a moderadas, los peligros severos solo alcanzan de 5 a 10 km de la fuente, y como hemos visto en las figuras de subescenarios anteriores, son coincidentes para el Turrialba.

Se ha han recopilado los mapas de peligro volcánico producidos hasta el presente, con el propósito de tomarlos como base crítica para la siguiente etapa, que incluirá una elaboración geológica ulterior y la aplicación de modelos para los diferentes tipos de episodios. Se tienen los trabajos de:

- Paniagua & Soto (1986, 1988).
- Reagan (1987).
- Jerez & Cline (1990).
- Soto & Paniagua (1992).
- Reagan et al. (2006).
- La síntesis y revisión de Alvarado (2006) y Soto & Alvarado (2008) para el P.H. Reventazón del ICE (documentos presentados a SETENA).
- Estudios sobre lluvia ácida de Soto et al. (2008).
- Los estudios de lluvia ácida llevados a cabo por el ICE, que se publican mensualmente en la ciberpágina de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE).
- Nuevas aproximaciones vertidas en un mapa de Soto et al. (2010), presentado en el congreso *Cities on Volcanoes 2010* en Tenerife, Islas Canarias.

Estos trabajos se presentan en las figuras 87 a 89, y son la base para la siguiente etapa del proceso.

PINAGUA y SOTO: Reconocimiento Riesgos Volcánicos

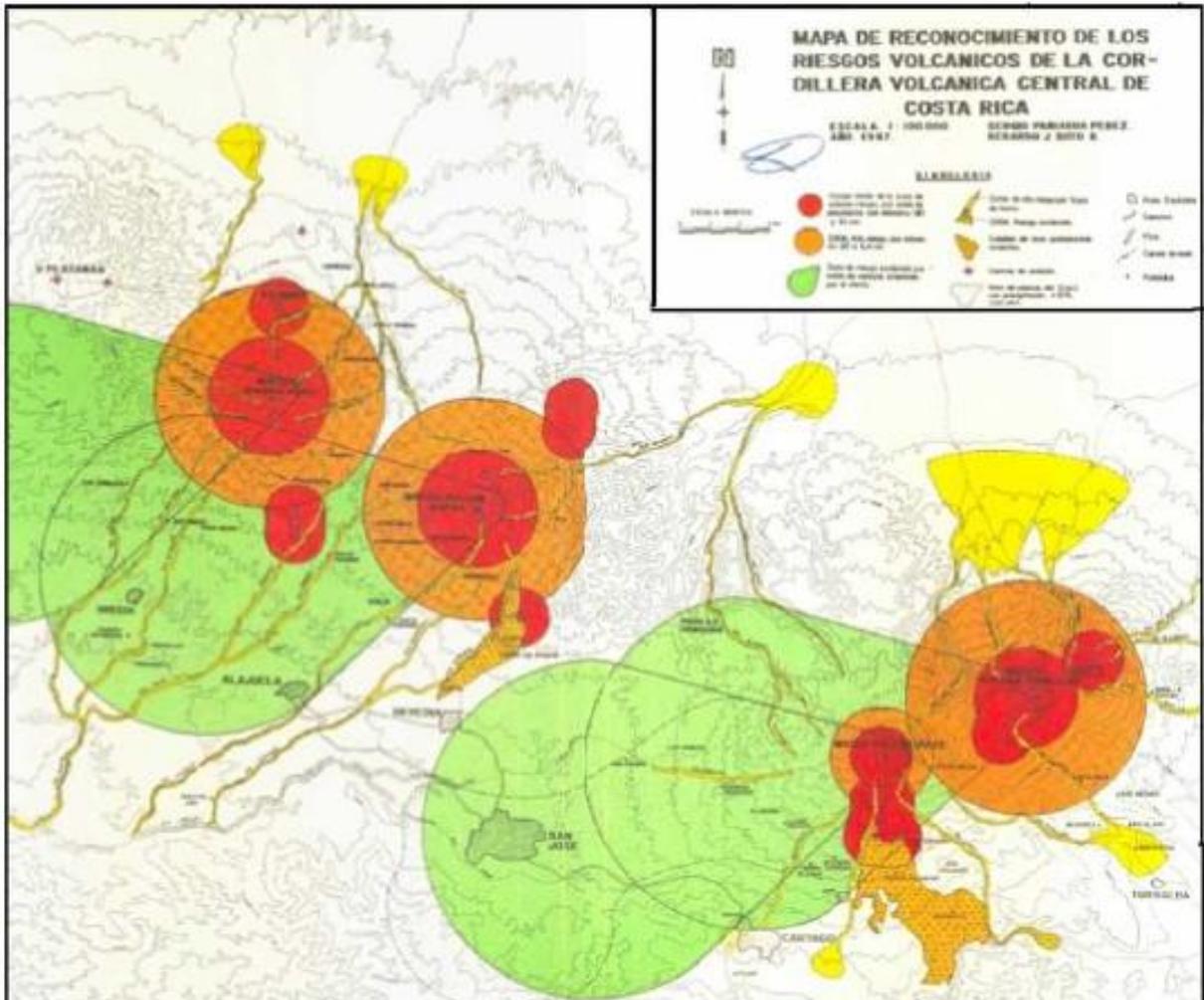
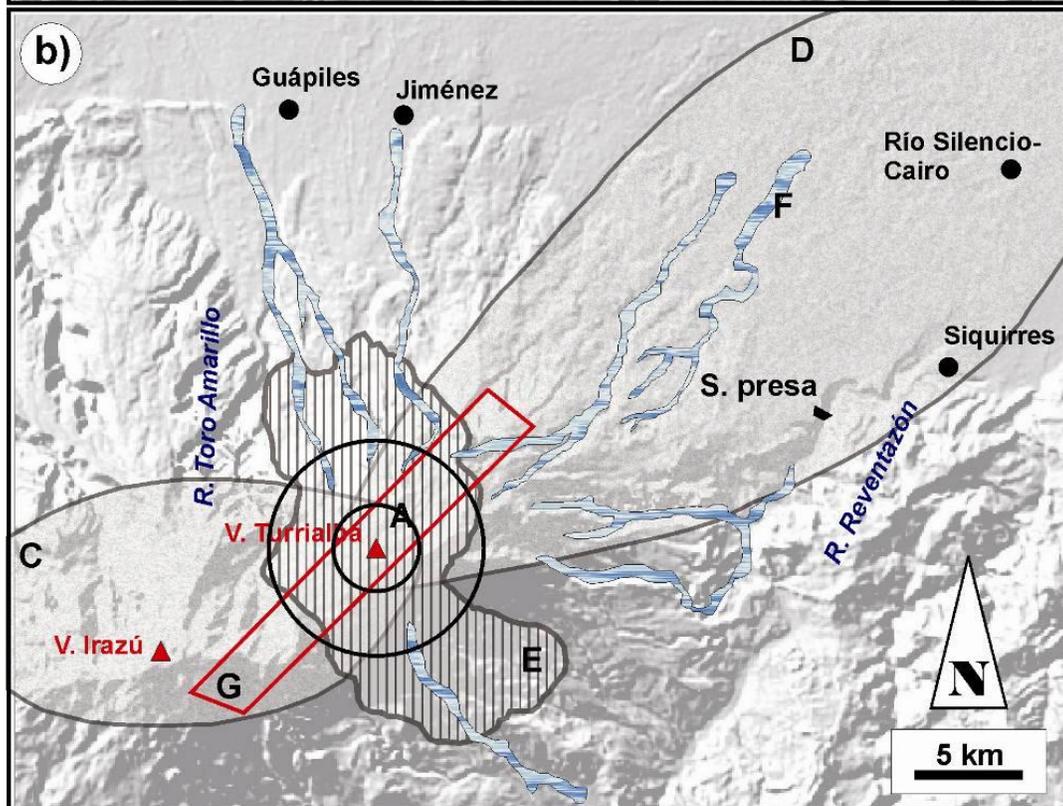
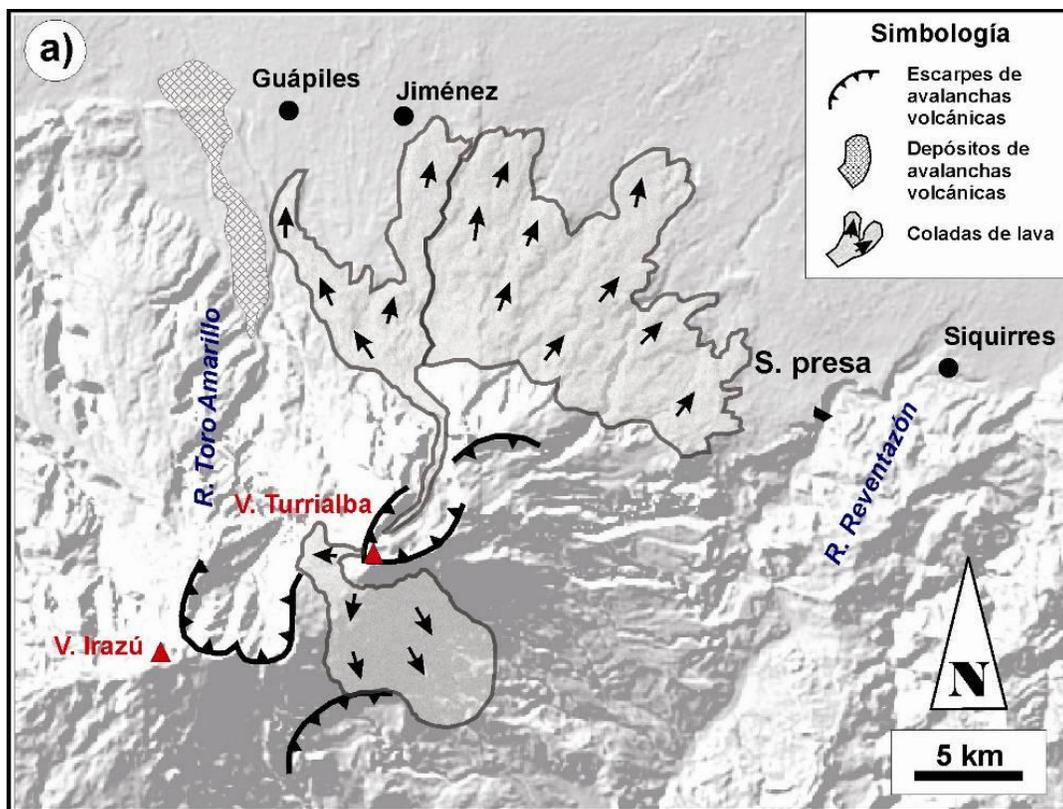


Figura 87: Mapa de peligros de la Cordillera Volcánica Central de Paniagua & Soto (1986). Muestra al Turrialba como uno de los volcanes activos y con evaluación de su peligro.

Figura 88: Página siguiente: Mapas de peligros presentados por Soto & Alvarado (2008). a) Mapa de estructuras de colapso sectorial, depósitos de avalancha y áreas de campos de lavas del Turrialba y alrededores. Representan eventos de muy largo plazo de retorno. b) Peligros asociados con el volcán Turrialba: A, área de alto peligro por bombardeo balístico; B, ídem de mediano peligro; C, área de alto-mediano peligro por caída de piroclastos y distribución de lluvia ácida; D, área de bajo peligro por caída de cenizas finas con vientos anómalos; E, áreas de mediano-alto peligro por flujos y oleadas piroclásticas, y lavas; F, áreas de mediano-alto peligro por lahares; G, área de debilidad estructural con posibilidades de erupciones fisurales (reformado con base en los trabajos de Paniagua & Soto, 1986; Jerez & Cline, 1990; Reagan et al., 2006).



Simbología

A ○ B ○ C ○ D ○ E ○ F ○ G

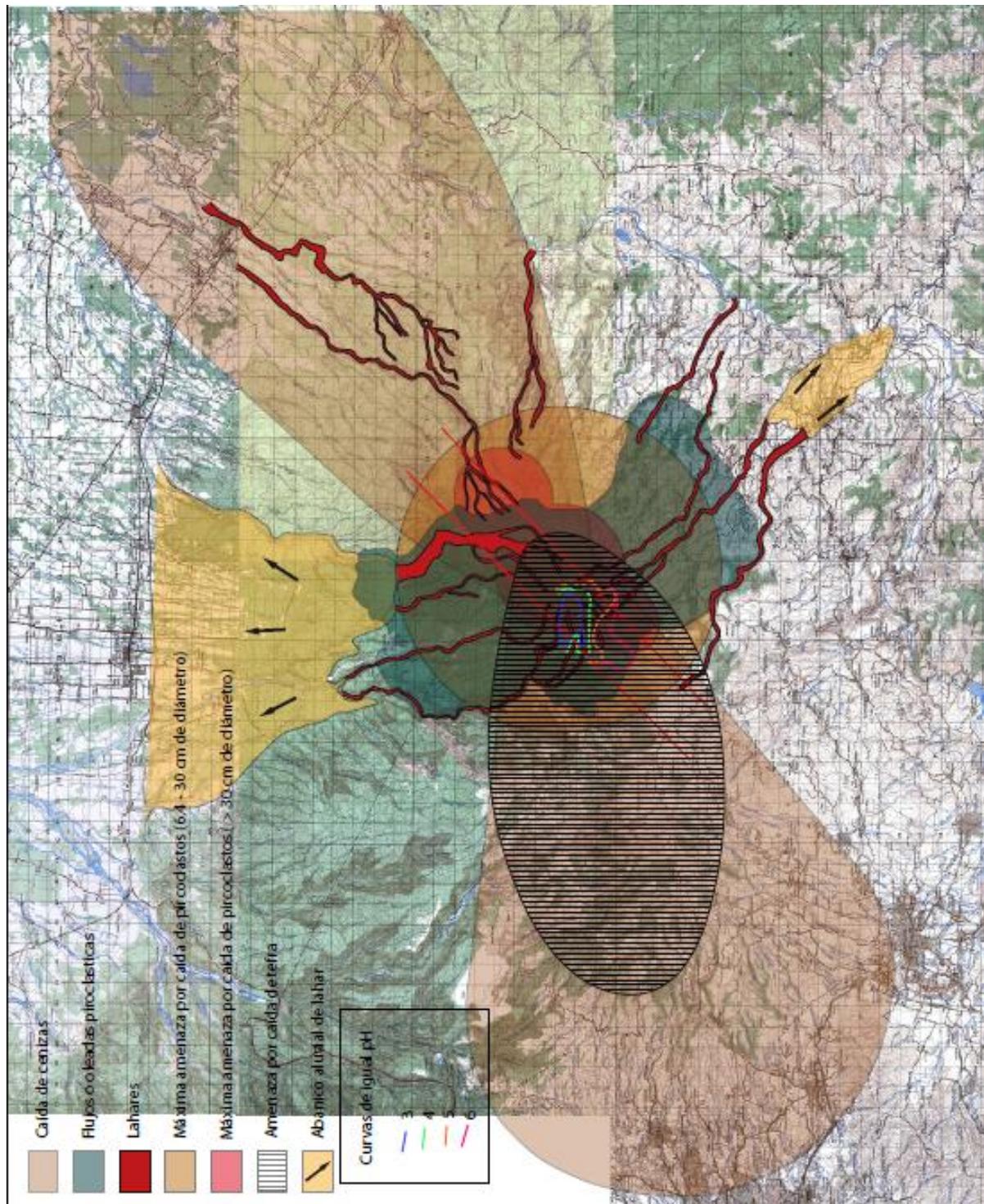


Figura 89: Síntesis de mapas de peligros volcánicos del Turrialba, a la misma escala, que incluye los de Paniagua & Soto, 1986; Jerez & Cline, 1990; Soto & Alvarado, 2008, con sus diferentes posibles escenarios, con el fin de adecuar los criterios, de manera geológica y con base en ellos, proceder a escenarios determinísticos.

Los mapas de peligros producidos en **este trabajo** incluyen dos escenarios:

- Mapa de peligros por erupción a corto plazo (de meses a años a partir del presente), con una erupción esperable similar a 1864-66, comparable a la del Irazú 1963-65. Contempla un inicio posible con etapas de explosiones freáticas vigorosas, y emisión de bloques balísticos en los alrededores del volcán, fases freatomagmáticas con generación de oleadas piroclásticas y flujos por colapso de columna eruptiva vulcaniana, y caída de ceniza por erupciones con fases estrombolianas y vulcanianas.
 - Contempla una zona de alto o máximo peligro (Figuras 90 y 91; 94) definida por:
 - el área de balística de 2 km alrededor del cráter emisor (estipulado como el cráter SW),
 - el área con caída de ceniza vulcanianas de > 1 m de espesor, y
 - flujos piroclásticos por colapso de columnas estrombolianas.
 - Una zona de peligro intermedio a alto (Figura 92, 93 y 94) definida por:
 - las áreas afectables por balística de 5 km alrededor del cráter,
 - lavas, flujos y oleadas piroclásticas por eventos vulcanianos y
 - áreas con espesores de ceniza > 30 cm por eventos vulcanianos.
- Mapa de peligros por erupción a largo plazo (Figura 95), que contempla:
 - Áreas afectables por flujos piroclásticos por colapso de columnas plinianas.
 - Áreas con espesores de cenizas > 1 m por eventos plinianos, en todos los escenarios temporales.
 - Área de caída balística de 5 km de radio alrededor del cráter.
 - Área de lavas, incluida en general dentro del radio de 5 km.

Debe quedar muy claro que los mapas deben usarse de manera dinámica, y conforme cambien las etapas de una erupción, con posibles periodos de calma o incluso migración de bocas eruptivas, los escenarios son cambiables.

En el corto plazo, que sería el episodio esperable en un futuro cercano, debería procederse a la evacuación inmediata del área de máximo peligro una vez que se tengan pistas fehacientes de erupción inminente, o bien que inicien etapas con explosiones freáticas vigorosas con emisión de líticos a centenas de metros de distancia del foco emisor. Asimismo, las áreas de peligro intermedio a alto, deberían estar en posibilidad de ser evacuadas de inmediato o con prontitud.

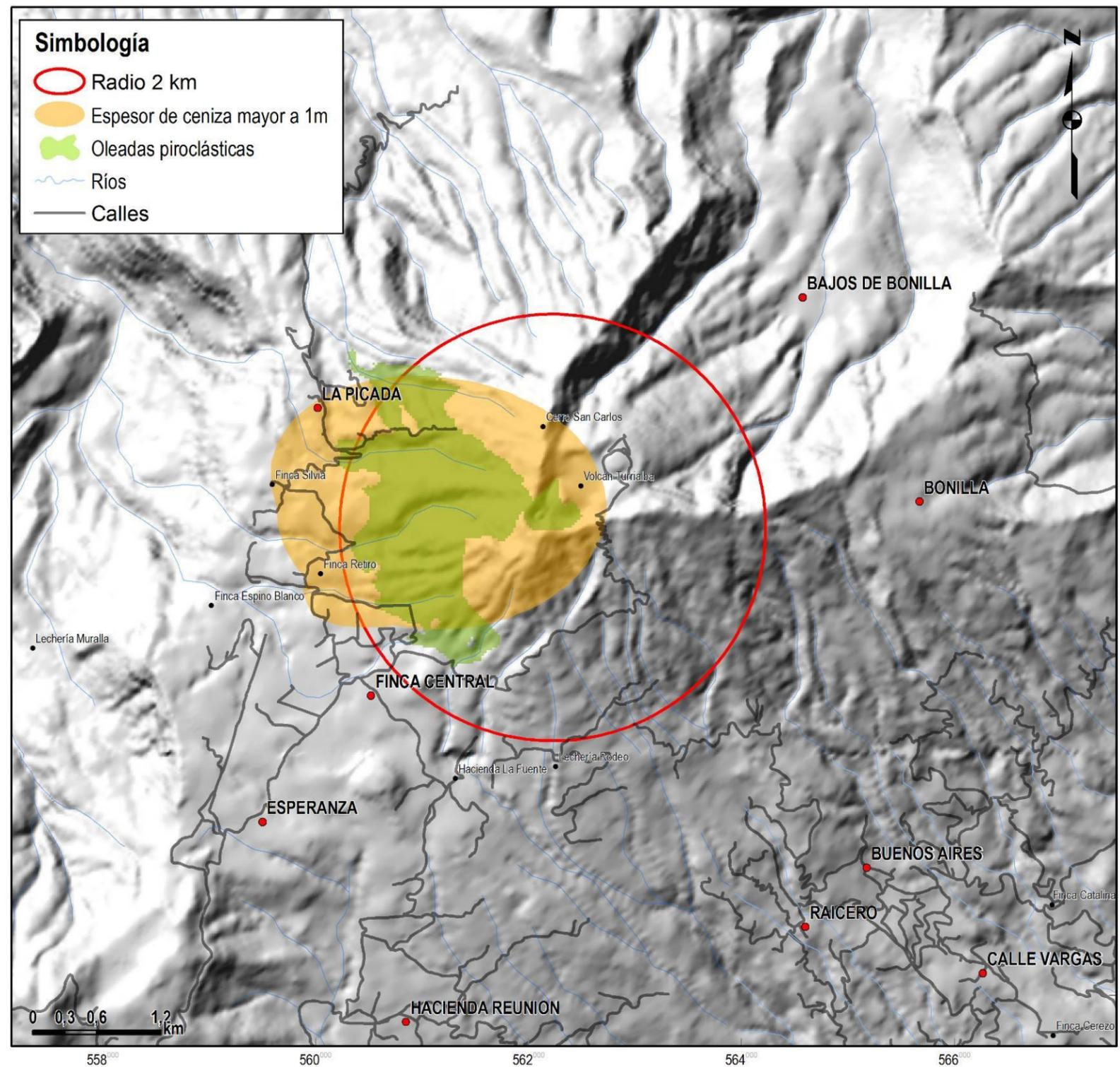


Figura 90: Mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas de máximo peligro.

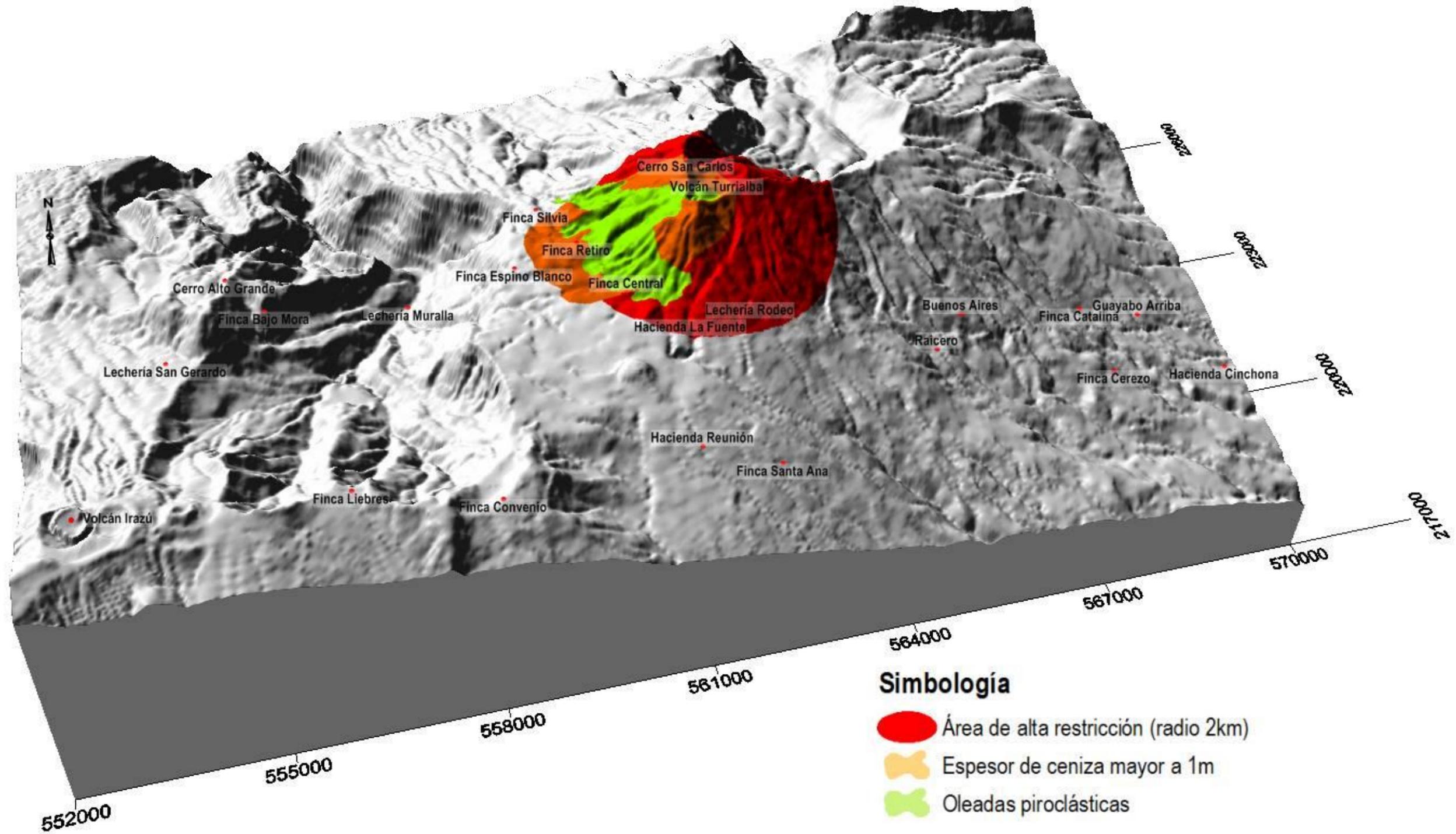
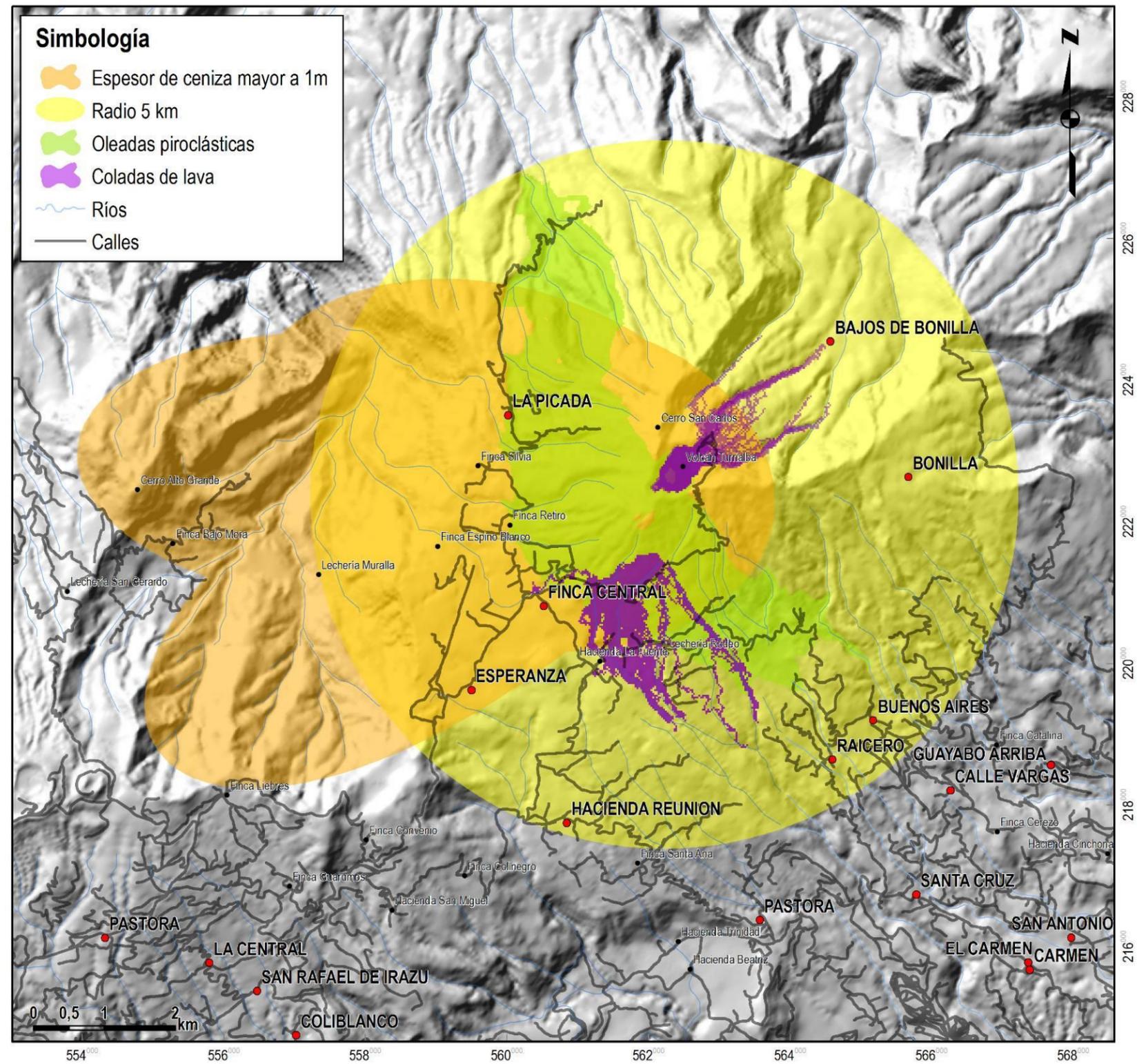


Figura 91: Vista tridimensional del mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas de máximo peligro.



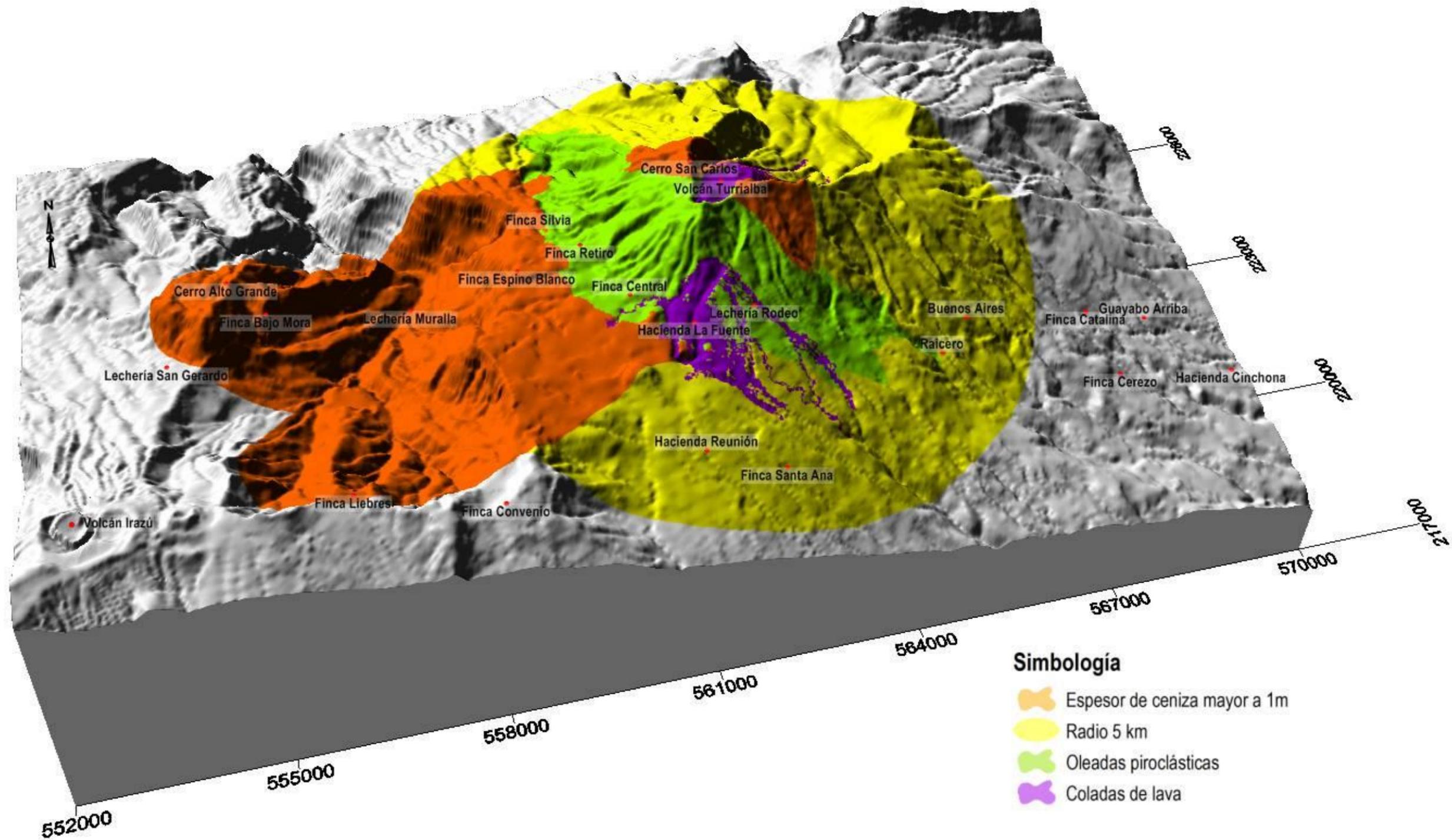


Figura 93: Vista tridimensional del mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas incluidas en el peligro intermedio a alto.

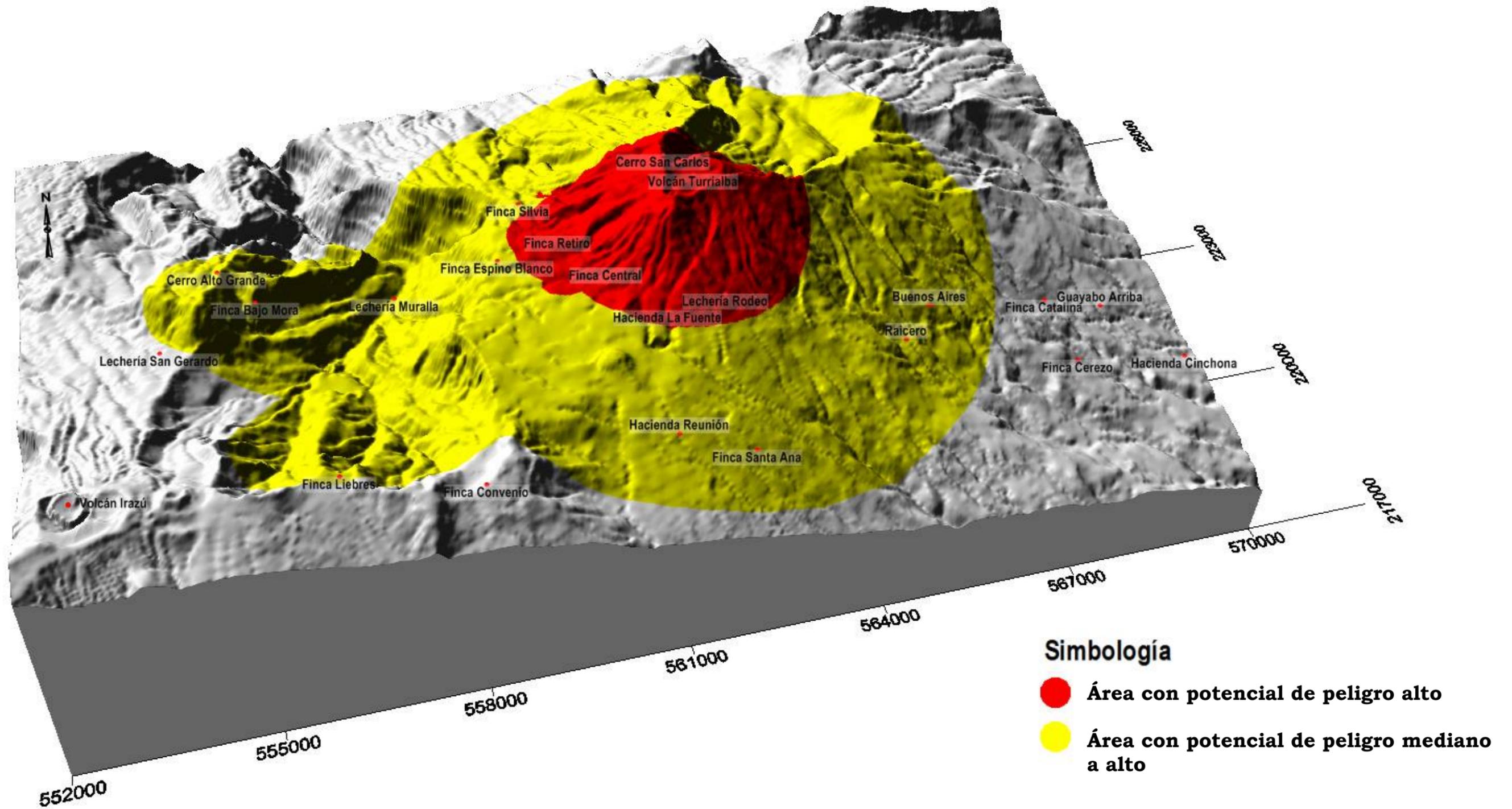


Figura 94: Vista tridimensional del mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas de peligro intermedio a alto y alto.

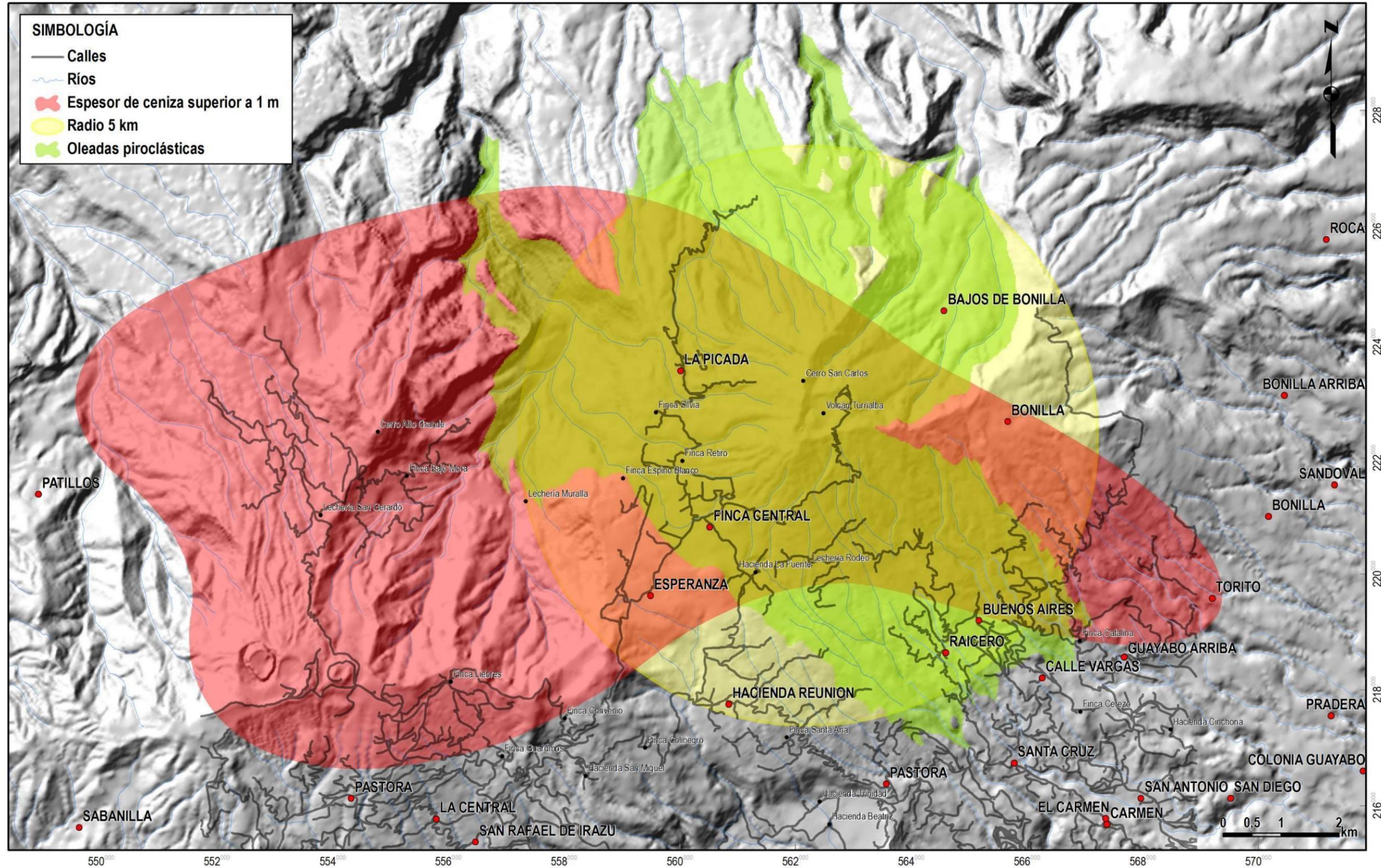


Figura 95: Mapa de amenaza volcánica a largo plazo, áreas límite de peligro máximo a intermedio.

6.2. Mapa y restricciones de uso del suelo

Los dos objetivos primigenios de este trabajo son la producción de mapas de peligros actualizados, y consecuentemente, un mapa y directrices para las restricciones de uso del suelo en la periferia del volcán. Una vez evaluadas las áreas de peligros con base en: **1) la geología; 2) el detalle de los depósitos; 3) los modelos de escenarios temáticos para los diferentes peligros esquematizados antes, y 4) los mapas de peligros volcánicos con los escenarios a corto y largo plazo**, se propone un mapa de restricciones de uso del suelo, con base además en los usos del suelo en las áreas periféricas de la cima del Turrialba, que se dedican principalmente a bosques primarios en la inmediatez de la cima y hacia el sector noroeste (Figura 96). La mayoría, sin embargo, de las áreas a 5 km de radio, son de pastoreo y cultivos (>70%), sobre todo hacia el oeste y sur.

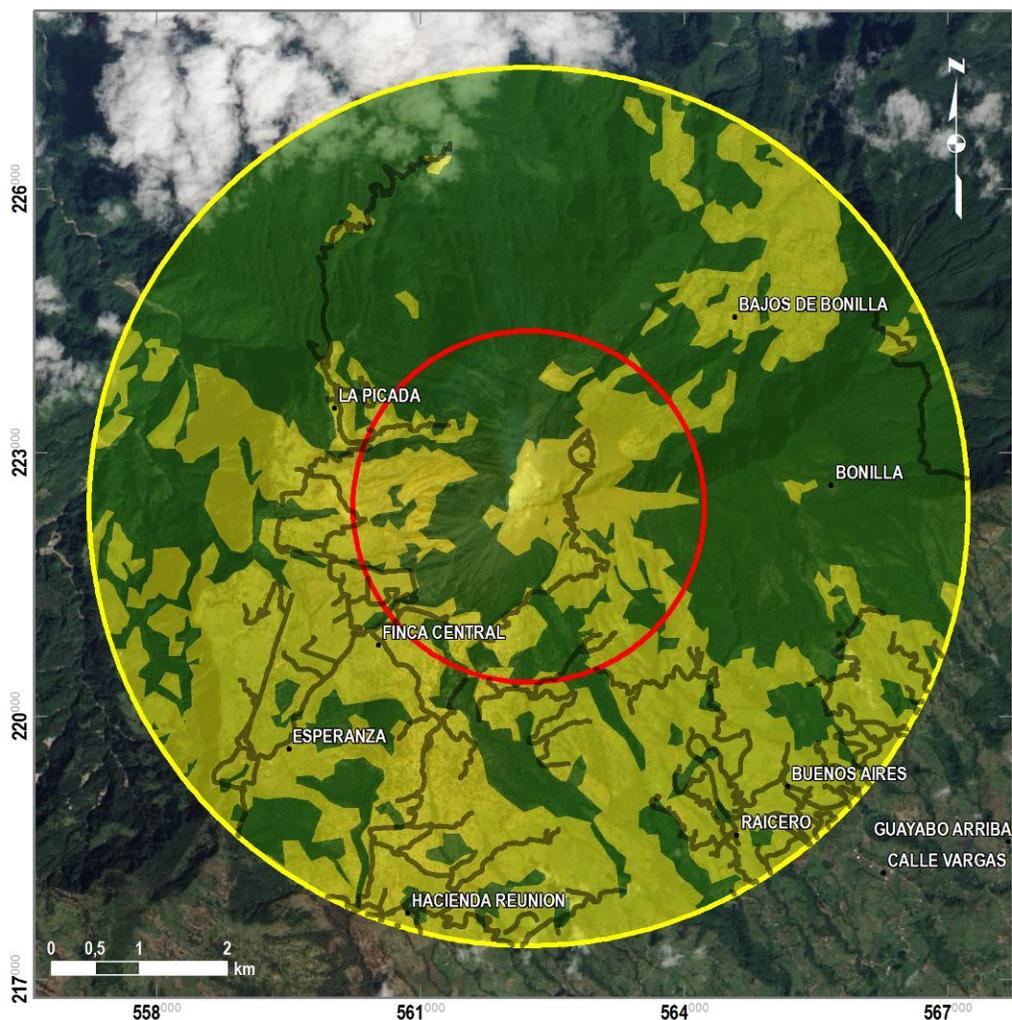
Se indican las áreas con 2 y 5 km de diámetro (Figura 97) porque son aquellas determinadas en el subcapítulo 5.1.2. como las de alto y moderado peligro por caída balística (aproximadamente fragmentos de 110 mm y 45 mm respectivamente), afectables además por bombardeo balístico, lavas, caída de ceniza > 50 cm y lluvia ácida frecuente. Los primeros tipos de eventos ocurrirán infrecuentemente en periodos de eruptividad, mientras que la lluvia ácida afectará por un periodo de años a décadas esta área.

6.2.1. Área radio de 2 km alrededor

En vista de que el radio de 2 km alrededor del cráter SW coincide en gran parte con el área del Parque Nacional, **se sugiere** que hasta donde sea posible, se reviertan las áreas de pastoreo y cultivos dentro de este radio de 2 km de radio alrededor del cráter SW y la totalidad del Parque Nacional a 2 km de radio a bosques autóctonos, con especies que soporten mejor el embate de la lluvia ácida. Se sugieren estudios para sentar bases en argumentos sociológicos y económicos, para que la única actividad económica de interés en ese radio de 2 km, sea la turística en tiempos de quietud volcánica, con las condiciones de caminos y protección adecuadas.

6.2.1. Área radio de 5 km alrededor

En el radio de 5 km alrededor del cráter, gran parte son bosques, dentro del Área de Conservación Cordillera Volcánica Central. **Se sugiere** que esas áreas conserven su vocación forestal y no se promuevan actividades turísticas con alta concentración de personas. 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.

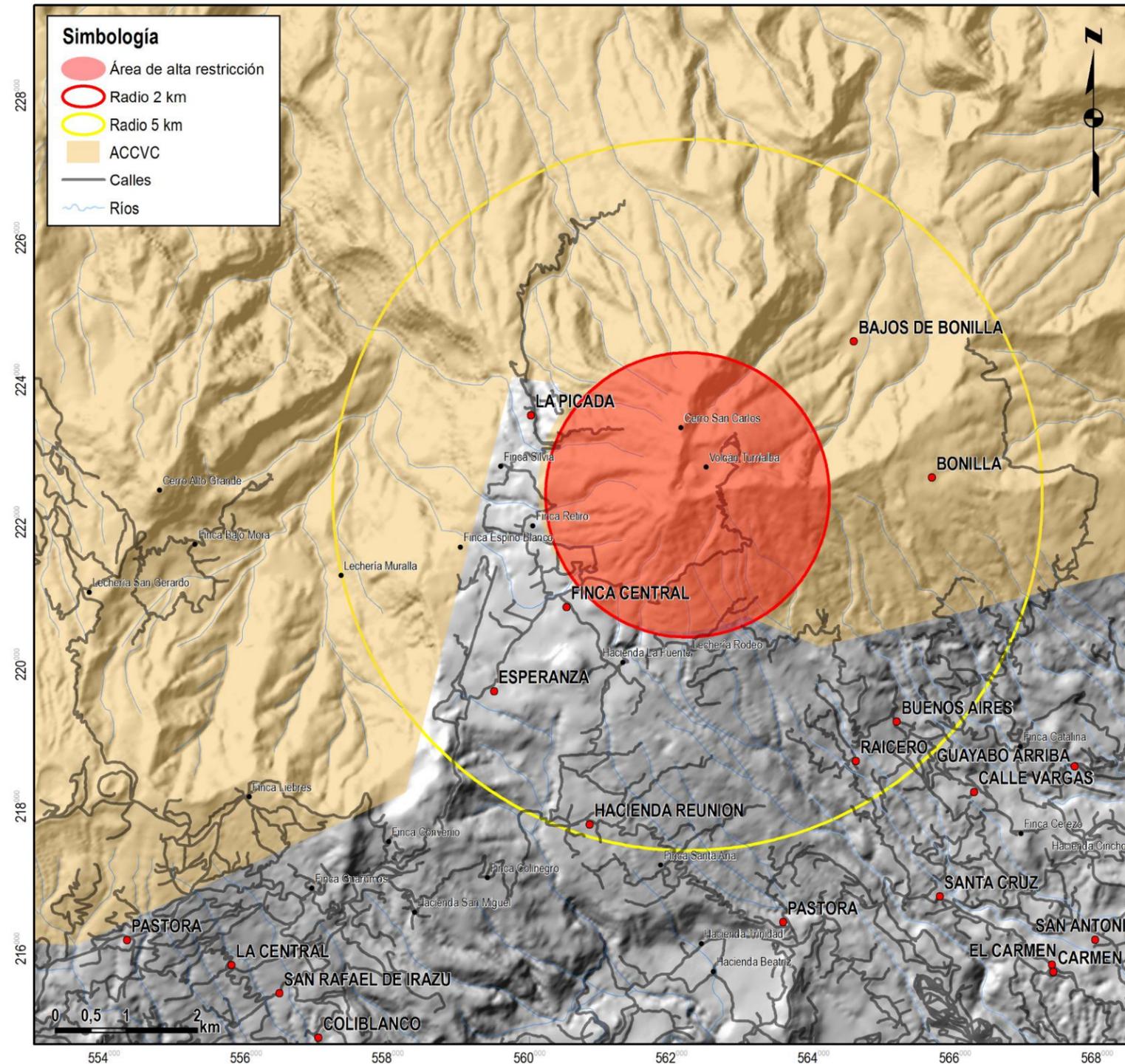


SIMBOLOGÍA

- Calles (97 km en total)
- Radio 2 km
- Radio 5 km
- Poblados
- Pastizales, cultivos y descubierto (44%)
- Bosques (56%)

Uso del suelo en los alrededores del volcán Turrialba

Figura 96: Uso del suelo en las áreas de peligros alrededor del volcán (2 y 5 km), afectables por lluvia ácida frecuente, bombardeo balístico, lavas y caída de ceniza > 50 cm. A partir de imagen Google Earth™ del 2007.



Área con radio de 2 km alrededor

Se sugiere que hasta donde sea posible, se reviertan las áreas de pastoreo y cultivos dentro del Parque Nacional a 2 km de radio a bosques autóctonos, con especies que soporten mejor el embate de la lluvia ácida. Se sugieren estudios sociológicos y económicos, para que la única actividad económica de interés en ese radio de 2 km, sea la turística en tiempos de quietud volcánica, con las condiciones de caminos y protección adecuadas.

Área con radio de 5 km alrededor

Se sugiere que esas áreas conserven su vocación forestal y no se promuevan actividades turísticas de alta concentración de personas. 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.

Figura 97: Áreas de restricción sugeridas a 2 y 5 km de radio a partir del cráter SW.

6.3. Rutas de escape y refugios

En el caso del área periférica del Turrialba, las rutas de acceso son pocas, y en condiciones variables desde regulares a malas, en particular afectables por el mal o pobre diseño de los caños y alcantarillados y por el clima inclemente, con alta pluviosidad todo el año.

Como se ve en la Figura 98, la única ruta accesible con vehículo hacia el área pericratérica es desde el sector suroeste-sur, y es de alta pendiente y múltiples curvas. Esta va desde el poblado-lechería La Central. Hasta allí se llega por dos vías principales, desde Coliblanco o desde La Pastora, vías que se encuentran en condiciones también regulares y variables. En caso de emergencia o erupción, esta corta red de vías son las de escape o evacuación.

Existe otra ruta de acceso al área pericratérica, desde el sector noreste, pero es una ruta que sube desde los Bajos de Bonilla, apta solo para caballo o a pie (Figura 98). Desde Bajos de Bonilla hay ruta de vehículo de doble tracción que rodea el sector occidental del volcán y lleva hasta varios sectores, pero el nodo principal de conexión es hasta Santa Cruz, en la falda sureste del volcán. En caso de emergencia en el área de los cráteres, esta vía no puede usarse, a menos que haya que evacuar gente que se encuentre en el sector norte o noreste de la cima. En caso de erupción que afecte el sector noreste, la ruta de Bajos de Bonilla - Santa Cruz es la única opción viable para evacuar a los pobladores dispersos de “Los Bajos”, que se encuentran en las áreas de mediano a alto y máximo peligro en el escenario a corto plazo.

Puesto que para visitantes en la cima o miembros de Parques Nacionales o del Instituto Costarricense de Electricidad (funcionarios que visitan la cima para dar mantenimiento a las torres de comunicación al este del cráter activo), la única ruta viable de escape y evacuación es hacia el sur hasta La Central, en caso de una emergencia por bombardeo balístico debe darse una opción de protección. Existen en otros volcanes del mundo, refugios sólidos ante tal eventualidad, como es el caso del volcán Aso, en el sur de Japón, y que se presenta en la Figura 99. Se sugieren sitios para la instalación de estos refugios de concreto armado en la cercanía de las torres del ICE, que se ha convertido en un mirador actualmente, en la periferia del mirador principal y en la periferia de la última caseta de guardaparques (sitios mostrados en la Figura 98).

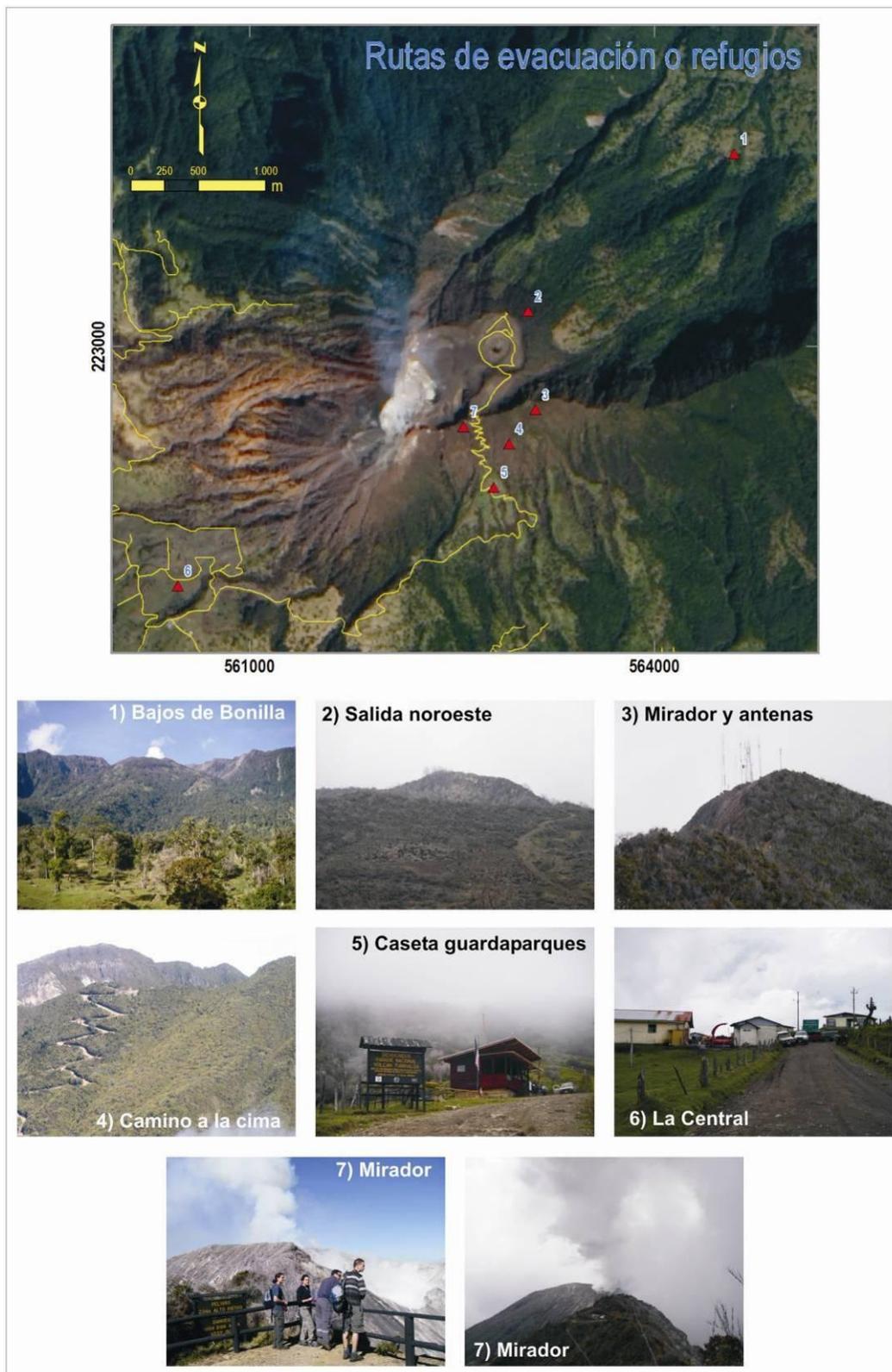


Figura 98: Sitios mencionados como rutas de evacuación o escape y sitios para refugios.



Figura 99: Prototipos de refugio que podría establecerse en la cima del volcán para protegerse de eventuales explosiones y bombardeo balístico. Arriba, foto de la cima del volcán Aso (Japón), tomada de <http://www.twitpic.com/6ks3xb>. Abajo, ejemplo de refugio temporal ante explosiones e impactos balísticos en la periferia del volcán Sakurajima (Japón). Tomado de:

http://www.photovolcanica.com/VolcanoInfo/Sakurajima/JAP09_1139.jpg

Capítulo 7: Conclusiones



- Este informe final integra el trabajo de los dos informes parciales anteriores y ha analizado una serie de variables para incorporar en los mapas de peligros y de restricción de uso del suelo.
- Se ha realizado y conjuntado una investigación bibliográfica, de documentos inéditos, fuentes cartográficas y hemerográficas y trabajo de campo para reconstruir la historia volcánica del Turrialba, encaminada a la producción de mapas de peligro volcánico que sustenten la zonificación de las áreas de restricción del uso del suelo en el volcán Turrialba y alrededores. Se presentan los detalles de tal recopilación bibliográfica con detalles de campo. El Turrialba ha crecido en el último cuarto millón de años, y particularmente presenta episodios de construcción importantes alrededor de 60-100 ka y en los últimos 10 ka.
- Se ha caracterizado el entorno cortical y litosférico del volcán, así como su geología e historia de los últimos 250 ka y en detalle de los últimos 10 ka, con énfasis en los depósitos explosivos de los últimos 3,4 ka. No ha sido posible conseguir un mayor detalle sobre la historia explosiva entre 3,4 - 10 ka, debido a la falta de niveles correlacionables en áreas aflorantes alrededor del volcán. Sin embargo, sí se ha podido establecer que el volcán ha mostrado una profusa actividad volcánica en los últimos 10 ka, tanto efusiva como explosiva. Se ha trabajado en la caracterización geoquímica de los productos para ayudar a definir los escenarios eruptivos y los escenarios de peligros.
- Con base en la información de campo se han construido en detalle evaluaciones sobre los peligros de salida de gases y lluvia ácida, balística, caída de piroclastos y áreas de afectación por lavas y flujos piroclásticos, así como por eventos sísmicos volcánicos y tectónicos originados en las áreas pericratéricas.
- Se han aplicado modelos a partir del programa Ejecta! (Mastin, 2001) para la modelización de caída de elementos balísticos, así como la herramienta Voris 2.0.1. (Felpeto et al., 2007), para dispersión de cenizas, flujos piroclásticos y lavas. Se han vertido en el mapa de peligros. Se han definido áreas de lluvia ácida frecuente hacia el oeste y suroeste y lluvia ácida ocasional hacia el suroeste y sureste del volcán, con alcances de hasta unos 8 km del volcán. Se han definido las áreas de alta y moderada peligrosidad por balística con radios de 2 y 5 km respectivamente, equivalente a caída de fragmentos de 11 cm y 4,5 cm de diámetro.
- Se han recopilado los diferentes mapas de peligros existentes y se han tratado de comparar a escalas similares, como base para los nuevos mapas.
- Se ha construido una base cartográfica originada en los mapas del Instituto Geográfico Nacional, depurada para la producción de un mapa de elevación digital (MED) de todo

alrededor del volcán (cerca de 6000 km²), el cual se ha utilizado para verter los mapas de peligros.

- Se ha depurado el análisis de peligro y los escenarios ante sismicidad volcánica y tectónica con M_w 6,0 - 6,5, originada en el macizo volcánico cuspidal, de modo que se tengan escenarios posibles de áreas afectadas.
- Los mapas producidos muestran dos escenarios, a corto y largo plazo, a la luz de los modelos desarrollados, validados con la información de campo obtenida:
 - Mapa de peligros por erupción a corto plazo (de meses a años a partir del presente), con una erupción esperable similar a 1864-66. Contempla fases freáticas, estrombolianas y vulcanianas.
 - i. Contempla una zona de alto o máximo peligro definida por el área de balística de 2 km alrededor del cráter SW, con caída de ceniza vulcanianas de > 1 m de espesor y flujos piroclásticos por colapso de columnas estrombolianas.
 - ii. Una zona de peligro intermedio a alto definida por las áreas afectables por balística de 5 km, lavas, flujos y oleadas piroclásticas por eventos vulcanianos y áreas con espesores de ceniza > 30 cm por eventos vulcanianos.
 - Mapa de peligros por erupción a largo plazo (décadas a siglos), que contempla diversos escenarios, y serán evaluables según evoluciones la actividad volcánica en su momento:
 - iii. Áreas de afectables por flujos piroclásticos por colapso de columnas plinianas.
 - iv. Áreas con espesores de cenizas > 1 m por eventos plinianos, en todos los escenarios temporales.
 - v. Área de caída balística de 5 km d radio alrededor del cráter.
 - vi. Área de lavas, incluida en general dentro del radio de 5 km.
- Los mapas deben usarse de manera dinámica, y conforme cambien las etapas de una erupción, con posibles periodos de calma o incluso migración de bocas eruptivas, los escenarios son cambiables.
- Para erupciones consideradas en el corto plazo, debería procederse a la evacuación inmediata del área de máximo peligro una vez que se tengan signos de erupción inminente, o bien que inicien etapas con explosiones freáticas vigorosas. Asimismo, las áreas de peligro intermedio a alto, deberían estar en posibilidad de ser evacuadas de inmediato o con prontitud.

- Se ha hecho un estudio de rutas de evacuación con base en trabajo de campo y análisis de sitios posibles para instalación de refugios a prueba de proyectiles balísticos. En el caso del área periférica del Turrialba, las rutas de acceso son pocas, y en condiciones variables desde regulares a malas.
- La única ruta accesible con vehículo hacia el área pericratérica es desde el sector suroeste-sur, y es de alta pendiente y múltiples curvas. En caso de emergencia o erupción, esta corta red de vías son las de escape o evacuación. Existe otra ruta de acceso al área pericratérica, desde el sector noreste, pero es una ruta que sube desde los Bajos de Bonilla, apta solo para caballo o a pie. Desde Bajos de Bonilla hay ruta de vehículo de doble tracción que rodea el sector occidental del volcán y lleva hasta varios sectores, pero el nodo principal de conexión es hasta Santa Cruz, en la falda sureste del volcán. En caso de emergencia en el área de los cráteres, esta vía no puede usarse, a menos que haya que evacuar gente que se encuentre en el sector norte o noreste de la cima. En caso de erupción que afecte el sector noreste, la ruta de Bajos de Bonilla - Santa Cruz es la única opción viable para evacuar a los pobladores dispersos de “Los Bajos”, que se encuentran en las áreas de mediano a alto y máximo peligro en el escenario a corto plazo.
- Puesto que para visitantes en la cima o miembros de Parques Nacionales o del Instituto Costarricense de Electricidad (funcionarios que visitan la cima para dar mantenimiento a las torres de comunicación al este del cráter activo), la única ruta viable de escape y evacuación es hacia el sur hasta La Central, en caso de una emergencia por bombardeo balístico debe darse una opción de protección. Se sugieren sitios para la instalación de estos refugios de concreto armado en la cercanía de las torres del ICE, en la periferia del mirador principal y en la periferia de la última caseta de guardaparques.
- Respecto a la zonificación del uso del suelo, se indican las áreas con 2 y 5 km de diámetro porque son aquellas determinadas en el subcapítulo 5.1.2. como las de alto y moderado peligro por caída balística (aproximadamente fragmentos de 110 mm y 45 mm respectivamente), afectables además por bombardeo balístico, lavas, caída de ceniza > 50 cm y lluvia ácida frecuente.
- Para el área con 2 km de radio, **se sugiere** que hasta donde sea posible, se reviertan las áreas de pastoreo y cultivos dentro de este radio de 2 km de radio alrededor del cráter SW y la totalidad del Parque Nacional a 2 km de radio a bosques autóctonos, con especies que soporten mejor el embate de la lluvia ácida. Se sugieren estudios para sentar bases en argumentos sociológicos y económicos, para que la única actividad económica de interés en ese radio de 2 km, sea la turística en tiempos de quietud volcánica, con las condiciones de caminos y protección adecuadas.

- En el radio de 5 km alrededor del cráter, **se sugiere** que esas áreas conserven su vocación forestal y no se promuevan actividades turísticas con alta concentración de personas. 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.

Capítulo 8: Recomendaciones



Con base en las conclusiones de este trabajo se recomienda:

- Discutir y promocionar entre los comités locales los mapas de peligros volcánicos y sus diferentes escenarios.
- Iniciar un proceso de análisis de las áreas sugeridas para restricción, desde el punto de vista económico y sociológico, para una futura restricción de usos acordes con la realidad local y el peligro volcánico indicado en este trabajo.
- Distribuir el anexo 5 entre la población en general, una vez que haya sido discutido y mejorado por las autoridades de divulgación de la CNE con base en los parámetros pedagógicos por ellos establecidos.
- Continuar con el proceso de educación poblacional en los alrededores del volcán, independientemente del estado de actividad que muestre el volcán.
- Que la CNE continúe y amplifique su ayuda a los entes de investigación vulcanológica para un adecuado monitoreo y discusión amplia de los parámetros de actividad del volcán.



Foto cortesía Dr. Alessandro Vona, Universidad de Roma

Capítulo 9: Agradecimientos



Se agradece la participación y colaboración en diferentes formas y estadios de este trabajo a:

- Mauricio Mora, en los aspectos sismológicos de análisis de la actividad actual del volcán.
- Carlos Redondo, por su aporte en el trabajo de campo.
- Laboratorio de Geotecnia de la Escuela Centroamericana de Geología por análisis granulométricos y de densidades de bloques balísticos, a cargo del Profesor Rolando Mora.
- Laboratorio de Petrografía de la Escuela Centroamericana de Geología por la caracterización petrográfica de diferentes productos del volcán, a cargo del Profesor Luis Obando.
- Los aportes de los miembros de la Red Sismológica Nacional en la Universidad de Costa Rica y el Instituto Costarricense de Electricidad para el conocimiento del comportamiento del volcán.

Capítulo 10: Referencias



- ALVARADO, G., 1984: Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas del Cenozoico Superior de Costa Rica. - vii + 183 págs. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- ALVARADO, G.E., BARQUERO, R., BOSCHINI, I., CHIESA, S. & CARR, M.J., 1986: Relación entre la neotectónica y el vulcanismo en Costa Rica. – Revista CIAF, 11 (1-3): 246-264, Bogotá.
- ALVARADO, G.E., 1989: Volcanes de Costa Rica. - 175 págs. EUNED, San José.
- ALVARADO, G.E., 2000: Los volcanes de Costa Rica: Geología, historia y riqueza natural. – Editorial Universidad Estatal a Distancia, 269 + xv pp.
- ALVARADO, G.E., 2006: Evaluación del peligro volcánico. – En: Vargas, A. (ed.): Informe de avance a la factibilidad del P.H. Reventazón. Inf. Interno ICE, págs: 7.1-7.27.
- ALVARADO, G.E., 2010: Aspectos geohidrológicos y sedimentológicos de los flujos de lodo asociados al terremoto de Cinchona (M_w 6,2) del 8 de enero del 2009, Costa Rica. – Revista Geológica de América Central, 43: 67-95.
- ALVARADO, G.E., SOTO, G.J., SCHMINCKE, H.-U., BOLGE, L.L. & SUMITA, M., 2006: The 1968 andesitic lateral blast eruption at Arenal volcano, Costa Rica. – En: Gill, J., Reagan, M., Tepley, F. & Malavassi, E. (Eds): Arenal Volcano Special Volume, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 157 (1-3): 9-33 [doi 10.1016/j.jvolgeores.2006.03.035].
- ALVARADO, G.E., VEGA, E., CHAVES, J. & VÁSQUEZ, M., 2004: Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo *debris avalanche* en Costa Rica. – Revista Geológica de América Central, 30: 83-99.
- ARTUNDUAGA, A.D.H. & JIMÉNEZ, G.P.C. 1997: Third version of the hazard map of Galeras Volcano, Colombia. — Journal of Volcanology and Geothermal Research 77 (1–4): 89-100.
- BARBOZA, V., FERNÁNDEZ, E., DUARTE, E., SÁENZ, R., MARTÍNEZ, M., MORENO, N., MARINO, T., VAN DER LAAT, R., HERNÁNDEZ, E., MALAVASSI, E. & VALDÉS, J. 2003: Changes in the activity of Turrialba volcano, seismicity, geochemistry and deformation.– Seismological Research Letters, 74: 215.
- BARQUERO, R. & ALVARADO, G.E., 1989: Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. – Boletín del Observatorio Vulcanológico del Turrialba, 2 (4): 18-39.
- BAXTER, P., 2000: Impacts of eruptions on human health. - En Sigurdsson, H. (Ed.) Encyclopedia of volcanoes (pp. 1035-1044), Academic Press, San Diego.
- BEDOYA, E., 2004: La ciudad de Turrialba: un siglo de evolución histórico-geográfica. - Revista Reflexiones, 83(2), 7-23.
- BLONG, R., 2000: Volcanic hazards and risk management. - En Sigurdsson, H. (Ed.) Encyclopedia of volcanoes (pp. 1215-1228), Academic Press, San Diego.
- BLONG, R.J., 1981: Some effects of tephra falls in buildings. - En: S. SELF y R.S.J. SPARKS (eds.), Tephra Studies, págs 405-420, NATO Advanced Study Institutes Series, D. Reidel Publishing Co., Boston.

- BLONG, R.J., 1984: Volcanic hazards: A Sourcebook on the effects of eruptions. - 424 págs. Academic Press, Orlando.
- BLONG, R.J., 1996: Volcanic Hazards Risk Assessment. - En: R SCARPA & R.I. TILLING (eds.): Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg: 675-698.
- CARR, M.J., 1984: Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front. - Journal of Volcanology and Geothermal Research, 20: 231-252.
- CHOUET, B.A., HAMISEVI, N. & MCGETCHIN, T.R., 1973: Photoballistic analysis of main volcanic jet, Stromboli, Italy. - EOS Transactions American Geophysical Union, 54 (4): 510.
- CHOUET, B.A., HAMISEVI, N. & MCGETCHIN, T.R., 1974: Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli, Italy. - Journal of Geophysical Research, 79 (32): 4961-4976.
- COHEN, A.D. & RAYMOND, R. Jr., 1984: Final Report of short-term mission for preliminary evaluation of the peat resources of Costa Rica. - Inter-American Development Bank, Los Alamos National Laboratory, 31 págs.
- COHEN, A.D., RAYMOND, R. Jr., MORA, S., ALVARADO, A. & MALAVASSI, L., 1986: Características geológicas de los depósitos de turba en Costa Rica (estudio preliminar). - Revista Geológica de América Central, 4: 47-67.
- DEL POTRO, R., en prep.: Análisis de estabilidad del estratovolcán Turrialba.
- DELMELLE, P. & STIX, J. (2000). Volcanic gases. - En Sigurdsson, H. (Ed.) Encyclopedia of volcanoes (pp. 803-815), Academic Press, San Diego.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 2003: Atlas Tectónico de Costa Rica. – 81 págs. Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 2009: Atlas Tectónico de Costa Rica. – 2ª edición, 55 págs. Editorial de la Universidad de Costa Rica, San José.
- DÍAZ, J.A., PIERI, D., ARKIN, C.R., GORE, E., GRIFFIN, T.P., FLADELAND, M., BLAND, G., SOTO, C., MADRIGAL, Y., CASTILLO, D., ROJAS, E. & ACHÍ, S., 2010: Utilization of in situ airborne MS-based instrumentation for the study of gaseous emissions at active volcanoes. - International Journal of Mass Spectrometry, 295 (3): 105-112.
- DÓNDOLI, C. & TORRES, C., 1954: Estudio geoagronómico de la región oriental de la Meseta Central. - Ministerio de Agricultura e Industrias, Costa Rica, 180 págs.
- DZIERMA, Y., THIRWART, M.M., RABELL, W. FLUEH, E.R., AVARADO, G.E. & MORA, M., 2010: Imaging crystal structure in south central Costa Rica with receiver functions. – Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11, Q08S26, doi: 10.1029/2009GC002936.
- EYRE, T., O'BRIEN, G.S., MARTINI, F., BEAN, C.J., MORA, M.M., PACHECO, J.F. & SOTO, G.J., 2011: Investigating seismic source mechanism at Turrialba volcano, Costa Rica. - Geophysical Research Abstracts, 13, EGU2011-8859, 2011. EGU General Assembly 2011.

- EYRE, T., BEAN, C.J., DE BARROS, L., O'BRIEN, G.S., MARTINI, F., MORA, M.M., PACHECO, J.F. & SOTO., G.J., 2012: Comparing the source mechanisms of long period (LP) volcano-seismic events recorded in 2009 and 2011 at Turrialba volcano, Costa Rica. - EGU General Assembly 2012.
- FELPETO, A., 2002: Modelización física y simulación numérica de procesos eruptivos para la generación de mapas de peligrosidad volcánica. – 250 pp. Universidad Complutense, Madrid. [Tesis doctoral].
- FELPETO, A., MARTÍ, J. & ORTIZ, R., 2007: Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. – Journal of Volcanology and Geothermal Research, 166: 106-116.
- FERNÁNDEZ, A., 1987: Geología de la Hoja Topográfica Tucurrique (1:50 000 IGNCR, 3445I). – 206 págs. Tesis de Licenciatura, Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica.
- FERNÁNDEZ, M., MORA, M. & BARQUERO, R., 1998: Los procesos sísmicos del volcán Irazú. - Revista Geológica de América Central, 21: 47-59.
- FERNÁNDEZ, R., 1921: Un volcán olvidado. Revista de Costa Rica, 3,4-5:110-120.
- GANS, P. B., ALVARADO, G., PÉREZ, W., MACMILLAN, I. & CALVERT, A., 2003, Neogene evolution of the Costa Rican Arc and development of the Cordillera Central. – Geological Society of America Abstracts with Programs, 35:74.
- GONZÁLEZ, C., 1910: Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica 1608-1910. - 239 págs. Editorial Tecnológica de Costa Rica, primera reimposición (1994) del original de la Tipografía de Avelino Alsina.
- GRANDOSO, H., V. DE MONTERO, A., & CASTRO, V., 1981: Características de la atmósfera libre sobre Costa Rica y sus relaciones con la precipitación. – Informe Semestral Instituto Geográfico Nacional, enero-junio 1981: 11-52.
- GÜENDEL, F., 1985: Enjambres sísmicos en el volcán Irazú. - Catálogo de temblores 1984, OVSICORI, Universidad Nacional, Costa Rica: 100-104.
- HEIKEN, G., MURPHY, S., HACKETT, A. & SCOTT, K., 1995: Volcanic Hazards and Energy Infrastructures. -U.S Dept. of Energy Code EH-33: Office of Risk Analysis and Technology. LA-UR, 95-1087:1-45 pp.
- HENAR, J.A., 2011: Análisis morfotectónico y paleosísmico de la falla de Aguacaliente (Valle Central de Costa Rica). – 48 págs. Tesis de Maestría, Universidad Complutense de Madrid.
- HILTON, D.R., RAMÍREZ, C., MORA, R., FISCHER, T.P., FÜRI, E., BARRY, P.H. & SHAW, A.M., 2010: Monitoring of temporal and spatial variations in fumaroles helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanoes, Costa Rica (2001-2009). - Geochemical Journal, 44: 431-440.
- HORTON, R.J.M. & MCCALDIN, R.O., 1964: Observations on air pollution aspects of Irazú volcano, Costa Rica. - Public Health Reports, 79, 925-929.
- JEREZ, D. & CLINE, M., 1990: Preliminary hazard map for Turrialba volcano. USAID/RET Corporation (1: 50 000). – En: WOODWARD-CLYDE (1993): A preliminary

- evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of Central Valley, Costa Rica.
- KUSSMAUL, S., PANIAGUA, S. & GAÍNZA, J., 1982: Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica. - Informe Semestral Instituto Geográfico Nacional, julio a diciembre 1982, San José, Costa Rica, págs. 17-79.
- LINKIMER, L., 2003: Neotectónica del extremo oriental del cinturón deformado del centro de Costa Rica. - 103 págs. Tesis de Licenciatura, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- LÜCKE, O.H., GÖTZE, H.-J. & ALVARADO, G.E., 2010: A Constrained 3D Density Model of the Upper Crust from Gravity Data Interpretation for Central Costa Rica. – International Journal of Geophysics, Article ID 860902, doi: 10.1155/2010/860902, 9 pp.
- MARINI, L., PRINCIPE, C., CHIODINI, G., CIONI, R., FYTIKAS, M. & MARINELLI, G. 1993: Hydrothermal Eruptions of Nisyros (Dodecanese, Greece) — Past Events and Present Hazard. - Journal of Volcanology and Geothermal Research 56 (1–2): 71–94.
- MARTINI, F., TASSI, F., VASELLI, O., DEL POTRO, R., MARTÍNEZ, M., VAN DER LAAT. & FERNÁNDEZ, E., 2010: Geophysical, geochemical and geodetical signals of reawakening at Turrialba volcano (Costa Rica) after almost 150 years of quiescence. - Journal of Volcanology and Geothermal Research, 198 (3-4) : 416-432.
- MASTIN, L.G., 2001: A Simple Calculator of Ballistic Trajectories for Blocks Ejected during Volcanic Eruptions. - USGS Open-File Report 01-45, version 1.2 online November 2009.
- MCGETCHIN, T.R., SETTLE, M. & CHOUET, B.A. 1972: Geologic and photoballistic studies at Mt Etna and Stromboli. – EOS Transactions of the American Geophysical Union, 53 (4): 533.
- MELSON, W.G.; BARQUERO, J.; SÁENZ, R. & FERNÁNDEZ, E., 1986: Erupciones explosivas de importancia en volcanes de Costa Rica (un reporte del progreso alcanzado). - Boletín de Vulcanología, 16: 15-20, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.
- MÉNDEZ, J., SOTO, G.J., ZAMORA, N., VARGAS, A., SJÖBOHM, L., BONILLA, E., BARAHONA, D., SOLÍS, L., KYCL, P. & BAROÑ, I., 2009: Geología de los deslizamientos provocados por el Terremoto de Cinchona, Costa Rica (Mw 6,2; 8 de enero del 2009) en la Ruta 126 (Varablanca-San Miguel). –X Congreso Nacional de Geotecnia y V Encuentro Centroamericano de Geotecnistas. San José, Costa Rica, 19-21 de agosto del 2009, Memoria digital, 22 pp.
- MONTERO, W., 2003: El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción de Turrialba-Irazú: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. – Revista Geológica de América Central, 28: 5-29.
- MONTERO, W. & ALVARADO, G., 1995: El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (Ms= 5.9) y el contexto geotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. – Revista Geológica de América Central, 18: 25-40.
- MONTERO, W., SOTO, G.J., ALVARADO, G.E. & ROJAS, W., 2010: División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios

- neotectónicos y de sismicidad histórica. – Revista Geológica de América Central, 43: 13-36.
- MORA, M., ROJAS, R. & LINKIMER, L., 2001: Resultados de una campaña sismológica realizada del 12 al 14 de marzo del 2001 en el volcán Turrialba, Costa Rica. - Informe Interno. Red Sismológica Nacional (UCR-ICE). 13 páginas + anexos.
- MORA, M., ROJAS, W. & LINKIMER, L., 2001: Resultados de una campaña sismológica realizada del 12 al 14 de marzo del 2001 en el volcán Turrialba, Costa Rica. - Inf. Interno RSN, 15 págs.
- MORA, R., 2001: Informe Semestral de la actividad volcánica de la Cordillera Volcánica Central, Enero-junio 2001. – Inf. Interno RSN, 35 págs.
- MORA, R., 2003: Informe anual de la actividad de la Cordillera Volcánica Central, 2002, Costa Rica. – Inf. Interno RSN, 50 págs.
- MORRISSEY, M.M. & MASTIN, L.G., 2000: Vulcanian eruptions. – En Sigurdsson, H. (Ed.) Encyclopedia of volcanoes (pp. 463-476), Academic Press, San Diego.
- NÉMETH, K. & MARTIN, U., 2007: Practical Volcanology. - Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, 207, Budapest, 221 pp.
- NEWHALL, C.G. & HOBLITT, R.P., 2002: Constructing event trees for volcanic crises. – Bulletin of Volcanology, 64: 33-20.
- OBANDO, L.G. & SOTO, G.J., 1994: La turbera del río Silencio (El Cairo, Siquirres, Costa Rica): paleoambientes lagunares influenciados por las cenizas del Volcán Turrialba. – Revista Geológica de América Central, 15:41-48.
- ORTIZ, R. & 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, 1996: Estado de los volcanes. Informe interno. Universidad Nacional. 6 páginas.
- OVSICORI, 2001a: Estado de los volcanes: Marzo 2001. Informe interno. Universidad Nacional. 6 páginas.
- OVSICORI, 2001b: Estado de los volcanes: Octubre 2001. Informe interno. Universidad Nacional. 6 páginas.
- PANIAGUA, S. & SOTO, G., 1986: Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la Cordillera Central de Costa Rica. – Ciencia y Tecnología, 10(2):49-72, San José, Costa Rica.
- PANIAGUA, S. & SOTO, G., 1988: Peligros volcánicos en el Valle Central de Costa Rica. – Ciencia y Tecnología, 12(1-2): 145-156, San José, Costa Rica.
- PFEIFFER, T. 2001: Vent development during the Minoan eruption (1640 BC) of Santorini, Greece, as suggested by ballistic blocks. - Journal of Volcanology and Geothermal Research ,106 (3–4): 229–242.
- REAGAN, M.K., 1987, Turrialba Volcano, Costa Rica: Magmatism at the southeast terminus of the Central American arc. – 215 págs. Tesis doctoral, Universidad de California en Santa Cruz.

- REAGAN, M.K. & GILL, J.B., 1989: Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: Implications for residual titanates in arc magma sources. – *Journal of Geophysical Research*, B94: 4619-4633.
- REAGAN, M., HILL, J. & SOTO, G., 1993: An outline of the recent eruptive history of Turrialba Volcano, Costa Rica. – En: Woodward-Clyde Consultants, 1993: A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of the Valle Central, Costa Rica. – UNA - UCR - ICE - CNE - Roy F. Weston, Inc, Final report prepared for Ret Corporation: 120-155.
- REAGAN, M., DUARTE, E., SOTO, G.J. & FERNÁNDEZ, E., 2006: The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions. – En: Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J.W., Patino, L.C. & Vallance, J.W. (Eds.): Volcanic hazards in Central America. Geological Society of America Special Paper 412: 235-257.
- RUIZ, P., TURRIN, B.D., SOTO, G.J., DEL POTRO, R., GAGNEVIN, D., GAZEL, E., MORA, M., CARR, M.J. & SWISHER, C.C., 2010: Unveiling Turrialba (Costa Rica) volcano's latest geological evolution through new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ages. – Abstract V23B-2437 presentado en la 2010 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, 13-17 diciembre.
- SARNA-WOJCICKI, A.M., SHIPLEY, S., WAITT, R.B., DZURISIN, D. & WOOD, S.H. 1981: Areal distribution, thickness, mass, volumes and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. - En: P.W. LIPMAN & MULLINEAUX, D.R. (eds.): The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, USGS Professional Paper 1250: 577-600.
- SEEBACH, K. VON, 1865: Volcanes situados al norte de las tierras altas de Costa Rica: Turrialba, Irazu-Tenorio. - En: Karl von Seebach y sus estudios sobre Costa Rica. - Publicaciones del Liceo de Costa Rica, 9: 9-28, Imprenta Lehmann, San José (reproducción en 1922).
- SIMKIN, T. & SIEBERT, L., 1994: Volcanoes of the World. – x + 349 págs., Geoscience Press, Inc. y Smithsonian Institution (2ª ed.).
- SOTO, G.J., 1988a: Estructuras volcano-tectónicas del Volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. – Actas V Congreso Geológico Chileno, Santiago, 8-12 de agosto de 1988, Tomo III: I 163-I 175.
- SOTO, G.J., 1988b: Geología y vulcanología del Volcán Turrialba, Costa Rica. – Costa Rican Volcanism Workshop, 14-18 de noviembre de 1988, Washington, D.C. y Shenandoah National Park, 18 pp.
- SOTO, G.J., 1994: Volcanología Física. – En: DENYER, P. & KUSSMAUL, S. (comps.): Atlas Geológico Gran Área Metropolitana. - Editorial Tecnológica de Costa Rica: 131-146.
- SOTO, G.J., 2010: Características y distribución de las emisiones de gases del Volcán Turrialba, Costa Rica. - II Jornada de Investigación de la Escuela de Tecnologías en Salud, Universidad de Costa Rica, setiembre de 2010.
- SOTO, G.J. & PANIAGUA, S., 1992: La Cordillera Volcánica Central (Costa Rica): sus peligros potenciales y prevenciones. – *Revista Geográfica de América Central*, N° 25-26:291-304.

- SOTO, G.J. & SJÖBOHM, L., 2005: Sobre el mapeo de los peligros volcánicos del Arenal (Costa Rica) como una herramienta para la planificación del uso del suelo y la mitigación de desastres. - En Memoria VIII Seminario de Ingeniería Estructural y Sísmica (26 pp.), San José, Costa Rica.
- SOTO, G.J. & ALVARADO, G.E., 2006: Eruptive history of Arenal Volcano, Costa Rica, 7 ka to present. - En: Gill, J., Reagan, M., Tepley, F. & Malavassi, E. (Eds): Arenal Volcano Special Volume, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1-3):254-269 [doi 10.1016/j.jvolgeores.2006.03.041].
- SOTO, G.J. & ALVARADO, G.E., 2008: Evaluación de la amenaza volcánica del Proyecto Hidroeléctrico Reventazón para el Estudio de Impacto Ambiental. - Informe interno Instituto Costarricense de Electricidad, IX+39 págs.
- SOTO, G.J. & MORA, M., en prensa: Actividad del volcán Turrialba (2007-2011) y perspectivas de amenaza volcánica. - Costa Rica en el tercer milenio: desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad ante los desastres, Preventec UCR
- SOTO, G.J., FERNÁNDEZ, J.F., ROJAS, M. & PANIAGUA, C., 2008: Lluvia ácida en el volcán Turrialba (Costa Rica): abril 2007 - abril 2008. - Memoria: Programa y Resúmenes, IX Congreso Geológico de América Central y VI Congreso Geológico Nacional, 2-4 de julio del 2008, San José, Costa Rica, p. 183-184.
- SOTO, G.J., MORA, R., MORA, M., BARQUERO, R., TAYLOR, W., VARGAS, A., ALVARADO, G.E., RAMÍREZ, C., GONZÁLEZ, G., MORA, R., PANIAGUA, C. & FERNÁNDEZ, J.F. (2010). Turrialba volcano's threat to the cities of the Central Valley of Costa Rica. - En Abstracts Volume (p. 138), *Cities on Volcanoes 6th*, Puerto de la Cruz, Tenerife.
- STIRLING, M., RHOADES, D. & BERRYMAN, K., 2002: Comparison of earthquake scaling derived from data of the instrumental and preinstrumental era. - *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (2): 812-830.
- STOIBER, R. & CARR, M.J., 1974: Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. - *Bulletin Volcanologique*, 37, 3: 304-326.
- TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mesozoique a l'actuel en Amérique Centrale: l'exemple de Costa Rica, des ophiolites aux andésites. - *Mémoire Sciences de la Terre, Université Piere et Marie Curie, París*, 84-49, 335 págs.
- TOYOS, G.P., COLE, P.D., FELPETO, A. & MARTÍ, J., 2007: A GIS-based methodology for hazard mapping of small volume pyroclastic density currents. - *Natural Hazards*, 41: 99-112.
- VASELLI, O., TASSI, F., DUARTE, E., FERNÁNDEZ, E., POREDA, R.J. & DELGADO, A., 2010: Evolution of fluid geochemistry at the Turrialba volcano (Costa Rica) from 1998 to 2008. - *Bulletin of Volcanology*, 72(4): 397-410.
- VERGNIOLLE, S. & MANGAN, M., 2000: Hawaiian and strombolian eruptions. - En Sigurdsson, H. (Ed.) *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 447-462), Academic Press, San Diego.
- WADE, J.A., 2008: Constraints on the Central American Slab Fluid Composition From Arc Melt Inclusions And Phenocrysts. - 304 pp. [Tesis doctoral], Boston University, EE. UU.

- WALLACE, P. & ANDERSON, A.T. JR., 2000: Volatiles in Magmas. - En Sigurdsson, H. (Ed.) Encyclopedia of volcanoes (pp. 149-170), Academic Press, San Diego.
- WILSON, C.J.N. & HOUGHTON, B.F., 2000: Pyroclastic transport and deposition. - En Sigurdsson, H. (Ed.) Encyclopedia of volcanoes (pp. 463-476), Academic Press, San Diego.
- WOODS, A. W. 1995: A model of Vulcanian explosions. - Nuclear Engineering and Design, 155 (1-2): 345-357.
- YAMAGISHI, H. & FEEBREY, C., 1994: Ballistic ejecta from the 1988-1989 andesitic Vulcanian eruptions of Tokachidake volcano, Japan: morphological features and genesis. - Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59: 269-278.
- ZÁRATE, E., 1988: Factores meteorológicos asociados a desastres causados por erupciones volcánicas en Costa Rica. - Ciencia y Tecnología, 12 (1-2): 41-52.
- ZOBIN, V.M., 1979. Dinámica de la fuente de los sismos volcánicos. – 92 págs., Nauka, Moscú [en ruso].
- ZOBIN, V., 2001: Seismic hazard of volcanic activity. – Journal of Volcanology and Geothermal Research, 112: 1-14.

GLOSARIO

ANDESITA: Roca volcánica con contenido de sílice entre 52 y 63 %.

ANDESITA BASÁLTICA: Roca volcánica con contenido de sílice entre 52 y 56 %.

DACITA: Roca volcánica con contenido de sílice entre 63 y 70 %.

DOMO: Estructura volcánica de lavas viscosas que forma una cúpula en el sitio de la extrusión.

ESCORIA: Roca volcánica piroclástica caracterizada por su densidad intermedia, producto de su vesicularidad interna. Suele ser de colores oscuros.

ESTROMBOLIANA: Tipo de erupción volcánica, con explosión de magma nuevo, de tamaño pequeño a mediano y que genera columnas de piroclastos que se levantan como un penacho sobre el cráter, de 1-5 km de altura.

FLUJO PIROCLÁSTICO: Evento volcánico que proyecta piroclastos desde el punto de explosión, fluyendo por las laderas del volcán, a alta velocidad y temperatura.

FREÁTICA: Tipo de erupción volcánica, con explosión de agua subterránea que genera mucho vapor de agua y la fragmentación de materiales preexistentes que circundan el sitio de explosión.

FREATOMAGMÁTICA: Tipo de erupción volcánica, con explosión de agua subterránea en interacción con magma, que genera mucho vapor de agua y la fragmentación del magma.

HAWAIANA: Tipo de erupción volcánica, con explosión de magma nuevo, de tamaño pequeño y que genera columnas de piroclastos que se levantan como un penacho sobre el cráter, de <1 km de altura, y genera flujos de lava principalmente.

IGNIMBRITA: Roca volcánica producto de la depositación de flujos piroclásticos voluminosos, generalmente de pómez, y que puede ser soldada o no.

LAVA: Magma desgasificado que llega a la superficie y llena un cráter o fluye por las pendientes de un volcán.

PIROCLASTO: Clasto volcánico producido por la fragmentación del magma debido a un explosión cercana a la superficie. Pueden caer luego por trayectoria balística, arrastrados por el viento y caída por gravedad, o por flujos.

PLINIANA: Tipo de erupción volcánica, con explosión de magma nuevo, de tamaño muy considerable y que genera columnas de piroclastos que se levantan como un penacho sobre el cráter, de más de 20 km de altura.

PÓMEZ: Roca volcánica piroclástica caracterizada por su baja densidad, con frecuencia menor a la del agua, producto de una alta vesicularidad interna. Suele ser de colores claros.

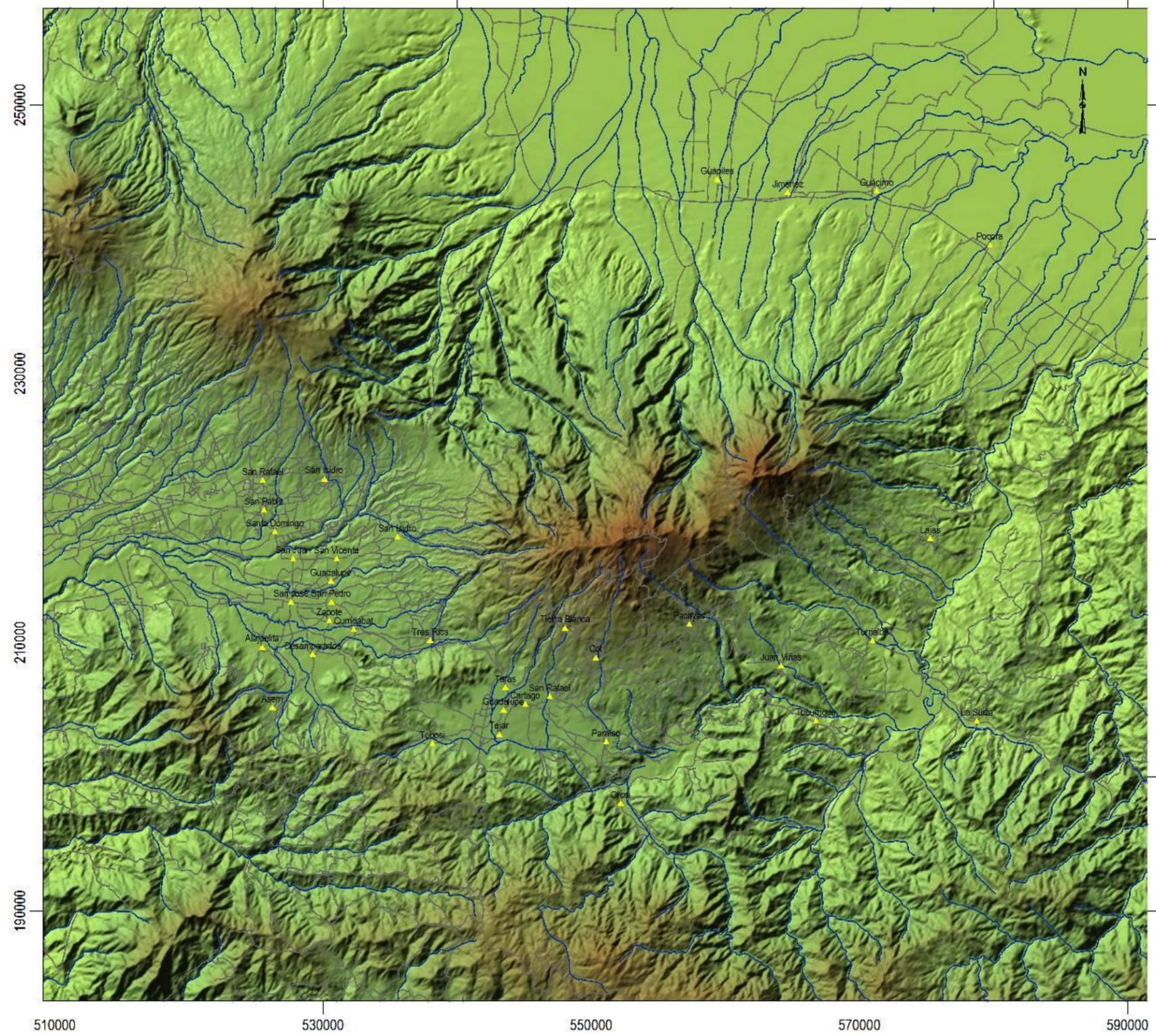
SUBPLINIANA: Tipo de erupción volcánica, con explosión de magma nuevo, de tamaño considerable y que genera columnas de piroclastos que se levantan como un penacho sobre el cráter, de 15-20 km de altura.

VULCANIANA: Tipo de erupción volcánica, con explosión de magma juvenil, de tamaño mediano a considerable y que genera columnas de piroclastos que se levantan como un penacho sobre el cráter, de 5-15 km de altura.

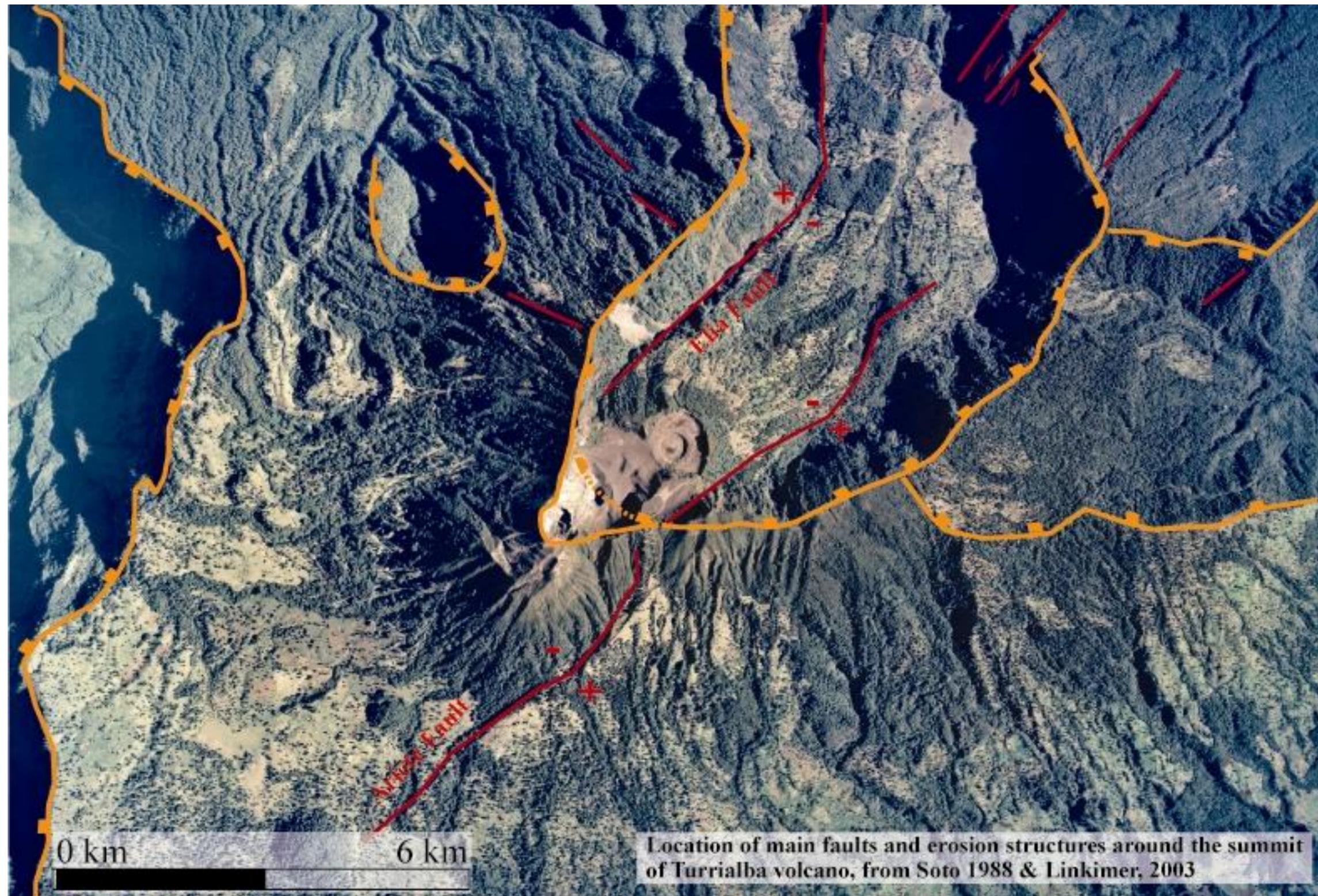
ANEXOS:

1. Mapa de elevación digital generado a partir de la cartografía del IGN editada y mejorada. Incluye 12 hojas topográficas a escala 1:50 000 (cerca de 6000 km²).
2. 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).
3. Mapa de peligro volcánico a escala 1:50 000, escenario corto plazo.
4. Mapa de peligro volcánico a escala 1:25 000 del área de la cima.
5. Manual explicativo científico, para el público en general, del mapa de peligro volcánico.

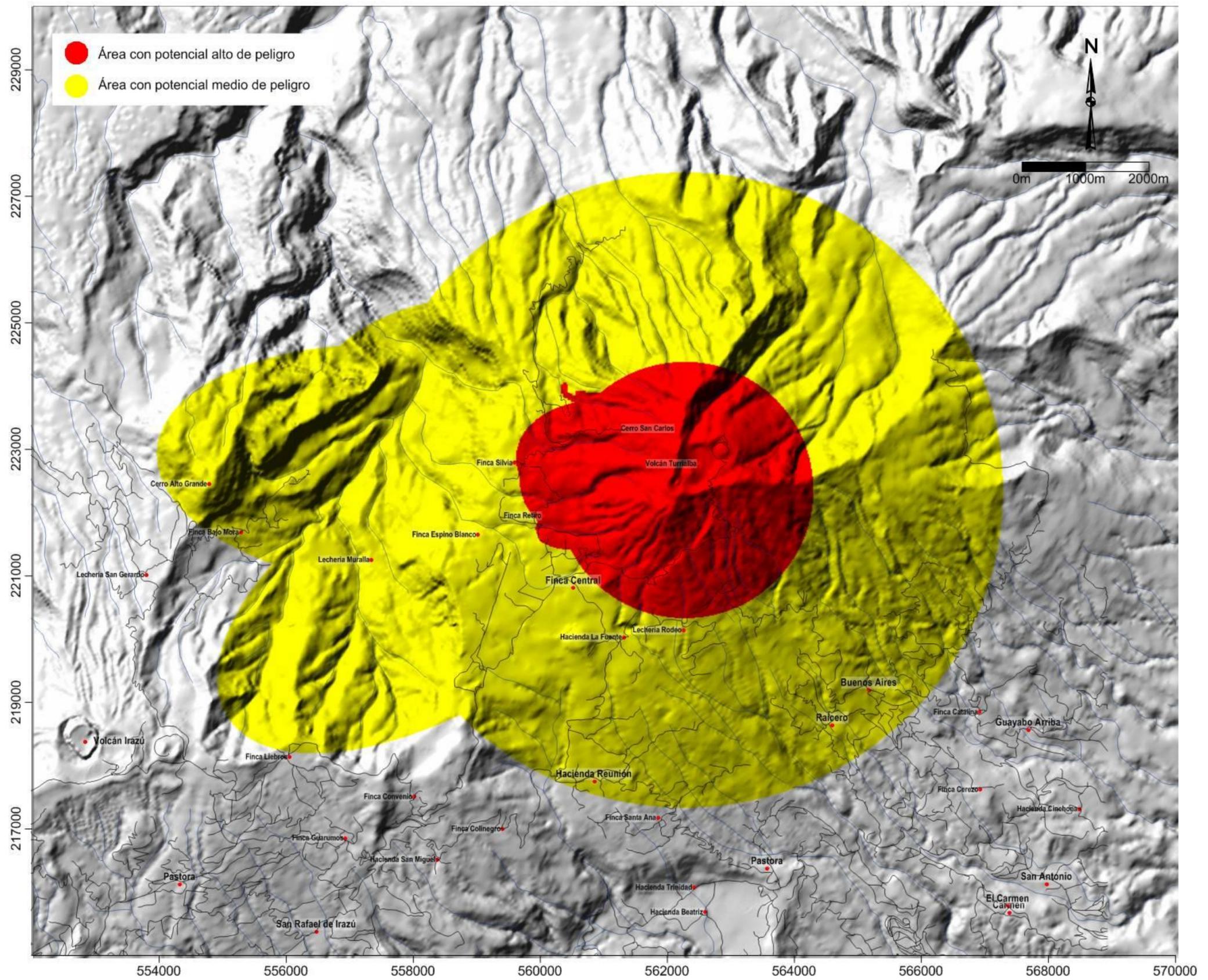
Anexo 1: Mapa de elevación digital



Anexo 2: Vista aérea de la cima del Turrialba y sus estructuras

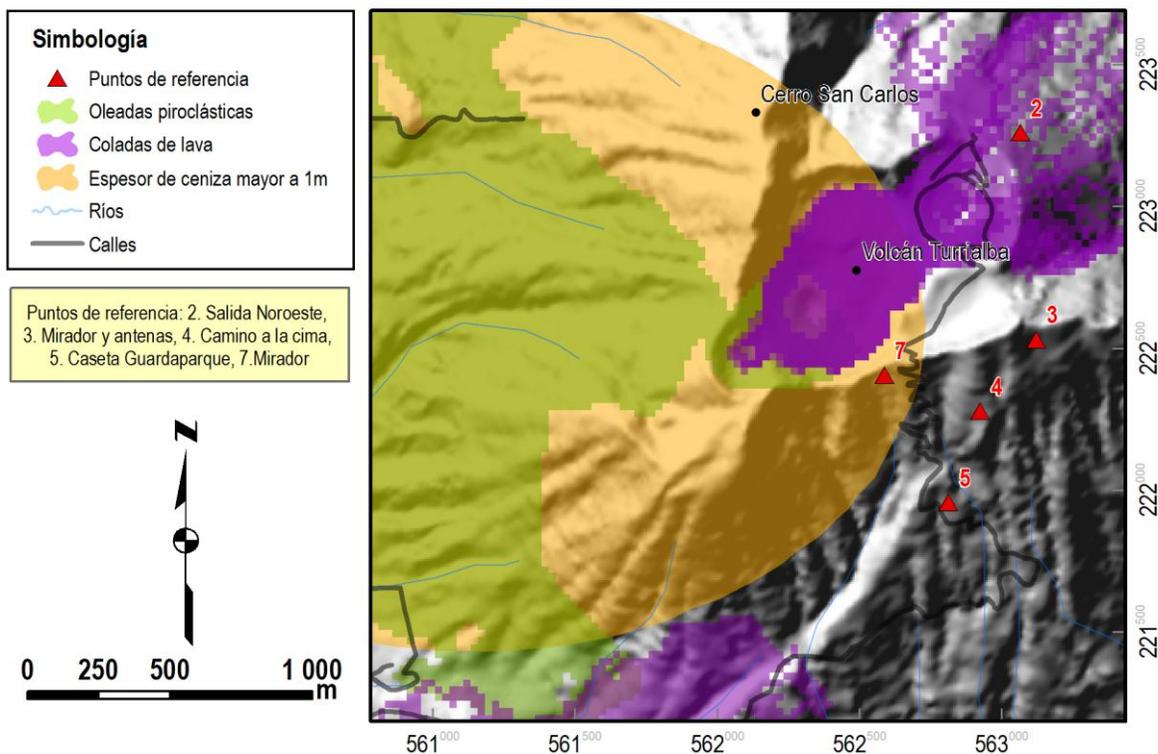


Anexo 3: Mapa de peligros a corto plazo simplificado en alto y mediano-alto peligro, escala 1:50 000



Anexo 4: Detalle de la cima, con los peligros asociados al corto plazo: toda el área amenazada por balística, y las diferentes áreas amenazadas por caída de ceniza de hasta 1 m de espesor, por lavas y por flujos y oleadas piroclásticas.

Escala 1:25 000.



Anexo 5:

**Manual explicativo científico, para el público en general, del
mapa de peligro volcánico.**

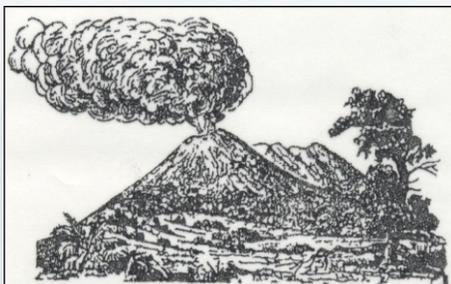
LO QUE USTED DEBE SABER SOBRE EL VOLCÁN TURRIALBA

1. ¿Qué es el volcán Turrialba?

El volcán Turrialba es uno de los cinco volcanes activos de Costa Rica, localizado 16 km al noroeste de la ciudad de Turrialba. Forma un enorme edificio junto con el Irazú, y su cono actual ha crecido en el último cuarto de millón de años. Ha estado muy activo en los últimos 10 mil años. Tiene tres cráteres bien definidos en la cima, y el más activo actualmente es el del suroeste.



2. ¿Cuántas erupciones ha tenido?



En los últimos 3400 años han ocurrido 6 grandes erupciones. La más violenta, hace unos 2000 años. La única erupción histórica fue entre setiembre de 1864 y marzo de 1866. Pevio a 1864 se divisaron fumarolas visibles desde el Valle Central. Luego de 1866 solo ha habido manifestaciones fumarólicas en los cráteres central y suroeste.



3. ¿Cuál es su estado actual?

A partir de marzo de 1996, la actividad sísmica y fumarólica ha registrado algunos picos, intensificándose desde el 2003 y mucho más desde el 2007. En enero del 2010 hubo actividad llamada freática con emisión de un poco de ceniza. Se ha repetido a inicios del 2011 y 2012. Muy posiblemente, esta actividad de emisión de gases perdure por muchos años más. El resultado más evidente es la formación de lluvia ácida que ha afectado fuertemente el sector o flanco oeste del volcán.

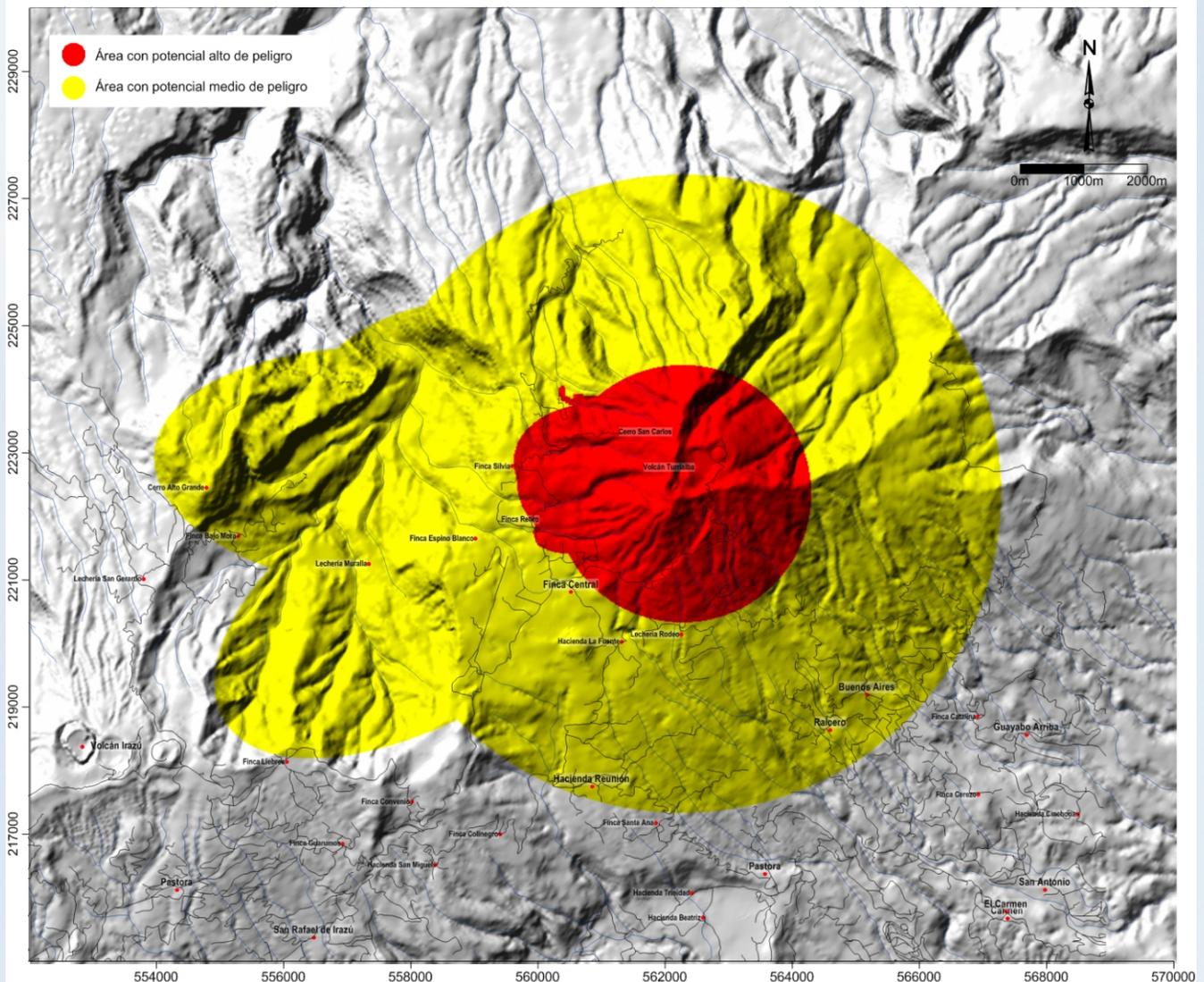


4. Peligro volcánico

Según estudios de peligro volcánico, la próxima erupción podría suceder en los próximos años o décadas y sería similar a la de 1864-66 (como Irazú en 1963-65) o menor, y afectaría intensamente los 2 km alrededor del cráter, y con menor intensidad 5 km alrededor, provocando la caída de algunos milímetros de ceniza en el Área Metropolitana.



5. Mapa de peligro volcánico



El mapa de peligros ante una erupción a corto plazo contempla una zona de alto o máximo peligro definida por: el área de balística de 2 km alrededor del cráter suroeste, el área con caída de ceniza de más de 1 m de espesor, y afectable por flujos piroclásticos.

Una zona de peligro intermedio a alto definida por: las áreas afectables por balística de 5 km alrededor del cráter, lavas, flujos y oleadas piroclásticas distales, y áreas con espesores de ceniza de más de 30 cm.