

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

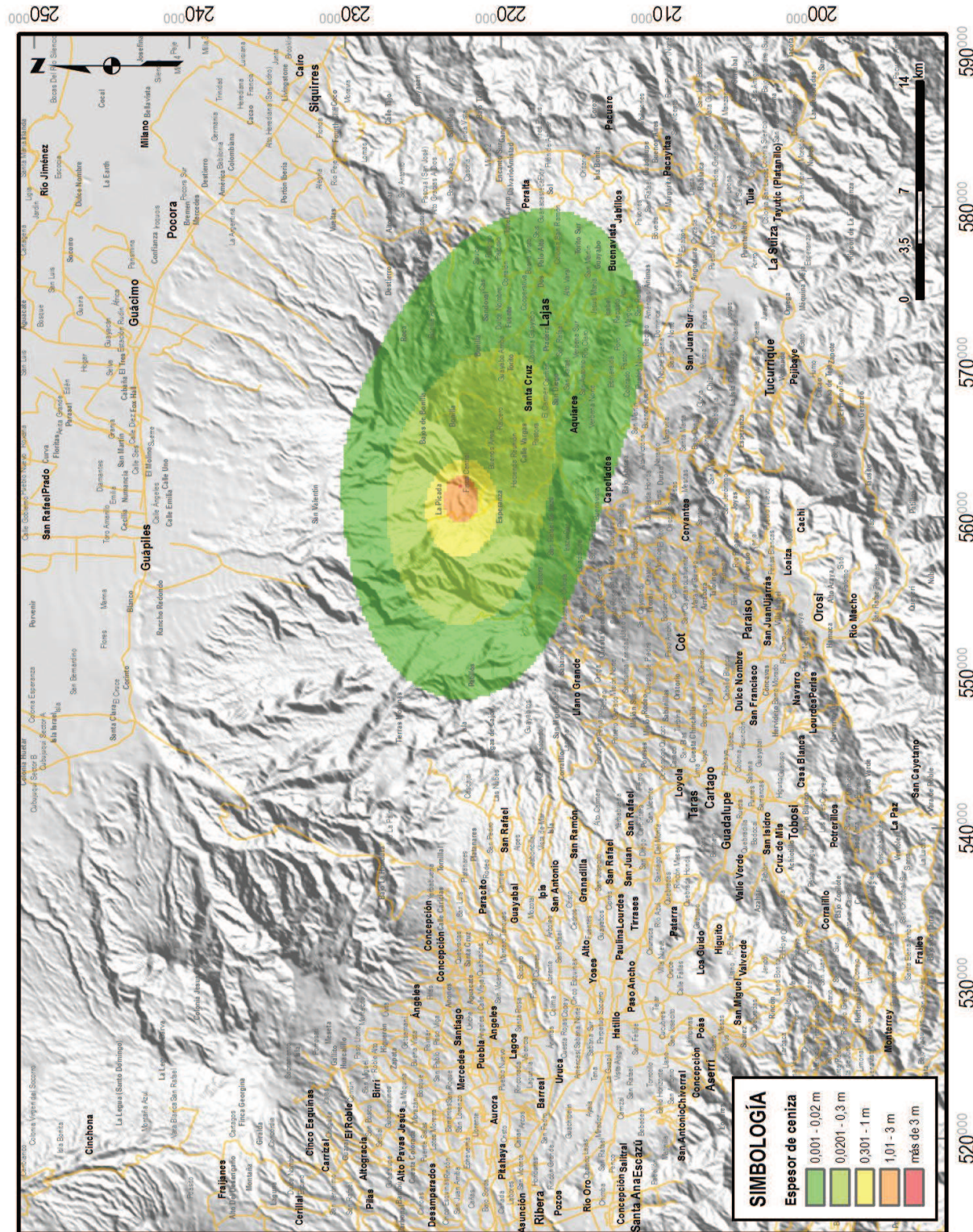


Figura 64: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 1.

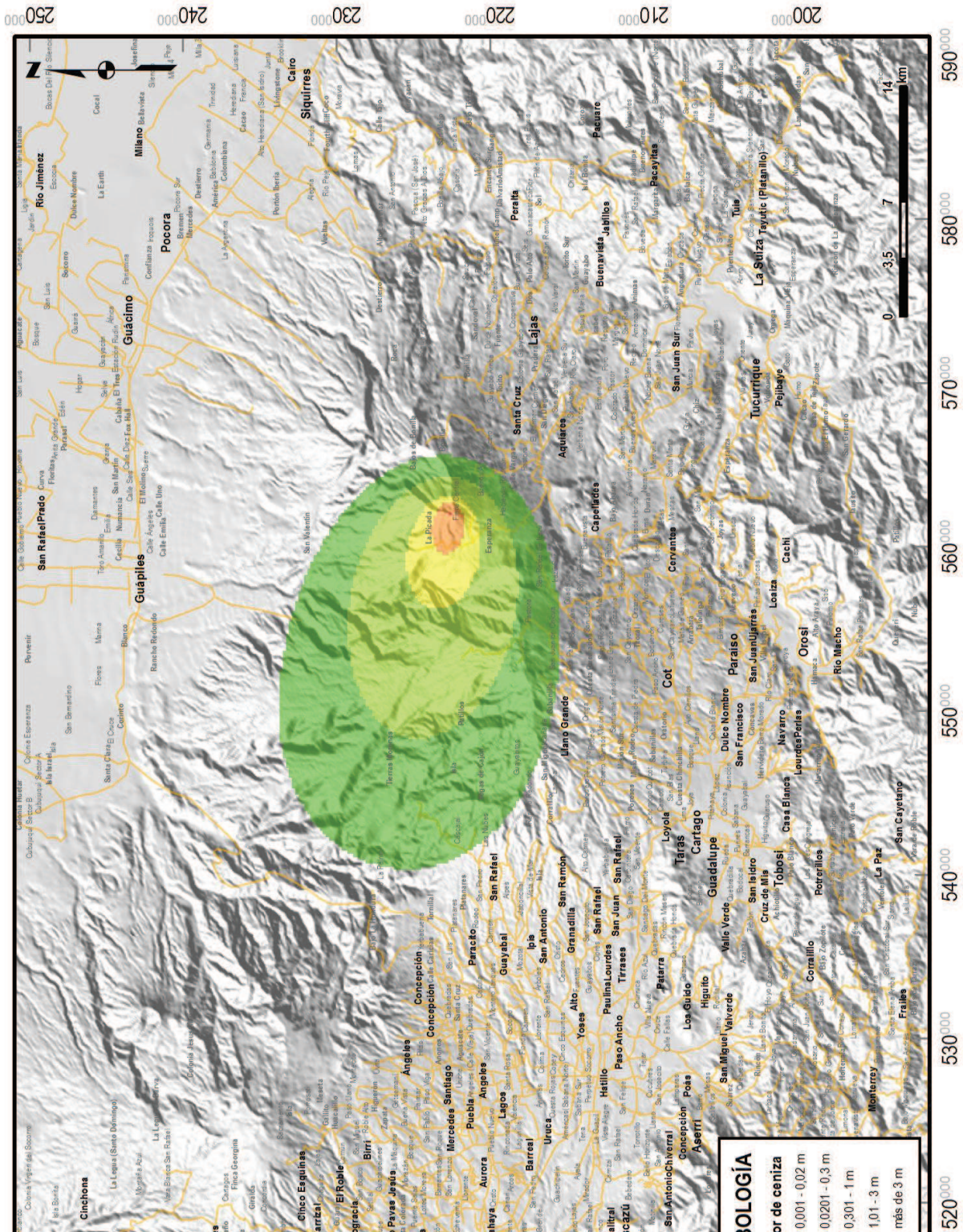


Figura 65: Distribución y espesor de cenizas para erupción vulcaniana, periodo 2.

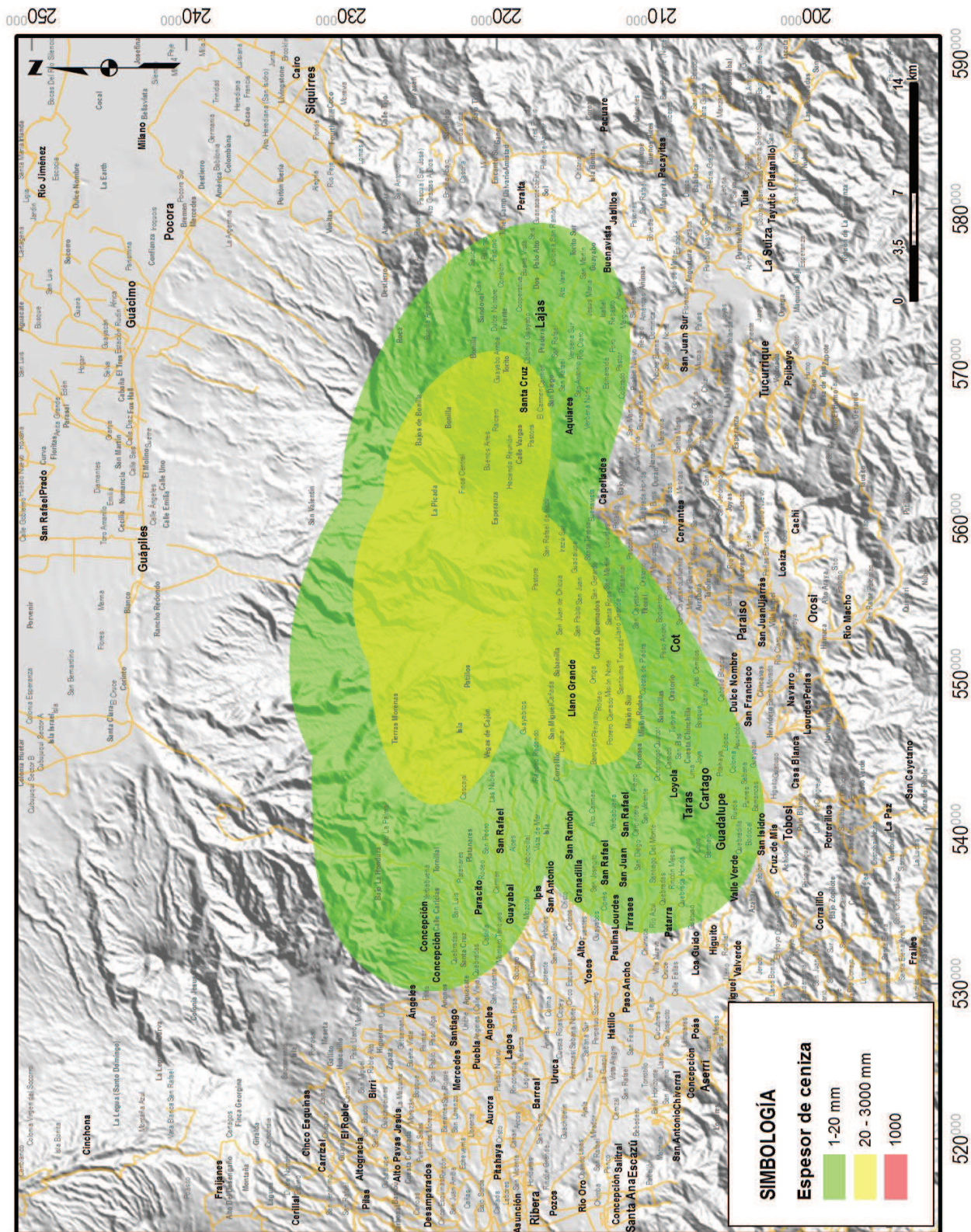


Figura 68: Distribución y esesor de cenizas para erupción vulcaniana, los 4 periodos.

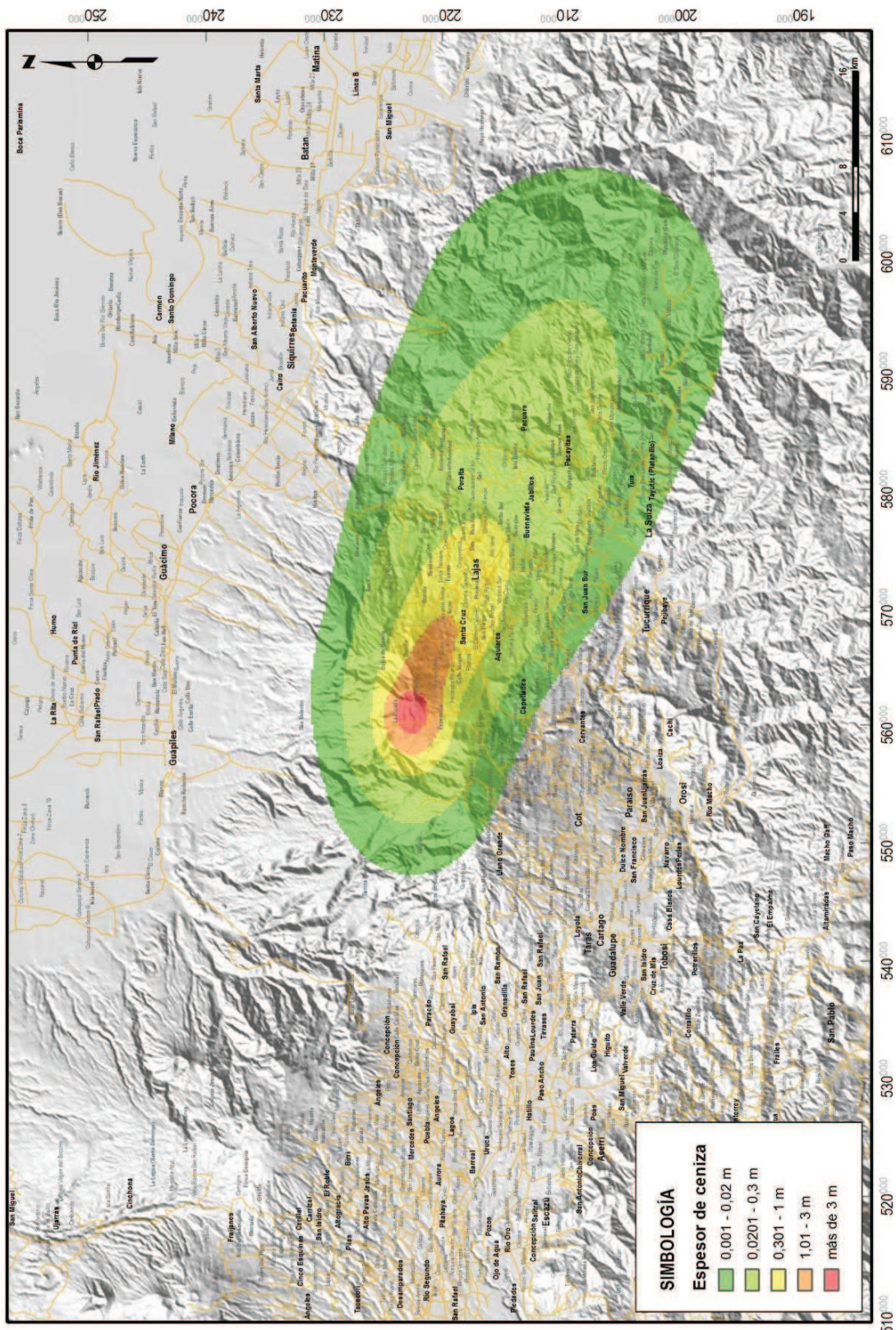


Figura 69: Distribución y esesor de ceniza para erupción pliniana, periodo 1.

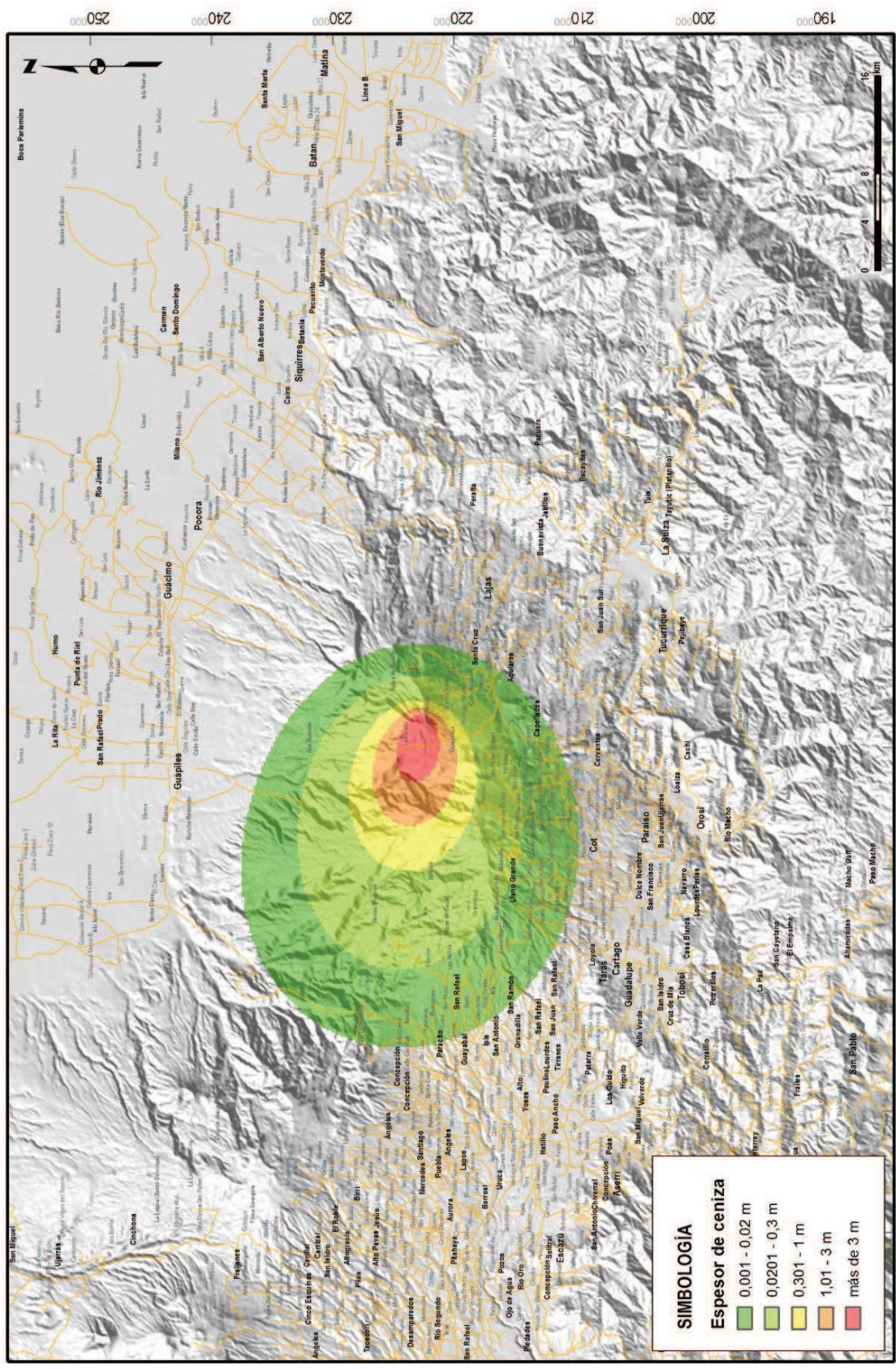


Figura 70: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 2.

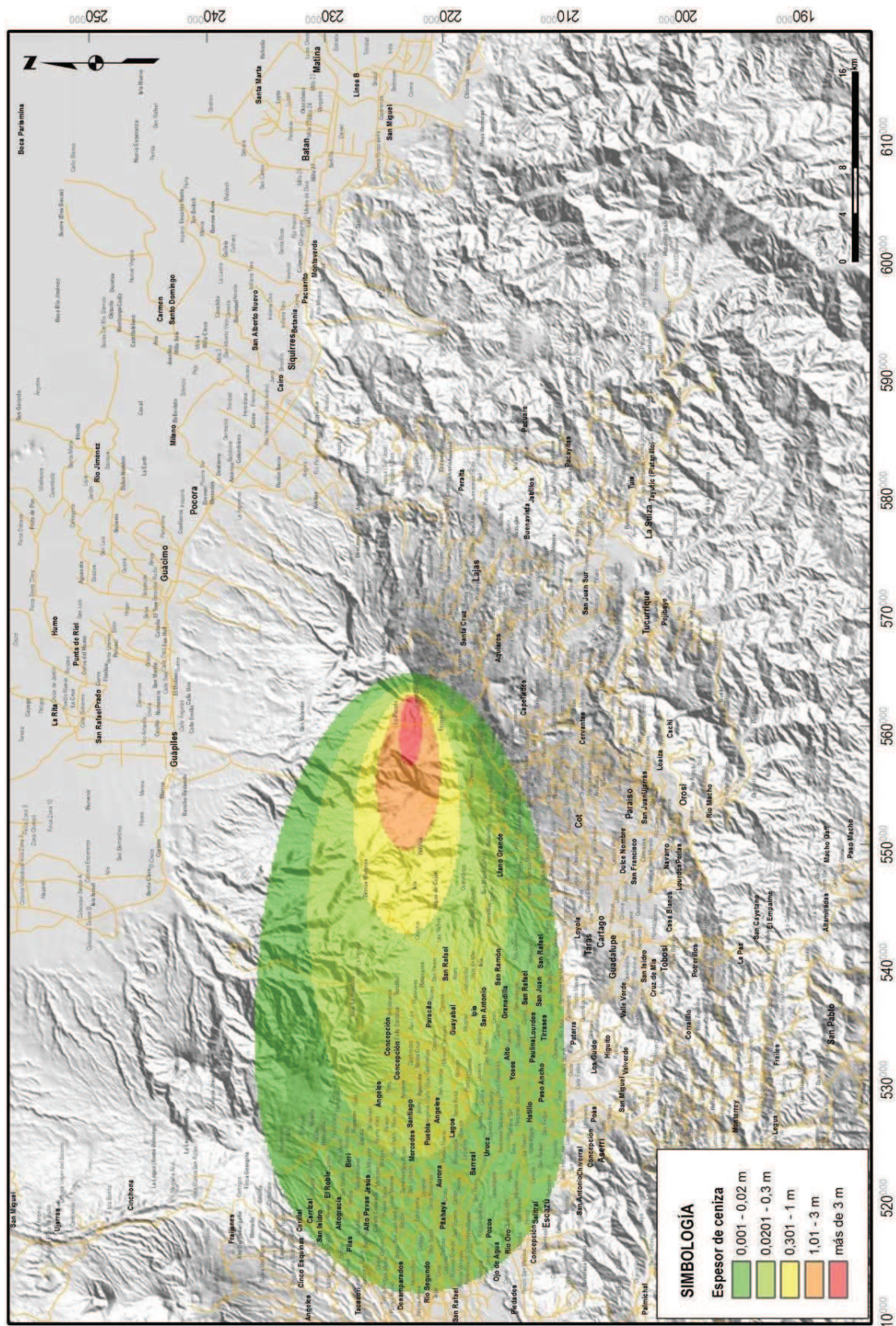


Figura 71: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 3.

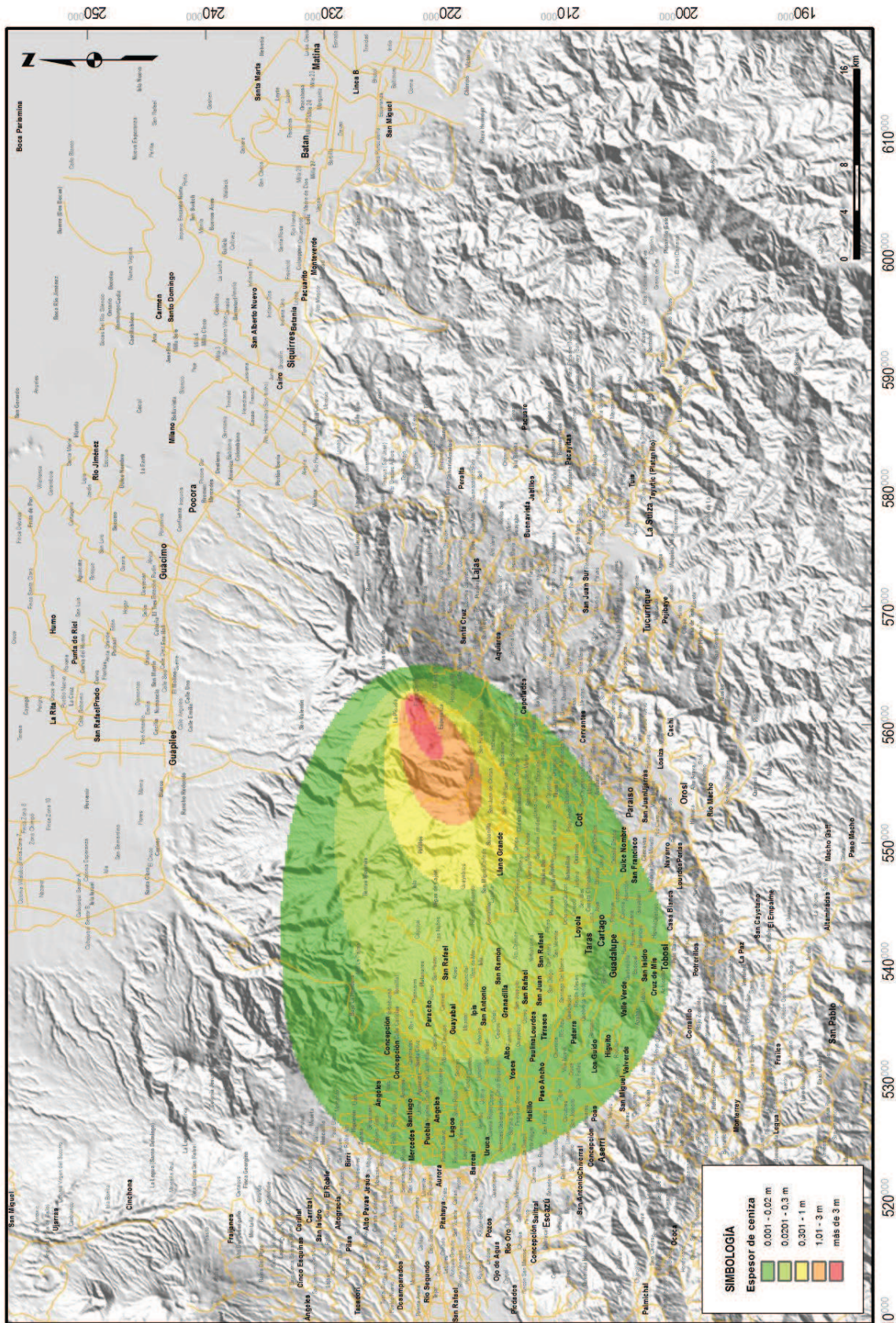


Figura 72: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniana, periodo 4.

Distribución de cenizas para evento pliniano

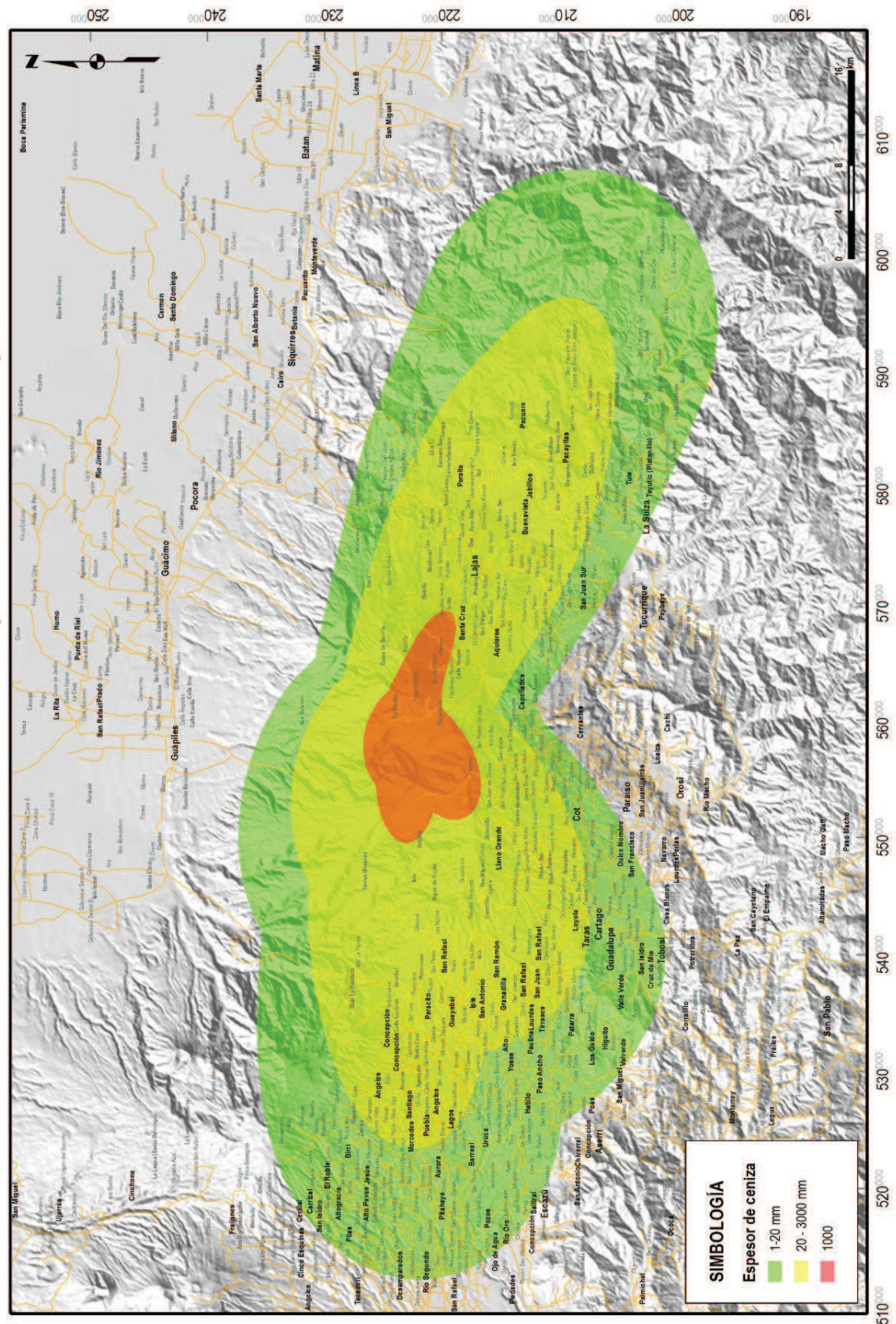


Figura 73: Distribución y espesor de cenizas para erupción pliniano, los 4 periodos.

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.

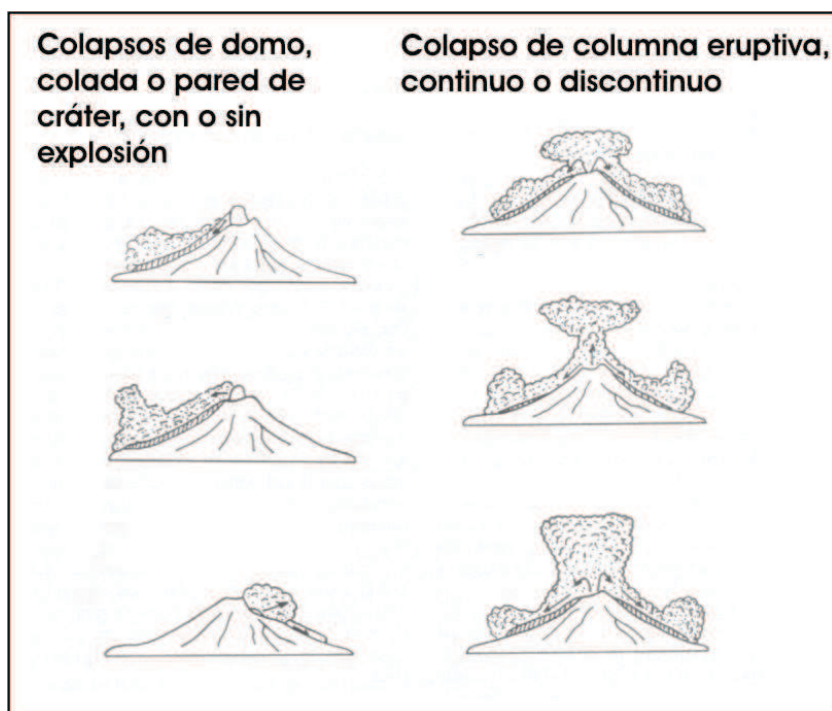


Figura 74: Tipos y forma de movimiento de los flujos piroclásticos en general (modificado de Cas & Wright, 1987).

Los flujos y las oleadas piroclásticas 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).

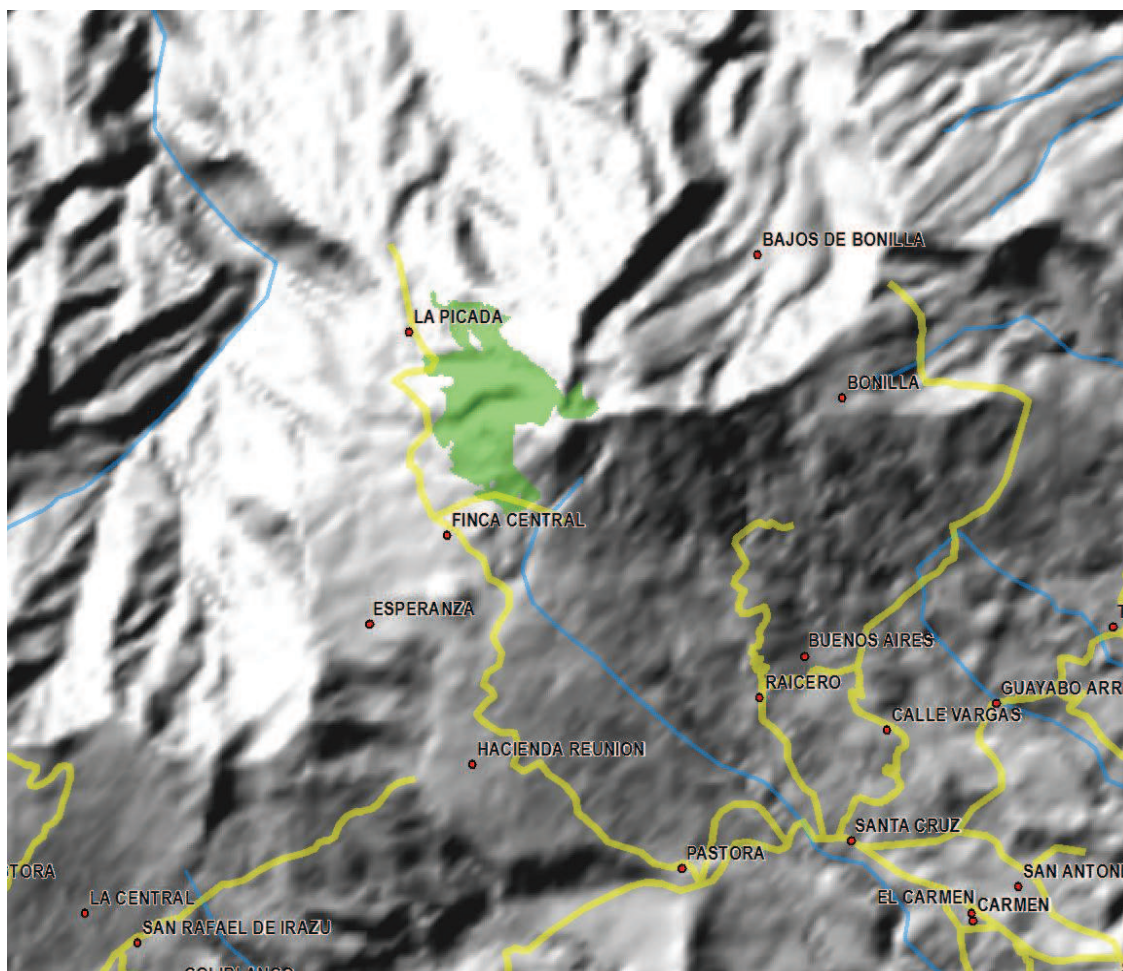


Figura 76: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna estromboliana.

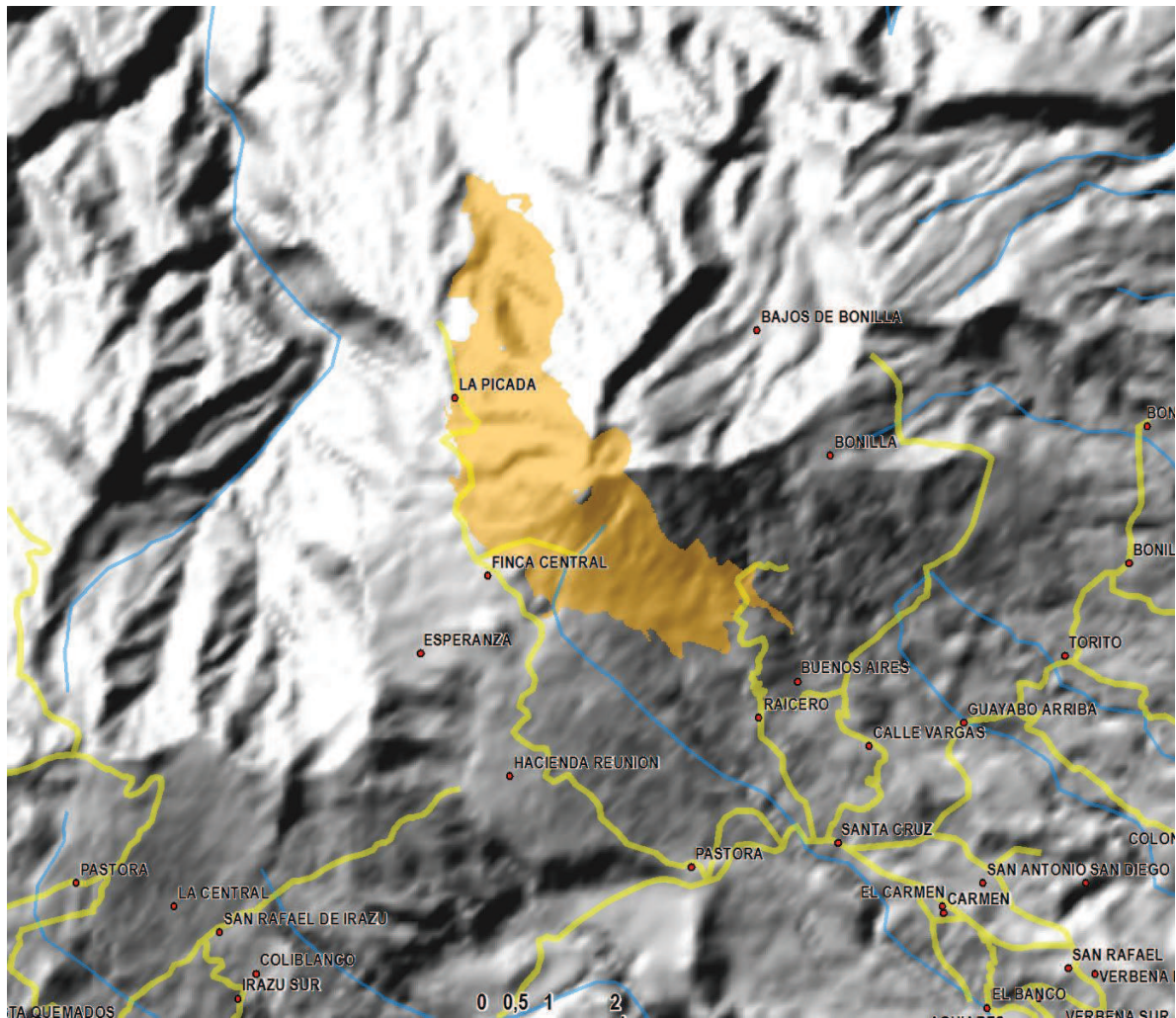


Figura 77: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna vulcaniana.

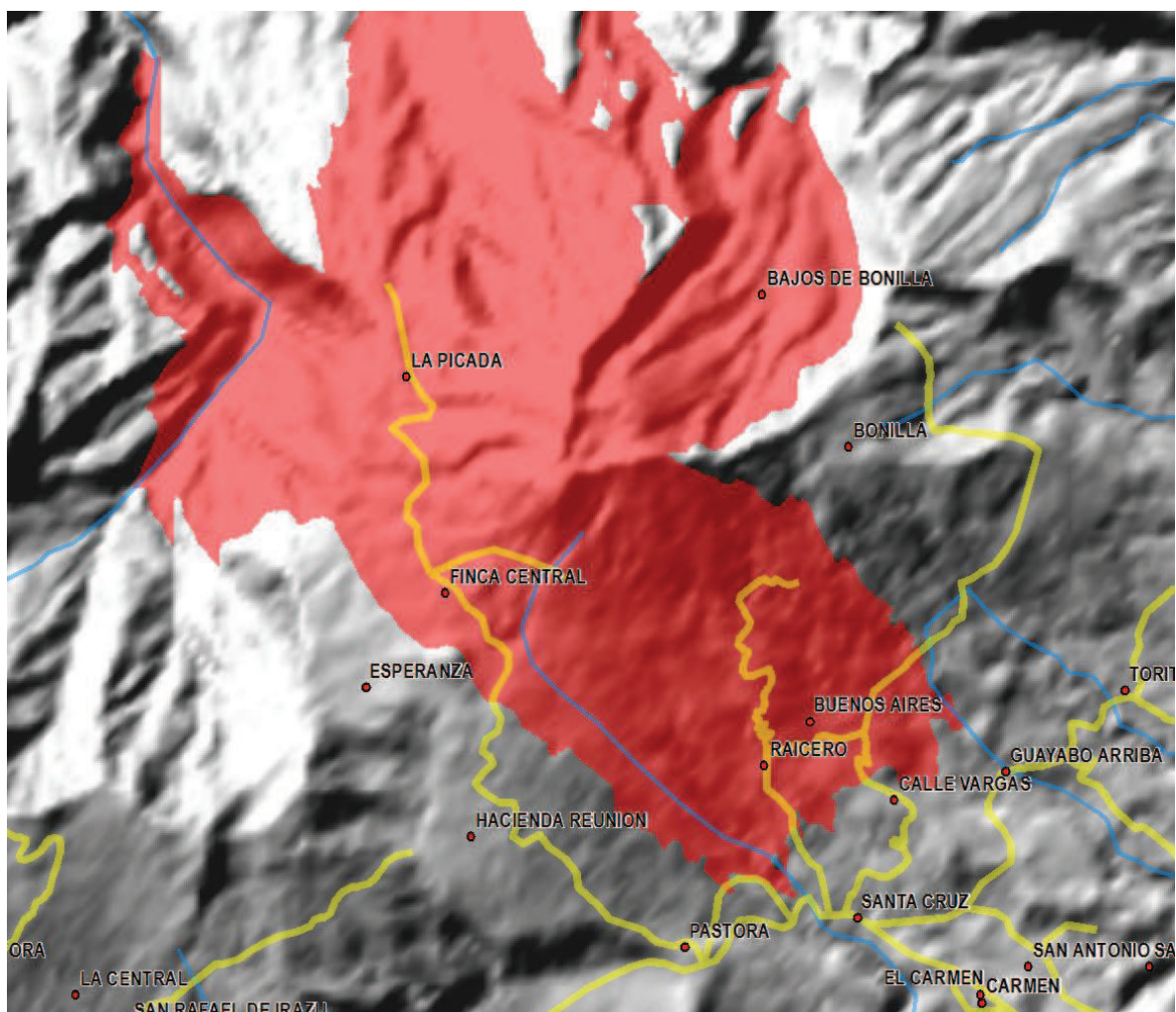


Figura 78: Distribución de flujos piroclásticos originados en el cráter SW por colapso de columna pliniana.

5.1.5. Apertura de cráteres laterales

Los volcanes complejos como el Turrialba, construidos a lo largo de al menos un millón de años con fases superpuestas y una tectónica activa, están cortados por fracturas y fallas (cf. capítulo 4.4.; figuras 10 y 19). El ascenso de magma para nuevas erupciones, suele encauzarse por zonas de debilidad existentes, y por eso las erupciones no siempre ocurren en la cúspide, sino que pueden ocurrir en las faldas, abriendo nuevos cráteres. Tal es el caso de los conos piroclásticos El Armado y Tiendilla (Figura 79), con lavas asociadas (ver además el capítulo 4.2. y las figuras 10, 21 y 22).



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.

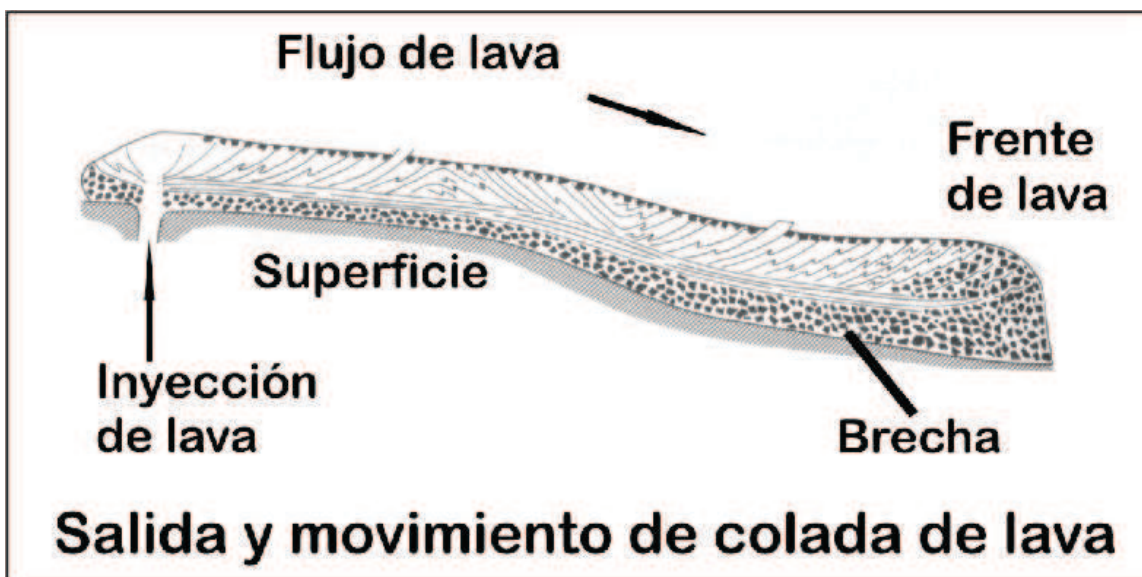


Figura 80: Esquema de la salida y movimiento de una colada de lava sobre el terreno (modificado de Cas & Wright, 1987).

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.

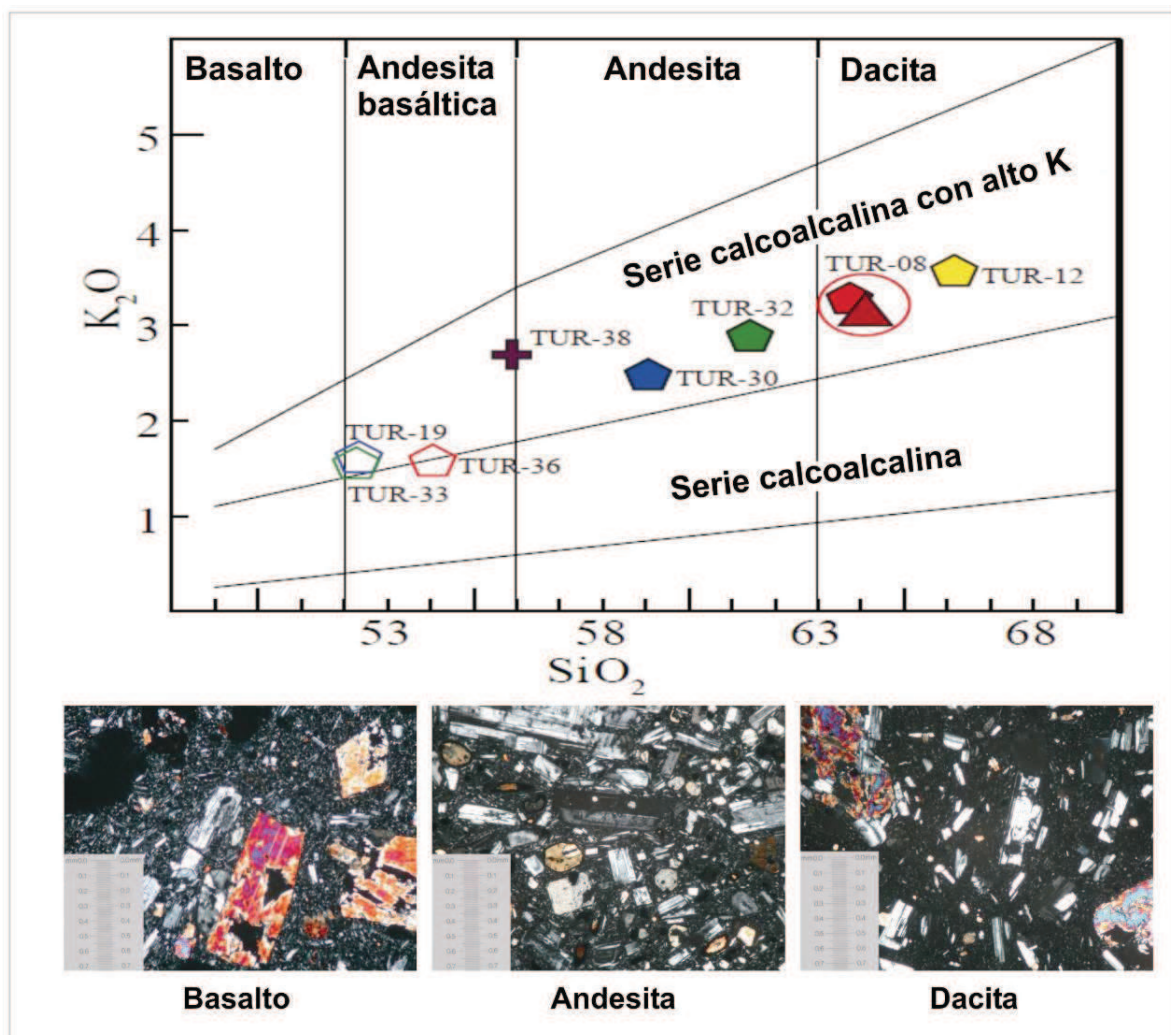


Figura 81: Geoquímica de las lavas del Turrialba de los últimos 100 ka: rocas de basaltos a dacitas con alto potasio (modificado de Ruiz et al., 2010). Abajo se aprecian ejemplos de las rocas vistas en microscopía.



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).

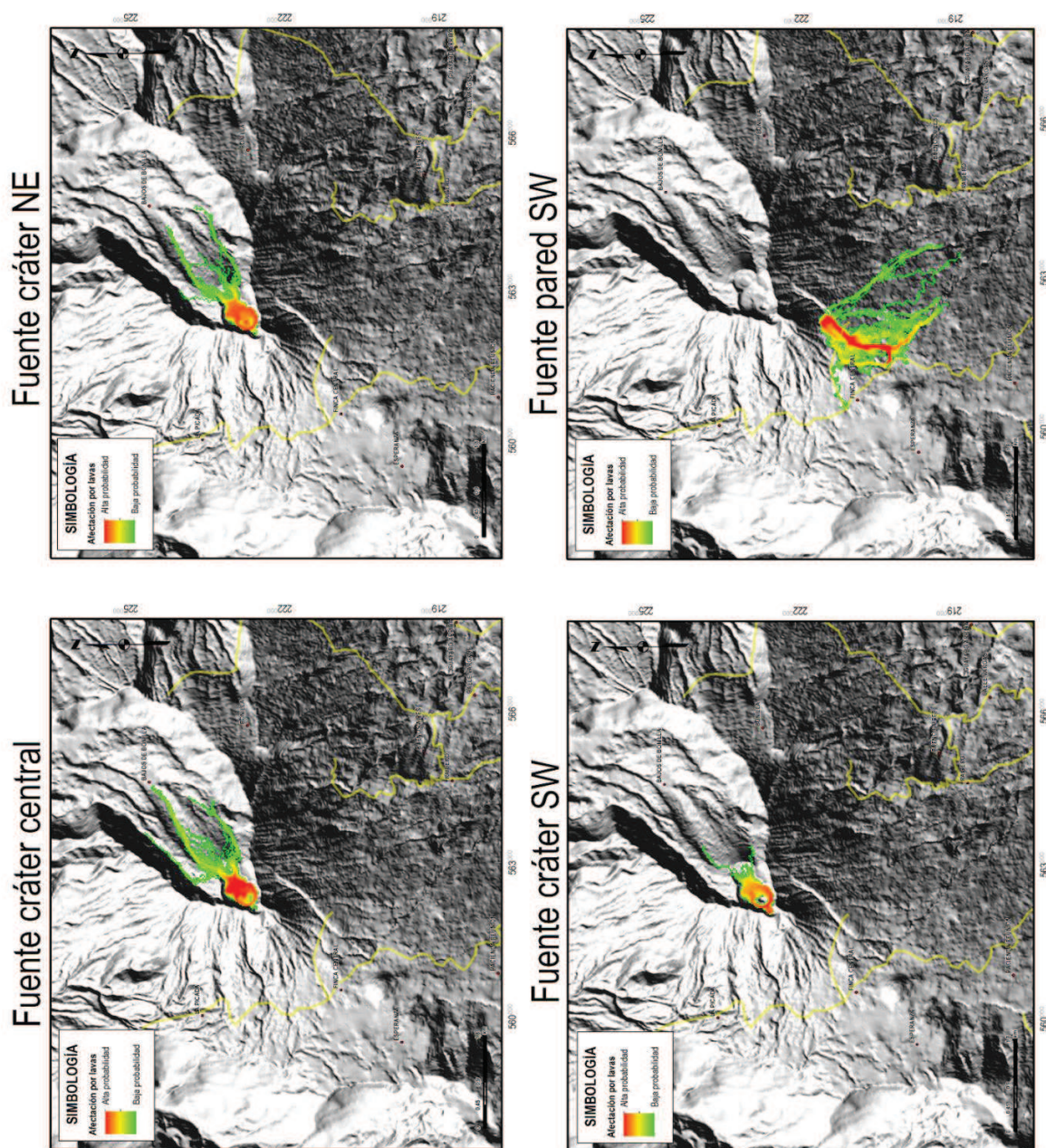


Figura 83: Distribución probabilística de lavas originados en diferentes puntos del volcán.

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 lahéricos 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).

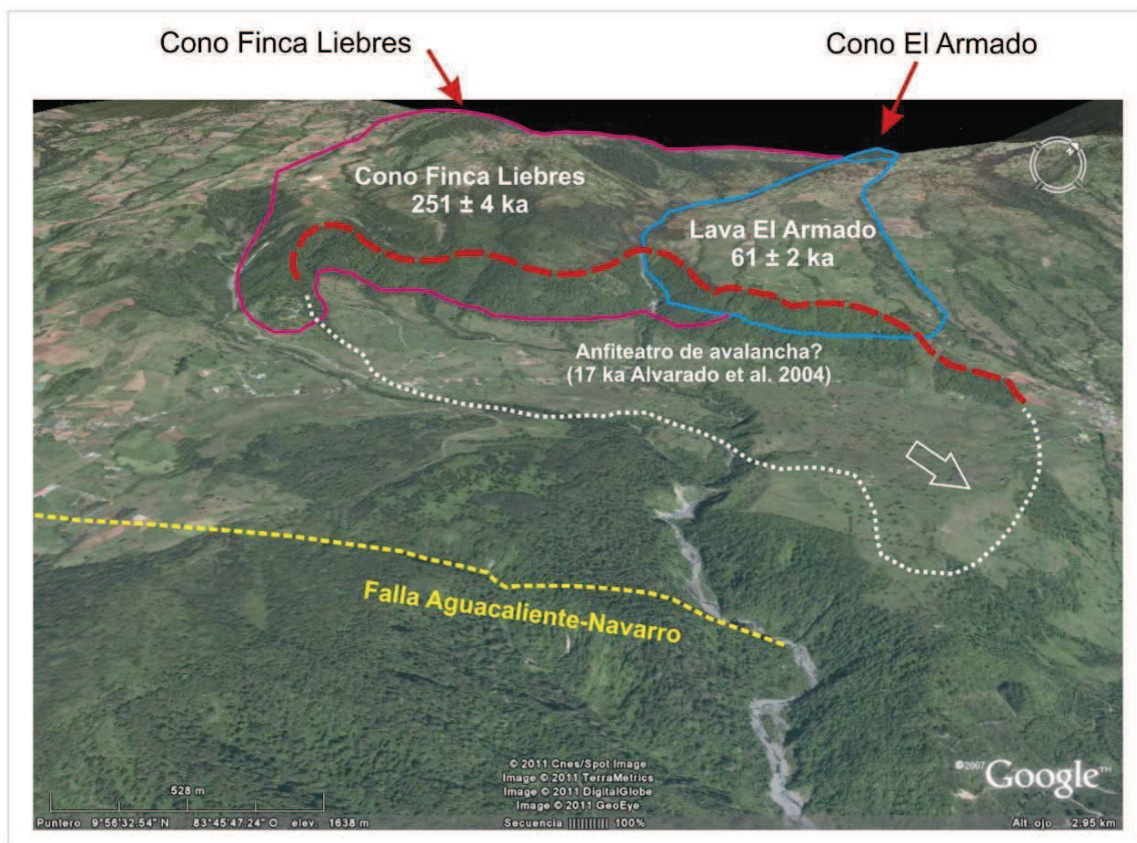


Figura 84: Vista oblicua obtenido de Google EarthTM de la falda sur del Turrialba, cerca del límite de las Lavas El Armado, y el término de la Falla Aguacaliente-Navarro, donde se observa el anfiteatro de Coliblanco, posible fuente de origen de la Avalancha de Angostura.

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).

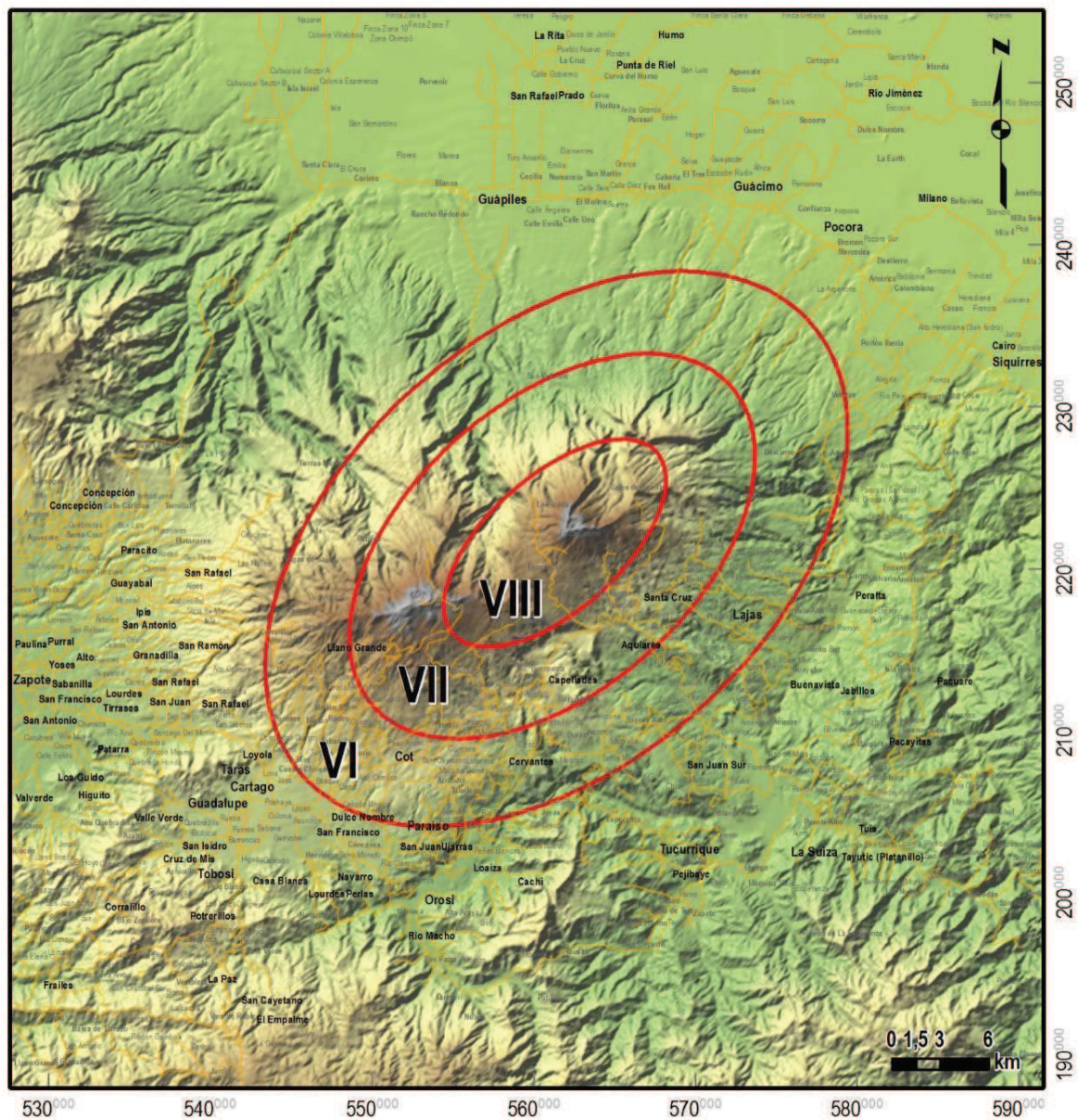


Figura 85: Intensidades máximas esperables con un sismo de $M_w 6,0$ con hipocentro somero (3-8 km) y epicentro en las cercanías de la cima, originado bajo el volcán o en las fallas Ariete o Elia. Las curvas son suavizadas y recalculadas con base en las intensidades observadas en el sismo de Patillos 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 km ² | 1 |
| 8) Área afectada por destrucción en los últimos 5000 años es > 100 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

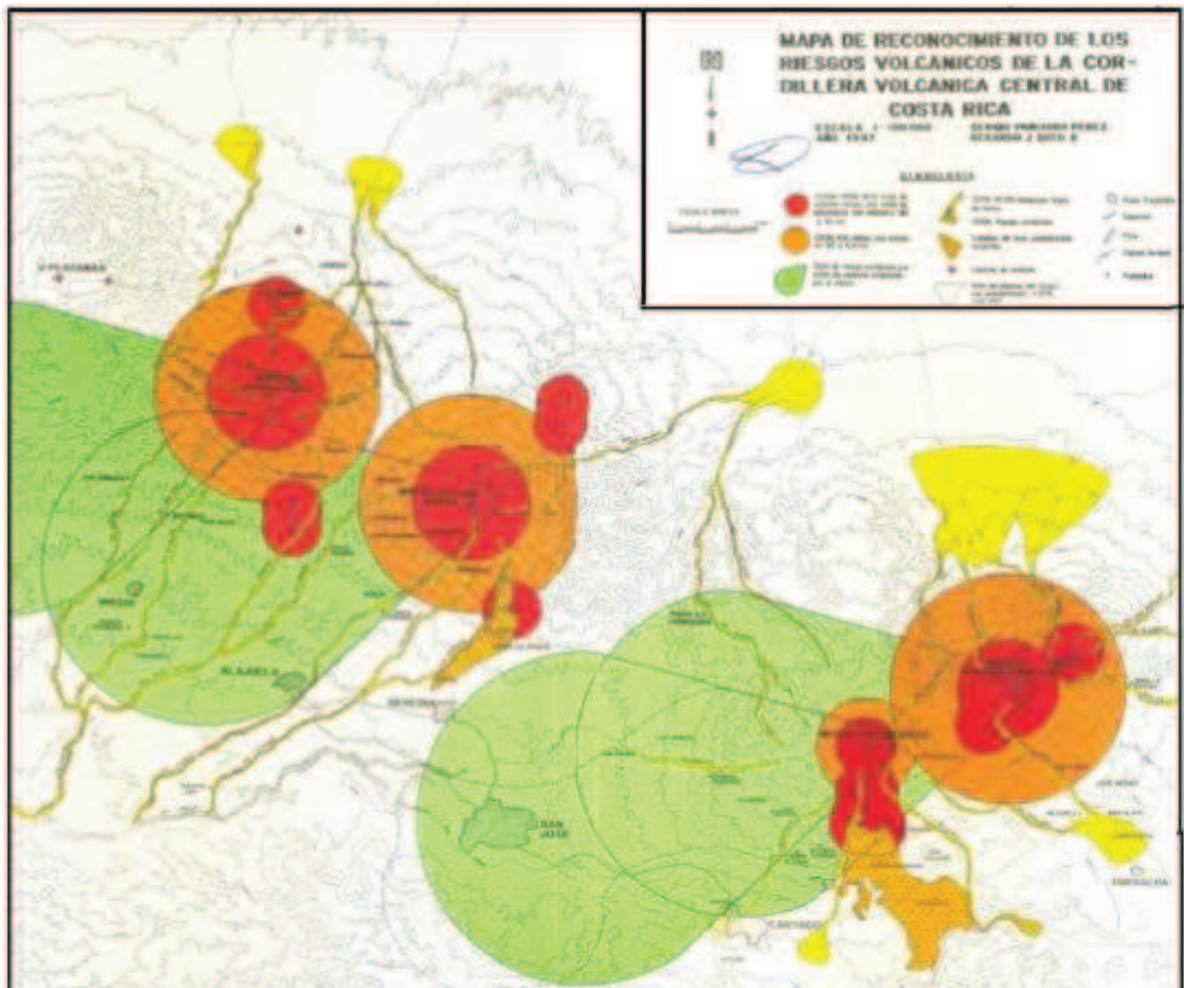


Figura 87: Mapa de peligros de la Cordillera Volcánica Central de Paniagua & Soto (1986). Muestra al Turrialba como uno de los volcanes activos y con evaluación de su peligro.

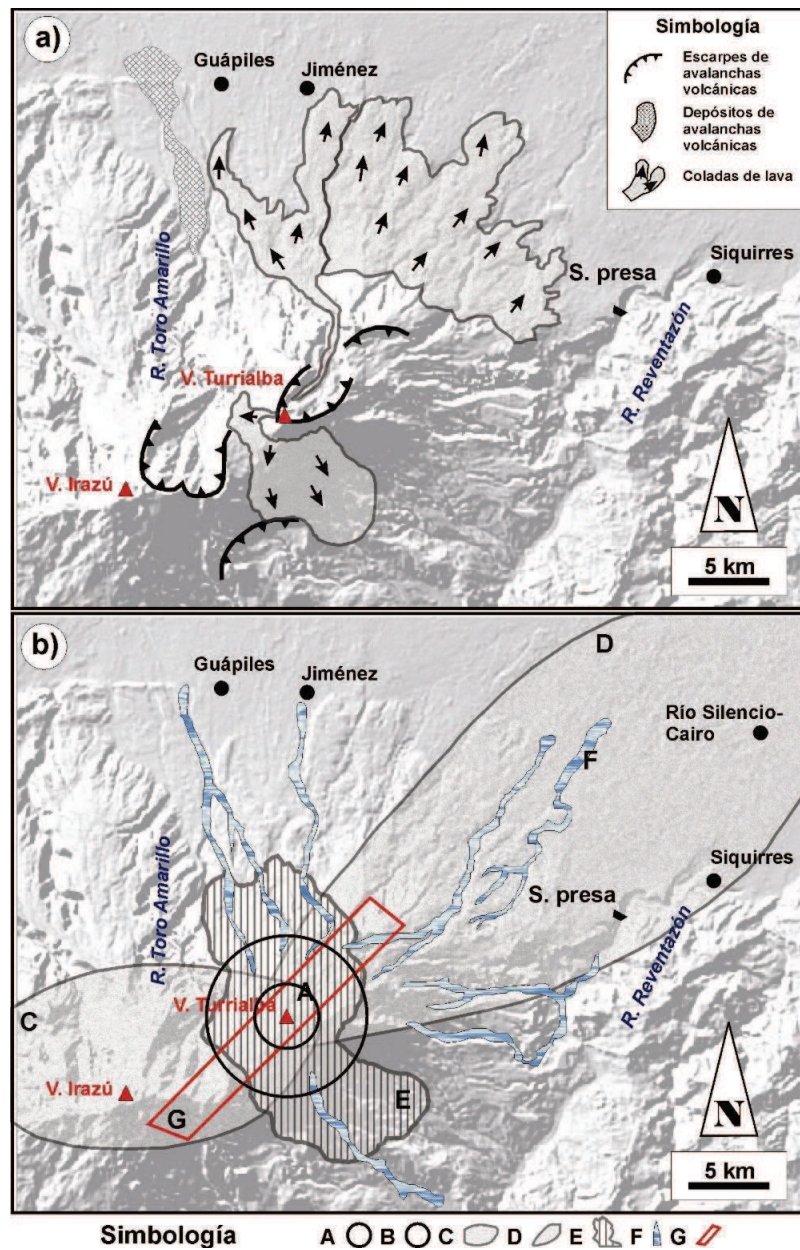


Figura 88: Página siguiente: Mapas de peligros presentados por Soto & Alvarado (2008). a) Mapa de estructuras de colapso sectorial, depósitos de avalancha y áreas de campos de lavas del Turrialba y alrededores. Representan eventos de muy largo plazo de retorno. b) Peligros asociados con el volcán Turrialba: 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).



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.

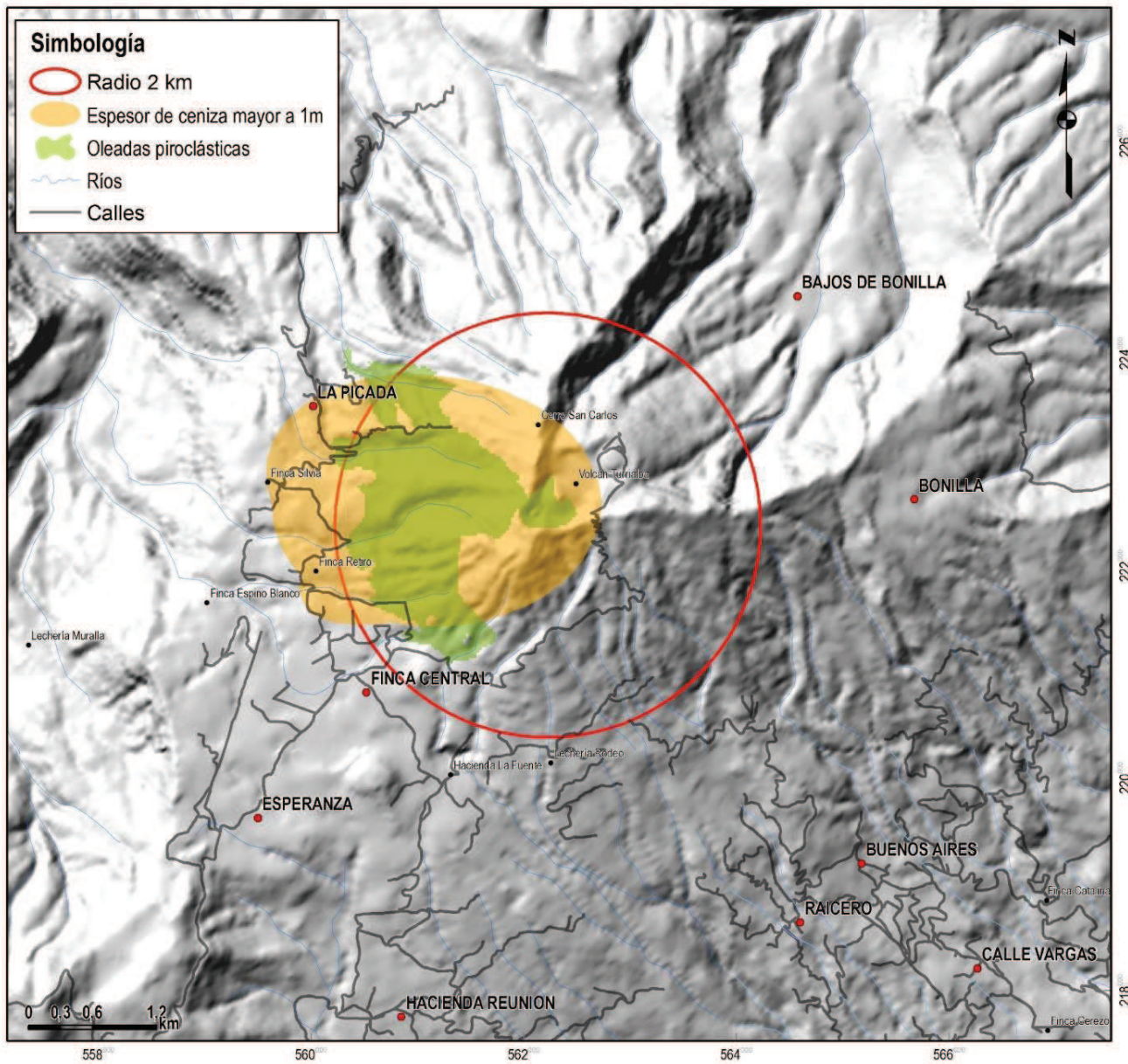


Figura 90: Mapa de amenaza volcánica a corto plazo, áreas de máximo peligro.