

los mismos. La finalidad de este documento es apoyar la comprensión y lectura de los mapas, específicamente para todos los profesionales con responsabilidades en la ordenación territorial y protección civil de las poblaciones que viven y trabajan en el área de influencia del Volcán de San Miguel.

1.1. Estudios previos

El mapa de escenarios de amenaza para cada uno de los procesos eruptivos del volcán de San Miguel, fue el resultado de investigaciones científicas llevadas a cabo durante el periodo 2000 – 2003 por vulcanólogos salvadoreños del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET), en conjunto con científicos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS); Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM); la Universidad de Illinois (USA) y la Universidad Tecnológica de Michigan (USA). Para lograr identificar y definir cada escenario de amenaza, se tomaron en cuenta factores como la actividad histórica y prehistórica del volcán junto a los datos geológicos y petrológicos recopilados en diversas campañas de campo (reconstrucción de secuencias estratigráficas, cartografía de flujos de lava, muestreo y análisis de rocas). En el caso específico de la caída de cenizas se utilizaron datos de dirección, altura de columna y velocidad de vientos.

El volcán de San Miguel ha estado activo durante los últimos 300 años, pero pocos geólogos estudiaron sus depósitos. La reconstrucción de las secuencias eruptivas del volcán no ha sido completada en detalle, pero con los trabajos llevados a cabo desde el 2000 al 2003 se lograron buenos resultados que permitieron comprender la estructura geológica y actividad eruptiva del volcán. El estudio e interpretación de erupciones pasadas fue el fundamento para visualizar los diferentes procesos eruptivos que pudieran ocurrir en un futuro evento eruptivo y el alcance y posible afectación a las comunidades vulnerables ubicadas dentro de los 12 kilómetro de la zona de influencia del volcán de San Miguel.

En la primera mitad del siglo XX varios investigadores se interesaron por el volcán de San Miguel aunque mayoritariamente realizaron trabajos de descripción geomorfológica e histórica. Es el caso del autor alemán **Sapper, K. (1925)**, que es considerado uno de los primeros geólogos que ha realizado estudios en este volcán, en su obra “Los volcanes de la América Central”, expone aspectos interesantes sobre la morfología y la historia eruptiva. Posteriormente, **Meyer-Abich, H. (1956)**, identificó fuentes eruptivas y líneas de fracturas y con ello elaboró un mapa preliminar de flujos de lava que aparece en el libro “Los volcanes de El Salvador y Guatemala”. Este mapa muestra como las coladas históricas fueron emitidas por fisuras laterales que atraviesan al volcán con rumbo preferencial noroeste. Por otra parte, también realiza estudios petrológicos donde se concluye que la mayoría de estos flujos son basálticos con olivino y augita, generalmente ricos en plagioclasa.

A partir de los años setenta algunos autores realizan trabajos geológicos, geoquímicos y estratigráficos, como es el caso de **Stoiber, R.E. y Rose, W.I. (1974)**, los cuales estudiaron la erupción de ceniza de 1970 y desde 1966 realizaron inspecciones periódicas al cráter. **Martínez, M. (1977)**, estudió la efusión de lava de diciembre de 1976, donde reporta una pequeña fuente de lava en el cráter central y la formación de un cono de escorias. **Simkin, T. Y Siebert, L. (1994)**, inspeccionaron el volcán y concluyeron que no había colapsado catastróficamente. Sin embargo sugieren que por tratarse de un estrato volcán alto, con laderas inclinadas más de 45° grados y rocas con importante alteración hidrotermal, es un proceso que no debe descartarse en un futuro.

En el año 2000 se inician los primeros trabajos con una visión más integral y orientados a obtener conclusiones sobre las tipologías de actividad eruptiva del volcán y la peligrosidad del mismo. **Chesner, C., Major, J. y Pullinger, C.R. (2000)** realizaron una misión de reconocimiento geológico en la zona del volcán, que incluyó la recolección de un total de 75 muestras de rocas y depósitos piroclásticos para los respectivos análisis químicos.

Los resultados se publicaron en el año 2001, en el reporte titulado “**Volcano-hazard zonation of San Miguel Volcano, El Salvador**” (Major et al, 2001). Documento que presenta el mapa de amenaza por lahares o flujos de escombros, elaborado a partir de la aplicación del software Lahar-z desarrollado por el United States Geological Survey.

Chesner y otros, (2002), continuaron con los estudios de campo en el volcán de San Miguel y se publicó el artículo “**Physical and chemical evolution of San Miguel volcano, El Salvador**”, en el libro Natural Hazards in El Salvador, editado por Rose y otros (2004).

Con base a los trabajos antes mencionados y adicional trabajo de campo, Escobar, D. (2003) elaboró el trabajo de tesis de maestría: titulado “**El volcán de San Miguel y sus peligros asociados**” en la Universidad Tecnológica de Michigan (Michigan Tech University). Esta tesis es el documento científico que recopila en detalle toda la información relacionada con la historia eruptiva, marco estructural, tipología de erupciones y estilos eruptivos del volcán de San Miguel, además de analizar los peligros potenciales de este edificio volcánico.

La modelización de los escenarios de amenaza, incorporados también al trabajo de tesis de maestría, se logró desarrollar con el apoyo del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. En noviembre de 2003, Hugo Delgado y Carlos Pullinger, validaron en campo los modelos obtenidos.

1.2. Perspectiva y alcance del estudio

La recopilación de datos geológicos y geomorfológicos a través de los trabajos de campo y la información histórica son el fundamento para la aplicación de simulaciones, que dan consistencia a la construcción de los mapas de escenarios de amenaza del volcán de San Miguel. Es importante mencionar que el fenómeno volcánico por su complejidad es difícil de entender y que frecuentemente en una erupción intervienen variables difíciles de cuantificar u otras que surgen inesperadamente. Sin embargo, aun con las limitantes del caso, los trabajos previos han permitido visualizar y entender con cierto detalle los grados de magnitud, periodicidad, tipo y alcance de las erupciones pasadas, que luego se toman como referencia para reconstruir los escenarios en erupciones futuras.

La memoria técnica resume aspectos tales como la interpretación geológica-estructural del volcán, el análisis de la historia eruptiva y la caracterización de los procesos eruptivos que tuvieron recurrencia periódica en el pasado. Se presenta también la metodología desarrollada para modelar cada uno de estos procesos, determinar los escenarios de amenaza sobre la base de diferentes magnitudes de posibles erupciones futuras y analizar la peligrosidad de cada uno de ellos.

El alcance que persigue este trabajo es proporcionar todas las explicaciones pertinentes para una correcta interpretación y comprensión de los mapas de escenarios de amenaza que se han elaborado para cada proceso eruptivo y que se presentan en un solo afiche: “**Mapa de Escenarios de Amenaza Volcánica. Volcán de San Miguel o Chaparrastique**”. Por otra parte, persigue describir en detalle la metodología utilizada para elaborarlos, con el fin que sea de aplicabilidad en otros edificios o áreas volcánicas que por sus síntomas de actividad, por su historia eruptiva o por su ubicación cerca de núcleos de población importantes se consideren prioritarios para el análisis de amenazas en el país.

2. El Volcán de San Miguel

2.1. Localización

El **Volcán de San Miguel**, conocido también como **Chaparrastique** se ubica en la región oriental de la Cordillera Volcánica de El Salvador, a 11 kilómetros al occidente de la ciudad de San Miguel (Figura 1), concretamente en las coordenadas: N13° 26' 2" y W88° 16' 9".

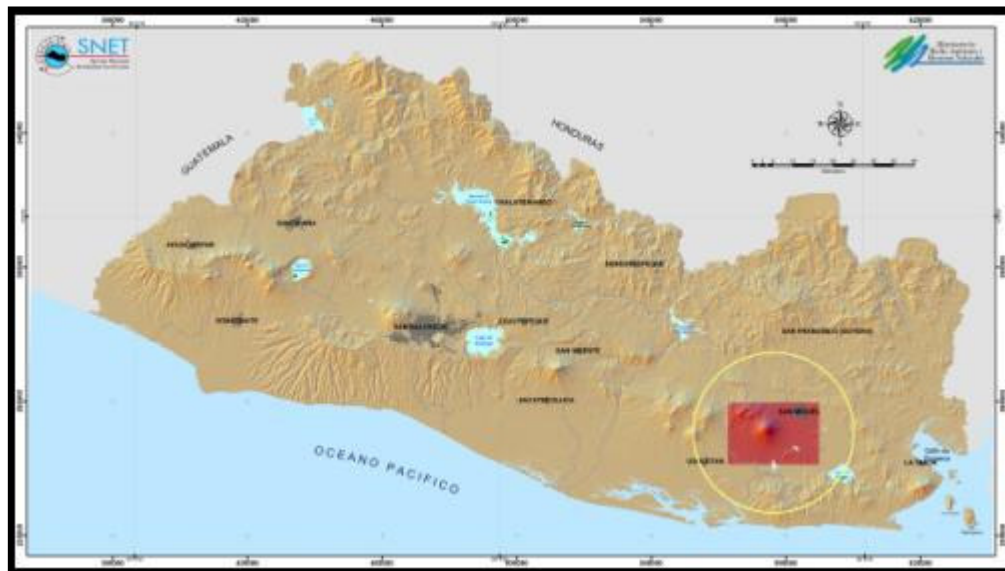


Figura 1: Localización del volcán de San Miguel al oriente de la Cordillera Volcánica Salvadoreña. Fuente: SNET, 2003

El edificio volcánico es asimétrico y constituye el único elemento significativo del relieve sobre una planicie de 100 metros de altitud media que lo rodea en sus laderas este, sur y oeste. En su flanco norte se interstratifica con el cono truncado del volcán del Pacayal, actualmente inactivo. En la parte más baja de las laderas de estos dos volcanes discurre la carretera que une la Panamericana con la Litoral a través de San Jorge.

Sus laderas forman parte de las municipalidades de San Miguel, Quelepa, Moncagua, Chinameca, San Jorge, San Rafael Oriente y El Tránsito, todas del Departamento de San Miguel.

2.2. Características generales

El Volcán de San Miguel es el tercer volcán más alto de El Salvador con una elevación de 2.130 m.s.n.m., 13 kilómetros de perímetro aproximadamente, y un cráter circular con un diámetro medio de 800 metros.

Sus laderas tienen una pendiente media superior al 40%, alcanzando hasta un 75% en las partes más altas y entre un 15 y 30 % en las zonas que conforman el pie del cono volcánico (Foto 1).

El Chaparrastique es un estrato volcán formado por diferentes capas de rocas volcánicas de composición basáltica. Se considera activo tanto por su actividad histórica como por su actividad actual. Se tiene conocimiento de al menos 26 erupciones durante los últimos 304 años. En el presente, cuenta con un alto nivel de actividad sísmica y emisión permanente de gases a través de fumarolas del cráter.

Desde la fundación de la ciudad de San Miguel, en 1530, el volcán ha producido ocho flujos de lava a través de fisuras en las laderas del cono volcánico. La erupción más recordada ocurrió en 1762, cuando la lava se dirigió a la ciudad de San Miguel. El volcán también ha producido de pequeñas a moderadas explosiones de ceniza, gases y lodo caliente a través del cráter central, los cuales han sido distribuidos al norte y oeste del mismo. La última actividad eruptiva con emisión de lava ocurrió en 1976 y la última pequeña explosión con lanzamiento de tefra del tamaño de cenizas tuvo lugar el 16 de enero de 2002.



Foto 1: Vista del flanco sureste del Volcán de San Miguel (Fuente: SNET, 2003)

3. Marco Geológico Regional

3.1. Tectónica regional

El vulcanismo en América Central resulta de la interacción de la triple convergencia de las placas de Norteamérica, Cocos y del Caribe (Figura 2). La placa oceánica de Cocos se hunde (subduce) por debajo de las placas continentales Norteamericana y del Caribe contribuyendo a que se forme el arco volcánico que conocemos como Cordillera Volcánica Centroamericana a lo largo de unos 1.500 kilómetros desde Guatemala hasta Panamá. A escala global, el vulcanismo en esta cordillera forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico que abarca todas las costas occidentales del continente americano y las costas orientales de Asia y Australia.

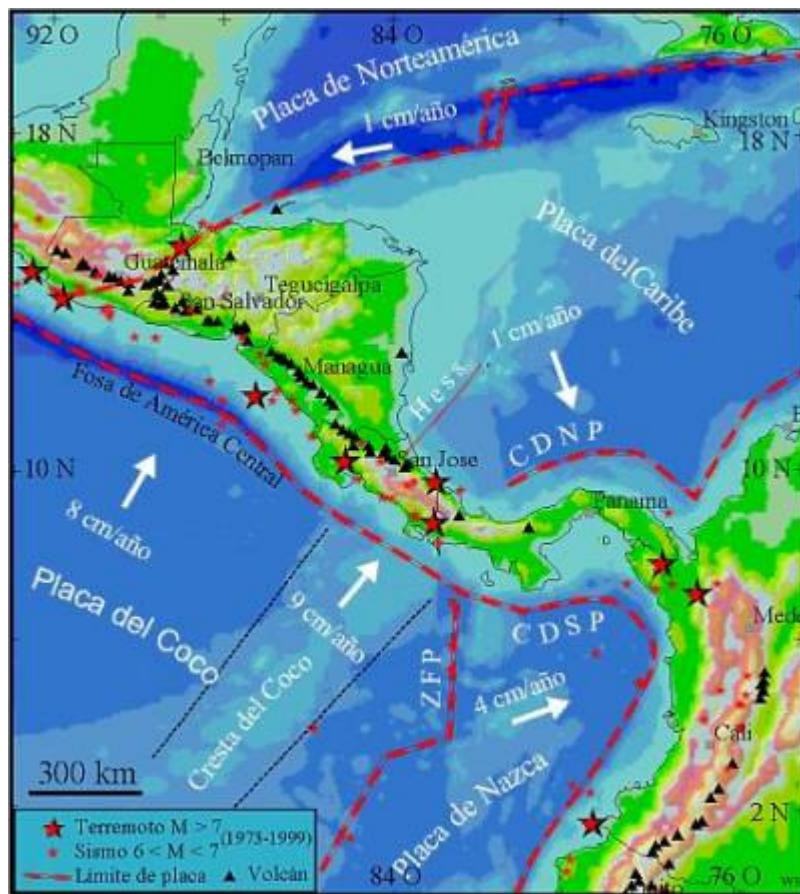


Figura 2: Marco Tectónico regional, configuración de las Placas Tectónicas en El Salvador. Fuente: <http://www.ineter.gob.ni> (2004).

Los procesos geodinámicos producidos por el fenómeno de subducción de la placa de Cocos en dirección NE bajo la placa del Caribe, se reflejan en la tectónica y la geología estructural del istmo Centroamericano. La evidencia está en la concentración de volcanes activos en la región, generando una de las zonas de mayor densidad volcánica en el mundo.

Rose, W.I. (com. pers., 2003), opina que a una profundidad aproximada de 150 Kilómetros debajo del frente volcánico, ocurre la fusión de la Placa de Cocos (Figura 3) bajo la del Caribe. En esta zona es donde ocurren los procesos magmáticos, es decir, los procesos de fusión y génesis de magmas y donde inicia el ascenso de los mismos hacia la superficie. Si el fundido alcanza el exterior rápidamente se forman volcanes similares al de San Miguel.

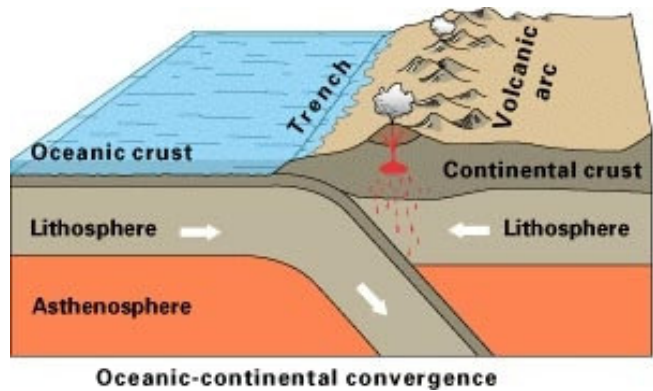


Figura 3: Esquema del proceso geodinámico de subducción y la formación del frente volcánico continental asociado a la fusión parcial de la Placa de Cocos (oceánica) que se introduce debajo de la Placa Caribe (continental). Fuente: <http://www.usgs.gov> (2003).

3.2. Marco Tectónico en El Salvador

La estructura tectónica prominente en la región lo constituye el Graben Central Centroamericano que se desarrolla en la placa continental del Caribe. Esfuerzos regionales de compresión en conjunto con esfuerzos distensivos en las partes superiores de la litosfera, indujeron la formación del Graben Centroamericano, que inicia durante el Plioceno y el Pleistoceno, entre 9 y 2 millones de años (Dengo, 1968).

En su paso por El Salvador tiene un ancho irregular que varía entre 15 y 30 kilómetros (Aguilar, 1986) (Figura 4). Dentro de este graben y con tendencia migratoria hacia el borde sur del país, se ha desarrollado el vulcanismo cuaternario salvadoreño. Esta estructura tectónica se extiende con rumbo preferencial WNW - ESE (Williams & Meyer Abich, 1955; Wiesemann, 1975) y localmente es conocida como "Fosa Mediana".

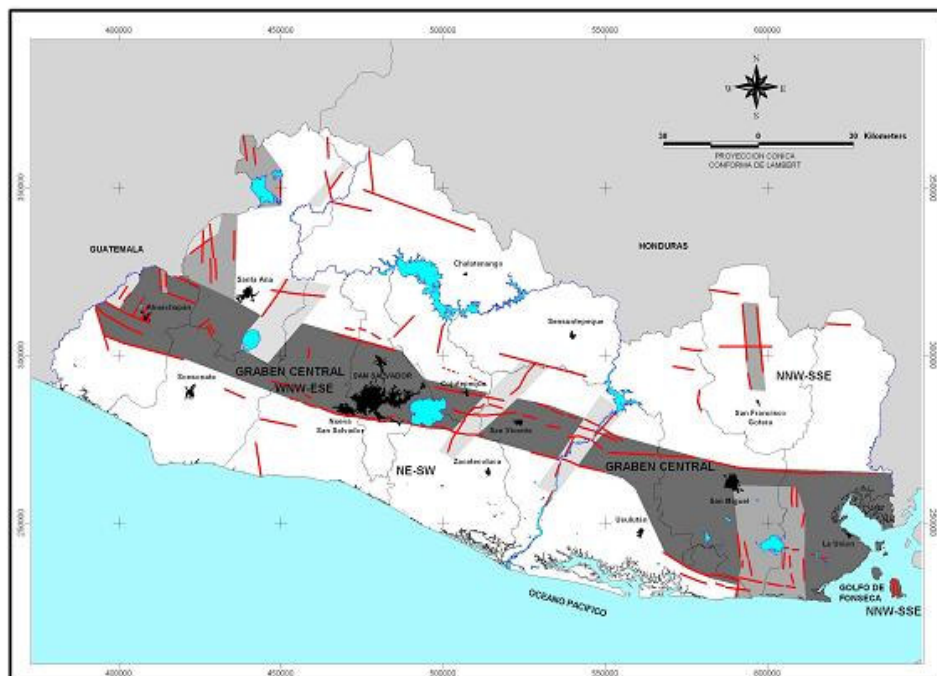


Figura 4: Sistemas de fallas asociadas a la formación y evolución del Graben Central en El Salvador (SNET, 2004)

De acuerdo a Stoiber y Carr (1973) El Salvador está localizado en el cuarto segmento tectónico de Centroamérica que tiene una longitud de aproximadamente 230 Km. La interpretación estructural de este segmento tectónico permite definir tres sistemas o familias de fallas dominantes:

Sistema de fallas WNW-ESE: Este es el sistema más importante en El Salvador y su rumbo aproximado es N 70° W. Las fallas de este sistema definen los límites norte y sur del Graben Central, donde se ha desarrollado el frente volcánico activo y donde han ocurrido los terremotos más destructivos. Paralelo al graben corren una serie de pequeñas fallas con la misma dirección, indicando la existencia de una zona afectada por esfuerzos distensivos (Figura 4). Sin embargo, los mecanismos focales y los desplazamientos en algunos drenajes sugieren que también existen movimientos de strike-slip (transcurrentes).

Sistema de fallas NNW-SSE: Numerosas fallas normales y depresiones volcano tectónicas caracterizan este sistema. Algunas trazas de estas fallas son claras en la parte noroeste de El Salvador y la frontera de Guatemala. Los volcanes activos Santa Ana, San Salvador y San Miguel son atravesados por esas fallas, a lo largo de las cuales se ha desarrollado actividad magmática reciente (Meyer – Abich, 1956).

Sistema de fallas NE-SW: Este sistema de fallas predomina al oeste de El Salvador muy cerca de la frontera con Guatemala, donde las estructuras son normales.

3.3. Formación de la Cordillera Volcánica salvadoreña

La región central del graben se ha rellenado con los productos lávicos y piroclásticos de los volcanes desarrollados en su interior y por sedimentos lacustres y fluviales. Los dos bordes externos norte y sur del graben permanecen elevados, mientras que el centro alberga parcialmente edificios volcánicos. Según Rose (com. Pers., 2003) el magma generado por los procesos de fusión en la zona de subducción asciende preferentemente a través de las fallas del sistema transversal NNW-SSE y WNW-ESE que comunican zonas profundas de la corteza con el borde sur del Graben Central.

La formación de la cadena volcánica ha sido gradual y la actividad se ha prolongado desde el Pleistoceno hasta tiempos históricos recientes. Las cámaras magmáticas someras que se formaron en la litosfera, acumulan magma que asciende hasta la superficie, cuando la inyección de nuevo fluido y gases disueltos alcanzan la presión suficiente para superar la presión litostática.

La Cordillera Volcánica se caracteriza por la presencia de numerosos centros eruptivos y edificios volcánicos con morfologías diversas que fueron formados por erupciones explosivas y efusivas, las cuales emitieron productos de composición basáltico - andesítica.

El hecho de haberse constituido una cordillera volcánica de edad cuaternaria sobre el borde sur del Graben Salvadoreño, requiere de atención científica, porque en dicha estructura además de haberse formado estrato-volcanes aun activos, como son Santa Ana, San Salvador y San Miguel, también se han formado dos calderas a las que se les conoce erupciones plinianas: Ilopango y Coatepeque.

En conclusión, a lo largo de la mencionada depresión tectónica se manifiesta una intensa actividad sísmica y volcánica (SNET, 2004), que permite la formación de volcanes compuestos como el de San Miguel que actualmente es uno de los edificios volcánicos más activos del Arco Volcánico de América Central (Simkin y Siebert, 1994).

En la zona oriental de El Salvador se identifican claramente tres zonas volcano-tectónicas de posible edad cuaternaria: el Complejo volcánico Berlín – Usulután, los volcanes Pacayal y San Miguel y los volcanes del Golfo de Fonseca (Figura 5).

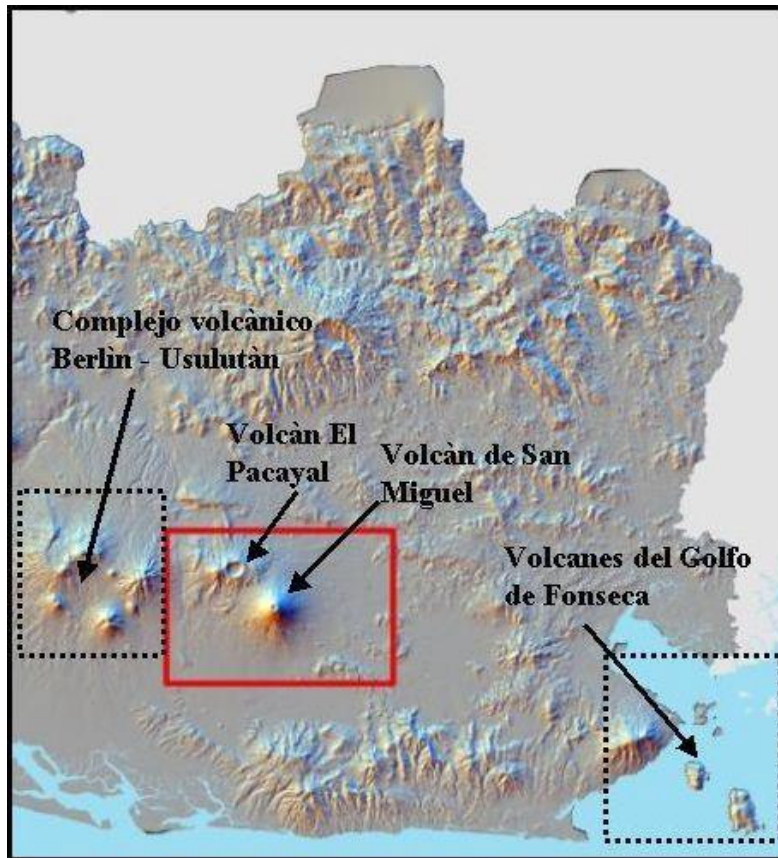


Figura 5: Complejos volcánicos cuaternarios vecinos al volcán de San Miguel que se forman dentro del graben salvadoreño en la zona oriental de El Salvador (Snet, 2004)

El complejo volcánico Berlín – Usulután integra un grupo de estratovolcanes cuaternarios de composición basáltica, andesítica e incluso con algunas rocas de tipo dacítico. Este grupo de centros eruptivos incluye la caldera denominada de Berlín y estratovolcanes basálticos como el de Usulután, a los cuales se les asocia periodos de intensa actividad explosiva y efusiva durante el pleistoceno y holoceno.

Las cuatro Islas volcánicas del Golfo de Fonseca, al oriente de El Salvador en el océano Pacífico son también de composición basáltica y basáltico – andesítica. Se ubican a unos 100 kilómetros al oriente del volcán de San Miguel, en la frontera de El Salvador con Nicaragua y Honduras.

El cono volcánico Pacayal, llamado también Laguna Seca del Pacayal o volcán de Chinameca, se ubica a 8 kilómetros al noroeste del cráter del volcán de San Miguel y es un estratovolcán andesítico, caracterizado por recientes erupciones plinianas. La última erupción del Pacayal fue un flujo de lava dacítico emitido por una fisura de su flanco noroeste, hace aproximadamente 5.000 años (GENZL, 1995).

El edificio del volcán de San Miguel se forma y crece aislado al sureste del volcán Pacayal, sobre el borde sur del Graben Central Salvadoreño (Figura 6). Se trata de un estratovolcán de posible edad Holocena de composición basáltica y basáltico – andesítica.

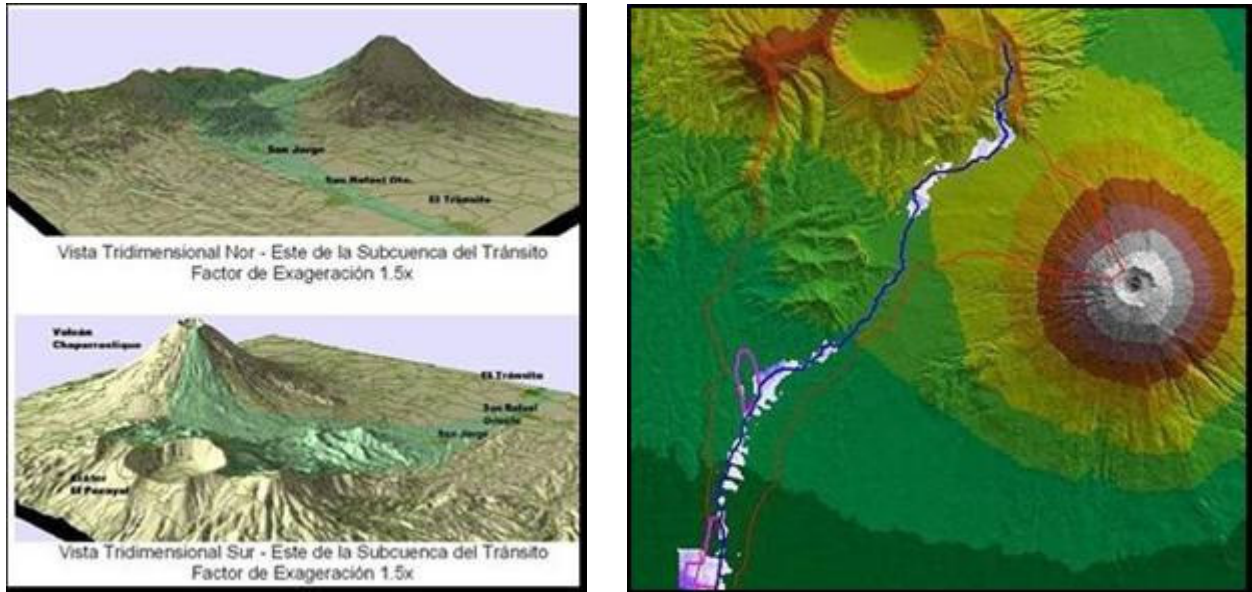


Figura 6: Modelos de elevación digital de la zona del Volcán de San Miguel y Volcán Pacaya (Caracterización de la Subcuenca de El Tránsito, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", OIKOS- Solidaridad y Solidaridad Internacional, 2004)

4. Síntesis geológica del Volcán de San Miguel

4.1. Geomorfología del volcán de San Miguel

4.1.1 Forma y estructura del cono volcánico

El volcán San Miguel, es un edificio alto de forma cónica, con fuertes pendientes y de aspecto joven. Los materiales que lo conforman consisten en intercalaciones de coladas de lava, cenizas y arenas volcánicas, escorias, bloques y bombas que se apilan unos sobre otros formando un estrato volcán.

El flanco sur del volcán de San Miguel se extiende hasta la carretera del Litoral en la planicie costera a una cota topográfica menor a 100 m.s.n.m. Al oriente limita con la ciudad del mismo nombre entre la cota 100 y 200 m. Su flanco norte limita con la carretera Panamericana y las poblaciones de Moncagua y Quelepa, mientras que su flanco oeste - suroeste limita con las ciudades de San Jorge, San Rafael Oriente y el Tránsito (Figura 10).

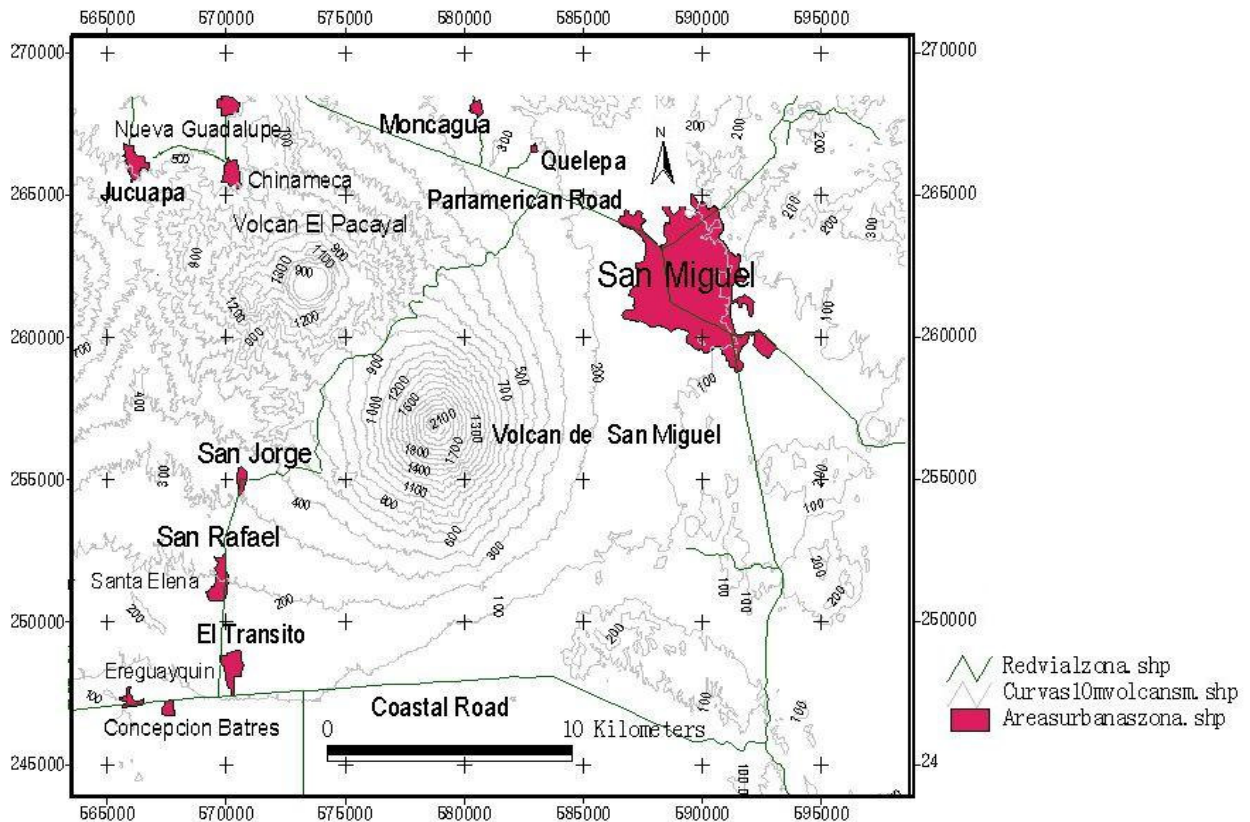


Figura 10. Mapa de curvas de nivel del área de influencia del volcán de San Miguel, mostrando la forma asimétrica del cono formado al sureste del volcán Pacaya (Escobar, D., 2003).

Un rasgo geomorfológico de especial interés lo constituye la existencia de dos protuberancias en los flancos del volcán, uno a 1800 m de altitud del flanco Norte y el otro a 1900 m en el flanco Sur-Este (Figura 11 y fotos 3-4) Ambos bordes salientes se interpretan como remanentes de un posible cráter de un ancestral edificio volcánico, que debió haber colapsado después de alcanzar una altura crítica. Los depósitos asociados a este colapso estructural se encuentran en San Rafael Oriente, a 11 kilómetro al Oeste del cráter central (Figura 12 y foto 2).

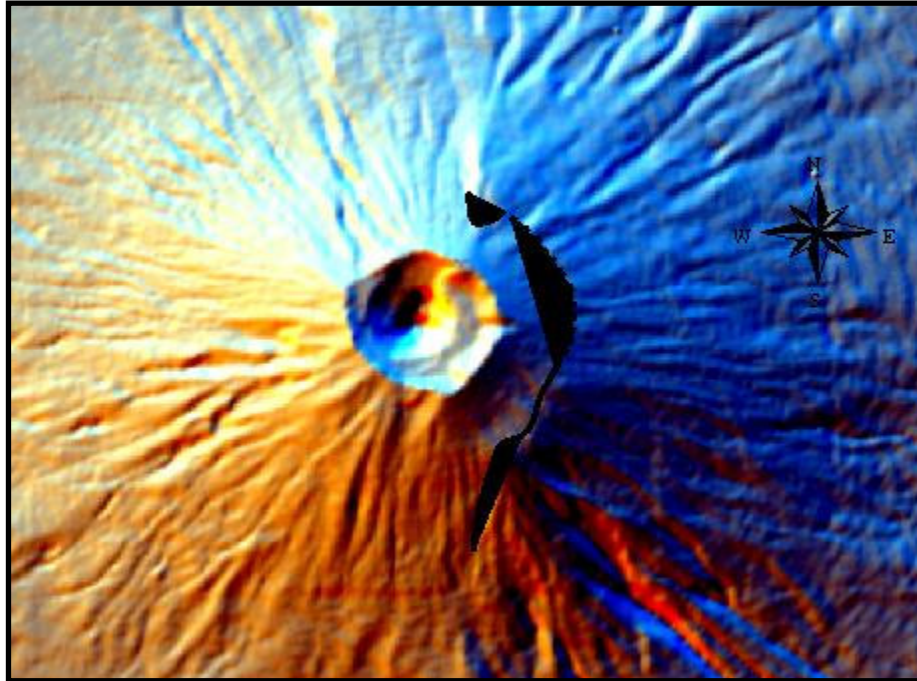


Figura 11: Parte sumital (más alta) del cono volcánico mostrando evidencias de dos protuberancias, una al norte y otra al sureste. El área oscura simula el anfiteatro dejado por el colapso estructural del antiguo edificio volcánico (Escobar, D., 2003).



Foto 3: La flecha indica la protuberancia en el flanco noreste a 1800 metros de altitud. Nótese el límite y contraste en la morfología del cono superior (Escobar, D., 2003).

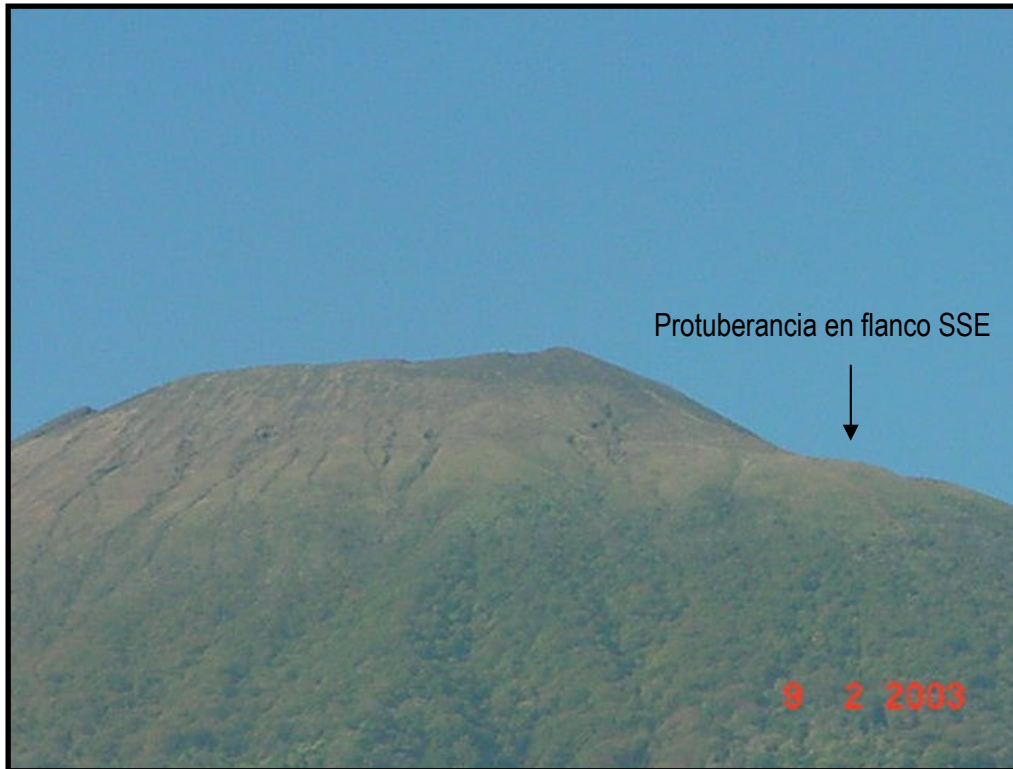


Foto 4: La flecha indica la protuberancia en el flanco sureste a 1900 m de altitud. Nótese el límite y contraste en la morfología del cono y lo inclinado del cráter hacia el occidente. Foto tomada desde del flanco SSE. (Escobar, D., 2003).

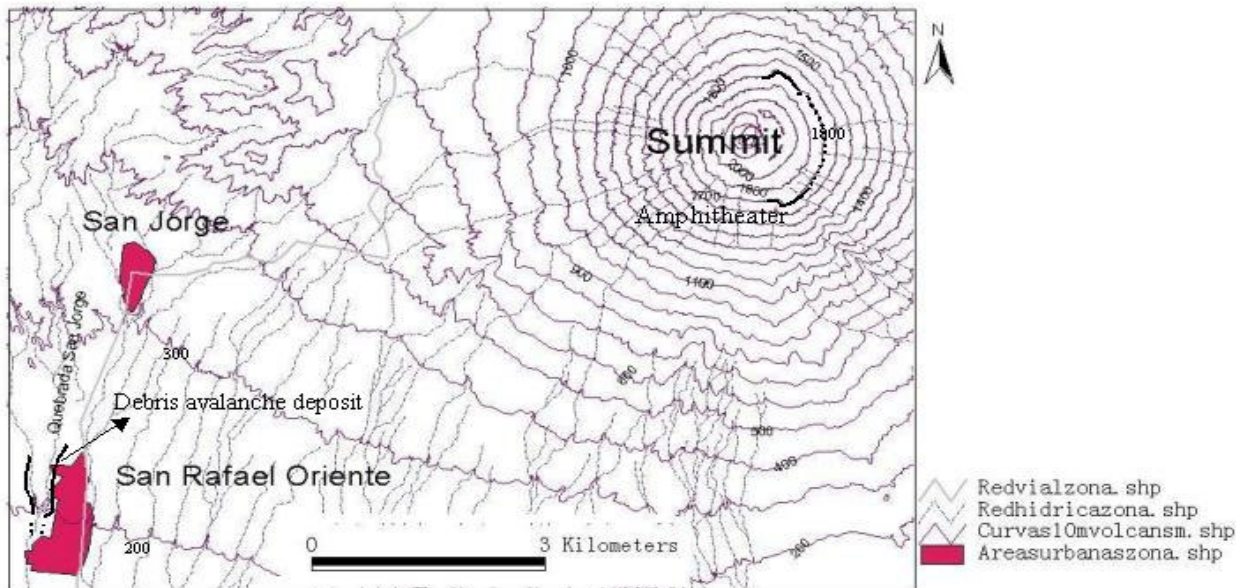


Figura 12. Sección del Mapa topográfico (1:50,000) mostrando en el área de San Rafael Oriente a 11 Km. al oeste del cráter, donde se encuentra el depósito de escombros (debris-avalanche), atribuido al colapso de la parte superior de un cono ancestral. Las líneas continuas y punteadas definen en planta el anfiteatro formado por el colapso de esta parte del cono (Escobar, D., 2003).

4.1.2 Forma y estructura del cráter

El área sumital del volcán de San Miguel posee un cráter de forma elíptica-irregular, con un diámetro en su eje mayor de aproximadamente 800 metros, cuya inclinación hacia el occidente varía entre 2 y 5°. En su interior el cráter se hace más pequeño, es alargado, con unos 500 metros de diámetro de norte a sur, 330 metros de profundidad y está limitado por dos mesetas al oriente y occidente (foto 5). De acuerdo a las observaciones de campo, el conducto central permaneció abierto durante los últimos 17 años, hasta que en agosto de 2002 un derrumbe de la meseta oriental y sur lo obstruye, taponando también las fumarolas. Las paredes internas del cráter son casi verticales, pero permiten acceso a las planicies ubicadas a 100 m abajo del borde cratérico. La planicie occidental del cráter (fotos 6 y 7) tiene fracturas semicirculares, que muestran la tendencia al colapso vertical de las paredes hacia el interior del conducto.

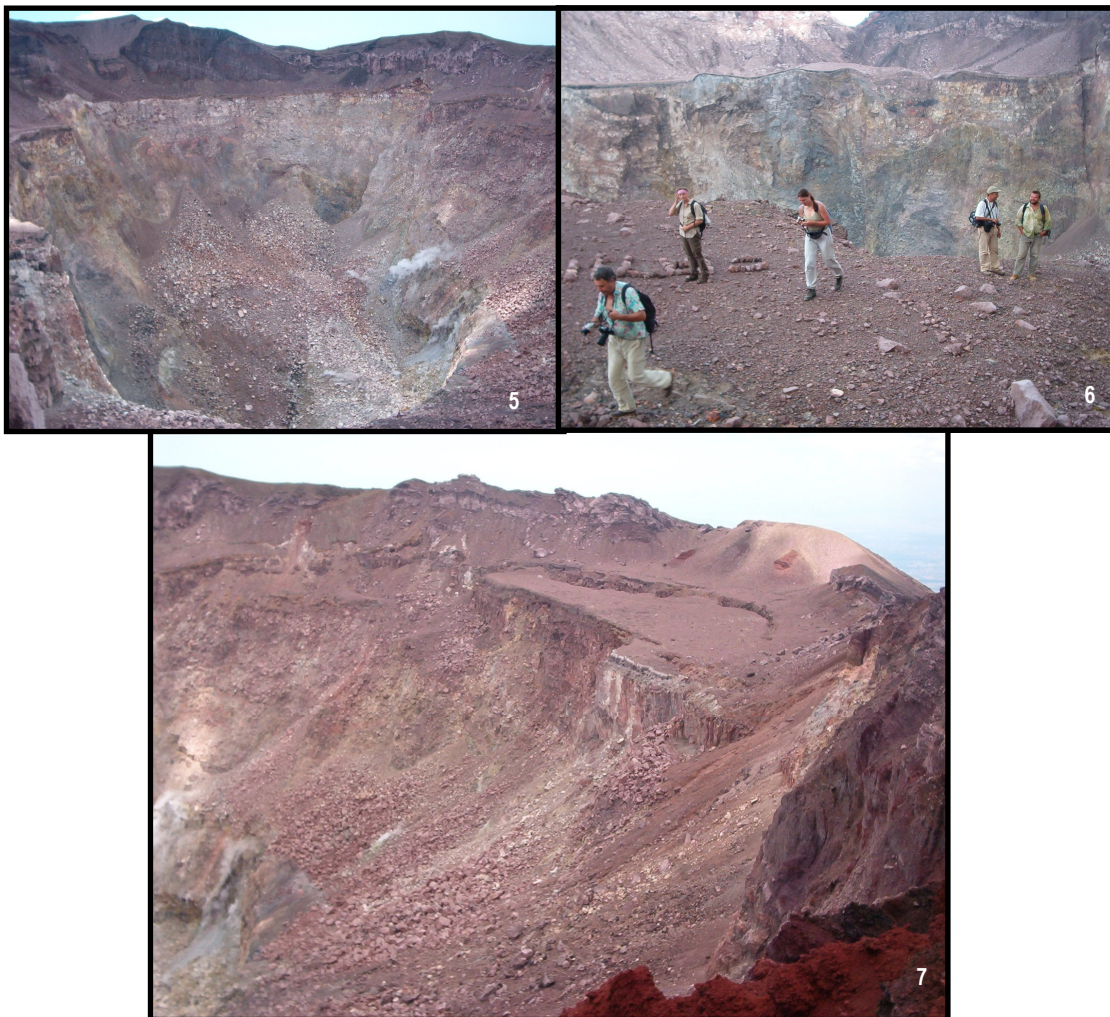


Foto 5: Cráter del volcán de San Miguel, borde externo y morfología interna con fumarolas en el interior. Foto 6: Planicie de la meseta occidental, al fondo la planicie oriental con la abertura en el borde del cráter. Foto 7: Vista de la planicie occidental tomada desde el borde norte del cráter, donde se aprecia la grieta semicircular que la separa del borde del cráter (fotos del 28 de marzo de 2004).

En el interior del cráter puede apreciarse la emisión continua de gases magmáticos – hidrotermales a través de fumarolas de débil a moderada intensidad. La presión interna inducida por los gases genera periódicamente pequeñas explosiones freáticas y expulsa gases y polvo volcánico de color gris café. Los vientos del este, noreste son predominantes, ya sea en la época seca y húmeda, de manera que los productos expulsados son dispersados preferencialmente en dirección oeste, noroeste y suroeste.

El grado avanzado de fracturación de la roca, incluyendo diaclasas y la intensa alteración hidrotermal (evidenciado por la coloración blanquecina y amarillenta) de los materiales, hacen que el área cratérica sea inestable y se produzcan derrumbes de mediana a gran magnitud, así como subsidencia de los materiales que se acumulan en el interior del conducto. La fracturación de la roca es obvia y la coloración amarillenta indica la presencia de gases magmáticos azufrados. Todos estos procesos hacen que el cráter se deforme y cambie paulatinamente.

Ante tal situación la región sumital del área cratérica occidental podría colapsar, ya sea por influencia de sismos locales o regionales o por su propio peso debido a la altura del edificio volcánico.

4.2. Litología del volcán de San Miguel

La geología del volcán de San Miguel aún es tema de estudio. En su flanco noroeste, el volcán de San Miguel limita con los volcanes de mayor edad como Chambala y El Pacayal. Se trata de lavas basálticas-andesíticas del pleistoceno temprano (S1), que afloran en los flancos oeste, noroeste y norte, en las localidades de San Jorge, Nueva Guadalupe, Moncagua y Quelepa. También rocas del pleistoceno tardío afloran en las planicies del flanco SE del volcán.

El volcán de San Miguel está constituido principalmente por numerosas coladas de lava, de composición basáltica y basáltico – andesítica (S2), que afloran en la zona media y flancos del cono. Algunos depósitos plinianos ácidos (dacíticos y riocácíticos) del Pacayal, como depósitos de caída y flujos piroclásticos (S3) se intercalan con depósitos de avalancha, freáticos, freatomagmáticos y de caída asociados con el volcán de San Miguel (Foto 8).



Foto 8: Depósitos intercalados de erupciones de los volcanes Pacayal y San Miguel encontrados a 11 kilómetros al occidente del cráter, en San Rafael Oriente. (Escobar, D., 2003).

Flujos de lava con carácter máfico fueron emitidos a través de fisuras laterales en los tiempos históricos (S5), los cuales hoy en día afloran en los cuatro flancos del volcán. Por otro lado, vale mencionar que en los flancos NE, SE, S y SW del volcán, a niveles topográficos inferiores a 100 m.s.n.m, se encuentran depósitos fluviales y lahares poco consolidados, que de acuerdo al mapa geológico de El Salvador (Misión Geológica Alemana, 1978), son sedimentos acumulados a partir del cuaternario al presente (ver figura 7).

Al este y noreste del edificio volcánica se encuentran flujos de lava que se dirigen a la ciudad de San Miguel, la cual está asentada sobre depósitos sedimentarios del cuaternario (Q'f).

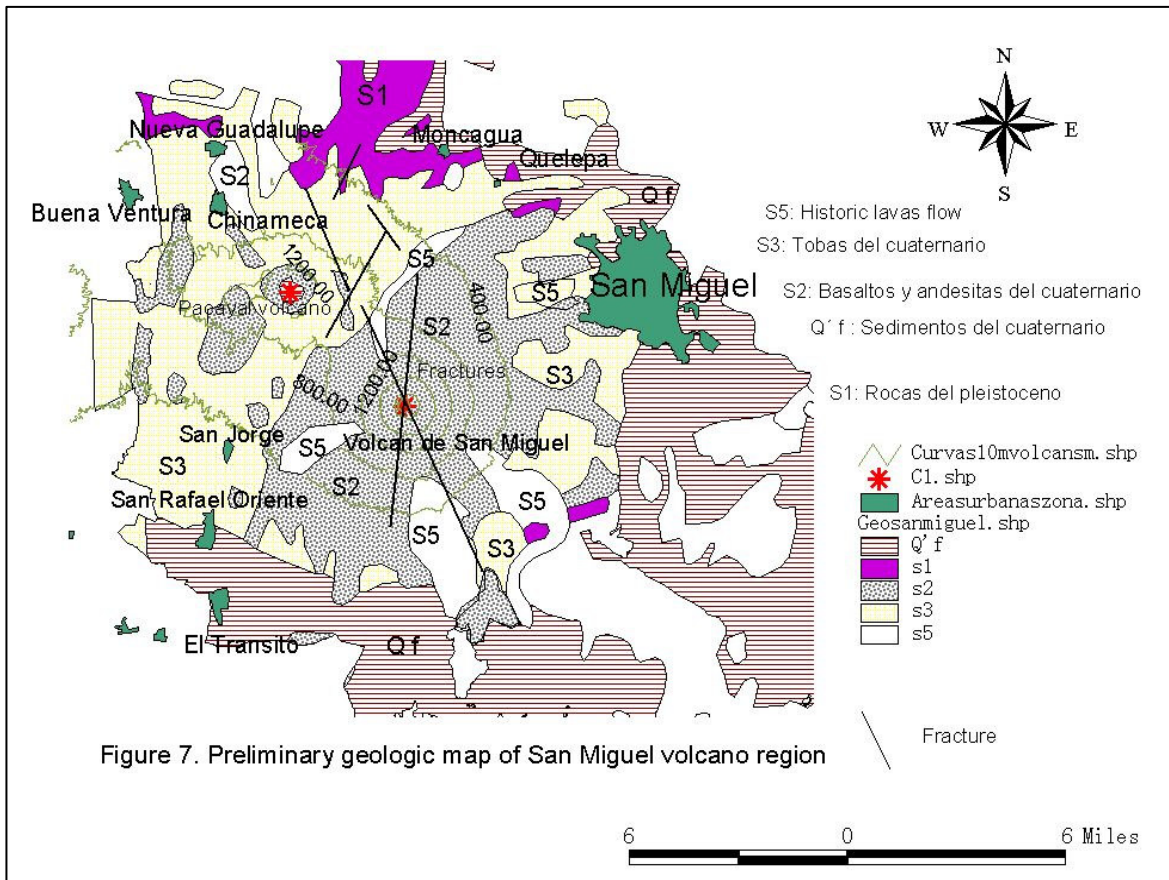


Figura 7: Mapa geológico simplificado del volcán de San Miguel (Escobar, D., 2003).

4.3. Tectónica local del volcán de San Miguel

Como ya se explicó anteriormente, el volcán de San Miguel es uno de los volcanes salvadoreños que surgen en el borde sur del Graben Central, estructura tectónica que definitivamente constituye la falla activa más grande y prominente del país.

Por otro lado, con apoyo del mapa geológico y la interpretación estructural de la zona del volcán se concluye que los flancos Norte y Noroeste del volcán presentan un sistema de fallas con rumbo preferencial NW, interceptado por fallas pequeñas de rumbo NE. Es decir, el volcán de San Miguel es un volcán que surge y crece en la intersección de fallas geológicas.

Las estructuras dominantes aparecen bien expuestas al noroeste y noreste en los flancos del volcán, aunque también pequeñas fisuras laterales son evidencias de quiebres en el cráter y flancos del edificio volcánico (ver figura 8). Esta configuración estructural, ahunado a la debilidad que presentan los depósitos piroclásticos, ha facilitado la efusión de lavas a través de los cuatro flancos del volcán, que se han extendido hasta 12 kilómetros del cráter central y han formado pequeños conos de bloques y conos de escorias a lo largo de una línea de debilidad tectónica que atraviesa al volcán con rumbo N 20° W – S 20° E. Algunos conos volcánicos, como el caso de Los Peroles al sur del volcán, alcanzan alturas de hasta 100 m, otros son mas pequeños y tienen entre 20 y 50 m de altura.

Por otra parte, la estructura tectónica local también debe influenciar la estabilidad del edificio volcánico. Una serie de 3 fisuras atravesando el cráter central evidencian la debilidad estructural en la cima del volcán.

De manera que periódicas erupciones fisurales, incluyendo subsidencia en el cráter estaría controlando en el futuro la actividad del volcán de San Miguel.

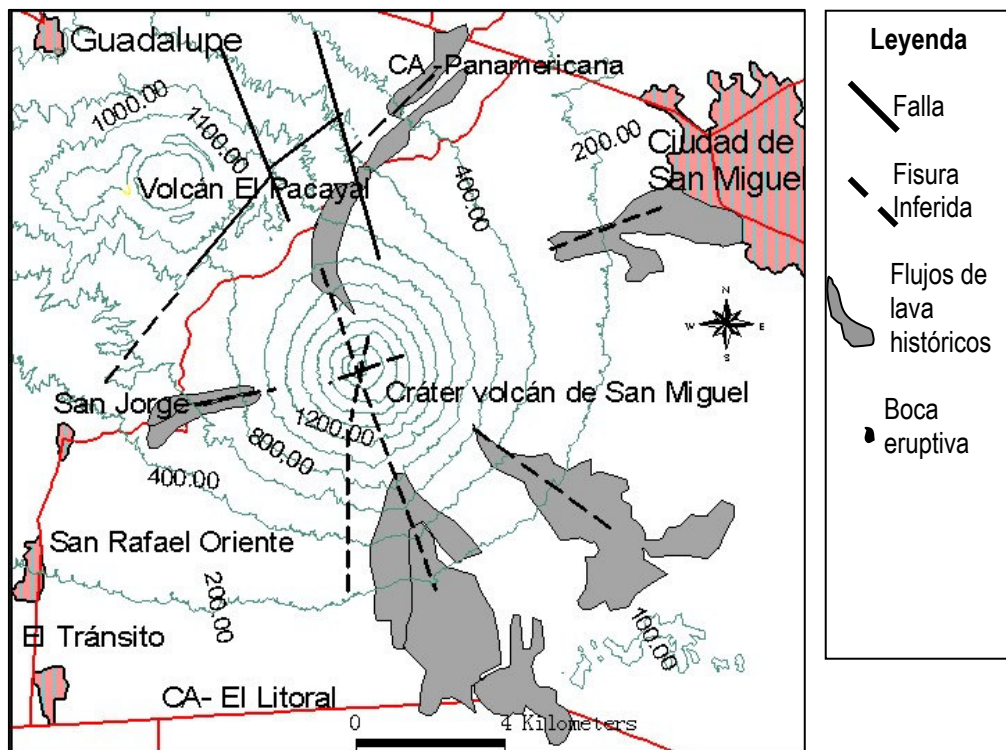


Figura 8. Fallas y fisuras que interceptan al volcán de San Miguel, basado en evidencias de campo y en el mapa geológico de El Salvador, 1978, MGA. Bocas eruptivas bien definidas se localizan en el flanco sur y sureste, a elevaciones entre 400 y 800 metros, también aparecen al noroeste y noreste del cono entre 600 y 1200 m de altitud, aunque de forma menos evidente.

4.4 Edad probable del volcán San Miguel

No se dispone de dataciones precisas en relación a la edad del volcán de San Miguel, sin embargo, con base al mapeo de las unidades estratigráficas y ciertas dataciones radio métricas realizadas, se intentó estimar la edad del volcán. Un resumen esquemático de las intercalaciones estratigráficas que permiten estimar la edad se encuentra en la figura 9.

Como lo indica la geomorfología, San Miguel se construyó al SSE del volcán Pacayal, que se aprecia intensamente erosionado (Figura 5 y 6). Algunos depósitos de caída provenientes de ambos volcanes se intercalan y pueden distinguirse por ser de composición química diferente. Aunque la actividad de ambos centros eruptivos fue parcialmente simultánea, las rocas de Pacayal incluyen ignimbritas y caída de tefras que varían de composición andesítica hasta dacíticas y riódacíticas; mientras que las del volcán de San Miguel son basaltos y basaltos – andesíticos, que presentan diferencias notables con las primeras.

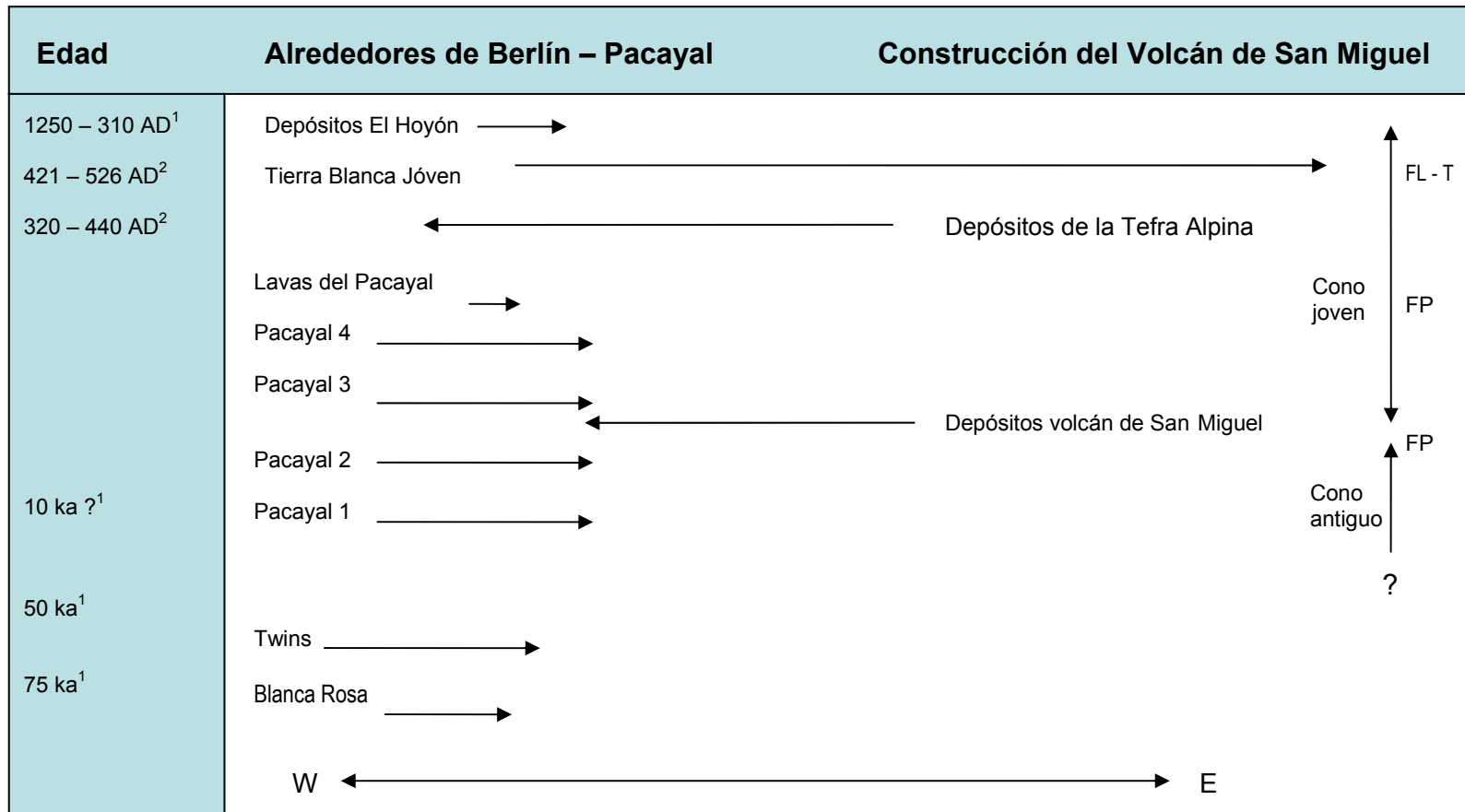
Diferentes estudios realizados en la zona de Berlín, el volcán Pacayal y la zona occidental del volcán de San Miguel, por la Comisión Ejecutiva del Río Lempa y la empresa de Energía Geotérmica de Nueva Zelandia (CEL-GENZL, 1995), sugieren que aproximadamente a finales del pleistoceno y a inicios del holoceno (15.000 años aproximadamente), ambos volcanes estuvieron en erupción. Sin embargo, esta información aún no ha sido confirmada por dataciones en las formaciones rocosas de los volcanes Pacayal y San Miguel por métodos como el carbono 14 (^{14}C) y Argón/Argón (Ar/Ar). No obstante los depósitos eruptivos de la caldera de Berlín, tales como las unidades Blanca Rosa, las Gemelas y los depósitos jóvenes del Hoyón, dan pistas que ayudan a entender los orígenes y edad del volcán de San Miguel (figura 9).

A raíz del trabajo de campo realizado durante 2003, junto al Dr. Rose de la Universidad Tecnológica de Michigan, se encontró madera carbonizada justo en el techo de un depósito de caída emitida por el volcán de San Miguel, que se denominó Tefra Alpina. La edad de esta tefra fue calculada por el método radiométrico carbono 14. Para la calibración de los datos se usó el programa Oxcal. Los resultados se muestran en la tabla 1.

Tabla 1. Edades Radio métricas usadas en este estudio (Modificada de CEL – GENZL, 1995).

Identificación de Muestra	Radiocarbón [^{14}C edad, años BP]	Edad Calibrada [^{14}C edad, años]	Ar/Ar (ka)	Referencia
Depósitos El Hoyón [Berlín]	710+-50	1250 – 1310AD	-	GENZL [1995]
TBJ Ilopango	-	421 – 526 AD		Dull et al., 2003
DEC-31 Carbón hallado en Montaña Lacayo (VSM)	1660+-60	320 – 440 AD	-	Scott, pers, comm
Gemelas [Berlín]	48300+-2700	50,500 – 43,800 BP	-	GENZL [1995]
Blanca Rosa [Berlín]	-	-	75+-10	GENZL [1995]

En conclusión, el análisis de todos esos datos lleva a interpretar que probablemente el volcán San Miguel es más joven que 50,000 años y un poco mayor que 10,000 años.



1 = CEL - GENZL, 1995 2 = Nuevas dataciones ¹⁴C ver tabla FL - T: Flujos de lava y Tetras FP: Flujos Proclásticos

Figura 9: Esquema que ilustra las intercalaciones estratigráficas encontradas al Oeste del volcán de San Miguel, incluyendo las edades radiométricas determinadas a las muestras colectadas (Escobar, D., 2003).

5. Actividad histórica y prehistórica del volcán de San Miguel

5.1. Actividad efusiva

La gran mayoría de los productos eruptivos del volcán de San Miguel consisten de flujos de lava basálticos. Según los estudios realizados en los últimos años, un total de 65 flujos de lava afloran en los flancos del cono volcánico. En numerosas localidades alrededor de la estructura volcánica, un 60 % de la masa del volcán es lava. La mayoría de esos flujos terminan a distancias entre 5 y 10 Kilómetros del cráter; sin embargo, hacia el norte y sur se observan lavas que se extienden a una distancia de hasta 12 Kilómetros.

La secuencia estratigráfica del volcán está constituida por una serie de flujos de lava prehistóricos (anteriores a la época de la colonia, no hay informe escrito sobre ellos) de composición basáltica. La composición química de los flujos históricos (emitidos durante la época de la colonia, existe datación por informes bibliográficos) es muy similar (ver figura 13 y 14).

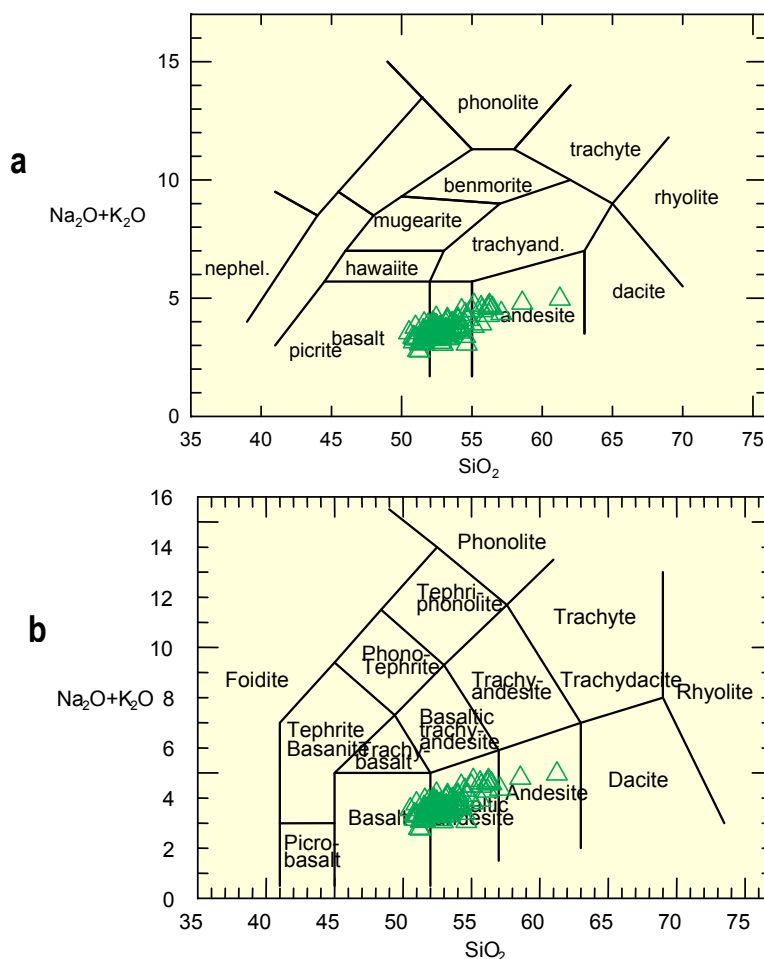


Figura 13. Ploteo de los resultados de los análisis petrológicos (álcalis versus sílice) de las muestras de coladas de lava, depósitos de caída (tetras) y flujos piroclásticos históricos (a) y prehistóricos (b) de Chesner et al., 2003. Nombre de las rocas de campo por Cox et al., 1979 y Lebas, et al., 1986 respectivamente (Escobar, D., 2003).

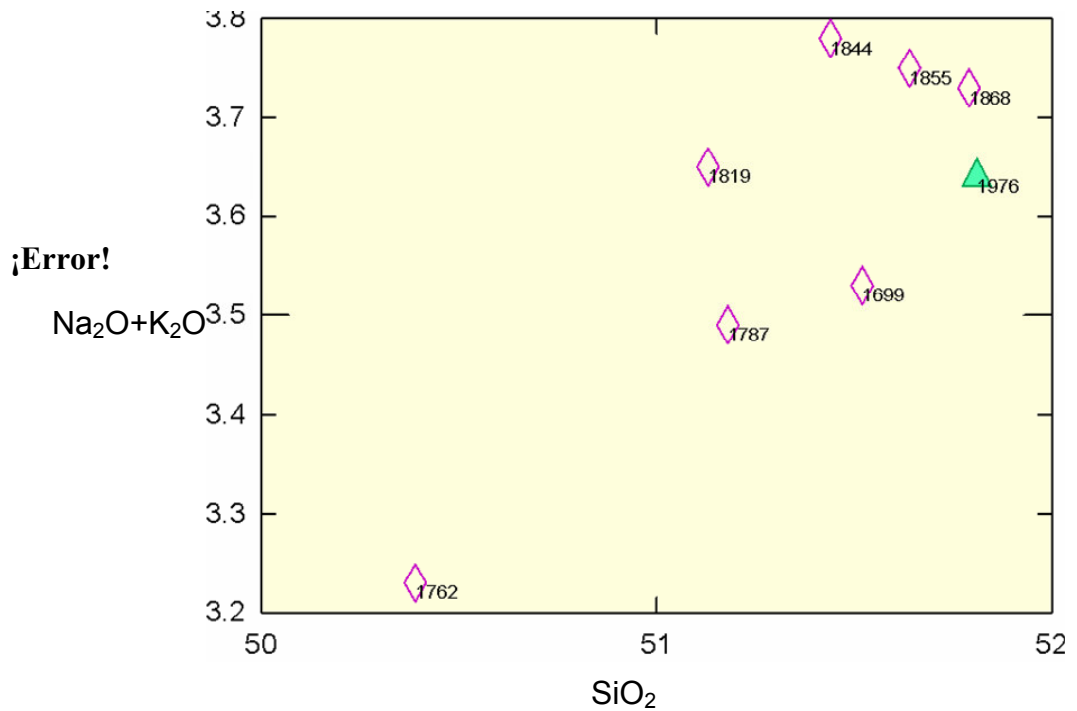


Figura 14: Ploteo de los datos de álcalis versus sílice de los análisis petrológicos de flujos de lava históricos del volcán de San Miguel. Los datos sugieren el carácter básico de las lava (Escobar, D., 2003).

Las coladas de lava históricas y prehistóricas han sido cartografiadas (figura 15). Todos los flujos de lava históricos se caracterizan por presentar en la superficie bloques rugosos y vesiculados (coladas de bloques tipo AA), los flujos prehistóricos sugieren que la mayoría de ellos son densos en su interior.

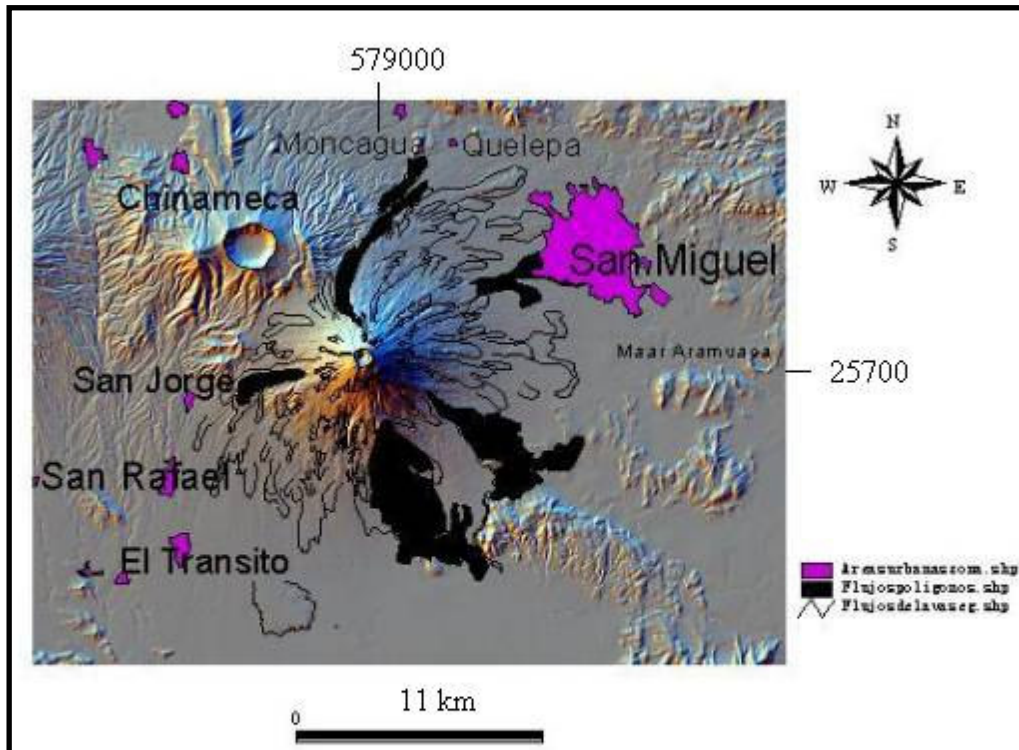


Figura 15: Morfología de flujos de lava históricos (color negro) y prehistóricos (gris). Los flujos de lava son uno de los productos principales que ha sido producido por las erupciones del volcán de San Miguel (Escobar, D., 2003).

Una secuencia estratigráfica de 22 flujos de lava buzando en dirección oriental se aprecia en la pared interna del área oriental del cráter. El cráter es dominado por rocas del conducto y densos pero delgados flujos de lava, con espesores menores a 5 m. Por su morfología, algunos flujos sugieren la ocurrencia en el pasado de lagos de lava solidificados en el interior del cráter central.

De acuerdo a los registros bibliográficos y evidencias de campo, el volcán ha emitido 11 lavas desde 1699 a 1976. Ocho flujos emitidos por fisuras laterales y tres efusiones menores por el cráter central. La actividad efusiva fisural ha sido la dominante durante los últimos 277 años. Cabe indicar que cuatro coladas han sido emitidas por fisuras en los flancos con rumbo preferencial NW- SE y NE. Coladas de bloques emitidos por fisuras pobremente identificadas existen también en la ladera occidental, norte y oriental del volcán.

Los datos más importantes conocidos hasta la actualidad se resumen a continuación:

1. Los flujos de lava emitidos en 1699 y 1819, ocurren a través de fisuras del flanco sureste por bocas ubicadas entre 400 y 500 metros de altitud
2. El flujo de 1819 viajó 5 kilómetros del centro emisor ubicado a 400 m.s.n.m, mientras que el flujo de 1699 viajó 7 kilómetros ladera abajo de su punto de emisión situado a 480 metros de altitud. Los campos de lava asociados a estos flujos afloran al sur del volcán y descendieron hasta la cota 40 m.s.n.m
3. Dos flujos de lava ocurrieron en 1787, el primero emitido por la parte baja del flanco norte entre 300 y 400 metros de altitud y el segundo por el flanco sur, ahora cubierto por el flujo de 1819. Hacia el norte el flujo de 1787, aflora atravesando la Carretera Panamericana, entre Moncagua y Quelepa.
4. El flujo de 1855 emitido hacia el sur por la fisura sureste - noroeste, recorrió solamente 1.5 kilómetros de su fuente ubicada a 800 metros de altitud.
5. Una colada de lava ocurrió en 1762 por el flanco noreste a unos 200 metros de altitud. Este flujo viajó 5.1 kilómetros de su fuente y descendió a 120 metros de altitud, en dirección a la ciudad de San Miguel.
6. Colonias del área rural, al occidental de la ciudad de San Miguel están construidas directamente sobre un flujo de lava de 1.3 kilómetros de ancho.
7. De acuerdo a Williams y Meyer – Abich (1955) en 1844 una colada de lava fue emitida a lo largo de una fisura con rumbo N 20° W por 14 bocas eruptivas, que no han podido ser identificadas. La fuente inicial de este flujo de lava se ubica entre 1000 y 1300 metros de altitud, y produce una colada de 8 kilómetros de longitud.
8. En 1848, otro flujo de lava de 3 kilómetros de longitud fue emitido por la misma fisura y se desplazó en dirección NE. Aunque ambos flujos fueron emitidos por bocas distintas, son reportados por Simkin y Siebert (1994) como fases diferentes de la erupción de 1844.

El flujo de lava fisural más joven y mejor documentado del volcán de San Miguel ocurrió a finales de 1867 y principios de 1868 por el flanco WSW. La fuente de emisión de esta lava no se identifica en el campo, pero lo cierto es que aflora en el terreno, y probablemente fue emitida a nivel de la cota 1000 metros de altitud. La lava recorrió 4 Km. hacia el oeste- suroeste del volcán, en dirección a la ciudad de San Jorge.

A excepción de la última actividad efusiva lateral de 1867 - 1868, es a partir de 1844 al presente que las erupciones del San Miguel dejan de ser emitidas por fisuras de los flancos y la actividad eruptiva migra al cráter central. De hecho solamente en 1884, 1930 y 1976 se documentan pequeñas efusiones de lava formando lagos y conos de escoria de color gris oscuro en el fondo del cráter central. De manera que la actividad efusiva pasa a segundo plano y cambia a explosiva con pequeñas explosiones tipo freático y freatomagmático. Las figuras 16 y 17 presentan la secuencia histórica de flujos de lava fisurales y del cráter central, incluyendo los respectivos reposos eruptivos. La tabla 2 presenta estimaciones de volúmenes de los flujos de lava y otros datos históricos.

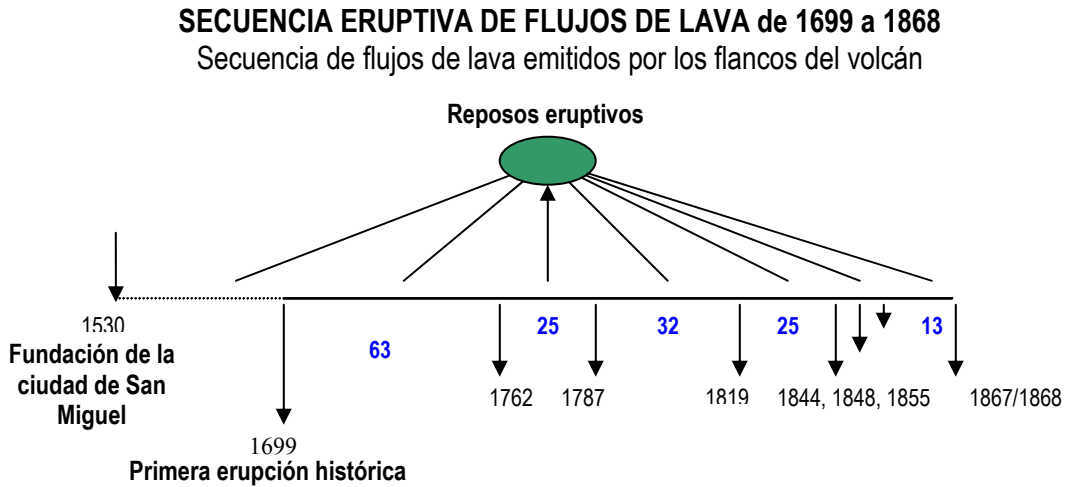


Figura 16: Análisis preliminar de la recurrencia eruptiva de los flujos de lava del volcán de San Miguel ocurridos en tiempo histórico

El análisis de recurrencia se hace comparando los periodos con actividad efusiva y los periodos de reposo:

- Entre 1868 y 1699 se tienen 169 años (1868 – 1699 = 169 años), de actividad efusiva por los flancos del volcán. En estos 169 años ocurren 8 erupciones de lava por fisuras laterales. Por tanto se tiene una recurrencia de 1 erupción lateral cada 21 años (169/8 ~ 21). Efectivamente, las erupciones laterales ocurrieron cada 25 años, sin embargo, la figura muestra que 63 años fue el máximo reposo entre erupciones laterales (1699 – 1762).
- Si calculamos el tiempo transcurrido entre la última erupción fisural documentada y la actualidad 2004, veremos que ya pasaron 136 años desde la última erupción lateral del volcán, es decir, más del doble del máximo tiempo de reposo conocido.

Es muy importante señalar que el comportamiento de los volcanes es difícilmente predecible y en muchas ocasiones no sigue un patrón determinado, ya que algunos pasan cientos y hasta miles de años en reposo y después hacen erupción. Sin embargo, también durante sus fases eruptivas en ocasiones repiten periódicamente sus procesos tal como lo hicieron en el pasado.

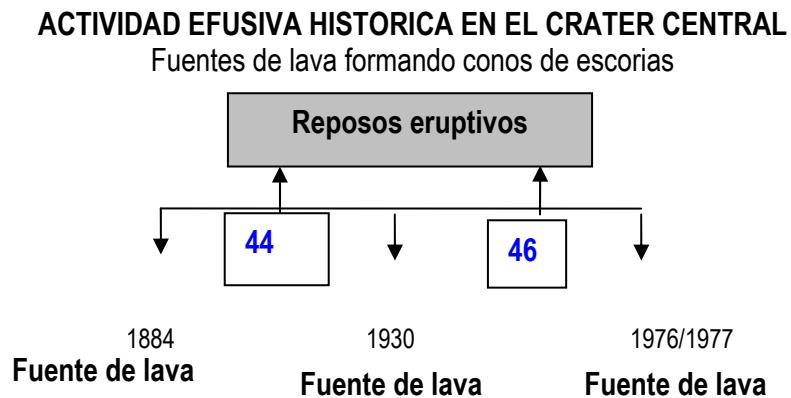


Figura 17. Indica los años de actividad efusiva por el cráter central. Se observan reposos eruptivos cada 45 años. En los últimos 500 años, solamente en tres ocasiones se documenta lava en el cráter central.

Tabla 2: Notas de campo sobre el estudio de coladas de lava históricas emitidas por los flancos del volcán

VOLCÁN DE SAN MIGUEL: FLUJOS DE LAVA HISTÓRICOS							
Fecha	Fuente	Rumbo	Dimensiones (km) (largo, ancho, espesor.)	Altitud [m.s.n.m] de la fuente	Volumen aprox. (Km ³)	% SiO ₂	Comentarios
1699	Flanco SE	S15°E	7x2x0.015	400	0.21	51.52	Gran flujo de lava con espesor aprox. de 15 m
1762	Flanco NE-E	5.1x1.3x0.01+1.16x1x0.01	200	0.078	50.71		Peligroso flujo de lava en dirección a la ciudad de San Miguel, con espesor de 10 m
1787 Sep. 21 - 23	Flanco N y S	NNE y SSE	2.71x1.5x0.005 + 3x0.6x0.005	300 – 600	0.029	51.18	Interesante flujo de lava por los flancos norte y sur. Espesor de 5 m
1819 Jul 18	Flanco S	SSE	5x2.5x0.01	300	0.125	51.64	Peligroso flujo de lava, bloqueó la carretera al sur el volcán con espesor aprox. de 10 m
1844 Jul 25 - 09 Oct	Flanco N	N15E	8x0.7x0.008	1,120	0.0448	51.44	Flujo de lava por varias bocas eruptivas del flanco norte, acompañado de retumbos. Espesor aprox. De 8 m
1855 Dic 01 – 15	Flanco S	SSE	1.5x0.5x0.01	600 – 800	0.0075		Pequeña erupción acompañada de temblores y retumbos
1867 Dec 14 - 16 Feb 1868	Flanco W	WW-SW	4x1x0.005	800 -850	0.02	51.79	Moderada erupción de lava y ceniza. La ceniza se dispersó 10 Km. al NW. Temblores y retumbos fueron reportados

Volumen Total de magma emitido = 0.51 km³

5.2. Actividad explosiva

Durante los últimos 136 años, el volcán de San Miguel ha presentado también actividad explosiva, caracterizada por moderadas y pequeñas explosiones con emisiones de ceniza, escorias y bloques. Muchas de las explosiones de las que se tiene conocimiento son espaciadas por cortos periodos de tiempo (segundos a horas). Tradicionalmente se ha denominado a esta actividad de tipo estromboliano, aunque esta clasificación está en revisión. En todo caso estas explosiones moderadas son características de magmas basálticos fluidos y con poco gas.

5.2.1. Actividad explosiva histórica

El registro histórico indica que el volcán de San Miguel ha producido moderadas a pequeñas erupciones explosivas desde 1844 al presente, que han depositado modestas cantidades de ceniza, que rápidamente se erosionaron por el record geológico. Las emisiones de ceniza acompañadas de gases han sido reportadas en: 1882, 1884, 1919 - 1920, 1929, 1931, 1964, 1966, 1967, 1985, 1987, 1988, 1995, 2000 y 2002 (Smithonian Institute y Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2003).

El registro de esta actividad explosiva está representado por depósitos piroclásticos de caída basálticos, limitados pero potentes (lapilli y escoria máfica), correspondientes tanto al período histórico como prehistórico. Se han hallado en el flanco occidental del volcán, en la dirección de los vientos predominantes. En el flanco noroeste, la porción superior del cono, incluyendo el cráter esta cubierto por una secuencia gruesa de depósitos de escoria color gris rojiza (Foto 9).

Sin embargo, a excepción de la erupción 1868 en la que emite lava y dispersa cantidades significativas de ceniza hacia la zona occidental, la única posible erupción histórica explosiva significativa del volcán de San Miguel ocurre a partir del 30 de marzo al 5 de abril de 1970. Se documentó la quema de cultivos y cafetales por la caída de ceniza a distancias de hasta 10 kilómetros al occidente del volcán. Esta erupción fue estudiada por Stoiber & Rose (1974). En su estudio informan de un volumen total de ceniza emitido de $75,000 \text{ m}^3$, con un peso de 0.1×10^6 Toneladas. Lastimosamente los depósitos asociados a este evento no se han podido identificar, ya que fueron erosionados.

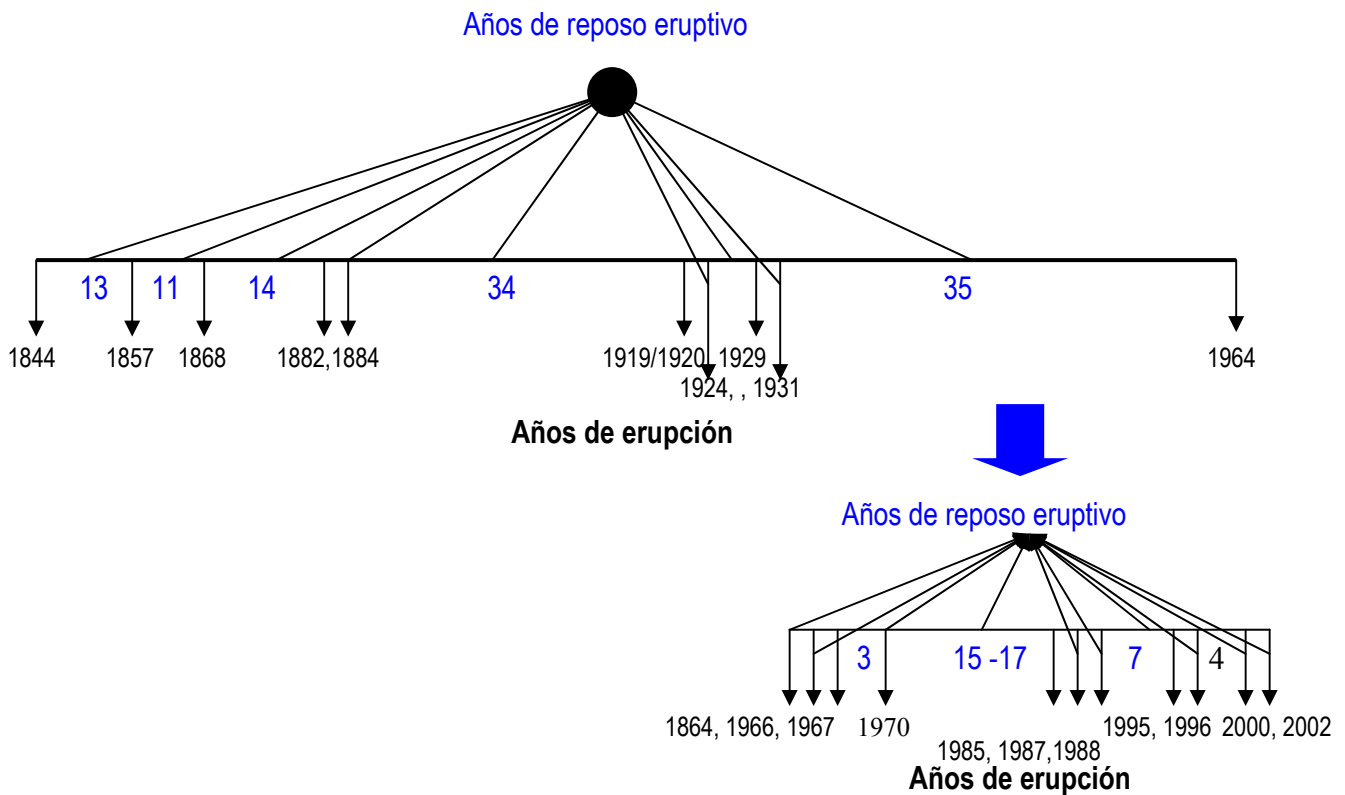


Foto 9: Ladera del flanco noroeste del volcán, a 1.950 m de altitud. Secuencia de depósitos de caída escoriáceos de color gris-rojizo (Escobar, D., 2003).

La alta frecuencia y la pequeña magnitud de las caídas de ceniza, indican que las erupciones históricas del volcán de San Miguel han sido volumétricamente pequeñas. La falta de los depósitos resultantes de estas explosiones hace complicado determinar los volúmenes exactos emitidos.

El record histórico indica que cada 9 años ha ocurrido una pequeña explosión que emite rocas del conducto y cenizas (Figura 18). La última actividad explosiva con emisión de gases y ceniza ocurrió el 16 de enero de 2002. Se levantó una pluma de gases de color gris a unos 100 m de altura, arriba del cráter que se desplazó en sentido poniente. Dos semanas después, se encontró una capita de 3 milímetros de polvo volcánico gris sobre rocas de la planicie oriental.

SECUENCIA HISTÓRICA DE ACTIVIDAD EXPLOSIVA (Y TIEMPOS DE REPOSO) DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL



Explosiones con caída de ceniza desde 1844 a 2002

- Al restar $2002 - 1844 = 158$ años
 - Se registran aproximadamente **18 eventos** asociados con caída de ceniza
 - Se puede dividir $158/18$ y resulta una **periodicidad eruptiva de un evento cada 9 años**.

De acuerdo a la historia eruptiva, pequeñas emisiones de gases, ceniza con bloques y bombas volcánicas son eventos periódicos en el volcán de San Miguel.

Figura 18: Esquema de la secuencia de erupciones con actividad explosiva en el Volcán de San Miguel en los últimos 158 años (Escobar, D., 2003).

5.2.2. Actividad explosiva prehistórica

Potentes depósitos piroclásticos de caída (también denominados de forma genérica tefras) de color gris oscuro a negro, se encuentran ampliamente distribuidos al oeste y noroeste de los volcanes de San Miguel, Pacayal y Limbo. Estos depósitos incluyen diferentes unidades de ceniza, lapilli (arena) y escorias gris oscuro.

La unidad prehistórica más significativa relacionada con la actividad explosiva del volcán de San Miguel es un depósito de caída escoriáceo de color gris oscuro, bien conservado y con cobertura bastante continua, la cual marca el episodio explosivo más importante del volcán durante los últimos 2000 años. A este depósito se le ha denominado **Tefra Alpina**, por estar bien expuesta en afloramientos potentes dentro del área de la Finca Alpina, en el caserío Las Placitas, cantón Conacastal, en el flanco norponiente del volcán, a 3.5 kilómetros del cráter (Foto 10).



Foto 10: Potente depósito piroclástico de caída de lapilli escoriáceo de color negro y gris, de 4.5 metros de espesor, localizado en la Finca Alpina a 3.5 kilómetros al noroeste del cráter del volcán de San Miguel (Escobar, D., 2003).

Los depósitos de caída de la Tefra Alpina se encuentran distribuidos en un área de 117 km². Se dispersaron mayoritariamente hacia el occidente del volcán, por lo que se encuentra en muchas localidades ubicadas en esa dirección: San Jorge, volcán El Pacayal, Cerro Ojo de Agua, Cerro Limbo y El Cerro de Chambala, entre otros. Los espesores varían desde 5 metros en el área de la Finca Alpina y Cantón Conacastal y 30 centímetros en el área más alejada del eje de dispersión a 12 kilómetros del cráter. El tamaño de los piroclastos (fragmentos de roca incandescente) varía desde cenizas hasta bloques. Se han encontrado fragmentos de hasta 10 centímetros en la finca Alpina y fragmentos tamaño lapilli (superior a 2 milímetros) en las partes más distales donde se halla el depósito.

El mapa preliminar de Isopacas (líneas que unen puntos con igual espesor del depósito de caída) (ver figura 19), presenta en detalle la zona de distribución y espesores de caída. A partir de este mapa y usando diferentes áreas y espesores fue posible estimar el volumen total del depósito, a través del cálculo de volumen de roca equivalente (BRE), que resultó aproximadamente de 0.51 km³ (Tabla 3).

El hecho de tratarse de una erupción que dispersa escoria basáltica vesicular de baja densidad 1110 kg/m^3 (dato obtenido en prueba de laboratorio de la Universidad Politécnica de El Salvador, 2003) sugiere alto contenido de gas en el magma y por lo tanto fragmentación.

Tabla 3. Volumen estimado del depósito de caída Tefra Alpina, obtenido a partir del mapa de isopacas

Espesor [metros]	Area mapeada [km^2]	Tefra Alpina, volumen estimado a partir de isopacas
5	15	0.075
3	24	0.072
1	70	0.7
0.3	117	0.351

Volumen magma = $1,20 \text{ km}^3$
 Densidad de la Tefra = 1110 kg/m^3
 Densidad del basalto = 2600 kg/m^3

Bulk Rock Equivalent volume (BRE) - $V = 0.51 \text{ km}^3$

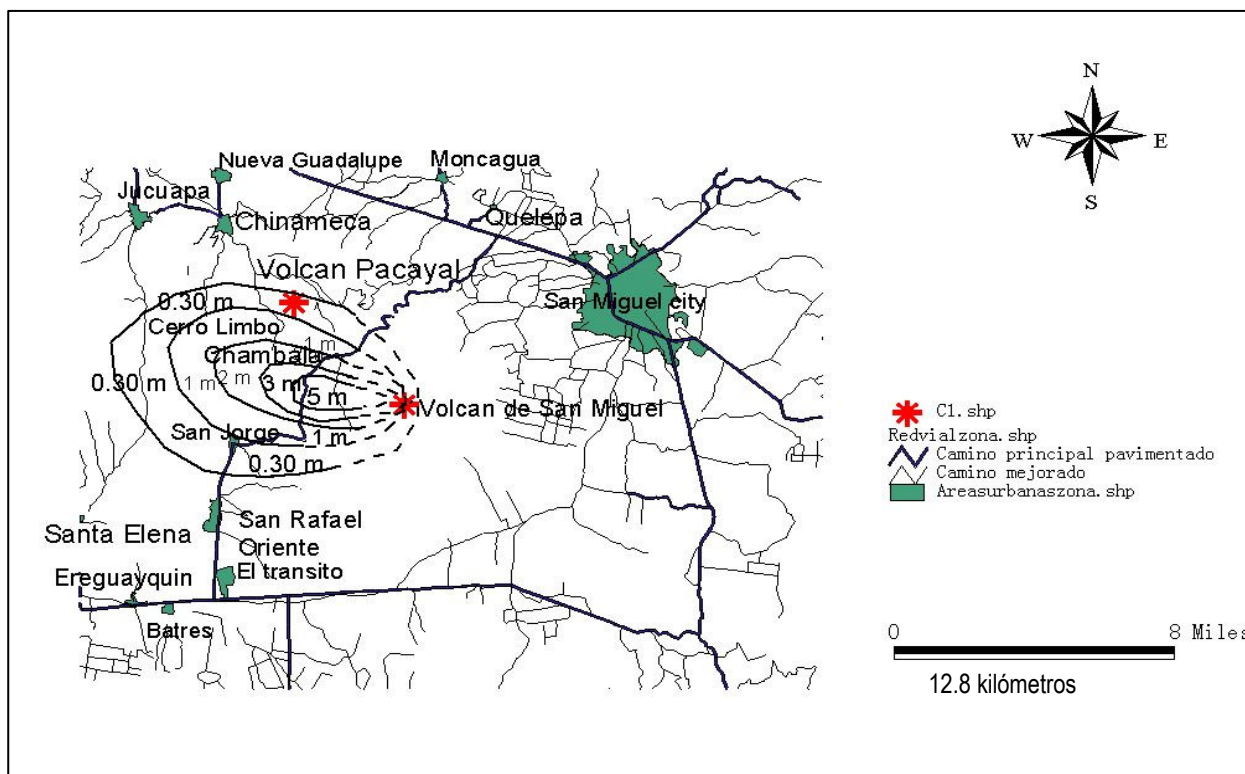


Figura 19: Mapa preliminar de Isopacas de la Tefra Alpina. Se puede apreciar el eje de dispersión principal hacia el oeste-noroeste y espesores de hasta 30 centímetros a distancias de hasta 12 kilómetros del volcán (Escobar, D., 2003).

Se encontró madera carbonizada en un horizonte de suelo color café ubicado debajo de un depósito de lapilli gris y por encima de la Tefra Alpina (Foto 11). La madera fue fechada con radiocarbono [^{14}C] por Scott, W en 2003 y resultó con una edad entre 320 – 440 Ad, lo que sugiere que la Tefra Alpina fue depositada hace aproximadamente 1700 años.

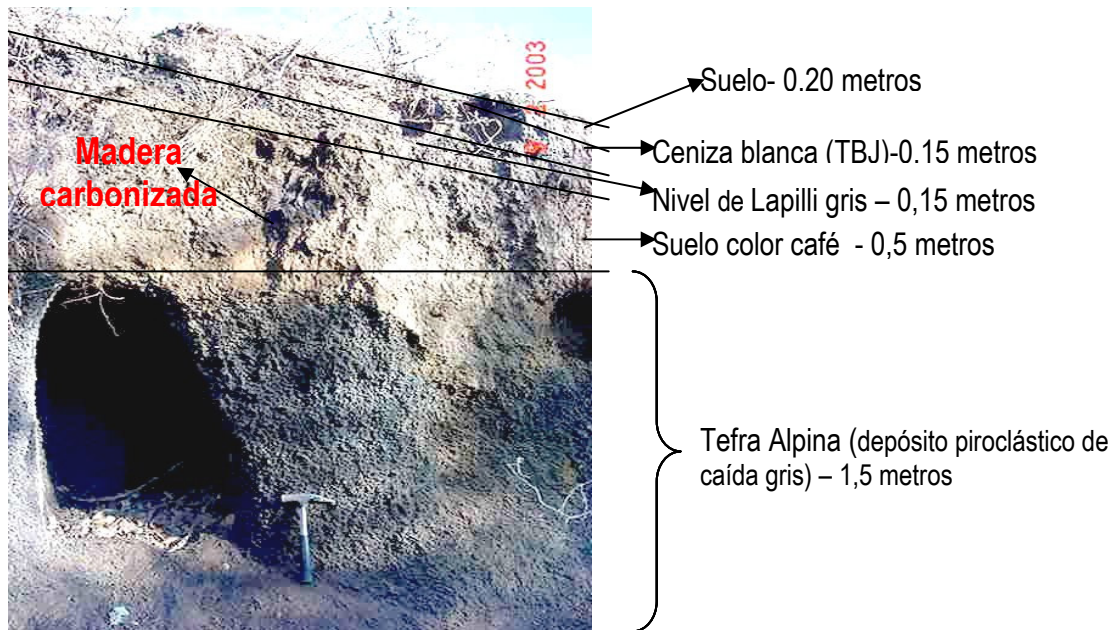


Foto 11: Sitio donde se halló la muestra de madera carbonizada, ubicada en un suelo color café en el techo de la Tefra Alpina, a unos 2 kilómetros al suroeste del cráter (Escobar, D., 2003).

Localización: Long 574800, Lat 255000 - Cuadrante Usulután 2556 II -Escala 1:50,000
 – Septiembre, 1984 (CNR, El Salvador)

En relación a la composición química de las rocas que conforman el volcán de San Miguel, el estudio petrológico de Chesner et al., 2000-2002 sostiene que la mayoría de las rocas asociadas al volcán de San Miguel son rocas básicas: basaltos y basaltos andesíticos, que tienen olivino y plagioclasa. El análisis químico de 30 muestras de Tefra Alpina, revela el carácter basáltico de este depósito (Tabla 4) concordante con la naturaleza básica de los depósitos estudiados anteriormente. En el anexo 1 se presenta un mapa con los sitios de muestreo.

Tabla 4: Composición química de diferentes depósitos piroclásticos (tefras) asociados al volcán de San Miguel, incluyendo Tefra Alpina (Chesner y otros, 2003)

Volcán de San Miguel – Análisis de depósitos piroclásticos (Tefras)									
MUESTRA	SiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K₂O	Na₂O	P₂O₅
T16	51.36	17.36	11.04	0.205	9.47	4.86	0.96	2.53	0.25
T19	51.61	16.92	11.35	0.209	9.46	4.84	0.76	2.81	0.196
T44A	49.81	18.65	10.51	0.185	10.24	5.29	0.65	2.62	0.168
T44B	50.57	18.66	10.24	0.187	10.31	4.69	0.82	2.47	0.214
T45	51.58	17.32	11.32	0.212	8.99	4.31	0.71	2.68	0.207
T-51	52.08	20.85	8.47	0.159	10.37	3.25	0.64	2.69	0.163
T-65a	52.7	20.42	8.29	0.167	9.84	2.96	0.69	2.83	0.188
T-65b	52.7	20	8.76	0.171	9.77	3.27	0.69	2.74	0.185
T-65c	51.86	18.24	10.31	0.199	9.61	4.99	0.59	2.49	0.168
T-65d	53.6	19.29	8.97	0.18	9.31	3.07	0.78	3.11	0.201
T-65 ^e	51.68	18.51	10.2	0.197	9.75	4.96	0.53	2.67	0.144
T-65f	52.58	19.02	9.5	0.185	9.55	4.35	0.67	2.59	0.17
T-65g	52.36	19.24	9.55	0.189	9.46	3.94	0.57	2.65	0.159
T-65h	52.33	19.14	9.47	0.178	9.65	3.84	0.66	2.67	0.172
T-65i	50.54	19.63	9.7	0.173	10.49	5.29	0.48	2.24	0.129
T-66g	50.35	19.54	9.68	0.172	10.52	5.41	0.49	2.25	0.125
T-66h	51.75	19.27	9.6	0.176	9.94	3.96	0.63	2.35	0.154
T-68g	53.84	18.2	9.16	0.178	8.94	3.82	0.94	3.09	0.185
T-74a	51.53	16.7	11.42	0.212	9.45	4.79	0.76	2.81	0.197
T-74b	53.1	16.5	11.06	0.209	8.83	4.34	0.89	3.07	0.23
T-74c	50.77	19	9.64	0.176	10.51	5.22	0.58	2.45	0.163
T-74d	50.89	18.84	9.4	0.177	10.7	5.6	0.65	2.43	0.165
T-74 ^e	51.66	18.21	9.97	0.183	9.78	4.49	0.83	2.6	0.209
T-74f	53.12	18.91	9.12	0.174	9.43	3.67	0.85	2.64	0.18
T-74g	53.49	18.95	9.16	0.171	9.47	3.67	0.88	2.71	0.183
T-21	51.99	20.57	10.26	0.152	6.19	2.86	0.81	2.41	0.155
T-75-2	52.27	20.37	9.04	0.165	10.32	3.29	0.73	2.72	0.172
T-75-5	53.13	19.51	9.21	0.174	8.84	3.27	0.63	2.34	0.149
T-75-6	52.63	20.39	8.27	0.167	10.31	3.42	0.65	2.88	0.171
T-75-7	52.31	19.54	9.09	0.174	10.11	4.52	0.62	2.61	0.163

5.3. Resumen del historial eruptivo del volcán de San Miguel

En los apartados anteriores se ha descrito los tipos de erupciones conocidos del San Miguel, tanto de actividad efusiva con emisión de coladas de lava, como de actividad explosiva, principalmente con emisión de ceniza. En la tabla 5 se resume el historial eruptivo conocido del Volcán de San Miguel.

Tabla 5: Principales eventos eruptivos conocidos en el Volcán de San Miguel (*Solo lava / ** Lava y ceniza / *** Solo ceniza y gases)

Fecha de erupción	Actividad volcánica	VEI	Referencia
1693	Un temblor y fuerte retumbo fue sentido en San Miguel. El volcán tenía una pequeña pluma de gas en el cráter		Jimenez (1951)
*1699	Flujo de lava. Primera significativa erupción histórica. Emisión de lava por el flanco SSE. Un temblor fue sentido a 60 km de distancia del volcán y se reportaron fuertes retumbos durante la erupción	2	Sapper (1925); Jimenez (1951); Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
*1762	Flujo de lava. Significativa erupción por el flanco oriental. La lava se detuvo cerca de la ciudad de San Miguel	2	Sapper (1925); Jimenez (1951); Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
*21 – 23 Septiembre 1787	Flujo de lava. Significativa erupción por ambos flancos del volcán. Al NNE la lava atraviesa la Carretera Panamericana. Al sur, el flujo obstruye la Carretera del Litoral donde ahora es cubierta por los flujos de 1819/1855	2	Sapper (1925); Jimenez (1951); Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
*18 Julio 1819	Flujo de lava. Significativa erupción por el flanco sur. Obstrucción de la Carretera del Litoral y fuertes emisiones de gas por el cráter	2	Sapper (1925); Jimenez (1951); Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
*25 Julio - 09 Octubre 1844	Flujo de lava. Significativa erupción por el flanco NNW. Se abrieron unas 14 bocas eruptivas. Dos días antes de la actividad se escucharon varios retumbos.	2	Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
*1848	Flujo de lava. Pequeño flujo de lava por el flanco NN	1	Larde (1960); Martínez (1977)
*01 – 15 Diciembre 1855	Flujo de lava. Significativa erupción por el flanco SSE. Pequeños temblores y fuertes retumbos fueron sentidos en la ciudad de San Miguel	2	Dollfus & Monserrat (1868); Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
**14 Diciembre 1867 a 16 Febrero 1868	Flujo de lava. Significativa erupción por el flanco W. Emite lava y expulsa ceniza hacia el W del volcán, se quemó la vegetación. Antes durante y después de la erupción se produjeron fuertes retumbos	2	Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
1844 – 1845 - 1847 - 1848	Pequeñas pero periódicas explosiones por el cráter central emiten ceniza y gases	1	Dollfus & Monserrat (1868); Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
06 – 10, Noviem 1857	Pequeñas explosiones: emisión de bloques, ceniza y gas. Temblores fueron sentidos en San Miguel	1	Larde (1960); Martínez (1977)
09 Abril 1866	Pequeñas explosiones con emisión de ceniza y gas	1	Meyer Abich (1956)
Diciembre 1882	Pequeñas explosiones con emisión de ceniza	1	Sapper (1925); Martínez (1977)
**25 Enero 1884	Fuente de lava y moderadas explosiones por el cráter central. Pequeña cantidad de ceniza cayó durante varios días. Un pequeño cono de escorias de color gris oscuro se formó dentro del cráter	2	Sapper (1925); Meyer Abich (1956); Martínez (1977)

***10 Diciembre 1919 a Enero 1920	Justamente después de un temblor, pequeñas explosiones producen ceniza y emisiones de gas.	2	Sapper (1925); Meyer Abich (1956); Larde (1960); Martínez (1977)
14 Agosto 1920 - 1924	Pequeñas periódicas explosiones emiten ceniza y gas	1	Sapper (1925); Meyer Abich (1956); Martínez (1977)
***Agosto 1929	Pequeña erupción explosiva por tres bocas del cráter central. Bloques fueron expulsados a 250 m de altura, con menores emisiones de ceniza	2	Meyer Abich (1956); Martínez (1977)
**Finales de Enero 1930	Pequeña erupción explosiva. Se formó una sola boca eruptiva en el cráter central y expulsó masas de lava roja que cayeron en la planicie occidental, menores emisiones de cenizas	2	Meyer Abich (1956); Martínez (1977)
***02 Junio 1931	Pequeñas explosiones, cae ceniza en la ciudad de San Miguel	1	Martínez (1977)
23 Oct. 1964	Pequeñas explosiones. Cae ceniza al occidente del volcán	1	Meyer Abich (1956); Martínez (1977)
10 Nov. 1965	Escucharon tres pequeñas explosiones dentro del cráter central, con emisión fuerte de gas por las fumarolas	1	Stoiber and Rose (1966)
***22 Febrero 1966	Dennis Eberl encontró 1.5 m de ceniza en el cráter. En la Finca Santa Isabel, un hombre reportó una explosión con emisión de ceniza la mañana del 22 febrero.	2	Stoiber and Rose (1966); Martínez (1977)
Julio 1966	Pequeña emisión de ceniza	1	Stoiber and Rose (1966); Martínez (1977)
***05 Enero 1967	Pequeña explosión. Ceniza cayó al W y SW del volcán	1	Martínez (1977)
***30 Marzo- 05 Abril 1970	Significativa actividad explosiva. 75,000 m ³ de ceniza cayeron a 10 Km. al NW del volcán	2	Stoiber and Rose (1966); Martínez (1977)
*02 - 12 Diciemb. 1976	Fuente de lava dentro del cráter central.	1	Martínez (1977)
*28 Febrero 1977	Fuente de lava dentro del cráter central. Se emitió ~1.4x10 ⁶ m ³ de lava y se formó un pequeño cono de escorias	2	Martínez (1977)
1985 a 1987	Pequeñas explosiones posiblemente freáticas, expulsa ceniza y gas	1	Escobar (1993)
Diciembre 1988	Pequeña explosión freática con emisión de ceniza. Retumbos fueron reportados por trabajadores de la Finca Santa Isabel	1	Escobar (1993)
Enero, Feb. y Marzo 1995	Pequeñas explosiones freáticas. Menores emisiones de ceniza y gas. Pequeños temblores fueron reportados	1	Escobar (1993)
28 Dic 1996	Pequeña actividad freática. Pequeñas emisiones de ceniza y gas	1	Escobar (1993)
08 Ene 2000	Pequeña explosión freática Probable emisión de SO ₂ y polvo volcánico, la pluma se elevó ~200 m del cráter y hacia el W	1	Chesener y Pullinger (2000)
16 Ene. 2002	Pequeña explosión freática. Fuerte de gasificación. El 28 de enero se encontró 3 mm de polvo volcánico gris en la planicie oriental del cráter	1	SNET (2002)
05 Agosto 2002	Significante derrumbe de rocas. El conducto abierto se taponó en un 85 % con ~ 5000 m ³ de material y las fumarolas se obstruyeron.	1	SNET (2002)
28 Sept. 2002	Inicia el apareamiento de fumarolas dentro del conducto.	1	SNET (2002)
15 Nov. 2004	Moderada microsismicidad y fumarolas débiles en el cráter	1	SNET (2004)

6. Mapa de Escenarios de Amenaza del Volcán de San Miguel

6.1. Definición de Amenaza o Peligro Volcánico

Amenaza o peligro volcánico es la probabilidad de que los materiales expulsados por un volcán en erupción afecten un área específica durante un período de tiempo determinado.

Existen diferentes tipos de amenazas o peligros volcánicos, por la variedad de productos que emiten los volcanes: flujos de lava, flujos piroclásticos, caída de piroclastos, etc. Cada uno de estos procesos tiene características y formas de desplazamiento y emplazamiento propias, por lo que, son distintos entre ellos, además de los daños que pueden llegar a provocar, es decir, es diferente el peligro que representan.

Para el caso del volcán de San Miguel, su historia eruptiva nos muestra como las erupciones han sido principalmente de tipo efusivo, con la producción de **flujos de lava** emitidos tanto desde el cráter central como desde fisuras. También se han presentado erupciones de tipo explosivo con moderado contenido en gas, lo que ha dado lugar a **depósitos de caída** de piroclastos (**balísticos**, lapilli y **cenizas**) y en menor medida a **flujos piroclásticos** que han producido depósitos de colada piroclástica en el interior del cráter.

Otro fenómeno frecuente en las laderas del volcán de San Miguel han sido los **flujos de escombros (lahares)** desencadenados principalmente por lluvias intensas durante la estación húmeda, por lo que es otro de los procesos que se han considerado en el momento de elaborar el mapa de escenarios de amenaza volcánica.

6.2. Mapa de escenarios de amenaza volcánica

Cada **Mapa de Escenarios de Amenaza** representa de forma gráfica las posibles zonas de distribución y los niveles de afectación para cada una de las diferentes futuras amenazas (diferentes procesos eruptivos) del volcán, en caso de actividad eruptiva.

Cada uno de los escenarios de amenaza representados resulta de la integración de la información histórica, la información geológica recopilada en trabajos de campo y la simulación por computadora de cada uno de los procesos volcánicos.

El propósito de los mapas es ser una herramienta útil para orientar las acciones de prevención y mitigación necesarias para reducir la posibilidad de pérdidas y daños dentro de la zona de influencia del volcán, en caso de una erupción. Las áreas representadas en cada mapa son el resultado de la aplicación de modelos numéricos y por tanto una aproximación a la realidad del fenómeno. **Los límites de las áreas delimitadas deben tomarse con precaución, considerándolos como referencias y no como absolutos.**

Los mapas de escenarios de amenaza se presentan en dos formatos, según el ambiente donde se encuentran:

a) En esta memoria técnica se presentan en formato individual: para cada proceso volcánico (exceptuando el colapso estructural), de manera que se presentan cuatro mapas, uno por cada uno de los tres escenarios simulados, más un cuarto que integra los tres escenarios..

b) En el afiche “Mapa de Escenarios de Amenaza. Volcán de San Miguel o Chaparrastique” se encuentran agrupados. Se presentan cuatro mapas correspondientes a los diferentes procesos volcánicos posibles.

En ocasiones se representan dos procesos en un solo mapa. Los tres escenarios para cada procesos se muestran en un mismo mapa.

Todos los escenarios de amenaza se representan sobre el modelo de elevación digital del edificio volcánico y su área de influencia, con información geográfica y administrativa básica para una mayor orientación de los usuarios. La leyenda general, en la parte inferior o derecha de cada mapa indica el significado de estos elementos.

Para cada mapa, el **escenario 1**, representado en rojo, señala las zonas relativamente cercanas al centro de emisión, que tienen una mayor probabilidad de ser impactadas por los productos de una erupción, aunque ésta sea de pequeña magnitud. Son áreas que pueden ser afectadas con mayor recurrencia.

El **escenario 2** representado en naranja señala zonas que pueden ser afectadas por erupciones de moderada magnitud. El **escenario 3**, representado en amarillo señala las zonas que pueden ser afectadas por erupciones de gran magnitud. Estos eventos tienen menor probabilidad de ocurrir que las erupciones pequeñas. Sin embargo, tienen capacidad de distribuir sus productos a mayor distancia y con un mayor impacto.

6.3. Mapa de Escenarios de Amenaza por Flujos de Lava

6.3.1. Los flujos de lava

La lava es el producto más familiar y conocido de la actividad volcánica. Los flujos o coladas de lava (Foto 12) son masas de roca fundida a temperaturas entre 1,000 a 1,200 ° C, generados en el interior de la tierra (magma) y emitidos a la superficie terrestre a través de los cráteres de los volcanes o bien a través de fisuras laterales en los edificios volcánicos. Se desplazan por las laderas del volcán a favor de la pendiente, buscando siempre las zonas bajas.

El tipo de erupciones que generan coladas de lava son las efusivas, es decir, la cantidad de gas involucrado en la erupción es pequeña o moderada. La lava, según su composición y la cantidad de sílice presente, puede tener diferentes características de temperatura, densidad y viscosidad. Una lava con menor cantidad de sílice, es menos viscosa y por tanto puede fluir a mayor velocidad.

El mayor peligro relacionado con flujos de lava es el daño parcial o destrucción total por enterramiento, trituración o incendio, de todo lo que éstas encuentran a su paso (Foto 13). Otra problemática es que flujos relativamente grandes pueden cubrir áreas de varios kilómetros cuadrados, dejándolas inhabilitadas para la agricultura. La mayoría de los flujos se mueven lentamente permitiendo que la gente pueda retirarse fácilmente y colocarse fuera de su alcance.



Foto 12: Colada de lava del Volcán Etna (Sicilia-Italia) en septiembre de 2004 (fuente www.ctinah.it)



Foto núm.13: Incendios en infraestructuras y bosques provocados por el avance de una colada de lava (Volcán Kilauea- Hawaii)

6.3.2. Flujos de lava en el Volcán de San Miguel

Con base en los trabajos antes mencionados, se ha identificado las zonas más probables de dispersión de flujos de lava que pueden impactar áreas agrícolas y pobladas alrededor del volcán de San Miguel.

A partir de la cima pueden ocurrir emisiones de lava por el cráter central, las cuales debido a la morfología del cráter serían emitidas de manera preferencial hacia el noroeste-suroeste. No obstante, las lavas pueden en su momento, ser emitidas en forma radial al cono, proceso que ha hecho crecer al volcán de San Miguel desde sus inicios.

Por otra parte, coladas de lava podrían ser también emitidas a través de fisuras laterales que afectan el cono volcánico con orientaciones predominantes noroeste – sureste. Las bocas eruptivas a lo largo de estas fisuras se podrían situar a cualquier cota o nivel del volcán. Adicionalmente, podrían ser emitidas a partir de otras fisuras con disposición radial, siguiendo el sistema de drenaje del volcán.

Los alcances de las lavas producidas por el volcán de San Miguel son variables, pero con mayor frecuencia alcanzan las cotas entre 100-300 m.s.n.m., lo que supone una longitud media de los flujos de 8 kilómetros. Sin embargo, los flujos prehistóricos más voluminosos y de mayor alcance se desplazaron en dirección noreste – suroeste del cono hasta longitudes de 12 kilómetros , tal como lo muestra la figura 15.

6.3.3. Metodología de elaboración de escenarios de amenaza por flujos de lava




Las simulaciones de las probables rutas de movimiento de coladas de lava se realizaron con base a un modelo de aproximaciones de tipo probabilístico. Se asume que el flujo de lava es controlado básicamente por la topografía del terreno y el modelo introduce ciertos efectos que permiten al flujo no propagarse únicamente en la

dirección de máxima pendiente (Macedonio, 1998). Al tratarse de un flujo viscoso, la topografía juega un papel principal en la determinación del camino seguido por la lava. La viscosidad y la composición química de la lava son otros factores determinantes que también son tomados muy en cuenta en el modelo.

La simulación del proceso de emisión de flujos de lava se llevó a cabo sobre el Modelo de Elevación Digital con tamaño de celda de 10 metros x 10 metros. El valor de corrección empleado en todas las simulaciones fue de 3 metros.

Se tomó como punto de partida, para los eventos menos probables, la localización de algunas coladas de lava prehistóricas que se encuentran a distancias significativas máximas de 12 Kilómetros.

Cada escenario de amenaza que se presenta, fue diseñado utilizando el programa FLOW 3D (Kover, 1994). Las trayectorias y alcances de los flujos de lava simulados por computadora se calibraron con las observaciones de campo. Los escenarios representados en los mapas son:

-  **Escenario 1:** en color **rojo**, se muestran los alcances y distribución de flujos de lava que serían emitidos por la erupción **más probable**, pero de **menor magnitud** que puede ocurrir de acuerdo al resultado de las simulaciones. Se señalan las áreas que pueden ser afectadas por flujos de lava con un recorrido de hasta 2 kilómetros desde el centro de emisión, generalmente desde el cráter central. Estos flujos se canalizan por valles y quebradas, no tienen alcances grandes pero son los que tienen una mayor probabilidad de ocurrencia ya que se pueden producir por erupciones de pequeña magnitud (ver figura 20).
-  **Escenario 2:** en color **naranja** se muestran trayectorias y alcances de flujos de lava con **probabilidad moderada** de ocurrir. Están marcadas áreas que pueden ser afectadas por flujos de lava con longitudes entre 2 y 8 kilómetros. Se observa que las lavas fluyen por los cauces a partir del cráter, aunque algunas simulaciones fueron hechas considerando las fracturas existentes en el edificio volcánico. Este tipo de flujos pueden ser generados por erupciones de mediana magnitud, que tienen una menor probabilidad de ocurrencia que los flujos generados por erupciones más pequeñas (ver figura 21).
-  **Escenario 3:** representado en color **amarillo**, muestra los máximos alcances de flujos de lava, que pueden ser entre 8 y 12 kilómetros. Estos flujos serían generados por una erupción de **gran magnitud**, que tiene una **menor probabilidad de ocurrencia** (ver figura 22).

Es necesario señalar, que pueden producirse variaciones a estos escenarios, ya que puede producirse el caso que flujos de lava surjan por áreas no mostradas en la simulación, debido a lo impredecible del fenómeno y a las características de emplazamiento de algunos flujos (a través de tubos o túneles de lava por ejemplo), además de otras consideraciones técnicas que pudieran existir y que son imposibles de anticipar.

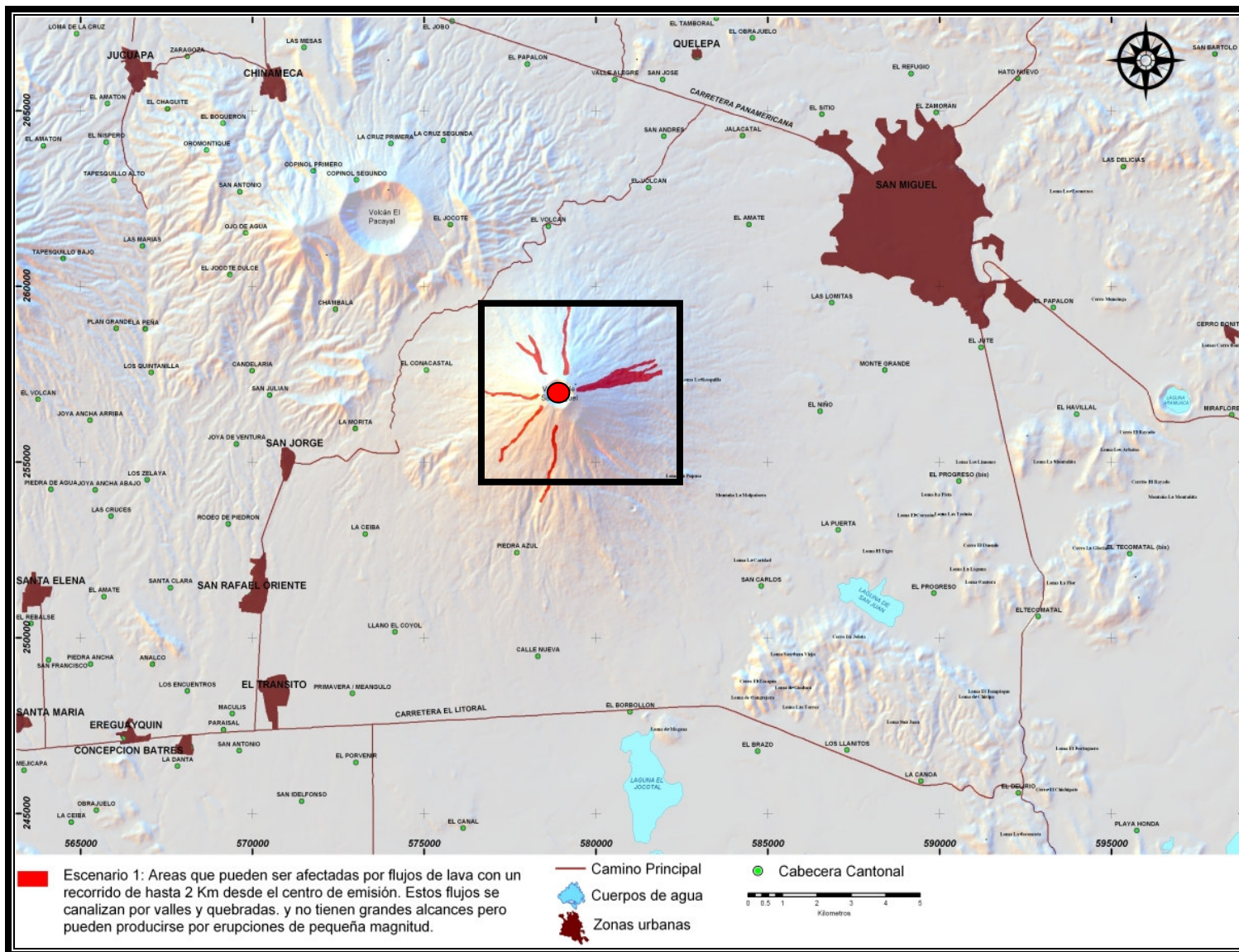


Figura 20: Escenario 1 de Amenaza Volcánica por Flujos de Lava. En rojo se señalan las áreas que pueden ser afectadas por flujos de lava pequeños pero con alta probabilidad de ocurrencia.

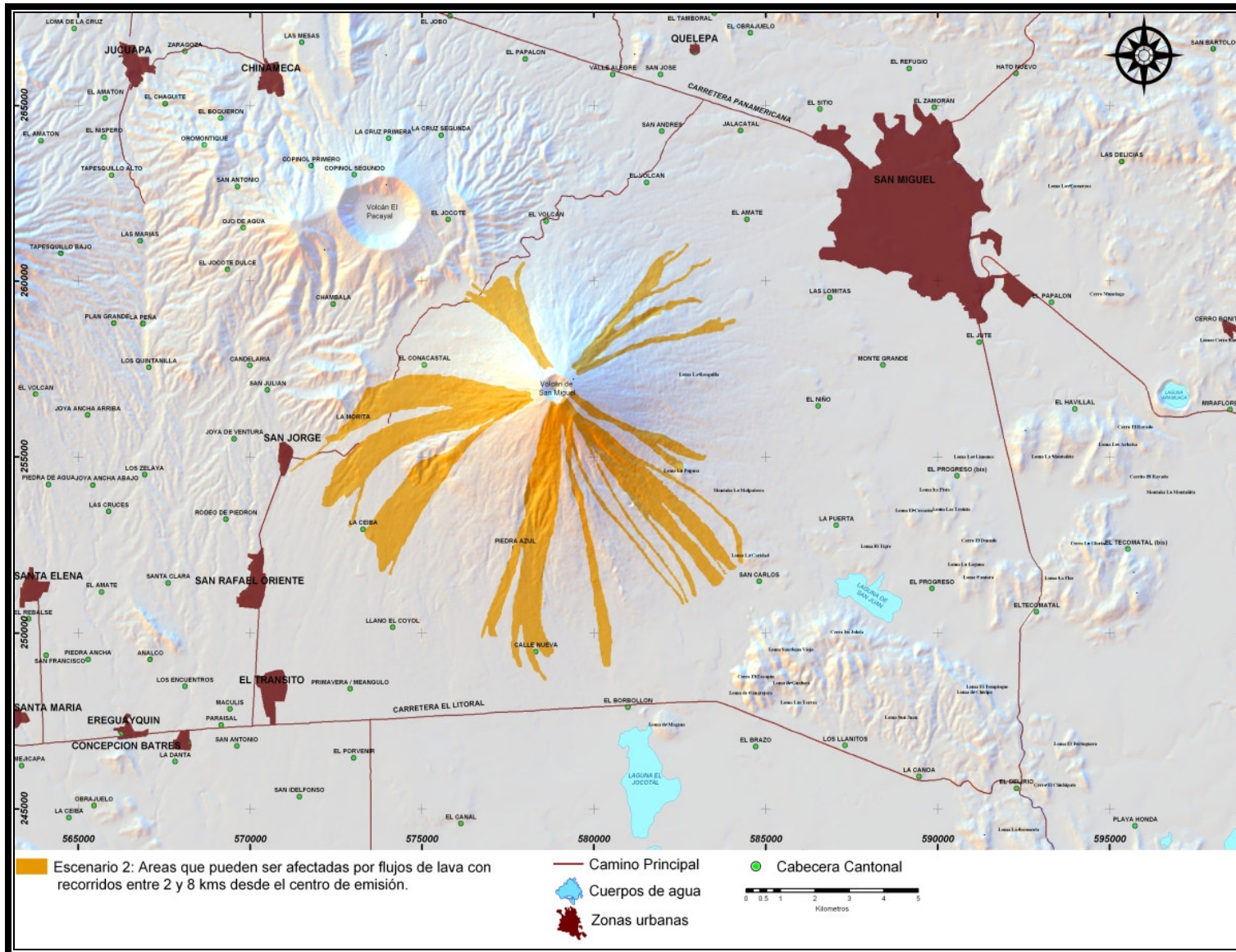


Figura 21: Escenario 2 de Amenaza Volcánica por Flujos de Lava. En naranja aparecen señaladas las áreas que pueden ser afectadas por flujos de lava originados en erupciones de moderada magnitud, con probabilidad de ocurrencia más baja que el escenario 1.

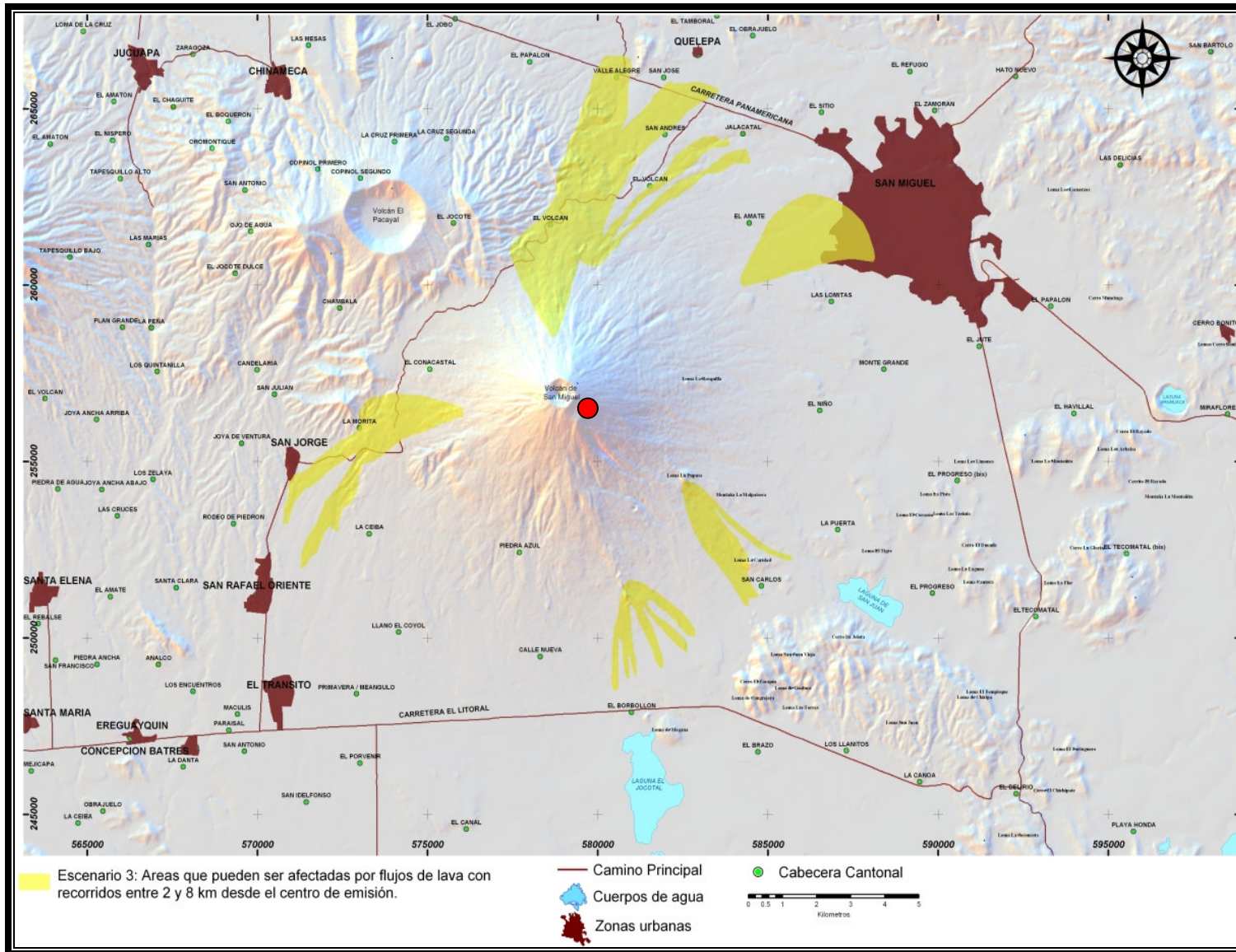


Figura 22: Escenario 3 de Amenaza Volcánica por Flujos de Lava. En amarillo aparecen señaladas las áreas que pueden ser afectadas por flujos de lava originados en erupciones de gran magnitud, que si bien tienen poca probabilidad de ocurrencia pueden tener un impacto mucho mayor que erupciones más pequeñas.

6.4. Mapa de Escenarios de Amenaza por Caída de Balísticos

6.4.1. Los balísticos

De manera genérica, balísticos o proyectiles balísticos, es el nombre que reciben los fragmentos de mayor tamaño (bloques y bombas volcánicas) expulsados durante una erupción. Los bloques son fragmentos de roca sólida arrancados por la fuerza del magma de las paredes del conducto volcánico. Las bombas volcánicas son fragmentos de roca fundida (magma) que se enfrían parcialmente en su recorrido por el aire. El tamaño de los balísticos varía entre los 6 y 50 cm, aunque algunos pueden presentar dimensiones mayores de hasta algunos metros de diámetro. Por su peso y densidad no pueden ser transportados por los vientos después de ser lanzados por el cráter o bocas eruptivas del volcán. Se trata de una lluvia de rocas de todo tamaño que luego de viajar por el aire caen entorno al cráter debido a su propio peso (ver Foto 14).

La mayoría de veces durante las erupciones explosivas, las partículas de magma y rocas del conducto son transportadas hacia arriba por medio de columnas eruptivas. Sin embargo, las partículas o fragmentos de mayor tamaño, son expulsadas siguiendo trayectorias balísticas debido a la fuerza de la gravedad, muy cercanas a las trayectorias de tiro parabólico pero modificadas por la fuerza de arrastre del aire, lo que disminuye el alcance de las partículas y provoca que el impacto sea más vertical.



Foto 14: Caída de balísticos de una erupción del volcán Stromboli, Italia (tomada de Delgado y otros, 2003)

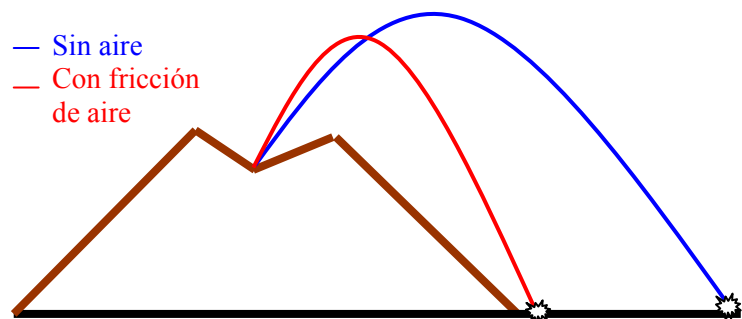


Figura 23: Ejemplo modelo de caída de un bloque balístico que es expulsado por el cráter hipotético de un volcán (Tomado de Delgado y otros, 2003)

Para calcular el efecto de esta fuerza hay que considerar la densidad del aire, la forma de la partícula, la altura del cono, la forma del cráter, entre otras. Los proyectiles balísticos abandonan el cráter a velocidades que varían de decenas a centenares de metros por segundo, y sus trayectorias no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva

En el área del cráter central y las fuentes eruptivas ubicadas en los cuatro flancos del volcán de San Miguel se ha encontrado numerosos bloques y bombas volcánicas de hasta 0.4 m de diámetro a distancias menores a 50 m de la fuente, bloques de menor tamaño se encontraron a menos de 1 Km. de las bocas eruptivas. Lo anterior es evidencia de que el alcance de estos productos para este volcán no es muy grande. La fuerza ejercida por el aire disminuye el alcance de las bombas y provoca que el impacto sea vertical (Figura 23).

El alcance de los proyectiles balísticos depende de la magnitud de la explosión que les dio origen, aunque difícilmente tienen un alcance superior a 5 Km. Sin embargo, éstos representan un peligro para la vida y las propiedades por la fuerza de impacto con la que caen y por sus elevadas temperaturas. El peligro de impacto por grandes fragmentos es máximo cerca del cráter y decrece al incrementarse la distancia desde el mismo.

Las velocidades típicas de impacto van desde 300 hasta 500 km/h. Esto implica que las personas pueden sobrevivir la caída de proyectiles pequeños (menores que 3 cm) en refugios especiales, pero no de balísticos grandes ya que pueden afectar incluso construcciones sólidas. Por ejemplo, un balístico de 30 centímetros de diámetro que cae a una velocidad de 500 Km/h tiene una energía de impacto igual a la del choque de un automóvil de una tonelada moviéndose a 100 Km/h (Delgado H., 2003).

Los balísticos al momento del impacto también representan un peligro debido a que su temperatura puede ser superior al punto de ignición de la vegetación, lo cual puede provocar incendios en regiones vecinas al volcán.

Además de los peligros antes mencionados, se encuentra la amenaza para la aeronavegación, pues las altas velocidades de los proyectiles hace que alcancen grandes alturas en muy pocos segundos, y su impacto con aeronaves puede ser de consecuencias fatales.

6.4.2. Caída de Balísticos en el Volcán de San Miguel

La distancia a la que caen los balísticos depende del tamaño y de la magnitud de la explosión que les dio origen. Para el caso de volcanes poco explosivos como el de San Miguel, difícilmente alcanzan distancias mayores a 5 kilómetros.

Es importante señalar que en el volcán de San Miguel se han identificado diferentes bocas eruptivas y conos de escorias situados en los diferentes flancos del volcán, alineados mayoritariamente sobre fisuras de dirección NNE-SSW y NW-SE. Algunas de estas bocas eruptivas, u otras nuevas sobre estas mismas fracturas, podrían activarse en caso de una futura erupción, dando lugar a la emisión de lava y balísticos.

6.4.3. Metodología de elaboración de escenarios de amenaza por caída de balísticos

El mapa de escenarios de amenaza por Caída de Balísticos muestra las áreas máximas aproximadas que pueden ser alcanzadas por proyectiles balísticos expulsados por el volcán de San Miguel durante erupciones explosivas de diversa magnitud. La simulación por computadora fue realizada usando el programa Ballistic Fall desarrollado en la UNAM, por Alatorre en 2003.

Cada escenario explosivo está basado en parámetros de energía calculados con el programa, en función del tamaño y alcance de los balísticos arrojados durante erupciones pasadas por el volcán. Para lograr simular cada escenario de amenaza, se tomó en cuenta la morfología del cráter, el ángulo de máximo alcance, un viento favorable de 20 m/s y el diámetro con el cual los balísticos tienen un mayor alcance en todas las direcciones. Además de tomar en cuenta la ubicación de la boca eruptiva en la base topografía [DEM].

El mayor alcance esperado considerando un viento favorable de 20 m/s resultó ser de aproximadamente 3 kilómetros.

Para el caso de actividad explosiva por bocas eruptivas laterales, se simuló la caída de balísticos para escenarios de magnitud moderada y alta solamente, porque son situaciones menos probables, pero que de ocurrir tal como lo indican los registros provocarían efectos y daños significativos.

El mapa de escenarios de amenaza por caída de proyectiles balísticos, ha sido construido de acuerdo al perfil obtenido de los alcances verticales máximos, para los tres escenarios de energía simulados a diferentes ángulos de salida (Figura 23):



Escenario 1: señala las áreas que podrían ser afectadas por caída de balísticos en caso de una erupción de pequeña magnitud y/o baja explosividad. Las dimensiones de esta área son de 1 kilómetro de diámetro entorno al cráter central. Simula el caso con **más probabilidad de ocurrir** (Figura 24).



Escenario 2: área afectada por caída de balísticos en caso de ocurrir una erupción de magnitud moderada,. Este tipo de actividad es poco probable pero tiene capacidad para lanzar balísticos a distancias de hasta 2 kilómetro del centro de emisión, sea este el cráter central o las bocas eruptivas laterales (Figura 25).



Escenario 3: representa el área que podía ser afectada por caída de balísticos correspondiente a un evento explosivo de alta explosividad. Esta área es de 3 kilómetros de diámetro alrededor de los centros de emisión. Simula el caso **menos probable** correspondiente a la erupción de mayor **magnitud**. Aunque la probabilidad de ocurrencia de una erupción de este tipo es muy baja, no se puede descartar (Figura 26).

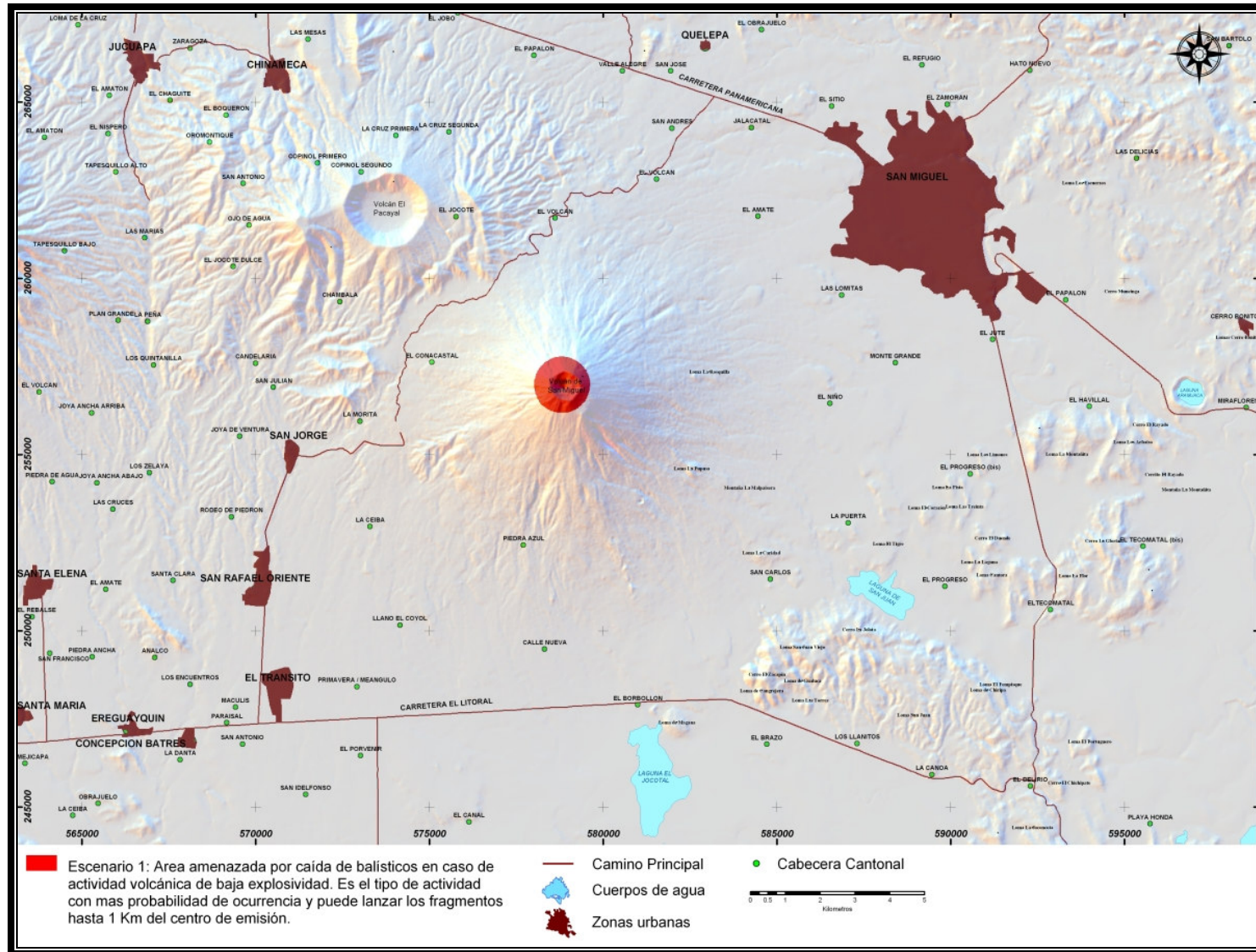


Figura 24: Escenario 1 de Amenaza Volcánica por Caída de Balísticos. En rojo se señalan las áreas que pueden ser afectadas por el impacto de bombas y bloques en caso de una erupción de pequeña magnitud.

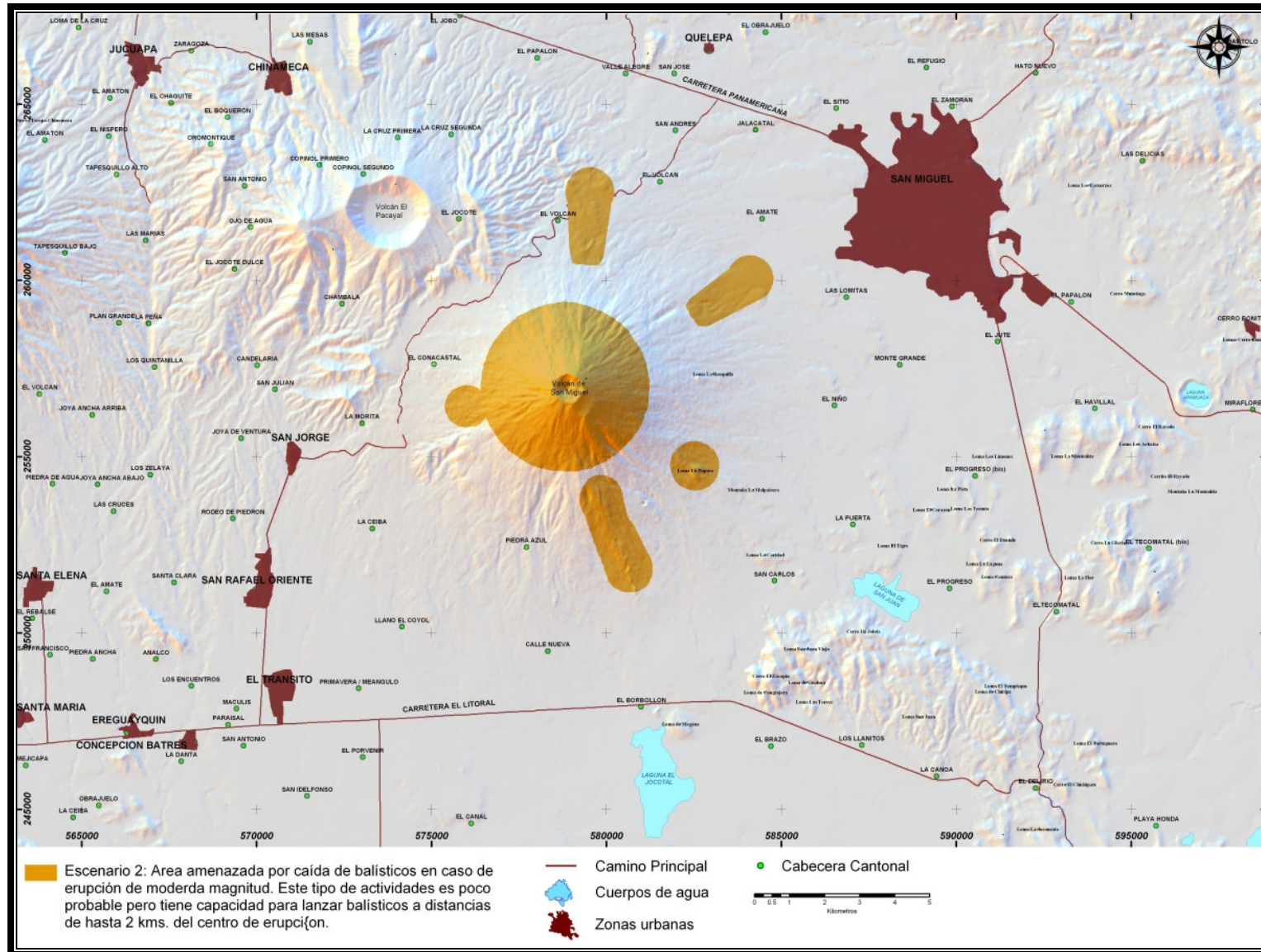


Figura 25: Escenario 2 de Amenaza Volcánica por Caída de Balísticos. En naranja están representadas las áreas de moderada peligrosidad por caída de balísticos e implica moderada probabilidad de ocurrencia

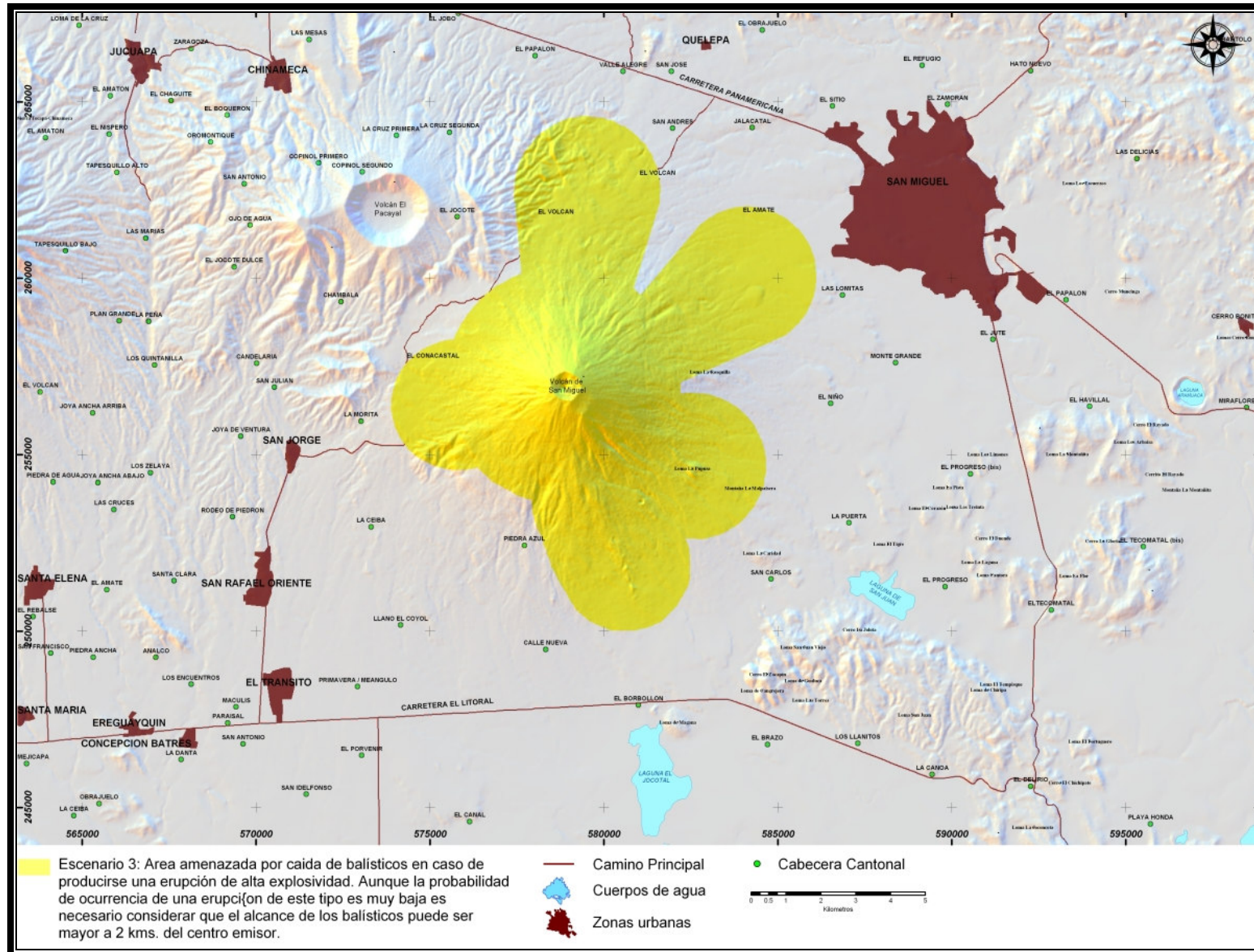


Figura 26: Escenario 3 de Amenaza Volcánica por Caída de Balísticos. En amarillo se señalan las áreas que podrían ser afectadas en caso de una erupción de alta explosividad

6.5. Mapa de Escenarios de Amenaza por Caída de Ceniza

6.5.1. Las cenizas

Las **cenizas volcánicas** son fragmentos de magma y partículas menores a 2 milímetros que se generan durante una erupción explosiva. En este tipo de erupciones, el magma es fragmentado por el gas que lleva disuelto en pequeñas porciones, denominadas genéricamente piroclastos o tefras. Las cenizas son los piroclastos de menor tamaño. Todos estos fragmentos son lanzados al aire por los gases y transportados hacia arriba formando las columnas eruptivas. En su recorrido por la atmósfera se enfrían hasta caer y depositarse en el terreno.

Una columna eruptiva se eleva hasta que su densidad es igual a la de la atmósfera circundante. Luego sufrirá una expansión lateral, pero también continuará ascendiendo debido a la inercia, y formará una amplia nube en forma de paraguas. En esta región, los vientos actúan sobre las partículas más finas y las transportan en la dirección en que soplan, transportándolas hasta varios kilómetros del centro de emisión (Foto 15?). Las partículas de mayores tamaños (hasta 6,4 centímetros), conocidos como lapilli, caen en áreas cercanas al centro emisor. Las cenizas más finas, con tamaños menores de 0.01 mm, pueden llegar a desplazarse hasta decenas de kilómetros del lugar donde fueron emitidas.



Foto 15: Dispersión de cenizas volcánicas en la columna eruptiva de la erupción de Cerro Negro, en Nicaragua, en 1995

Los depósitos de caída de piroclastos generalmente cubren uniformemente la superficie preexistente del terreno con una capa de espesor variable según la magnitud de la erupción, si el relieve es plano o moderadamente ondulado. En terrenos escarpados o con altas pendientes la remoción de los depósitos de piroclastos o tefras durante e inmediatamente después de la deposición puede conducir a cambios pronunciados en el espesor. Por otro lado, cambios en la energía de la columna eruptiva, la composición del material emitido, y la dirección y velocidad del viento pueden producir variaciones en los espesores de las sucesivas capas que se depositan.

La caída de piroclastos, especialmente la caída de cenizas, es el peligro volcánico directo de mayor alcance y más molesto derivado de una erupción volcánica, ya que sus efectos pueden producirse en zonas alejadas del volcán y perdurar por largos periodos de tiempo. Los principales efectos por caída de piroclastos y cenizas son:

- Enterramiento parcial o total de vehículos, vías de comunicación e infraestructuras
- Colapso de infraestructuras y viviendas por acumulación de ceniza en los techos
- Daños intensos en la vegetación y cobertura vegetal en general.
- Disminución o pérdida de la visibilidad por la suspensión de partículas de grano fino en el aire
- Dificultades para la respiración por la presencia en suspensión de partículas de grano fino
- Contaminación de reservorios de agua
- Daños a motores de maquinaria, industria y aviación civil

La acumulación de cenizas puede provocar el colapso de los techos de edificios, destruir líneas de transmisión de energía y comunicaciones, y dañar la vegetación. Los depósitos de caída de piroclastos (o tefra) secos y no compactados tienen densidades que varían entre 0.4-0.7 g/cm³, mientras que la ceniza húmeda y compactada alcanza valores de densidad de hasta 1 g/cm³. De esta manera, la carga transmitida por una capa de caída de piroclastos de 10 centímetros de espesor puede variar entre 40-70 kg/m², si está seca, hasta 100-125 kg/m² si se encuentra húmeda.

Los efectos de la caída de ceniza sobre la vegetación son muy variables dependiendo de las especies vegetales, la época del año y de la etapa de crecimiento de la planta.

La caída de piroclastos y cenizas puede causar incendios, tanto por rayos generados en las nubes eruptivas, como por la presencia de fragmentos de lava todavía incandescentes que no lograron enfriar en su recorrido por el aire. En ciertos casos, incluso a varios kilómetros del cráter, los depósitos de caída de piroclastos pueden ser tan calientes que los fragmentos pueden quedar soldados entre sí.

Por otra parte, los depósitos de caída pueden generar efectos importantes en la dinámica precipitación/escorrentía dentro de cuencas hidrográficas. Depósitos de cenizas finas con una baja permeabilidad llevan a un aumento en la escorrentía, a una erosión acelerada y a un ajuste en los canales de los ríos. Por el contrario, depósitos potentes de piroclastos, de tamaño lapilli (2 a 64 mm) pueden incrementar la capacidad de infiltración y prácticamente eliminar la escorrentía.

La suspensión de partículas de grano fino en el aire afecta la visibilidad y puede llegar a producir oscuridad, persistiendo hasta varios días. Además de los problemas evidentes para la movilidad este fenómeno puede causar pánico y/o generar problemas de angustia. También son importantes los problemas de afectación a la salud (especialmente a personas con problemas respiratorios) y los efectos contaminantes en el agua.

La ceniza además puede estropear maquinaria desprotegida (especialmente motores de combustión interna). El transporte aéreo, ferroviario y especialmente carreteras son especialmente vulnerables. Depósitos finos de ceniza pueden causar graves daños a servicios comunitarios críticos como centrales de generación eléctrica, plantas de bombeo, sistemas de drenaje y plantas de tratamiento de agua. Además puede producir cortocircuitos en las líneas

de transmisión. Adicionalmente, las comunicaciones se pueden ver afectadas por daños en las líneas telefónicas y estaciones transmisoras de radio y televisión, y por desórdenes de tipo eléctrico causado por rayos. Finalmente, la aeronavegación puede ser afectada seriamente debido al peligro de paro de turbinas al incursionar una nave en medio de una nube de cenizas, las cuales son indetectables por medio de radar, por su similitud a la distancia con nubes meteorológicas y a la capacidad de viajar por miles de kilómetros.

6.5.2. Caída de cenizas en el volcán de San Miguel

Los patrones de vientos gobiernan la distribución y emplazamiento de depósitos de piroclastos y cenizas. En el volcán de San Miguel, mientras las lavas aparecen en todos los flancos, los depósitos de caída lo hacen principalmente en el sector noroccidental, ya que han sido influenciados por los vientos dominantes del este. Las emisiones de ceniza ocurridas durante los últimos 2 mil años han cubierto áreas de hasta 117 km², llegando a registrarse incluso en la ciudad de Usulután a 20 kilómetros del cráter.

Los depósitos de caída piroclásticos que se encontraron y estudiaron en los flancos del volcán de San Miguel dan idea de que en el pasado se presentaron explosiones de pequeña a moderada magnitud.. Tomando como referencia la **Tefra Alpina**, los espesores máximos esperados con un eje de dispersión hacia el occidente, hasta 12 Km. de distancia al cráter serían de 30 cm.

No existe evidencia de erupciones con magmas dacíticos. Se esperaría que los eventos explosivos del futuro fuesen similares a los que han ocurrido recientemente. Es decir, pequeñas a moderadas explosiones que produzcan materiales de composición basáltico-andesítico. Estas explosiones podrían presentarse tanto en el conducto central como en fisuras laterales. Los trabajos de campo y la cartografía geológica muestran que se puede desarrollar nuevos conos de escorias en zonas cercanas a las zonas de fractura norte-sur y noroeste – sureste.

6.5.3. Metodología de elaboración de escenarios de amenaza por caída de cenizas

El mapa de escenarios de amenaza por caída de ceniza del volcán de San Miguel, se ha construido a partir de un modelo de distribución de cenizas adaptado a un programa de computadora denominado ASHFALL (Hurst, 2002).

Este software permite calcular la trayectoria de las partícula de cenizas y por tanto, determinar su posición final en la superficie del terreno. El resultado de la superposición de todas las partículas de diferente tamaño, forma y densidad, da como resultado la simulación en superficie de los diferentes espesores de ceniza acumulados según diferentes magnitudes de la erupción. Este tipo de programa constituye una herramienta fundamental, tanto para la mitigación del riesgo en zonas que pueden ser afectadas por caída de ceniza, como por la definición de alertas de tráfico aéreo en caso de una erupción altamente explosiva.


Para la simulación se emplearon los siguientes parámetros de entrada en el programa: altitud del volcán, altura de columna eruptiva, velocidad y dirección de vientos, volumen de material emitido y tamaño medio de partícula. La simulación de tres escenarios distintos se obtiene de introducir variaciones en algunos de estos parámetros.


Muchos de los parámetros de entrada se obtuvieron del estudio geológico de los depósitos. Además, se realizó un estudio de los patrones de viento utilizando los datos meteorológicos disponibles, por mes y por año, para diferentes altitudes (ver anexo 2 y 3), con el fin de conocer mejor las áreas de influencia de las nubes de cenizas del volcán de San Miguel.


Parámetros como la altura de la columna eruptiva y el volumen de material emitido, que dependen de la magnitud de la erupción, fueron adoptados de erupciones de volcanes similares al de San Miguel, como el Cerro Negro de Nicaragua, entre otros; de acuerdo a criterios geológicos basados en la similitud de historias, estilos y mecanismos eruptivos.

Las zonas de caída de ceniza que se obtienen con el programa, resultan de simular con el modelo una erupción hipotética con diferentes datos para los parámetros de altura y velocidad de viento, altura de columna eruptiva y volumen de material emitido. Si los parámetros antes mencionados cambian por circunstancias naturales, la distribución de la caída de ceniza sería un poco diferente y por lo tanto difícil de predecir.

Se simularon tres diferentes escenarios de amenaza, para cada uno de los cuales se obtuvieron dos áreas posibles de afectación: la de los piroclastos (tefras) de mayor tamaño, que se dibujó con color y la de las cenizas más finas que se marcó con una línea punteada.

- 

Escenario 1: área afectada por la caída de ceniza en caso de actividad volcánica explosiva de pequeña magnitud, que es la más probable. considera una altura de columna eruptiva de 3 Km. y un volumen de ceniza emitida de 0.02 km³. Las cenizas podrían llegar a acumularse con grosores de 5 centímetros en la época seca y de 3centímetros en la época de lluvias. En el área marcada dentro de la línea punteada, la ceniza se acumularía con espesores de hasta 5 milímetros.
- 

Escenario 2: área afectada por caída de ceniza en caso de actividad volcánica explosiva de moderada magnitud. Considera una altura de columna eruptiva de 6 Km. y un volumen de ceniza emitida igual a 0.07 km³. Este escenario es menos probable que el anterior, pero en caso de ocurrir podrían acumularse, en el área en color, espesores entre 5 metros (en la zona más cercana al volcán) y de 30 a 40 centímetros, según la época del año (en la zona más alejada del edificio volcánico) y dentro de la línea punteada de color naranja grosores de hasta de 5 milímetros.
- 

Escenario 3: área afectada por caída de ceniza en caso de actividad volcánica de alta explosividad, tiene una baja probabilidad de ocurrencia, aunque no debe descartarse. Considera una altura de columna eruptiva de 16 kilómetros y un volumen de ceniza igual a 0.6 km³. El área en color indica que puede acumularse de 3 a 4 centímetros de grosor de piroclastos, según la época del año y en el área dentro de la línea punteada podrían acumularse hasta 3 milímetros. En este escenario, continua siendo la zona occidental la más afectada por la caída de ceniza, sin embargo debido a la variabilidad de los vientos de altura y los índices de explosividad volcánica, todos los sectores alrededor del volcán podrían resultar impactados por caída de ceniza.

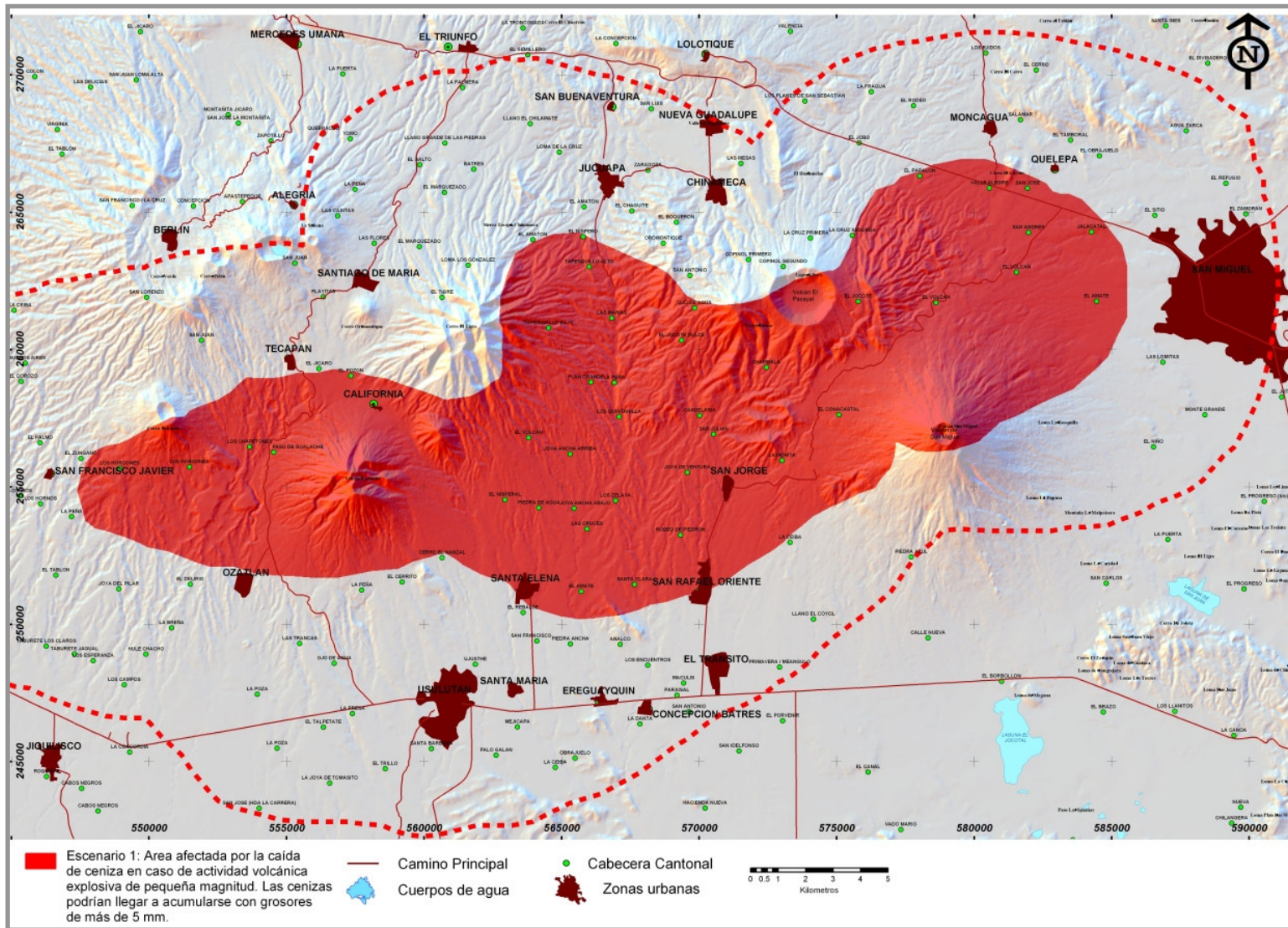


Figura 27: Escenario 1 de Amenaza Volcánica por Caída de Cenizas. En rojo opaco se señala el área que podría ser afectada por una acumulación de piroclastos de hasta 5 centímetros. La línea punteada delimita el área que podría ser afectada por la dispersión de cenizas y acumular depósitos de más de 5 milímetros.

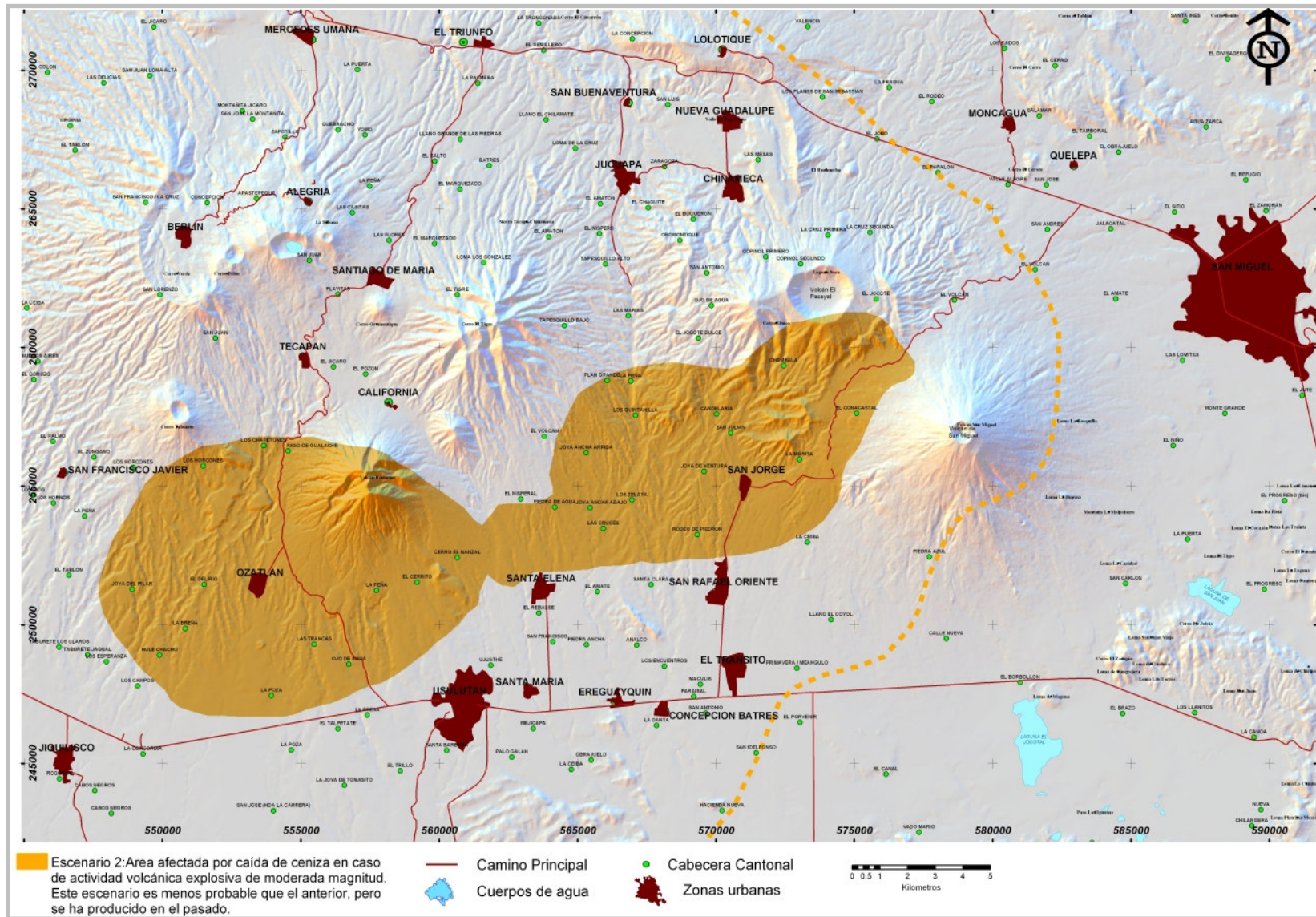


Figura 28: Escenario 2 de Amenaza Volcánica por Caída de Cenizas. En naranja opaco se señala el área que podría ser afectada por una acumulación de piroclastos de hasta 30 centímetros. La línea punteada delimita el área que podría ser afectada por la dispersión de cenizas y acumular depósitos de hasta 5 milímetros.

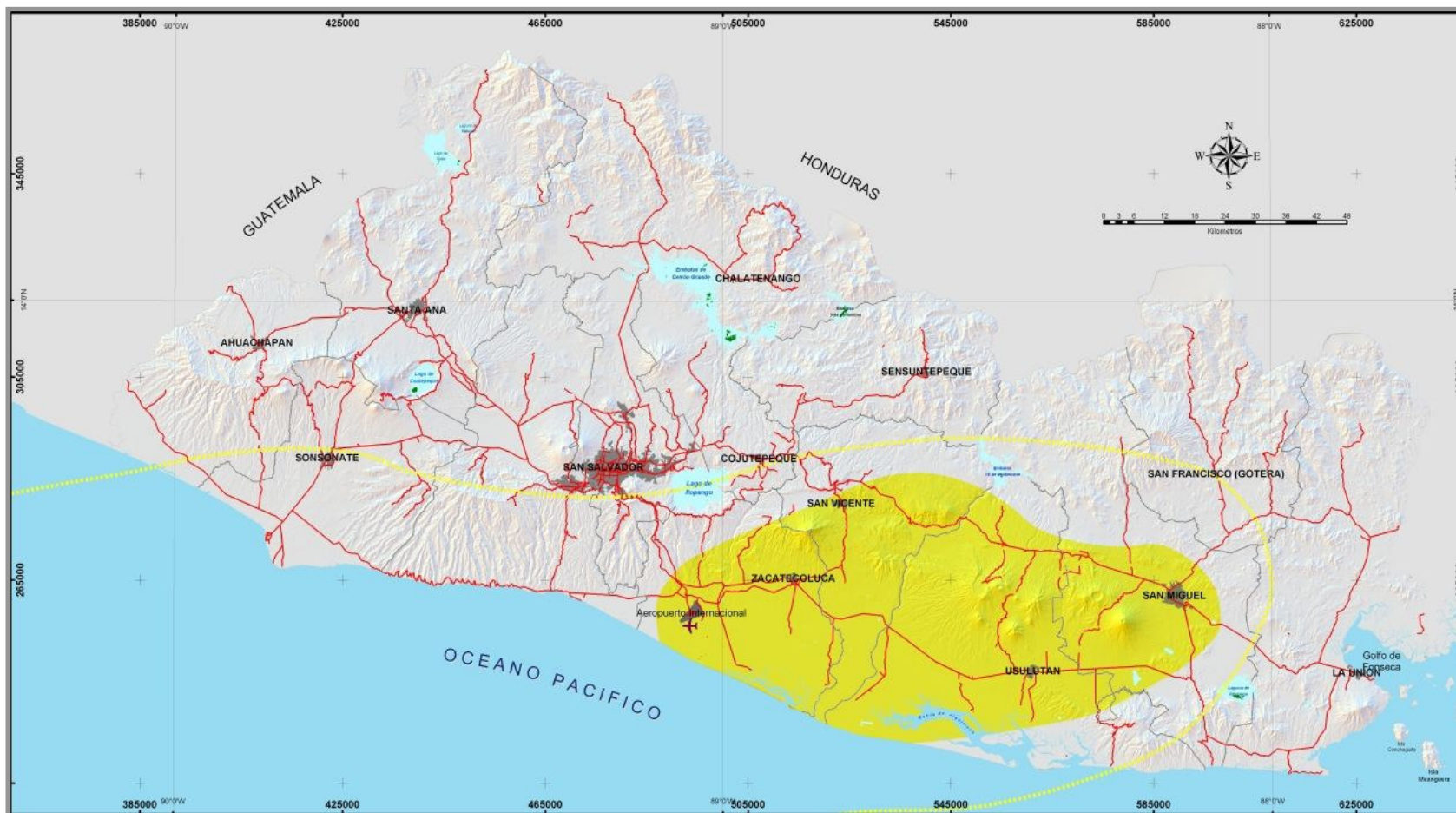


Figura 29: Escenario 3 de Amenaza Volcánica por Caída de Cenizas. La afectación en este escenario sería de ámbito nacional, ya que la dispersión de cenizas podría llegar a afectar zonas muy alejadas del volcán de San Miguel como es el aeropuerto de Comalapa.

6.6. Mapa de Escenarios de Amenaza por Flujos de Escombros (Lahares)

6.6.1. Los flujos de escombros (lahares)

Los flujos de escombros, llamados también lahares, son mezclas de lodo, sedimentos y escombros volcánicos movilizadas por agua lluvia. Estos materiales se acumulan en las partes altas del volcán y con frecuencia se encuentran inestables. Los flujos de escombros pueden desencadenarse por reactivación del volcán, aunque de forma más frecuente se generan por lluvias intensas. Al mezclarse con agua, los escombros fluyen rápidamente por las quebradas y se depositan posteriormente en las partes bajas de los volcanes, donde la pendiente se suaviza.

Las propiedades físicas de los lahares están controladas por el tamaño de los materiales volcánicos y el contenido de agua. Un flujo de escombros volcánicos puede transportar partículas desde el tamaño grava hasta bloques de más de un metro de diámetro. La concentración de partículas sólidas es de 75 a 80% en peso o 55 a 60% en volumen. Las áreas de inundación y alcance de los lahares dependen en gran medida de su volumen, tamaño de las rocas y la topografía del terreno.



Foto 16: Efectos de soterramiento de un lahar producido en Plymouth (Montserrat, West Indies), en 1995, por la erupción del volcán Soufrière Hills

Las velocidades de movimiento de los lahares varían y dependen de los factores siguientes: cantidad de agua lluvia, tiempo de duración de la tormenta, pendiente y dimensiones del cauce, volumen y distribución del tamaño de los materiales depositados en el cauce. Por ejemplo, los lahares del Monte Santa Helena en 1980, en Estados Unidos, viajaron a velocidades de 1.3 m/s en zonas de suave pendiente, pero en las zonas con pendientes fuertes llegaban a 40 m/s (USGS, 2001).

Los principales efectos de los lahares (foto 16) es el soterramiento de vías de comunicación y de viviendas. Si son de grandes dimensiones pueden arrastrar personas y animales. Los flujos pueden transportar bolos de gran tamaño que pueden provocar impactos en infraestructuras y heridas en las personas.

6.6.2. Los flujos de escombros (lahares) en el volcán de San Miguel

Históricamente el volcán de San Miguel ha tenido actividad de flujos de escombros generados principalmente por lluvias intensas que movilizaron rocas volcánicas (escorias y lapilli) desde la zona alta del cono volcánico que tiene pendientes mayores a 40 grados en el flanco Noroeste.

Pequeños flujos de escombros han descendido del volcán por la **Quebrada La Arenera** (foto 17), en el sector norte del volcán, en dirección NNW afectando viviendas de los caseríos Los Carretos (cantón El Volcán, municipio de San Miguel), Las Placitas (cantón Conacastal, municipio de Chinameca) y la carretera que une la Panamericana y la Litoral pasando por San Jorge (ver figura 30). El evento más significativo ocurrió en mayo de 1975, causando la muerte de una niña. Posteriormente, se han documentado en esta quebrada la ocurrencia de otros flujos durante los años 1985, 1988, 1992, 1994, 1999, 2000 y 2001, todos directamente asociados a la acción de lluvias intensas (tabla 6).

Tabla 6: Datos descriptivos de lahares históricos de el Volcán de San Miguel (tomado del "Estudio de Caracterización de Amenaza por Lahares en el Volcán de San Miguel". Geólogos del Mundo, 2001. Proyecto DIPECHO II)

Fecha	Quebrada	Origen	Sedimentos (potencia)	Desborde	Daños
19/06/1945	Quebradona	Fuerte tormenta en año de incendios	¿?	Si	Casa y calles aterradas
06/05/1951	La Silva y M ^a Chavez	Lluvia fuerte	Arena y lodo (1 m)	Si	Ateramiento de calle
05/1965	La Arenera	Lluvia muy fuerte	Bloques y Lapilli (2 m)	Si	Casa y calles aterradas
15/09/1965	La Arenera	Lluvia fuerte en el cerro	¿? (1 m)	¿?	¿?
08/05/1975	La Piedrita	Lluvia	Arenas, material fino (1 m)	No	Niña muerta
07/05/1985	La Placita	Lluvia	Gravas arenas y algún bloque (1,5 m)	Si	Casa aterrada, corte de carretera
28/09/1992	La Arenera	Lluvia	Estación 5000 pies (1,5 m)	Si	Corte de calle y casas soterradas
26/08/2000	La Arenera	Lluvia fuerte en el cerro	Gravas, arena, palos y algún bloque (1,5 m)	2 – 3 Madrugada	Corte de calle y casas soterradas
06/09/2001	La Arenera	Lluvias	Arenas y gravas	No	Relleno de borda de contención



Foto 17: Pequeño flujo de escombros generado en la zona de cabecera de la Quebrada La Arenera, en el sector norte del volcán de San Miguel, en octubre de 2003. Las flechas indican la dirección del flujo.

En los cauces principales de los cuatro flancos del volcán existen depósitos de lahares de pequeña y moderada magnitud.

De acuerdo a observaciones de campo, se ha determinado que algunos drenajes del sector poniente y surponiente del volcán, son bastante propensos a transportar flujos de escombros, entre ellos: La Quebradona, La Piedra, La Piedrona, La Ceiba, El Clavo y El Llano. En todas las quebradas antes mencionadas existen depósitos de lahares endurecidos con espesores máximos de 1,5 metros, a distancias que varían de 3,5 a 10 kilómetros del cráter.

Se observó también que los flancos sureste y noreste del volcán son menos susceptibles a producir lahares, debido a que no existe una gran acumulación de escorias y rocas sueltas en estos sectores. Sin embargo, es posible la ocurrencia de algunas inundaciones en la ciudad de San Miguel ocasionadas por crecidas que bajan por las quebradas del flanco oriental del volcán, durante inviernos copiosos como fue el de 2004.

Ninguno de los flujos de escombros de los que se tiene conocimiento ha estado asociado con actividad eruptiva. El principal factor desencadenante de los lahares son lluvias fuertes e intensas.

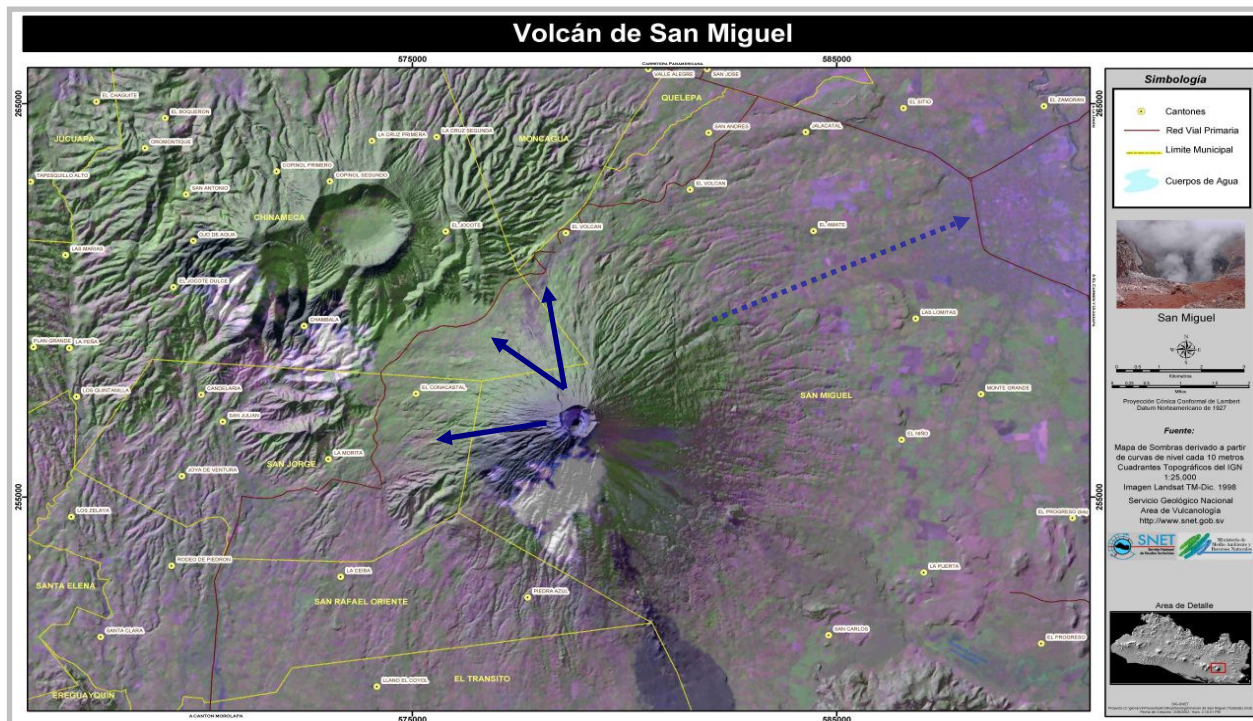


Figura 30: Mapa en relieve del volcán de San Miguel, donde se señalan con flechas azules la direcciones preferenciales de los flujos de escobros históricos. La flecha punteada indica la zona potencialmente amenazada por futuras inundaciones.

Las lluvias generadas por el Huracán Mitch, por ejemplo, produjeron un tirante de agua de 1,9 metros en octubre de 1998. Aún así, no se produjeron lahares en la zona, probablemente, porque las lluvias fueron duraderas y de moderada intensidad y distribuidas en el tiempo.

Aunque no ha sido posible disponer de datos de intensidad de lluvia, sí se contó con datos de precipitación en el volcán de San Miguel gracias a la red de pluviómetros en fincas cafetaleras. Se obtuvieron registros de lluvia mensual y anual, por un periodo de 40 años, desde 1961 a 2003, colectados por los pluviómetros situados en las fincas de café del sector norte del volcán de San Miguel, específicamente del pluviómetro ubicado en la Finca Santa Isabel (Figura 22).

También se utilizaron datos de 5 pluviómetros adicionales (tabla 7) ubicados a diferentes altitudes del volcán, los cuales nos muestran gran dependencia entre las cantidades de lluvia caída y la altitud. De hecho, ello permitió evaluar la incidencia de las lluvias que disparan lahares usando datos históricos durante un periodo de aproximadamente 40 años. Durante este tiempo, tal y como se citaba en el apartado anterior, se registró la ocurrencia de 9 pequeños lahares, cada uno de ellos disparado por lluvias torrenciales (ver figura 31 y tabla 6).

Tabla 7: Nombre y ubicación de pluviómetros instalados en el flanco noroeste del volcán de San Miguel (Proyecto DIPECHO II, Geólogos del Mundo, 2002)

Nº	Nombre	Long	Lat	Altitud	Lat N	Lon W
5	San Isidro	575300	262000	1000	13° 28 35	88° 17 58
8	La Placita	575500	258900	810	13° 27 14	88° 17 45
9	Tres mil pies	575800	256600	860	13° 27 00	88° 17 38
10	Cuatro mil pies	578200	255000	1155	13° 24 28	88° 16 58
11	Cinco mil pies	578300	255400	1322	13° 24 41	88° 16 52

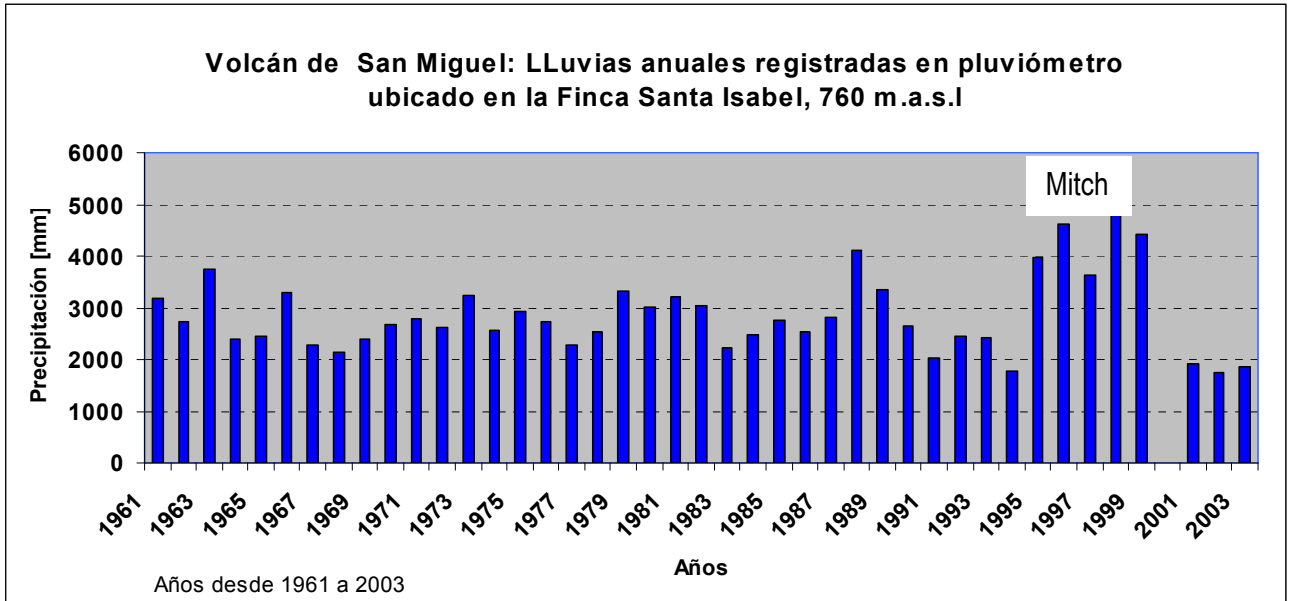


Figura 31: Precipitaciones anuales registradas desde 1961 a 2003 en el pluviómetro de la Finca Santa Isabel, en el sector norte del volcán de San Miguel. Las flechas indican años en los cuales se generaron lahares (tabla 6) que han afectado a poblados y estructuras ubicadas en las comunidades del flanco norte del volcán

6.6.3. Metodología para la construcción de los escenarios de amenaza volcánica por flujos de escombros

El mapa de escenarios de amenaza por flujos de escombros que pueden circular por los cauces principales del volcán de San Miguel, fue construido con base al trabajo preparado por Major y otros en 2001 usando el programa LAHAR –Z (Iverson et al., 1998).

En este trabajo se realizaron simulaciones para volúmenes de escombros de 100,000; 300,000; 500,000 y 1,000,000 de metros cúbicos de material. Para cada volumen de material estimado, se representaron en el mapa (figura 32) las zonas afectadas por la dispersión y sedimentación de los flujos de escombros en las diferentes quebradas de el volcán.

A partir de este trabajo y de la validación del mismo con los trabajos de campo, se consideró pertinente simplificarlo, de forma que se consideraron como posibles volúmenes a movilizar, las cantidades de 100,000, 500,000 y 1,000,000 de m³. De manera que, de los cuatro volúmenes antes descritos y de acuerdo a las observaciones de campo, se considero reducir la distribución a tres volúmenes, manteniendo invariable el área y alcance definido por el modelo aplicado por Major y colaboradores (2001).

Los tres escenarios que se obtuvieron de esta modificación son los siguientes:

- Escenario 1:** Área de alta probabilidad de alcance y distribución de flujos de escombros con un volumen de 100,000 m³. Estos flujos pueden alcanzar hasta 6 kilómetros desde el cráter del volcán por las diferentes quebradas donde pueden generarse, a partir de un umbral de lluvia de 40 mm en una hora (Figura 33).



Escenario 2: área de probabilidad media de alcance y distribución de flujos de escombros con un volumen de 500,000 m³. Estos flujos pueden recorrer distancias hasta de 8 kilómetros del cráter y pueden producirse a partir de un umbral de lluvia de 60 mm en una hora (Figura 34)



Escenario 3: área de alcance y distribución de flujos de escombros con un volumen de hasta 1,000,000 m³. Son flujos que tienen una baja probabilidad de ocurrencia, pero que no deben descartarse. Pueden recorrer distancias de 10 kilómetros desde el cráter y pueden generarse en caso de superar ampliamente los umbrales de lluvia de 60 mm (Figura 35).

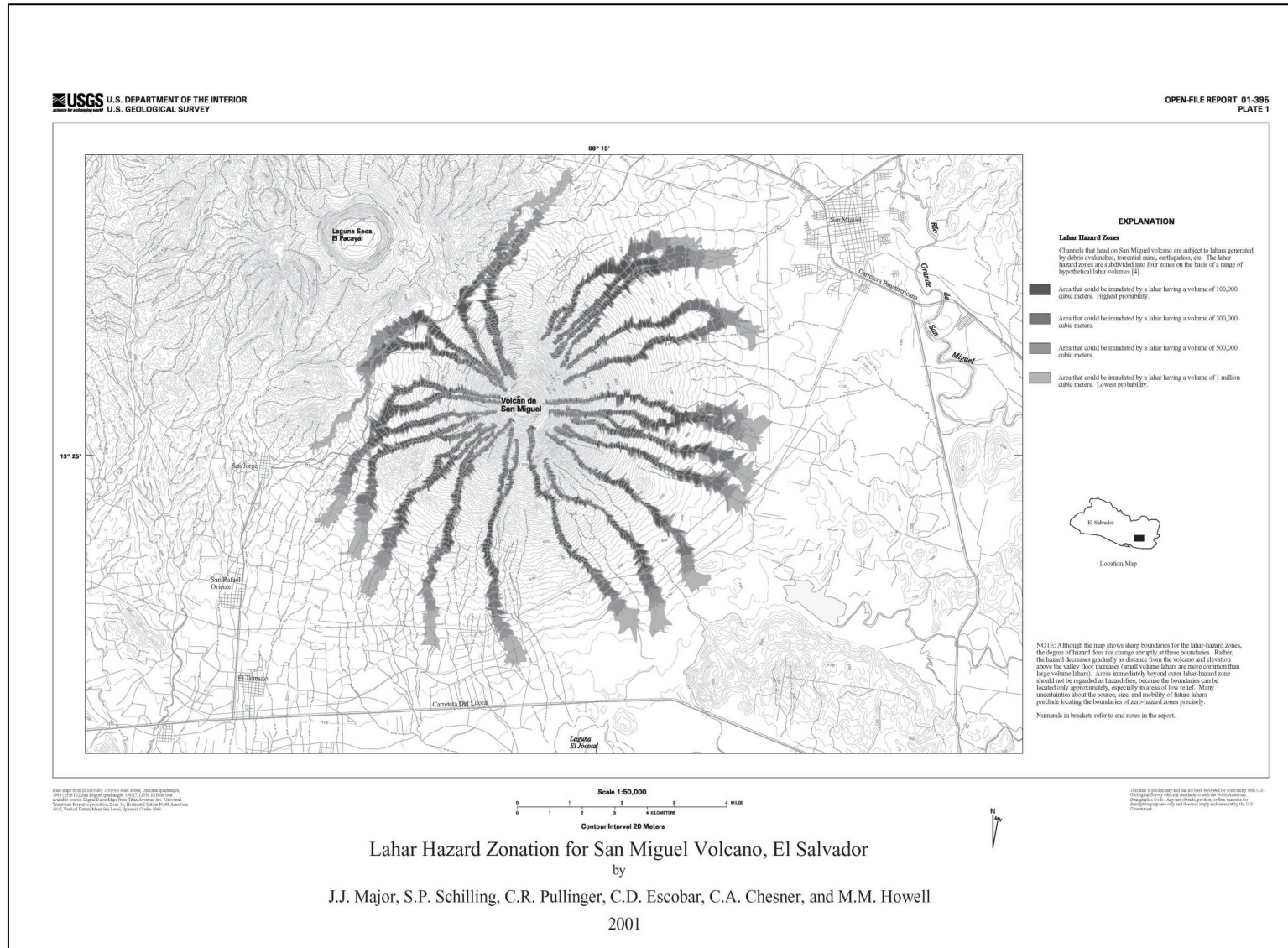


Figura 32.: Mapa de zonas de amenaza por Lahar para el volcán de San Miguel construido a partir del modelo propuesto en el software Lahar-Z (Major et al., 2001).

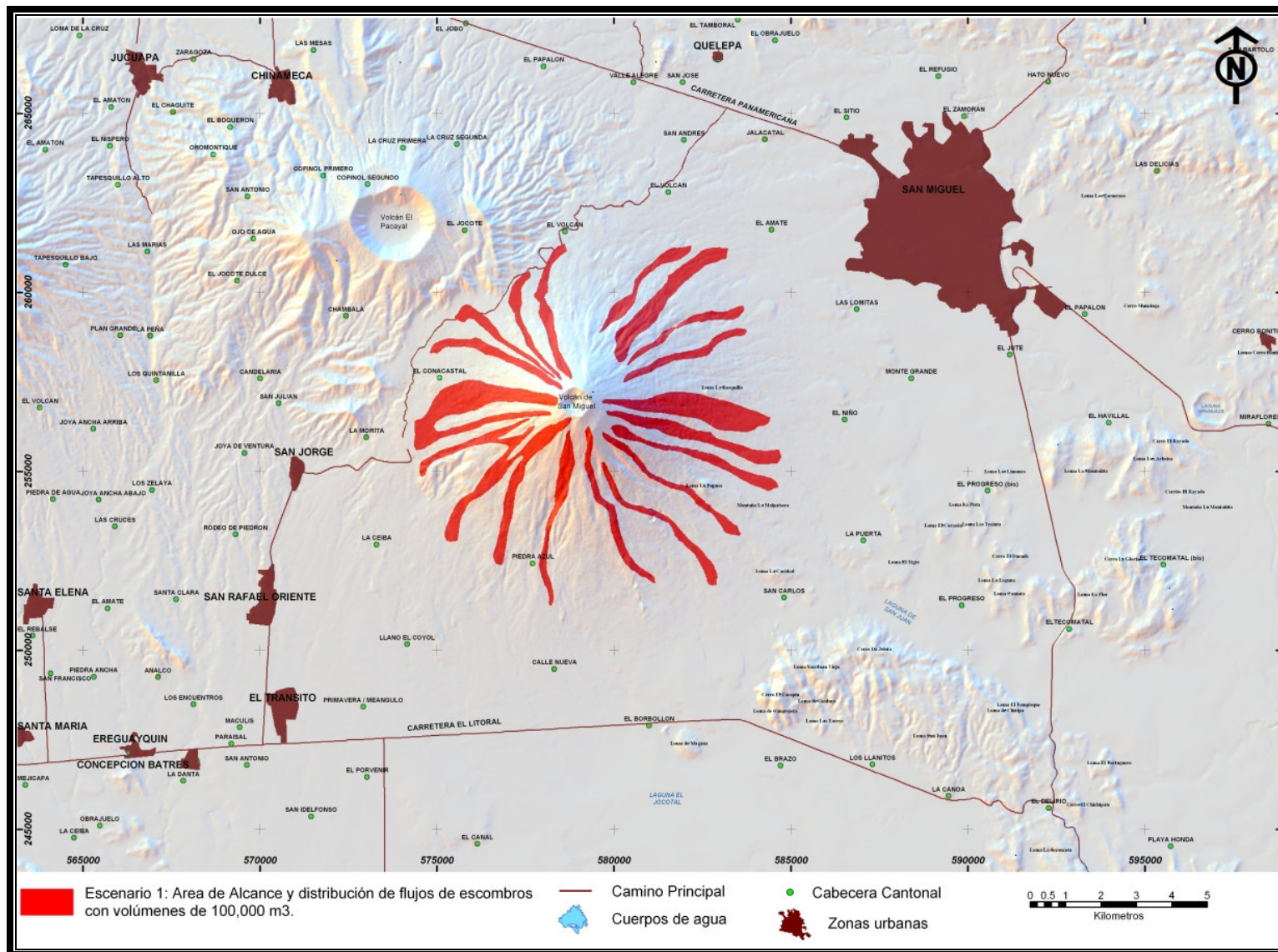


Figura 33: Escenario 1 de amenaza por flujos de escombros en el volcán de San Miguel, correspondiente a volúmenes de 100,000 m³ de escombros

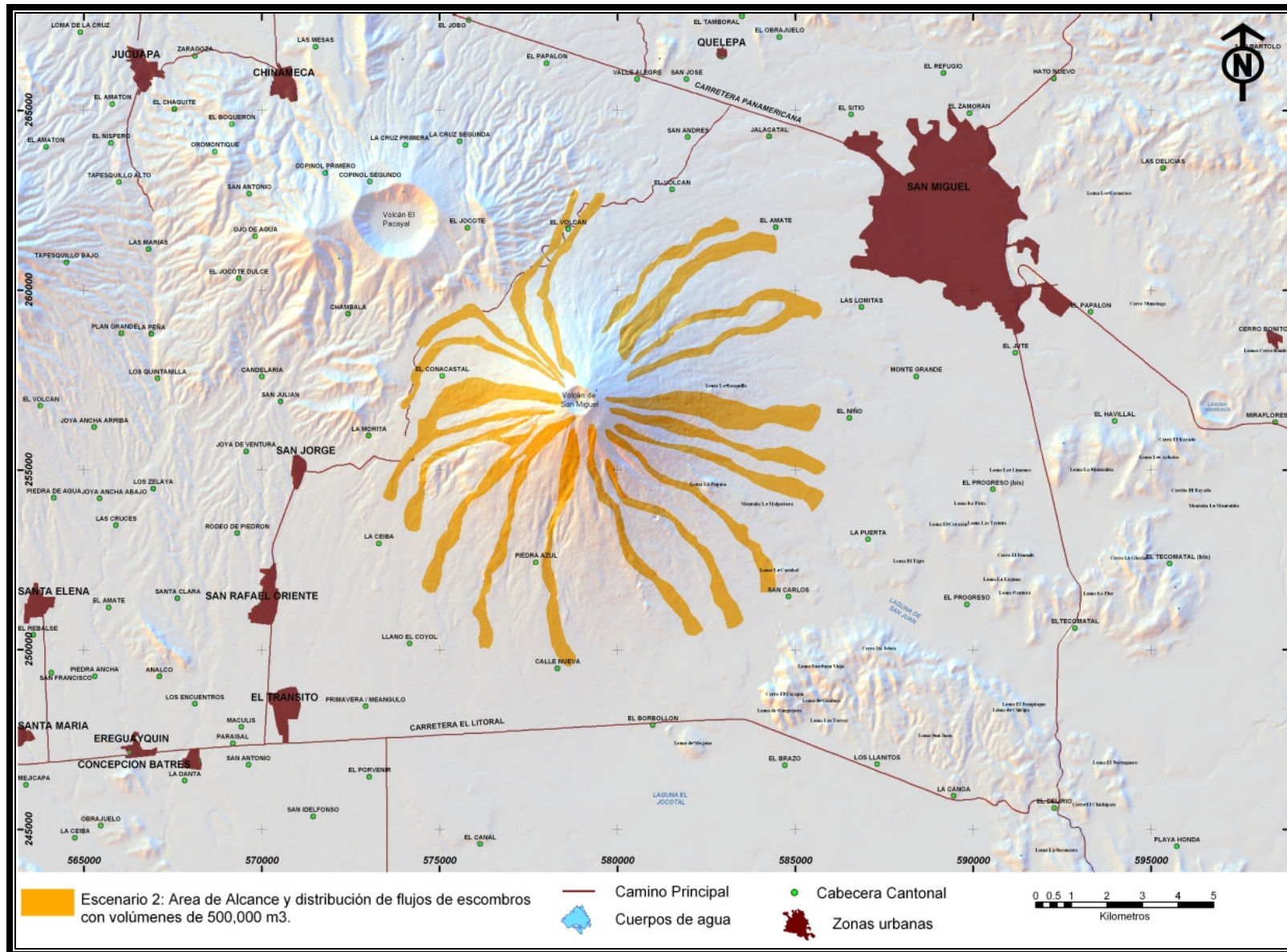


Figura 34: Escenario 2 de amenaza por flujos de escombros en el volcán de San Miguel, correspondiente a volúmenes de 500,000 m³ de escombros

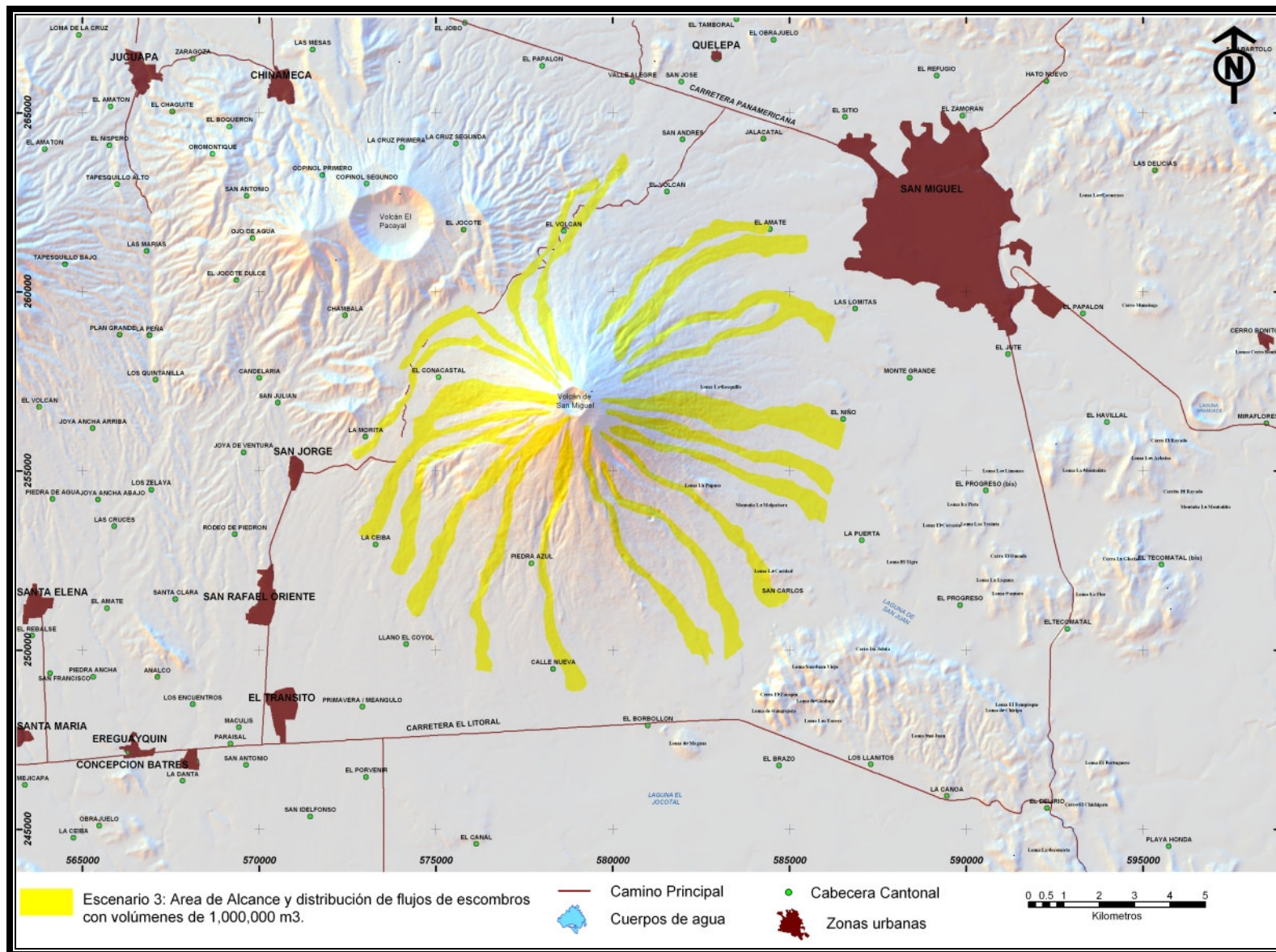


Figura 35: Escenario 3 de amenaza por flujos de escombros en el volcán de San Miguel, correspondiente a volúmenes de 1,000,000 m³ de escombros

6.7. Mapa de Escenarios de Amenaza por Flujos Piroclásticos

6.7.1. Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos son mezclas turbulentas de gases, cenizas y fragmentos volcánicos a temperaturas entre 300°C y 800°C que se movilizan por los flancos del volcán a altas velocidades, que pueden superar los 100 km/hora (foto 18). Los flujos piroclásticos se componen de dos partes: una parte basal, densa y ceñida al piso y una oleada de gas caliente en forma de nube que precede o cabalga sobre el flujo, a la que frecuentemente se ha denominado nube ardiente.

Los flujos piroclásticos se pueden producir por dos mecanismos: el derrumbe del frente de un flujo de lava saliendo del cráter central, por la inestabilidad de la masa de lava en terrenos con pendientes fuertes y b) el colapso de columnas eruptivas sobre el borde del cráter generadas por actividad freática o freatomagmática, cuando el gas ya no puede sustentar todo el peso de la ceniza que arrastra hacia el arriba.

La actividad eruptiva freática se produce cuando un cuerpo de agua subterránea es calentado hasta el punto de ebullición por magma en su ascenso hacia la superficie. Se genera una explosión que tiene capacidad para fragmentar las rocas de la capa que contiene el agua y las depositadas encima de esta. La actividad eruptiva freatomagmática se produce cuando el magma se mezcla con el agua subterránea provocando un efecto similar. El resultado de esta actividad es una gran producción de gas y fragmentos de rocas, que son lanzados al aire a través de las columnas eruptivas. El colapso de las columnas eruptivas se produce cuando la velocidad de ascenso del gas no es suficiente para soportar el peso de la carga sólida, entonces se produce la deposición de flujos o coladas piroclásticas y también de oleadas piroclásticas. En estas últimas, la explosión es más dirigida y el flujo es laminar, de manera que en los depósitos pueden encontrarse estructuras de sedimentación y estratificación cruzada.



Foto 18: Flujo piroclástico en el Mt. St. Helens, Estados Unidos, mayo de 1980

Generalmente, en el cono volcánico los flujos piroclásticos se desplazan por las zonas deprimidas y/o quebradas, pero en zonas de pendientes más suaves se esparcen afectando una zona mucho más amplia de terreno. Los elementos topográficos no son obstáculo para el avance de estos flujos, que provocan la destrucción de todo lo que encuentran a su paso.

6.7.2. Flujos piroclásticos en el Volcán de San Miguel

Los flujos piroclásticos no son comunes en el volcán de San Miguel. Por la composición del magma y por el historial eruptivo del volcán, se puede afirmar que la probabilidad de generarse es baja, sin embargo, debido a que son muy destructivos y arrasaron con todo a su paso es importante considerarlos.

En el volcán de San Miguel se han encontrado algunos depósitos freatomagmáticos prehistóricos en los flancos este y oeste del cono, que han alcanzado distancias de hasta 10 kilómetros del cráter. Sin embargo, no se conocen este tipo de depósitos en época histórica. Estos flujos son del tipo bloques y cenizas, producidos probablemente por el colapso de frentes de coladas de lava, y se han reconocido al menos en cuatro ocasiones.

Dos de los depósitos de bloques y cenizas se localizaron al este del cráter en dirección a la ciudad de San Miguel (foto 19). Los otros dos se dirigieron al oeste y suroeste del cráter, en dirección a las ciudades de San Jorge y San Rafael Oriente y presentan espesores de más de 50 centímetros.

Además, existen depósitos de oleadas piroclásticas bien expuestos, de casi dos metros de espesor, en el interior del cráter del volcán (foto 20). La presencia de estratificación cruzada y laminar del depósito hace pensar que pudiera estar asociado a la existencia de una laguna en el interior del cráter del volcán. El hecho de no tener agua superficial actualmente en el cráter, hace disminuir la posibilidad de ocurrencia de este tipo de actividad. Sin embargo, no se debe descartar una erupción freatomagmática en el volcán de San Miguel.

La morfología actual del cráter del volcán de San Miguel presenta dos puntos más deprimidos: uno en el borde oriental y el segundo en la zona erosionada del sector noroeste. Ambas pueden actuar como camino preferencial por donde los flujos de lava y el colapso de los mismos se desplacen en dirección este-sureste, y nor-noroeste.

En resumen, las evidencias de campo sugieren que los flujos piroclásticos no constituyen eventos eruptivos comunes para este volcán. Pero, flujos de bloques y ceniza por colapso de frente de lava son altamente probables, cuando son emitidos por el cráter central, ya que la pendiente es fuerte y las lavas en su movimiento ladera abajo se fragmentan formando bloques y ceniza.

Es menos probable que los flujos piroclásticos se generen por colapso de columnas eruptivas de gran altura resultado de actividad explosiva vulcaniana o subpliniana, es decir, por erupciones similares a las del volcán Fuego, en Guatemala, que también tiene carácter basáltico.



Foto 19: Deposito de flujo de bloques y ceniza encontrado en la Finca Santa Lucia, en el flanco oriental del volcán y a 5 Km. al oeste de la ciudad de San Miguel.



Foto 20: Depósitos de oleada piroclástica en la planicie occidental del interior del cráter del volcán de San Miguel.

6.7.3. Metodología para la construcción de escenarios de amenaza por flujos piroclásticos

De acuerdo a la información disponible y a las observaciones de campo, la distribución de flujos piroclásticos es uno de los escenarios menos probables en el Volcán de San Miguel. No existen depósitos históricos, pero sí depósitos prehistóricos en los flancos este y oeste del cono. Aún siendo la probabilidad de ocurrencia baja, la evidencia de estos eventos prehistóricos hace pensar en la importancia de contar con un mapa de escenarios de amenaza por flujos piroclásticos.

Para poder elaborar un mapa de amenazas cuando se cuenta con escasos afloramientos en el volcán, es necesario utilizar un programa de computadora que permita llevar a cabo simulaciones de estos procesos bajo diferentes escenarios de magnitud eruptiva.


En primera instancia, se seleccionó el programa Flow3D (diseñado por Thomas P. Kover, de la Universidad Estatal de Nueva York en Búfalo, EUA) que se utilizó con la autorización del Dr. Michael F. Sheridan. Este programa permite simular procesos geológicos gobernados por la gravedad, como son los flujos piroclásticos, en un sistema geográfico que represente la superficie del terreno, denominado modelo digital de elevación (MDE). El MDE que representa la superficie del volcán de San Miguel fue construido por la Unidad de Servicios Informáticos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales y se adaptó para su uso en la simulación de flujos piroclásticos para este volcán.


Debido a que no se conocen las condiciones futuras de la magnitud eruptiva, se utilizó el catálogo eruptivo, consistente en la información obtenida durante el trabajo de campo respecto a las distancias máximas alcanzadas por los flujos piroclásticos en el pasado. Las distancias máximas permitieron distinguir los alcances máximos posibles de los flujos piroclásticos en ciertas partes alrededor del volcán. Se diferenciaron los eventos que tuvieron un menor alcance y se atribuyen a flujos piroclásticos generados por erupciones de menor magnitud y por tanto la mayor probabilidad de ocurrencia. También se identificaron las distancias que caracterizan a los eventos menos probables, pero que podrían alcanzar mayores distancias respecto al cráter. Asimismo se identifican las distancias de escenarios de frecuencia o magnitud eruptiva intermedia entre los dos escenarios descritos. Las distancias máximas de cada escenario son el elemento de calibración fundamental para continuar con el proceso de simulación.


En la siguiente etapa del proceso, a través de la computadora, se simulan flujos piroclásticos que alcancen las distancias máximas identificadas para cada escenario mediante un proceso de ensayo y error. Los parámetros de simulación se van modificando hasta llegar al alcance (más una distancia adicional de seguridad) y distribución de los flujos piroclásticos que mejor representan a cada escenario, bajo las condiciones morfológicas actuales del edificio volcánico.

Los parámetros de simulación que permiten reproducir cada escenario son anotados y usados para llevar a cabo simulaciones alrededor del cono volcánico: en el caso de los flujos del escenario 1, éstos se llevaron a cabo utilizando un coeficiente de fricción (CF) de 0.035 y un factor de turbulencia (FT) de 0.000150, mientras que en el caso del escenario 2 el CF utilizado fue de 0.03 y el FT de 0.000150, y en el escenario 3, el CF fue de 0.0275 y el FT de 0.000150.

Los diferentes alcances de los flujos piroclásticos fueron unidos por líneas de igual alcance. Se obtuvieron diferentes patrones de distribución y alcance de flujos piroclásticos en el volcán de San Miguel para cada escenario:

-  **Escenario 1:** área que puede ser afectada por flujos piroclásticos muy pequeños asociados a derrumbes del frente de flujos de lava del cráter o a colapsos de pequeñas columnas eruptivas. Es el escenario con mayor probabilidad de ocurrencia (Figura 36).

-  **Escenario 2:** área que puede ser afectada por flujos piroclásticos provocados por erupciones explosivas de moderada magnitud. Se producen por colapso de los frentes de flujos de lava o de las columnas eruptivas de moderada magnitud. Ambos escenarios, tienen una baja probabilidad de ocurrencia pero podrían presentarse ante una reactivación del volcán de San Miguel (Figura 37).

-  **Escenario 3:** área que puede ser invadida por grandes flujos piroclásticos, asociados a eventos eruptivos altamente explosivos. Este tipo de actividad tiene una muy baja probabilidad de ocurrencia en el volcán de San Miguel, sin embargo no se descarta. (Figura 38)

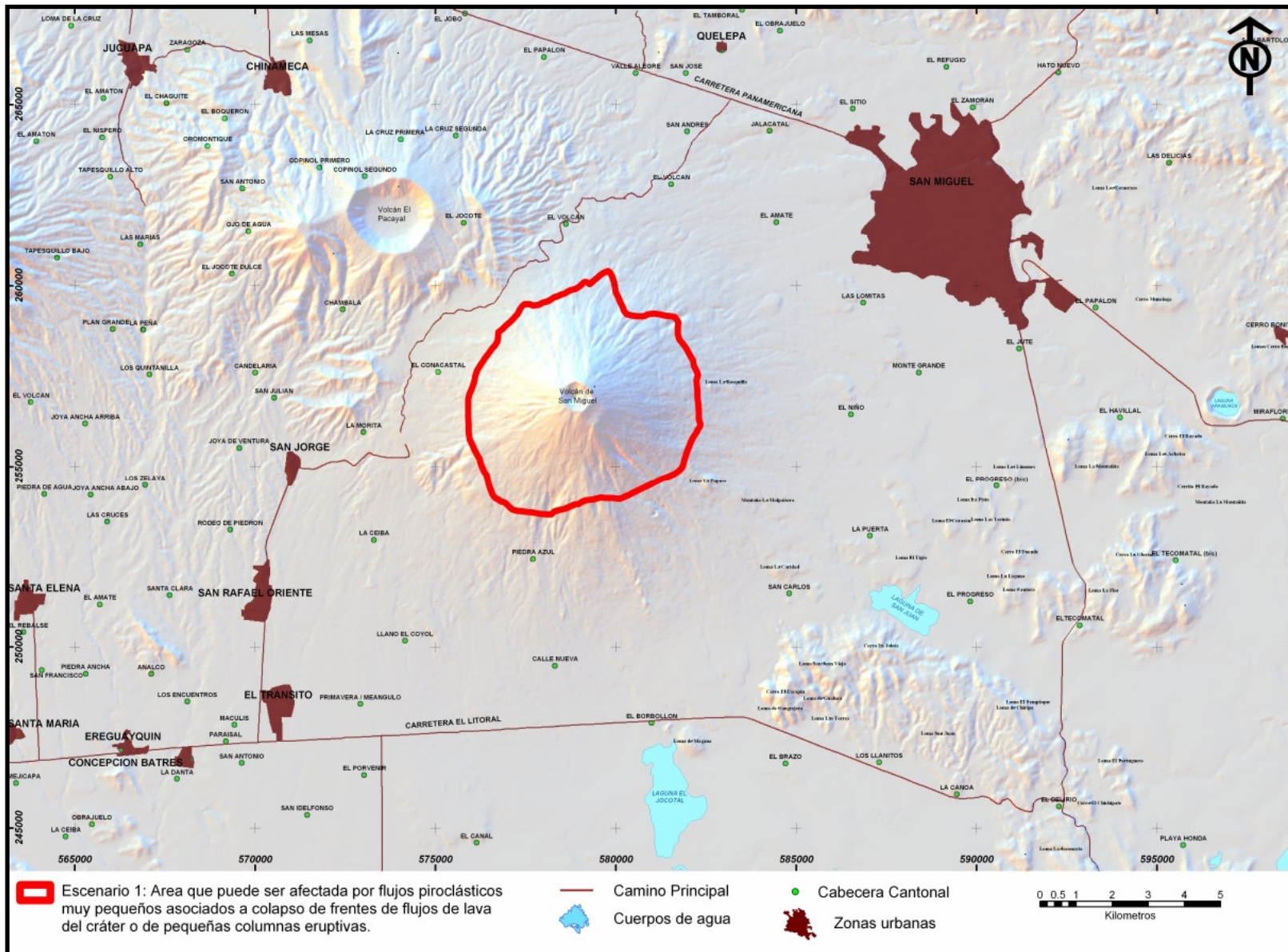


Figura 36: Escenario 1 de amenaza por flujos piroclásticos asociados a colapso de frentes de coladas de lava en el volcán de San Miguel, correspondiente a eventos de pequeña magnitud pero de mayor probabilidad.

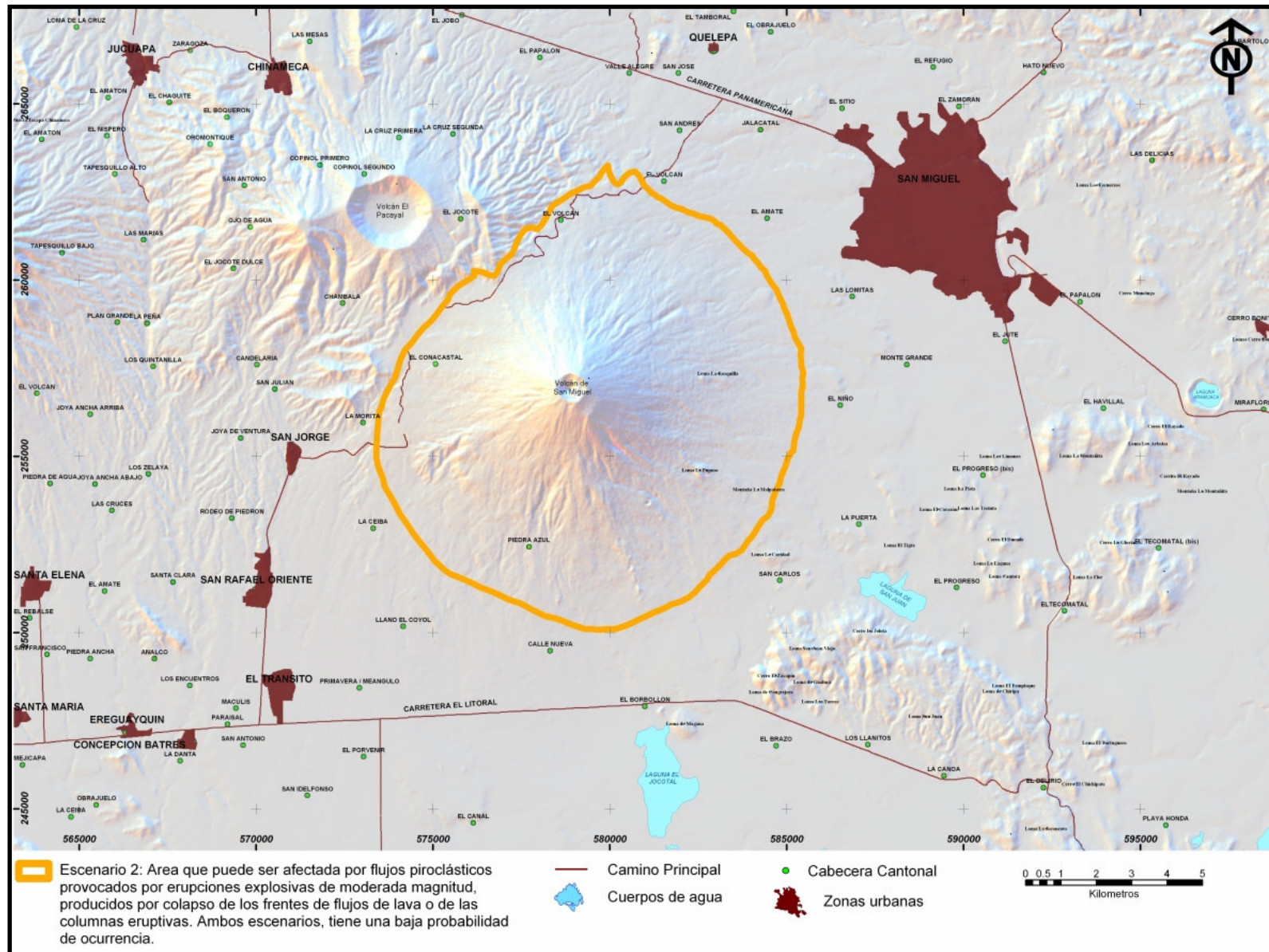


Figura 37: Escenario 2 de amenaza por flujos piroclásticos asociados a colapso de frentes de coladas de lava en el volcán de San Miguel, correspondiente a eventos de magnitud y probabilidad intermedia

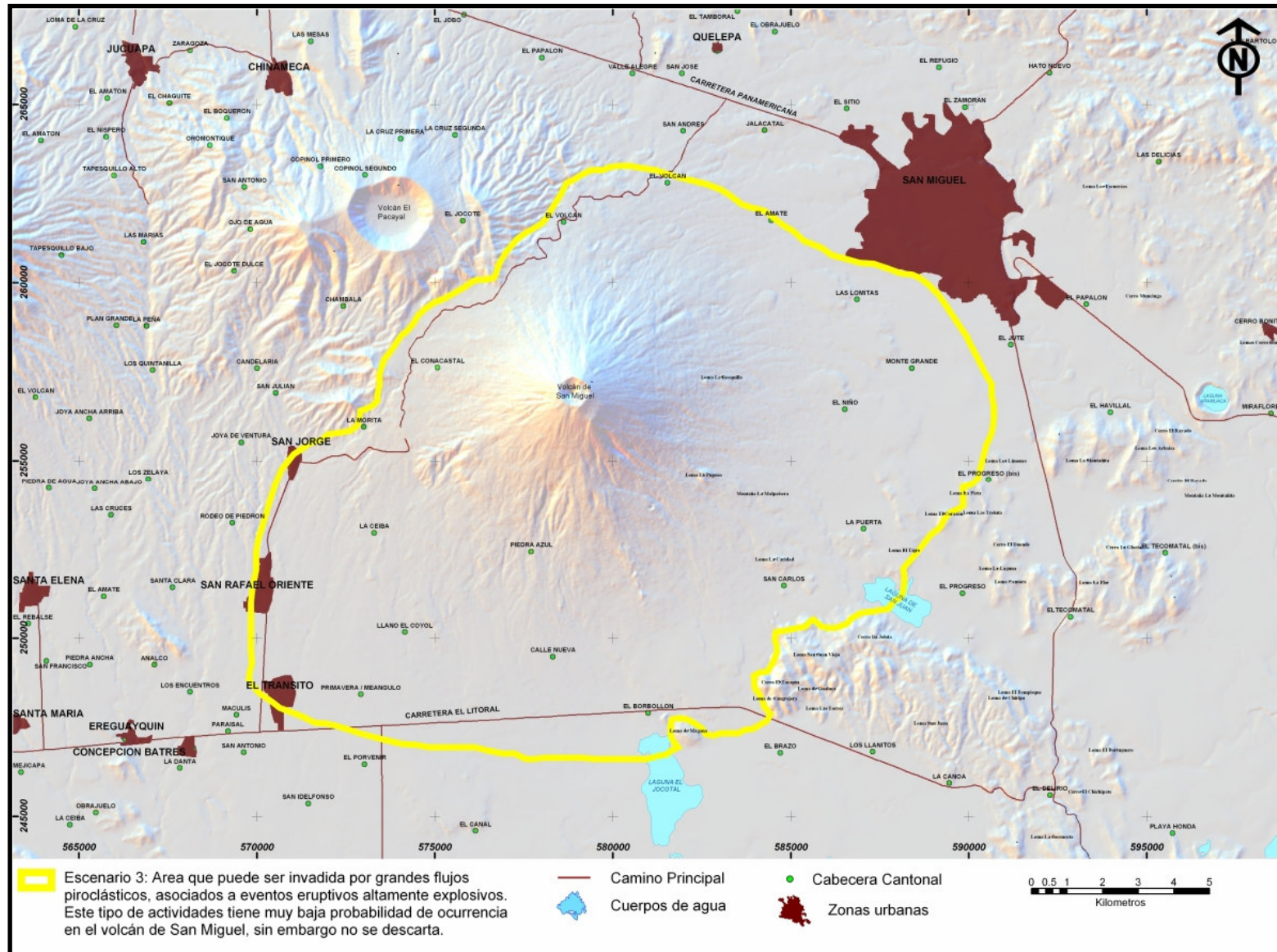


Figura 38: Escenario 3 de amenaza por flujos piroclásticos asociados a colapso de frentes de coladas de lava en el volcán de San Miguel, correspondiente a eventos de gran magnitud pero poco probables.

6.8. Mapa de Amenaza por Colapso Estructural

6.8.1. El Colapso Estructural

El **Colapso estructural**, también es llamado deslizamiento volcánico o deslizamiento gigante de un volcán. Consiste en el desprendimiento súbito de una parte del edificio volcánico, asociado a factores estructurales dinámicos. Generalmente ocurre en volcanes altos con pendientes fuertes, afectados por fallas y con rocas muy alteradas. También puede producirse por la deformación originada por intrusiones magmáticas (Siebert y otros. 1994).

El colapso estructural de grandes edificios volcánicos está fuertemente influenciado por el campo de esfuerzos existente en la región donde se encuentra el volcán. Las zonas más propensas a derrumbarse son aquellas que están en la dirección de la traza horizontal del esfuerzo mínimo.

El campo de esfuerzos, es decir, la distribución que tienen los esfuerzos de tensión, compresión e intermedio entre ambos, es fundamental para reconocer los sistemas de fracturamiento y fallas regionales. En particular, en las regiones volcánicas, el reconocimiento de los patrones del campo de esfuerzos permite identificar los patrones de migración magmática o volcánica y, en volcanes tales como el volcán San Miguel, permite identificar las zonas de debilidad. La posición y orientación del esfuerzo tensional es el más importante cuando se trata de colapsos estructurales en volcanes.

Las zonas de debilidad son aprovechadas por los volcanes para colapsar cuando las condiciones son las adecuadas para ello. Los factores que favorecen el colapso son: que el edificio se encuentre inestable, es decir, que las rocas que lo componen muestren fuerte alteración hidrotermal, fallas y fracturas de carácter regional que atraviesen al edificio volcánico. Inclusive, a menudo grandes terremotos disparan el colapso estructural, entre otros. La combinación de un edificio muy alto con sus rocas muy alteradas es quizá la condición que hace más probable el disparo del proceso.

El producto de los colapsos estructurales son enormes avalanchas de rocas (debris-avalanche). Estos flujos de escombros de grandes dimensiones (de hasta 10 km³) tienen una gran movilidad, mucho más alta que los flujos de pequeños dimensiones (Siebert y otros 1994). El impulso adquirido por los materiales en movimiento les permite sobrepasar barreras topográficas de hasta centenares de metros de altura.

Los efectos directos del colapso estructural son el sepultamiento y la destrucción de todo lo que encuentran a su paso y además alteran enormemente la topografía del terreno. Otro efecto directo es el inicio de la actividad volcánica, al cambiar el régimen de presiones sobre las cámaras magmáticas por la pérdida de un volumen importante de materiales del cono volcánico.

Por otra parte, hay que tener en cuenta los efectos indirectos, como son la formación y ocurrencia de flujos de escombros (lahares) en períodos de lluvia posteriores al evento, por movilización de los materiales deslizados. Así como el cambio en el recorrido de quebradas y flujos de agua, lo que puede generar algunas crecidas, avenidas o inundaciones.

6.8.2. Escenario de Amenaza por Colapso Estructural en el Volcán de San Miguel

El trabajo de campo en la zona del volcán, incluyendo la interpretación de fotos aéreas sugieren que posiblemente, la parte superior de un antiguo volcán mucho más alto, colapsó hace unos miles de años.

Dos evidencias sustentan la aseveración anterior:

- 1) Una morfológica: dos salientes en la morfología del cono localizados en lo alto de los flancos noreste y sureste entre las cotas 1800 y 1900 m de altitud (foto 4). La porción del volcán debajo de los salientes tiene diferencias en pendiente y morfología con respecto al cono superior. También las fotos aéreas muestran trazas que sugieren un posible colapso del volcán y la formación en la parte más alta del volcán de un cono de escorias y lavas desarrollado dentro de un viejo cráter.
- 2) Una geológica: depósitos típicos de avalancha de escombros asociados a colapso se encuentran en San Rafael Oriente, a 11 kilómetros al suroeste del cráter del volcán (foto 8). Los escombros del colapso aparecen mezclados con un flujo de bloques y ceniza de color gris y de composición basáltica, lo que da idea que su fuente es el volcán de San Miguel. El hecho de no ver contacto entre el flujo de bloques y ceniza con el depósito de escombros, sugiere que se trata de un mismo escenario eruptivo (Escobar, 2003)

Actualmente, el edificio no se nota afectado por una fuerte alteración hidrotermal de las rocas, lo que hace poco probable la ocurrencia de un colapso, pero en este trabajo se reconstruyó el campo de esfuerzos con el fin de identificar las áreas de mayor debilidad.

De acuerdo a las condiciones actuales del volcán, en caso de producirse en el futuro otro colapso, existe más alta probabilidad de que fuera el flanco occidental el que se desprendiera (flecha en color rojo) y como segunda opción el flanco este (flecha en color naranja) (Figura 39).

Este tipo de proceso tienen muy baja probabilidad de ocurrencia en el volcán de San Miguel, pero por ser sus efectos muy grandes y tener un gran impacto es importante considerarlo.

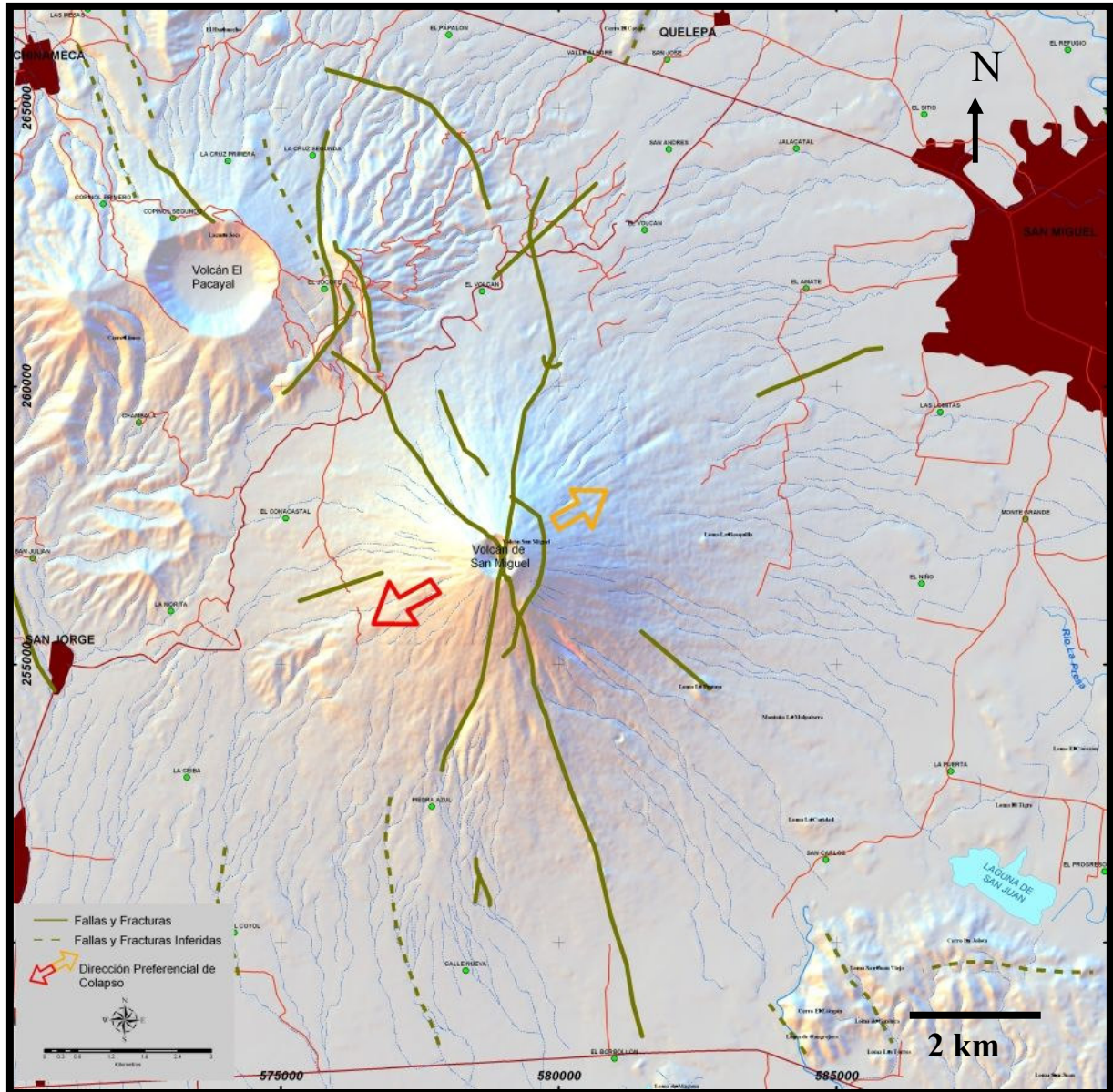


Figura 39: Posible escenario de colapso estructural: la flecha roja indica que el colapso estructural puede ocurrir como primera opción hacia el occidente del volcán; flecha anaranjada indica que también podría ocurrir hacia el oriente. Las líneas verdes señalan las fallas principales que afectan al volcán (SNET, 2004).

7. Actividad actual del Volcán de San Miguel

Tal como se ha expuesto en los apartados anteriores, la actividad histórica y prehistórica del volcán de San Miguel, es un claro indicador de que se trata de un volcán con una periodicidad eruptiva digna de tomar en cuenta.

La parte superior y el cráter del volcán están conformados por una alternancia de depósitos volcánicos masivos, producto de erupciones efusivas y piroclásticos, originados por erupciones de tipo explosivo. En las cabeceras de las quebradas que drenan el cono volcánico pueden observarse como se intercalan delgados flujos de lava y capas de material piroclástico, suelto y fragmentado, que forman enormes taludes inestables.

El agua que precipita sobre el volcán, en los periodos de lluvias, fácilmente se infiltra en estos materiales, vesiculados o fracturados. El agua al llegar a zonas profundas más calientes se convierte en vapor, generándose un sistema hidrotermal ubicado someramente debajo del cráter. La circulación de vapor de agua y gases azufrosos a través de grietas, rocas y fracturas facilita la alteración de las rocas de la parte superior del cono. Esto junto a la morfología vertical de la mayor parte de paredes del interior del cráter, colabora a la formación de derrumbes. Esta situación es favorecida además por la ocurrencia de sismos de moderada a alta magnitud que son frecuentes en todo el territorio nacional.

En ocasiones los derrumbes de rocas hacia el interior del cráter han obstruido el conducto y bloquean parcialmente el paso de los gases, haciendo que la presencia de fumarolas disminuya y que se acumule presión en el interior del volcán. Esta situación se produjo en agosto de 2002, cuando parte de las planicies sur y suroriental del interior del cráter se derrumbaron. A partir de esa fecha y hasta final del año 2002 se observó subsidencia de rocas en el conducto y la aparición paulatina de nuevas fumarolas y sismicidad volcánica. Podría darse el caso en que la presurización genere vibración del edificio volcánico y pequeñas explosiones freáticas.

La interpretación anterior es una respuesta a la numerosa microsismicidad que caracteriza al Volcán de San Miguel. El monitoreo sísmico del volcán de San Miguel se realiza a través de tres estaciones sísmicas: Volcán de San Miguel (VSM), ubicada en el sector norte del volcán a 500 del cráter y a 1675 m de altitud; Bellavista (BLL), ubicada en el flanco este a 600 metros de altitud y Lacayo (LCY), ubicada en el flanco poniente, alrededor de unos 1.000 metros de altitud (figura 40).

Las señales sísmicas que se registran se clasifican como eventos de Periodo Largo (LP), también llamados eventos Tipo B. El conteo diario de estos eventos da una media que fluctúa entre 200 y 400 microsismos por día.

En varias ocasiones se ha tenido el registro de tremor espasmódico (vibración continua) con paquetes de eventos tipo B con frecuencias entre 5 y 6 hz (figura 41). A principios de mayo de 2004 se registro una vibración continua durante 84 horas, cuyas amplitudes alcanzaron 170 cuentas RSAM, cuando habitualmente no superan las 40 cuentas RSAM (ver figura 42).

Se interpreta que la microsismicidad está localizada en la zona sumital del cono, porque se registra primero y con mayor intensidad en la estación Volcán San Miguel (VSM) ubicada en una cota más alta. La actividad volcánica de los últimos 4 años se ha localizado en el cráter central, con pequeñas explosiones freáticas y emisiones de gases con modestas cantidades de tefra del tamaño de ceniza. Derrumbes de rocas, subsidencia de materiales, áreas arcillosas amarillentas, grietas y gases azufrosos, son situaciones comunes en el área cratérica.

Por las características propias del volcán y el tipo de microsismicidad, se infiere que actualmente (mediados de 2005), la actividad del volcán de San Miguel se concentra debajo del cráter central a menos de 1 kilómetro de profundidad y no obedece a dinámica de cámara magmática, si no más bien al desarrollo y funcionamiento de un sistema hidrotermal incipiente.

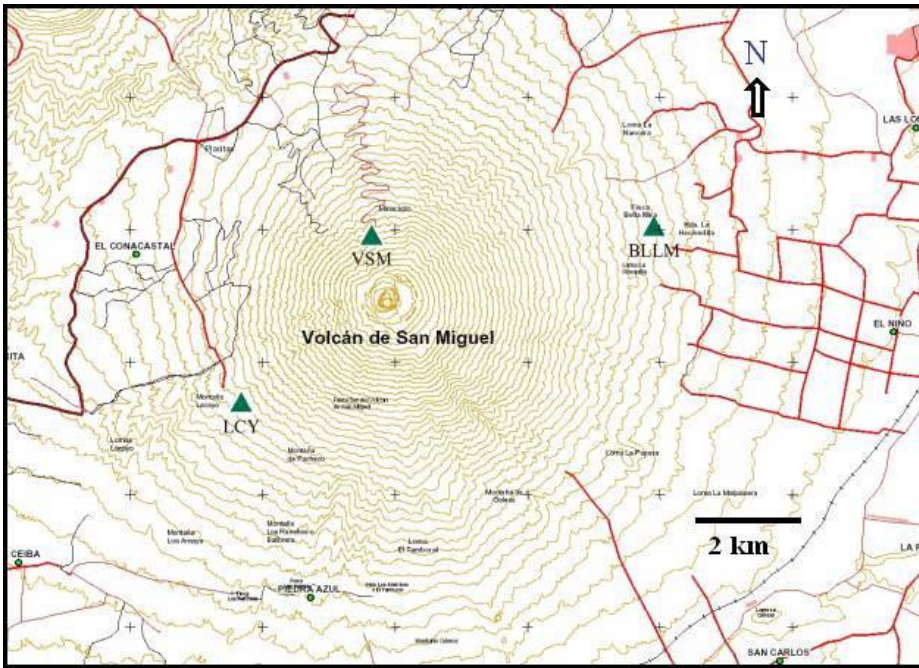


Figura 40. Los triángulos verde ubican los sitios donde se tienen instaladas tres estaciones sísmicas para el monitoreo del volcán [LCY, BLLM y VSM]. Al norte, la estación VSM es la estación de monitoreo mas cercana al cráter. Las líneas rojas gruesas simulan las principales arterias de la red vial de transporte

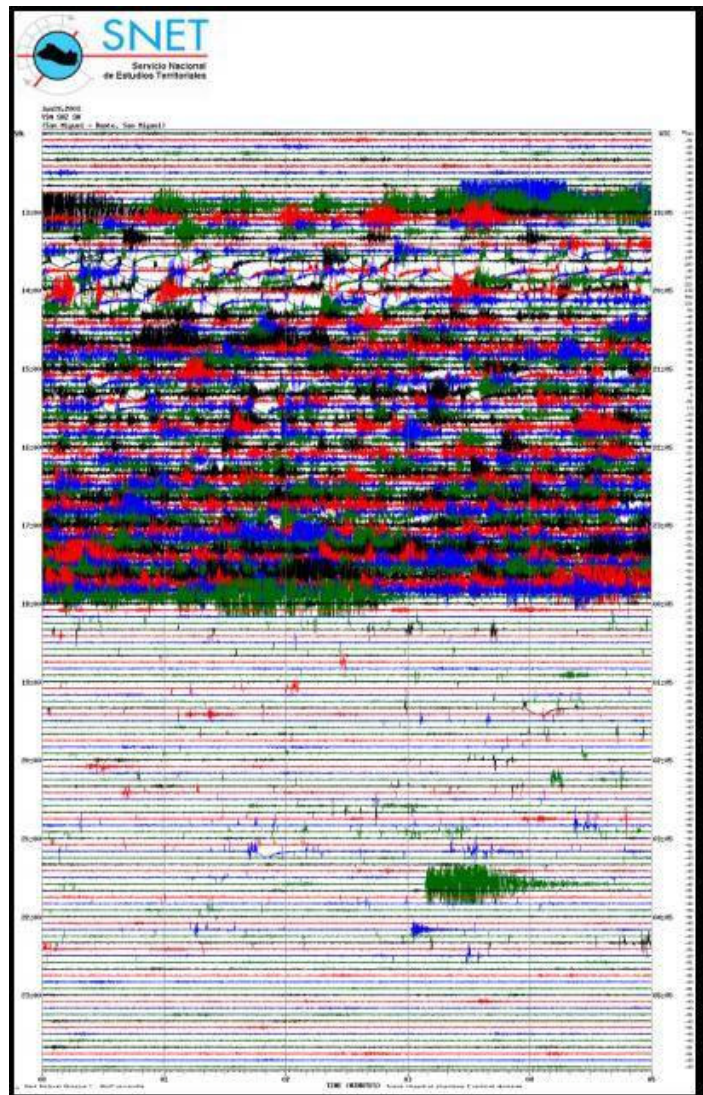


Figura 41. Sismograma del volcán de San Miguel del día 19 de junio 2003. Muestra microsismicidad anómala ocurrida por la tarde. La estación sísmica VSM registró durante 5 horas tremor con paquete de eventos tipo B. En inspección al volcán realizada al día siguiente se observó una pequeña subsidencia de rocas en el fondo del cráter.

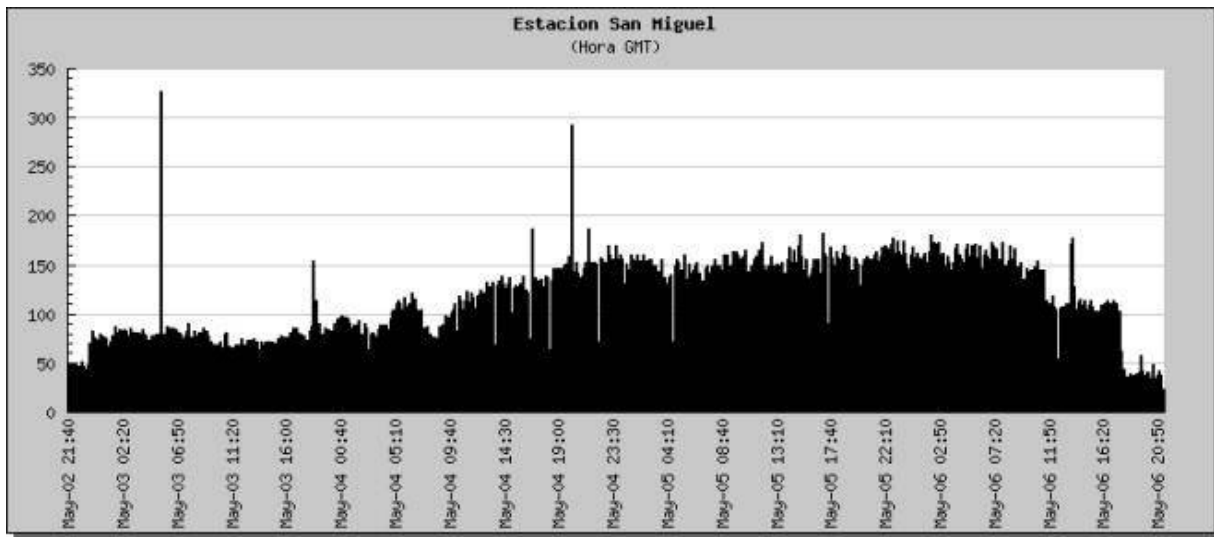


Figura 42: Vibración del volcán de San Miguel presentada durante la primera semana de mayo de 2004. Los días 4 , 5 y 6 alcanzó 170 cuentas RSAM. Esta microsismicidad fue asociada al incremento de presión interna por acción de los gases y vapor de agua dentro del sistema hidrotermal.

Por su actividad histórica y prehistórica se considera que el volcán de San Miguel es uno de los tres volcanes más activos del país y candidato a presentar erupciones en el futuro cercano.

La exposición de comunidades e infraestructuras en la zona de influencia del volcán es elevada. Gran cantidad de comunidades, incluyendo la ciudad de San Miguel se encuentran alrededor o en los flancos del volcán. En sus laderas se encuentran plantaciones de café, algodón y cañales. Las carreteras Panamericana y Litoral son las principales rutas de acceso que cruzan los flancos norte y sur de la montaña. La vulnerabilidad de los asentamientos e infraestructuras alrededor del volcán de San Miguel aumenta el riesgo ante una eventual erupción. Para reducir esas condiciones de riesgo es muy importante tomar en cuenta acciones de planificación del territorio y de preparación de emergencias.

8. Monitoreo de la actividad volcánica y pronóstico de erupciones

El historial eruptivo del volcán de San Miguel y los rasgos de actividad actual mostrados en el anterior apartado son los criterios principales para considerar al volcán de San Miguel como candidato a presentar erupciones en el futuro cercano.

El Programa Permanente de Vigilancia Volcánica del Servicio Nacional de Estudios Territoriales, en colaboración con otras instituciones como la Universidad de El Salvador, hace posible monitorear diferentes parámetros en los volcanes que mostrarían cambios en caso de que se estuviera produciendo una reactivación eruptiva. El transporte de magma debajo de un volcán antes de una erupción produce cambios que pueden ser verdaderamente detectados con instrumentos modernos y observaciones visuales. La erupción volcánica puede ocurrir dentro de días a meses después de los primeros precursores de actividad, lo cual hace posible el pronóstico. También es posible, en volcanes con magma (lavas) fluidas, que se produzcan erupciones repentinas o que se presenten síntomas de actividad con muy poco tiempo de aviso o sin aviso previo.

Cada volcán tiene su propio comportamiento y el monitoreo permanente permite caracterizarlo y definir líneas base en los diferentes parámetros que se vigilan: sismicidad, geoquímica de gases, geoquímica de aguas y deformación principalmente. Así como, detectar cuando se producen anomalías y de esta forma tener los datos para poder elaborar pronósticos acertados de actividad volcánica.

Las estaciones de monitoreo sísmico volcánico pueden detectar enjambres de temblores del volcán de San Miguel, lo cual se utilizaría como primer parámetro para intensificar la vigilancia volcánica. Los enjambres de pequeños temblores volcano - tectónicos a menudo son generados por el rompimiento continuo de los estratos de rocas. Ello ocurre debido al incremento de presión interna causada por los gases y vapores calientes. Estos abren paso al magma durante su ascenso (ver figura 43).

Por esta razón también es importante el monitoreo geoquímico de los gases del volcán de San Miguel. La vigilancia de gases se realiza parcialmente a través de diferentes técnicas: temperatura de gases a través de fumarolas, usando termocuplas, cuando el acceso al campo de fumarolas es posible. También se monitorean los gases en forma difusa a través de una estación en la Finca Bellamira que gestiona la Universidad Nacional de El Salvador.

El calor del magma puede incrementar la temperatura del agua subterránea y elevar la temperatura de las fumarolas y de los nacimientos y pozos de agua. Por eso es importante el monitoreo hidrogeoquímico de los pozos de agua de la ciudad de San Miguel.

La composición y volumen de los gases emitidos por las fumarolas cambia tan pronto el magma inicia su ascenso a la superficie. También este proceso cambiaría la composición de aguas subterráneas.

Las inyecciones de magma dentro del volcán puede causar inflaciones u otro tipo de cambios en la morfología, que por el momento se monitorean de forma sencilla con la medición de la abertura de algunas grietas en el interior del cráter.

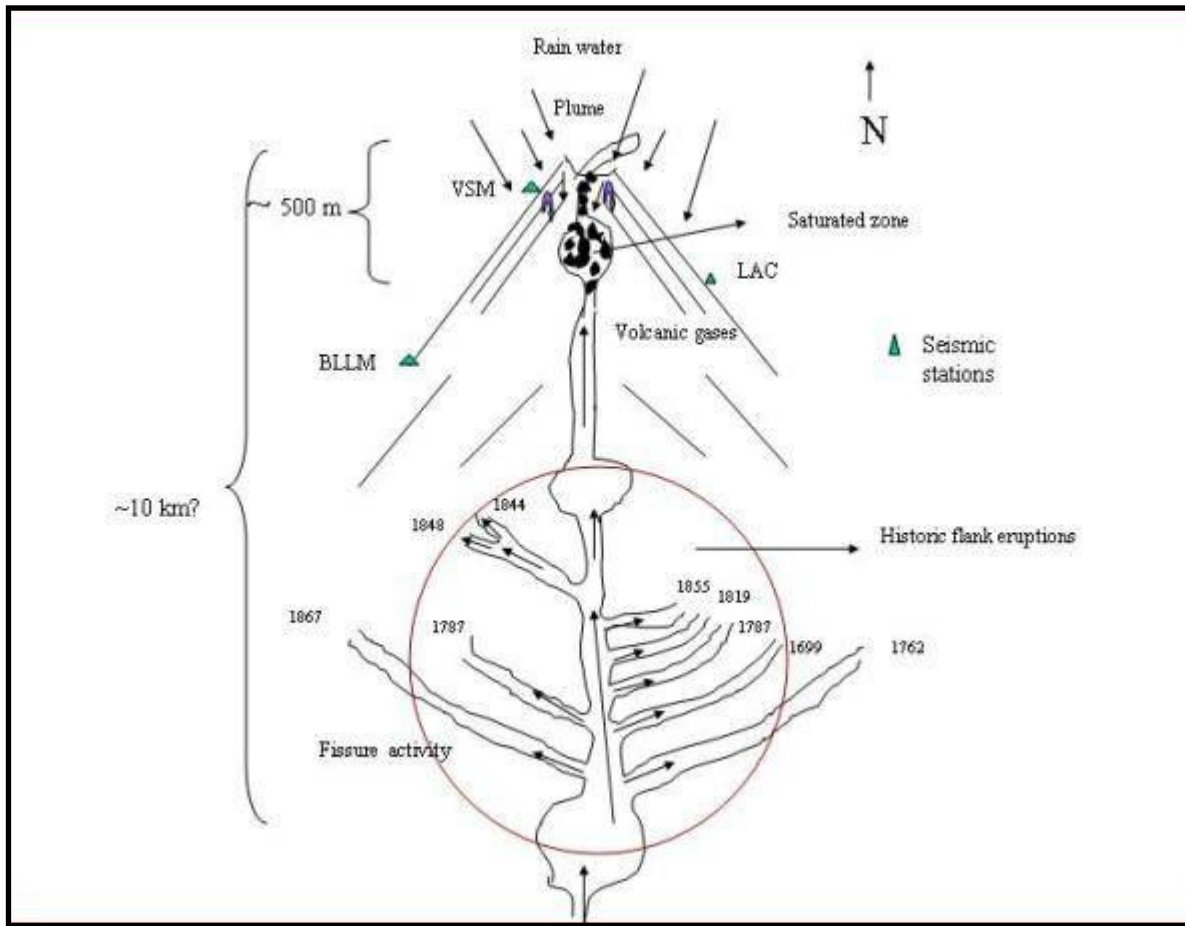


Figura 43: Esquema idealizado de la estructura interna del volcán de San Miguel. El área del círculo simula los flujos de lava históricos por los flancos del volcán [Escobar, D, 2003 - Sin escala].

9. Resumen de los peligros esperados ante una reactivación del Volcán de San Miguel

El actual periodo de reposo eruptivo del volcán de San Miguel no permite descartar que en el futuro cercano se presente actividad eruptiva similar a la reportada en los registros históricos.

Durante los últimos 28 años, después de la última emisión de lavas en 1976, el volcán de San Miguel solamente ha experimentado pequeñas explosiones de vapor y gases, acompañados de modestas cantidades de tefra del tamaño de cenizas. También se ha observado la ocurrencia de derrumbes en las paredes verticales del interior del cráter. Este tipo de actividad ha tenido efectos de poca consideración en la población

La ocurrencia de flujos de escombros (lahares) disparados por lluvias intensas por las quebradas del flanco norte y noroeste del volcán y el derrumbe de taludes en el interior del cráter generados por precipitaciones y/o terremotos que movilicen materiales, son los procesos geológicos con mayor probabilidad de ocurrencia en el Volcán de San Miguel. Esto es debido a que cada año existe el período de lluvias, especialmente copioso en junio y

septiembre, que puede desencadenar este tipo de actividad. El escenario de amenaza más probable es la ocurrencia de flujos de escombros de pequeña a moderada magnitud, pero también es posible que los lahares recorran distancias de hasta 8 kilómetros del cráter central o incluso, en el caso de lahares voluminosos y grandes, podrían recorrer distancias de más de 10 kilómetros.

En referencia a la actividad eruptiva propiamente, basados en el historial eruptivo de los últimos 1,700 años, y específicamente en la época histórica que indica la ocurrencia de ocho flujos de lava emitidos entre 1699 y 1868, se deduce que el proceso más probable que puede esperarse es la emisión de lava por el cráter central. También, según el historial eruptivo, la actividad eruptiva a través de bocas secundarias o laterales es probable. Podría generarse la expulsión de bloques y bombas a distancias cortas, entre 100 a 200 m, pero también producir flujos de lava en bloques que se extiendan distancias de hasta 10 kilómetros.

La actividad explosiva generaría el lanzamiento de balísticos y la caída de tefra. Otro tipo de actividad que podría esperarse es la ocurrencia de flujos piroclásticos, producto del colapso de los frentes de lava que se desplazan por la parte alta del volcán con fuertes pendientes.

Las erupciones explosivas son más peligrosas que las que forman flujos de lava o conos de escorias. El volcán de San Miguel tuvo una erupción relativamente fuerte por el cráter central, al menos en una ocasión en el año 320 AD, y por tanto podría repetirse de nuevo en el futuro. El producto más común de este tipo de erupciones es la emisión de cenizas.

Las cenizas de una columna eruptiva de más de 10 kilómetros de altura fácilmente puede ser transportada a grandes distancias en la dirección del viento (hacia el oeste suroeste en el caso del volcán de San Miguel) y afectar zonas alejadas del volcán. El escenario 3 del mapa de escenarios de amenaza por caída de ceniza, da una idea clara de la zona que puede resultar afectada si ocurriera una erupción de gran magnitud, que es poco probable pero que podría llegar a afectar el aeropuerto de Comalapa, a 120 kilómetros de distancia del volcán.

También podrían producirse flujos piroclásticos al colapsar las columnas eruptivas. Tales flujos y oleadas piroclásticas pueden afectar simultáneamente varios sectores del volcán.

El record histórico del volcán de San Miguel sugiere que actividad sísmica y retumbos de consideración podrían producirse horas o días antes de la erupción.

10. Conclusiones

El estudio del historial eruptivo, la recopilación de nueva información geológica de campo y el análisis de peligrosidad realizado posteriormente a través de simulación por computadora de los diferentes procesos volcánicos ha permitido obtener una serie de conclusiones, que se enumeran a continuación.

1. Las rocas del volcán de San Miguel son basaltos y basaltos andesíticos. Las futuras erupciones serán basálticas o basálticas andesíticas con contenido de SiO₂ entre 50-54%. Esta composición es característica de magmas relativamente fluidos y por tanto la ocurrencia de erupciones altamente explosivas es menos probable.
2. La composición de los magmas citada hace más probable la ocurrencia de erupciones repentinas o con menos tiempo y precursores de aviso previo, ya que los magmas fluidos tienen más facilidad para viajar a través de la corteza.

3. Ocho erupciones fisurales con emisión de coladas de lava han ocurrido aproximadamente cada 20 años durante 169 años, entre 1699 y 1868. Durante los últimos 136 años este patrón se rompió. De todas maneras la probabilidad de emisión de flujos de lava en el volcán de San Miguel es muy alta, tanto por el cráter central como por los flancos a través de fisuras.
4. Todos los sectores del volcán de San Miguel pueden resultar afectados por caída de ceniza, sin embargo, el flanco occidental es más susceptible a ser impactado por este tipo de actividad debido a la predominancia de vientos del este.
5. La actividad histórica indica que es muy probable la ocurrencia de explosiones de pequeña a moderada magnitud por el cráter central, tanto de naturaleza magmática como freatomagmática. Esta actividad produciría la emisión de bloques, bombas y lapilli. Esta actividad puede ir acompañada de la emisión de volúmenes importantes de gases, que pueden resultar molestos o dañinos para la salud de las personas.
6. El registro histórico indica que es posible esperar flujos de escombros (lahares) provenientes de la zona sumital del volcán, al menos una vez cada 9 años. Estos flujos son desencadenados mayoritariamente por lluvias intensas y tienen una alta probabilidad de ocurrencia.
7. La ocurrencia de flujos de bloques y ceniza producto del colapso de frentes de colada de lava descendiendo del cráter central es también posible, aunque tiene una probabilidad media de ocurrencia. Las altas pendientes de la parte alta del cono volcánico propician la inestabilidad de los frentes de lava y generan los flujos calientes de bloques y ceniza.
8. Los diferentes mapas de amenaza volcánica señalan las áreas que podrían resultar afectadas por los diferentes procesos volcánicos que pueden presentarse durante una erupción. Cada escenario (1,2 y 3) hace referencia a las áreas afectadas en caso de una erupción de pequeña, moderada o gran magnitud. Teniendo en cuenta las posibles áreas afectadas por los diferentes escenarios se puede deducir que el área de influencia del volcán de San Miguel en caso de presentar actividad es de unos 12 kilómetros de radio respecto al cráter central.
9. El volcán de San Miguel presentará actividad eruptiva en un futuro. El pronóstico de erupciones se realizará en base a los datos obtenidos de las actividades de Vigilancia Volcánica y del análisis de peligros que se presenta en los mapas de escenarios de amenaza.

11. Recomendaciones

El propósito de los mapas de escenarios de amenaza es ser una herramienta útil para orientar las acciones de prevención y mitigación necesarias para reducir la posibilidad de pérdidas y daños dentro de la zona de influencia del volcán. Las áreas representadas en el mapa son el resultado de la aplicación de modelos numéricos y por tanto una aproximación a la realidad del fenómeno. **Los límites de las áreas delimitadas deben tomarse con precaución, considerándolos como referencias y no como absolutos.**

A pesar de los avances en Vigilancia Volcánica y en los trabajos de Evaluación de Peligros, es difícil, si no imposible predecir la actividad volcánica, es decir, indicar la hora exacta de la ocurrencia de una erupción o colapso volcánico disparado por intrusión magmática, temblores o fuerte lluvias. Los pronósticos a corto y largo plazo siempre tienen un nivel de incertidumbre que debe contrarrestarse con la reducción de vulnerabilidades y la preparación de la población que vive en el área de influencia del volcán y que puede ser afectada por los productos una erupción.

La coordinación interinstitucional es de suma importancia para el desarrollo de estrategias, programas y proyectos para la prevención de desastres y la mitigación de riesgos. Instituciones como el Ministerio de Educación (MINED), el Ministerio de Salud (MSPAS), el Ministerio de Obras Públicas, el Comité de Emergencia Nacional (COEN) a través de sus departamentales (COED), deben trabajar conjuntamente con las Alcaldías y el resto de instituciones que en el nivel local trabajan más directamente con la población civil. Todas estas instituciones deben estar recibiendo información y recomendaciones del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET), que como institución científico-técnica puede proveer la información sobre los fenómenos naturales que pueden desencadenarse y ser peligrosos y en el momento en que ocurren seguir la evolución de los mismos.

Es necesario divulgar entre estas y otras instituciones los Mapas de Escenarios de Amenaza Volcánica para que pueda considerarse los factores de peligrosidad en el momento de tomar decisiones en diferentes ámbitos del desarrollo, especialmente de uso de la tierra (ubicación de infraestructuras habitacionales, ubicación de infraestructuras de servicios, vías de comunicación, infraestructura de telecomunicación, etc.). Así mismo, es importante tener en cuenta los mapas para iniciar acciones de preparación y mejora de los asentamientos y comunidades existentes.

En los alrededores del volcán de San Miguel, especialmente en los flancos norte, noroeste y suroeste, los gobiernos locales, organizaciones comunitarias y ciudadanía en general deben planear acciones directas para mitigar los efectos de futuras erupciones, básicamente de flujos de escombros, flujos de lava laterales, caída de balísticos y caída de ceniza. Estas acciones, que incluyen acciones de protección y/o de evacuación (Figura 44), deben estar planteadas en los Planes de Emergencia Local, Municipal y Departamental. Los planes serán más completos y más realistas en la medida en que la población tenga un conocimiento básico de los peligros que enfrenta.

Es necesario probar los Planes de Emergencia periódicamente a través de simulacros.

Es necesario insertar en la educación formal y no formal de niños y adultos aspectos de gestión de riesgo, conocimiento de fenómenos naturales que pueden resultar amenazas, reconocimiento de las propias vulnerabilidades y fomentar la búsqueda crítica de soluciones a las condiciones de riesgo. En especial, en el área de influencia del volcán de San Miguel, es importante desarrollar capacitaciones sobre la naturaleza volcánica de la región y la divulgación del conocimiento del que se dispone sobre peligros volcánicos.

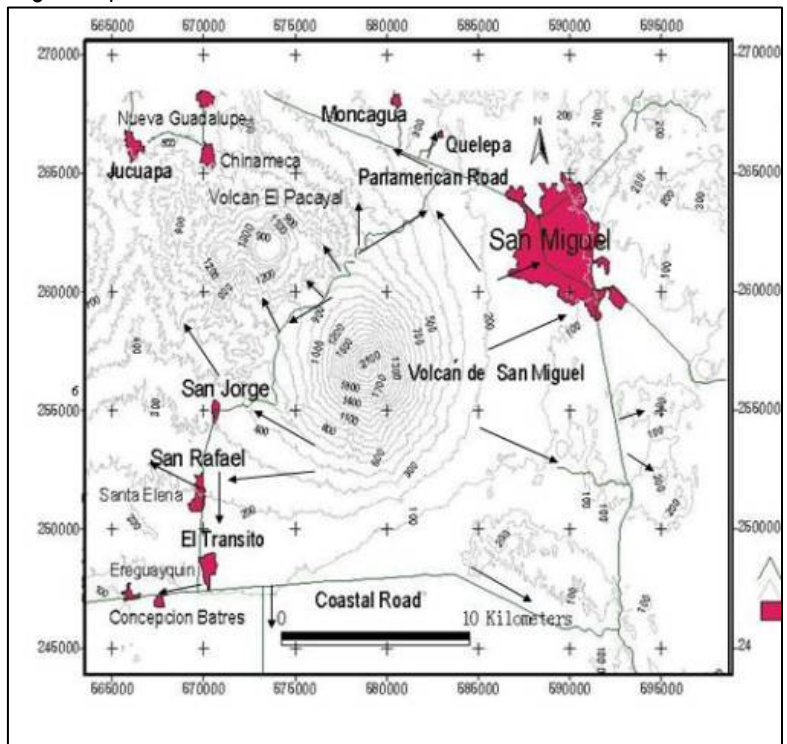


Figura 44: Mapa del Volcán de San Miguel con las rutas de evacuación sugeridas para la población asentada en los cuatro flancos del volcán

12. Referencias

- Araña, V. y Ortíz, R., 1984. Volcanología. Concejo superior de Investigaciones Científicas, Editorial Rueda, Madrid, 510 pp.
- Artunduaga, A.D., Jiménez, G.P., 1997. Third version of the hazard map of Galeras Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 77, p. 89 -100.
- Bosse, H.R., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., Weber, H.S, and Wiesemann, G., 1976. Geologische karte der Republick El Salvador/Mitte-lamerica. 1:100,000 herausgegeben von der Bunderstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. Six sheets.
- Carr, M.J., Feigenson, M.D., Patino, L.C., Walker, J.A., in press 2003, *Volcanism and Geochemistry in Central America: Progress and Problems*.
- 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*, v. 20, p. 231-252.
- Carr, M.J., Mayfield, D.G., and Walker, J.A., 1981, Relation of lava compositions to volcano size and structure in El Salvador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.10 p.35-48.
- Carr, M.J. and Stoiber, R.E., 1973, Intermediate depth earthquakes and volcanic eruptions in Central America, 1961- 1972. *Bulletin Volcanologique*, Vol.37, pp. 326- 337.
- Carr, M.J., Rose, W.I., and Mayfield, D.G., 1978, Potassium content of lavas and depth to the seismic zone in Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 287-401
- Carr, M.J., and Rose, W.I., 1987. CENTAM- a data base of analysis of Central American volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 33, p. 239-240.
- Comisión Ejecutiva Hidroeléctrica del Rio Lempa [CEL], 1995. Estudio Geovulcanológico. Geología, historia volcánica y recursos geotérmicos del área Berlin – Chinameca. Informe definitivo. Gethermal Energy New Zealand [GENZL]. Unpublished internal report.
- Chesner, C.A., Pullinger, C., Escobar, C.D., 2003, Physical and chemical evolution of San Miguel Volcano, El Salvador. *GSA Special Paper* 375..
- Escobar, C.D., 2003, San Miguel Volcano and its Volcanic Hazards. A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science in Geology. Michigan Technological University, December 2003. 163 p.
- Halsor, S.A., Rose, W.I., 1988. Common characteristics of paired volcanoes in northern Central America. *Journal of Geophysic Research*, v. 93, # B5, pp.4467 -4476.
- Hart, W.J.E and Steen –McIntyre, V., 1983. Tierra Blanca Joven tephra from the A.D. 260 eruption of Ilopango. In *The Zapotitan Valley of El Salvador. Archaeology and Volcanism in Central America*. Ed. Payson D. Sheets, pp. 14 – 43, University of Texas press. Austin.

- Hill, B.E., 1998. The 1995 eruptions of Cerro Negro Volcano, Nicaragua, and Risk assessment for future eruptions, GSA Bull., 110, 10, 1231 -1241.
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., and Vallance, J.W., 1998, Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes: Geological Society of America Bulletin, v. 110, p. 972-984.
- Ibarquengoitia, M.A.A., 2003. Física de proyectiles balísticos volcánicos y delimitación de zonas de peligro por su impacto. Tesis para optar al grado de Físico. Universidad Nacional Autónoma de México [UNAM].
- Jonson. D.M., Hooper, P.R., and Conrey, R.M., 1999. XRF Analisis of Rocks and Minerals for Major and Trace Elements on a single Low Dilution Li-tetraborate Fused Bead. Advances in X –ray Analysis, vol 41, p. 843 -867.
- Keating, G.N., Waddell, C., 1991. An Evaluation of Volcanic Hazards Maps Unpublished paper.
- Latter, J.H., 1989. Volcanic Hazards Assessment and Monitoring. Springer – Verlag. Berlin Heidelberg New York, London Paris Tokio.625 p.
- Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L., and Costa, J.E., 2000, Sediment yield following severe volcanic disturbance—a two decade perspective from Mount St. Helens, Geology, v. 28, p. 819-822.
- Major, J.J., Schilling, S.P., Sofield, D.J., Escobar, C.D., and Pullinger, C.R., 2001a, Volcano hazards in the San Salvador Region, El Salvador: U.S. Geological Survey. Open-file Report 01-366, 17 p.
- Major, J.J., Schilling, S.P., Pullinger, C.R., and Escobar, C.D., and Howell, M.M., 2001b, Volcano-hazard zonation for San Vicente Volcano, El Salvador: U.S. Geological Survey Open-file Report 01-367, 15 p.
- Major, J.J., Schilling, S.P., Pullinger, C.R., and Escobar, C.D., and Howell, M.M., 2001c, Lahar – Hazard Zonation for San Miguel Volcano, El Salvador: U.S. Geological Survey Open-file Report 01-395, 8 p.
- Major, J.J., 1997. Depositional process in large scale debris flow experiments: Journal of Geology, v. 105, p. 345 -366.
- Martínez, H.M., 1977. Actividad histórica del volcán de San Miguel y ciertas consideraciones sobre su comportamiento futuro. Asociación Salvadoreña de Ingenieros y Arquitectos, El Salvador, Centro América, #45, p. 9 -16.
- Martínez, H.M., 1977. La erupción del 2 de Diciembre de 1976 del Volcán de San Miguel. República de El Salvador, Centro América, #45, p. 18 -21.
- Mercado, R., Rose, W.I., Najera, L., Matías, O., and Girón, J., 1988, Volcanic ashfall hazards and upper wind patterns in Guatemala, preliminary report: Publication of Department of Geological Engineering and Sciences, Michigan Technological University: Houghton, MI, 34 p.
- Meyer-Abich, H., 1956, Los Volcanes Activos de Guatemala y El Salvador [América Central]. Anales del Servicio Geológico Nacional de El Salvador, Bol3, p. 49-62.
- National Land Agency Government of Japan., 1992. Guidelines for Preparing Volcanic Hard Maps, 57 pp.
- Pullinger, C., 1998. Evolution of the Santa Ana Volcanic Complex, El Salvador. Unpublished MS Thesis Michigan Technological University 150 pp..

- Rielo, F.A., 2002. Modelización Física y Simulación numérica de procesos eruptivos para la generación de mapas de peligrosidad volcánica. Universidad de Computense Madrid. Tesis Doctoral, 248 pp.
- Rose. W.I., et al., 1973 Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions, Bull. Volc., 37, 338-364.
- Rose. W.I., et al., 2004, Natural Hazards In El Salvador., págs, 216 - 236 The Geological Society Of America
- Sapper, K., 1925, Los Volcanes de la America Central. Estudios sobre America y España, Extraserie. Halle.Self, S., 1976. The recent volcanology of Terceira, Azores, Journal. Geol. Soc. London, 132, 645 -666.
- Simkin, T., and Siebert, L., 1994, Volcanoes of the World. Geoscience Press, Inc., Tucson, Arizona, p. 133-134.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristic of source areas, deposits, and associated eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 22, p. 163 -197.
- Siebert, L., 1996. Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena, in Scarpa, R. and Tilling, R.I., eds., Monitoring and mitigation of volcano hazards: Springer – Verlag, Berlin, p. 541 -572.
- Sieber, L., Gilcken, H., andUi, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai type eruptions: Bulletin Volcanologique, v. 49, p. 435 -459.
- Scott, W.E., Volcanic Hazards Zonation and Long- Term Forecasts. U.S. Geological Survey, Vancouver, Washington 98661.p 25- 49.
- Schuster, R. L., and Crandell, D.R., 1984. Catastrophic debris avalanches from volcanoes, in Proceedings of the IV th International Confrence on Landslides, Toronto, p. 576 -572.
- Smithsonian Institution, 1976, Bulletin of the Global Volcanism Network. v. 01:15, December 1976.
- Smithsonian Institution, 2002, Bulletin of the Global Volcanism Network. v. 27, n. 2, February 2002.
- Stoiber, R.E., and Carr, M.J., 1973, Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. Bulletin of Volcanology, v. 37, p. 304-325.
- Stoiber, R., Rose, W.I., 1974. Volcanology – Nicaragua, El Salvador, Guatemala, selected material. Darmouth Collage, October. [http://www.volcano.si.edu/world/region14/elsalv/sanmiguel/var.htm#cslp_7004]
- Tilling, R.I., and Bailey, R.A., 1985. Volcanic Hazards Program in the United States, J. Geodynamics, 3, no.3/4, 425 -446.
- Tilling, R.I., 1993. Los Peligros Volcánicos. World Organization of Volcano Observatories, United States.
- Thorpe, R.S., 1982. Andesites – Orogenetic Andesites and related Rocks. Department of Earth Sciences, the open University, Milton Keynes. P. 405-406.
- Vallance, J. W., Siebert, L., Rose, W.I., Giron, J.R. and Banks, N.G., 1995. Edifice collapse and related hazards in Guatemala. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 66, pp, 337 -355.

- Voight, B., Glicken, H., Janda., and Douglas, P.M., 1981. Catastrophic rockslide of May 18, in Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R., eds., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geological Survey Professional Papers 1250, p. 3467- 377.
- Voight, B., 1978. Rockslides and Avalanches, vol. 1, Elsevier Scientific Publ. Co. 113 –166.
- Walker, G.P.L., 1982. Volcanic hazards, Interdisciplinary Science Reviews, 7, no. 2, 69 94.
- Weyl, R., 1980. Geology of Central America. Beitrage Zur Regionalen Geologie de Erde. Gebruder Borntraeger, Berlin – Stuttgart. Second edition. 371 p.
- Weber, H.S., Wiesemann, G., Lorenz, W., and Schmidt-Thome, 1978, Mapa geologico de la Republica de El Salvador (América Central), 1:100,000. Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rhhstoffe, Hannover.
- Wiesemann, G., 1975. Remarks on the geologic structure of the Republic of El Salvador, Central America. Mitt. Geol. Palaönt. Inst. Univ. Hamburg, vol. 44.pp 557 – 574.
- Williams, H. and Meyer Abbich H., 1955. Volcanism in the southern part of El Salvador, with particular reference to the collapse basins of lakes Coatepeque and Ilopango, University of California Publications in Geological Sciences. Vol. 32, pp164
- Wood, C.A., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation, J. Volcanol. Geotherm. Res., 8, 137 -160.

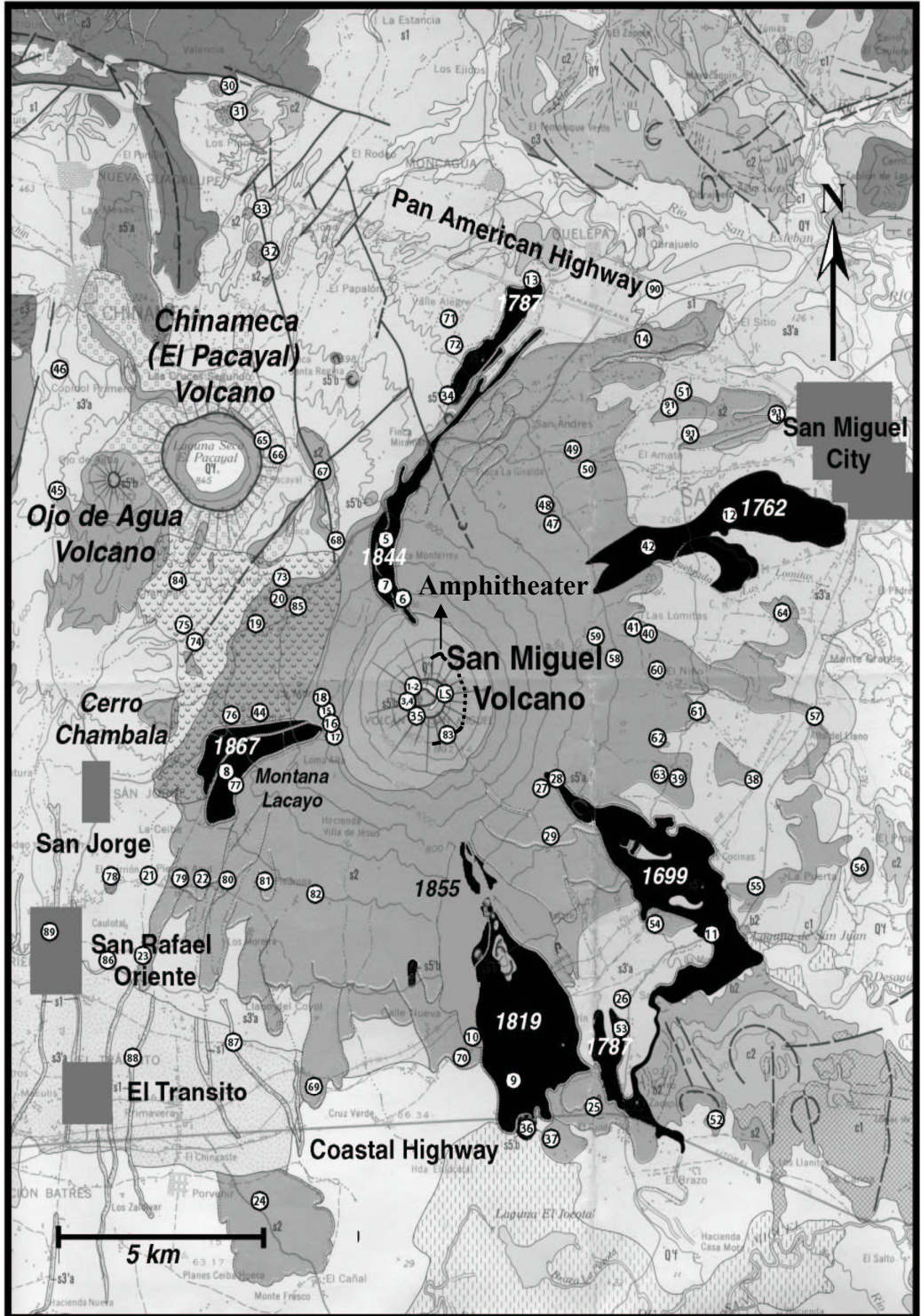
13. Anexos

- Anexo 1: Ficha de datos generales del Volcán de San Miguel
-
- Anexo 2: Mapa geológico y vulcanológico
-
- Anexo 3: Direcciones preferenciales de Vientos para elaboración de escenarios de amenaza por caída de cenizas.

Anexo 1: Datos generales

INFORMACIÓN GENERAL ACERCA DEL VOLCAN SAN MIGUEL	
Ubicación	Longitud: 579000 W Latitud: 257000 E
Tipo de volcán	Estrato volcán
Elevación de la cima	2,130 msnm (6,986 pies)
Ultima actividad magmática	Diciembre 1976- febrero 1977
Ultima erupción freática	16 Febrero 2002
Status del volcán	Histórico
VEI (Volcano Explosivity Index)	1 -2 :[1 es pequeño; 2 es moderado]
Número de erupciones moderadas (VEI = 2) desde 1699 al presente (2004)	~14
Tipo de erupción	Estromboliana
Tipo de roca	Basaltos- basaltos – andesíticos
Volumen del volcán	58 km ³ [Carr et al., in press,2003]

Anexo 2: Mapa geológico de depósitos volcánicos (basado en Wiesemann (1975) y Chesner et al. (2003))



Anexo 3: Análisis de la dirección preferencial de los vientos por estaciones

San Miguel Winds 1997-2002						
January						
Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth	
1	107	-3.79	-2.94	4.8	52	
2	793	-6.88	-3.97	7.9	60	
3	1523	-7.74	-3.10	8.3	68	
4	3153	-5.86	-0.56	5.9	85	
5	5867	-1.09	0.87	1.4	129	
6	7579	3.31	1.22	3.5	250	
7	9669	8.61	4.15	9.6	244	
8	10917	10.76	6.22	12.4	240	
9	12417	12.46	7.38	14.5	239	
10	14217	11.79	5.73	13.1	244	
11	16550	3.12	2.25	3.8	234	
12	20533	-2.75	0.23	2.8	95	
13	26275	-4.10	0.23	4.1	93	
February						
Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth	
1	105	-3.47	-1.99	4.0	60	
2	791	-6.61	-3.12	7.3	65	
3	1522	-7.09	-2.62	7.6	70	
4	3151	-5.00	-0.57	5.0	84	
5	5868	-1.78	0.36	1.8	101	
6	7583	2.18	0.99	2.4	246	
7	9672	7.85	4.43	9.0	241	
8	10917	10.26	6.65	12.2	237	
9	12408	12.63	7.82	14.9	238	
10	14200	12.52	6.42	14.1	243	
11	16567	4.52	2.50	5.2	241	
12	20567	-1.84	0.29	1.9	99	
13	26283	-1.83	0.62	1.9	109	
March						
Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth	
1	98	-2.49	-1.07	2.7	67	
2	785	-5.54	-1.82	5.8	72	

3	1517	-6.01	-1.86	6.3	73
4	3150	-3.95	-1.22	4.1	73
5	5871	-1.77	-0.40	1.8	77
6	7588	2.22	-0.46	2.3	282
7	9682	8.73	1.21	8.8	262
8	10925	11.04	4.35	11.9	249
9	12417	12.19	6.47	13.8	242
10	14217	11.42	4.26	12.2	250
11	16592	3.00	1.36	3.3	246
12	20567	-1.20	0.46	1.3	111
13	26308	-4.41	0.11	4.4	91

April

Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	96	-1.48	-0.26	1.5	80
2	785	-4.41	-1.11	4.5	76
3	1519	-5.14	-1.66	5.4	72
4	3155	-4.81	-1.65	5.1	71
5	5878	-3.51	-0.23	3.5	86
6	7598	-1.62	-1.07	1.9	57
7	9698	3.24	-0.05	3.2	271
8	10925	5.90	2.02	6.2	251
9	12417	7.34	4.42	8.6	239
10	14217	6.53	3.49	7.4	242
11	16608	-0.05	0.66	0.7	176
12	20592	-2.83	0.09	2.8	92
13	26392	-7.41	0.27	7.4	92

May

Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	92	-1.49	-0.28	1.5	79
2	781	-3.68	-0.66	3.7	80
3	1518	-4.68	-0.65	4.7	82
4	3157	-4.22	-0.55	4.3	83
5	5881	-2.39	0.68	2.5	106
6	7599	-1.32	0.57	1.4	113
7	9703	1.57	1.00	1.9	238
8	10983	3.54	1.77	4.0	243
9	12442	5.26	2.50	5.8	245
10	14242	5.93	1.39	6.1	257
11	16608	0.28	-0.88	0.9	342
12	20625	-5.85	-0.08	5.8	89
13	26417	-13.20	0.46	13.2	92

June

Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	95	-1.68	-0.52	1.8	73

2	784	-4.02	-0.91	4.1	77
3	1518	-5.78	-0.29	5.8	87
4	3158	-5.97	0.95	6.0	99
5	5877	-4.94	1.16	5.1	103
6	7595	-3.85	0.79	3.9	102
7	9698	-2.91	-0.12	2.9	88
8	10975	-2.36	-0.90	2.5	69
9	12433	-1.78	-1.65	2.4	47
10	14233	-1.89	-2.68	3.3	35
11	16600	-4.45	-2.59	5.1	60
12	20692	-10.82	0.10	10.8	91
13	26475	-18.34	0.25	18.3	91

July

Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	100	-3.07	-1.51	3.4	64
2	789	-6.40	-2.32	6.8	70
3	1522	-8.71	-1.58	8.9	80
4	3161	-8.78	0.37	8.8	92
5	5877	-6.72	0.60	6.7	95
6	7589	-4.61	0.29	4.6	94
7	9690	-2.69	-0.22	2.7	85
8	10958	-1.91	-0.67	2.0	71
9	12417	-0.97	-0.90	1.3	47
10	14208	-1.41	-1.13	1.8	51
11	16583	-5.73	-1.16	5.8	79
12	20708	-14.11	-0.15	14.1	89
13	26517	-21.75	0.42	21.8	91

August

Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	96	-2.47	-1.12	2.7	66
2	786	-5.67	-1.95	6.0	71
3	1520	-8.24	-1.59	8.4	79
4	3160	-8.63	0.38	8.6	93
5	5876	-7.03	0.63	7.1	95
6	7591	-5.27	0.21	5.3	92
7	9695	-3.90	-0.67	4.0	80
8	10983	-3.37	-1.17	3.6	71
9	12425	-2.87	-1.37	3.2	64
10	14217	-4.21	-1.21	4.4	74
11	16592	-7.64	-1.00	7.7	83
12	20708	-14.66	-0.01	14.7	90
13	26483	-21.68	0.45	21.7	91

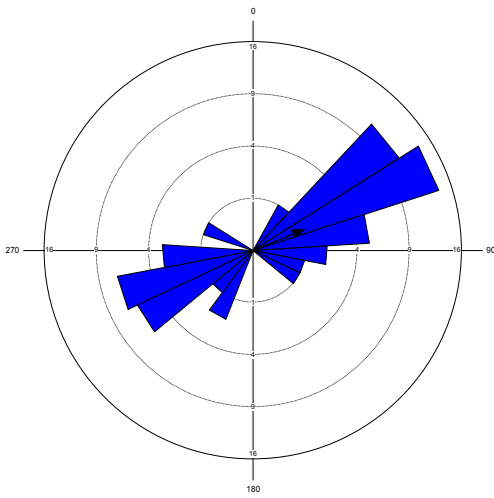
September

Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	90	0.54	0.51	0.7	227
2	778	-0.26	0.46	0.5	151
3	1511	-1.38	0.20	1.4	98
4	3150	-2.81	0.52	2.9	100
5	5866	-3.94	0.64	4.0	99
6	7585	-4.38	-0.16	4.4	88
7	9688	-4.87	-1.65	5.1	71
8	10950	-5.29	-2.76	6.0	62
9	12433	-6.06	-3.77	7.1	58
10	14225	-8.15	-4.86	9.5	59
11	16600	-8.83	-3.11	9.4	71
12	20683	-12.28	-0.20	12.3	89
13	26450	-18.85	0.59	18.9	92
October					
Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	90	-0.82	-1.42	1.6	30
2	778	-2.57	-2.11	3.3	51
3	1511	-4.09	-1.74	4.4	67
4	3149	-4.16	-0.45	4.2	84
5	5868	-4.19	-0.38	4.2	85
6	7587	-4.03	-0.69	4.1	80
7	9693	-3.55	-0.85	3.6	76
8	10975	-3.95	-0.61	4.0	81
9	12433	-4.70	-0.46	4.7	84
10	14225	-5.65	-0.93	5.7	81
11	16583	-4.30	-1.77	4.7	68
12	20642	-8.17	0.04	8.2	90
13	26392	-14.69	0.63	14.7	92
November					
Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	96	-2.01	-2.74	3.4	36
2	783	-4.48	-3.87	5.9	49
3	1515	-6.07	-3.15	6.8	63
4	3150	-5.46	-1.02	5.6	79
5	5868	-4.57	0.46	4.6	96
6	7588	-3.32	0.72	3.4	102
7	9690	-1.20	1.99	2.3	149
8	10975	-0.42	3.51	3.5	173
9	12408	-0.12	5.39	5.4	179
10	14208	0.31	5.44	5.5	183
11	16583	-0.35	1.60	1.6	167
12	20583	-5.20	-0.24	5.2	87
13	26342	-9.53	0.39	9.5	92

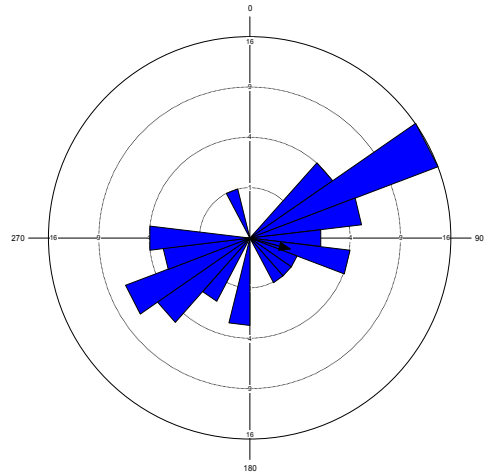
December

Level	Elevation (m)	U-component (m/s)	V-component (m/s)	Velocity (m/s)	Azimuth
1	101	-3.11	-3.61	4.8	41
2	788	-6.01	-4.93	7.8	51
3	1518	-7.28	-3.77	8.2	63
4	3153	-5.51	-1.10	5.6	79
5	5872	-2.84	0.80	2.9	106
6	7587	-0.39	2.04	2.1	169
7	9683	2.33	4.51	5.1	207
8	10942	3.09	6.57	7.3	205
9	12425	3.46	8.62	9.3	202
10	14200	5.32	7.70	9.4	215
11	16567	2.62	3.99	4.8	213
12	20558	-3.88	0.13	3.9	92
13	26275	-5.22	0.63	5.3	97

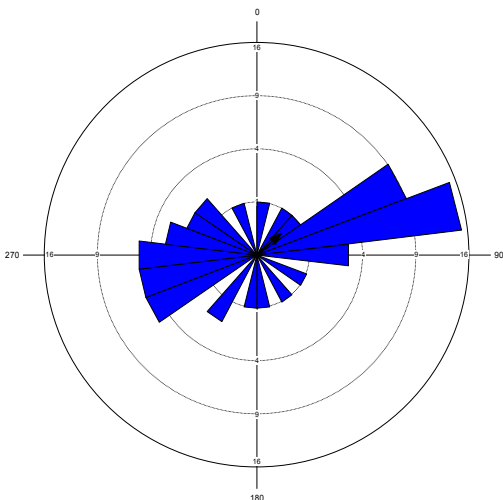
Enero



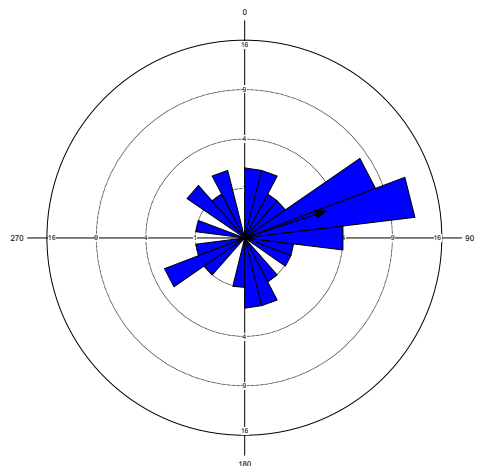
Febrero



Marzo



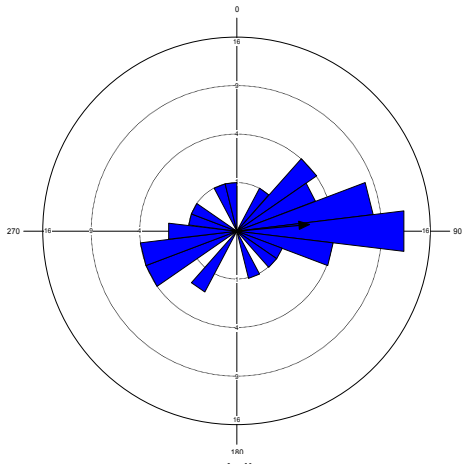
Abril



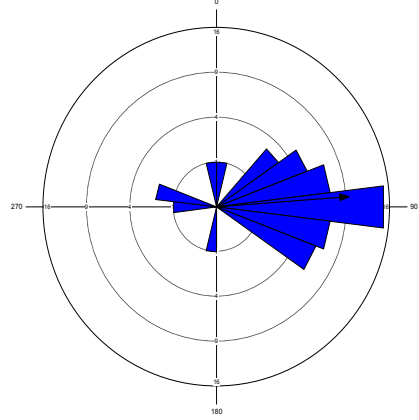
Depósitos de colapso estructural relacionados con el volcán de San Miguel

San Miguel

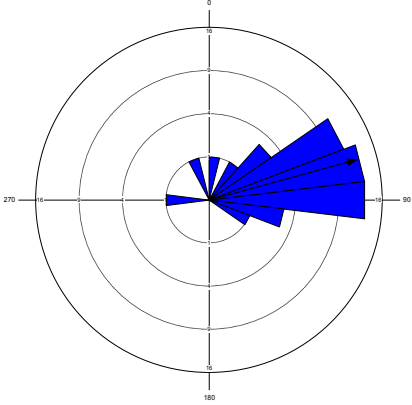
Mayo



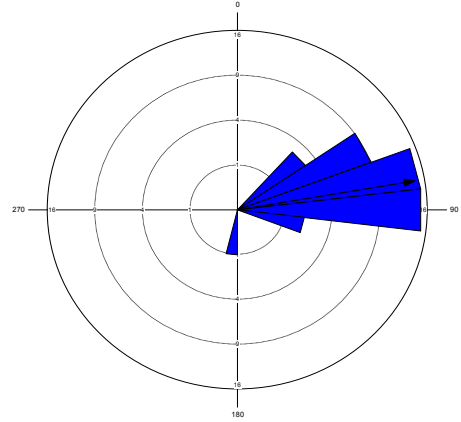
Junio



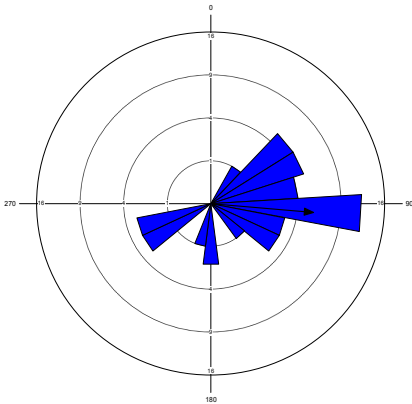
Julio



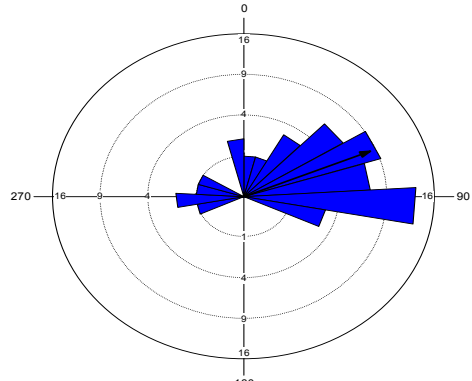
Agosto



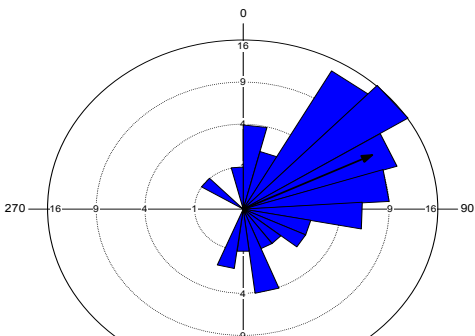
Septiembre



Octubre



Noviembre



Diciembre

