

SE08-1

### THE TRANSITION BETWEEN EFFUSIVE AND EXPLOSIVE VOLCANISM: RECENT EPISODES AT VOLCÁN DE COLIMA

Varley Nick<sup>1</sup>, Gavilanes Ruiz Juan Carlos<sup>2</sup>, Reyes Dávila Gabriel<sup>3</sup>  
y Mora Chaparro Juan Carlos<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidad de Colima

<sup>2</sup> Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias del Ambiente,  
Universidad de Colima

<sup>3</sup> RESCO, Universidad de Colima

<sup>4</sup> Instituto de Geofísica, UNAM  
nick@uocol.mx

The transition between effusive and explosive activity remains a challenge for physical volcanology. Theoretical models predict that subtle changes in one or more of the influencing processes can be sufficient to promote a change in eruptive style. Deep processes such as magma injection and overturn in the chamber or deep conduit have to be considered alongside more shallow characteristics, like changes in permeability within the upper edifice or the arrival of batches of more gas-rich magma.

During recent years, eruptions at Volcán de Colima have alternated between both types of activity, with periods of rest getting shorter in duration. Such a dynamic volcano presents a great opportunity to study these transitions and apply some of the theoretical models. Temporal changes in locations of centres of effusion, explosions and degassing suggests that the volcano is characterised by an intricate system of fractures within the edifice with complex changes in permeability influencing activity. Its most recent eruptive period commenced in February 2001 with a moderately large explosion, followed by effusion with dome growth (maximum volume  $1.49 \times 10^6 \text{ m}^3$ ) and lava flows. This unusually prolonged period of activity (22 months) was characterised by a slow rate of effusion, which increased to a maximum of  $0.52 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in January 2002. This terminated during March 2003, which signalled an increase in the number and energy of Vulcanian explosive events, which continues to the present (August 2004). Again this represents a prolonged period of this type of activity for this volcano. Various factors are being studied, which provide an indication of changing conditions:  $\text{SO}_2$  flux, variations in seismicity, the distribution of repose time intervals between explosions, thermal emission of eruptive plume, exit velocity from vent, characteristics of ash emission, and geochemistry of the magma. Various interesting observations have been made and relationships identified. After an explosion there is rapid sealing of the fracture systems, which reduces the  $\text{SO}_2$  flux to very low levels within about 1 hour. The thermal characteristics of the eruptive column are related to its ascent velocity, relating to the source depth. The distribution of repose intervals reflects the competition between degassing processes. A model is being developed to explain the dynamic behaviour of this volcano and help improve the forecasting of future events.

SE08-2

### SIMULACIONES Y ESTIMACIONES PROBABILÍSTICAS DE AVALANCHAS DE ESCOMBROS Y FLUJOS PIROCLÁSTICOS EN EL VOLCÁN DE COLIMA. IMPLICACIONES EN LA GESTIÓN DEL RIESGO

Gavilanes Ruiz Juan Carlos<sup>1</sup>, Capra Lucia<sup>2</sup> y Cortés Cortés Abel<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias del Ambiente,  
Universidad de Colima

<sup>2</sup> Instituto de Geografía, UNAM

<sup>3</sup> Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima  
gavilan@uocol.mx

Se realizaron simulaciones con el paquete FLOW3D basadas en información geológica e histórica del Volcán de Colima, obteniéndose mapas de amenaza de avalanchas de escombros y flujos piroclásticos. También se preparó un mapa probabilístico de las amenazas del volcán para un periodo de un año.

Para el mapa de avalanchas se utilizaron dos valores de H/L. Se usó el valor más alto que se ha encontrado a una avalancha de escombros del Volcán de Colima (H/L 0.13), basándonos en la reconstrucción de la avalancha de hace 3,600 años hecha por Cortés Cortés (2002), lo cual podría indicar el alcance mínimo de una avalancha de flanco. Se consideró como segundo escenario eruptivo un evento con valor de H/L de 0.11, que corresponde a un promedio para eventos de colapso de origen magmático (Siebert et al., 1987). Este segundo valor coincide con el área de afectación por avalanchas de escombros de otros mapas de peligros, en especial con el mapa oficial de peligros del estado de Colima (Navarro y Cortés, 2002), aunque el nuevo mapa indica nuevas áreas amenazadas (hasta unos 10 km<sup>2</sup>), así como pequeñas zonas que no fueron "tocadas" por las simulaciones. Con base en los 11 colapsos registrados (con un promedio de recurrencia de 4000 años), en 2,500 años (edad del último evento), la probabilidad estimada de que se presente una avalancha de escombros es del 45%. Con base en las 5 avalanchas registradas durante el Holoceno (Komorowski et al., 1997; Cortés Cortés, 2002), una estimación poissoniana sugiere que hay una probabilidad del 4% de tener un colapso en un periodo de 100 años.

Se simularon flujos piroclásticos con H/L 0.3 (tipo Soufriere de escala "pequeña"), correspondiente al mayor alcance de un flujo piroclástico ocurrido (una sola vez) durante los últimos 90 años, mismo que no está asociado a una erupción pliniana o subpliniana. El resultado sugiere que este tipo de flujos no representan un peligro alto o medio para los asentamientos humanos más cercanos al volcán. Por el contrario, solamente los flujos piroclásticos con H/L 0.27 a 0.17 (de tipo Soufriere de escala "grande" a los generados por colapso de columna pliniana) que según los datos geológicos disponibles (Saucedo et al., 2004) se han presentado horas antes o durante la formación de columnas eruptivas plinianas, son capaces de destruir comunidades y ranchos. Considerando la actividad del volcán desde 1960, una estimación sugiere que en un año existe una probabilidad del 33% de que ocurra una erupción con actividad merapiana, mientras que es del 25% para una con formación de flujos tipo Soufriere.

Lo anterior sugiere que la gran mayoría de las evacuaciones ordenadas hasta el momento en el Volcán de Colima han sido innecesarias, y que lo serán, según la información geológica disponible, solamente si los parámetros de vigilancia volcánica sugieren la inminencia de una erupción subpliniana o pliniana.

SE08-3

### EL FLUJO PIROCLÁSTICO TENENEPANCO OCURRIDO EL 22 DE ENERO DE 2001 EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Castillo Román José<sup>1</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup> y Arce Saldaña José Luis<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro Universitario para la Prevención de Desastres Regionales, BUAP

<sup>2</sup> Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>3</sup> Instituto de Geología, UNAM  
jocaroman@hotmail.com

La actividad volcánica del Volcán Popocatepetl ha presentado una serie de eventos explosivos de baja a moderada magnitud. El evento más explosivo tuvo lugar la noche del 22 de enero del 2001 con la producción de flujos piroclásticos de escoria y pómez. Estos flujos se emplazaron en la porción N-NE del volcán hasta 6.5 km del cráter formando cuatro lóbulos principales. Uno de estos flujos se encañaló en la barranca de Tenenepanco pasando por encima del glaciar. El depósito producido está expuesto a partir de 4370 m de elevación (~31°) hasta los 4000 m (~10°), con un espesor promedio de 3 m. Los constituyentes principales del depósito son fragmentos de escoria, pómez y líticos densos de color gris claro con dimensiones de hasta 1.4 m de diámetro. Los fragmentos de escoria presentan estructura de "coliflor" y una superficie de enfriamiento brusco. El depósito consiste de dos partes principales una basal masiva con Md entre -1.50 y -0.91  $\phi$  y un grado de selección ( $\phi$ ) entre 3.02 y 3.44; y una parte superior conformada por dos estratos, inferior (Md -3.75 a 1.59  $\phi$ ;  $\phi$  = 2.93 a 4.23), superior (Md = 2.20 a 4  $\phi$ ;  $\phi$  = 1.31 a 2.56  $\phi$ ). Las propiedades generales del depósito, su alcance y su deposición en pendientes muy pronunciadas, apuntan a que el flujo piroclástico estaba poco fluidizado (flujo granular).

SE08-4

### VOLCANIC PROCESSES REVEALED BY GRANULOMETRIC, MODAL, SEM, AND EPMA ANALYSES OF ASHES FROM POPOCATÉPETL VOLCANO

Linares López Carlos y Delgado Granados Hugo

Lab. Universitario de Petrología, Instituto de Geofísica, UNAM  
linaresc@geofisica.unam.mx

Popocatepetl volcano has been erupting for nearly 10 years, starting on December 21, 1994. During this time, several explosive events have taken place, allowing the possibility to collect ash samples at several sites around the volcano, depending on the direction of the dispersion axis of the volcanic cloud. Granulometric and modal analyses have been carried out. The data set has become difficult to interpret because the ashes have been obtained at different distances during the different explosive events. Therefore, we have separated the samples selecting those that come from locations at comparable distances from the vent (<47 km). This distinction allows choosing better the working fractions. After modal analyses of the samples, the most abundant fraction has been used in order to carry out SEM imaging, EDS and EPMA analytical work. Starting with analyses for pumices, glasses and olivine crystals from samples obtained since 1995 (2 samples per year at least), several processes come clearer. Pumices are less in content percent in comparison with other components (such as lithic fragments, crystals, and glass shards). They show little development of vesicles except for particular dates. Glass shards increased their content in the samples in the year 2000. The

olivine crystals have changed their composition along the eruptive period. All this information is used to document processes associated to degassing processes, periods for entrance of new batches of magma, and crystal segregation.

SE08-5

### LOS XALAPAXCOS DEL CENTRO DE MEXICO: ESTRUCTURA, ESTRATIGRAFÍA Y ESTILOS ERUPTIVOS

Carrasco Núñez Gerardo<sup>1</sup>, Ort Michael<sup>2</sup>, Davila Pablo<sup>1</sup>, Puente Solís Rafael<sup>1</sup>, Romero Claudia<sup>1</sup>, Aranda Gómez José Jorge<sup>1</sup> y Ortega Guerrero Adrian<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup> Dept. of Environmental Sciences and Geology, Northern Arizona University, USA

gerardoc@geociencias.unam.mx

Los xalapaxcos o cráteres de explosión del Centro de México se agrupan en tres campos volcánicos principales: Valle de Santiago, Gto., Cuenca de Serdán-Oriental, Pue., y San Luis Potosí, SLP. Aunque todos son de edad cuaternaria, los dos primeros se asocian al vulcanismo del Cinturón Volcánico Mexicano, mientras que el último pertenece a la actividad intraplaca en el sistema extensional de Cuencas y Sierras del Altiplano Mexicano. Cada campo presenta diferencias en lo que respecta al ambiente tectónico, composición química, abundancia de xenolitos ultramáficos y/o granulitas feldespáticas, características de la fuente del agua (acuífero vs. lago) y naturaleza del basamento pre-maar, lo cual queda reflejado en la morfología de las estructuras desarrolladas y sus secuencias estratigráficas. El campo de San Luis Potosí consiste de cráteres de explosión excavados en caliza plegada. Sus tefras suelen contener xenolitos ultramáficos abundantes. El campo de Valle de Santiago forma parte del campo monogenético de Michoacán-Guanajuato, mientras que el campo de Serdán-Oriental se ubica en una cuenca lacustre. De cada campo se seleccionaron algunos xalapaxcos representativos, para llevar a cabo un estudio estratigráfico y sedimentológico más detallado, con la finalidad de reconstruir su historia eruptiva y, posteriormente, poder comparar sus rasgos característicos. Las variaciones en el estilo eruptivo de los xalapaxcos no parecen atribuibles a su entorno geográfico, sino más bien a condiciones locales como son: el abastecimiento de agua externa, la inyección periódica de magma, la profundidad de las explosiones y las características del acuífero y rocas encajonantes. En algunos casos, la actividad freatomágmica fue antecedida por actividad hawaiana o estromboliana que cambió súbitamente de erupciones efusivas a actividad hidrovulcánica relativamente seca, que finalmente se hizo más húmeda y explosiva. Esto fue observado tanto en ambientes dominados por acuíferos fracturados como en los de tipo granular, mostrando poca influencia de las condiciones del basamento. En contraste, otras secuencias eruptivas indican un incremento con el tiempo hacia condiciones más secas, finalizando con erupciones estrombolianas, con la formación de conos cineríticos en el interior del cráter. En general, se observa que los maares de composición riolítica son más someros y no contienen un lago en su interior, a diferencia de los xalapaxcos de composición basáltica, lo cual posiblemente esté relacionado a su capacidad energética. En algunos casos, las variaciones observadas en la proporción y distribución de los componentes de los depósitos (i.e. accidentales y magmáticos), la ocurrencia y distribución de algunas estructuras deposicionales (ej. dunas), así como la distribución de las bocas eruptivas, indicaron una migración relativa de los focos de explosión tanto a profundidad como

a lo largo de direcciones preferentes, las cuales aparentemente siguen los patrones tectónicos regionales (NNW – SLP y Valle de Santiago; E-W- Serdán-Oriental). Debido a la diversidad de estilos eruptivos exhibida por los xalapaxcos, son necesarios diferentes modelos para explicar su evolución.

SE08-6

**DONGUINYÓ AND HUICHAPAN TUFFS: SUPERIMPOSED CONTRASTING ERUPTING STYLES FROM THE SAME VOLCANIC COMPLEX**

Aguirre Diaz Gerardo J.<sup>1</sup> y López Martínez Margarita<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup> División de Ciencias de la Tierra, CICESE  
ger@geociencias.unam.mx

The main products of the Donguinyó-Huichapan caldera complex are the 5.0 Ma Donguinyó and the 4.2 Ma Huichapan tuffs. Donguinyó tuff is mainly composed of a series of pyroclastic-flow deposits that progressively accumulated and formed a succession of discrete, densely welded, but rather thin, dark brown ignimbrites. Other types of pyroclastic deposits, such as surge and pumice fall deposits, are practically absent in the Donguinyó tuff. Each flow unit is limited by a planar cooling surface (cooling joint) and erosion is not evident on these surfaces, or deposition of sediments between the flow units, suggesting that their emplacement occurred in a short period of time, probably as several pulses during the same volcanic episode, i.e., the collapse of the Donguinyó caldera. Huichapan tuff is completely different than the Donguinyó tuff. It includes many types of pyroclastic deposits that form a lower sequence of layered pyroclastic deposits, consisting of pumice fallouts and unwelded pyroclastic flow and surge deposits, and an upper, major, massive ignimbrite, the Huichapan ignimbrite, which is distributed over a widespread area around its source, the Huichapan caldera. Layers 1, 2a and 2b of the classic definition of Sparks et al. (1973) are observed in most of the measured stratigraphic sections of this unit. However, vertical changes in welding observed in the Huichapan ignimbrite, from densely to partly welded at the lower and medial parts to a poorly welded uppermost part, suggest changes in temperature during the emplacement of the pyroclastic flow, and the deposit may have been formed by progressive aggradation of a pyroclastic density current, as described by Branney and Kokelaar (2002). However, by this process may be also explained the origin of layers 1 and 2a as earlier pulses during the emplacement of Huichapan ignimbrite.

The main differences observed between the Donguinyó and Huichapan tuffs may have been mainly influenced by their differences in chemical composition and temperature of emplacement of the respective magmas. Donguinyó caldera's products are in general mafic to intermediate, from basaltic andesite to trachydacite. This includes the Donguinyó tuff and the post-collapse rim lavas erupted from shield volcanoes and scoria cones. Huichapan tuff is all rhyolitic, pumice-rich, crystal-poor, and the post-collapse degassed magmas were viscous enough to form dacitic lava domes. Both deposits were formed within a time difference of less than 1 Ma, and were derived from the same site, the Donguinyó-Huichapan caldera complex. Timing between them is within the normal life time of calderas of about 1 Ma. Thus, possibly both tuffs were related to a single magma chamber that after the first caldera collapse magma evolved from andesitic-trachydacitic to dacitic-rhyolitic between the last eruptive event of the Donguinyó caldera and the first event of the Huichapan caldera; then, the silicic magmas were quickly evacuated during the

second caldera cycle at about 4.2 Ma, since all the ages of Huichapan caldera products, from the first (Huichapan tuff) to the last event (Hualtepec dome), cluster around 4.2 Ma.

SE08-7

**TRANSITION FROM VULCANIAN TO PLINIAN ERUPTIVE ACTIVITY AT CITLALTEPETL VOLCANO, EASTERN MEXICO**

Rossotti Andrea<sup>1</sup>, Carrasco Nuñez Gerardo<sup>1</sup>, Rosi Mauro<sup>2</sup> y Di Muro Andrea<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Centro de Geociencias, UNAM

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, Italy

<sup>3</sup> Laboratoire de Physique et Chimie des Systèmes Volcaniques, IPGP, Francia  
andrea.rossotti@geociencias.unam.mx

Pico de Orizaba (Citlaltépetl) is the highest (5674m) active volcano belonging in North America, presently in a dormant state. A highly explosive event occurred at 8.5-9.0 ky BP producing a thick fallout sequence with associated pyroclastic flows outcropping all around the main cone with dispersion axes bearing toward E and SE. Based on granulometric, geochemical and componentry data of 107 vertical sections we divided the fallout sequence into three distinct eruptive episodes separated by thin humified horizons although the whole sequence shows vertical and lateral variation related to an unsteady eruptive plinian column. After the deposition of a thin ash horizon, representing the first phreatic eruption that unclogged the conduit, a series of topographically-controlled bread-crust, dense-scoria flows seemed to be originated from a multiple vulcanian eruptive phase that gradually turned into a plinian phase as shown by the deposition of a metric thick pumice fallout sequence. Such a transition is suggested by the presence of highly vesiculated black juvenile scoria interbedded with white pumice lapilli in the lowermost pumice fallout deposit. The discovery of a few dense, cooling-jointed dacitic clasts in the basal fallout layer indicates that a still hot, gas-depleted dacitic dome was in place at the time of the starting of the fallout deposition which corresponds to the paroxysmal eruption period of the volcano (aprox. 8660 years BP).

We propose here a model of the eruptive column associated to the recent most explosive event of the Citlaltépetl volcano as a first step for future volcanic hazard assessment.

SE08-8

**PETROGRAFÍA DE LA PÓMEZ SIBINAL, VOLCÁN TACANÁ, MÉXICO-GUATEMALA**

Arce Saldaña Jose Luis<sup>1</sup>, Macias Vázquez Jose Luis<sup>2</sup>, Gardner James<sup>3</sup>, Garcia Palomo Armando<sup>1</sup>, Mora Chaparro Juan Carlos<sup>2</sup>, Saucedo Giron Ricardo<sup>4</sup> y Escobar Rudiger<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geología, UNAM

<sup>2</sup> Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>3</sup> University of Texas at Austin, USA

<sup>4</sup> Universidad Autónoma de San Luis Potosí

<sup>5</sup> CONRED, Guatemala

jlarce@geologia.unam.mx

El Tacaná (15°08'N; 92°06'W; 4060 msnm) se localiza en el límite internacional entre Guatemala y México. Es un volcán activo con dos erupciones históricas ocurridas en 1950 y 1985. De acuerdo con el registro estratigráfico, el Tacaná ha tenido al menos tres erupciones de tipo pliniano, cuyos depósitos de caída fueron emplazados hacia el

sector noreste. Estos depósitos tienen espesores de hasta 3 m a distancias de 3 km del volcán y de edad aún desconocida. Uno de estos depósitos ha sido denominado informalmente como la "Pómez Sibinal", cuyos constituyentes juveniles son fragmentos de pómez blanca y escasos fragmentos densos de color gris, ambos de composición andesítica (59 % en peso SiO<sub>2</sub>). La textura de estas rocas es porfídica, con fenocristales de plagioclasa > dos piroxenos > óxidos de Fe y Ti y raramente anfíbol, inmersos en una matriz vítrea. La plagioclasa generalmente es euhedral con zoneamiento normal (An53 núcleo–An48 borde) y en ocasiones con zoneamiento inverso (An49 núcleo–An63 borde). Los microcristales tienen una composición promedio de An60, los piroxenos presentan una composición homogénea de diópsida y enstatita, los óxidos de Fe y Ti son ilmenita y titanomagnetita. La temperatura del magma que originó esta erupción fue calculada en 854-861°C (log fO<sub>2</sub> de –10.81 a –10.85). La composición del núcleo de las plagioclasas (An49) y la de los microcristales relativamente más anortíticos (An60), así como el intervalo de temperaturas obtenidas (31°C) sugieren la inyección de un nuevo magma relativamente más básico, como disparador de la erupción.

#### SE08-9 CARTEL

### ANÁLISIS GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO DE MAARES DE VALLE DE SANTIAGO, CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN-GUANAJUATO

Oviedo Padrón Edgar Gerardo<sup>1</sup>, Aranda Gómez José Jorge<sup>2</sup>, Chávez Cabello Gabriel<sup>3</sup> y Carrasco Núñez Gerardo<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

<sup>2</sup> Depto. de Geología Económica, IPICYT

<sup>3</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM

<sup>4</sup> Centro de Geociencias, UNAM  
ecaco3@hotmail.com

El Complejo de Maares de Valle de Santiago se encuentra ubicado en el extremo septentrional del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y abarca parte de los municipios de Abasolo, Irapuato y Salamanca (Gto). El CVMG contiene más de 1000 centros volcánicos monogenéticos del Plio-Cuaternario. Aproximadamente el 90% de los volcanes del CVMG son conos cineríticos, aunque también existen conos de lava, conos de escoria y estructuras freatomagmáticas como anillos de toba o maares. En el CVMG también se han identificado cerca de 400 volcanes escudo que aparentemente son más antiguos que los volcanes monogenéticos. El Complejo de Maares de Valle de Santiago es un alineamiento NNW-SSE de estructuras volcánicas monogenéticas (maares y conos cineríticos), burdamente paralelo a la Falla de Penajamillo y al Sistema de Fallas Querétaro-Taxco. Dentro de un área de 50 x 70 km, que se extiende desde Yuriria hasta Irapuato, hay al menos 20 maares y más de 40 conos cineríticos y en las cercanías de la cabecera municipal de Valle de Santiago se encuentran 13 de los 20 maares conocidos en la región, concentrados dentro de un área de 14 x 16 km. Se cree que el alineamiento que definen estas estructuras volcánicas refleja una zona de debilidad cortical orientada de manera casi perpendicular al patrón estructural dominante de la parte central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Inmediatamente al sur del Complejo de Maares de Valle de Santiago, en la región de Moroleón (Gto) están expuestas las trazas ENE de fallas normales pertenecientes al sistema Chapala-Tula.

Los resultados de fotointerpretación de pares estereoscópicos y de reconocimiento de campo indican que muchos de los volcanes monogenéticos del Complejo de Maares de Valle de Santiago se desarrollaron sobre volcanes escudos más antiguos. Análisis preliminar de la degradación de conos cineríticos del CVMG sugiere que en el área la actividad monogenética ha sido prolongada, ya que en una misma región se encuentran conos bien preservados, posiblemente del Cuaternario, y cuellos volcánicos y diques rodeados por vestigios de conos cineríticos que se cree son del Plioceno. Un análisis de la distribución de los distintos tipos de volcanes indica que los volcanes freatomagmáticos definen claramente un alineamiento NNW y ENE, mientras que los conos cineríticos yacen sobre alineamientos NNW y ENE, aunque la primer tendencia es más fuerte. El número, comparativamente más bajo, de volcanes escudo (¿Plioceno temprano?) dentro del área de estudio no permite establecer con certeza si su distribución corresponde con los alineamientos de volcanes cuaternarios.

#### SE08-10 CARTEL

### ESTRATIGRAFÍA E HISTORIA ERUPTIVA DEL CRATER DE EXPLOSIÓN "HOYA LA CÍNTORA, GTO."

Puente Solís Rafael y Carrasco Núñez Gerardo  
Centro de Geociencias, UNAM  
rpunte@geociencias.unam.mx

El cráter de explosión Hoya La Cíntora se encuentra dentro del campo volcánico de Valle de Santiago (CVVS), localizado al NW del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), dentro de la parte central de la Faja Volcánica Mexicana (FVTM). Es uno de los 13 cráteres de explosión (maares) que caracterizan al CVVS alineados en una franja de 14 km x 6 km, con una orientación NNW-SSE. Hoya La Cíntora presenta una forma circular, elongado burdamente hacia el SW, con un diámetro de hasta 2030 m y profundidad de 180 m.

El estudio estratigráfico de La Cíntora se encuentra definido por 3 grandes etapas que representan las diferentes fases evolutivas del cráter; éstas son: a) Etapa precursora de maar, b) Etapa formadora de maar y c) Etapa post-maar. Además, se reconoce una unidad basáltica pre-maar, que aunque no tiene relación con la evolución eruptiva del cráter Hoya La Cíntora, representa el evento volcánico más antiguo en la secuencia expuesta. Dichas etapas representan la historia eruptiva del maar, que varía desde actividad efusiva, y estromboliana, hasta freatomagmática pura, aunque suele estar intercalada con actividad estromboliana hacia la parte media superior de la secuencia, presentando un comportamiento diferente a la del modelo tradicional.

Este maar fue construido por erupciones freatomagmáticas de varias intensidades, reflejando la estrecha interacción entre un antiguo acuífero con cuerpo magmático ascendente, manifestándose en la variabilidad de sus depósitos de brechas, tobas y oleadas piroclásticas. Se asume que las primeras explosiones aumentaron la fragmentación del substrato rocoso, facilitando el flujo y, por consiguiente, el aporte de agua al sistema magma-agua, logrando una mezcla óptima hacia el final de la etapa formadora de maar, reflejándose en erupciones más explosivas, lo que también se manifiesta con un mayor aporte de material juvenil.

## SE08-11 CARTEL

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL MAAR JOYA SOLÍS, VALLE DE SANTIAGO, GUANAJUATO, MÉXICO**

González Becerra Paula Cecilia<sup>1</sup>, Aranda Gómez José Jorge<sup>2</sup>,  
Chávez Cabello Gabriel<sup>3</sup> y Carrasco Nuñez Gerardo<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

<sup>2</sup> Depto. de Geología Económica, IPICyT

<sup>3</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias,  
UNAM

<sup>4</sup> Centro de Geociencias, UNAM  
paugonzalez@geociencias.unam.mx

La Joya Solís es uno de los 20 volcanes tipo maar de la región de Valle de Santiago. Se ubica en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en el sector nororiental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). El CVMG contiene más de 1000 conos cineríticos, cientos de volcanes escudo y solo unas docenas de maares, distribuidos sobre un área de aproximadamente 40,000 km<sup>2</sup>. Las rocas volcánicas en el CVMG varían de basaltos a andesitas basálticas y son, en promedio, menos silíceas que los volcanes compuestos de la FVTM. Los maares de Valle de Santiago se localizan en un área de 7 x 50 km y definen un alineamiento NNW, que contrasta con las fallas normales E-W del sector central del CVMG. Este alineamiento NNW ha sido atribuido a un sistema de fallas o a una zona de debilidad en la corteza profunda (Murphy, 1982; Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi, 1992). La gran abundancia de maares en Valle de Santiago posiblemente se debe a que esta es una zona con una concentración alta de volcanes y a condiciones hidrogeológicas locales que debieron haber controlado el estilo de erupción de los magmas. De esto se infiere que las condiciones hidrogeológicas en el área de Valle de Santiago debieron haber sido distintas a aquellas en el resto del CVMG. A menos de 1500 m de la Joya Solís se ubica el centro de otros dos maares: la Joya Blanca y la Joya La Cíntora. Dentro de esta misma área también se encuentran al menos tres conos cineríticos independientes de los maares (CC-1 a CC-3) y un conjunto de conos cineríticos (CC-4) ubicados dentro de la Joya Blanca. Fotointerpretación de pares estereoscópicos muestra que no existe la posibilidad de establecer la edad relativa de estos volcanes empleando únicamente relaciones de corte ya que los cráteres de los maares no se intersectan, siendo la única excepción la Joya Blanca y el cono cinerítico CC-2, que es más antiguo que el maar. En la pared oriental de la Joya de Solís está expuesta una secuencia piroclástica compleja, posiblemente formada por la sobreposición de capas de tefra proveniente de varios centros eruptivos cercanos. En la secuencia hay varias capas de escoria de caída, probablemente provenientes de uno o más conos cineríticos cercanos y al menos una discordancia angular dentro de la secuencia de oleadas piroclásticas. Asimismo, se observó que las capas de oleadas piroclásticas contienen un buen número de estructuras sedimentarias que se emplean para determinar la dirección de transporte de las mismas e inferir su procedencia.

## SE08-12 CARTEL

**ESTRATIGRAFÍA DEL CRÁTER DE EXPLOSIÓN HOYA LA ALBERCA, GTO.**

Rincon Herrera Nelly Everlyn y Carrasco Nuñez Gerardo  
Centro de Geociencias, UNAM  
nelly@geociencias.unam.mx

La Hoya La Alberca es uno de los cráteres de explosión (maars) que conforman el campo volcánico de Valle de Santiago (CVVS), Gto. La Alberca se ubica en el extremo nororiental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. El CVVS está compuesto por alrededor de 13 maares, los cuales se encuentran ubicados dentro de una franja con orientación NW-SE que contrasta grandemente con la trama tectónica de la región.

El cráter Hoya La Alberca es de forma circular y en su interior hay un lago que hasta hace poco tiempo era perene. La secuencia volcánica asociada a la formación del cráter descansa directamente sobre un paleosuelo que la separa de un flujo potente de lava de composición andesítica con una edad isotópica (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) de  $0.25 \pm 0.02$  Ma. La base de la secuencia piroclástica asociada al maar inicia con un horizonte de escoria basáltica (sensu lato) derivada de un cono cinerítico que se encuentra parcialmente expuesto en la pared norte del cráter y que fue parcialmente destruido por la actividad freatomagmática. Sobre la escoria descansa un depósito piroclástico que dividimos en tres secuencias. La secuencia inferior consiste de una alternancia de brechas volcánicas, capas laminares de ceniza de caída y algunos depósitos de oleadas con lapilli acrecional. En esta parte sobresalen varias estructuras de impacto causadas por fragmentos balísticos que deformaron a las capas saturadas con agua. En la parte media las capas de tefra presentan una estructura masiva con bloques grandes, brechas heterolitológicas (basalto-andesita) soportadas por clastos y algunas capas de oleada piroclástica con lapilli acrecional y con una granulometría fina que les da un aspecto limo-arcilloso. La secuencia superior presenta también capas de oleada limo-arcillosas y brechas, aunque los clastos de esta secuencia son los de mayor tamaño que los de las secuencias basal e intermedia. Las brechas de la secuencia superior contienen mayor cantidad de material juvenil, que es altamente vesicular y que contrasta grandemente con la textura de los clastos accidentales derivados del derrame de lava andesítica. La secuencia estratigráfica expuesta en el camino de acceso al cráter hace evidente la transición rápida de actividad estromboliana inicial a actividad freatomagmática cuya intensidad cambió con el tiempo debido a la inyección periódica de magmas basálticos y/o a las fluctuaciones en el abastecimiento de agua al sistema.

## SE08-13 CARTEL

**LAS PARAGÉNESIS MINERALES EN TEFRAS ASOCIADAS A ACTIVIDAD FREATOMAGMÁTICA COMO CRITERIO DE CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA: COMPLEJO DE MAARES DE VALLE DE SANTIAGO, GUANAJUATO, MÉXICO**

Peñaloza Turrubiates Nora Elvia<sup>1</sup>, Aranda Gómez José Jorge<sup>2</sup>,  
Chávez Cabello Gabriel<sup>3</sup> y Carrasco Nuñez Gerardo<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

<sup>2</sup> Depto. de Geología Económica, IPICYT

<sup>3</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias,  
UNAM

<sup>4</sup> Centro de Geociencias, UNAM  
nept@geociencias.unam.mx

El Complejo de Maares de Valle de Santiago está ubicado en la región centro-septentrional del Cinturón Volcánico Mexicano, en la porción que se conoce como el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato. En los alrededores de la ciudad de Valle de Santiago, dentro de un área de 14 x 16 km, existe una concentración anómalamente alta de estructuras freatomagmáticas y de conos cineríticos. Estos volcanes forman varios grupos, ubicados a distancias variables entre sí. Dentro de cada grupo a veces se observan relaciones de corte entre los cráteres de uno o varios maares y/o entre conos cineríticos y maares, lo que permite establecer con un buen grado de certidumbre la edad relativa de algunos de los volcanes dentro de ese grupo. Cuando los grupos de maares/conos cineríticos están separados entre sí es más difícil determinar sus edades relativas ya que no existen relaciones de corte entre ellos. En las áreas ubicadas entre los grupos de estructuras freatomagmáticas existen afloramientos de una o más secuencias intermedias o distales de capas de nube rasante, depósitos de caída asociados a los maares o a conos cineríticos, y es común observar discordancias angulares o erosionales y/o paleosuelos entre las secuencias. Aunque en estos afloramientos es posible establecer con certeza la edad relativa de los paquetes de tefra y la existencia de hiatos significativos en la actividad volcánica, señalados por los paleosuelos, en muchos casos las fuentes de los materiales piroclásticos es desconocida, por lo que no es posible extrapolar los resultados a sus fuentes.

Los magmas que produjeron los maares de Valle de Santiago varían en composición de félsicos a máficos, pasando por composiciones intermedias y, consecuentemente, los clastos juveniles tienen paragénesis minerales distintas. Además, se ha notado que las rocas pre-maar expuestas en las paredes de los cráteres también tienen mineralogías variables. La paragénesis mineral de las rocas piroclásticas asociadas a la formación de los maares es, por tanto, producto de la mezcla de minerales accidentales provenientes de las rocas pre-maar y fenocristales primarios, característicos del magma involucrado en la actividad freatomagmática. También se ha observado que algunos depósitos de tefra asociados a los maares contienen xenolitos de granulitas feldespáticas provenientes de la parte media o profunda de la corteza continental. En esos sitios estos materiales también debieron contribuir a la mineralogía de las rocas piroclásticas y su presencia en la tefra puede ser diagnóstica de su fuente.

El estudio consiste en determinar la mineralogía en rocas pre-maar, fragmentos juveniles asociados a la actividad freatomagmática y en los xenolitos de cada maar y compararla con aquella presente en capas de tefra en depósitos proximales expuestos en las paredes del cráter. Con estos datos se establece la mineralogía característica del maar en cuestión y, posteriormente se compara con la paragénesis en muestras de tefra colectadas en depósitos intermedios/distales para

tratar de establecer su fuente. Las edades relativas obtenidas en este estudio serán importantes para comprender la evolución geológica y petrogenética del complejo de maares y conos cineríticos de Valle de Santiago.

## SE08-14 CARTEL

**ESTRATIGRAFÍA DEL CRÁTER DE EXPLOSIÓN "HOYA DE ESTRADA", GTO.**

Cano Cruz Marisol y Carrasco Nuñez Gerardo  
Centro de Geociencias, UNAM  
mcano@geociencias.unam.mx

Hoya de Estrada es uno de los cráteres de explosión (maars) que conforman al campo volcánico de Valle de Santiago (CVVS), Gto. Se ubica en el extremo nororiental del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. El CVVS está compuesto por alrededor de 13 maares, los cuales se encuentran orientados en la dirección preferencial NW-SE. El cráter Hoya de Estrada se caracteriza por ser uno de los pocos maares de composición riolítica del CVVS, además de ser una de las estructuras más someras que carece de un lago interno.

La secuencia estratigráfica fue agrupada en tres diferentes unidades. La base de la secuencia estratigráfica fue dividida, a su vez, en dos miembros: 1) Secuencia de capas limo-arcillosas a arenosas con presencia de lapilli acrecional, con algunas intercalaciones de gravas gruesas, compuestas por pómez riolítica y líticos; presentan una estratificación laminar y ondulante. 2) Capas de gravas gruesas, algunas veces intercaladas con arenas gruesas; presenta una estructura que varía de masiva a estratificada, rica en líticos y pómez y con algunos líticos oxidados. La parte media de la secuencia estratigráfica fue también dividida en dos miembros. El inferior presenta capas estratificadas (ondulantes y cruzadas) de arenas, limos y arcillas, con algunas capas de gravas gruesas soportadas clasto a clasto. Sobreyace discordantemente un depósito con estratificación burda con algunos clastos de riolita de hasta 12 cm de diámetro y capas de gravas gruesas. La parte superior de la secuencia presenta una capa que va de masiva a burdamente estratificada compuesta por gravas gruesas, rica en líticos y con pómez pequeñas. Sobreyace concordantemente un suelo café que indica un tiempo de reposo, seguido por un horizonte de escoria limitado por arenas e, inmediatamente después, por una secuencia estratificada de ceniza fina ondulante con presencia de lapilli acrecional. Estos últimos depósitos se cree que provienen del cráter "Hoya Blanca", que se encuentra al sur de la Hoya de Estrada. La secuencia estratigráfica indica fluctuaciones en el estilo eruptivo, con erupciones freatomagmáticas, que varían en la relación agua/magma y presentan inyecciones periódicas de magma riolítico, que gradualmente disminuyen en intensidad hacia el final de la etapa eruptiva.

## SE08-15 CARTEL

**LA IGNIMBRITA SAN MIGUEL CAÑADAS, TEPOZOTLÁN, EDO. DE MÉXICO**

Gutiérrez Palomares Isaac y Aguirre Díaz Gerardo J.  
Centro de Geociencias, UNAM  
ger@geociencias.unam.mx

La ignimbrita San Miguel Cañadas (SMC) está asociada a la formación de la caldera La Muerta, la cual se localiza junto a Tepozotlán, Edo. de México, a 40 km del centro de la Cd. de México.

La caldera es una de varias estructuras volcánicas con evidencia de colapso lateral que se encuentran en la parte norte de la Sierra de las Cruces. La ignimbrita SMC se encuentra principalmente al WNW de la caldera La Muerta, cubre un área aproximada de 264 km<sup>2</sup> y con un volumen físico estimado en 6.3 km<sup>3</sup>. Catorce secciones estratigráficas medidas indican un espesor máximo de 61 m en las facies proximales y de 25 m en las partes más distales, a 17 km al W de la fuente, donde la unidad está desplazada por una falla normal orientada al NE que la pone en contacto tectónico con depósitos piroclásticos más recientes de otras fuentes. En las facies distales al NNW, a 9 km de la fuente, presenta espesores de 20 m, el cual parece ser el espesor del frente del depósito. La ignimbrita SMC es probablemente del Plioceno tardío (fechamiento en proceso).

La ignimbrita SMC se caracteriza por un abundante contenido de líticos, con los siguientes valores: 13-37 vol.% de líticos de lavas, 2-3 vol.% de clastos de pómez, y 62-84 vol. % de matriz pumítica. Los líticos son predominantemente de lavas de composición intermedia, con textura porfirítica rica en fenocristales de plagioclasa, gris oscuro a gris claro, o rojizos, con bandeamiento de flujo, y tamaños de gravas a bloques de 1.5 m. Los fragmentos de pómez son subangulosos, blancos, con tamaños de 1 a 30 cm, y con fenocristales de sanidino y hornblenda euhedral. En algunos sitios se observa que los clastos de pómez aumentan en proporción hacia la cima en relación a los líticos, los cuales son más abundantes hacia la base. La matriz es poco cohesiva y esta compuesta principalmente por ceniza de vidrio, y cuarzo, sanidino y hornblenda. En general, la ignimbrita es café claro a amarilla a la intemperie y gris claro al fresco.

Por su distribución y características físicas, la ignimbrita SMC aparentemente se formó durante el colapso hacia el oeste de un antiguo estratovolcán andesítico-dacítico, dejando en éste una amplia cicatriz con forma de herradura abierta hacia el W, que marca la traza de la caldera La Muerta. Posterior al colapso, se emplazaron algunos domos de composición intermedia en el anillo y centro de la caldera.

#### SE08-16 CARTEL

### LAS IGNIMBRITAS HIPERALCALINAS DEL MIOCENO MEDIO EN SONORA CENTRAL, NW MÉXICO: ELEMENTOS DISCRIMINATORIOS

Vidal Solano Jesús Roberto<sup>1</sup>, Paz Moreno Francisco Abraham<sup>2</sup> y Demant Alain<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Université Aix-Marseille III, Marseille, France

<sup>2</sup> Depto. de Geología, Universidad de Sonora  
chuyvidal@yahoo.com.mx

El volcanismo ignimbrítico está particularmente bien representado en el noroeste de México, donde conforma gran parte de la Sierra Madre Occidental (McDowell & Clabaugh, 1979). En las zonas costeras, afectadas por la tectónica distensiva de tipo Basin and Range, un volcanismo ignimbrítico de edad Mioceno Medio ha sido también reconocido en la Sierra Libre (Cochemé, 1981) y en la Sierra Santa Ursula (Mora-Alvarez & McDowell, 2000). Este volcanismo ácido tiene características calco-alcalinas y ha sido clásicamente relacionado con la subducción del Pacífico.

En un trabajo de tesis realizado en la zona de El Pinacate (Vidal-Solano, 2001), se caracterizaron por primera vez en Sonora riolitas del Mioceno Medio con afinidades hiperalcalinas. Rocas similares se encontraron en Sonora central y han sido fechadas en 12 Ma (Paz Moreno et al., sometido). La aparición de rocas hiperalcalinas en un

periodo que precede a la fase de extensión que dio lugar al Golfo de California no es fortuita: es el resultado de un proceso de adelgazamiento importante de la corteza continental. Es por lo tanto particularmente importante reconocer a estas ignimbritas.

Por lo general, las ignimbritas hiperalcalinas de Sonora central corresponden a una unidad de enfriamiento simple de algunas decenas de metros de espesor. Es frecuente encontrar en la base de ésta un vitrófiro, con textura perlítica, lo que subraya la presencia de agua en estas cuencas invadidas por flujos piroclásticos de alta energía. Encima del vitrófiro se observa una zona rica en litofisas pero la mayor parte de la unidad la conforma una zona compacta con flamas (fiammes) alargadas. El carácter soldado del material explica la morfología en mesetas de estas ignimbritas. Son sin embargo las características mineralógicas y geoquímicas las que distinguen claramente a estas ignimbritas. En lámina delgada se observa una asociación: fayalita + ferrohedenbergita + feldespato alcalino sódico, típica de líquidos hiperalcalinos (Macdonald, 1974). Considerando los resultados de la geoquímica, se puede precisar que estas rocas ácidas son riolitas de tipo comendita (Le Maitre, 1989) con SiO<sub>2</sub> ~73-76%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ~11-13%, valores elevados en hierro (1.8-3.3%) y en álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 8-10%). Los diagramas de tierras raras discriminan de manera clara a estas rocas, con respecto a las riolitas calcoalcalinas de otras regiones del Estado.

#### SE08-17 CARTEL

### ESTUDIO VULCANOLÓGICO DE LA PÓMEZ EZEQUIEL MONTES, QUERÉTARO

Hernández Rojas Javier, Carrasco Núñez Gerardo y Aguirre Díaz Gerardo J.

Centro de Geociencias, UNAM  
jhernandez@geociencias.unam.mx

Extensos depósitos de caída de pómez fueron producidos por la Caldera Amazcala hace aproximadamente 7.3 Ma. Esta caldera es una de varias que han sido reconocidas en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Tiene una forma elíptica de 11 x 14 km de diámetro y está localizada a 30 km al NE de la ciudad de Querétaro. La unidad más antigua de la caldera es la Pómez Ezequiel Montes (PEM), la cual consiste de una secuencia de capas de caída de pómez. Una de las características principales de la PEM es su gran espesor, además de su amplia distribución, a lo largo de 2 ejes principales de dispersión orientados tanto al SW como al SE con respecto a la caldera, por lo cual representa un buen horizonte indicador estratigráfico. La localidad tipo se encuentra cerca del pueblo de Ezequiel Montes (Qro.). La secuencia tiene 32 m de espesor mínimo, ya que no está expuesta su base, y consiste de una alternancia de depósitos de caída, cuyos clastos van de lapilli fino hasta lapilli grueso, intercalados con depósitos de oleada de unos cuantos cm de espesor y horizontes con características que semejan depósitos de flujo. La secuencia es similar en composición (riolita), desde la base hasta la parte superior, y litológicamente está dominada por pómez gris a gris oscuro, mostrando en ocasiones una superficie de alteración hidrotermal, con menores cantidades de líticos. El trabajo granulométrico y de componentes realizado a detalle a la PEM hace más comprensible la dinámica de la erupción, revelando que fue producida por una secuencia de erupciones de tipo Pliniana. Además, las caídas de pómez en la secuencia representan condiciones de columnas altas que causaron una amplia dispersión de los productos piroclásticos. Aparentemente esta actividad fue pulsante, dado el carácter estratificado de algunas capas, su menor espesor, y su alternancia con depósitos interpretados como flujos piroclásticos.

SE08-18 CARTEL

**IMPACTO AMBIENTAL POR LLUVIA DE CENIZA  
VOLCÁNICA EN EL VALLE DE COLIMA**Navarro Ochoa Carlos<sup>1</sup>, Cortés Cortés Abel<sup>2</sup> y Dominguez  
Reyes Tonatiuh<sup>2</sup><sup>1</sup> Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima<sup>2</sup> Universidad de Colima  
naoc@cgic.ucol.mx

La erupción del 20 de Enero de 1913, se caracterizó por desarrollar una columna eruptiva de tipo subpliniano con alturas probables entre 15 a 20 km sobre la cima (3,860m.s.n.m). La columna fue afectada por vientos dominantes hacia el ENE. Estos vientos soplan durante los meses de Octubre a Mayo sobre el volcán, con velocidades de hasta 35 m/s en alturas cercanas a los 30 km. Las referencias históricas indican que en 1913, la nube de ceniza generada por la columna eruptiva, descargó un espesor de alrededor de 8 cm sobre la ciudad de Zapotlán El Grande, Jal., la cual se encuentra a 25 km al Noreste del volcán de Colima. Se considera que el peso de la ceniza pudo haber alcanzado valores de 51 a 86 kg/m<sup>2</sup>, prueba de ello, es el gran número de techos de teja colapsados reportados durante la erupción. Existen reportes de lluvia de ceniza sobre la ciudad de Colima, durante pequeñas erupciones en los siglos XVIII y XIX, con valores menores a 12 g/m<sup>2</sup>. Los vientos que traen la ceniza en esta dirección, tienen una ocurrencia menor al 13% durante el año, con preferencia en los meses de septiembre y octubre, meses en que ocurrieron estas lluvias de ceniza históricas sobre Colima. Explosiones pequeñas recientes, entre 2003-04, han depositado entre 15 a 230 g/m<sup>2</sup> de ceniza, en radios de 8 a 13 km a partir de la cima del volcán.

Para determinar la cantidad de ceniza que pudiera precipitarse sobre la ciudad de Colima (32 km al SSW del volcán), se aplicó el modelo físico simple de sedimentación de Bursik, et. al, (1994), para el caso de un escenario 1913 y en presencia de vientos de baja altura con dirección al SSW. Se estima una velocidad promedio de viento de 7 m/s, con rangos de tamaño de grano de 3 a 4 phi (0.125 a 0.065 mm), tiempos de residencia en el aire de 2 a 9 horas y con velocidades de caída entre 0.64 a 0.15 m/s, entre otros parámetros a considerar. El peso de la ceniza sería de 2 a 2.8 kg/m<sup>2</sup> con un espesor de 3 a 5 mm. Estos valores no representan peligro por colapsamiento de techos frágiles, sin embargo, si representan riesgos principalmente a la salud en vías respiratorias, cutánea y oftálmica. Además de representar daños y molestias en automotores, vías de comunicación aérea, terrestre, y electrónica. En un escenario tipo 1913 (erupción Subpliniana), en un radio de 10 a 20 km del volcán, la cobertura vegetal sería sepultada por la ceniza con varios centímetros de espesor, afectando al bosque y zonas de cultivo de café, caña, y otros, con perdidas multimillonarias.