

Sesión Regular

# **Vulcanología**

Organizadores:  
Pablo Dávila Harris  
José Luis Macías  
Lucia Capra

VUL-1

## EVALUACIÓN DE ESCENARIOS DE RIESGOS DEL VOLCÁN MOMOTOMBO, NICARAGUA COMO UNA HERRAMIENTA PARA LA PLANIFICACIÓN Y PREVENCIÓN DE DESASTRES

Espinoza Jaime Eveling<sup>1</sup>, González Huesca Alberto<sup>2</sup>,  
Navarro Collado Martha<sup>3</sup> y Delgado Granados Hugo<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

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

<sup>3</sup>Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales, INETER  
eveling@geofisica.unam.mx

El Volcán Momotombo ubicado al NW del Lago Xolotlán de Managua, forma parte del frente de la Cadena Volcánica Nicaragüense y representa una amenaza significativa para la población en sus alrededores y la capital del país, dados los antecedentes de su historia eruptiva. La erupción del 11 de enero de 1605 causó la destrucción total de varios poblados ubicados en sus laderas. Para contribuir a la mitigación del riesgo volcánico se ha hecho una evaluación del peligro volcánico por caída de cenizas, para lo cual, se construyeron curvas de isopacas de los depósitos piroclásticos, a partir de mediciones de espesor en el campo y el análisis de datos granulométricos que permitieron la elaboración de mapas de escenarios de peligro por caída de cenizas para este volcán, que permite representar las zonas de posibles distribución y niveles de acumulación de cenizas por las futuras amenazas. Los escenarios de peligro representados resulta de la integración de la información histórica, la información geológica recopilada en trabajos de campo, análisis granulométricos, datos de vientos y la simulación computacional de los procesos volcánicos en zonas que tienen una mayor o menor probabilidad de ser impactadas por los productos de una erupción determinada.

VUL-2

## ESTUDIO DE LAS RELACIONES ENTRE TASA DE CONVERGENCIA Y VOLCANISMO (OCURRENCIA Y MAGNITUD) EN EL SECTOR MÉXICO-CHILE MEDIANTE EL USO DE BASES DE DATOS

Ortiz-Guerrero Natalie y Delgado Granados Hugo  
Instituto de Geofísica, UNAM  
nortiz@geofisica.unam.mx

Diferentes factores geodinámicos como la tasa de convergencia, ángulo de subducción, entre otros, gobiernan el volcanismo (tipo, frecuencia eruptiva, número de volcanes, por ejemplo), sin embargo, la relación entre estos factores que influyen en el volcanismo no ha sido documentada. Existen interrogantes tales como: ¿es posible identificar los periodos y magnitudes eruptivas en relación con los parámetros de subducción?, ¿Cuál es el número de volcanes presentes por sector a lo largo de la Cordillera?, ¿Qué relación existe entre la geodinámica de las placas? y ¿Cuál es la tasa de producción magmática en un sector determinado por las características de las placas convergentes? Las preguntas de investigación planteadas, se abordan mediante un estudio que comprende el diseño, implementación y análisis de una base de datos que permita encontrar cuales son los factores geodinámicos de las placas tectónicas que más inciden en el volcanismo del sector México-Chile. Aquí presentamos avances de este estudio con resultados preliminares que incluyen la estructura de la base de datos y la adquisición de datos que han permitido alimentar a tales bases, para comenzar a sintetizar la información, dándole un sentido vulcanológico.

VUL-3

## ESTUDIO AEROMAGNÉTICO DE LA ZONA DEL VOLCÁN CHICHÓN, ESTADO DE CHIAPAS, MÉXICO. IMPLICACIONES TECTÓNICAS Y ESTRUCTURALES.

López Loera Héctor<sup>1</sup> y Macías José Luis<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, IPICYT

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia  
hector.lopez@ipicyt.edu.mx

Se presentan los resultados preliminares de un estudio aeromagnético realizado sobre la porción oriental del estado de Chiapas. Al momento se ha podido diferenciar claramente ocho Dominios Aeromagnéticos (DAM), en la zona estudiada. Uno de estos DAM, está asociado con una anomalía dipolar (>2,000 nT) de gran dimensión, teniendo en la dirección N-S, más de 50 km y en la E-W más de 40 km. La anomalía se ha asociado con la presencia en el subsuelo de un gran intrusivo que muestra pequeños afloramientos de un intrusivo granodiorítico-diorítico del Plioceno en la porción central de la anomalía. En la margen occidental de este intrusivo creció el volcán Chichón durante los últimos 400 mil años. El estudio de lineamientos aeromagnéticos muestra que existen estructuras de falla que se intersecan en la estructura del Volcán Chichón como la falla NW-SE Chichón-Catedral.

VUL-4

## ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN CHICHÓN EN EL 2014. LOCALIZACIÓN DE SISMOS CON UNA ESTACIÓN

Reyes Pimentel Thalía Alfonsina<sup>1</sup>, Contreras Moisés<sup>1</sup>, Galaviz Alonso Alberto<sup>1</sup>, Jiménez Juan Carlos<sup>1</sup>, Jon Selvas Juan<sup>2</sup> y Ramos Hernández Silvia<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED

<sup>2</sup>Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, UNICACH  
treys@cenapred.unam.mx

El volcán Chichón o Chichonal está localizado en el municipio de Francisco León en el Estado de Chiapas. La historia eruptiva del volcán, está representada por una fase eruptiva explosiva que inició a finales de febrero de 1982 con explosiones violentas el 28 de marzo y 4 de abril que generaron columnas eruptivas de hasta 24,000 metros de altura. En el ámbito de la Protección Civil, esta etapa eruptiva del volcán ha sido de gran impacto, debido a que se estimó la muerte de 5,000 personas, 2,000 desaparecidos y aproximadamente 20,000 damnificados en varios estados. El adecuado y continuo monitoreo sísmico de los volcanes, ayuda a conocer los niveles base de actividad y de esta forma los patrones que permitan establecer una base de datos para observar oportunamente, la probabilidad de reactivación o erupción asociada a manifestaciones observables en el exterior como: emisiones de vapor, gases o ceniza que puedan poner en riesgo a las poblaciones cercanas. El presente trabajo muestra la actividad sísmica del volcán en el año 2014 la cuál mostró un incremento durante el mes de febrero con el registro de 36 sismos en un día. Las magnitudes registradas van de 1.0 a 2.7 y distancias epicentrales de 0.5 a 15 km. Resulta importante destacar que la localización de los eventos se realizó con una estación de tres componentes, por medio de la lectura de amplitudes y polaridades de la onda P, ángulo de incidencia y back-azimuth para cada uno de los eventos. Si bien, la localización de eventos con una sola estación sísmica cuenta con una mayor incertidumbre, constituye una herramienta importante para el monitoreo continuo del volcán, y con ello, conocer su comportamiento previo a una etapa eruptiva para así poder disminuir el riesgo a la población.

VUL-5

## TIENEN LAS RECIENTES DEFORMACIONES DETECTADAS EN EL VOLCÁN EL CHICHÓN UN ORIGEN TECTÓNICO?

De La Cruz-Reyna Servando<sup>1,2</sup>, Gómez-Vázquez Ángel<sup>3</sup>,  
Armienta Hernández María Aurora<sup>4</sup> y Ramos Hernández Silvia<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Centro Universitario de Estudios e Investigaciones en Vulcanología, Colima

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

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

<sup>4</sup>Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, UNICACH  
sdelacr@geofisica.unam.mx

Observaciones geodésicas realizadas en forma sistemática en el cráter del volcán El Chichón revelan una deformación persistente desde 2008 (Gómez-Vázquez et al., 2013). Esta deformación puede interpretarse en términos de desplazamientos laterales y de montadura de una fractura que atraviesa el sector E del cráter. La traza de esa potencial fractura puede tener un rumbo aproximado NW-SE, cruzando la región de mayor actividad hidrotermal del cráter, que incluye a la fuente-manantial tipo geyser (Soap Pool, Rouwet et al., 2008). Aunque las velocidades de los desplazamientos son pequeñas, del orden de 11 a 12 mm por año, pudieran imponer un control significativo sobre el sistema hidrotermal bajo el cráter e incluso sobre el sistema magmático más profundo. Aunque el episodio de deformación actual se detecta en 2008, es probable que esa fractura haya jugado un papel importante en la evolución de la actividad reciente del volcán. La evidencia hidroquímica reciente (Armienta et al., 2014) no revela cambios significativos del sistema hidrotermal asociados a las deformaciones, por lo que es probable que los desplazamientos sean respuesta a un esfuerzo tectónico regional sobre la fractura, que mantiene una interacción variable pero persistente entre el lago cratérico y el sistema hidrotermal. Es necesario determinar con mayor detalle la naturaleza de esas deformaciones para evaluar su posible influencia sobre el sistema magmático, por lo que se está ampliando la red geodésica alrededor del volcán con más vértices para EDM y nuevos vértices para GPS-GNSS.

VUL-6

## ACOPLAMIENTO DE MODELOS DE FORMACIÓN DE COLUMNA Y DE DEPÓSITOS DE CAÍDA DE CENIZA.

Zamora Camacho Araceli<sup>1</sup>, Hernández Cardona Arnaldo<sup>2</sup> y Espíndola Castro Juan Manuel<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro de Sismología y Vulcanología de Occidente, Universidad de Guadalajara

<sup>2</sup>UNAM  
zaraceli@yahoo.com.mx

El modelo de Woods (1998; J.Volcanol, 50, 159-193) es uno de los modelos mas conocidos para modelar columnas plinianas. Por otra parte, el modelo de advección-difusión de Susuki (1983; In: Arc Volcanism: Physics and Tectonics, Terra Publishing Co., 95-113) es muy utilizado para la modelación de depósitos de depósitos de caída de piroclastos. Ambos modelos pueden ser conjugados en un solo modelo que simule la formación de la columna y la dispersión de la tefra. El acoplamiento de ambos modelos reduce el número de datos de entrada, por

lo que reduce el número de datos ambiguos, y a la vez permite estimar otros parámetros que de otra manera deben ser supuestos. En este trabajo presentamos varios ejemplos de la diferencia entre la aplicación separada y la acoplada de ambos modelos. Finalmente aplicamos los modelos aplicados a la erupción de 1982 del volcán Chichón ó Chichon en Chiapas, México y mostramos como su aplicación permite estimar diferentes parámetros. El modelo acoplado, no solo permite obtener resultados más reales sino también puede ser utilizado en la docencia para ilustrar el efecto que tienen diferentes factores en la formación de una columna eruptiva, su altura, y la dispersión de las cenizas a partir de la misma.

VUL-7

### MONITOREO HIDROGEOQUÍMICO DEL LAGO CRATÉRICO DEL VOLCÁN EL CHICHÓN. MÉTODOS DE IDENTIFICACIÓN, ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LOS PARÁMETROS INDICATIVOS DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA.

Armenta Hernández María Aurora<sup>1</sup>, De la Cruz-Reyna Servando<sup>1</sup>, Ramos Hernández Silvia<sup>2</sup>, Ceniceros Nora<sup>1</sup>, Cruz Ronquillo Olivia<sup>1</sup>, Aguayo Rios Alejandra<sup>1</sup> y Árcega-Cabrera Flor<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM

<sup>2</sup>Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, UNICACH

<sup>3</sup>Facultad de Química, UNAM

victoria@geofisica.unam.mx

El volcán El Chichón ha tenido una actividad eruptiva que incluye 12 erupciones mayores durante el Holoceno, la más reciente en marzo-abril de 1982 causante del peor desastre volcánico en la historia de México. Después de cerca de 6 siglos de quietud esta erupción destruyó un domo y abrió un cráter de 1 km de ancho. El lago cratérico que se formó poco después de la erupción ha sido una importante fuente de información acerca de los procesos post-eruptivos. Las fluctuaciones en las características físico-químicas del agua, observadas desde 1983 hasta la fecha han permitido identificar que su composición está determinada principalmente por las contribuciones del agua del sistema hidrotermal y gases enriquecidos en H<sub>2</sub>S influidos por la actividad tectónica y por efectos meteorológicos. En este trabajo se proponen algunos métodos de análisis e interpretación hidrogeoquímica y estadística derivados del aporte relativo de estos factores, para contribuir a determinar el estado del volcán como un procedimiento de monitoreo fácil de implementar en volcanes activos con lagos cratéricos o en otras fuentes de agua relacionadas con procesos volcánicos en curso. Se identifican parámetros físico-químicos significativos de monitoreo y se proponen criterios para detectar cambios relevantes en el comportamiento químico que pudieran revelar un incremento en la actividad volcánica. Se calculó el grado de neutralización y se graficaron las muestras colectadas a lo largo del tiempo en el diagrama de Varekamp (pH vs Cl+SO<sub>4</sub>) y en un diagrama 3D (log SO<sub>4</sub> vs log DON vs log SO<sub>4</sub>). La ubicación de las muestras mostró zonas claramente definidas para la actividad hidrotermal y para la actividad magmática, enfatizando la necesidad de proseguir el monitoreo frecuente para detectar a tiempo una posible evolución hacia el punto correspondiente a 1983 separado claramente del resto.

VUL-8

### COMPARACIÓN ENTRE LOS MECANISMOS DE DESGASIFICACIÓN DEL CO<sub>2</sub> DEL LAGO VOLCANICO EL CHICHÓN, MÉXICO, Y EL LAGO SPECCHIO DI VENERE, PANTELLERIA, ITALIA.

Jácome Paz Mariana Patricia<sup>1</sup>, Taran Yuri<sup>2</sup>, Inguaggiato Salvatore<sup>3</sup>, Collard Nathalie<sup>1</sup>, Vita Fabio<sup>3</sup> y Pecoraino Giovannella<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

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

<sup>3</sup>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, Palermo  
patricia@geofisica.unam.mx

Se presentan los resultados de la emisión difusa de CO<sub>2</sub> de la superficie de dos lagos volcánicos: El Chichón (EC) en México y Specchio di Venere (SV) en la isla de Pantelleria, Italia. Ambos lagos tienen áreas similares (~ m<sup>2</sup> 2x10<sup>5</sup>) y dinámica de entrada y salida similares. Sin embargo, son drásticamente diferentes en la química del agua. El lago SV es alcalino (pH > 9) y de una alta salinidad casi constante, mientras que el lago EC es ácido (pH 2.3) y de una baja salinidad variable. En los alrededores de ambos lagos hay manifestaciones térmicas con respiraderos de vapor y aguas termales y un alto flujo de CO<sub>2</sub> del suelo. El lago SV tiene una alta alcalinidad (~ 70 meq / L), mientras que el lago EC se caracteriza por una alta concentración de CO<sub>2</sub> disuelto. Las medidas del flujo de CO<sub>2</sub> de la superficie de ambos lagos se hicieron con la cámara de acumulación "flotante". Durante la medición de flujo, se tomaron muestras de gases para el análisis isotópico de carbono. Las mediciones de flujo del suelo también se hicieron en el cráter del volcán El Chichón y en la zona adyacente al lago SV. Los resultados preliminares de los flujos de CO<sub>2</sub> indican que lago EC tiene un alto flujo de CO<sub>2</sub> con un valor medio de 3500 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> y una alineación de los valores más altos a través de las fallas NW-SE y NE-SW; así como una alta desgaseificación mediante burbujeo de gases, especialmente cerca del campo de fumarolas NE. Mientras que SV tiene un valor medio del flujo de CO<sub>2</sub> ~ 10 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> y burbujeo limitado y puntual en la superficie del lago. Se midieron flujos altos de CO<sub>2</sub> de suelo, cerca del lago, en la Mofeta. Se

estima que el flujo neto medio de difusión (sin burbujas) del lago EC es alrededor de 350 veces mayor que la del lago SV (3500 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> vs 10 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>). SV tiene el flujo total de CO<sub>2</sub> por difusión de ~ 3 ton d<sup>-1</sup> a partir de un área de 0,3 km<sup>2</sup> y el flujo total de 0,44 ton d<sup>-1</sup> por áreas burbujeantes en las zonas SW y S. En cambio, el lago EC tiene un flujo de CO<sub>2</sub> total de 840 ton d<sup>-1</sup> a partir de una superficie de 0,24 km<sup>2</sup>. La producción total de CO<sub>2</sub> de SV es, sin embargo, alrededor de dos veces más alta teniendo en cuenta la filtración desde el lago (~ 8 kg s<sup>-1</sup>) de agua altamente carbonatada.

VUL-9

### LAS CAMARAS MAGMÁTICAS DEL COMPLEJO VOLCANICO DE COLIMA: MODELOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

Álvarez Román<sup>1</sup> y Yutsis Vsevolod<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM

<sup>2</sup>IPICYT

ralva@prodigy.net.mx

El Complejo Volcánico de Colima (CVC) ha comprendido hasta ahora las estructuras del Volcán Nevado de Colima y el Volcán de Fuego o Volcán de Colima. En este trabajo encontramos dos nuevas estructuras subterráneas que proponemos forman parte del CVC. Un conjunto de 260 estaciones gravimétricas y un mapa aeromagnético sirven como base para el modelado conjunto de esos dos parámetros a lo largo de cinco líneas en las que se modelan las anomalías asociadas a esas estructuras. Una línea base con azimut 28° y longitud de 58 km atraviesa longitudinalmente el CVC presentando una anomalía gravimétrica de 65 mGals y la correspondiente magnética de 220 nT. Modelamos además cuatro líneas adicionales, perpendiculares a la línea base a través de las principales estructuras del CVC a profundidades ~15 km. La línea modelada a través del Nevado de Colima muestra dos cámaras anidadas; la cámara superior con densidad 2.36 g/cm<sup>3</sup> inicia a una profundidad de 1.2 km bajo el nivel del mar (bnm) y tiene un espesor promedio de 3 km y una longitud de ~6 km, mientras que la más profunda, con densidad 2.31 g/cm<sup>3</sup> es más pequeña y se encuentra debajo de la superior a una profundidad de ~5 km bnm. El Volcán de Fuego tiene una sola cámara con densidad 2.31 g/cm<sup>3</sup> con dos lóbulos localizados a profundidades de 1 y 2 km bnm; el lóbulo al este es el mayor con un radio de ~3 km mientras que el lóbulo oeste tiene un radio de ~1 km. Encontramos una buena coincidencia entre los tamaños y posiciones de las respectivas cámaras magmáticas y las calderas de colapso del Nevado y del Paleo-Fuego. La anomalía gravimétrica está dividida por un alto con azimut 108° que pasa ligeramente al sur de Los Hijos del Volcán. Sobre este alto gravimétrico se encuentra una estructura circular (La Escondida) que hemos modelado como una estructura de colapso por los desplazamientos verticales entre 30 y 120 m que se observan en el perímetro de la estructura. Los sugieren que se trata posiblemente de un intrusivo circular de 7 km de diámetro a una profundidad de ~1.2 km bnm. Las dimensiones y posición de este cuerpo correlacionan bien con las fallas normales observadas en superficie. Bajo este cuerpo parece haber una cámara magmática de densidad 2.36 g/cm<sup>3</sup> y nula magnetización. Continuando hacia el sur encontramos otro intrusivo vecino a La Escondida y a la misma profundidad que la anterior estructura, que tiene el aspecto de una cámara magmática y así lo modelamos gravimétrica y magnéticamente; la densidad asignada es de 2.36 g/cm<sup>3</sup> y nula magnetización. Finalmente el modelo que agrupa a todos los anteriores a lo largo de la línea base muestra una serie de interconexiones entre las cámaras modeladas. Proponemos que los dos cuerpos nuevos encontrados, La Escondida y el Cuerpo Magmático del Sur, corresponden a una nueva migración del magmatismo regional hacia el sur, como ha sucedido anteriormente.

VUL-10

### CRUSTAL IMAGING OF WESTERN-MICHOACAN AND THE JALISCO BLOCK, MEXICO, FROM AMBIENT SEISMIC NOISE

Spica Zack J., Cruz-Atienza Víctor M., Reyes-Alfaro Gabriel, Legrand Denis y Iglesias Mendoza Arturo

Instituto de Geofísica, UNAM

zackspica@geofisica.unam.mx

Detailed crustal imaging of western Michoacán and the Jalisco block is obtained from ambient noise tomography. Results show a deep and well-delineated volcanic system below the Colima volcano complex (CVC), rooting up to ~22 km depth, with a shallow magmatic chamber constrained to the first ~7 km. A shallow low-velocity system to the south of the Chapala rift and west of the Michoacán-Guanajuato volcanic field merges, underneath the Colima rift, with the CVC system at about 20 km depth, honoring the geometry of the Trans Mexican Volcanic Belt. For depths greater than ~30 km, low-velocity features become parallel to the slab strike, right beneath the Mascota-Ayutla-Tapalpa volcanic fields, suggesting the presence of the mantle wedge above the Rivera plate. Along the coast, different depths of the uppermost layer of both, the Rivera and the Cocos plates, suggest that the latter plate subducts with an angle ~90° steeper than the former.

VUL-11

## COMPARACIÓN CUANTITATIVA DE LOS LAHARES DE LAS TEMPORADAS DE LLUVIA 2012-2013 DEL VOLCÁN DE COLIMA, MÉXICO

Vázquez Rosario<sup>1</sup>, Suriñach Emma<sup>2</sup>, Capra Lucia<sup>1</sup>, Arámbula-Mendoza Raúl<sup>1</sup> y Reyes Gabriel<sup>1</sup><sup>1</sup>Centro de Geociencias, UNAM<sup>2</sup>Grup d'Alaus (RISKNIAT), Dept. Geodinàmica i Geofísica, Fac. de Geologia, Universitat de Barcelona, España<sup>3</sup>Facultad de Ciencias, UCOL<sup>4</sup>Centro Universitario de Estudios e Investigaciones en Vulcanología, Colima  
rvazmor@geociencias.unam.mx

Es bien sabido que los lahares son un fenómeno común en volcanes tanto activos como en periodo de inactividad, cuya frecuencia de ocurrencia depende de la disponibilidad de material suelto en las laderas del volcán y del volumen de agua que los desencadenen, ya sea por una intensa precipitación, deshielo o desbordamiento de un lago cratérico (i.e. Lavigne & Thouret, 2002), entre otros factores. En el caso del Volcán de Colima, éste tipo de fenómenos se desarrollan anualmente en las principales barrancas del volcán durante la temporada de lluvias. Estos flujos generalmente pasan desapercibidos por la población asentada en sus faldas. Sin embargo, históricamente, existe registro de algunos eventos que han causado pérdidas de vidas humanas y materiales (Davila et al., 2007; Saucedo, et al., 2008). El Volcán de Colima comenzó su actividad aproximadamente hace 50 000 años (Robin et al., 1987) y es considerado uno de los volcanes más activos de Norteamérica. En los últimos 430 años han ocurrido 50 fases eruptivas (De la Cruz-Reyna, 1993; Saucedo-Girón, 2000). Desde 1991 ha presentado actividad intermitente, incluyendo: erupciones vulcanianas, flujos de lava, crecimiento de domos y flujos piroclásticos, además de dos erupciones plinianas en 1818 y 1913 (Saucedo et al., 2002, 2004, 2005). En Junio de 2011, el domo de lava que crecía en su cráter desde el 2007 se detuvo, y con ello el aporte de nuevo material hacia sus laderas. Dicho proceso se ha visto reflejado en la disminución paulatina de la magnitud de los lahares desarrollados principalmente en la barranca de Montegrande durante la temporada de lluvias de 2012. Esta barranca se encuentra monitoreada desde el 2011 con estaciones de lluvia, geófonos y cámara de video, transmitiendo en tiempo real (Vázquez et al., 2014) hacia las instalaciones de la Universidad de Colima. El 6 de enero de 2013 el Volcán de Colima reanudó su actividad eruptiva con explosiones de magnitud pequeña a intermedia, y el crecimiento de un nuevo domo acompañado con pequeños derrumbes que han favorecido la acumulación de material principalmente hacia el flanco Oeste-Suroeste del edificio. Durante la temporada de lluvias del mismo año se observó el desarrollo de lahares de mayor magnitud que los del 2012 con una carga de material con bloques de más de 2 m de diámetro. Al respecto, se han analizado los datos instrumentales y de campo obtenidos en ambas temporadas. Esto ha permitido hacer una comparación cualitativa y cuantitativa de las características de los eventos desarrollados durante el periodo de calma y el de reanudación de la actividad del volcán. Con los resultados obtenidos hasta el momento se ha podido establecer que la diferencia en el tamaño entre los lahares de estas temporadas es aproximadamente de un orden de magnitud. Además, se ha podido analizar uno de los lahares más grandes observados hasta el momento en el volcán, correspondiente a los eventos meteorológicos extremos de 2013.

VUL-12

## MEXICAN VOLCANOES @NLINE

Manea Marina, Capra Lucia y Manea Vlad Constantin  
Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM  
marina@geociencias.unam.mx

Researchers are currently working on several key aspects of the Mexican volcanoes, such as remote sensing, field data of old and recent volcanoclastic deposits, structural framework, monitoring (rainfall data and visual observation of lahars), and laboratory experiment (analogue models and numerical simulations - titan2D). Each investigation is focused on specific processes, but it is fundamental to visualize the global status of the volcano in order to understand its behavior and to mitigate future hazards. The Mexican Volcanoes @nline represents an initiative aimed to collect, on a systematic basis, the complete set of data obtained so far on the volcanoes, and to continuously update the database with new data. All the information is compiled from published works and updated frequently. All maps (such as the geological map of the volcano and the hazard zonations compiled from previous works) and point data (such as stratigraphic sections, sedimentology and diagrams of rainfall intensities) can be visualized with Google Earth and is really straightforward to be accessed by the scientific community and the general public. The Mexican Volcanoes @nline database is maintained by the Computational Geodynamics Laboratory and it is based entirely on Open Source software and the website can be visited at: [http://www.geociencias.unam.mx/mexican\\_volcanoes](http://www.geociencias.unam.mx/mexican_volcanoes).

VUL-13

## MODELACIÓN INVERSA DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DEL CAMPO VOLCÁNICO EL PINACATE, SONORA, MÉXICO

García Abdeslem Juan

CICESE

jgarcia@cicese.mx

El Campo Volcánico El Pinacate (CVP) se localiza en el borde occidental de la provincia de cuencas y sierras en el Estado de Sonora y está enclavado en la Reserva de la Biosfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar. El CVP contiene al volcán escudo Santa Clara cuya composición varía de basáltica a traquítica y alcanza una altura mayor a 1200 m de altura, destacando sobre un arreglo discontinuo de sierras de bajo relieve topográfico alineadas en dirección NW, que están constituidas principalmente por granitoides mesozoicos y rocas metamórficas del paleozoico. Rodeando al volcán Santa Clara existen más de 400 conos cineríticos bien preservados y al menos 4 maar cráteres, similares en morfología al cráter El Elegante. El CVP cubre un área de aproximadamente 60 x 55 km y ha sido activo hace menos de 10,000 años. En este trabajo se describen algunos aspectos relacionados con la modelación inversa lineal 3D de datos aeromagnéticos colectados por el Servicio Geológico Mexicano en la región del CPV. La geometría del modelo es un cuboide de 14 estratos que se extiende hasta una profundidad de 21 km. Cada estrato tiene espesor constante y está constituido por un arreglo prismas rectangulares. Del resultado de la modelación inversa encontramos que la baja intensidad de magnetización que explica la anomalía magnética observada es consistente con rocas de composición félsica, y que su geometría sugiere una región de flotabilidad neutral a ~12 km de profundidad de la cual se desprende el cuerpo principal del volcán Santa Clara.

VUL-14

## RECENT VOLCANIC ACTIVITY OF LOS HUMEROS CALDERA AND SURROUNDING AREAS IN THE EASTERN MEXICAN VOLCANIC BELT

Carrasco Núñez Gerardo<sup>1</sup> y Dávila Harris Pablo<sup>2</sup><sup>1</sup>Centro de Geociencias, UNAM<sup>2</sup>División de Geociencias Aplicadas, IPICYT  
gerardoc@geociencias.unam.mx

The eastern Mexican Volcanic Belt (EMVB) comprises the Serdán-Oriental Basin (SOB) and the Cofre de Perote-Citlaltépetl Volcanic Range (CPCVR). The SOB is characterized by a volcanism dominated by isolated bimodal monogenetic volcanoes including basaltic scoria cones, maar volcanoes and silicic dome complexes. The activity of these volcanoes is considered from the Pleistocene, but the scarcity of radiometric dating does not allow to have good constrains on the age of this volcanism, particularly the one showing evidence of most recent activity. Furthermore, in the EMVB the Citlaltépetl (Pico de Orizaba), belonging to the CPCVR, was previously regarded as the only active volcano in the area; however, several recent and current studies reveal that there is a volcanism of late Pleistocene age and even Holocene. In particular we have found that the final stage of evolution of Los Humeros caldera, which is a well-known geothermal field currently producing about 45 MW and increasing capacity, has been active during the Holocene (younger than 7ky BP) producing important volumes of both trachydacitic and basaltic andesite magmas erupted simultaneously through both central and peripheral vents to generate a widespread succession that is mantling all the caldera's interior area, named as the Cuicuiltic Member. The distribution of the source vents producing this succession represents conducts connected at depth through a more complex plumbing fracture system, that in the case of the small scoria cones occurred between Los Potreros and Los Humeros main scarps to the eastern part of the caldera, what must be explored in more detail for potential reactivation and geothermal purposes. In fact, the Cuicuiltic sequence is cut by small (few meters displacement) faults revealing very recent structural reactivation. In regards to the volcanism associated to the ring-fracture activity at Los Humeros caldera, this corresponds mainly to basaltic andesite blocky lava flows, associated with fissure vents and several small scoria and cinder cones, which are aligned along the main Los Humeros caldera southern rim. These lavas are overlapping the Cuicuiltic succession and some C14 dates confirm that this activity is even of younger age (late Holocene). Much of this volcanism is located along structural fractures and thus may be space predictable. Finally, nor far from Los Humeros, about 30 km east, the most recent volcanic activity reported in the area is represented by El Volcancillo, a paired scoria cone erupted ca. 1000 yr BP, which is aligned with ten other Holocene scoria cones following a trend parallel to a regional seismically active structural system.

VUL-15

## TUBOS DE LAVA EN EL CAMPO MONOGENÉTICO DE XALAPA, IMPLICACIONES PARA EL RIESGO VOLCÁNICO Y APROVECHAMIENTO

Espinasa-Pereña Ramón  
Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED  
respinasa@cenapred.unam.mx

La Región que rodea la ciudad de Xalapa forma parte de un campo de volcanes monogenéticos en el que se han contabilizado más de 100 pequeños edificios volcánicos, muchos de los cuales tuvieron erupciones de tipo hawaiano, con la emisión no explosiva de derrames de lava basáltica, que se caracteriza por su poca viscosidad. Este mecanismo de emplazamiento permite que derrames de lava de poco volumen puedan alcanzar grandes distancias. De entre éstos destaca El Volcancillo, un pequeño volcán situado a poca distancia de la carretera Perote-Xalapa. Hizo erupción hace 780±60 años, produciendo dos extensos derrames de lava que fluyeron hacia el norte, siguiendo la pendiente general del terreno, hasta alcanzar la barranca de Huichila-Tlacolulan. El más extenso e importante de sus derrames, en el que se han explorado y mapeado más de 10 km de tubos de lava, alcanzó una longitud total de más de 50 kilómetros. La morfología interna de los tubos de lava explorados, así como sus estructuras primarias y secundarias, muestran que el emplazamiento del derrame se realizó mediante numerosas pequeñas lenguas y dedos de lava, que formaron incipientes tubos superficiales anastomosados, y al continuar la actividad, el flujo de la lava se concentró en uno solo de los conductos iniciales, el cual evolucionó, por erosión termal, para formar un gran tubo maestro. En caso de renovación de la actividad en este campo monogenético, es altamente probable que se generen derrames de lava similares, que se emplazarán por el cauce de alguna de las numerosas barranca que abundan en la zona, destruyendo toda la infraestructura que encuentre a su paso. Por ejemplo, el derrame del Volcancillo es cortado por las principales vías de comunicación entre Xalapa y el centro de México. Adicionalmente, los sistemas de cuevas originadas como tubos de lava pueden considerarse un importante recurso para las comunidades de la región, desde el punto de vista del turismo y en particular del turismo de aventura y/o ecoturismo. Sin embargo, en varias comunidades de la región se utilizan o han utilizado las entradas de las cuevas como basureros, produciendo focos de contaminación y destruyendo al mismo tiempo un valioso recurso natural. Adicionalmente, y por las peculiares condiciones geológicas de la zona, algunos de los tubos de lava funcionan como sumideros, que captan importantes cauces fluviales y transportan el agua directamente, y sin ningún tipo de filtrado natural, hacia el acuífero que alimenta al río Actopan. Un plan de manejo integral del malpaís generado por el derrame de El Volcancillo y otros volcanes cercanos permitiría paliar estos efectos negativos, así como proveer de fuentes de trabajo y recursos alternos a los habitantes de las comunidades aledañas. Para elaborarlo, es necesario continuar los estudios topográficos y espeleológicos de estas estructuras volcánicas, detallar las características geológicas de la zona, así como realizar análisis químicos de las aguas y estudios con trazadores para caracterizar en detalle el acuífero.

VUL-16

## ¿FLUYERON DOS LÍQUIDOS DE VISCOSIDADES CONTRASTANTES EN EL CONDUCTO ALIMENTADOR EN LA ETAPA INICIAL DE LA FORMACIÓN DEL DOMO CERRO EL LOBO?

Torres José Ramón<sup>1</sup> y Bartali Roberto<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias, UASLP

jrtorres@uaslp.mx

El domo Cerro El Lobo se localiza 2.26 Km al oeste del poblado de San Francisco, S.L.P., y forma parte de un conjunto de domos que delimitan un rasgo semicircular en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. Se trata de un domo de 30.7 ± 0.7 Ma, de poco volumen (~0.1 km<sup>3</sup>) y de forma irregular, formado por derrames de lava riolítica (>75% de SiO<sub>2</sub>) emitidos en forma sucesiva (domo exógeno), con tiempo de enfriamiento suficiente para desarrollar texturas vítreas y/o brechas de desintegración en la base de cada flujo. Los derrames de flujo basales fluyeron al este, no tienen fuerte expresión topográfica y tienen forma lobular. Contienen abundantes fenocristales (hasta 30%) de cuarzo, sanidino y escasas plagioclasas (oligoclasa). Los cristales mayores son de hasta 6 mm, y los de sanidino presentan coronas de reacción. Es común la presencia de bandas de lava de igual composición pero con pocos fenocristales, que se ensanchan o se estrangulan entre el material con abundantes fenocristales, sugiriendo que fueron 2 líquidos con viscosidades contrastantes que ascendieron por el mismo conducto y fluyeron en superficie sin llegar a mezclarse debido a su diferente viscosidad. La separación entre cada uno de estos derrames (3 en total) está marcada por vitrificados en su base. La parte más escarpada del domo (la mitad oeste del mismo) la forman derrames de lava con escasos fenocristales de cuarzo y sanidino (<10%) pequeños (<3 mm), presentan foliación de flujo muy fina, pliegues de flujo a escala de centímetros a metros; contienen abundantes esferulitas, las cuales son más pequeñas en la base y mayores (hasta 2.5 cm) en la cima. Contienen de manera distintiva cristales de topacio y escasa casiterita. Hay desarrollo de finas brechas de desintegración entre algunos derrames. Estos derrames presentan características físicas muy

homogéneas en contraste con lo que se describe para los derrames basales, y constituyen una estructura abultada con una depresión central abierta al NE. Son pocos los ejemplos citados en la literatura geológica donde se ha documentado flujo de magmas de composición riolítica de dos densidades en un mismo conducto que alimentaron derrames de lava formadores de domos, y este es el primer caso que se menciona para el Campo Volcánico de San Luis Potosí.

VUL-17

## MECANISMO ERUPTIVO DEL MAAR JOYA HONDA UTILIZANDO IMÁGENES MEB

Rivera-Olguín Edwin, Saucedo Ricardo, Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto y Torres José Ramón  
Universidad Autónoma de San Luis Potosí, UASLP  
edwin.rivera.olguin@gmail.com

El maar Joya Honda (MJH) se encuentra dentro del Campo Volcánico de Ventura-Espíritu Santo, ubicado en el límite de las provincias fisiográficas de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. El MJH se ubica aproximadamente a 35 km al nororiente de la ciudad de San Luis Potosí, siendo un cráter con forma elíptica con dimensiones de 1300 m por 800 m con 270 m de profundidad aproximadamente. Los depósitos piroclásticos se encuentran cubriendo de forma discordante a rocas cretácicas marinas. Dichos depósitos tienen un alcance de cuando menos siete km hacia el noroccidente y nororiente del cráter y prácticamente inexistente hacia el flanco sur. El espesor de estos depósitos varía de 60 a 80 m para el nororiente y noroccidente respectivamente, mientras que en el sur van de 14 a 1 m. La estratigrafía de estos muestra importantes discordancias entre los depósitos de los flancos norte y sur del cráter, donde por sus características texturales pudieron reconocerse cinco fases eruptivas principales, que pudieron ser el resultado de actividad eruptiva magmática y freatomagmática. Con la idea de comprobar la hipótesis anterior, se aplicó un análisis morfológico en partículas juveniles de tamaño 3 φ (phi), además de un análisis estadístico multifactorial basado en la geometría de dichas partículas que nos permitió discriminar el origen de cada una de las partículas analizadas (magmática o freatomagmática). En total se utilizaron 358 imágenes de partículas tomadas con microscopio electrónico de barrido (MEB). Con base a estos análisis se caracterizaron las partículas juveniles de cada fase eruptiva, y junto con las relaciones estratigráficas y texturales de los depósitos, ubican a cada fase eruptiva como producto de un mecanismo eruptivo específico. Los resultados del análisis morfológico mostraron que la primera fase eruptiva está compuesta por partículas con características de orígenes tanto freatomagmáticos como magmáticos, mientras la segunda fase eruptiva se conforma por partículas de origen netamente magmático. En la tercera fase claramente predominan partículas totalmente freatomagmáticas, mientras que en la cuarta fase eruptiva las partículas son claramente magmáticas por último las partículas de la quinta fase eruptiva presentan características tanto magmáticas como freatomagmáticas. Por anterior, y con base en el resultado del análisis morfológico de partículas juveniles, se propone un modelo de evolución para MJH, donde la historia eruptiva fue compleja y estuvo marcada por constantes cambios en estilos eruptivos entre dominios freatomagmáticos y magmáticos, probablemente asociados a la presencia de más de un conducto.

VUL-18

## LA AVALANCHA DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN LOS PIES, COMPLEJO VOLCÁNICO IZTACCÍHUATL

García Tenorio Felipe<sup>1</sup>, Macías José Luis<sup>1</sup> y W. Layer Paul<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia

<sup>2</sup>Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, Alaska, USA  
tenoriogf@geofisica.unam.mx

El Volcán Los Pies situado en el extremo sur del Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (CVIZ), a 70 km al SE de la Ciudad de México, en el Pleistoceno Tardío experimentó un colapso de sector, debido al ascenso de un magma dacítico (65.09 % en peso de SiO<sub>2</sub>) en su conducto, El derrumbe originó una avalancha de escombros que se desplazó hacia el sureste por 45 km hacia la Cuenca de Puebla. El depósito cubrió un área mínima de 500 km<sup>2</sup> con un volumen aproximado de 1.5 km<sup>3</sup> y un coeficiente de fricción (H/L) de 0.066. El depósito se presenta en facies de bloques y facies de matriz con una típica topografía de "hummocks". El evento de colapso fue acompañado de una erupción subsecuente tipo "blast" que cubrió un área mínima de 300 km<sup>2</sup>. La erupción continuó con una columna eruptiva que dispersó depósitos de caída de pómez hacia la vertiente Este-Sureste del cono Los Pies, y fue seguida por emplazamiento de flujos piroclásticos de pómez. La erupción dejó un cráter en herradura abierto al sureste (cráter Amacuilcatl) con un diámetro de 1.5 km. Actualmente el deslizamiento de laderas en el área cumbre de CVIZ podría representar un peligro potencial por factores no necesariamente por ascenso de magma.

VUL-19

## LA CRISIS VOLCÁNICA DEL 2013 EN EL POPOCATÉPETL

Nieto Torres Amiel<sup>1</sup>, Espinasa-Pereña Ramón<sup>2</sup>, Reyes Pimentel  
Thalía Alfonsina<sup>2</sup>, Jiménez Juan Carlos<sup>2</sup> y Cárdenas Lucio<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED

<sup>2</sup>CENAPRED

anieto@cenapred.unam.mx

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán andesítico-dacítico localizado 65km al sureste de la Ciudad de México. En la actualidad, más de 20 millones de personas viven en el área de influencia de este volcán. Actualmente la red de monitoreo incluye un total de 26 equipos: 10 estaciones sísmicas (cinco sensores triaxiales de periodo corto y cinco sensores triaxiales de banda ancha), dos sensores de infrasonido, tres inclinómetros para el monitoreo de deformación, cuatro equipos DOAS para la medición en tiempo real de la emisión de dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>), dos geófonos para la detección de flujos y cinco web-cam, más una cámara térmica, para el monitoreo visual en tiempo real. Adicionalmente, se realizan campañas de campo para el monitoreo geoquímico de aguas, mediciones discretas de gases mediante COSPEC, así como sobrevuelos periódicos para observar la evolución de los distintos domos en el interior del cráter. El actual episodio de actividad, que dio inicio en diciembre de 1994, ha consistido, hasta la fecha, en erupciones limitadas hasta VEI 3, asociadas a la construcción y destrucción de domos. En 2013 se registró un incremento en la actividad del volcán, caracterizado por el registro de eventos de tremor, ocurridos principalmente entre abril y julio, que acompañaron la formación de varios domos de lava. El 8 de mayo se presentó un episodio de tremor acompañado por una columna de cenizas que alcanzó 3.2 km de altura y que se dirigió al este-sureste. Esta actividad provocó una intensa lluvia de cenizas en ese sector, que depositó un volumen mínimo de 3\*106 m<sup>3</sup> de ceniza fina en un área de 1500 km<sup>2</sup>. El aeropuerto de Puebla fue cerrado los días 8 y 9 de mayo. Para el 23 de junio un nuevo episodio de tremor, que duró más de 10 horas, estuvo acompañado por emisión de ceniza que se depositó en diversos municipios del Estado de México y en diversas delegaciones del Distrito Federal. Algunos aviones que provenían de Estados Unidos fueron desviados a otros aeropuertos, decisión tomada por las aerolíneas y no por las autoridades del aeropuerto. Cerca de dos millones de personas estuvieron expuestas a estas cenizas, de las cuales el 50% no cuenta con acceso a los servicios médicos, según datos obtenidos del Atlas Nacional de Riesgos. Además, el 6 de mayo, se presentó el sismo volcánotectónico más grande en la historia del volcán, de magnitud 4.1. También se presentaron dos eventos explosivos mayores el 15 de mayo y el 17 de junio. El análisis del conjunto de datos de monitoreo y las observaciones de la actividad eruptiva del Popocatepetl durante 2013, permitieron definir un modelo eruptivo de 3 fases. La primera fase, de preparación, caracterizada por el registro de VT's someros y tremor; la segunda, la fase eruptiva, caracterizada por eventos explosivos y la tercera una fase de relajación caracterizada por el registro de VT's profundos.

VUL-20

## ANÁLISIS PRELIMINAR MORFOLÓGICO DE CENIZA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL MEDIANTE MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO

González Guevara José Luis, Agustín Serrano Ricardo, Quintanilla  
Zurita Alejandra, Barquera Zamora Karla E., Torres Carreón  
Ivonne, Arévalo Aguilar Luis Manuel y Palomino Merino Rodolfo  
Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, BUAP  
jose.gogu@gmail.com

Ante la necesidad de conocer los efectos directos e indirectos de la ceniza de origen volcánico sobre la salud y en general al ambiente, es necesario realizar diversos estudios a fin de determinar la composición química elemental y las propiedades físicas de dicho compuesto. En mayo de 2012 y 2013 el volcán Popocatepetl presentó una actividad muy intensa, registrándose caída de ceniza en la Zona Metropolitana del Valle de Puebla (ZMVP), recolectándose muestras en ambos eventos. Durante este periodo de tiempo, se han realizado algunos estudios, cuyos resultados han sido presentados en diferentes foros, entre los que destacan absorción, susceptibilidad magnética, resistividad eléctrica, espectroscopia Raman y microscopia de barrido electrónico (MBE). En esta oportunidad se muestran los resultados preliminares de la aplicación de MBE a ceniza recolectada de las contingencias del 20 y 21 de mayo de 2012, cuatro puntos de la zona sur de la ciudad de Puebla; así como del 7 de mayo de 2013, en donde se obtuvieron muestras de diez puntos, ocho de la ZMVP y uno más de Atlixco y San Nicolás de los Ranchos. Entre los beneficios de determinar la estructura y textura de la ceniza volcánica esta el hecho significativo de ajustar de mejor manera los modelos de transporte de contaminantes que se aplican en la simulación de plumas volcánicas.

VUL-21

## MEDICIONES CON CÁMARAS A SO<sub>2</sub> EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL: DESARROLLO METODOLÓGICO Y RESULTADOS VULCANOLÓGICOS.

Campion Robin y Delgado Granados Hugo  
Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM  
robin@geofisica.unam.mx

La cámara a SO<sub>2</sub> es un equipo que permite obtener, con una frecuencia elevada, mediciones en dos dimensiones de la concentración del bióxido de azufre en pluma volcánicas. Esta tecnología es relativamente nueva, sigue desarrollándose rápidamente y ofrece un verdadero salto cualitativo en el monitoreo remoto de las emisiones de gases volcánicos. Adaptemos esta tecnología a las especificidades del Volcán Popocatepetl, realizando desarrollos metodológicos significativos y aplicables al nivel mundial. Se han realizadas mediciones con cámara a SO<sub>2</sub> al Volcán Popocatepetl durante un total de 40 días repartidos durante los dos últimos años. Los resultados de estas campañas permitieron identificar que la desgasificación volcánica al Popocatepetl se realiza por varios modos, que reflejan el estado del conducto superior. Se pudo comprobar que las explosiones vulcanianas son precedidas por un periodo de emisiones reducidas (aunque no ausentes) que interpretamos como una obstrucción parcial del conducto. Considerando los avances en nuestro entendimiento del Volcán que permitieron estas mediciones y su potencial para el monitoreo volcánico, se planea la instalación permanente de una cámara a SO<sub>2</sub> para el próximo año, en el ámbito de un proyecto FOPREDEN. Ya se realizó un estudio de factibilidad y se determinaron las componentes más resistentes y adaptadas a dicha instalación.

VUL-22

## DETERMINACIÓN DE PROPIEDADES TÉRMICAS DE ANDESITAS DEL POPOCATÉPETL Y DEL VOLCÁN DE COLIMA.

Cárdenas-Sánchez Enrique<sup>1</sup>, De la Cruz-Reyna Servando<sup>2,3</sup> y Varely Nick<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

<sup>2</sup>Centro Universitario de Estudios e Investigaciones en Vulcanología, Colima

<sup>3</sup>Instituto de Geofísica, UNAM

<sup>4</sup>Facultad de Ciencias, UCOL

krdenass@geofisica.unam.mx

La conductividad térmica (K), el calor específico (Cp) y el coeficiente de transferencia de calor superficial (H) son los parámetros fundamentales para describir el proceso de enfriamiento de un fragmento de roca volcánica lanzado en un evento explosivo. El análisis del proceso de enfriamiento por conducción, convección y radiación de calor de fragmentos de roca volcánica, se ha limitado a basaltos, y diversos minerales como olivino, piroxeno, cuarzo, etc. (Miao & Chen, 2014; Branlund & Hofmeister, 2012; Romine et al., 2012; Schön, 2011; Stroberg et al., 2010; Schatz & Simmons, 1972), y no existen estudios detallados sobre las propiedades térmicas de las andesitas, abundantes en estratovolcanes continentales, y particularmente en domos de lava susceptibles a procesos frecuentes de destrucción por explosiones como es el caso del Popocatepetl y del Volcán de Colima. Previamente hemos desarrollado un algoritmo que permite calcular el grado de fragmentación, la energía térmica liberada y su posible correlación con el Índice de Explosividad Volcánica (VEI) a partir de las curvas de enfriamiento de los fragmentos lanzados por explosiones vulcanianas. Estas curvas se han obtenido de secuencias de tiempo sobre los depósitos incandescentes registrados en píxeles selectos de imágenes térmicas de explosiones vulcanianas en el Popocatepetl y el Volcán de Colima. Sin embargo, el modelo estaba limitado por la falta de parámetros térmicos de las andesitas, obligando a usar en primera aproximación datos de basaltos. En este trabajo presentamos un modelo simple para el enfriamiento con andesitas del Popocatepetl y el Volcán de Colima. Primeramente las muestras se someten a un proceso de redondeo para minimizar los efectos superficiales. Posteriormente, se calientan hasta 800°C, se extraen de la mufla y se mide su tasa de enfriamiento. La conductividad térmica y el coeficiente de calor superficial se determinan utilizando una cámara térmica de microbolómetro y 3 termopares incrustados a distintas profundidades dentro las muestras. Para determinar los parámetros térmicos se implementó un método de inversión comparando los datos observados respecto al modelo de enfriamiento para una esfera sólida de Carslaw and Jaeger (1959) para la Ecuación de Calor. Con estos resultados se espera determinar con precisión la conductividad térmica, el calor específico y el coeficiente superficial de transferencia de calor para, posteriormente, mejorar el cálculo del grado de fragmentación en las secuencias de imágenes térmicas de las explosiones.

VUL-23

## ESTUDIO DE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Cárdenas-Soto Martín<sup>1</sup> y Reyes Pimentel Thalía Alfonsina<sup>2</sup><sup>1</sup>Facultad de Ingeniería, UNAM<sup>2</sup>CENAPRED

martinc@unam.mx

En este estudio presentamos los resultados de la correlación cruzada de datos de ruido en cinco estaciones sísmicas de la red del Volcán Popocatepetl (marzo 2012-junio 2014). Estimamos los cinco componentes del tensor de Green y la envolvente de los términos cruzados vertical-radial. Para periodos de tiempo con menor actividad volcánica, extraemos curvas de dispersión de ondas superficiales y mostramos la variabilidad en la estructura de velocidad entre los diferentes pares de estaciones. El análisis de los correlogramas de cada día, muestra variaciones significativas en la posición relativa del máximo para periodos entre 1 y 4 s. Algunas de esas variaciones de deben a problemas instrumentales y otras a la inducción de esfuerzos por la actividad propia del volcán y de sismos de subducción.

VUL-24

## ANÁLISIS DE PERFILES GRAVIMÉTRICOS NW-SE Y W-E EN EL SURESTE DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Monzalvo Lizete, Salazar Peña Leobardo, Lozada Antonio y Saravia Edgar Omar

Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, IPN  
liz3t3m@hotmail.com

A partir de noviembre del año 1992 la reactivación del volcán Popocatepetl ha suscitado actividad en el semáforo de alerta volcánica para los pueblos que comprenden las faldas del volcán. En el transcurso del tiempo, se han desarrollado dos zonas de sismicidad: a) En la zona del cráter, b) En la zona sureste sobre las faldas del volcán. En la zona sureste del Popocatepetl, se ha presentado un incremento de actividad sísmica sobre la cual se ubica el pueblo de San Pedro Benito Juárez, Atlixco, Puebla. Este estudio presenta un análisis y modelado de dos perfiles gravimétricos obtenidos, uno en dirección NW-SE (longitudinal o radial al cráter) y en dirección W-E (transversal al primero) en donde ambos siguen y cortan la zona delimitada por la sismicidad Sureste del Popocatepetl. Estos dos perfiles gravimétricos principales son complementados con sus versiones obtenidas en distintos tiempos y con otro perfil magnético obtenido en años anteriores. Estos complementos se obtuvieron en la dirección NW-SE. Las medidas se realizaron con un gravímetro con resolución en microgales y con un magnetómetro de campo total. Las estaciones de todos los perfiles fueron espaciadas a distancias de entre 1 y 2 km. Las distancias de las estaciones en los perfiles NW-SE se manejan en distancia radial al cráter. Los datos gravimétricos fueron reducidos para obtener la Anomalia de Bouguer. Con base en el análisis de los perfiles se observan decrementos en sus valores justo en la zona de sismicidad. Con los decrementos de gravedad en el perfil W-E (transversal) se supone que debajo de la zona Sureste del Popocatepetl, existe un cuerpo con déficit de masa aproximadamente simétrico. Lo anterior apunta por un lado, a dos soluciones 1) Un dique y 2) una cámara magmática. Por otro lado descarta la existencia de una falla como generadora de la sismicidad. Los análisis de los perfiles se complementan con la obtención de un modelo interior en el Sureste del Popocatepetl, a partir de modelado gravimétrico.

VUL-25 CARTEL

## CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA EN EL VOLCÁN DE COLIMA.

Saucedo Ricardo<sup>1</sup>, Macías José Luis<sup>2</sup>, Gavilanes Juan Carlos<sup>3</sup>, Bursik Marcus<sup>4</sup> y Vargas Víctor<sup>2</sup><sup>1</sup>Universidad Autónoma de San Luis Potosí, UASLP<sup>2</sup>UNAM<sup>3</sup>UCOL<sup>4</sup>U de Buffalo N.Y.

rgiron@uaslp.mx

El volcán de Colima se localiza en la parte oeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y es considerado uno de los volcanes más peligrosos de México. En los últimos ~500 años ha generado un número importante de corrientes de densidad piroclástica de volumen pequeño (CDPs) producto tanto del colapso como por la destrucción explosiva de domos, así como corrientes de densidad piroclástica (CDP) producto del colapso de columnas plinianas en 1690, 1818 y 1913, donde la última generó CDP con alcances máximos de 15 km. Por su parte, las CDPs ocurridas en 1991, 1994, 1998-1999, 2003, 2004 y 2005 fueron extensamente videogradas y fotografiadas, y sus depósitos ampliamente estudiados. En el presente trabajo, se resumen los eventos que generaron CDPs durante el siglo pasado y lo que va del presente, donde se aporta información relacionada al desarrollo de los diferentes episodios eruptivos, estratigrafía, características granulométricas y componentes de los depósitos, así como alcances, movilidad (H/L) y volúmenes, información que permitió entender de mejor forma el efecto de la topografía, fragmentación y volumen en el mecanismo de transporte y deposición de las Corrientes de densidad piroclásticas de volúmenes pequeño, producto de destrucción de domos.

VUL-26 CARTEL

## MONITOREO GEOQUÍMICO DEL VOLCÁN CHICHÓN MEDIANTE ANÁLISIS DE ESPECIES DE AZUFRE EN EL AGUA DEL LAGO CRATÉRICO

Casas Ramos Ana Silvia<sup>1</sup>, Armenta Hernández María Aurora<sup>2</sup> y Ramos Hernández Silvia<sup>3</sup><sup>1</sup>Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM<sup>3</sup>Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, UNICACH  
anasilviacaras@gmail.com

El monitoreo geoquímico del volcán Chichón, localizado al suroeste del Estado de Chiapas, representa una actividad de suma importancia dados los antecedentes eruptivos del mismo; la erupción del 28 de Marzo de 1982 fue el peor desastre volcánico de la era moderna en México. Para contribuir a la mitigación del riesgo volcánico se plantea el establecimiento de metodologías analíticas para la determinación de diversas especies de azufre presentes en el lago cratérico que se formó después de la última erupción. Por medio de Cromatografía HPLC y Espectrofotometría UV-visible se determinarán dichas especies y se intentarán establecer vínculos entre su presencia, concentraciones, características fisicoquímicas generales del lago, variaciones temporales y la actividad del Volcán Chichón, con el fin de tener un mejor conocimiento del estado del sistema hidrotermal, y de la dinámica interna del Volcán, y contar con más elementos para determinar periodos de posible inquietud del mismo. En este trabajo se presentan los avances en la puesta a punto de las metodologías de los procesos de análisis para el monitoreo del Volcán a corto y largo plazo. A la fecha se han determinado los procedimientos analíticos pertinentes para el muestreo y análisis de dichas especies (preservación, condiciones operativas de los equipos, cantidad de muestras, dilución de las mismas, etc.) según diversos estudios en distintos volcanes con lagos cratéricos (Volcán Poás, Costa Rica; Kusatsu-Shirane, Japón); se han realizado 2 muestreos de agua en diversos sitios del lago; el 29 de Marzo y el 11 Junio del 2014, en cada uno se tomaron distintas muestras y se preservaron según la especie a analizar. Se han llevado a cabo los análisis de sulfatos por cromatografía HPLC de los muestreos mencionados y se trabaja en la determinación de las demás especies, así como en la interpretación general de su presencia y abundancia en el lago y su relación con el estado del Volcán. Como conclusiones preliminares se tienen: ? La obtención de una curva de calibración para el análisis por cromatografía HPLC de sulfatos para las muestras del 11 de Junio, con un rango de concentraciones óptimo para las concentraciones del agua del lago (de 8 a 160 mg/L), que tiene un ajuste lineal de primer orden y un  $r^2=0.999504$  ? Las concentraciones de sulfatos de las muestras cuyo valor promedio fue de 562.8 mg/L

VUL-27 CARTEL

## QUALITATIVE ANALYSIS OF POPOCATÉPETL ASH BY X-RAY DIFFRACTION

González Guevara José Luis, Agustín Serrano Ricardo, Quintanilla

Zurita Alejandra, Barquera Zamora Karla E., Torres Carreón

Ivonne, Arévalo Aguilar Luis Manuel y Palomino Merino Rodolfo

Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, BUAP

jose.gogu@gmail.com

A qualitative study by X-ray diffraction of fallout ash from Popocatepetl volcano has revealed a consistent picture of mineralogical and elemental composition. The major components observed are albite, enstatite, forsterite, iron oxide and magnetite. In this opportunity we are comparing the studies between 2012 ash fall event with the contingency of may 7, 2013.

VUL-28 CARTEL

## A POLLUTION TRANSPORT MODEL TO CALCULATE THE IMPACT OF SULFUR DIOXIDE FROM VOLCANIC EMISSIONS ON PUEBLA METROPOLITAN ZONE

González Guevara José Luis, Salazar Barrera Juan Carlos y Pezzat Ruiz Christopher Amir

Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, BUAP

jose.gogu@gmail.com

A modeling based upon solution to the pollution transport model we used to calculate the impact of sulfur dioxide from volcanic emissions in Puebla city. On May 7, 2013, the Popocatepetl volcano registered intensive activity. The measurements of this pollutant (SO<sub>2</sub>) in the stations belonging to Puebla City Atmospheric Monitoring Network (REMA, by its Spanish acronym) show that during the analyzed period, this volcanic emissions affected the air quality, increasing the indexes of sulfur dioxide. Also, the results of applying the pollution transport model to this sulfur compound explains the measurements from four stations belonging to REMA. The mathematical model shows significant concentrations of sulfur dioxide on Puebla Metropolitan Zone (ZMVP, by its spanish acronym) and the Mexican Official Norm was exceeded during the contingency. The computational program was made in programing MATLAB and had two hours of running.

## VUL-29 CARTEL

**ESTUDIO DEL MECANISMO DE GENERACIÓN DE OSCILACIONES DE LARGA DURACIÓN**Mendo Pérez Gerardo Manuel<sup>1</sup>, Arciniega Ceballos Alejandra<sup>2</sup> y Carrillo Antonio<sup>2</sup><sup>1</sup>Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, BUAP<sup>2</sup>UNAM

gerardomendo@gmail.com

La generación de oscilaciones de larga duración relacionadas con actividad volcánica se asocia con varios procesos físicos en los que las condiciones de presión juegan un papel determinante. Entre los múltiples mecanismos destacan el fracturamiento de la roca de la estructura de los conductos volcánicos y aquellos procesos dominados por la dinámica de los fluidos magmáticos. Estos procesos se conjuntan en un mecanismo de interacción dinámica entre las roca circundante y los fluidos magmáticos en los que se desconoce el mecanismo detonador. En este trabajo exploramos un modelo paramétrico que propone que el flujo puede inducir oscilaciones de larga duración. En este modelo se asume un sistema masa – resorte con amortiguamiento que simula un canal elástico de abertura variable y por el cual fluye un fluido Newtoniano, incompresible y viscoso. Las paredes del canal responden a los cambios de velocidad del flujo. El modelo es gobernado por dos ecuaciones diferenciales ordinarias no lineales de tercer orden y cuya solución es obtenida mediante el método de RungeKutta de cuarto orden. Se calculan sintéticos usando fluidos de diferentes composiciones y se discuten los conceptos propuestos, los alcances y limitaciones del modelo para explicar la generación de oscilaciones de larga duración en ambientes volcánicos.

## VUL-30 CARTEL

**EVALUACIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO RELATIVO (RVR) PARA LOS VOLCANES MEXICANOS**

Espinasa-Pereña Ramón, Nieto Torres Amiel y Hernández Oscayo Ariadna

Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED

respinasa@cenapred.unam.mx

A partir de la consulta de bases de datos e Informes Internos del CENAPRED, y de numerosos artículos publicados (ej. Varley, 2012), se concluyó que en México existen 48 volcanes y campos volcánicos de posible edad Holocénica. Determinar el riesgo relativo de cada uno de estos 48 volcanes es importante para poder priorizar la atención que se les preste, en el marco del Sistema Nacional de Alertas y el Servicio Vulcanológico Nacional. Para ello, se modificó la metodología de Ewert (2005), para adaptarla a las condiciones geográficas y demográficas de México. La evaluación del peligro relativo de cada volcán se hizo a partir de su historia eruptiva, tipos de peligros característicos, recurrencia y nivel de actividad. Para calificar la vulnerabilidad se asignaron valores dependiendo de la densidad y distribución de la población y de la infraestructura que estaría expuesta en caso de una erupción. Para el caso de campos monogenéticos los valores de población se calcularon considerando la densidad de población media del campo. Los datos de población e infraestructura expuesta se obtuvieron mediante el Atlas Nacional de Riesgos. El producto del peligro por la vulnerabilidad permite obtener el Riesgo Volcánico Relativo (RVR) que representa cada volcán. Para los 48 volcanes Holocénicos de México, se obtuvieron valores que permitieron categorizarlos en cinco niveles de riesgo, desde Muy Alto (Nivel 5) hasta Muy Bajo (Nivel 1). Es importante destacar que no se está evaluando la probabilidad de que un volcán haga o no erupción, sino el riesgo que una erupción de ese volcán representa, considerando la población y los bienes expuestos. Dependiendo del nivel de riesgo, se propone el tipo de instrumentación mínima requerida, considerando que, para nivel 1, el monitoreo debe permitir reconocer la aparición de actividad anómala; en el nivel 2 debiera permitir establecer el nivel base de actividad; el nivel 3 permitirá la detección de posibles precursores de actividad eruptiva y el seguimiento de ésta; en el nivel 4 deberá poderse detectar y seguir los cambios pre-eruptivos y eruptivos en tiempo real, con una comprensión básica de los fenómenos que están ocurriendo. Por último, los volcanes de RVR 5, así como cualquier volcán que se encuentre en erupción, deben tener un sistema de monitoreo que permita seguir los cambios detallados de la actividad, en tiempo real, así como desarrollar, probar y aplicar modelos a la actividad presente y futura. Un análisis de deficiencias, comparando la instrumentación existente en cada volcán con la recomendada, permitirá priorizar la atención que debe darse a cada volcán. Referencias: Ewert, J.W., Guffanti, M. and Murray, T.L., 2005. An assessment of volcanic threat and monitoring capabilities in the United States: Framework for a National Volcano Early Warning System; United States Geological Survey, Open-file Report 2005-1164, 62 p. Varley, N.R., 2012. The Volcanoes of Mexico. In: R.A. Meyers (Editor), Encyclopedia of Sustainability Science and Technology. Springer, 12,586 p.

## VUL-31 CARTEL

**TREMOR VOLCÁNICO Y SU DISTRIBUCIÓN DE DURACIÓN-AMPLITUD EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL**Arámbula-Mendoza Raúl<sup>1</sup>, Valdés González Carlos M.<sup>2</sup>, Varley Nick<sup>3</sup>, Reyes Pimentel Thalía Alfonsina<sup>2</sup> y Juárez García Bernabé<sup>2</sup><sup>1</sup>CUEIV, Universidad de Colima<sup>2</sup>CENAPRED<sup>3</sup>Facultad de Ciencias, UCOL  
raul\_arambula@uocol.mx

El volcán Popocatepetl comenzó una nueva etapa de actividad en Diciembre de 1994, partir de esa fecha el tremor ha sido una señal sísmica persistente en muchos episodios eruptivos durante todo este tiempo. En el Popocatepetl se han identificado 3 tipos de tremor: armónico, espasmódico y pulsante, todo ellos con un contenido espectral situado en las bajas frecuencias. El estudio realizado en este trabajo fue el de calcular la distribución de la duración-amplitud sísmica (desplazamiento reducido) de diferentes periodos eruptivos en los cuales se observó esta actividad. Esta distribución es similar a la hecha para eventos tectónicos conocida comúnmente como la relación de Gutenberg-Richter. La estación de banda ancha de Canario en su componente vertical (PBPV) localizada a 2 km del cráter es la utilizada en este estudio. El primer evento analizado fue un episodio de Diciembre del 2000, en el cual se presentó un tremor armónico de gran amplitud asociado al mayor crecimiento de un domo de lava en el Popocatepetl. También se estudiaron periodos de tremores tanto armónicos como espasmódicos durante las erupciones de Mayo del 2012 y de Abril, Mayo y Julio del 2013. Un ajuste exponencial fue hecho utilizando las series de tiempo del desplazamiento reducido, con el pudimos obtener la máxima amplitud, así como la pendiente de la recta asociada a la distribución y la amplitud media de todos los episodios de tremor. Como resultado encontramos que el mayor desplazamiento observado es de 265.4 cm<sup>2</sup> con un desplazamiento medio de 66.6 cm<sup>2</sup>, el cual corresponde al tremor armónico registrado en Diciembre del 2000. En cuanto a la mayor amplitud registrada por un tremor espasmódico se encuentra la emisión de ceniza del 13 de Abril del 2013, con una amplitud máxima de 107.2 cm<sup>2</sup> y un promedio de 17.5 cm<sup>2</sup>. También se compararon los valores máximos del tremor espasmódico con la altura de las emisiones asociadas de gas y ceniza reportadas por el CENAPRED, encontrándose poca correlación, esto debido principalmente a que el viento es un factor importante que influye en la altura de la pluma o columna eruptiva. Como conclusión podemos decir que los episodios de tremor armónico tienen las mayores amplitudes y un mayor tiempo sostenido de altas amplitudes, más que los tremores espasmódicos. Particularmente los episodios de tremor armónico han sido asociados con ascenso de magma y formación de domos, mientras que el espasmódico está asociado a la fragmentación del magma y a la circulación de gases por el conducto. Finalmente, el cálculo de la distribución de la duración vs amplitud es importante en el monitoreo volcánico, debido a que nos ayuda a cuantificar el tremor y compararlo con episodios pasados y con la actividad en otros volcanes, es por eso que es ampliamente recomendado para su incorporación en el monitoreo sísmico del Popocatepetl y otros volcanes.

## VUL-32 CARTEL

**MEDICIONES DE SO<sub>2</sub> Y BRO EN LA PLUMA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

Fickel Matthias y Delgado Granados Hugo

Instituto de Geofísica, UNAM

mfickel@geofisica.unam.mx

El volcán Popocatepetl es uno de los emisores individuales más fuertes de bióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) en el mundo. Desde hace más de 6 años cuenta con un sistema de monitoreo de sus emisiones de gas que consiste de una red de 4 instrumentos DOAS (Espectroscopia de Absorción Óptica Diferencial) que aprovechan de la luz solar dispersa para detectar la absorción característica de dicho gas en la pluma de emisión del volcán y cuantificarlo. En esta contribución se van a discutir efectos que ocurren cuando cantidades especialmente altas de gas están presentes en la pluma. En estas situaciones, el rango espectral utilizado en la evaluación de los datos puede afectar considerablemente los resultados y el uso del rango típicamente aplicado en el monitoreo puede llevar a una subestimación relevante de la emisión. Monóxido de bromo (BrO) es otro gas que se encuentra en la pluma de emisión del volcán y que se puede medir con los mismos instrumentos. Se van a presentar relaciones que se encontraron entre los dos gases con la red DOAS.



## VUL-33 CARTEL

### DETECCIÓN Y FILTRADO DE NUBES METEOROLÓGICAS EN LAS MEDICIONES DOAS DURANTE EL MONITOREO DE GASES VOLCÁNICOS EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL.

Cortes Ramos Jorge<sup>1</sup>, Delgado Granados Hugo<sup>1</sup>, Fickel Matthias<sup>1</sup>, Campion Robin<sup>1</sup> y Álvarez Nieves José Manuel<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM  
<sup>2</sup>Ambher  
 jorge@geofisica.unam.mx

El estado actual del monitoreo volcánico está determinado en su mayoría por la detección remota de la actividad volcánica. En este sentido, el monitoreo de gases volcánicos es un buen ejemplo de aplicación de los sensores remotos para el monitoreo en tiempo real y para el análisis de la actividad volcánica. Sin embargo, las distintas mediciones hechas hasta el momento indican que la nubosidad es un factor importante en el desempeño de este tipo de sensores, sobre todo si se trata de cuantificar la actividad volcánica a partir de dichas mediciones. Esto ocurre en el caso del volcán Popocatepetl donde las mediciones con los sistemas DOAS-fijos son las más afectadas por la nubosidad presente. En este trabajo se desarrollan dos métodos para la detección y cuantificación de las nubes meteorológicas durante la adquisición de los datos DOAS. Se muestran los pros y contras de ambos métodos enfatizando también los costos/beneficios de cada uno de estos. Finalmente, se muestran los avances logrados en la detección y cuantificación de nubes a partir de los datos de índice de color, intensidad, saturación y tiempo de exposición a partir de las mediciones con el equipo DOAS instalado sobre los alrededores del volcán Popocatepetl. Siendo éste uno de los métodos con mayor expectativa (costo/beneficio) en la corrección de las mediciones de gases debido a los efectos de la nubosidad al momento de adquisición.

## VUL-34 CARTEL

### ESTUDIOS DE GASES VOLCÁNICOS MEDIANTE ESPECTROSCOPIA FTIR DE EMISIÓN TÉRMICA

Meza Israel<sup>1</sup>, Taquet Noemie<sup>2</sup>, Stremme Wolfgang<sup>1</sup>, Grutter Michel<sup>1</sup> y Delgado Granados Hugo<sup>2</sup>  
<sup>1</sup>Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM  
<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM  
 israel@atmosfera.unam.mx

El Popocatepetl es un estratovolcán andesítico-dacítico que ha presentado varias erupciones Plinianas en los últimos cinco mil años. En los últimos 20 años ha tenido actividad efusiva y explosiva en forma alternada, la primera con crecimiento de domos de lava en el cráter y la segunda ha implicado la destrucción de los mismos. El Popocatepetl es actualmente uno de los volcanes con mayor emisión de gases en el mundo y necesita observación constante. El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) junto con la UNAM, han establecido cuatro tipos de monitoreo en el volcán: visual, sísmico, geodésico y geoquímico. Las técnicas de medición remota de gases generalmente fundamentados en espectroscopía, permiten hacer mediciones de gases con mayor cobertura espacial desde lugares accesibles, disminuyendo los riesgos para quienes las llevan a cabo. En este estudio proponemos una metodología de espectroscopía FTIR utilizando la emisión térmica de la pluma volcánica para caracterizar y cuantificar varios gases volcánicos continuamente (día y noche). Para la simulación de la transferencia radiativa con absorción y emisión se necesita un modelo directo complejo que depende de los perfiles de gases, de temperatura, de presión y de la función de línea instrumental. Proponemos adaptar un código de recuperación de perfiles SFIT4. Este código es la nueva versión de SFIT2 que integra la emisión térmica. SFIT4 es originalmente desarrollado por la NASA y otras instituciones para el análisis de espectros de absorción solar en el marco del "Network Detection of Atmospheric and Composition Change" (NDACC). La recuperación de perfiles del código SFIT4 es basado en el método de estimación óptima (OEM) de Rodgers (1976, 1990, 2000). Adapta las concentraciones de los gases volcánicos y atmosféricos en las diferentes altitudes para lograr una mejor reproducción del espectro medido. Presentamos resultados preliminares de espectros medidos del volcán Popocatepetl desde Altzomoni en el Parque Nacional Izta-Popo, así como un diagnóstico completo y discusión de errores.