

Sesión Regular

# **VULCANOLOGÍA**

Organizadores:

José Luis Macías  
Teresa Scolamacchia  
Lucia Capra  
Ricardo Saucedo

VUL-1

### REACTIVACIÓN DEL VOLCÁN DE COLIMA: UNA LARGA ERUPCIÓN DE BAJA INTENSIDAD

Varley Nick<sup>1</sup>, Arámbula Mendoza Raúl<sup>2</sup>, Cole Paul<sup>3</sup>, Lavallée Yan<sup>4</sup>, Cassidy Michael<sup>5</sup>, James Mike<sup>5</sup> y Reyes Dávila Gabriel<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias, UdeC

<sup>2</sup>Universidad de Colima

<sup>3</sup>Plymouth University

<sup>4</sup>Liverpool University

<sup>5</sup>Lancaster University

nick@ucool.mx

En enero del 2013 el Volcán de Colima reinició su actividad después de un periodo de tranquilidad que duró 18 meses cuando presentó muy poca actividad sísmica. El periodo eruptivo previo empezó en 1998 y hasta el 2011, el volcán presentó cinco episodios de efusión con un gran rango en la tasa de efusión (0.02 # 8 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>). La explosividad ha variado con la emisión de pequeñas explosiones con poca ceniza con una frecuencia de algunas horas, hasta eventos relativamente grandes como en el 2005, que resultaron en flujos piroclásticos con un alcance de hasta 5.4 km. Sin embargo a partir del 2005 la actividad ha sido de una baja intensidad.

Se ha aplicado una variedad de técnicas para investigar los procesos del conducto que están controlando la transición entre diferentes regímenes de actividad. La composición del magma no ha cambiado de manera significativa, pero la cantidad de volátiles ha mostrado una tendencia a disminuir durante la erupción. Por medio de una técnica de fotogrametría novedosa se han notado cambios interesantes en la morfología del domo relacionados a la estructura. Se propone que hay por lo menos dos depósitos de magma: uno profundo con una mayor concentración de volátiles que origina las explosiones de mayor magnitud y uno superficial que ha estado degasificándose con las explosiones diarias.

La interrupción en actividad entre junio del 2011 y enero del 2013 es enigmática. Durante este periodo no se presentó ninguna explosión y muy poca actividad sísmica. El periodo actual empezó con varias explosiones Vulcanianas de mayor magnitud que resultaron en flujos piroclásticos al sur y oeste del volcán, con un alcance máximo de 2.7 km en ambas direcciones. La primera explosión ocurrió el 6 de enero y fue acompañada con precursores sísmicos de baja frecuencia. El origen fue el mismo punto del cráter donde creció el domo del 2007-11 y por lo tanto se escavó un cráter nuevo adentro de este domo. Se identificó la primera efusión en el fondo del cráter el 11 de enero y se rellenó a mediados de marzo. Subsecuentemente la efusión provocó el emplazamiento de un flujo en la dirección oeste que ha llegado a una longitud de aproximadamente 700 m hasta el 10 de agosto, y la producción de una gran cantidad de derrumbes y algunos flujos piroclásticos pequeños.

En 2012 se identificaron muchos ejemplos de tuffisita en las rocas del domo. Se propone que su formación es el resultado de la soldadura de partículas fragmentadas en las grietas después de una erupción Vulcaniana. Así se explica el proceso de sellamiento que se identifica con la rápida disminución en el flujo de SO<sub>2</sub> después de una explosión. Combinado con estudios de la ceniza se ha propuesto un modelo del proceso de fragmentación del magma y la evolución del sistema con transiciones entre estilos de erupción. Los avances en la comprensión de los mecanismos eruptivos permitirán una mejor interpretación de las señales de la red de vigilancia y mitigación de los riesgos.

VUL-2

### ANATOMÍA DE UN LAHAR: DESCIFRANDO EL LAHAR DEL 15 DE SEPTIEMBRE DEL 2012 DEL VOLCÁN DE COLIMA, MÉXICO

Vázquez Morales Rosario<sup>1</sup>, Capra Pedrol Lucia<sup>2</sup>, Caballero García Ana María Lizeth<sup>2</sup>, Arámbula Mendoza Raúl<sup>3</sup> y Reyes Dávila Gabriel<sup>4</sup>

<sup>1</sup>CENTRO DE GEOCIENCIAS, CGEO-UNAM

<sup>2</sup>Centro de Geociencias-UNAM

<sup>3</sup>Facultad de Ciencias, Universidad de Colima

<sup>4</sup>Centro Universitario de Estudios e Investigaciones

en Vulcanología, Universidad de Colima

rvazmor@geociencias.unam.mx

El Volcán de Colima es uno de los volcanes más activos de México y donde los lahares son un fenómeno muy común. Desde la reactivación de su actividad volcánica en 1991, los lahares se han vuelto más frecuentes durante la temporada de lluvias. Por lo tanto, el Volcán de Colima representa un laboratorio natural, ideal para el monitoreo constante de lahares y estudiar los factores que controlan su origen, transporte y depositación.

Desde el 2007 la detección sistemática de lahares en el Volcán de Colima se ha llevado a cabo utilizando datos sísmicos de las estaciones de banda ancha de la RESCO, la red sísmológica de la Universidad de Colima, en conjunto con 3 estaciones de lluvia ubicadas en las barracas meridionales del volcán. En el 2011 se construyó una nueva estación de monitoreo a 2000 ms.n.m. en la barranca Montegrande. Esta consiste de un geófono, una cámara de video y una estación de lluvia acoplada con un sensor de humedad, estos instrumentos

se encuentran transmitiendo en tiempo real hacia las instalaciones de la RESCO en la Universidad de Colima.

Con todos los instrumentos actualmente instalados en los flancos del volcán, pudimos monitorear y describir el lahar que tuvo lugar el 15 de Septiembre en la barranca Montegrande y correlacionar los datos obtenidos por la estación de monitoreo con la información recopilada durante el trabajo de campo realizado 2 días después del evento. La calidad de los datos obtenidos nos permitió describir la anatomía de este lahar. El cual duró 40 minutos y fue disparado por 20 mm de lluvia acumulada, con una intensidad máxima de 95 mm/h. Dicho evento fue caracterizado por 3 oleadas principales con intervalos de 4-5 minutos entre ellas, formando una terraza de 80 cm de espesor. La primera oleada fue un flujo de escombros con un frente enriquecido en bloques, seguido por el cuerpo principal que fue diluyéndose progresivamente hasta convertirse en un flujo hiperconcentrado, el cual emplazó una unidad masiva de 40 cm de espesor; ésta fue seguida por un flujo hiperconcentrado más diluido que dejó una capa masiva arenosa de 10 cm de espesor; la tercera oleada depositó una unidad masiva de 30 cm de espesor, texturalmente similar a la primera.

Capas laminadas separan las dos primeras unidades. Oleadas subsecuentes fueron confinadas a la porción media del canal por la nueva terraza formada. Basados en la estimación de la profundidad del flujo y la diferencia en los tiempos de arribo entre geófonos, se estimó una velocidad promedio de 3 m/s y una descarga máxima de 90 m<sup>3</sup>/s. También se observaron procesos de segregación que promueven la flotación de los clastos más grandes (20-30 cm) hacia la superficie del flujo, resultando en la formación de un leve rico en clastos por encima de las unidades depositadas. Se determinó además una tasa de sedimentación de ~5-7 cm/min. Los resultados obtenidos son útiles para entender mejor las características texturales de los depósitos de lahar, así como para interpretar información relevante respecto al comportamiento del flujo.

VUL-3

### ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN DE COLIMA DURANTE EL RECIENTE PERIODO ERUPTIVO (2013-?)

Arámbula Mendoza Raúl, Reyes Dávila Gabriel, González Amezcua Miguel, Ramírez Vázquez Carlos y Martínez Fierros Alejandro

Universidad de Colima. CUEIV

raul\_arambula@ucool.mx

El Volcán de Colima es un volcán andesítico localizado en la parte Occidental de México, entre los estados de Jalisco y Colima. Es considerado como el más activo de México basado en más de 40 erupciones efusivas y explosivas en los últimos 500 años. En base a su último periodo de actividad del (2007-2011), el volcán ahora es considerado como un 'sistema abierto' y su sismicidad es coherente con ello. El 3 de enero del 2013, un nuevo periodo de actividad inició, con la ocurrencia de eventos de Largo-Periodo (LPs) de baja amplitud y algunos eventos Volcano-Tectónicos (VTs) proximales debajo del cráter. Un crecimiento exponencial de la curva de RSEM fue observado en la estación más cercana al cráter durante los siguientes tres días. Finalmente, una explosión moderada vulcaniana con flujos piroclásticos principalmente hacia el oeste ocurrió el 6 de enero. Después otras tres explosiones destruyeron parcialmente el domo de lava formado durante la etapa del 2007-2011. Para finales de enero, un nuevo crecimiento de un domo de lava inició dentro del cráter dejado por las explosiones, la actividad sísmica asociada con este nuevo crecimiento fue compuesta principalmente por LPs, aunque también se han observado algunos VTs distales dentro de un radio de 30 km del cráter del volcán. La tasa de emisión ha sido estimada menor a 0.1 m<sup>3</sup>/s. Durante los primeros días de abril, un frente de lava comenzó formarse hacia el oeste y suroeste del volcán. Derrumbes y algunos flujos piroclásticos han bajado hasta la base del edificio volcánico. Con la ayuda de un programa basado en Modelos Ocultos de Markov, (HMMs) por sus siglas en inglés, se han reconocido automáticamente más de 100 derrumbes por día, también un total de 1538 explosiones han ocurrido hasta el 30 de julio con un promedio diario de 7. Por medio de un método de localización utilizando las amplitudes de las estaciones de banda ancha se han podido localizar las explosiones, estas se originan a menos de 3 km por debajo del cráter. La máxima energía de esas explosiones es de 1.5e+9 Joules para la explosión del 29 de enero. Las explosiones más energéticas también han tenido pulsos de muy Largo-Periodo (VLPs) entre 10 y 30 seg. La energía acumulada de todas las explosiones es de 3.9e+9 Joules. Este nuevo episodio continúa hasta el presente (30 Julio) y es considerado principalmente efusivo, aunque esto puede cambiar en poco tiempo. Finalmente, la sismicidad nos puede ayudar a determinar esos cambios y en pronosticar una mayor actividad volcánica como lo ha hecho en erupciones pasadas.

VUL-4

### ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA EN EL VOLCÁN CEBORUCO, MÉXICO

Núñez Cornú Francisco Javier, Rodríguez Ayala Norma,  
Escudero Ayala Christian Rene y Suárez Plascencia Carlos  
SisVOc, CUC, Vallarta, UDG  
fcornu@cuc.udg.mx

Para monitorear la actividad sísmica del Volcán Ceboruco se instaló la estación CEBN en la ladera sur con un equipo MarsLite con sensor Le3D(1Hz) esta estación estuvo operando de Marzo 2003 hasta Julio 2008. La sismicidad de baja frecuencia (LF) registrada fue clasificada de acuerdo a su forma de onda y análisis digital de la señal. Se identificaron cuatro grupos: (a) arribos impulsivos; (b) coda extendida; (c) forma de huso; y (d) sismos en paquetes de ondas con amplitud modulada. La fases P y S se leyeron y la estimación del acimut con ayuda de la técnica de Movimiento de Partículas. Una velocidad de onda P de 3km/s se utilizó para estimar la localización de los sismos, los cuales se encuentran en un radio de 5 km, siendo los más superficiales los tipo (a) arribos impulsivos. Los resultados indican actividad sísmica relacionada con movimiento de fluidos que pueden estar relacionados con las fumarolas en el Volcán. Esto corrobora que el volcán tiene diferentes tipos de actividad sísmica por lo cual debe ser monitoreado de manera continua debido al riesgo que representa alas comunidades cercanas y particularmente a la actividad económica que se desarrolla en esa área. Desde Junio 2012 se instaló una red temporal de cuatro estaciones Taurus de Nanometrics con sensor Lennartz Le3Dlite (1Hz). Mensualmente se recolectan los datos y se cambian baterías. Se están usando estos datos para establecer las líneas base de actividad sísmica, corroborar estudios previos, caracterizar y localizar la sismicidad para realizar una evaluación de la actividad del volcán.

VUL-5

### ANÁLISIS DE LOS EVENTOS VLP EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL EN LA CRISIS DEL 2012

Gordoa Flores Jacobo<sup>1</sup>, Cuenca Sánchez Julio César<sup>2</sup> y Reyes Pimentel Thalia<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ingeniería, UNAM

<sup>2</sup>Instituto de Ingeniería Universidad Nacional Autónoma de México

<sup>3</sup>CENAPRED

tio\_ingeof@yahoo.com.mx

Desde su reactivación en 1994, la actividad sísmica de eventos asociados al volcán Popocatepetl ha variado de etapas de tranquilidad a etapas de crisis como la de abril del 2012. Este incremento de la actividad fue acompañada por emisión de gas y ceniza y por explosiones de tipo Vulcaniana. La actividad de eventos de periodo largo (LP) en volcanes ha sido asociada a la actividad de fluidos magmáticos e hidrotermales. Los eventos de periodo muy largo (VLP) han sido identificados en el Volcán Popocatepetl (Arciniega et al, 2009 y 2003). Aunque su espectro FFT de las señales VLP no se ha sido presentado en dichos trabajos, únicamente reportan valores de periodo en segundos. Este tipo de señales es poco conocido a que se debe su existencia. Usamos la componente vertical de movimiento, calculando la FFT para los eventos tipo LP y para señales de tremor en la banda de 0.01 a 0.04 Hz, en diferentes momentos y extraídos de registro continuo. En este rango hemos identificado estos eventos que ilustran las características de banda ancha, encontrando una frecuencia pico de 0.25 Hz (40 segundos de periodo) en la estación Canario (PPPB) de banda ancha de la red del Cenapred. La presencia de esta señal parece estar enmascarada y es difícil su detección visual, dentro del tremor volcánico o de los eventos LP. Los LP tienen una frecuencia cercana a 2 Hz, aunque ambos eventos LP y VLP son estrechamente relacionados. Las señales VLP sugieren un movimiento muy lento a los largo del conducto del edificio volcánico por pérdida de presiones o una emisión de gas y ceniza sostenido.

VUL-6

### DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL VALOR B DEBAJO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL Y SU RELACIÓN CON LA ESTRUCTURA DE LA CÁMARA MAGMÁTICA

Zúñiga Davila-Madrid Francisco Ramón<sup>1</sup> y Garza Girón Ricardo<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Facultad de Ingeniería, UNAM

ramon@geociencias.unam.mx

Desde 1994 el volcán Popocatepetl reinició su actividad presentando sismicidad alta debajo del cráter la cual, en ciertos periodos, presentó un considerable aumento en la zona sureste, lo que se pensó que podría deberse a la formación de una segunda cámara magmática. Muchos estudios de diferentes naturalezas han sacado a la luz información que se podría relacionar directamente con la cámara magmática del volcán; en 1999 Valdés-González y González-Pomposo mostraron que los micro-sismos debajo del Popo se concentran en un volumen

de aproximadamente 25 km<sup>3</sup> lo cual coincide con trabajos que indican que las cámaras magmáticas en estratovolcanes varían del orden entre 1 y 20 km<sup>3</sup> (Iyer, 1984). En 2001, Cruz Atienza et al. presentaron un trabajo en donde revelan que existe una zona de baja velocidad y una relación de Poisson alta aproximadamente a 8 km por debajo del cráter lo cual podría tener relación con la cámara magmática. Así mismo, en 2005, Schaaf et al. sugirieron la existencia de un reserva magmática a profundidades entre 7 y 8 km basados en evidencia geoquímica.

En este trabajo se analiza la distribución frecuencia-magnitud de los sismos vulcano-tectónicos debajo del volcán Popocatepetl como una función espacial. Se trabaja con la localización de los hipocentros de los eventos con la intención de comprender el origen de su incertidumbre y así disminuir la incertidumbre del catálogo sísmico. Se hace uso del programa ZMAP (Wiemer, 2001) para llevar a cabo el cálculo tanto del valor b por el método de máxima verosimilitud como de la magnitud de completitud y para mapear los cambios espaciales del valor b en secciones rotadas alrededor del cráter y en 3D a través del tiempo, con la intención de determinar con mayor precisión la ubicación y geometría de la cámara magmática y poder ofrecer una explicación sustentada a la actividad en el sureste del cráter del volcán. Para ello se utiliza el método de Wiemer (1996), en el cual el volumen bajo estudio se divide en celdas y se analiza la sismicidad asociada a cada uno de los nodos de la malla.

VUL-7

### POPOCATÉPETL VOLCANO MAGMA PLUMBING SYSTEM FROM RESISTIVITY IMAGES. A MT STUDY.

Campos Enríquez Oscar<sup>1</sup>, Lermo Samaniego Javier<sup>2</sup>, Antayhua Vera Yanet Teresa<sup>2</sup>, Hernández García Arturo<sup>3</sup>, Pita Carlos<sup>3</sup>, Unsworth Martyn<sup>4</sup> y Reyes Pimentel Thalia<sup>5</sup>

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

<sup>2</sup>Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería

<sup>3</sup>Geotem Ingeniería, S.A. de C. V.

<sup>4</sup>Universidad de Alberta, Canadá

<sup>5</sup>Centro Nacional de prevención de Desastres

ocampos@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

In total 20 magnetotelluric soundings were done around the Popocatepetl volcano during 2012-2013. The objective was to establish the electrical resistivity distribution beneath the volcano. Zones featured with seismic activity were given special attention. On the eastward slope-side, 6 soundings were located. On the western slope-side, 11 soundings were measured, of which 6 are on the eastern portion of Chichinautzin Range. The rest of the sites are located to the south of this volcanic structure. In the field, special care was given to the acquisition of the data (some soundings were repeated to assure good quality data). Reference remote was used, as well as robust processing techniques. Preliminary 2-D inversions were obtained from several profiles. Coherency is observed between the different resistivity images. It was possible to establish 3 conductive zones in the upper crust.

Zone A. The distribution of the MT sites was guided by the known seismicity distribution. The first objective was the area on the volcano slope to the E-SE. As expected the corresponding upper crust is also featured by low resistivities. Additionally, MT soundings enabled to establish that the anomaly is local and directly associated with the hepical volume (5 and 10 km). This zone is also featured by seismic attenuation.

Zone B. MT sites were located on the periphery of the volcano to obtain electric resistivity images beneath the crater. It was not possible to delineate low resistivity zones beneath the structure centre, but a large conductive anomaly was established immediately to the S. This anomaly can be traced to levels of the lower crust as well. Additional sites to the east, southeast, and south helped to delimit this anomaly. Its continuation at depth was confirmed but its horizontal dimensions should be delimited with additional MT sites. This anomaly has the deepest root.

Zone C. Also two minor conductive anomalies were imaged to the west of the volcanic structure. These anomalies correlate spatially with the seismic activity beginning in Mars 2013. The MT soundings of this area were obtained contemporaneously to the recent Popocatepetl crisis. From profile to profile, these conductive anomalies constitute a coherent pattern that enables us to establish the main features of the Popocatepetl magma plumbing system: The magma attains upper crust levels below zone B, from where it distributes. It seems it feeds zone C. Zone A has its own root, thereby constituting a shallow magma reservoir. It might also be linked to zone B. This study shows that MT constitutes a useful tool to monitor, in particular, this volcano. Additional MT soundings are required to detail the magma plumbing system.

VUL-8

### MEDIDAS GEOFÍSICAS EN EL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN POPOCATÉPEL

Salazar Peña Leobardo<sup>1</sup>, Pérez Peña Luisa Cristina<sup>2</sup> y Palacios Ramírez Osvaldo Damián<sup>3</sup><sup>1</sup>ESIA Unidad Ticoman, IPN<sup>2</sup>Instituto Politécnico Nacional ESIA Unidad Ticomán<sup>3</sup>Instituto Politécnico Nacional, ESIA Unidad Ticomán  
lsalazar@ipn.mx

El objetivo de este trabajo es evaluar variaciones de campo magnético a partir de medidas geofísicas obtenidas en el flanco Norte del volcán Popocatepetl para comparárlas con variaciones magnéticas observadas en el flanco Sureste. Las medidas se realizaron durante el año 2013, año que ha sido de actividad significativa que ha elevando el nivel de alertamiento a las fases previas de evacuación de la población.

En la serie de estaciones de medida, se consideran aquellas muy lejanas para garantizar que los efectos sobre el campo magnético por actividad volcánica desaparezcan. Lo anterior se observó en estaciones lejanas más allá del poblado de San Pedro Nexapa. Hacia las cercanías del volcán las variaciones quedaron comprendidas en un radio menor a los 10 km. Los valores adquiridos de campo magnético, son comparados con valores obtenidos en años anteriores en el mismo flanco Norte del volcán y en aquellos que se han adquirido en el flanco Sureste en diferente tiempo. Las observaciones se acompañaron por un registro sísmico sencillo de una estación.

Se han cuantificado variaciones que superan los 150 gammas y en principio se ha supuesto una variación intermitente que queda en 20 a 30 gammas para los dos flancos. En la distancia de variación y en comparación con el flanco sureste, se ha encontrado que en éste último flanco, las variaciones magnéticas son observables a distancias mayores que en el lado Norte. La cuantificación de anomalías, su comparación respecto de otros valores en mismo el flanco Norte, su acotamiento en distancia radial y la comparación de variaciones magnéticas respecto del flanco sureste, demuestran dos zonificaciones diferentes de variaciones magnéticas. Lo anterior también es probado por los registros sísmicos que acompañaron al levantamiento. Las variaciones magnéticas Norte se deben a actividad generada debajo del cráter, en tanto que las correspondientes al Sureste, son generadas por actividad local fuera del cráter.

VUL-9

### LAS EMISIONES DE DIÓXIDO DE AZUFRE DEL VOLCÁN POPOCATÉPEL A LO LARGO DE LOS ÚLTIMOS 20 AÑOS

Delgado Granados Hugo  
Instituto de Geofísica, UNAM  
hugo@geofisica.unam.mx

El volcán Popocatepetl es uno de los más grandes emisores de dióxido de azufre del mundo. Desde las primeras emisiones llevadas a cabo en febrero de 1994, éstas resultaron de una magnitud difícil de explicar para un volcán que aún no se encontraba en erupción. A lo largo de los últimos veinte años se han llevado a cabo mediciones de este compuesto por medio de un espectrómetro de correlación, así como con instrumentos DOAS, cámaras UV e incluso se llevan a cabo mediciones de emisión usando métodos satelitales. El Popocatepetl sigue manifestándose como un volcán que emite y coloca en la atmósfera grandes cantidades de dióxido de azufre. Sin embargo, lo más interesante de estas grandes emisiones, aparte de su magnitud son sus fluctuaciones, asociadas con la actividad eruptiva del volcán. En particular, el comportamiento de las emisiones durante episodios de crisis eruptivas puede seguirse e indicar diferentes procesos que ocurren al interior del edificio volcánico. En este trabajo se muestran los resultados de la medición de las emisiones de dióxido de azufre, pero en un contexto de la actividad eruptiva y el significado de los procesos asociados.

VUL-10

### INSIGHTS ON SEGREGATION AND SUPPORT MECHANISMS OF PYROCLASTIC DENSITY CURRENTS FROM LABORATORY EXPERIMENTS

Sulpizio Roberto  
Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, DSTG  
roberto.sulpizio@uniba.it

Pyroclastic density currents (PDCs) comprise some of the most complex and hazardous natural phenomena that can occur either during explosive eruptions. They encompass a wide spectrum of eruption, transport and depositional processes and accordingly produce a variety of deposit types. Despite the abundance of studies concerning their behaviour, because of the complexity, the physics of PDCs are still poorly understood, making it difficult to define their transport and deposition processes. The very hostile nature of PDCs prevents

real time observation of their internal dynamics, and this faces with the need of engineering of large-scale laboratory experiments.

Some successes on deconvolution of internal processes of both dilute and concentrate pyroclastic density currents have been obtained using large-scale experimental facilities engineered at University of Bari (Italy) and at University of San Luis Potosá (Mexico).

The first laboratory facility (Laboratorio Sperimentale di Vulcanologia, DSTG-UNIBA) is particularly devoted to understanding the inception and development of PDCs generated by impulsive column collapse by means of the fast application of a finite stress to a finite mass of pyroclastic particles via expansion of compressed gas. Experimental runs were performed changing the length of the conduit (from 55 to 320 cm), and using various inflow pressures (175-200 bars) and pyroclastic load (50-200 kg), in order to investigate the collapsing behaviour of both pressure-adjusted and overpressurised pyroclastic jets.

On the other hand, new insights on behaviour of concentrate PDCs (granular flows) come from laboratory experiments carried out using a 5 m flume facility engineered at the Instituto de Geología (UALSP, Mexico). The flume is equipped with different sets of sensors and the spreading area is bordered with glassy walls in order to observe the deposit aggradation. The experimental runs are carried out using real volcanic particles combined to form synthetic grain size distributions. First results highlight some fundamental processes in particle transportation and deposit aggradation that are compared with real deposits.

VUL-11

### PROPAGACIÓN DE ONDAS DE CHOQUE EN MEZCLAS DE GASES Y PARTÍCULAS: RESULTADOS (Y ERRORES) EXPERIMENTALES PARA LOGRAR ENTENDER EL PELIGRO ASOCIADO CON ESTE FENÓMENO EN ERUPCIONES EXPLOSIVAS

Scolamacchia Teresa  
Dept Earth and Environmental Sciences, LMU  
scolamacchia@min.uni-muenchen.de

La aceleración de fragmentos sólidos debido a ondas de choque en mezclas de gas y partículas representa un problema de gran importancia en varias disciplinas (p.ej. transporte neumático en plantas químicas, propulsores sólidos en motores de cohetes). La presencia de fragmentos volcánicos de tamaño entre 70 y 280 microns encrustados en un poste de basketball en uno de los pueblos destruidos por la erupción de 1982 del volcán Chichón, y atribuidos a impactos ocurridos a velocidades máximas de 980 m/s (Scolamacchia and Schouwenaars, 2009), ha sugerido que este fenómeno ocurre también en erupciones volcánicas explosivas. Para evaluar los mecanismos responsables de tales aceleraciones, y las dimensiones máximas de las partículas que pueden ser aceleradas, se realizaron una serie de experimentos con partículas de diferentes tamaños y densidades, utilizando un shock tube vertical, presurizado con Argon a P entre 10 y 15 MPa. Estos resultados indican que partículas de 210 microns aceleran siguiendo la generación de ondas de choque frontales, variando en velocidad entre algunos m/sec hasta 479 m/sec a distancias de máx 2 cm, mientras partículas más densas, de tamaño de 500 microns, son desplazadas solo cuando el gas utilizado para presurizar el sistema las empuja (Scolamacchia et al., 2011). Estos resultados concuerdan con las dimensiones máximas (280 microns) de los fragmentos reales incrustados en el poste. Sin embargo, investigaciones realizadas en otros campos (e.g. Boiko et al., 1996; Kiliev and Kiliev, 1998; Zhang et al, 2011), utilizando configuraciones experimentales de tipo diferente, proponen que en mezclas de gas y partículas, dependiendo de la concentración volumétrica del material sólido, o de la fuerza de la onda de choque inicial (determinada por el tipo de gas utilizado para presurizar el sistema), ocurre una reflexión de las ondas a contacto con el material sólido, con un incremento en su velocidad absoluta y presión.

La aceleración de partículas sería por lo tanto causada por una modificación de las ondas de choque a contacto con el material sólido, dependiendo de su concentración. Sin embargo, no existe un consenso sobre las dimensiones máximas de los fragmentos acelerados, variables entre 27, 300 microns, hasta algunos mm, y tampoco sobre sus densidades.

El debate sigue abierto, en la espera que nuevos resultados experimentales, eluciden los efectos asociados con las propagación de ondas de choque en erupciones volcánicas explosivas.

VUL-12

### MIGRACIONES DE MAGMA BAJO CAMPOS VOLCÁNICOS INSULARES: APLICACIONES DE MODELOS DE MÁXIMO ESFUERZO DIFERENCIAL Y DE ENERGÍA SÍSMICA UMBRAL AL PRONÓSTICO DE ERUPCIONES EN LA ISLA DEL HIERRO, CANARIAS, 2011-2013

De la Cruz Reyna Servando<sup>1</sup>, García García Alicia<sup>2</sup>, Fernández Ros Alberto<sup>3</sup>, Berrococo Domínguez Manuel<sup>3</sup>, Marrero Linares José<sup>4</sup>, Prates Goncalo<sup>5</sup> y Ortiz Ramis Ramón<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Instituto de Geociencias IGEO, CSIC-UCM, J. Gutierrez Abascal 2, 28006 Madrid, España

<sup>3</sup>Laboratorio de Astronomía, Geodesia y Cartografía

Departamento de Matemáticas. Universidad de Cádiz

<sup>4</sup>Tenerife, Islas Canarias, España

<sup>5</sup>Universidade do Algarve, Faro 8005-139, Portugal

sdelacrr@geofisica.unam.mx

Considerables deformaciones corticales seguidas de sismicidad creciente fueron detectadas desde Julio de 2011 en la Isla del Hierro, Canarias, España, motivando la instalación de equipo adicional de monitoreo volcánico. Esta fase de la actividad culminó con una erupción submarina, registrada el 10 de octubre de 2011 como una señal sísmica de tremor continuo de gran amplitud, ubicada a unos 2 km al suroeste de la población más meridional de la isla, La Restinga, y confirmada por la aparición en la superficie marina de grandes manchas de color, burbujeo y fragmentos flotantes de pómez. Esta actividad también fue acompañada de sismicidad volcánico-tectónica importante en noviembre de 2011. La erupción cesó el 5 de marzo de 2012, después que la señal de tremor se debilitara gradualmente desde febrero de 2012. Sin embargo, la actividad sísmica no ha terminado, detectándose nuevas crisis sísmicas en junio y septiembre de 2012, en diciembre 2012-enero2013, y en marzo-abril 2013. Todas estas crisis sísmicas han presentado un patrón característico: primero se detectan grandes deformaciones, medidas con una red GPS-GNSS, seguidas de sismicidad creciente que culmina con una aceleración de la tasa de liberación de energía sísmica manifestada por una predominancia de sismos de mayor magnitud. Al menos en un caso, este patrón culminó con la erupción submarina de octubre de 2011. La inversión de los datos de deformación y el análisis de la sismicidad han permitido aplicar dos modelos combinados para la evaluación de la actividad observada y el pronóstico de la actividad subsiguiente. El modelo de energía umbral requerida para el desarrollo de actividad eruptiva en sistemas cerrados de Yokoyama (1988), y el modelo de distribución de máximos esfuerzos diferenciales generados por una fuente magmática en un semi-espacio fracturado de De la Cruz-Reyna y Yokoyama (2011). La aplicación de ambos modelos ha permitido integrar un modelo de episodios de migración (inyección) de magma que genera centros de presión causantes de las deformaciones y de la sismicidad observadas. Este modelo ha permitido pronosticar en tiempo casi-real (aproximadamente cada 24 horas) el desarrollo de la actividad para la gestión de la crisis.

VUL-13

### SIMULACIÓN DEL LAHAR PRODUCIDO DURANTE LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA DEL 2001 EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL USANDO EL CÓDIGO NUMÉRICO FLO2D

Caballero García Ana María Lizeth<sup>1</sup> y Capra Pedol Lucia<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Centro de Geociencias

lizethcaballero@yahoo.com.mx

El volcán Popocatepetl es uno de los volcanes más activos de México. Se localiza en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana, entre los estados de México, Puebla y Morelos, por lo que representa una amenaza para las más de 25 millones de personas que viven a sus alrededores. En los últimos meses, el incremento en su actividad puso en alerta a la comunidad científica. Uno de los posibles escenarios es una actividad explosiva semejante a la del 2001, caracterizada por una columna eruptiva de 8 km y la formación de flujos de pómez que alcanzaron una distancia de 4 km a partir del cráter. Horas después de dicha actividad, el material recién depositado fue removilizado formando un lahar a lo largo de la barranca Huiloac, en el sector noreste del volcán, que casi alcanzó el poblado de Santiago Xalitintla (Capra et al., 2004).

La probabilidad de un escenario similar hace de gran importancia estudiar este evento. Por lo tanto, el objetivo de este trabajo fue reproducir el lahar del 2001 con el código numérico FLO2D. Para ello, se utilizaron los registros de geófonos para reconstruir la hidrógrafa inicial y la concentración de sedimentos y se realizó un estudio de sensibilidad del código hacia los coeficientes de Manning y reológicos (alfa y beta). Los resultados se compararon con datos de campo y muestran una buena correlación en la distribución y en el espesor del flujo. Adicionalmente, se presenta un análisis de simulaciones previas realizadas con el software LaharZ (Muñoz-Salinas, 2009) y las obtenidas en este trabajo. Finalmente, se realizaron simulaciones de lahares con volumen similar, pero con diferente concentración de sedimentos para observar la influencia del comportamiento reológico en la distribución de los lahares.

VUL-14

### EVALUACIÓN DE RIESGO DE LARGO ALCANCE DE DISPERSIÓN DE TEFRA PARA UN ESCENARIO ERUPTIVO PLINIANO AL VOLCÁN POPOCATÉPETL (MÉXICO). IMPLICACIONES EN MATERIA DE AVIACIÓN CIVIL.

Bonasia Rosanna<sup>1</sup>, Scaini Chiara<sup>2</sup>, Capra Pedol Lucia<sup>1</sup>, Nathenson Manuel<sup>3</sup>, Siebe Claus<sup>4</sup>, Arana Salinas Lilia<sup>4</sup> y Folch Arnau<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Centro de Geociencias, CGEO, Querétaro, México

<sup>2</sup>Barcelona Supercomputing Center, Barcelona, Spain

<sup>3</sup>U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA, United States.

<sup>4</sup>Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico City, Mexico.

<sup>5</sup>Barcelona Super Computing Center, Barcelona, Spain

rbonasia@geociencias.unam.mx

Popocatepetl es uno de los volcanes más activos en México. El actual mapa de peligros volcánicos, reconstruido después de la crisis de 1994, considera la posible aparición de diferentes fenómenos volcánicos, incluyendo flujos piroclásticos y lahares. Sin embargo, no se ha realizado una evaluación cuantitativa del riesgo de dispersión de tefra, especialmente en relación a la dispersión atmosférica. Teniendo en cuenta el elevado número de aeropuertos en los alrededores del volcán Popocatepetl, es muy necesaria una evaluación de riesgos para la dispersión de tefra. En este trabajo se presenta la primera evaluación probabilística de los riesgos de dispersión tefra del volcán Popocatepetl. Calculamos mapas de amenaza probabilísticos para los umbrales críticos de concentración de cenizas en el aire a diferentes niveles de vuelo. El modelado de dispersión de tefra se realizó mediante el modelo numérico FALL3D. Los mapas de amenaza probabilísticos se construyeron para un escenario eruptivo Pliniano definido sobre la base de los datos geológicos de campo para la erupción Pliniana de la 'Pómez Ocre' (4965 14C yrBP). Este estudio evalúa el impacto que una erupción Pliniana similar a la erupción de la Pómez Ocre tendría en los principales aeropuertos de México y áreas adyacentes. Los mapas de riesgo que aquí se presentan pueden apoyar la planificación territorial a largo plazo y ayudar a minimizar el impacto que esta erupción podría tener potencialmente sobre la aviación civil.

VUL-15

### RECONSTRUCCIÓN DE LA ERUPCIÓN PLINIANA QUE DIO ORIGEN A LA TEFRA APOYEQUE SUPERIOR, VOLCÁN APOYEQUE MANAGUA, NICARAGUA

Avellán Denis Ramón<sup>1</sup>, Macías Vázquez José

Luis<sup>1</sup>, Sosa Ceballos Giovanni<sup>1</sup> y Velasquez Gema<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México.

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias e Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, Managua, Nicaragua.

denisavellan@gmail.com

Hace 12.4 ka ocurrió una erupción pliniana en el volcán Apoyeque ubicado 9 km al noroeste de la ciudad de Managua. Esta erupción provocó un extenso depósito de caída de pómez que produjo la Tefra Apoyeque Superior (TAqS). La TAqS, es un depósito masivo de gradación inversa, constituido de pómez juvenil blanca (~78 vol.%) y fragmentos líticos accidentales de coloración gris, ocre, rojizo y rosa, y cristales. La pómez es de composición rio-dacítica (SiO<sub>2</sub> = 66.9-68.5 % en peso) con una paragénesis mineral de fenocristales de plagioclasas > ortopiroxenos > clinopiroxenos > magnesiohombrendas > espinelas e ilmenitas en una matriz de vidrio de composición riolítica (SiO<sub>2</sub> = 74.41 +/- 0.6 % en peso). La distribución del depósito aunado a fechamientos de radiocarbono, granulometría, componentes, composición química de la matriz de la pómez y mineralogía indican que la TAqS tiene un eje de dispersión hacia el sur, cubriendo un área de 877 km<sup>2</sup> dentro de la isopaca de 50 cm con un volumen mínimo total estimado de 3 km<sup>3</sup> (RDE = 1.15 km<sup>3</sup>). La erupción produjo una columna eruptiva que alcanzó una altura máxima de ~ 28.3 km, influenciada por vientos con velocidades que fluctuaban entre 18 y 25 m/s. La actividad pliniana provocó una descarga de hasta 2.07 x 10<sup>8</sup> kg/s con una duración de hasta 4 horas. Las características petrográficas y geoquímicas indican que la erupción fue desencadenada por un proceso de mezcla de magmas. Nuestra investigación confirma que Apoyeque es un volcán durmiente que ha experimentado al menos tres erupciones del tipo pliniana en los últimos ca. 17 ka.

VUL-16

### CAMPO VOLCÁNICO DE LOS TUXTLAS: ¿VULCANISMO CONTROLADO POR TECTONISMO?

Espíndola Castro Juan Manuel<sup>1</sup>, Zamora Camacho Araceli<sup>1</sup>, Godínez Calderón María de Lourdes, Álvarez del Castillo de Pina Enrique<sup>2</sup> y Hernández Cardona Arnaldo<sup>2</sup>

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

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

jme@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

El campo volcánico de los Tuxtles cubre cerca de 2400 km<sup>2</sup> en el centro del estado de Veracruz en el margen oeste del Golfo de México. La actividad volcánica que formó el campo ha ocurrido en los últimos 8 millones de años y su más reciente etapa ocurrió en el volcán San Martín Tuxtla en 1793 pero también han ocurrido erupciones recientes (últimos 9000 años) en conos y maeres cercanos al lago de Catemaco. El estudio geoquímico y geocronológico llevado a cabo por Nelson y Gonzalez-Caver (1991 Bull Volcanol 55: 85-96) y Nelson et al. (Contrib Mineral Petrol 122: 191-211) sugiere que el origen de este vulcanismo está relacionado a la subducción de la placa de Cocos, aunque este punto de vista no es compartido por todos los investigadores que han realizado trabajo en el área.

En la última década se ha puesto de manifiesto que los campos de vulcanismo monogenético son controlados por magmatismo o por tectonismo. En el primer caso los volúmenes de material emitido en una futura erupción pueden ser estimadas pero no el tiempo de ocurrencia, en el segundo caso los tiempos de ocurrencia pueden ser pronosticados pero no la masa involucrada. En el caso del campo volcánico de los Tuxtles, distintas evidencias de tipo geofísico y tectónico sugieren que pertenece al segundo tipo. En este trabajo presentamos las evidencias de tipo sísmico, gravimétrico y magnetométrico que apoyan esta conclusión.

VUL-17

### VOLCANO GEOLOGY: THE FIRST STEP FOR AN IN-DEPTH KNOWLEDGE OF VOLCANIC AREA

Groppelli Gianluca

Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR-IDPA

gianluca.groppelli@cnr.it

The volcano geology is a fundamental topic of field studies in volcanic areas because it can furnish basic and fundamental data for further and more detailed studies. Nowadays, the volcanologists are discussing the recent application of volcanic stratigraphy to map volcanoes, applying lithostratigraphy and other stratigraphic units, as synthetic units. Until thirty years ago the geological field mapping in volcanic area applied different kind of units, usually based on petrographic or geochemical characters, and radiometric data, but without any or few stratigraphic information. Recently the use of stratigraphic units in volcanic areas has become more frequent, but not yet universally accepted. The most used stratigraphic units in volcanic areas are volcanic activity unit and lithostratigraphy. The latter is very important during field survey because the lithologic properties and stratigraphic relationships of rock bodies are the only ones immediately recognisable during the field work, while the laboratory data, as petrographic, geochemical, radiometric analysis, allow a better subsequent definition of the lithostratigraphic unit. However in volcanic areas we need a stratigraphic unit that may synthesise the evolution of a volcano and identify the most important steps based on objective characterises. Chang (1975), Salvador (1987), and the ISSC (1994) have proposed to use synthetic units. In volcanic areas we can find several unconformities due to different causes: a period of quiescence, an erosional phase, a shifting of the feeding system, an abrupt change of eruptive style, a volcano-tectonic event, as a caldera or a flank collapse. It is important to identify the most important unconformities according to their geographic extension, the duration of hiatus and the volcano-structural significance.

We have applied this methodological approach to different volcanic areas (Italy, Greece, Mexico, Argentina, Spain) and at different working scale (from 1:5,000 to 1:50,000). In each area the synthetic units help understanding the volcanic evolution. They present objective characteristics that can be related, due also to their genetic significant, to the main volcanological phases of a volcanic areas, to the geodynamic setting and to the regional tectonic changes.

An objective mapping methodology, as discussed above, represents a key point because the geological map should be the base for any detailed volcanological research and should represent the warehouse where to store in an objective way the past eruptions and the inter-eruptive phenomena. The volcanic stratigraphy and the stratigraphic mapping methodology provide significant data and constraints for volcanic hazard assessment, volcanological features, physical volcanology, petrographic, geochemical and petrological studies, and geophysical models.

VUL-18

### ESTUDIO GEOLÓGICO DE LOS VOLCANES QUINCEO Y TETILLAS, MORELIA, MICHOACÁN

Cisneros Máximo Guillermo<sup>1</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup>, García Tenorio Felipe<sup>2</sup> y Mendoza Cantú Manuel<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Unidad de Geofísica campus Morelia, UNAM

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica campus Morelia, Michoacán

<sup>3</sup>Centro de Investigaciones de Geografía Ambiental CIGA  
geo\_cis\_max@hotmail.com

El presente trabajo constituye el avance de los resultados de la evolución geológica de los volcanes Tetillas y Quinceo ubicados en la parte norte de la ciudad de Morelia, Michoacán. Estos volcanes se ubican dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Localmente la zona de estudio se localiza sobre el vulcanismo Miocénico de la Igimbrita de Atecuaro perteneciente a la Sierra de Mil Cumbres (Gómez, 2012). Al norte, está limitada por depósitos piroclásticos de edad desconocida (ver trabajos de Siebe/Gilbaud). Estos últimos cubren a secuencias lacustres del Mioceno-Plioceno (Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 1999) que se emplazaron en cuencas pertenecientes a un segmento del sistema de fallas Morelia-Acambay (Suter et al., 1991 y 1995).

Los principales resultados de la cartografía geológica realizada nos indican que los volcanes presentaron diferentes eventos eruptivos. El Volcán Quinceo tiene una base de 6.0 km E-W y una diferencia en elevación de 1890 a 2740 m, con un volumen aproximado del edificio volcánico de 2 km<sup>3</sup>. Tiene un aparato principal con drenaje radial y una cima corta la cual está ocupada por un domo que tiene un diámetro basal de 477m con un volumen aproximado de 0.05 km<sup>3</sup>. Sus lavas son de color gris oscuro, de textura afanítica compuesta por plagioclasas, ortopiroxenos, y clinopiroxenos. Una lava de la base del edificio en su porción Este, arroja una edad Ar/Ar de 1.42 Ma (Gómez, 2012). Su cima está ocupada por un domo de lava dacítico.

El volcán Tetillas tiene una base de 14 km E-W y una diferencia en elevación de 1895 a 2760 m, con un volumen aproximado del edificio volcánico de 3.60 km<sup>3</sup>. Consiste de un volcán escudo en su base, con cinco centros eruptivos monogenéticos en su cima. Su drenaje está ligeramente diseccionado; sus lavas cubren parte del Volcán Quinceo, son de color gris oscuro, con texturas tanto afanítica como porfírica, con abundancia de vesicularidades y presencia de orto y clinopiroxenos, plagioclasas y olivinos. Una lava de un cono parasito que se encuentra en la parte SE del volcán dio una edad Ar/Ar de 0.33 Ma (Gómez, 2012) nuevamente lo que indica que se trata de un edificio volcánico más joven que el Quinceo.

VUL-19

### CARTOGRAFÍA Y ESTRATIGRAFÍA DEL VULCANISMO ALREDEDOR DEL LAGO DE PÁTZCUARO

Osorio Ocampo Susana<sup>1</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup>, Garduño Monroy Víctor Hugo<sup>3</sup>, Cardona Melchor Silvestre<sup>4</sup> y García Sánchez Laura<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMICH

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia

<sup>3</sup>Instituto de Investigaciones metalúrgicas, Maestría en Geociencias y planificación del territorio. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán, México

<sup>4</sup>Instituto de Investigaciones metalúrgicas, Maestría en Geociencias y planificación del territorio. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán, México.  
susana.os\_@hotmail.com

La cuenca del Lago de Pátzcuaro se ubica dentro del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG), localizado en la parte centro occidente del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). El CVMG posee más de 1000 centros volcánicos de tipo monogenético distribuidos en 40.000 km<sup>2</sup> (Hasenaka y Carmichael, 1985). El vulcanismo en este campo comenzó desde el Plioceno Tardío y ha continuado hasta el presente (Gómez et al., 2005).

El área de estudio comprende un área de 524 km<sup>2</sup> que incluye el Lago de Pátzcuaro y sus alrededores con 35 estructuras volcánicas como volcanes en escudo, conos cineríticos, flujos de lava y domos. En este trabajo se realizó la cartografía, estratigrafía, análisis químicos y fechamientos radiométricos de estos volcanes para definir su evolución en tiempo y composición.

El basamento sobre el cual yace el vulcanismo en esta zona no está bien definido, sin embargo, se han encontrado xenolitos de granitos en lavas Pleistocénicas al suroeste del lago que se correlacionan con los xenolitos encontrados en los volcanes Parícutin y Jorullo (Corona et al., 2006). Estos xenolitos podrían corresponder a los intrusivos de edad Oligoceno que afloran en Uruapan y el norte de la Huacana (Clark et al., 1982). Por sondeos eléctricos se han determinado rocas andesíticas del Mioceno Tardío, las cuales están afectadas por el sistema de fallas Morelia-Acambay. Sobre estas rocas yacen volcanes escudo de edad Pleistoceno Medio como el volcán Yahuarato 540.000 A.P (Ban et al., 1992), conos cineríticos, flujos de lava, domos del Pleistoceno Tardío (El Estribo 28.370 A.P, Cerro Zira 20.640 A.P) y varios conos cineríticos de edad Holoceno como el volcán la Taza (8.430 A.P Hasenaka et al., 1985).

El registro más antiguo reportado de la sedimentación lacustre en Pátzcuaro es del Pleistoceno Superior 48.000 A.P al Presente (Bradbury, 2000).

Los análisis de la composición química de las rocas muestran que su contenido de sílice en roca total varía de 54.68 a 64.75 w%. En el diagrama TAS la mayoría de las muestras se agrupan en el campo de las andesitas, y pocas están en los campos de basaltos andesíticos y dacitas. Las rocas más ácidas (64.61-64.75 w% SiO<sub>2</sub>) pertenecen a los domos del volcán la Muela, Chapultepec y Buena Vista, y la menos ácida (54.68w% SiO<sub>2</sub>) a una bomba piroclástica del volcán Tacuhia. Las rocas de composición basáltico andesítica y las andesitas predominan en los volcanes tipo escudo, conos cineríticos y flujos de lava que están distribuidos en la parte N-NW y S-SW de la zona de estudio, mientras que las rocas más ácidas son rocas dacíticas que se encuentran hacia la parte SE y pertenecen a domos y algunos flujos de lava.

Se puede concluir que el vulcanismo alrededor del lago de Pátzcuaro comenzó en el Mioceno Tardío con la formación del sistema de fallas Morelia-Acambay y ha continuado hasta el Holoceno, emitiendo un volumen aproximado de productos volcánicos de 34 km<sup>3</sup>.

VUL-20

### ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA DEL VOLCÁN "EL DIABLO", MICHOACÁN: DATOS PRELIMINARES

Pola Villasenor Antonio<sup>1</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup>, Martínez Martínez Javier<sup>3</sup>, Osorio Ocampo Susana<sup>2</sup> y Cardona Melchor Silvestre<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia-UNAM

<sup>3</sup>Laboratorio de Petrología Aplicada (Unidad CSIC-UA), Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante.

antoniopolavilla@gmail.com

El Volcán El Diablo se localiza en la parte centro norte del estado de Michoacán, dentro del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Trabajos precedentes han descrito al volcán como un complejo de domos. Los resultados de este trabajo sugieren una secuencia mucho más compleja.

La estratigrafía de la zona está compuesta por las siguientes unidades principales, definidas de base a techo: 1) En la base se encuentra una secuencia volcánica muy alterada de más de 30 m, compuesta por depósitos remanentes de ceniza y lavas, intercalados con niveles muy potentes de material arcilloso; 2) Flujos de lavas de composición andesítica muy alterados con xenocristales de cuarzo; 3) Flujos de lava de composición andesítica con xenocristales de cuarzo, más recientes que las anteriores; 4) Remanentes de un complejo de domos de composición dacítica-andesítica. Asociado a la actividad de este complejo se encuentran: i) depósitos de bloques y cenizas de más de 20 m de espesor, con estructuras de desgaseificación; ii) una secuencia de depósitos de caída, intercalados con depósitos piroclásticos datados en más de 16000 años. El final de esta etapa volcánica se vincula a un gran colapso del edificio generando un depósito de avalancha de más de 7 km de longitud y 2.2 km de ancho; 5) Los depósitos más recientes del volcán están compuestos por un nuevo complejo de domos que caracterizan el relieve actual de la zona. Estos domos de composición dacítica-andesítica están conformados por al menos 4 edificios diferentes.

Los resultados de este trabajo integran conclusiones parciales del proyecto "Estratigrafía y evolución geológica del volcán El Diablo", actualmente en desarrollo.

VUL-21

### EL DOMO CERRO REINA, CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ

Torres Hernández José Ramón<sup>1</sup> y Saucedo Girón Ricardo<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Instituto de Geología UASLP, Facultad de Ingeniería  
jrtorres@uaslp.mx

El domo Cerro Reina forma parte de un semi-anillo de 7 domos riolíticos en la parte central del Campo Volcánico de San Luis Potosí, 6 de los cuales son de edad Oligoceno (edades entre 32 y 27 Ma), y el que aquí se reporta se emplazó en el Mioceno (21.1 ± 0.3 Ma). Se trata de un domo poligenético que presenta en su base un depósito de flujo piroclástico masivo de más de 1 m de espesor, al cual sobreyacen una serie de derrames de lava de naturaleza muy fluidal, que cubren una área de 3.2 km<sup>2</sup> (Burt y Aguillón, 1988) y se distribuyen como un abanico hacia el noreste, norte, y noroeste, sugiriendo un control topográfico en su emplazamiento. La gran fluidez de estas lavas es atribuible a su bajo contenido de fenocristales de sanidino y cuarzo (< de 5%) los cuales son pequeños (<3 mm). Al microscopio, los cristales de sanidino son euhedrales a subhedrales y presentan macla de Carlsbad. Algunos cuarzos presentan estructuras de bahía. La matriz está parcialmente desvitrificada y presenta esferulitas.

Los diferentes lóbulos de lava riolítica contienen líticos subangulares de basalto muy esparcidos, siendo de pocos centímetros (1 a 3 cm) los de la base, y solo las

lavas de la cima contienen líticos de más de 3 cm, y aún del tamaño de bloques. Estos líticos de basalto contienen fenocristales (megacristales) de plagioclasa de 6 a 9 mm. Se infiere que estos líticos fueron arrancados de las paredes del conducto de la fuente durante el ascenso de las lavas de riolita, porque no afloran en los alrededores basaltos de estas características, que pudieran sugerir asimilación ("bulking") al fluir en la superficie. Las lavas de la última etapa son menos fluidales, posiblemente por su mayor contenido de fenocristales (7 a 10 % en volumen) los cuales son también de mayor tamaño (3 a 4 mm), y porque el contenido de líticos de basalto (3 a 5% en volumen) aumentaron su viscosidad. En el caparazón de los flujos del domo Cerro Reina existen algunas obras pequeñas para prospección de estaño, en las que no se encontró topacio, a diferencia de sus domos vecinos (los domo El Gato y El Lobo) que sí lo contienen, lo cual evidencia el alto contenido de flúor en estos últimos.

VUL-22

### RECENT VOLCANIC ACTIVITY IN THE ACAMBAY GRABEN

Aguirre Díaz Gerardo<sup>1</sup>, Ortuño María<sup>2</sup>, Lacan Pierre<sup>2</sup>, Zúñiga Davila-Madrid Francisco Ramón<sup>2</sup>, Roldán Quintana Jaime<sup>3</sup>, Suñé Puchol Iván<sup>2</sup>, Audin Laurence<sup>4</sup>, Baize Stéphane<sup>5</sup>, Persaud Mira<sup>6</sup> y Lawton Timothy<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla, Querétaro, México

<sup>3</sup>Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, UNAM, Hermosillo, Sonora, México

<sup>4</sup>Institut des Sciences de la Terre, ISTERRE, IRD,

Université Joseph Fourier, Grenoble I, OSUG, France.

<sup>5</sup>Institute of Radiological Protection and Nuclear Safety (IRSN), Seismic Hazard Division (BERSIN), BP 17, 92262 Fontenay-aux-Roses, France.

<sup>6</sup>OMV Exploration & Production GmbH, Trabrennsstrasse 6-8, 1020 Vienna, Austria  
ger@geociencias.unam.mx

The Acambay graben, located at the central portion of the Mexican Volcanic Belt and 100 km to the NW of Mexico City, is a 20 x 70 km depression at the easternmost end of the E-W trending Chapala-Tula fault system, and was formed as the result of intra-arc NS to NE oriented extension in the Mexican Volcanic Belt. It is well known by the seismically active normal faults that form part of the graben, and especially by the Acambay-Tixmadejé fault that produced a mB =7 earthquake in 1912 that caused deaths and destruction in the region (Urbina and Camacho, 1913). Our team has conducted a systematic study on paleoseismology, digging trenches and obtaining new structural, stratigraphic and geochronologic data. The volcanic stratigraphy and new 14C ages have revealed that volcanism in the area is not as old as it was originally believed. Several 14C ages from paleosoils and from charcoal in pyroclastic flow deposits resulted in Pleistocene and Holocene. Based on the geologic work carried out, the sources of these deposits are two stratovolcanoes that were formed within the graben, the Temascalcingo and Altamirano volcanoes. Both are andesitic to dacitic in composition and include multiple phases of pyroclastic flow eruptions, pumice fallouts, and lavas. Temascalcingo volcano includes a 3 x 2.5 km summit caldera named as San Pedro El Alto that produced an important pumice fall event followed by the emplacement of an ignimbrite. The last stage of the volcano was a sector collapse that produced a blast event and a debris avalanche deposit (Roldán-Quintana et al., 2010 RMCG). Outside and near the graben is the active Jocotitlán volcano, about 1,400 m high, which was affected by a sector collapse at 9.7 ka and with explosive eruptions as young as 0.7 ky BP (Siebe et al., 1992). Possible some ash-fall and pumice-fall from Jocotitlán was deposited inside the Acambay graben but the recent pyroclastic flow deposits observed in the graben were erupted either from Temascalcingo or Altamirano volcanoes. The relatively young ages found in volcanic deposits within the Acambay graben raise the volcanic danger level in this area, originally thought as an inactive volcanic zone. The major volcanoes of Temascalcingo and Altamirano should be considered as dormant volcanoes that could restart activity at anytime.

VUL-23

### ACTIVIDAD HOLOCÉNICA DEL CAMPO VOLCÁNICO DE LOS HUMEROS E IMPLICACIONES DE RIESGO VOLCÁNICO

Carrasco Núñez Gerardo<sup>1</sup> y Davila Harris Pablo<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>IPICYT

gerardoc@geociencias.unam.mx

Los Humeros es un complejo caldérico con actividad geotérmica actualmente en explotación. Se ubica en la parte septentrional del sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Su evolución involucra al menos 2 eventos catastróficos formadores de caldera, que dieron origen a las calderas de Los Humeros (20 km de diámetro, 0.5 Ma), y de Los Potreros (12 km de diámetro, 0.14 Ma), además de otros importantes episodios explosivos ocurridos durante su formación, como los que originaron la secuencia denominada como Toba Faby (0.1-0.25 Ma) y algunos otros en tiempos más recientes. Sin embargo, es apenas a partir de recientes investigaciones que se ha podido establecer una edad holocénica para una importante secuencia de depósitos piroclásticos que se encuentra mayormente expuesta en el interior de la caldera y que ha

sido denominada como el miembro Cuicuiltic. Dicha secuencia se caracteriza por una alternancia de depósitos de pómez de composición traquidacítica y escorias andesíticas que conforman una visualmente llamativa secuencia que a la vista contrasta por sus capas blancas y negras. Se propone que los depósitos de pómez provienen de una fuente ubicada en el centro de la caldera, mientras que los depósitos de escorias fueron derivados a partir de al menos 2 diferentes bocas eruptivas ubicadas al oriente de la caldera de Los Potreros. Un suelo subyacente a esta secuencia fue fechado por el método de C14, arrojando una edad de casi 7 ka, que puede considerarse como máxima, aunque algunos fechamientos de material encontrado directamente en esa secuencia indican una edad de 3.5 ka. Asimismo, existen numerosos flujos de lava de composición andesítica y andesítico-basáltica que sobreyacen a suelos que han sido fechados en 3.7 ka. Estos flujos provienen de diferentes bocas eruptivas que se encuentran configurando el margen septentrional del borde caldérico de Los Humeros, representando el evento eruptivo más reciente emitido por la caldera. Estos resultados tienen importantes implicaciones para la evaluación del riesgo volcánico que puede representar el campo geotérmico activo de Los Humeros.

VUL-24

### AVALANCHA DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN HUALCA HUALCA Y REPRESAS EN EL VALLE DEL COLCA, AREQUIPA, PERÚ

Macías Vázquez José Luis<sup>1</sup>, Gómez Avalos Juan Carlos<sup>2</sup>,  
Arce Saldaña José Luis<sup>3</sup>, Siebe Claus<sup>1</sup> y Leyer Paul<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup>Instituto Geofísico del Perú

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

<sup>4</sup>University of Alaska at Fairbanks, USA  
macias@geofisica.unam.mx

Hualca Hualca (6,025 m.a.s.l.) es el volcán más viejo de la cadena volcánica orientada N-S formada por los volcanes Ampato-Sabancaya-Hualca-Hualca. Esta cadena está ubicada a 90 km al N de Arequipa, en el sur del Perú. El Volcán Hualca Hualca es un estratovolcán andesítico a dacítico formado por una sucesión de coladas de lava y piroclastos de composición andesítica y dacítica (59 a 64 % en peso de SiO<sub>2</sub>) con edades que varían de >539 mil a 240 mil años y probablemente más joven.

Durante el Pleistoceno tardío el flanco norte del Volcán Hualca Hualca colapsó generando una avalancha de escombros que viajó 12 km hacia el norte, atravesando el río Colca y subiendo varios cientos de metros montaña arriba (actual mina de Madrigal). La avalancha cubrió un área mínima de 28 km<sup>2</sup> y considerando un espesor promedio de 200 m, estimamos un volumen mínimo de 1.3 km<sup>3</sup> de material. Entre 5-7 km de la fuente la avalancha conserva la típica morfología de montículos. Cerca del poblado de Pinchollo (9 km al norte de la cima) el depósito consiste de facies de bloques, de varias coloraciones, compuestos por brechas volcánicas y andesitas basálticas con estructuras de rompecabezas. A 11 km de la fuente el depósito es gris, masivo, rico en bloques (95%) y endurecido. Cálculos de velocidad en obstáculos sobrepasados por la avalancha indican que el flujo alcanzó velocidades cercanas a los 70 m/s.

El depósito formó una represa volcánica que selló el cauce del río Colca originando un paleo-lago que se extendió 30 km río arriba, sitio actualmente ocupado por el poblado de Chivay. Diversos lahares y sedimentos fluviales fueron generados después, interdigitándose con los sedimentos lacustres. La acumulación de estos sedimentos alcanzó en algunos lugares hasta 100m de espesor. La represa formada colapsó seguramente debido a la erosión causada por el agua en el frente y parte superior, formando un flujo de escombros visible en las cercanías de Madrigal que desafortunadamente no se observa agua bajo. La avalancha está cubierta por un depósito de morrena asociado al máximo avance glacial en el área fechado entre 17.9 ± 0.1 y 16.8 ± 0.4 ka (Alcalá et al., por lo que el evento de colapso tuvo lugar entre 240 y 16 mil años.

Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J.J. & Vázquez-Selem, L. (2011) Last glacial maximum and deglaciation of Ampato volcanic complex (Southern Peru) from Late Pleistocene to the Present. Cuaternario y Geomorfología, 25 (1-2): 121-136.

VUL-25

### INFLUENCIA DEL BASAMENTO ROCOSO EN LA SUBSIDENCIA Y DEFORMACIÓN DE SEDIMENTOS LACUSTRES EN EL MAAR DE RINCÓN DE PARANGUEO: RESULTADOS PRELIMINARES DE UN ESTUDIO DE GRAVIMETRÍA EN EL CRÁTER

Aranda Gómez José Jorge<sup>1</sup>, Yutsis Vsevolod<sup>2</sup>, Pacheco Martínez Jesús<sup>3</sup>,  
Arzate Flores Jorge Arturo<sup>1</sup>, Avalos Luis Alexis<sup>4</sup>, Luevanos Valeria  
Anahí<sup>5</sup>, Castañeda Esteban<sup>1</sup>, Flores Ibarra Ketzallina<sup>1</sup> y Valdez Beatriz<sup>1</sup>

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

<sup>2</sup>División de Geociencias Aplicadas, IPICYT

<sup>3</sup>Centro Ciencias del Diseño y la Construcción, UAA

<sup>4</sup>Facultad de Ingeniería, UNAM

<sup>5</sup>Facultad Ciencias de la Tierra, UANL

jjag@servidor.unam.mx

Rincón de Parangueo fue un lago-cráter perenne hasta los 1980's. Debido a la sobre-explotación del acuífero Salamanca#Valle de Santiago el lago se desecó. El abatimiento en el acuífero está causando subsidencia en varios sitios, pero la tasa de hundimiento es un orden de magnitud mayor adentro del maar. Debido a la subsidencia rápida de los sedimentos lacustres se han desarrollado una gran cantidad de estructuras en el lecho lacustre antiguo. Contrario a lo que podría esperarse, el estilo de la deformación tiene variaciones marcadas en la cuenca. Con mucho la estructura más notable es un sistema de fallas anulares segmentadas con el bloque hundido hacia el depocentro que originaron un escarpe de falla hasta de 15 m de alto. En algunos sitios el desplazamiento en el escarpe ocurrió en un solo plano de falla, mientras que en otros el sucedió en varios planos lo que hace localmente a este rasgo topográfico más ancho y difuso. En la parte oriental del lago la deformación se está propagando hacia las paredes del cráter y las fallas más jóvenes son claramente lístricas, formando anticlinales rollover en los bloques de techo. En la parte occidental de la cuenca el escarpe es más ancho y difuso y el desplazamiento se acomoda a lo largo de varios planos de falla. Esto causa que el material de la orilla migre hacia el depocentro, sobrecargando al lodo que yace en el subsuelo y removilizándolo para originar domos.

Una posible explicación para la deformación asimétrica es que el basamento rocoso debajo de los sedimentos tenga una topografía irregular y ésta se refleje en las estructuras en superficie. Se realizó una campaña de microgravimetría que mostró una anomalía negativa debajo del lago. Esto es congruente con el modelo de Lorenz que postula la existencia de diatremas debajo de los maares y con el hecho de que el cráter está relleno por sedimentos con baja densidad. Un resultado sorprendente es que la anomalía no tiene la forma de un cono sino que es notablemente alargada con un eje N45E, y un mínimo en el extremo NE, que es el área en donde actualmente se forma un lago-playa. Así mismo es notable que las isolíneas en la anomalía estén más espaciadas al noroeste del eje que al sureste. En el terreno al noroeste del eje yace un dominio con topografía más suave, un escarpe en general menos inclinado, con más fallas y domos al pie del escarpe. Al sureste del eje la topografía es más abrupta, el escarpe mejor definido y la deformación se está propagando hacia las paredes, formando fallas lístricas y rollovers. Concluimos que la interfase lecho rocoso-diatrema ejerce una notable influencia en la deformación que acompaña a la subsidencia. El rumbo N45E del eje de la anomalía es marcadamente oblicuo respecto al alineamiento N25W de maares en la zona, pero congruente con alineamientos de conos cineríticos en el área. Por tanto, a pesar que Rincón se alinea con otros cuatro maares, su diatrema tiene una elongación distinta. CONAYT129550.

VUL-26

### PRELIMINARY DATA ON SEDIMENTOLOGY OF PYROCLASTIC DENSITY CURRENTS FROM 1913 ERUPTION OF VOLCÁN DE COLIMA

Sulpizio Roberto<sup>1</sup>, Gropelli Gianluca<sup>2</sup>, Roverato de Cesero Matteo<sup>3</sup>,  
Sarocchi Damiano<sup>4</sup>, Saucedo Girón Ricardo<sup>4</sup> y Capra Pedol Lucia<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, DSTG

<sup>2</sup>IDPA-CNR

<sup>3</sup>Instituto de Geociencias-UNAM, Queretaro

<sup>4</sup>Instituto de Geofísica-UASLP

roberto.sulpizio@uniba.it

The 1913 eruption of Volcán de Colima started in 17 January and peaked in 20 January, 1913. It occurred in three main phases: 1) An opening phase with the generation of Merapi-type pyroclastic density currents (PDCs, units F1, F2, F3) and a dilute PDC (S1), 2) A vent-clearing phase with strong explosions that produced Vulcanian-Soufriere-PDCs (F4) and a dilute PDC (S2), which destroyed the summit dome, and 3) a Plinian phase with the establishment of a ~½23 km high column dispersing a fallout (C1) to the NE followed by the collapse of the column that generated a dilute PDC (S3) and 15-km long pumice-rich PDC (F5). The total volume of PDC deposits was 0.26 km<sup>3</sup> (0.07 km<sup>3</sup> DRE) giving a total volume of the eruption of 1.66 km<sup>3</sup> (0.64 km<sup>3</sup> DRE).



This eruption represents the major event in the last century at Volcán de Colima, and it can be considered in the range of the maximum expected events in near future.

The PDC deposits generated during this eruption have among the longest runouts recorded at Volcán de Colima. For this, their sedimentologic study is of paramount importance for deriving information useful for hazard assessment and mitigation strategies.

Preliminary data on sedimentology of PDC deposits from the whole 1913 eruption have been obtained from facies analysis, field and laboratory grain size measurements, and comparison with large-scale laboratory experiments. These data highlights some important processes acting at time of deposition, heralding important results for physical characterisation of both dilute and concentrate PDCs of this eruption.

VUL-27

### LAS ERUPCIONES DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL DEL 3, 4, Y 5 DE JULIO DEL 2013: ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE LOS DEPÓSITOS DE CENIZA DE CAIDA AÉREA Y ANÁLISIS EPIDEMIOLÓGICO SOBRE LOS DAÑOS A LA SALUD HUMANA

García Tenorio Felipe  
 Instituto de Geofísica Campus Morelia, UNAM  
 felizta@hotmail.com

Las erupciones del volcán Popocatepetl ocurridas los días 3, 4 y 5 de Julio con índice de explosividad IEV 2, de tipo vulcaniano, con direcciones de dispersión al NW, W-NW, hacia la Cuenca de México, depositaron cenizas de caida aérea andesíticas de color gris claro, compuestas de 15-22% de líticos, 17-22% de ferromagnesianos (piroxenos, olivino, anfíbol y biotita) y 25-33% de plagioclasas y 22-35% de vidrio, a distancias de 15, 19, 27.5 y más de 70 km de distancia del cráter, con Md que variaron de 3.87 a 4phi a 15 y 16 km de distancia y 3.9 a 4phi a 19 km, y de 3.5 a 3.9phi a 27 km de distancia. Las cenizas de caida tienen componentes de: 85-93% juveniles, 7-9% accesorios y del 1% de accidentales. De acuerdo a la clasificación recomendada por The International Volcanic Health Hazard Network, las fracciones finas de las cenizas estudiadas fueron: 9-13% torácicas (<10micras) y 37-41% fueron respirables (< 4 micras). Agregados de cenizas se observaron en las cenizas los días 3 y 4 de Julio. La población de la vertiente NW, W-NW del Popocatepetl estuvo expuesta a >24 horas por la caida de estas cenizas que comenzaron a caer el 3 en la tarde al 4 y a la mañana del viernes 5 de Julio. Encuestas epidemiológicas en la población y centros de salud de los poblados de Huehualco (16km), Nexapa (15Km), Amecameca (19km) y Tlalmanalco (27.5km) situados en la vertiente NW del volcán, revelan que hubo un índice que aumento a dos veces el porcentaje normal, en la población de problemas en vías respiratorias (laringitis, rinitis) y vías oculares (conjuntivitis) después de evento volcánico, y por dos semanas después de las erupciones, y en una población principalmente de niños de 2 a 10 años y adultos de 35 a >58 años. Una población de adultos de 15 a 35 años resultado ser variable su afectación a la salud respiratoria y ocular, siendo mayor el porcentaje en estas sintomatologías, en el poblado de Nexapa. Otros problemas en la salud fueron un incremento en problemas estomacales (diarrea) en el poblado de Nexapa, y problemas alérgicos en la piel en las poblaciones de Nexapa y Huehualco. El principal problema en general en las poblaciones analizadas, fue en vías oculares después vías respiratorias. La población de Huehualco resultado ser la más afectada por vías respiratorias, oculares y en la piel, siendo menos afectados los habitantes de Amecameca y Tlalmanalco. Estas características tienen varias implicaciones que tienen que ver con las características granulométricas (porcentaje de partículas torácicas y respirables), porcentaje de vidrio, dispersión de las cenizas por los vientos, humedad en el ambiente, tiempo de exposición, prevención de los habitantes y respuesta de los centros de salud y autoridades correspondientes. En el día de hoy y a futuro cercano y lejano mayores programas de prevención deben de considerarse, ya que erupciones IEV 2 vulcanianas del volcán Popocatepetl, representan un riesgo a la salud.

VUL-18

### EVIDENCIAS DE UNA GRANDE ACTIVIDAD VOLCÁNICA ANDESÍTICO/RIOLETICA PROTEROZOICA EN LA PROVINCIA AURÍFERA TAPAJ S, CRATÓN AMAZÓNICO, BRASIL

Roverato de Cesero Matteo<sup>1</sup> y Juliani Caetano<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade de São Paulo, IGC Instituto de Geoci ncias, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, INCT # Geociam

<sup>2</sup> - Universidade de São Paulo, IGC Instituto de Geoci ncias, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, INCT # Geociam.  
 roteo@hotmail.com

A pesar de su gran tamaño, Brasil es uno de los pocos países latinoamericanos que no presenta actividad volcánica activa en su territorio. Sin embargo rocas volcánicas antiguas todavía est n presentes en varias parte del país como restos de arcaicas actividades volcánicas. El cratón amazónico brasileño (Almeida et al, 1981) representa un ejemplo perfecto de cómo

una actividad volcánica primitiva tuvo lugar en una región que se presenta completamente estable desde 1.87 Ga y en un contexto geotectónico muy diferente de lo que originó el vulcanismo. Trabajos previos agruparon las rocas volcánicas que se encuentran en varias partes del cratón amazónico en el supergrupo Uatum E, uno de los episodios magmáticos Paleoproterozoico más completos y mejor preservados dentro del cratón Amazónico. Esta grande superprovincia aflora en un área de más de 1.200.000 km2 y se caracteriza principalmente por secuencias volcánicas de intermedias a félsicas, intrusiones graníticas anorog nicas y cuerpos plutónicos subordinados. El cratón amazónico, con base en los datos geocronológicos, fue dividido en varias provincias tectónicas predominantemente orientadas NO-SE consideradas como generadas en sucesivos eventos de acreción de arcos de islas por subducción oce no/continente de SO para NE caracterizado por magmatismo granítico e re-trabajo tectónico (Tassinari y Macambira, 1999; Santos et al, 2000). Sin embargo Juliani et al. (2013a; 2013b) y Carneiro et al. (2013) demostraron que este vulcanismo se formó en arcos magmáticos continentales generados por subducción de una placa oceánica con dirección S-N. En este contexto el vulcanismo tarde-orogénico/anorog nico fue controlado por fisuras orientadas NO-SE y SO-NE (Juliani & Fernandes, 2010; Fernandes et al., 2012). Varios litotipos caracterizan las secuencias volcánicas que forman parte del supergrupo Uatum E, entre todas se encuentran flujos de lava riolítica masiva y foliada, diques riolíticos e ignimbritas bandeadas, toba de ceniza, toba de cristales, toba de lapilli, brechas co-ignimbriticas, flujos pirol sticos, diques de porfido granítico y depósitos volcanoclasticos subordinados. Como parte de un proyecto mas amplio que investiga las relaciones entre los depósitos volcánicos/volcanoclasticos y las mineralizaciones hidrotermales de alta sulfuración encontradas y descritas por Juliani et al. (2002; 2005; 2008), presentamos aquí por primera vez en detalle las evidencias del amplio vulcanismo riolítico encontrados en la parte meridional de la Provincia Aurífera Tapaj s (PAT). Esta provincia se encuentra entre las provincias geocronológicas Amazónica Central (> 2.3 Ga) y Tapaj s/Parima (~ 2.10-1.87 Ga). Se compone de secuencias metamórficas, igneas y sedimentarias paleoproterozoicas de ca. 2.10-1.87 Ga. Una detallada exploración de esta antigua actividad volcánica andesítica y riolítica puede contribuir en gran medida al conocimiento del territorio amazónico y en particular para el reconocimiento de las varias unidades que forman el supergrupo Uatum E, especialmente en relación al diferente estilo eruptivo que las produjo. Este trabajo tiene el objetivo de dar una visión preliminar de la estratigrafía, descripción de facies y compresión de las unidades volcánicas existentes en la región meridional de Tapaj s para mejor entender sus orígenes, sus mecanismos de génesis, y sus relaciones estratigráficas.

Agradecimientos: agradecemos el CNPq/programa ciència sem fronteiras (Proc. 402564/2012-0; chamada Ch602011-L21 BJT) y el INCT-Geociam (573733/2008-2).

VUL-29

### FECHAMIENTOS 40AR/39AR DEL CAMPO VOLCÁNICO CHICHINAUTZIN: IMPLICACIONES EN LA DISTRIBUCIÓN DE CAMPO, DURACIÓN Y TASA DE ERUPCIÓN

Arce Saldaña José Luis<sup>1</sup>, Layer Paul<sup>2</sup>, Lassarit John<sup>3</sup>, Benowitz Jeff<sup>4</sup>, Macias Vázquez José Luis<sup>5</sup> y Ramírez Espinosa José<sup>5</sup>

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

<sup>2</sup>Universidad de Alaska, Fairbanks, EUA

<sup>3</sup>Universidad de Texas, Austin, EUA

<sup>4</sup>Instituto de Geofísica, UNAM, Campus Morelia, Michoacán

<sup>5</sup>Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero  
 jlarce@geologia.unam.mx

La edad para el Campo Volcánico Chichinautzin (dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano; CVTM) ha sido establecida en aproximadamente 40 mil años A.P., sin embargo solo se han reportado fechamientos por radiocarbono. En este trabajo, se reportan por primera vez diez fechamientos por el método 40Ar/39Ar, para rocas de conos monogenéticos localizados en las porciones sur y oeste del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC). Para la porción oeste resultaron edades alrededor de 1.2 Ma, mientras que para la parte sur se obtuvieron edades entre 1.0 y 0.09 Ma, mientras que para la parte sur se obtuvieron edades entre 1.0 y 0.09 Ma, que resultan ser mucho más viejas que 40 mil años. Con estas nuevas edades, se estimó una tasa de erupción de 0.47km3/kyr, el cual es mucho más bajo que el propuesto previamente en 11.7 km3/kyr. Considerando además, las edades de rocas de la Sierra de las Cruces, se sugiere que el vulcanismo de Chichinautzin coexistió con la actividad poligen tica de los volcanes Zempoala (0.7 Ma) y La Corona (1.0 Ma) y que además el drenaje entre la Cuenca de México and Cuernavaca posiblemente fue cerrado durante el Pleistoceno temprano, formando el lago de Texcoco. Geoquímica de roca total y relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb indican que el magmatismo heterogéneo ha estado presente en toda la historia del magmatismo del CVC. Finalmente, la tasa de erupción del CVC estimada en este trabajo, resulta alta comparada con otros campos volcánicos del CVTM (Michoacán-Guanajuato, Mascota, Xalapa). Estas variaciones podrían deberse a una combinación entre diferentes tasas de convergencia, diferentes distancias de desde la trinchera o variaciones en la profundidad del slab subducido.

VUL-30

### ESTUDIO GEOQUÍMICO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CERRO PRIETO, B.C.N.

García Sánchez Laura<sup>1</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup>, Arce Saldaña José Luis<sup>3</sup> y Sosa Ceballos Giovanni<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH

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

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

monte\_olimp27@yahoo.com.mx

El Complejo Volcánico Cerro Prieto (CVCP), se localiza en el estado de Baja California Norte, aproximadamente 30 km al sureste de la ciudad de Mexicali y al NW del Campo Geotérmico Cerro Prieto (CGCP). El CVCP se encuentra emplazado sobre la Falla Cerro Prieto, con dirección NW-SE y componente normal, perteneciente al Sistema de Fallas de San Andrés. El complejo está constituido principalmente por una lava brechada basal ( $75 \pm 16$  ka), un cono de lava, un dique dacítico ( $79 \pm 13$  ka), tres domos y una lava fisural.

Todos los productos tienen una composición mineralógica de plagioclasa (An(46-61)), piroxeno (En(49-54)), Fs(43-47)), Wo(3-4)), óxidos de Fe-Ti (Usp(35-44), Ilm(83-86)) y cuarzo. La composición química de los óxidos de Fe-Ti indica que la temperatura pre-eruptiva del complejo volcánico fue de  $\sim 930 \pm 13$  °C. De acuerdo al estudio geoquímico realizado en todas las estructuras volcánicas del complejo, éste tiene una composición dacítica (65.6 a 68.9 % en peso de sílice) y afinidad calcálica. La concentración de los elementos traza y tierras raras en todas las estructuras es homogénea, observándose un enriquecimiento en elementos incompatibles, con picos positivos en Ba y Pb y negativos en Nb, Ta, P y Ti. El análisis isotópico revela una composición homogénea de  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  ( $0.704589 \pm 0.000035$ ),  $143\text{Nd}/144\text{Nd}$  ( $0.512680625 \pm 0.000017$ ),  $206\text{Pb}/204\text{Pb}$  ( $18.8303 \pm 0.0137$ ),  $207\text{Pb}/204\text{Pb}$  ( $15.6197 \pm 0.0165$ ) y  $208\text{Pb}/204\text{Pb}$  ( $38.6121 \pm 0.0183$ ) que caen muy cerca del arreglo del manto.

A pesar de que en el área estudiada, la subducción finalizó hace aproximadamente 12 Ma, los resultados obtenidos con este estudio sugieren que el magma que formó al CVCP proviene de un ambiente de subducción (anomalías de elementos traza insolubles, anomalías de elementos enriquecidos en sedimentos marinos, y enriquecimiento de elementos móviles e incompatibles). Esto sugiere que la placa subducida sigue influyendo en la generación de magma en la región. Finalmente, la homogeneidad química del magma indica que este se formó a partir de una fuente homogénea y que los procesos de evolución magmática, como mezcla de magmas y asimilación cortical no estuvieron presentes.

VUL-31

### VOLCANISMO RECIENTE EN EL NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA: DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA Y SEDIMENTACIÓN EN LAS CUENCAS ACTIVAS DEL RIFT

Martín Barajas Arturo<sup>1</sup> y Hurtado Brito Juan Carlos<sup>2</sup>

<sup>1</sup>División de Ciencias de la Tierra, CICESE

<sup>2</sup>Departamento de Geología, CICESE

amartin@pangea.cicese.mx

El volcanismo reciente en el norte del Golfo de California (NGC) es de magma diferenciado (riolita, dacita, andesita) que intrusión y se intercala en la gruesa cubierta sedimentaria acumulada por el río Colorado. Las características geométricas y las relaciones de contacto de los intrusivos someros (<1.5 km) y la ubicación de edificios volcánicos y sus depósitos piroclásticos se definieron mediante la interpretación de  $\sim 3500$  km de sísmica de reflexión multicanal de alta resolución (48 canales, 2 segundos de registro) del cruceo Ulloa99-5. La cartografía de conos volcánicos, intrusivos y depósitos volcánoclasticos muestra que la mayor actividad se encuentra en la cuenca Delfín Inferior y parte sur de Delfín Superior. Los depósitos volcánoclasticos se identifican en diferentes niveles estratigráficos y la mayoría puede asociarse al aparato volcánico que los originó. Las erupciones más recientes se ubican en la cuenca Delfín Inferior y la parte norte del Canal de Ballenas y en la cuenca Delfín Superior, observándose una relación estrecha entre la actividad volcánica y las fallas que cortan el margen peninsular.

La composición química e isotópica (Sr-Nd) de 30 muestras colectadas en aparatos volcánicos submarinos y subaéreos en el NGC indica que el volcanismo diferenciado (dacita-riolita-andesita) provienen de un magma padre tipo MORB presente solo en xenolitos. A fin de estimar el efecto de la cubierta sedimentaria en la diferenciación del magma y para explicar la falta de erupciones basálticas, construimos un modelo hidráulico simple para estimar el nivel de flotación neutra del magma basáltico ( $2.68 \text{ g/cm}^3$ ), andesítico (2.45) y riolítico (2.25) en función de su densidad, presión y temperatura. La densidad de los sedimentos y la distribución de presión litoestática de los primeros 5.0 km se basó en registros de lentitud (BHC) de cuatro pozos de PEMEX. La estructura de densidad de la litósfera es un perfil de refracción sísmica a través de las cuencas Delfín-Tiburón (González Fernández et al., 2005). La presión

del magma esta controlada por el contraste de densidad y la resistencia tensil de las rocas (9 a 1 Mpa). El modelo predice que el magma basáltico puede alcanzar un maximo de 1 a 1.3 km debajo del fondo marino en la cuenca Delfín Superior y solo el magma felsico y andesítico puede alcanzar niveles someros y eventualmente alcanzar el nivel de exholución de volátiles y producir erupciones submarinas. El efecto de la viscosidad y la fricción, aunque no se introduce en el modelo, disminuiría el ascenso del magma. Estos resultados indican que la gruesa cubierta sedimentaria controla el ascenso y diferenciación del magma en las cuencas y contribuye a la formación de una nueva corteza de rocas intrusivas y extrusivas de composición basáltica y sus diferenciados y rocas sedimentarias y metasedimentarias en la parte superior de la nueva corteza.

VUL-32

### MEZCLA INTERMITENTE DE MAGMAS COMO PROCESO CATALIZADOR DE ERUPCIONES PLINIANAS. EJEMPLOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL.

Sosa Ceballos Giovanni<sup>1</sup> y Gardner James<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geofísica/Morelia, UNAM

<sup>2</sup>Universidad de Texas

gsosaceballos@gmail.com

Las erupciones Plinianas son altamente explosivas y son capaces de afectar asentamientos humanos a decenas de kilómetros de la fuente que generó la explosión. Estas erupciones involucran generalmente magmas de composición félsica y ricos en gases. Varios factores han sido estudiados como probables causas del inicio de una erupción. El incremento de volátiles debido a la cristalización, factores tectónicos, colapsos de conos, y la mezcla de magmas son catalizadores comunes en la literatura. La mezcla de un magma félsico con magmas máficos es uno de los métodos más recurridos para empezar una erupción.

Tradicionalmente, la mezcla de magmas ha sido caracterizada como un proceso que afecta unidireccionalmente y atemporalmente un reservorio de magma. Sin embargo, muchos cuestionamientos surgen a partir de este modelo tradicional de evolución: la mezcla es siempre con magmas máficos?, qué tan frecuente es el proceso de mezcla?, un reservorio es afectado con la misma magnitud de mezcla a lo largo de su historia eruptiva?, la acumulación de eventos de mezcla eventualmente catalizan una erupción?, o es posible que un evento tenga la magnitud suficiente para catalizar el fenómeno explosivo?

Para resolver estos cuestionamientos utilizamos eventos explosivos del Volcán Popocatepetl. El Popocatepetl ha tenido al menos 5 explosiones Plinianas durante los últimos 23 mil años. Los trabajos clásicos de la historia eruptiva del Popocatepetl reportan que el volcán ha evolucionado principalmente por mezcla de magmas y asimilación cortical. Sin embargo no hacen distinción entre eventos efusivos y explosivos, inclusive, nunca distinguen si los eventos explosivos fueron igualmente afectados por mezcla de magmas.

En este trabajo medimos la composición de 140 cristales de plagioclasa y analizamos sus texturas. Mediante tasas de crecimiento de plagioclasa y la variabilidad composicional de los cristales determinamos la frecuencia de eventos de mezcla que afectaron el reservorio en el que crecieron los cristales. Los resultados muestran claramente que no todos los magmas fueron afectados ni con la misma intensidad, ni con la misma frecuencia. Hay cristales que registran un evento de mezcla cada 2 años, y hay otros cristales que registran hasta 30 eventos de mezcla en 10 años. Debido a que todos los cristales presentan bordes sanos de tamaño no menor a 20 micras, al parecer los eventos explosivos son catalizados por la acumulación de inyecciones de magma y no por un evento singular.

VUL-33 CARTEL

### ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE PARTÍCULAS JUVENILES GENERADAS DURANTE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA QUE FORMO EL MAAR JOYA HONDA, UTILIZANDO EL MEB

Saucedo Girón Ricardo<sup>1</sup>, Rivera Olguín Edwin<sup>2</sup>, Torres Hernández José Ramón<sup>3</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>4</sup>, Ojeda Escamilla Carmen<sup>5</sup>, Carrasco Núñez Gerardo<sup>6</sup> y Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto<sup>7</sup>

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

<sup>2</sup>Facultad de Ingeniería UASLP

<sup>3</sup>Instituto de Geología UASLP

<sup>4</sup>Instituto de Geofísica UNAM

<sup>5</sup>Instituto de Metalurgia UASLP

<sup>6</sup>Geociencias UNAM

<sup>7</sup>Facultad de Ingeniería de la UASLP

rgiron@uaslp.mx

El maar Joya Honda (MJH) se localiza en el centro de México, a 35 km al N-NE de la Ciudad de San Luis Potosí. El cráter de alrededor de 0.64 M.a. presenta una forma elíptica de 1300 por 880 m y 270 m de profundidad, y forma

parte del vulcanismo alcalino monogenético del campo volcánico cuaternario denominado Ventura-Espíritu Santo.

Los depósitos piroclásticos del MJH, se encuentran distribuidos preferentemente hacia el NW-NE, a más de 7km de la fuente, cubriendo discordantemente a las calizas cretácicas que afloran en el área. De la misma forma, sobre el borde del cráter los espesores son claramente más gruesos en los flancos NE-NW (>80 a ~ 60 m), que sobre los flancos SW y SE (1 a 15 m).

Con base en un análisis estratigráfico y textural de los productos piroclásticos generados por del MJH, se reconocieron alrededor de 5 fases eruptivas con características freatomagmática y magmática, lo que indica que la actividad eruptiva que origino el MJH, pudo ser el producto de una alternancia entre una actividad freatomagmática y una magmática.

Con el objetivo de soportar la idea anterior, se procedió al análisis morfológico de partículas por medio del Microscopio Electrónico de Barrido, dado que esta técnica se ha convertido en una herramienta importante para discriminar partículas de origen freatomagmático y magmático. En el caso del MJH, se tomaron más 348 fotografías de partículas menores a 0.125 mm de diámetro (3 phi) de los depósitos de las 5 fases eruptivas.

En el análisis comparativo de partículas, se utilizaron principalmente los criterios propuestos por Heiken, 1972, 1974 y Wohletz, (1982 y 1983) para la caracterización de partículas, mientras que en el análisis cualitativo se utilizó el método estadístico propuesto por Dellino y La Volpe, (1996). Por ambos métodos, se confirmó la presencia de depósitos donde predominan partículas con características freatomagmáticas, y otros donde las partículas son de origen claramente magmático, lo que confirma que la actividad eruptiva que dio origen al maar Joya Honda fue más compleja de lo que se ha considerado, dado que durante su formación el mecanismo eruptivo cambió de forma alterna o simultánea de freatomagmático a magmático.

VUL-34 CARTEL

#### ESTUDIO VULCANOLÓGICO DEL SECTOR NNE DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TLÁLOC-TELAPÓN

Avila Huerta Diana Cecilia<sup>1</sup>, García Tenorio Felipe<sup>2</sup> y Macías Vázquez José Luis<sup>3</sup>

<sup>1</sup>ESIA TICOMAN Ciencias de la Tierra, IPN

<sup>2</sup>Instituto Politécnico Nacional, ESIA, TicomanCiencias de la Tierra.

<sup>3</sup>Instituto de Geofísica, Campus-Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México rykku19@gmail.com

El Complejo Volcánico Tláloc-Telapón (CVTT), está situado en la parte centro-oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, formado por dos estructuras volcánicas principales, Tlaloc al Norte y Telapón al Sur. Este complejo está constituido de voluminosas alternancias de derrames de lava y de extensos depósitos piroclásticos, de composiciones andesíticas, dacíticas hasta riolíticas; de edades que van del Plioceno al Pleistoceno Tardío. La vertiente NNE del volcán Tlaloc, comprende un área con un sinnúmero de erupciones volcánicas, que consisten con la construcción de aparatos volcánicos dómicos, derrames de lavas, erupciones piroclásticas y un evento de avalancha de escombros. Este trabajo, presenta nuevos datos estratigráficos, petrológicos, radiométricos y una cartografía a detalle de la parte NNE del CVTT. Con base a lo anterior, el área de estudio consiste de las siguientes unidades: Riolita La Virgen, Unidad Lávica Huilapan y Tlacoyos, Depósito de Avalancha de Escombros Huilapan, Secuencia Piroclástica Oeste (SPW), Secuencia Piroclástica Noreste (SPNE), Secuencia Piroclástica Nanacamilpa (SPNA), Domos Yehuelica y Cerro San Vicente, Lahares Calpulalpan (LC) y Nanacamilpa (LN). La Riolita La Virgen comprende las rocas riolíticas que forman un domo en la vertiente NW del CVTT, y que afloran sobre la carretera Texcoco-Calpulalpan y cuyas edades son del Mioceno Tardío. La Unidad Lávica Huilapan y Tlacoyos: por relaciones estratigráficas se infiere que son más antiguas que las lavas del Volcán Tláloc con ~2 Ma, son de composición dacítica, y su evolución ha estado caracterizada por la emisión de extensos flujos de pómez, flujos de bloques y cenizas, depósitos de caída aérea, lahares (SPW, SPNE, SPNA, LC y LN) y un evento de avalancha de escombros.

VUL-35 CARTEL

#### ¿CÓMO IDENTIFICAR LA PRESENCIA DE UN FUTURO VOLCÁN MONOGENÉTICO?

Legrand Denis<sup>1</sup>, Bataille Klaus<sup>2</sup>, Cembrano José<sup>3</sup>, Pavez Andrés<sup>4</sup>, Kundu Bhaskar<sup>5</sup>, Vineet Gahala<sup>6</sup> y Pérez López Raúl<sup>6</sup>

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

<sup>2</sup>Universidad de Concepcion, Departamento de Ciencias de la Tierra, Concepcion, Chile

<sup>3</sup>Pontificia Universidad Católica de Chile, Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Chile

<sup>4</sup>Universidad de Chile, Departamento de Geofísica, Chile

<sup>5</sup>National Geophysical Research Institute, Hyderabad, India

<sup>6</sup>IGME- Instituto Geológico y Minero de España, Spain denis@geofisica.unam.mx

Some monogenetic volcano fields are very close to cities, such as in New Zealand or in México. A new monogenetic volcano may appear at any place and at any time, which could be potentially hazardous for nearby regions. The ability to detect a new one in advance is obviously very important and challenging. The existence of nearby seismometers may help for such detection. Magma sometimes reaches the surface with the birth of a volcano which can be monogenetic, but in other cases the magma does not reach the surface. How to detect such movements? How to be sure the magma will reach the surface? Some observations may detect them, such as seismicity which is distributed as a swarm, with a very peculiar distribution in time and magnitudes. In particular, it is important to distinguish between a tectonic swarm and a volcanic swarm. Scaling laws of seismicity in magnitude and time help to perform such a distinction. We show three cases: a seismic swarm in Chile, in the 2007 Aysen crisis, corresponding to an aborted birth of a monogenetic volcano; a seismic swarm triggered after the 2004 great Mw~9.2 Sumatra-Andaman earthquake over an old monogenetic volcano; and a spatial study of monogenetic volcanoes in Mexico (Michoacán) showing the difficulty to forecast the place and time of the birth of a monogenetic cone without seismological records.

VUL-36 CARTEL

#### ESTUDIO VULCANOLÓGICO DE LA VERTIENTE ESTE Y DE LOS DEPÓSITOS DE FLUJOS DE PÓMEZ TEPIXTIC DEL ESTRATOVOLCÁN TLÁLOC

Razo Cruz Ana Karina<sup>1</sup>, García Tenorio Felipe<sup>1</sup> y Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Instituto Politécnico Nacional, ESIA Ticomán Ciencias de la Tierra

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM Campus Morelia anirak\_razo@hotmail.com

El volcán Tláloc es un estratovolcán de 4,120msnm de altura, situado en la parte centro-oriente del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en la parte norte de la Sierra Nevada y forma parte del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón. El volcán Tláloc tiene una edad del Plioceno al Pleistoceno tardío que varía de 1.5 Ma a aproximadamente 15,000 años AP. El estratovolcán Tláloc, es una zona de gran importancia para conocer la evolución volcánica de la Cuenca de México, y de la Sierra Nevada, ya que es un área volcánica que ha emitido magmas riolíticos en gran volumen. Es el volcán con mayor contenido de sílice en la Sierra Nevada, y con el mayor vulcanismo explosivo ácido.

Nuevos datos de campo, cartografía, petrología y fechamientos radiométricos (40Ar/39Ar) en la vertiente Este del estratovolcán muestran que está comprendido por una sucesión de derrames de lavas andesíticas, dacíticas, emitidas en diferentes fases de vulcanismo, en >1Ma, 0.9 Ma, 0.3 Ma, y 0.1 Ma. Con fases explosivas en 0.04, 0.03 y 0.025 años AP (Macías et al., 2012). Una cartografía a detalle se presenta de esta sucesión de lavas y erupciones piroclásticas de la vertiente este del volcán. Una de las erupciones de flujo de pómez más sobresalientes de la parte norte del estratovolcán comprende el flujo de Pómez Tepixtic el cual es de composición riolítica y cuyo centro de emisión corresponde a los domos Huilapan. La edad de este depósito piroclástico por relaciones estratigráficas es más antiguo que el depósito piroclástico PMEX datado en 33Ka (Meyer et al., 2007). El depósito piroclástico se caracteriza por su contenido de biotitas y anfíboles. Presenta una alternancia de depósitos de oleadas y caída piroclásticos en su base y parte media. El flujo de pómez presenta gradación normal, soporte de matriz y una tonalidad de gris a blanco y sus espesores varían de acuerdo a la distancia del punto de emisión oscilando entre 1 y 6m. Se extienden a una distancia de más de 5km de la fuente, representa un depósito piroclástico de pómez, que no fue emitido por el conducto central del estratovolcán. Al flujo de pómez Tepixtic se le desarrolló análisis sedimentológico y de componentes donde nos dio resultados en los histogramas granulométricos: con una distribución unimodal (-1φ y 3φ) y bimodal (-1φ, -3φ, -4φ y 3φ). Los valores de Mediana (Md) varían de -0.25 a 2.05. Los valores de Selección (Íf) varían de 2 a 4. Lo que da resultado que es pobremente seleccionado.

## VUL-37 CARTEL

**EVOLUCIÓN ESPACIO TEMPORAL DEL VOLCÁN NEVADO DE COLIMA**Cortés Cortés Abel<sup>1</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup> y Layer Paul<sup>3</sup><sup>1</sup>Observatorio Vulcanológico, UCOL<sup>2</sup>Instituto de Geofísica UNAM<sup>3</sup>Geophysics Institute, Alaska University at Fairbanks, EUA  
cortes@ucol.mx

El volcán Nevado de Colima, se encuentra ubicado en la parte central de una cadena N-S de tres grandes centros volcánicos (El Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Colima), que forman el Complejo Volcánico de Colima (CVC) en el occidente del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. El Nevado de Colima inició su construcción hace 530,000 años, mediante cinco fases de construcción de edificios alternadas con cuatro eventos de destrucción. Tres de estos eventos de destrucción del volcán fueron por colapsos que generaron avalanchas de escombros hace <372 Å± 8 ka, >184 Å± 10 ka y <83 Å± 6 ka. Los depósitos de estas avalanchas obstruyeron los cauces de los ríos Armería y Tuxpán-Naranjo, formando lagos temporales en los que se depositaron gruesas secuencias de sedimento lacustres. Durante estas fases de construcción del Nevado se emplazaron pequeños domos periféricos hace 246 Å± 19 ka, 74 Å± 4 ka y 49 Å± 22 ka), algunos de ellos fueron afectados por la Falla Tamazula, la cual ha jugado un papel determinante en la migración hacia el sur de la actividad magmática y la generación de avalanchas en el CVC. El último evento de destrucción del Nevado de Colima fue por una actividad puramente magmática ocurrida hace ~28 ka que emplazó flujos piroclásticos de bloques y cenizas y culminó con la extrusión del domo El Picacho.

## VUL-38 CARTEL

**ESTUDIO VULCANOLÓGICO DE LAS LAVAS LATERALES ECATZINGO Y TECOMAXUSCO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

León Miramón Marco Antonio y García Tenorio Felipe

*Esia Ticoman, IPN*

leonmiramonmarcoantonio@outlook.com

El Popocatepetl es un estratovolcán con una altitud de ~5,420 msnm, es el volcán más activo del centro de México. Las rocas más antiguas del volcán tienen una edad del Pleistoceno Temprano y Medio, en el cual se edificaron sus edificios más antiguos (Nexpayantla y el Fraile). En el Pleistoceno Tardío-Holoceno continuo con su actividad explosiva y efusiva y con la edificación final del cono que conocemos hoy, las erupciones más importantes de esta fase comprenden la erupción pliniana que ocurrió hace 14 mil años y es conocida como Pómez Tutti Fruti (Siebe et al., 1995). El volcán en su historia eruptiva ha presentado erupciones de tipo central y lateral. El presente trabajo muestra los resultados de estudios de campo, cartográficos, estratigráficos y petrológicos, de una de las erupciones efusivas de tipo lateral más importantes ocurridas en el flanco Suroeste del volcán, y están comprendidas por las denominadas Lavas Ecatzingo y Lavas Tecomaxusco.

Las lavas Ecatzingo y Tecomaxusco, consisten de andesitas de hiperstena-augita (62.89% y 62.97% en peso), son de tipo Aa y en bloques, presentan levés bien definidos, tienen espesores que oscilan entre 10 hasta los 40m y ocupan un área de 7 km<sup>2</sup> y un volumen de 2.5 km<sup>3</sup>, para el caso de las lavas Ecatzingo, mientras que las lavas Tecomaxusco, tienen espesores que varían de los 5 a los 70m y comprenden una área de 8 km<sup>2</sup> y un volumen de 3.6 km<sup>3</sup>, presentan texturas afáníticas y porfídicas, contienen escasos xenolitos (microgranodioritas), carecen de cristales de olivino. Las lavas fueron emitidas a través de fallas NE-SW (fallas tipo Tláloc-Apan o Tenochtitlan) y por fallas E-W (tipo La Pera).

Procesos magmáticos importantes en la evolución de las lavas fueron cristalización fraccionada y mezcla de magmas. La edad de las lavas, por relaciones estratigráficas nos indican que son más recientes que la pómez blanca de 23,000 años AP y más antiguas que la erupción de 14,000 años AP. En el contexto de la evolución eruptiva del Popocatepetl, las lavas Ecatzingo y Tecomaxusco nos indican, que el volcán ha tenido erupciones efusivas no solo de tipo central sino también de tipo lateral, en el futuro a largo plazo no se descarta una erupción de este tipo en el volcán.

## VUL-39 CARTEL

**ESTUDIO DE LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR**Capra Pedol Lucia<sup>1</sup>, Roverato de Cesero Matteo<sup>2</sup>, Gropelli Gianluca<sup>3</sup> y Sulpizio Roberto<sup>4</sup><sup>1</sup>Centro de Geociencias, UNAM<sup>2</sup>Universidade de São Paulo, IGC Instituto de Geociências, Brasil<sup>3</sup>IDPA-CNR, Milan, Italy<sup>4</sup>Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università di Bari, Bari, Italy  
lcapra@geociencias.unam.mx

El registro eruptivo del Volcán Nevado de Toluca muestra que durante el Último Máximo Glaciar (UMG, 22-17 ka cal B.P.) el volcán no ha registrado alguna actividad explosiva. Este largo gap magmático había llevado a definir que el volcán pudiera ser considerado activo en estado de quietud, debido a que su última actividad eruptiva fue registrada hace 3200 años. Sin embargo, es muy probable que la ausencia de un registro estratigráfico durante el UMG pueda deberse a otros procesos: 1) Fuerte erosión durante la deglaciación posterior al UMG con la remoción de los depósitos piroclásticos emplazados durante el periodo glaciario; o 2) Presencia de un casquete glaciario en el volcán capaz de controlar las presiones en el sistema magmático inhibiendo la actividad explosiva. Los resultados preliminares indican que durante la deglaciación se formó un abanico de depósitos fluvio-glaciares de hasta 30 m de espesor que alcanzó una distancia de 15 km a lo largo del valle glaciario en el flanco norte del volcán. Estos depósitos consisten de conglomerados clasto-soportados, con fuerte imbricación de líticos redondeados con forma oblada, texturas que indican un ambiente sedimentario de alta energía. Entre los componentes no se reconocen fragmentos de pómez y consisten únicamente de fragmentos de lavas de composición dacítica, misma que dominan en el volcán. En contacto directo con esta secuencia se observa un depósito de flujos de bloques y ceniza que consta de tres diferentes unidades deposicionales, con un espesor total de 12 m. Hasta la fecha no se ha podido obtener una edad directa en la secuencia ante descrita, sin embargo, con base en sus características texturales se considera que el depósito piroclástico corresponde con el depósito El Refugio de hace 13 ka (15-17 ka cal B.P.), actividad que representa la primera manifestación magmática después del UMG. Además, la paleotopografía en la cual se ha emplazado dicha secuencia está representada por el depósito de flujo de pómez y ceniza de hace 42 ka B.P., descrito por Macías et al. (1997). Estos datos preliminares apuntan a un ambiente fluvio-glaciario muy activo justo antes del emplazamiento y colapso de un domo en la cima del volcán ocurrido hace 13 ka B.P. Reconstruyendo la magnitud del glaciario en la cima del volcán durante el UMG se podrá mejor entender si su rápida deglaciación promovió el ascenso de magma, con el emplazamiento de un domo cuyo colapso dio origen a un flujo de bloque y ceniza parcialmente canalizado en el mismo valle glaciario. Es de remarcar que D'Antonio et al. (2008), con base en evidencias petrográficas, habían determinado que el domo asociado al colapso de hace 13 ka B.P. fue caracterizado por un ascenso muy rápido respecto a los domos emplazados hace 28 y 27 ka B.P. Finalmente es necesario tener mayor información sobre el contacto basal de la secuencia fluvio-glaciario así como sobre su edad para mejor entender la evolución del volcán durante el UMG. Esta investigación está financiada por el proyecto PAPIIT-DGAPA IN 101213.

## VUL-40 CARTEL

**INDICADORES MICRO-TEXTURALES DE DOS DEPÓSITOS DE AVANCHA DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN DE COLIMA (MÉXICO): MECANISMOS DE TRANSPORTE Y EMPLAZAMIENTO**Roverato de Cesero Matteo<sup>1</sup> y Capra Pedol Lucia<sup>2</sup><sup>1</sup>Instituto de Geociencias, IGC-USP<sup>2</sup>Centro de Geociencias, UNAM, Queretaro

roteo@hotmail.com

Durante la historia eruptiva del Volcán de Colima han ocurrido numerosos colapsos parciales del edificio acompañados por el emplazamiento de grandes depósitos de avalanchas de escombros (AdE). En este trabajo se consideran dos depósitos de avalancha, previamente descritos por Roverato et al. (2011), que afloran en el sector sur oriental del actual edificio, la AdE San Marcos (AdE-SM; V=  $\hat{\alpha}^{\frac{1}{4}}$  1.3 km<sup>3</sup>) y la AdE Tonila (AdE-T; V=  $\hat{\alpha}^{\frac{1}{4}}$  1 km<sup>3</sup>). El fechamiento de material orgánico relacionado a estos depósitos ha arrojado edades de > 28 ka cal. AP para el depósito San Marcos y  $\hat{\alpha}^{\frac{1}{4}}$  15 ka cal. AP para el depósito Tonila. El colapso San Marcos fue promovido principalmente por deformaciones volcano-tectónicas que originaron una avalancha de escombros con características 'secas' (agua%<10%). Por el contrario el colapso de Tonila que emplazó la AdE-T ocurrió durante condiciones paleo-climáticas 'húmedas' en un periodo caracterizado por la presencia de mucha humedad en el ambiente y de agua en el edificio volcánico que jugaron un papel relevante en la inestabilidad del volcán y en los procesos de transporte de la avalancha. Con el presente trabajo se quiere aportar nuevos datos sobre los procesos involucrados en el transporte y en los mecanismos de emplazamiento de las avalanchas de escombros gracias a una detallada caracterización granulométrica y micro-textural de los depósitos investigados. En general las AdE-SM y AdE-T mantuvieron un comportamiento dinámico masivo durante

su desplazamiento, sin un proceso de depositación selectiva. La AdE-SM tuvo comportamientos de un flujo granular inercial 'seco' donde predominan las interacciones grano-grano de elevada energía. En la AdE-T, el alto contenido de material fino, sumado a un contenido relevante de fluidos en la masa antes del colapso (debido a la saturación parcial del edificio y a la gran humedad presente en el ambiente) pudo haber sido relevante en el aumento de su movilidad. Una detallada caracterización granulométrica y el estudio micro-textural (al microscopio de barrido) de los depósitos de AdE-SM y AdE-T, son utilizados aquí como instrumento clave para ayudar a comprender la dinámica que actúa durante el transporte y los mecanismos de emplazamiento de estos flujos granulares de gran magnitud. Para ambas AdE las marcas de impacto, las fracturas de diferente intensidad y los cristales parcialmente rotos sugieren una interacción entre las partículas de tipo colisional, puntual, rápida y de alta energía.

VUL-41 CARTEL

### EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN EN EL VOLCÁN CHICHÓN EN EL PERIODO 2007-2013

Gómez Vázquez Angel<sup>1</sup>, De la Cruz Reyna Servando<sup>2</sup> y Ramos Hernández Silvia<sup>3</sup><sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, UNAM<sup>3</sup>Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, UNICACH  
agomez@geofisica.unam.mx

El volcán Chichón, situado al norte del estado de Chiapas, es uno de los volcanes activos del país con una historia eruptiva que lo señala como un riesgo para los asentamientos humanos en su entorno. Estudios de deformación iniciados en 2007 en forma conjunta entre el Instituto de Geofísica de la UNAM, el CENAPRED y la UNICACH, incluyen el establecimiento de una red geodésica en ese volcán. Esta red consiste de cinco vértices para prisma situados en el piso del interior del cráter y un vértice de control cercano al borde oriental de su borde. Sobre esta red se han realizado mediciones de distancimetría electrónica EDM con un equipo Leica DI3000S con precisión de 0.003 m  $\pm$  1 ppm. Se ha observado de abril de 2008 a febrero de 2013 una tasa de deformación (esto es, un desplazamiento relativo entre los prismas del piso del interior del cráter y el vértice de control) casi constante de  $\sim$ 0.011m/año. Un análisis de InSAR, de 2009 y 2010, realizado por el Instituto de Ciencias de la Tierra (ISTerre) en Bourget-du-lac Francia (Drouin, 2012), revela que en este período, la zona al este del cráter experimenta una subsidencia con una tasa anual de deformación de  $\sim$ -1.5 a 2cm (Pinel, 2012). Estudios recientes de esa región (Garduño et al., 2013 en prensa) reportan la presencia de una falla activa, denominada Catedral-Chichón (CCF), con orientación NNW-SSE, de tipo normal, y cuya traza cruza el cráter del Chichón. Postulamos que existe una correlación entre la dinámica asociada con esta falla y los desplazamientos observados con EDM e INSAR. Actualmente se proyecta ampliar la red de observación y desarrollar modelos que resuelvan el carácter tectónico o volcánico de esas deformaciones.

VUL-42 CARTEL

### ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS GENERADOS DURANTE LA ACTIVIDAD TIPO MERAPI EN OCTUBRE DE 2004 EN EL VOLCÁN DE COLIMA

Saucedo Girón Ricardo<sup>1</sup>, Rojas Ortega Edgar<sup>2</sup>, Gavilanes Ruiz Juan Carlos<sup>3</sup>, Torres Hernández José Ramón<sup>1</sup> y Ocampo Díaz Yam Zul Ernesto<sup>2</sup><sup>1</sup>Instituto de Geología, UASLP<sup>2</sup>Facultad de Ingeniería, UASLP<sup>3</sup>Facultad de Ciencias, Universidad de Colima  
rgiron@uaslp.mx

Las corrientes de densidad piroclásticas compuestas de bloques y ceniza (CDPs-bc), producto de la destrucción de domos (Soufrière y Merapi), posiblemente representan el mayor peligro del volcán de Colima para los asentamientos humanos ubicados en sus alrededores. Este tipo de CDPs-bc han sido recurrentes a lo largo de su historia eruptiva. Solo entre 1991 y 2005 se generaron 13 CDPs-bc tipo Soufrière y Merapi con alcances que varían de 3.5 km en 2003 a 5.8 y 6.9 km en 2005 y 2004 respectivamente.

La actividad eruptiva del 6 de Octubre de 2004 produjo una serie de CDPs-bc tipo Merapi que alcanzaron 6.9 Km sobre la barranca La Lumbre, con un volumen total de 1.38 X106 m3 y H/L de 0.31 convirtiéndola en la erupción de mayor alcance desde 1913.

Las Corrientes de densidad piroclástica generadas en ese evento inmediatamente se separaron en dos partes, una parte basal (avalancha basal) compuesta por bloques y ceniza, y una fase diluida sobreyacente compuesta por ceniza, la cual generó oleadas piroclásticas. La estratigrafía revela el emplazamiento de al menos tres pulsos de CDP-bc con rangos de velocidades de 71 a 83 m/s (Sulpizio et al., 2010).

En facies proximales, los depósitos de bloques y cenizas presentan espesores del orden de 3 a 6 m y ocasionalmente están separadas por depósitos de

oleadas piroclásticas de 2 cm de espesor, mientras que en facies distales muestran "leaves" de 40 cm de espesor en los márgenes laterales. En general los depósitos comúnmente son polimodales y mal seleccionados. Textualmente los depósitos (granulometría y componentes), parecen mostrar variaciones fuertemente asociados a variaciones en la topografía.

El presente trabajo intenta aportar elementos que permitan conocer más sobre los mecanismos de transporte y depositación de este tipo de corrientes piroclásticas, y de esta forma favorecer la generación de mapas de peligros que den mayor certidumbre a las comunidades asentadas en las partes proximales del volcán.

VUL-43 CARTEL

### GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DEL VOLCÁN EL ÁGUILA, EN EL CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN-GUANAJUATO, MÉXICO

Cardona Melchor Silvestre<sup>1</sup>, Macías Vázquez José Luis<sup>2</sup>, Osorio Ocampo Susana<sup>3</sup>, García Sánchez Laura<sup>3</sup>, Reyes Agustín Gabriela<sup>3</sup> y García Tenorio Felipe<sup>4</sup><sup>1</sup>Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia.<sup>3</sup>Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH.<sup>4</sup>Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia.  
silver.cm@gmail.com

El Volcán El Águila (19°37'15"N; 101°21'58"W; 3,070 msnm) está situado a 19 km al suroeste de la Ciudad de Morelia, Michoacán, dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (Hasenaka y Carmichael, 1985), el cual se encuentra en la parte central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). El CVMG inició su actividad durante el Plioceno tardío; consiste de volcanes tipo escudo (volcán El Águila), domos, diques, maars, conos cineríticos y escorias, y la actividad más reciente comprende la erupción del Volcán Parícutin en 1943-1952.

El volcán El Águila cubre un área aproximada de 145 km<sup>2</sup> y tiene un volumen mínimo estimado de 7 km<sup>3</sup>. Su morfología es la de un volcán en escudo, con una base casi circular de 14.5 km de E a W y 13.7 km de N a S, con pendientes en sus flancos que varían de 10° hasta los 40° cerca de la cima. El Águila consiste de un volcán en escudo con varios centros eruptivos parásitos y fisurales. Los derrames de lavas emitidas por dichos centros tienen extensiones que varían de 3 a 8 km. En su cima no se aprecia un cráter bien definido, sin embargo, se pueden distinguir algunos domos que enmascaran el centro principal. Las lavas de la base del volcán tiene una edad de 0.62 Ma (Pleistoceno medio; Gómez, 2012), por lo que sus centros eruptivos en la cima son más jóvenes.

La cartografía indica que el volcán se construyó en dos fases efusivas: en la primera fase se formó el cuerpo principal con la lavas expuestas en las partes más alejadas de la cima, que presentan texturas traquíticas y pilotaxíticas, con abundantes microlitos de plagioclasa y escasos microfenocristales de piroxeno y/o plagioclasa; en la segunda fase fueron emitidas lavas en las partes más cercanas a las fuentes eruptivas que tienen texturas porfídicas, con una matriz afanítica, escasos microlitos de plagioclasa y fenocristales de piroxeno, plagioclasa y, ocasionalmente, olivino. Análisis químicos de las lavas de sus flancos muestran que las rocas varían de basalto a andesita (50.69 a 62.44 % en peso de SiO<sub>2</sub>). En sus costados aparecen cinco conos de escorias los cuales tienen una asociación mineralógica de plagioclasas, olivino y piroxenos. La composición química del cono de escoria al SW del Águila es de 50.69 en peso de SiO<sub>2</sub>.

VUL-44 CARTEL

### GASTO DE AGUAS TERMALES DEL VOLCÁN TACANÁ, MÉXICO-GUATEMALA. IMPLICACIONES PARA EL MONITOREO GEOQUÍMICO Y EL POTENCIAL GEOTÉRMICO DEL SISTEMA VOLCÁNICO-HIDROTÉRMAL.

Collard Nathalie<sup>1</sup>, Taran Yuri<sup>1</sup>, Campion Robin<sup>1</sup> y Peiffer Loïc<sup>2</sup><sup>1</sup>Instituto de Geofísica, UNAM<sup>2</sup>Instituto de Energías Renovables, UNAM  
natallycollard@hotmail.com

El volcán Tacaná se ubica en la parte sur del estado de Chiapas y tiene un sistema volcánico-hidrotermal caracterizado por un campo fumarólico de baja temperatura y varios grupos de manantiales termales con una temperatura máxima de 62Á°C (Rouwet et al., 2009). Todos son ubicados en el flanco NO del volcán cerca del pueblo de Agua Caliente y son drenados por ríos fríos los cuales ingresan en el Río Coatán, el drenaje principal de la descarga de aguas termales del sistema volcánico-hidrotermal. Medimos de manera simultánea el caudal y la composición química de los manantiales y ríos termales que drenan el volcán para estimar (1) el potencial geotérmico del sistema volcánico-hidrotermal; (2) la cantidad de roca disuelta y removida del sistema volcánico-hidrotermal; (3) la tasa de emisión de los volátiles magmáticos; (4) los cocientes de compuestos en el principal drenaje los cuales pueden importar para el monitoreo de la actividad volcánica (Cl/S, C/S, Ca/Mg). Mediciones de flujos de aguas fueron efectuadas

en abril de 2013 con un medidor de flujo FP101 en cuatro grupos principales de manantiales. Varios resultados se encuentran en la tabla aquí abajo.

MANANTIALES T max (°C) Q río (l/s) F Cl (kg/d) Q manantial (l/s) W manantial (MW)

Agua Caliente 51.3 176±20 304 9 2.03

Zarco 47.2 25±4 159 21 4.2

Las Barillas 40.3 41±4 185 33 5.5

Toquán 38.1 1013±80 648 21 3.4

TOTAL 15.2

El flujo de calor por parte de los manantiales calientes del sistema hidrotermal se estimó a 15.2 MW lo que es 3 veces menos que el flujo natural del volcán Chichonal (Taran y Peiffer, 2009). Para estimar el flujo total de calor generado por el sistema profundo estamos planeando otras campañas para medir flujos de CO<sub>2</sub> difusos y directos en los campos fumarólicos y para realizar otras mediciones de caudal y hidroquímicas en el Río Coatán, el drenaje principal de todas las fuentes termales del volcán Tacaná.

Rouwet, D., Inguaggiato, S., Taran, Y., Varley, N., & Santiago S, J.A. (2009). Chemical and isotopic compositions of thermal springs, fumaroles and bubbling gases at Tacaná Volcano (Mexico#Guatemala): implications for volcanic surveillance. *Bulletin of volcanology*, 71(3), 319#335.

Taran, Y. A., & Peiffer, L. (2009). Hydrology, hydrochemistry and geothermal potential of El Chichón volcano-hydrothermal system, Mexico. *Geothermics*, 38(4), 370-378.

#### VUL-45 CARTEL

##### **DISTRIBUCIÓN, ESTRATIGRAFÍA Y FACIES DE LA AVALANCHA DE ESCOMBROS DE ATOTONILCO, SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO**

Davila Harris Pablo<sup>1</sup>, Torres Hernández José Ramón<sup>2</sup> y Saucedo Girón Ricardo<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí

pablo.davila@ipicyt.edu.mx

El volcán de Atotonilco se encuentra en la parte oriental del estado de San Luis Potosí, México, en el sector norte del Campo Volcánico Santa María (Oligoceno). Hacia sus últimas fases de actividad efusiva y explosiva, el edificio colapsa hacia el norte generando una avalancha de escombros que recorre aproximadamente 20 km con dirección noroeste. Se le otorga el nombre informal de Avalancha de San Martín, correspondiente al Complejo Volcánico Atotonilco (Labarthe-Hernández et al., 1999).

La caracterización de avalanchas volcánicas en rocas del Paleógeno en México, ha sido poco documentado, por lo que se considera de interés tanto desde el aspecto vulcano-sedimentario, como de prospección hidrogeológica y minera. La mayor parte de los estudios de avalanchas de escombros en el país corresponden a unidades del Cuaternario (Faja Volcánica Transmexicana), evidentemente por estar ligados a volcanes activos, o inactivos pero con riesgo relacionado. La carencia de estudios sedimentológicos en depósitos de avalanchas para el Paleógeno y Neógeno en México obedece principalmente a tres factores: 1) poca preservación; 2) mala exposición y; 3) difícil acceso. Sin embargo, en provincias como la Sierra Madre Occidental y Sierra Madre del Sur, gruesos paquetes de brechas hospedan importantes yacimientos minerales, por lo que no se descarta puedan tratarse, en algunas ocasiones de depósitos de avalancha.

La avalancha de Atotonilco está formada por una unidad proximal, media y distal. La unidad proximal contiene grandes bloques mayormente deslizados y rotados de manera traslacional en las laderas del volcán y en las cercanías del poblado de Atotonilco. Estos 'megabloques' están compuestos principalmente de lavas andesíticas y dacíticas intensamente fracturadas que forman una topografía de discretos lomeríos (hummocks). La sección intermedia consiste de brechas pobremente seleccionadas típicas de avalancha de escombros, con facies de bloques y matriz en espesores de hasta 30 m. Finalmente la zona distal comprende una facies de transición a flujo de detritos con abundantes finos en la matriz lo cual posiblemente ocasionó el bloqueo del antiguo cauce del río Santa Catarina. Este bloqueo pudo haber sido temporal y debido a la poca resistencia del embalse natural, este colapsó a la carga hidrostática generando un flujo de escombros repentino el cual se encausó hacia el oriente formando parcialmente la planicie existente hoy en día. Aguas arriba del paleocauce del río Santa Catarina, los potentes paquetes de avalancha volcánica rellenaron dolinas en la caliza kárstica del Mesozoico, colapsando progresivamente. Igualmente represaron pequeñas charcas formando algunos depósitos incipientes de lagos intermitentes ante el evento de sedimentación catastrófica. En este estudio se revisa la distribución del depósito de avalancha de Atotonilco, las condiciones estratigráficas internas y los sub-productos derivados de su posterior transformación a flujo de detritos hiperconcentrado.

#### VUL-46 CARTEL

##### **DETERMINACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y RESISTIDAD ELÉCTRICA DE CENIZA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

González Guevara José Luis, Vázquez Sánchez Raúl y Ochoa Terán Raúl

Facultad de Ingeniería, BUAP

jose.gogu@gmail.com

En esta oportunidad se muestran los resultados de susceptibilidad magnética y resistividad eléctrica de ceniza del volcán Popocatepetl, obtenidos mediante un método inductivo de campo magnético y la utilización de funciones de Bessel. Así mismo se presentan los cambios de resistividad eléctrica en función de la humedad.

#### VUL-47 CARTEL

##### **CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA DE FLUJOS DE LAVA DEL VOLCÁN DE COLIMA**

García Nava Adrián<sup>1</sup> y Varley Nick<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias, UdeC

<sup>2</sup>Universidad de Colima

adrian.lmr@gmail.com

El Volcán de Colima forma parte del vulcanismo Cuaternario presente en la sección occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano, el cual es el resultado de procesos tectónicos que afectan esta región. El volcán se encuentra caracterizado por la generación de magmas calc-alkalinos, y esta composición, a su vez, está asociada a la zona de subducción. Es un volcán compuesto que ha presentado una constante y variada actividad a lo largo de los últimos siglos, convirtiéndolo en uno de los puntos volcánicos con mayor actividad en América del Norte. Este volcán andesítico ha producido diversos flujos de lava desde la mitad del siglo pasado, las últimas erupciones efusivas del volcán de Colima han ocurrido en 1961-1962, 1975-1976, 1981-1982, 1991, 1998-1999, 2001-2003, 2004 y actualmente se encuentra emplazando un flujo activo de lava en el flanco oeste del volcán. Cada uno de los flujos de lava cuenta con diferencias morfológicas significativas y diferencias en la razón de espesor de los flujos y el área cubierta por estos.

El presente estudio se enfoca en realizar una caracterización de los flujos de lava de 1961-1962 y 2004 del Volcán de Colima en base a su morfología mediante la realización de un Modelo Digital de Elevación utilizando datos GPS que se obtendrán a través de levantamientos sobre ambos flujos. Las condiciones reológicas de los flujos de lava es un aspecto muy complejo que depende de muchas variables tales como la composición química del magma, cantidad, forma y tamaño de cristales, porosidad (relacionada con el contenido de volátiles), temperaturas y tasa de efusión. Se pretende hacer un análisis de estos parámetros en estudios ya realizados y relacionarlos con la morfología de los flujos de lava de 2004 y 1961-62 y de esta manera tratar de cuantificar sus viscosidades respectivas.

Por otra parte se definirá un proceso adecuado para obtener los datos geodésicos de los flujos de lava que permitirán realizar el Modelo Digital de Elevación, tomando en cuenta las complejas características morfológicas de los flujos. Se empleará un sistema de GPS Diferencial con lo que se podrá obtener una precisión de centímetros en los levantamientos. Los estudios sobre los flujos de lava han sido utilizados para el desarrollo de la mitigación del riesgo en áreas volcánicamente activas, esto es debido a que tranquilas efusiones ocasionales dan lugar a vulcanismo explosivo.

#### VUL-48 CARTEL

##### **MAPA DE RIESGO POR CAÍDA DE CENIZA DEL VOLCÁN DE COLIMA Y EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD FÍSICA, SAN JOSÉ DEL CARMEN, JALISCO**

Aguirre García Leonides<sup>1</sup> y Varley Nick<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ciencias, UdeC

<sup>2</sup>Universidad de Colima

yleotambien@gmail.com

La ceniza es un peligro volcánico asociada con las erupciones explosivas. El Volcán de Colima es uno de los más activos del territorio mexicano, y puede llegar a presentar una erupción de tipo pliniana en el futuro cercano (como la ocurrida en el año de 1913 o más grande), que su principal característica es generar columnas de hasta 25 km de altura y emitir una gran cantidad de ceniza, por su diámetro puede viajar miles de kilómetros dependiendo de diferentes parámetros, ya que tienden a cubrir grandes partes del territorio, lo cual representa un riesgo de suma importancia para las localidades, pueblos y ciudades de gran tamaño. Considerando también la seguridad del tráfico aéreo presente durante la emisión de ceniza volcánica es de suma importancia su identificación debido a la peligrosidad que éstos tienen al viajar dentro de las zonas contaminadas, ya que genera un riesgo para las personas que se encuentren dentro del mismo.

San José del Carmen es una localidad que se encuentra ubicada en el estado de Jalisco, con dirección Suroeste del Volcán de Colima y a una distancia de aproximadamente 27 km. Los vientos predominantes en el Volcán de Colima son hacia el noreste, en temporadas de secas y hacia el suroeste en temporadas de lluvias. Por lo tanto, de la ubicación geográfica de la localidad, nace la importancia de generar diferentes escenarios de riesgos, principalmente en épocas de lluvia, donde se evaluará la vulnerabilidad física enfocado al colapso de techos dada una erupción volcánica. La caída de ceniza volcánica presente durante y después de una erupción y con condiciones meteorológicas desfavorables, aumenta el riesgo y los efectos que puede generar en tiempo determinado. San José del Carmen es una localidad vulnerable al colapso de techo ante la caída de ceniza volcánica. Principalmente durante la estación de las lluvias. la humedad aumenta considerablemente la densidad de la ceniza acumulada en el techo y la probabilidad de un colapso por un cierto espesor.

Basado en el modelo Tephra 2, se Elaboraron mapas de dispersión de ceniza volcánica mostrando diferentes escenarios en los cuales se muestra el alcance de dispersión con diferentes espesores para el modelo de dispersión se tiene que definir el volumen expulsado, altura de la columna eruptiva, velocidad y dirección de los vientos a diferentes alturas. En base a esta información y con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (SIG), se obtuvieron mapas de riesgos en los cuales se muestran las zonas más vulnerabilidad a colapso de infraestructura por caída de ceniza volcánica y por ende la exposición de la población.