

VUL-1

CUATIFICACIÓN SISMICA DE LAS EXPLOSIONES DEL DOMO DEL VOLCÁN DE COLIMA EN JULIO-AGOSTO DE 2003

Zobin Peremanova Vyacheslav, Navarro Ochoa Carlos y Reyes Davila Gabriel
Observatorio Vulcanologico, Universidad de Colima
vzobin@cgic.uco.mx

Las tres explosiones producidas por el Volcán de Colima en julio y agosto de 2003 destruyeron el domo de lava. Los sismos asociados con las explosiones fueron registrados por la estación sísmica de banda ancha situada a una distancia de 4 km de la cima del volcán. Las fuerzas opuestas de las explosiones fueron determinadas con una inversión de señal sísmica. La fuerza opuesta total de las tres explosiones está igual a 5.45×10^{11} N. La explosión final del 29 de agosto fue mas fuerte en la secuencia. Las fuerzas opuestas generalmente siguen la ley de escala propuesta por Nishimura y Hamaguchi (1983).

VUL-2

ESTUDIO SISMOLÓGICO DE UNA ETAPA ERUPTIVA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL: CASO 16 DE ABRIL DEL 2001

Rodríguez Pérez Quetzalcoatl¹ y Valdés González Carlos²
¹ Facultad de Ingeniería, UNAM
² Instituto de Geofísica, UNAM
quetza81@hotmail.com

El objetivo de este trabajo de investigación es analizar los sismos volcánicos, para identificar áreas activas dentro de la estructura volcánica y conocer los procesos internos que se llevan a cabo durante una erupción volcánica. En el desarrollo de este trabajo de investigación se utilizaron datos sísmicos provenientes de la red de monitoreo sísmico del Volcán Popocatepetl, concretamente de tres estaciones sísmicas: Colibrí (PPC), Chipiquixtle (PPX) y Canario (PPP) en los flancos sureste, suroeste y norte respectivamente. Las estaciones PPC y PPX son de periodo corto con tres componentes, y la estación PPP es de banda ancha con tres componentes. Los datos corresponden a una etapa eruptiva la cual tuvo lugar el 16 de abril del 2001, con una duración total de la actividad sísmica de 13 horas con 20 minutos, donde se identificaron 934 eventos sísmicos, en su mayoría eventos de periodo largo (LP), con algunos temblores volcánicos. El trabajo de investigación aborda temas relacionados con la sismología volcánica, tales como: tratamiento de señales; filtrado de frecuencias; análisis espectral de señales; localización de sismos volcánicos por los métodos del movimiento de partícula y semblanza de las amplitudes de las señales sísmicas; polarización de ondas; estadística para cuantificar los sismos, determinar la duración de los eventos y conocer el comportamiento de las amplitudes de las ondas; relaciones empíricas (ocurrencia de eventos, energía, etc), y obtención de las longitudes del conducto volcánico mediante el modelo del tubo de órgano. Con base en la información obtenida de los temas descritos anteriormente se planteó un modelo conceptual para explicar la evolución de los procesos sísmicos en el interior del volcán. Los sismos identificados se encuentran ubicados a una profundidad de 1.45 km por debajo del cráter y están aproximadamente entre 200 y 400 metros más someros que los sismos de diciembre del 2000, lo que representa un comportamiento diferente de la actividad sísmica.

Los resultados obtenidos son importantes para la observación y vigilancia de un volcán activo como es el caso del Volcán Popocatepetl.

VUL-3

SISMICIDAD EN EL VOLCÁN CHICHÓN, CHIAPAS, DE MAYO 2003 A JUNIO 2004

Valdés González Carlos¹, Martínez Bringas Alicia², Morquecho Zamarripa Cesar² y Ramos Hernández Silvia³
¹ Instituto de Geofísica, UNAM
² CENAPRED
³ UNICACH
carlosv@ollin.igeofcu.unam.mx

En este trabajo se presenta el análisis de 66 sismos de tipo volcano-tectónico, registrados por en una estación triaxial de período corto, ubicada en el borde Noreste del cráter del volcán Chichón en Chiapas, de mayo de 2003 a junio de 2004, con un período sin datos del 15 de octubre al 30 de noviembre de 2003.

Los sismos registrados muestran arribos claros e impulsivos para las ondas P y S. La localización de los sismos se obtuvo utilizando la polarización de los primeros arribos en las tres componentes para obtener un vector de dirección, y la distancia entre el evento y la estación de registro se determinó por medio del tiempo entre los arribos de las ondas P y S.

Las magnitudes para estos sismos fueron obtenidas usando la duración del evento y varían entre 0.9 y 2.2. La localización epicentral de los eventos, sugiere una mayor concentración de los sismos en el sector Oeste y Suroeste del volcán. La profundidad de los sismos volcano-tectónicos varía entre los 300 y 1600 metros bajo el nivel de la estación de registro sísmico.

La localización de los sismos muestran una variación temporal, ya que de mayo a octubre de 2003, los sismos tienen mayor profundidad y se encuentran hacia el sector Oeste del volcán, comparados con localizaciones más someras (300-600 metros bajo el nivel de la estación), y hacia el centro del cráter, para los eventos de diciembre 2003 a abril 2004. Es muy probable que esta variación hipocentral esté relacionada con procesos freato-magmáticos controlados por el cambio entre la temporada de lluvia y la de estiaje.

La actividad sísmica aquí reportada, debe ser considerada como la sismicidad de fondo del volcán y permitirá establecer un nivel comparativo en caso de algún cambio de actividad en el volcán Chichón.

VUL-4

ESTIMACIÓN DE LA ENERGÍA TÉRMICA LIBERADA POR LAS RECIENTES ERUPCIONES EXPLOSIVAS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL, Y DE ALGUNAS PROPIEDADES TÉRMICAS DE LOS FRAGMENTOS LANZADOS

De la Cruz Reyna Servando¹ y Jiménez Romano Gerardo²
¹ Instituto de Geofísica UNAM
² ESIA, IPN
sdelacr@geofisica.unam.mx

Durante el reciente episodio eruptivo del volcán Popocatepetl iniciado en 1994, se instaló desde agosto de 1998 una cámara térmica (CT) capaz de adquirir imágenes infrarrojas de la actividad

eruptiva. Este instrumento, donado por la Agencia Internacional de Cooperación de Japón (JICA) a la UNAM, se ubicó en el Cerro Altzomoni, con la participación del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). En forma conjunta entre estas dos últimas instituciones se diseñó y construyó un sistema de adquisición de datos y telemetría, que ha permitido recibir y procesar las imágenes térmicas en tiempo casi real en el centro de monitoreo volcánico del CENAPRED. La CT no permite operación continua, por lo que el sistema ha funcionado primordialmente obteniendo algunas imágenes diarias a intervalos fijos de tiempo. Por medio de un sistema de disparo por actividad sismovolcánica es posible realizar una toma secuencial de imágenes durante la duración de un evento. A la distancia que se encuentra la CT del centro eruptivo (~11 km), las imágenes obtenidas cubren un rectángulo de área aproximada 6 x 5.7 km, que incluye la mayor parte del cono volcánico y el espacio sobre el cráter donde se generan las plumas volcánicas. Aunque la resolución de la cámara es buena, a esa distancia los píxeles de cada imagen muestrean un área aproximada de 23 x 23 m. Durante las explosiones, principalmente aquellas ocurridas en el periodo 1998-1999 y algunas de 2000 en que hubo intensa actividad de destrucción de domos recién emplazados, fue posible capturar algunas secuencias del proceso de dispersión de los fragmentos incandescentes y su posterior enfriamiento. El análisis del balance energético se dificulta, ya que la resolución de la CT no permite captar a los fragmentos individuales, por lo que se utilizó una técnica de promediado ponderado de píxeles. Utilizando estas secuencias y un modelo de enfriamiento dependiente de las características térmicas y geométricas de las rocas lanzadas, se ha logrado estimar el orden de la energía térmica transportada por los fragmentos. Un resultado adicional del análisis de las tasas de enfriamiento de los fragmentos de lava andesítica del Popocatepetl sugiere que a las temperaturas de emisión, la conductividad térmica radiativa juega un papel importante ya que la trayectoria media libre de los fotones asociados a frecuencias del infrarrojo térmico se determinó cercana a 30 mm.

VUL-5

SIMULACIÓN Y ESTIMACIONES PROBABILÍSTICAS DE LAHARES EN EL VOLCÁN DE COLIMA E IMPLICACIONES EN LA GESTIÓN DEL RIESGO

Gavilanes Ruiz Juan Carlos¹ y Capra Lucia²

¹ Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias del Ambiente, Universidad de Colima

² Instituto de Geografía, UNAM
gavilan@ucol.mx

Se realizaron simulaciones de lahares del Volcán de Colima mediante el programa LaharZ con base en información geológica e histórica, obteniéndose un mapa de amenaza. También se hicieron estimaciones probabilísticas para un periodo de un año que se incluyeron en otro mapa de las principales amenazas del volcán. El mapa de amenaza por lahares muestra 4 zonas de peligro según volúmenes de inundación (500,000 a 5,000,000 m³) y, a diferencia de mapas previos, indica que varias comunidades no están amenazadas, incluyendo La Yerbabuena (recientemente reubicada), Cofradía de Tonila, y la mayor parte de El Fresnal. Sin embargo, la comunidad La Becerrera, así como importantes fuentes de trabajo y centros de actividad agrícola y turística como el exclusivo hotel Mahakua, los ranchos El Jabalí y Virgen-Schulte, así como un sofisticado rancho construido en 1999-2000 cerca de Causentla se encuentran bajo alta amenaza. Considerando el registro de lahares de los últimos 30 años, existe una probabilidad del 35% de que se

presente un evento de 500,000 m³, así como del 12% para uno de 1,500,000 m³, lo cual fue mapeado. La probabilidad de que en un año se produzca un lahar de cualquier volumen en las zonas indicadas en el mapa es del 59 al 100%.

Esta información aporta elementos a las autoridades para una mejor toma de decisiones, ya que permite diferenciar los niveles de amenaza por lahar entre 2 o más comunidades o ranchos ubicados dentro de una misma cuenca ubicada cerca del volcán. Por otra parte, esto reafirma que se sugiere un mejor manejo de la comunicación del riesgo por lahares, ya que en ocasiones ha sido muy deficiente. Un ejemplo de ello son las imprecisas declaraciones del gobierno del estado de Colima hechas en el año 2003 sobre las condiciones de peligro por lahares en una misma cuenca, en el sentido de que La Becerrera "no tenía ningún riesgo en ese momento", pese a que en 2000 un lahar sepultó 2 viviendas y casi mató a 2 personas y que "probablemente los de La Yerbabuena sí" pese a que al lugar donde se ubica esta comunidad no le ha afectado lahar alguno al menos durante los últimos 70 años.

VUL-6

THE 1997 AND 2001 LAHARS OF POPOCATÉPETL VOLCANO (CENTRAL MEXICO): TEXTURAL AND SEDIMENTOLOGICAL CONSTRAINTS ON THEIR ORIGIN AND HAZARDS

Capra Lucia¹, Poblete Miguel Angel² y Alvarado Raul¹

¹ Instituto de Geografía, UNAM

² Depto. de Geografía, Universidad de Oviedo, Asturias, España
lcapra@geologia.unam.mx

Popocatepetl volcano is the most active volcano in central Mexico, and represents a high risk for more than 40 million people, including Mexico City. In 1994, volcanic activity at Popocatepetl renewed with the formation of ash-rich plumes up to 7-km high. In April 1996, lava emissions filled the crater and were accompanied by a series of explosions that produced eruptive columns up to 8 km high. Associated with explosive events in 1997 and 2001, two major lahars events occurred, leaving debris flow deposits along Huiloac Gorge as far as 15 km, to the town of Santiago Xalitzintla. The 1997 debris flow deposit originated after a prolonged emission of ash which caused glacier melt and a rapid release of water (1 x 10⁷ m³). The amount of melting water was sufficient to gradually erode the river bed causing a flood that gradually transformed from a debris flow to a hyperconcentrated flow. In contrast, the 2001 debris flow that originated from a post-depositional remobilization of a pumice flow deposit, did not experience any flow transformation and carried 25% water at maximum. The different behavior of these two lahars has important hazard implications. Both lahars reached Xalitzintla town, but at that point, the 1997 lahar had already transformed into a sediment-loaded streamflow. The 2001 lahar, by contrast, maintained the characteristics of a debris flow, being more competent, and with greater destructive power. What happened with these lahars demonstrates how important it is to take into consideration secondary volcanic phenomena. Even though they were not large flows, they were capable of threatening populated areas, even during periods of volcanic quiescence or reduced magmatic activity.

VUL-7

EL LAHAR DE ATENQUIQUE, DISPARADO POR UNA LLUVIA EXTRAORDINARIA EL 16 DE OCTUBRE DE 1955 EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE COLIMA, MÉXICO

Saucedo Girón Ricardo¹, Hernández Hernández Cristina¹ y Macías Vazquez José Luis²

¹ Universidad Autónoma de San Luis Potosí

² Instituto de Geofísica, UNAM
rgiron@uaslp.mx

El poblado de Atenquique (19°30'N y 103°22'W), se localiza en la porción sur del Estado de Jalisco, sobre el cauce de la barranca Atenquique (1030 msnm). El pueblo fue creado en 1946 como consecuencia de la instalación de la fábrica de papel denominada CIA, Industrial de Atenquique, S.A., en un punto estratégico para captar el agua de los ríos de Atenquique y Tuxpan, vital para su funcionamiento. En la actualidad Atenquique consta de 291 viviendas, con una población de 1,143 personas. La barranca de Atenquique (24 km de longitud), se ubica en el flanco Este del Volcán Nevado de Colima y junto con la barranca de los Plátanos y Arroyo Seco, forman la Cuenca de Atenquique.

El 16 de octubre de 1955, una lluvia intensa (140 mm), con una duración de tres días, originó de manera repentina una serie de flujos de escombros que arrasaron con el pueblo de Atenquique casi en su totalidad. Estos flujos destruyeron viviendas, la escuela, la iglesia, afectando de forma importante la fábrica de papel y provocando la muerte de 23 personas. El estudio detallado de los depósitos producidos durante este evento, indica que el flujo estaba constituido por 60% de sedimentos (flujo hiperconcentrado), alcanzando velocidades del orden de 6 m/s (estimado para la parte final del cauce). Los depósitos presentan espesores de 4 m, están constituidos por bloques de dimensiones métricas inmersos en una matriz de arena, cubren un área de 1 km² con un volumen mínimo de 1 700, 000 m³.

Dado que Atenquique está situado en la intersección de tres barrancas, resulta altamente vulnerable a los flujos de escombros, ya que se han logrado detectar otros depósitos más antiguos de edad aún desconocida, que en conjunto llegan a formar paredes de más de 200 m de espesor.

Por lo anterior se concluye que debido a las condiciones geológicas locales, en combinación con lluvias torrenciales han favorecido la generación de flujos de escombros muy similares al de 1955 (inclusive de mayor magnitud), en la Cuenca de Atenquique desde hace mucho tiempo. Por lo mismo es de suma importancia implementar medidas que ayuden a mitigar los daños a la población.

VUL-8

CERRAMIENTO DE CUENCA PROVOCADA POR AVALANCHAS Y FLUJOS DE ESCOMBROS RECIENTES E IMPLICACIONES ARQUEOLÓGICAS EN EL SECTOR SW DEL VOLCÁN DE COLIMA

Cortés Cortés Abel, Navarro Ochoa Carlos y Domínguez Reyes Tonatiuh

Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
cortes@cgic.ucol.mx

Se presentan datos preliminares del estudio realizado en el sector SW del volcán de Colima, en donde se han identificado al menos tres depósitos de avalancha de escombros volcánicos asociados al colapso parcial o total de edificios volcánicos, separados por horizontes de paleosuelos. Algunas de estas avalanchas de escombros viajaron más de 25 km hacia el suroeste hasta chocar y detenerse contra las calizas cretácicas del Cerro Grande. En la zona de Mazatán, Jal., sus depósitos obstruyeron el cauce del río Armería, formando lagos naturales temporales, en los cuales se depositaron grandes secuencias de sedimentos lacustres. Con base en edades por C14 de madera carbonizada en depósitos de avalancha 3925 ± 115 años A.P., así como de horizontes (ricos en materia orgánica carbonizada) 7380 ± 160 años A.P., intercalados en una de estas secuencias de sedimentos lacustres, se han podido determinar al menos dos cerramientos de cuenca. En un principio se consideraba que estas cuencas lacustres habían sido formadas por la avalancha de 3925 ± 115 años A.P. y otra más antigua que 7380 ± 160 años A.P. Sin embargo, nuevas evidencias estratigráficas obtenidas durante el presente estudio, muestran que la última cuenca lacustre no fue originada por la avalancha de 3925 ± 115 años A.P., si no que, la obstrucción del cauce del río Armería, fue debido al emplazamiento hacia el S de una avalancha más reciente, $2400-2550 \pm 110$ años A.P., cuyos depósitos se encuentran sobre las calizas de Cerro Grande a la altura del poblado de Zacualpan, Mpio de Comala, Col. La removilización de esta avalancha en la zona del poblado El Remate, generó una gruesa secuencia de flujos de escombros (lahares y fluviales) que en el área de La Caja y Zacualpan, sus depósitos están representados por una serie de terrazas a ambos lados del valle del río Armería, con espesores de más de 100 m. Se considera que estas gruesas secuencias de flujos de escombros contribuyeron a la formación de la última cuenca en la cual se depositaron gruesos espesores de sedimentos lacustres. La presencia de cerámica en un depósito de lahar que sobreyace al depósito de avalancha de 3925 ± 115 años A.P. el cual a su vez, subyace a la secuencia > 40 m de sedimentos lacustres, posiblemente pertenezca al Grupo Tuxcacuesco del Clásico Tardío, 800 años D.C., (comun. per. Arqueol. Ángeles Olay) parece fortalecer la idea de que la avalancha de 2,500 años y sus flujos de escombros asociados generaron el último cerramiento de la cuenca del río Armería en la zona de Mazatán, Jal.

VUL-9

EL CONTROL ESTRUCTURAL DEL COMPLEJO VOLCÁNICO DEL TACANA, MEXICO-GUATEMALA

García Palomo Armando¹, Macías Vázquez José Luis², Arce Saldaña José Luis¹, Espindola Juan Manuel², Hughes Simon³, Mora Chaparro Juan Carlos² y Saucedo Girón Ricardo⁴

¹ Instituto de Geología, UNAM

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ Dept. of Geology, State University of New York, USA

⁴ Instituto de Geología, UASLP
apalomo@geologia.unam.mx

El Complejo Volcánico del Tacaná se localiza en el límite internacional entre México y Guatemala. Está constituido por cuatro aparatos volcánicos principales alineados en dirección NE-SW que son: 1) Chichuj, un antiguo volcán colapsado. 2) Tacaná, el volcán con erupciones históricas en 1950 y 1986. 3) San Antonio, una estructura dómica que tuvo actividad peleana hace 1,950 años y 4) El Domo Plan de las Ardillas. El CVT descansa sobre un basamento compuesto por rocas metamórficas de edad incierta, y rocas intrusivas del Mioceno temprano-Eoceno tardío. Sobre esta secuencia se sobreponen de manera discordante rocas volcánicas Terciarias relacionadas a las calderas de Sibinal, San Rafael y Chanjale.

Desde un punto de vista tectónico el CVT se localiza cerca del límite entre las placas de Cocos, Norteamérica y Caribe, lo que ha creado un escenario estructural complicado con la formación de tres sistemas de fallas con dirección NW-SE, N-S y NE-SW. El Sistema de fallas NE-SW, forma una fosa tectónica en donde se encuentra el CVT y que corresponde además con la dirección de emplazamiento de sus aparatos volcánicos. La formación de la fosa tectónica y las fallas NE-SW fueron originadas con una dirección del esfuerzo máximo principal hacia el NE ocasionada por la subducción de la placa de Cocos por debajo del continente.

VUL-10

CONDICIONES DE ESTABILIDAD DEL FLANCO SUR ORIENTAL EN EL VOLCÁN COFRE DE PEROTE

Díaz Castellon Rodolfo¹, Carrasco Núñez Gerardo¹ y Herrera Castañeda Sergio Raúl²

¹ Centro de Geociencias, UNAM

² Facultad de Ingeniería, UNAM
rdiaz@geociencias.unam.mx

En este trabajo se presentan los factores para la evaluación de la estabilidad estructural de uno de los flancos del volcán extinto Cofre de Perote (Nauhcampatepetl), localizado en el extremo meridional de la cordillera Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CP-PO) en el sector Oriental de Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

Entre los principales factores de inestabilidad se encuentran: alteración hidrotermal del tipo argilácea, condiciones generales de la superficie de soporte o basamento, presencia de grandes estructuras; y mecanismos disparadores como actividad sísmica, y/o precipitación excesiva. Los disparadores actúan de manera externa a las condiciones de estabilidad que prevalecen en la estructura, sin embargo deben ser considerados en la evaluación de las condiciones de equilibrio.

Para el desarrollo del trabajo se propone considerar los siguientes parámetros: caracterización mecánica de las rocas en función de su grado de alteración en la cima del volcán, identificación

de minerales de alteración hidrotermal en depósitos asociados, configuración del basamento, distribución y dirección de los esfuerzos en la estructura, mapa de precipitación pluvial, distribución de sismos registrados y la ubicación de principales estructuras.

Si se considera que las características propias de colapsos ancestrales son indicativas de condiciones de inestabilidad presente, es necesario poner atención a los depósitos asociados a colapsos ancestrales del volcán, por esta razón nos enfocamos en el sector oriental de la estructura. Diversas zonas de alteración hidrotermal han sido ubicadas en la cima del volcán y sus alrededores, los minerales producto de alteración hidrotermal también han sido identificados en los depósitos Xico y Los Pescados, lo cual indica que condiciones de alteración similares pudieron estar presentes cuando ocurrieron los colapsos.

Dadas estas consideraciones, se debe establecer una relación entre los modelos cuantitativos (modelos de cálculo) y comportamiento previo de la estructura, para ello es necesaria la reconstrucción de las condiciones previas a la falla que dio origen a los depósitos y tomarla como punto de partida en la elaboración del cálculo, en este caso, proponemos elaborar un modelo de equilibrio límite con secciones bidimensionales. Estas secciones pueden ser evaluadas para estimar volúmenes potenciales de movilización y/o de grandes masas de roca con los que posteriormente pueden ser estimadas áreas afectadas y distancia total alcanzada que se pueden plasmar en un mapa de riesgo geológico.

VUL-11

LOS VOLCANES MONOGENÉTICOS DE LA REGIÓN DE XALAPA, AL ORIENTE DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA. MORFOLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Rodríguez Elizarrarás Sergio Raúl¹, González Mercado Esmeralda², Gómez López David³, Ruiz Hernández Edgar³, Murrieta Hernández José Luis³ y Concha Dimas Aline¹

¹ Instituto de Geología, UNAM

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

³ Centro de Ciencias de la Tierra, UV
srre@servidor.unam.mx

El sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) abarca parte de los estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz. La mayoría de los trabajos realizados hasta ahora por otros autores marca sus límites en la cordillera formada por los volcanes Cofre de Perote-La Gloria-Las Cumbres-Pico de Orizaba, la cual constituye el parteaguas entre la región del Altiplano Mexicano y la Planicie Costera del Golfo. Estos grandes centros eruptivos han sido objeto de múltiples estudios; sin embargo, muy poco es lo que se ha escrito acerca de la gran cantidad de conos de escoria existentes en el sector oriental de la FVTM, especialmente aquellos que se encuentran en la región de Xalapa, al oriente del volcán extinto Cofre de Perote. El área de estudio abarca una superficie de aproximadamente 500 km², entre las cotas 2,500 y 500 m s.n.m. Se han identificado hasta ahora 20 volcanes de origen monogenético, aunque existen muchos más; sin embargo, debido a su avanzado estado de erosión y a la cubierta vegetal existente, es difícil identificarlos. Parámetros morfológicos tales como altura (A), pendiente (p), relación altura-diámetro del cráter (A/Dc), empleados por otros autores en campos monogenéticos de la FVTM (p. ejemp. Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin, Apan-Tezontepec), fueron utilizados para determinar las edades relativas de los conos en el área de estudio. Al aplicar los criterios sugeridos en la bibliografía, se determinaron dos grupos, uno que incluye 7 conos

de edades más recientes, con alturas promedio de 60 m, pendientes que varían entre 30 y 45° y una relación A/Dc que fluctúa entre 0.11 y 0.24 y otro relativamente más antiguo integrado por 13 aparatos, con A 40 m, p 24-30° y A/Dc 0.04-0.12.

El contenido de SiO₂ de las lavas varía entre 45 y 62.5 %, esta variabilidad sugiere una influencia importante de contaminación cortical. Desde el punto de vista petrológico, las rocas han sido clasificadas en tres grupos: basaltos alcalinos, andesitas basálticas y andesitas, la serie alcalina está asociada con un control estructural orientado NWW-SEE que conforma un sistema de pilares y fosas tectónicas relacionado con un régimen de tectónica extensional.

El estudio de esta zona volcánica es importante, ya que aporta datos para la ampliación de la FVTM más al oriente de los límites tradicionalmente marcados en la bibliografía. Además, los datos geoquímicos de elementos mayores y traza proporcionan información para determinar el origen de los magmas asociados.

VUL-12

GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA PARTE NORTE DE LA SIERRA DE LAS CRUCES, LÍMITE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE MÉXICO

Rueda Galeano Hernando¹, García Palomo Armando² y López Miguel Celia¹

¹ Servicio Geológico Metropolitano

² Depto. de Geología Regional, Instituto de Geología, UNAM
hrueda@geofisica.unam.mx

La Sierra de las Cruces (SC) se localiza en la margen NW de la Cuenca de México y en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), con una orientación NNW-SSE y separa la Cuenca de México de la Cuenca de Toluca, está formada por una serie de estructuras y productos volcánicos como flujos de lava, flujos piroclásticos y lahares. Fries (1960) y Sclaepfer (1968), reconocieron al menos tres distintas formaciones denominadas: Las Cruces, El Ajusco y el Grupo Chichinautzin; hacia el sur de la SC. Mooser et al., (1974) consideró que la principal "masa" que conforma la SC fue formada por episodios consecutivos de fallamiento acompañado por la formación de estratovolcanes que fueron progresivamente desplazados hacia el Sur y que su principal actividad volcánica ocurrió en el Mioceno Tardío. En este estudio se establece la geología a detalle de la zona Norte de la SC que incluye a las estructuras volcánicas denominadas: Volcán La Bufa, Complejo La Catedral y Secuencia Iturbide, con edades que abarcan desde el Plioceno Inferior al Plioceno Superior respectivamente. Recientes datos cronológicos (Osete et al., 2000), reportaron edades que varían desde 3.71 ± 0.40 m.a. hasta 2.9 ± 0.40 m.a., sin embargo, Jacobo (1986), reporta una edad de 7 ± 0.4 m.a. en la parte W del Cerro La Bufa. Estas estructuras volcánicas han generado flujos de lava y potentes secuencias de depósitos piroclásticos entre los que se destacan flujos de ceniza y pómez, ceniza y bloques, oleadas piroclásticas y grandes secuencias de lahares, sobre las cuales actualmente se encuentran establecidas poblaciones como Villa del Carbón, Villa Nicolás Romero, Progreso Industrial, entre otras. Con información en proceso sobre geoquímica y cronología podremos determinar y elaborar un modelo evolutivo sobre el área de estudio, el cual ayudará a una mejor comprensión de la evolución de la SC y sus implicaciones dentro de la cuenca de México.

VUL-13 CARTEL

PROPIEDADES ESPECTRALES DE LOS SISMOS VOLCANO-TECTÓNICOS

Solano Romero Víctor¹, Rendón Ramírez Orfanel¹ y Zobin Peremanova Vyacheslav²

¹ Facultad de Ciencias, Universidad de Colima

² Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
vicmact@hotmail.com

Los parámetros focales se calculan con base en los espectros de Fourier de las ondas S para 275 sismos volcano-tectónicos registrados antes de la erupción del volcán dacítico Usu, Hokkaido en el 2000. Se estudian sus variaciones espaciales y temporales y su comparación con los parámetros de sismos del volcán basáltico Etna, Sicily y el volcán andesítico Volcán de Colima, México esta realizada.

VUL-14 CARTEL

CORELACIÓN DE EVENTOS VISUALES Y SEÑALES SÍSMICAS DURANTE LA FASE ERUPTIVA 2003-2004 EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA

Bretón González Mauricio, Téllez Alatorre José Armando y Orozco Rojas Justo
Universidad de Colima
mauri@cgic.ucol.mx

Desde noviembre de 1998 el volcán de Fuego de Colima ha presentado una actividad eruptiva significativa con diferentes manifestaciones que han sido recogidas por las cámaras de las 2 estaciones del sistema de monitoreo visual con las que cuenta el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima.

La estación Naranjal se sitúa a 15 Km al sur de la cima del volcán, mientras que la estación Nevado se sitúa a 5.3 Km al norte de la cima del volcán de Fuego y está ubicada a 4000 metros de altura s.n.m, sobre el volcán Nevado de Colima.

El registro continuo de la actividad del volcán desde los flancos norte y sur nos permite tener un aproximado de 4500 imágenes día/ estación, es decir, cerca de 9000 imágenes diarias. Esta información se complementa con los registros de de las 6 estaciones sísmicas con las que se monitorea la actividad volcánica en donde, desde enero del 2003, se han reconocido señales de más de 3750 eventos explosivos y degasificaciones, más de 8000 derrumbes y flujos piroclásticos y cientos de horas de tremor volcánico.

Se presenta una correlación de los registros sísmicos y sus manifestaciones visuales durante el período eruptivo 2003-2004 en donde la actividad volcánica ha sido muy explosiva.

VUL-15 CARTEL

SISMICIDAD VOLCÁNICA EN LA ZONA DEL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA, MÉXICO

Domínguez Reyes Tonatiuh y Reyes Dávila Gabriel
Universidad de Colima
tonatiuh@cgic.ucol.mx

Durante el último año, la actividad volcánica ha sido principalmente de carácter explosivo. Este tipo de eventos se han presentado desde el fin de la etapa efusiva que terminó a finales de

febrero de 2003. Un periodo sorprendentemente largo (a la fecha lleva 21 meses) comparado con los periodos observados para las 3 últimas erupciones.

La etapa efusiva que precedió a este tipo de actividad por otro lado, se caracterizó también por su prolongada duración (22 meses). La más larga de los últimos 40 años.

Las relaciones históricas hablan de un cambio en el estilo de actividad volcánica previo a la erupción de 1913.

Se describen las características principales de los eventos que se han presentado, así como un análisis de posibles patrones que caracterizan a esta etapa.

VUL-16 CARTEL

PROCESOS DE DEFORMACIÓN ASOCIADOS A DIFERENTES FORMAS DE ACTIVIDAD EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL (1999-2003)

Vázquez Gómez Angel¹, Errasti Orozco Ulises² y De la Cruz Reyna Servando³

¹ Centro Nacional de Prevención de Desastres

² División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM

³ Instituto de Geofísica, UNAM
gvazquez@cenapred.unam.mx

Desde 1992 hasta la fecha se han realizado mediciones de deformación con métodos geodésicos directos en el volcán Popocatepetl. Los resultados de estas mediciones han permitido observar deformaciones asociadas a distintas manifestaciones eruptivas, tales como emplazamiento y destrucción de domos en el cráter del volcán y procesos de liberación explosiva de gas (exhalaciones). Desde 1999 se diseñó e instaló de forma conjunta entre el Instituto de Geofísica de la UNAM y el CENAPRED, un sistema de mediciones de deformación en tiempo real. Este sistema realiza mediciones del flanco norte del volcán de forma telemétrica y automatizada. El dispositivo está constituido por un distanciómetro electrónico (EDM) montado sobre un sistema de servomotores para el direccionamiento del haz laser, que permite medir las distancias desde un sitio de referencia ubicado en Cerro Tlamacas hacia los prismas reflectores instalados sobre el cono volcánico. Los sistemas de direccionamiento, adquisición de datos, teleproceso y telemetría fueron diseñados en la UNAM. La instalación, y la recepción, operación y proceso de los datos se realizan en el CENAPRED.

Más de 1.5 millones de observaciones realizadas con este sistema han permitido identificar deformaciones asociadas a algunos de los procesos de degasificación rápida, de emplazamiento de domos y de destrucción de los mismos. Parte de las deformaciones son precursoras a éstos procesos, otras son contemporáneas o cuasi-contemporáneas.

Para el análisis de correlación entre los datos de deformación y los eventos mencionados se han utilizado varios métodos de proceso de datos. Para la correlación con exhalaciones se utilizan datos de reportes de eventos observados y datos sísmicos. Para la correlación de emplazamiento de domos se utilizan datos de tremor armónico e información fotogramétrica. Las correlaciones se buscan por métodos de correlación por productos conjugado de espectros de Fourier.

Las mejores correlaciones se obtienen para deformaciones precursoras del emplazamiento de domos con una fase de cerca de 30 días de antelación.

VUL-17 CARTEL

INTERPRETACION DE MEDICIONES DE INCLINOMETROS ELECTRONICOS DURANTE LA FASE EXTRUSIVA 2001 EN EL VOLCAN DE FUEGO DE COLIMA

Ramírez Ruíz Juan José, Santiago Jiménez Hydyn y Alatorre Chávez Eliseo

Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima
ramirez@cgic.uco.mx

LA DEFORMACION VOLCANICA EN EL VOLCAN DE COLIMA SE REALIZA MEDIANTE TECNICAS GEODESICAS DE DISTANCIOMETRIA (EDM) Y SISTEMAS DE INCLINOMETROS ELECTRONICOS. LOS TRES INCLINOMETROS ELECTRONICOS INSTALADOS PARA MONITOREAR EL VOLCAN DE FUEGO CONFORMAN UNA RED SOBRE EL EDIFICIO VOLCANICO QUE PERMITE MONITOREAR LA DEFORMACION EN TIEMPO CUASI-REAL. LA INTERPRETACION DE LAS MEDICIONES OBTENIDAS EN FORMA TELEMETRIZADA DESCRIBEN EL COMPORTAMIENTO DE LA FASE EXTRUSIVA QUE INICIA DESDE MAYO DE 2001, CONTINUANDO EN OCTUBRE DEL MISMO AÑO CON LA APARICION DE UNA ESPINA DE LAVA Y CULMINANDO CON LOS DERRAMES DE LAVA EN MARZO DE 2002. ESTE PROCESO ERUPTIVO SE CARACTERIZA POR TENER UN CRECIMIENTO LENTO DEL DOMO DE LAVA EN UN PERIODO DE MESES EN COMPARACION CON EL PROCESO EXTRUSIVO DE NOVIEMBRE DE 1998 QUE SE REALIZO EN ALGUNAS HORAS. SE PRESENTA AQUÍ EL ANALISIS DE LOS REGISTROS DIGITALES QUE SE PUEDEN INTERPRETAR COMO EVENTOS DE INFLACION Y DEFLACION DURANTE ESTE PROCESO ERUPTIVO. ESTA INTERPRETACION NOS PROPORCIONA UNA MAYOR CONFIABILIDAD EN EL MONITOREO DE LA DEFORMACION DE ESTE ACTIVO VOLCAN.

VUL-18 CARTEL

EL CAMPO VOLCÁNICO JILOTEPEC, EDO. DE MÉXICO. UN CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO PLIOCENO EN EL SECTOR CENTRAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

Leyva Suárez Esther, Aguirre Díaz Gerardo J. y Nieto Obregón Jorge

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

El Campo Volcánico de Jilotepec (CVJ) se localiza a 100-120 km al norte de la Cd. de México, entre las coordenadas 99°20' - 99°50'W y 19°55'-20°21'N. Cubre un área aproximada de 2,669 km². Incluye 62 conos cineríticos, un amplio volcán escudo (volcán Nopala), y 30 domos aislados. Los resultados de este estudio incluyen un mapa geológico digitalizado en ArcView, colección de muestras para fechamiento radiométrico y análisis químicos, y varias secciones estratigráficas medidas. Se estima que el CVJ es de aproximadamente 2.5 Ma en base a edades reportadas por otros autores, aunque están en proceso nuevas edades. Los conos de escoria del CVJ son de composición basáltica-andesítica, con derrames andesíticos asociados. Los domos son andesíticos y dacíticos, con derrames asociados de composición similar. Las rocas del CVJ pertenecen a la serie calco-alcalina y calco-alcalina rica en K. Dentro del área de estudio se tienen complejos de domos aparentemente miocenos (San Lorenzo Nenamicoyán), de composición riolítica y andesítica y la caldera de Santa María Macua, del Plioceno.

Lineamientos de los conos y domos del CVJ presentan orientaciones principales de N45°W y N35°W, respectivamente, que se podría relacionar con la orientación principal del sistema regional Taxco-San Miguel de Allende, aunque está última es más bien NNW. No se observaron fallas importantes, a excepción de fallas NE al sur de Jilotepec y fuera del área de estudio, además de un escarpe orientado NNW al oeste de Encinillas que podría representar una falla normal, pero no se encontraron evidencias más claras para confirmarla. Los lineamientos de conos y domos podrían estar relacionados con posibles fallas cubiertas por los productos del CVJ.

Comparado con otros campos volcánicos monogenéticos del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano, como el Chichinautzin, Michoacán-Guanajuato, y Valle de Bravo, el CVJ es el más antiguo y con mayor cantidad de domos. Considerando los errores analíticos de las edades se sobrepone un poco con las fases iniciales y más septentrionales del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato.

Los datos generados en este estudio servirán para una mejor interpretación de la historia volcánica y tectónica del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano, y para realizar comparaciones de tipo geoquímico y de migración volcánica con otros campos volcánicos monogenéticos del CVM.

VUL-19 CARTEL

RASGOS ESTRATIGRÁFICOS PRINCIPALES DEL CAMPO VOLCÁNICO DE HUAUTLA, MORELOS, Y SU SIGNIFICADO EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

González Torres Enrique A.¹, Ramírez Pérez Erick², Morán Zenteno Dante J.¹, Martiny Bárbara¹ y Solé Viñas Jesús¹

¹ Instituto de Geología, UNAM

² Facultad de Ingeniería, UNAM
eagtgaia@geologia.unam.mx

Los trabajos geológicos preliminares realizados en el Campo Volcánico de Huautla (CVH) aportan información que permite efectuar algunos replanteamientos sobre su origen y significado geológico. El CVH está ubicado entre los límites de Morelos, Puebla y Guerrero, edificado en su mayor parte en el sector meridional de Morelos. En un contexto geológico se localiza al oriente de la Caldera de Tilzapotla, y tiene una superficie aproximada de 1,100 km².

Desde los trabajos clásicos de Fries (1966), hasta la cartografía geológica elaborada en los años recientes al CVH se le consideraba como un conjunto volcánico constituido predominantemente por derrames andesítico-dacíticos, además de materiales ignimbríticos que se atribuían como las facies distales de la Caldera de Tilzapotla.

En la cartografía geológica y análisis estratigráfico preliminar que hemos elaborado recientemente, se reconoce que el área expuesta de materiales ignimbríticos es sustantivamente mayor que la que se había reconocido con anterioridad, además de que existen argumentos para considerarlo un campo volcánico independiente de la Caldera de Tilzapotla, y que posiblemente constituye también otra caldera.

En el presente trabajo se muestra la cartografía preliminar del CVH, en la que se reconocen en forma general tres grandes secuencias volcánicas edificadas sobre rocas sedimentarias deformadas del Cretácico y del Paleoceno-Eoceno.

La base está constituida por secuencias de ignimbritas vitro-cristalinas con cuarzo y cristales de biotita euhedral "tipo Tilzapotla" y otra unidad de ignimbrita pumicítica, que por su naturaleza y colindancia con la Caldera de Tilzapotla en el sector poniente del CVH se le ha asociado con dicha caldera, sin embargo, actualmente se revalora la sobreposición de dichos eventos a fin de determinar las fuentes de emisión de las mismas. Las secuencias anteriores, están cubiertas por derrames predominantemente andesítico-dacíticos que generalmente rellenaron los cañones formados por las ignimbritas. Otra unidad importante, se ubica en la porción centro-occidental del CVH y está constituida por un extenso cuerpo hipabisal de textura porfirítica con cristales de plagioclasa.

Asimismo, se ha reconocido en los límites oriental y norte del CVH un importante control estructural, identificándose dos sistemas con direcciones predominantes NW43 en el borde oriental y otro de NE20.

Actualmente se realizan fechamientos de las secuencias antes descritas, a fin de determinar con precisión la edad del episodio volcánico que dio origen al CVH, sin embargo, las relaciones estratigráficas observadas muestran que el CVH es más joven que la Caldera de Tilzapotla.

El CVH en un contexto regional, adquiere un significado geológico de importancia, ya que al asociarlo con los centros volcánicos de la Goleta, al SE del Estado de México, Taxco y Tilzapotla, en Guerrero, se reconoce un importante alineamiento de una provincia de volcanismo silíceo en la Sierra Madre del Sur, la cual se desarrolló en varios eventos volcánicos que de acuerdo a los fechamientos disponibles están en un intervalo entre los 38 y 32 Ma. Este tiempo corresponde parcialmente a los principales eventos del volcanismo silíceo de la Sierra Madre Occidental.

VUL-20 CARTEL

HYDROTHERMAL ALTERATION AND DEBRIS FLOW/AVALANCHE HAZARDS AT COFRE DE PEROTE (MÉXICO)

Díaz Castellón Rodolfo¹, Hubbard Bernard², Carrasco Núñez Gerardo¹ y Sheridan Michael F.³

¹ Centro de Geociencias, UNAM

² U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, USA

³ State University of New York at Buffalo
rdiaz@geociencias.unam.mx

Cofre de Perote (Nauhcampatepetl) Volcano, located on the eastern Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB) is the oldest structure of the Cofre de Perote-Pico de Orizaba (CP-PO) range; with age ranging from 1.57 to 0.2 Ma.

Cofre de Perote is a compound volcano comprised of a series of superimposed domes varying in composition from andesitic to dacitic, and has experienced at least two major collapses resulting in deposits identified as "Xico Avalanche" and "Los Pescados debris flow". These two collapse events do not appear to be related to eruptive activity and are thought to have occurred during late Pleistocene and Quaternary times.

Volcanic edifice instability can be achieved through several factors, such as rainfall, hydrothermal alteration, seismic activity, tectonic setting, and presence of major structures, among others. In this study, we focus on hydrothermal alteration which causes reduction in rock mass strength and loss of structural integrity.

Hydrothermal alteration changes the composition of volcanic rocks to form clays and other hydrous minerals. To identify these minerals, we used remote sensing data, such as multispectral and hyperspectral satellite imagery. Using high spatial-resolution (15 m) ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) imagery, high spectral-resolution (196 bands) EO-1 Hyperion imagery and ground truth from an altered rock sample collected from Cofre's summit, we have been able to map the composition and distribution of altered rocks on the edifice and surrounding flanks of Cofre. The ground truth sample was analyzed in the laboratory using an Analytical Spectral Device (ASD) measuring visible-infrared reflectance from 0.4 – 2.5 mm. The Hyperion and ASTER imagery were both calibrated to reflectance using atmospheric correction software, and in the case of the latter, atmospheric water vapor values derived from MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

ASTER mineral maps validated with Hyperion spectra and ground truth samples shows three distinct zones of alteration dominated by: halloysite mixed with hydrous silica, strong ferric iron (hematite and/or goethite), and mixtures of halloysite and ferric iron. We have also identified the same minerals plus evidence of kaolinite, smectite and natroalunite in the Xico Avalanche and Los Pescados debris flow deposits using a combination of laboratory x-ray diffraction and visible-infrared spectral analysis. These results suggest that hydrothermal alteration may have facilitated the ancestral collapses of Cofre.

Further work is needed in validating these results, including additional field sampling, laboratory x-ray diffraction and visible-infrared spectral analysis. However, the use of spaceborne multispectral and hyperspectral imagery is useful for mapping such minerals on volcanoes prone to collapse and generation of debris avalanches and debris flows.

VUL-22 CARTEL

REACTIVACIÓN DE FALLAS NORMALES COMO GENERADORES DE AVALANCHAS EN PICO DE ORIZABA-UNA APROXIMACIÓN CON MODELACIÓN NUMÉRICA

Concha Dimas Aline
Instituto de Geología, UNAM
acdgaia@servidor.unam.mx

Pico de Orizaba ha sufrido durante su evolución eventos de colapso de dos paleoedificios. La dirección de colapso es diferente en cada uno de los casos. El primero ocurrió en la porción N-NE con movimiento de la masa resultante a lo largo del valle del río Jamapa. El segundo colapso ocurrió hacia el NE-E a lo largo del río Tetelzingo.

Evidencias en campo demuestran la existencia de fallas normales con rumbo NE40SW afectando al basamento además de existir varios alineamientos en dicha dirección afectando el cono actual.

Utilizando diferencias finitas en modelos bidimensionales se analizó una sección crítica elegida en base a la dirección de conos monogenéticos alineados alrededor del edificio principal y a la existencia de un lineamiento con actividad de fallamiento normal a lo largo del Río Jamapa.

Númericamente se evaluaron dos casos hipotéticos con datos geomecánicos y del macizo rocoso obtenidos en el edificio de Pico de Orizaba: uno con una falla vertical al centro del edificio volcánico y otro con falla vertical no centrada.

En el caso de la falla centrada, el campo de desplazamiento horizontal y de esfuerzos demuestran que la deformación es fuera del plano y paralelo a la traza de la falla. Mientras que en el caso de la falla no-centrada el desplazamiento es paralelo al plano de sección y perpendicular a la traza de la falla. Los resultados obtenidos demuestran que para el caso específico del Pico de Orizaba, el colapso puede ocurrir con reactivación de fallas normales y que el cambio de posición de dichas fallas relativa al edificio volcánico pudieron ocasionar el cambio de dirección de colapso tal como ocurrió durante la evolución de este volcán.

VUL-23 CARTEL

ESTUDIO PETROLÓGICO Y GEOQUÍMICO DE LOS ÚLTIMOS 1200 AÑOS DEL VOLCÁN EL CHICHÓN, CHIAPAS MÉXICO

Rueda Rojas Antonio, Mora Chaparro Juan Carlos y Sánchez Gómez Silvia
IPN
louudann@hotmail.com

El volcán El Chichón se encuentra situado en la porción noroccidental del Estado de Chiapas.

Las rocas del volcán El Chichón fueron clasificadas utilizando el diagrama TAS (total álcalis-silica diagram), (LeBas et al 1986), donde divide a las a las rocas volcánicas de acuerdo al contenido de sílice que presentan en: ultrabásicas con un contenido menor al 45%, básicas con un contenido entre 45–52%, intermedias con un intervalo de 52–63% y ácidas si el contenido en sílice es mayor al 63% (Rollinson, et al., 1993).

Estos eventos eruptivos se han caracterizado por tener un contenido de fenocristales y microfenocristales de plagioclasas que varían de 12% a 45Vol., anfíboles de 6.2% a 45 Vol., clinopiroxenos de 1.2% a 16Vol., y óxidos de hierro de 0.9% a 13 Vol.; rodeados por una matriz que varía de 43.1% a 56.2Vol., constituida por vidrio y microlitos. Los óxidos de hierro se encuentran esparcidos en toda la roca y como inclusiones minerales en las diferentes fases minerales.

Los productos emitidos dieron origen a los siguientes depósito:

La actividad eruptiva de hace 1200 años tipo pliniana con destrucción de domo, dio origen a una secuencia de oleadas piroclásticas (surge), un flujo de bloques y cenizas (FBC) y un depósito de caída. Tilling et al. (1984) y Espíndola et al. (2000.) El depósito de FBC y de caída están constituidos principalmente por pómez de composición traquiandesítica, con un contenido de SiO₂ del 57.5%p.

El evento de 900 años de tipo efusivo, produjo un depósito masivo constituido en su totalidad de pómez de color blanco (Espíndola et al., 1999.), de composición traquiandesítica, con un contenido de SiO₂ del 57.5%p.

Hace 500 años ocurrió un evento eruptivo de tipo pliniano a cráter abierto, que dio origen un depósito de caída constituido principalmente por pómez de color amarillo y líticos oscuros, las muestras del depósito de 500 años se ubican en la línea que divide a los basaltos traquiandesíticos y a las traquiandesitas, con un contenido (56.3–57.7%p de SiO₂). Asociado a la pómez se encontraron rocas de color oscuro identificadas como enclaves máficos (Macías et al., 2003), de composición basáltica, con un contenido en SiO₂ del 46 a 50 %p.

El depósito originado por el evento ocurrido en 1982 de tipo pliniano con destrucción de domo, es de color blanco amarillento a rosado, constituido principalmente por una secuencia de flujos de bloques y ceniza (FBC), oleadas piroclásticas (SURGES), depósitos de caída (Pómez) y lahares.

Los líticos juveniles de los depósitos de caída y flujos de bloques y cenizas son principalmente pómez (Cochemé et al., 1983), de composición traquiandesítica con un contenido de SiO₂ del 56.5 a 62%p.

Estudiar su historia evolutiva durante los últimos 1200 años, nos permitirá relacionar la actividad volcánica y la dinámica en la evolución de su sistema magmático.

VUL-24 CARTEL

LAHAR SAN NICOLÁS DEPOSIT IN THE NE FLANK OF POPOCATÉPETL VOLCANO: IMAGE PROCESSING ASSISTED VS. SIEVING SEDIMENTOLOGICAL STUDIES

González Huesca Alberto E. y Delgado Granados Hugo
Instituto de Geofísica, UNAM
lup@geofisica.unam.mx

Debris avalanche (DAD) and laharic (i.e. debris flow, DFD) deposits include a wide range of clast sizes and lithologies implying serious difficulties for their sedimentological study. Studies of DAD for instance, can not be achieved because of the presence of megaclasts. Similarly, DFD include meter-size blocks that are not possible to sample for granulometric studies, therefore whole grain size distributions for those deposits are mostly unknown. Traditional sedimentological analyses have important restrictions when studying these deposits. Sieving is not feasible most of the times (due to deposit hardness, block size, etc.), modal analyses of clasts are difficult, and several fabric-related works are mostly impossible or time-consuming, and thus, few studies are found in the literature. Processing of field-taken images of those deposits can be a way to tackle the problem. A method based on the tonality differences of clast types and their contrast with the matrix can be achieved by using image processing software. Having the proper images, the method would be capable to throw results on grain size distribution from block size clasts to micrometer-size particles.

This work shows the results obtained by applying image processing assisted sedimentological analyses to laharic sequences as compared with traditional methods. This study is focused on the Lahar San Nicolás (SNL) deposit distributed on the northeast flank of Popocatepetl volcano. This sequence was originated 1300 years BP and comprises 3 stratigraphic units. This laharic sequence is almost monolithological because most of the clasts are of a dark gray andesite, but pumice and reddish andesites are also found. Images were obtained at the outcrop before sampling was carried out for traditional analyses at the same place where the image was taken in order to better compare results. Samples were dried, disaggregated, sieved, weighed and data was processed and graphed in the usual way. Images were taken with a digital camera and a reflex camera (images were scanned afterwards). Size distribution, modal analyses, grain elongation and imbrication's direction were obtained at every clast size. Data was processed and graphed as in the traditional method. Here, we compare the granulometric and modal analyses obtained by the two methods in order to contrast the differences, advantages and disadvantages. Based on this, applicability of the method to carry out sedimentological studies of DAD and DFD, is discussed.

VUL-25 CARTEL

APLICACIÓN DEL SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA PARA EL ESTUDIO DE PELIGROS DEL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA

Téllez Alatorre José Armando, Navarro Ochoa Carlos, Cortes Cortes Abel, Bretón Gonzalez Mauricio y Zobin Peremanova Vyacheslav
Universidad de Colima
armando@cgic.ucol.mx

El volcán de Colima localizado en la parte occidental de la Republica Mexicana y en el cinturón Neovolcánico Mexicano. Teniendo una actividad importante con diferentes tipos de procesos eruptivos, presentando los siguientes peligros volcánicos: flujos piroclásticos, lahares, caída de ceniza, flujos de lava, y avalancha de escombros.

En este trabajo, usamos el Sistema de Información Geográfica (SIG) ArcView 3.1, para mostrar los peligros volcánicos del volcán de Colima. La base de datos para el (SIG) fue preparada usando la información acerca de la topografía, poblaciones, hidrología, vías de comunicación, infraestructura, y los principales peligros volcánicos para la zona volcánica expresados en el mapa de peligros volcánicos para el volcán de Colima.

VUL-26 CARTEL

FLUJOS PIROCLÁSTICOS SUBACUOSOS ASOCIADOS CON ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CRETÁCICO INFERIOR

Carrasco Velázquez Baldomero E.
Facultad de Ingeniería, UNAM
bcar@prodigy.net.mx

En el extremo occidental del Terreno Tectonoestratigráfico Maya se encuentra situada la Plataforma de Córdoba. Entre las poblaciones de Fortín y Zongolica, Ver. afloran las rocas de la Formación Xonamanca constituida por rocas piroclásticas (dacitas), rocas sedimentarias terrígenas (vulcarenitas, litoarenitas y litoarenitas feldespáticas) y en menor proporción por rocas carbonatadas (micrita y micrita fosilífera), el espesor estratigráfico conjunto es variables entre 393 y 600 m. La edad de la Formación Xonamanca es dada por su posición estratigráfica relativa, ya que cubre a la Formación Tepexilotla que en su parte superior tiene amonitas del Titoniano Superior y subyace a la Formación Tuxpanguillo que por sus tintinidos corresponde al Hauteriviano, por lo tanto, las rocas piroclásticas, terrígenas y carbonatadas de la Formación Xonamanca corresponden a la base del Cretácico Inferior (Berriasiano-Valanginiano).

Las evidencias de las estructuras sedimentarias, petrología, fósiles, y la posición y geometría de las facies (Cas y Wright, 1988), muestran que en la porción SSE del área (Zongolica) en los 600 metros de la Sección Xonamanca hubo tres eventos de flujos piroclásticos subacuados de 51, 184 y 55 m de espesor, intercalados con rocas epiclásticas formadas principalmente por vulcarenita, litoarenita y lutita arenosa, con estratificación cruzada, acanalamientos, bioturbación, glauconita, y un alga café llamada *Paleosargassum* sp.; en la parte media superior de la columna hubo condiciones propicias para formación de rocas carbonatadas (micrita fosilífera con miliólidos endémicos) intercaladas con bentonita, así como con dolomías cristalinas; la asociación de los flujos piroclásticos y de las rocas sedimentarias, revela que las condiciones de

sedimentación fueron marinas someras con circulación restringida y alta salinidad como lo manifiesta la paleoecología de los microfósiles asociados con las rocas epiclásticas y carbonatadas, a veces asociadas con glauconita.

En la porción NNW del área (Fortín), en la Sección Chicahuaxtla situada a 23 km de la Sección Xonamanca, el espesor de la sección se reduce a 393 metros, no hay la presencia de rocas epiclásticas, pero sí de una predominancia de capas gruesas con estructura laminada de micrita arcillosa fosilífera de tintínidos y Nannoconus, intercalada con bentonita y tóba? muy alterada con un intemperismo naranja-rojizo con espesores de 51, 54 y 21 m.

Las secciones stratigráficas intermedias entre las Secciones Xonamanca y Chicahuaxtla apoyan con sus evidencias por las facies y litología, que hubo una zona de transición entre ambas, confirmando que las condiciones marinas más someras y con mayor espesor de flujo piroclástico ocurrieron hacia el SSE del área, en tanto que en la parte NNW las condiciones fueron marinas y de mayor profundidad relativa.

Existen algunos ejemplos documentados en el record geológico de flujos piroclásticos subacuados, entre los que tenemos: la Toba Merrions del Devónico Inferior en el SE de Australia, la Formación Tokiwa en Japón, la Formación Ohanapecosh en Washington y la Ceniza Dali en Grecia, entre otros; la Formación Xonamanca de la Plataforma Cretácica de Córdoba parece favorecer una condición de sedimentación de flujos piroclásticos subacuados.