

Sesión Regular

Vulcanología

VUL-1

TECNOLOGÍAS DE INFORMACIÓN APLICADAS A LA VULCANOLOGÍA

Nolasco Calderón Lacendi

Escuela de Ingenierías, Universidad Madero

impulsos@gmail.com

Actualmente las tecnologías de información son herramientas avanzadas que apoyan la investigación en el área de las ciencias de la tierra, el futuro de la vulcanología se basa en gran parte gracias al desarrollo de software que permite a los especialistas en el tema generar conocimiento y fundamentar su estudio para revolucionar de forma continua esta importante disciplina.

El desarrollo de dichas tecnologías requiere de equipos multidisciplinarios para obtener proyectos de calidad que ofrezcan resultados tangibles.

En México los escasos sistemas informáticos orientados a la vulcanología que favorezcan los estudios de especialistas me han motivado a desarrollar un proyecto de tesis cuya finalidad sea la de innovar la manera de estudiar a los colosos del país así como del planeta Tierra en general. Dicha investigación busca crear una base de datos trabajando en Internet actualizada diariamente y segmentada de forma ordenada por medio de la colaboración de centros de investigación para apoyar el trabajo de vulcanólogos y entusiastas que requieran información de cualquier volcán objeto de su estudio.

Este sistema permitirá realizar análisis comparativos entre volcanes, gráficas que apoyen las comparativas, reportes básicos con datos relevantes del día y si el usuario lo requiere podrá obtener un histórico con información de días, meses o años anteriores.

La portabilidad es un factor determinante en la creación del sistema por lo que se desarrollara compatibilidad para que estos contenidos puedan ser leídos en computadoras convencionales con acceso a Internet hasta dispositivos móviles tales como: portátiles, PDA o celulares que cuenten con navegadores y tecnología Java para facilitar el manejo de los datos.

La centralización de la base de datos se prevé sea una compilación de uso habitual para cualquier vulcanólogo o estudioso de ciencias de la tierra y estará sujeto a mejoras durante la creación de la obra gracias a las aportaciones intelectuales que se brinden a lo largo del proyecto.

VUL-2

VARIACIONES DE CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

Salazar Peña Leobardo¹, Guevara González Gema¹, Godínez Juárez Paola², Antonio Carpio Ricardo², Solé Salgado Olimpia², Pérez Miranda Tonacacihuati², Ávila Dorador Lizbeth², Domínguez Mendoza Agustín², Angeles Marín Daniela², Pineda Gómez Nancy², Núñez García Ulises², Hernández Mexicano Gloria², Lara Corona Juan², Mayorga Ramos Marco Antonio², Pacheco Reyes Elidia², López Moya Armando², Pérez García Jesús², Acuña Torres Julio², Flores Magaña Eduardo², Flores García Emmanuel² y Vergara López José Luis²

¹Departamento de Geofísica, Ciencias de la Tierra, ESIA, IPN

²Instituto Politécnico Nacional

Isalazar@ipn.mx

Durante los ejercicios prácticos de la carrera de Ingeniería Geofísica llevamos a cabo un levantamiento magnético en el volcán Popocatepetl. Este consistió de dos perfiles que iniciaron en las cercanías de Tlamacas, uno de ellos extendido hacia el Oriente (cercanías de Santiago Xalitzintla) y el otro hacia el Occidente (cercanías de San Pedro Nexapa). A los dos días del levantamiento, el volcán emitió una fumarola que alcanzó aproximadamente 5 km de altura sobre el cráter. Ante la oportunidad de medir el efecto magnético por este evento eruptivo, a los tres días de éste, se procedió a levantar los mismos perfiles con las mismas estaciones.

Los datos corresponden a medidas de campo total, que inicialmente se corrigieron por variación diurna. Las estaciones de control de los perfiles se graficaron sobre un mapa topográfico del volcán para visualizarlas tanto en planta como en forma tridimensional. Teniendo el control de las estaciones, los datos se separaron y graficaron como pre-fumarólicos y post-fumarólicos para los dos pares de perfiles. Para la comparación se graficaron conjuntamente los datos pre-fumarólicos y post-fumarólicos.

Con el análisis de datos, se observó la diferencia de valores y se cuantificó la anomalía magnética por efecto de la fumarola en cada par de perfiles. Se determinó además la distancia a partir del cráter, en la cual el efecto sobre el campo magnético de la fumarola desaparece por la concordancia de datos. Esta distancia pudo correlacionarse con resultados de otras observaciones, principalmente con la distribución de epicentros de sismos volcánicos y valores de deformación.

La interpretación del fenómeno sugiere que el campo magnético terrestre local es afectado por la modificación de magnetización de la roca circundante en la chimenea volcánica y conductos al paso del material incandescente.

VUL-3

UN MODELO NUMÉRICO PARA EL COMPORTAMIENTO MECÁNICO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Novelo Casanova David A.¹, Valdés
González Carlos¹ y Ramírez Olvera Graciela²

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²Instituto de Educación Media Superior, Plantel Carmen Serdán

dnovelo@geofisica.unam.mx

Con el propósito de comprender las características del comportamiento mecánico del volcán Popocatepetl, se desarrolló un modelo numérico aplicando el método de elementos finitos por medio del paquete de software MODULEF. El modelo numérico fue construido considerando la topografía del edificio volcánico. El campo de desplazamientos fue generado por magma en ascenso representado por una fuerza aplicada a los nodos de la superficie del conducto volcánico simulado. Los resultados teóricos indican que bajo una presión vertical hacia arriba y a lo largo del conducto, los flancos del volcán tienden a separarse del cráter. Los máximos componentes radiales (9.2 x 10⁻³ m) y verticales (4.1 x 10⁻² m) son medidos en la dirección SW-NE en concordancia con la dirección de deformación observada durante la erupción volcánica de 1995. Las áreas de máximos desplazamientos coinciden con la distribución espacial de los hipocentros de la sismicidad local y aquellas zonas previamente identificadas en el Popocatepetl como regiones con un alto peligro volcánico. Los resultados también implican que la topografía tiene gran influencia en los campos internos de deformación y de desplazamiento del volcán.

VUL-4

REFLEXIONES SOBRE LA FORMA DE LOS MAARES EXCAVADOS EN ROCA SÓLIDA, CON ÉNFASIS EN LA JOYA HONDA, SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Aranda Gómez José Jorge y Carrasco Núñez Gerardo

Centro de Geociencias, UNAM

jjag@geociencias.unam.mx

La Joya Honda (JH) es un maar (s. s.) excavado en una secuencia plegada de caliza mesozoica. JH fue formado en el Cuaternario (K-Ar ~1.1 Ma) por magma máfico alcalino, tipo intraplaca. Uno de los rasgos morfológicos más característicos del cráter es su forma, casi perfectamente elíptica, con una relación de 3:2 entre sus diámetros mayor y menor. La geología en las paredes del maar indica que el agua que alimentó las explosiones freatomagmáticas provenía de un acuífero contenido en fracturas y/o cavernas en la caliza. Hay otros maares en San Luis Potosí, aproximadamente de la misma edad y formados por el mismo tipo de magma en, o muy cerca de, rocas calcáreas (e.g. Joya Prieta, Santo Domingo, Joya de los Contreras y El Banco) o en depósitos clásticos sin consolidar (Laguna de los Palau). Aquellos maares excavados totalmente en caliza tienden a ser elípticos, mientras aquél en un depósito de grava, es circular. Los cráteres excavados parcialmente en grava y caliza, tienen formas burdamente elípticas, pero son irregulares. Estas observaciones nos conducen a plantear varias hipótesis acerca de los factores que controlan la forma final del cráter: 1) el eje mayor los cráteres es paralelo a la orientación de las fracturas por las que ascendió el magma a la superficie, las erupciones freatomagmáticas sucedieron a lo largo de la fractura y es, por

tanto, un indicador de la orientación del tensor de esfuerzos al tiempo de la erupción; 2) todos los cráteres originalmente fueron circulares porque cerca de la superficie el conducto tenía la forma de un "plug" y su forma elíptica actual es producto de un fenómeno similar al de "borehole elongation", por lo que el eje mayor es un indicador de la orientación del tensor, posterior a la formación del cráter; 3) las variaciones en las formas de los cráteres son independientes de los tensores de esfuerzos y se relacionan a las propiedades mecánicas del medio excavado y a los efectos causados por la expansión de los gases y las ondas de choque causadas por las explosiones freatomagmáticas; 4) combinaciones de hipótesis 1 a 3, dado que no son excluyentes.

A diferencia de lo que sucede en otros maares (s.s.), en donde el agua comúnmente proviene de acuíferos darcianos en depósitos clásticos sin cementar, en JH y otros maares elípticos en SLP, las explosiones involucraron interacción magma-agua-roca sólida. Por tanto, en JH la expansión de los gases y el efecto de las ondas de choque causadas por las explosiones actuaron en un medio: 1) abierto o semiabierto – dado que algunas de las fracturas en el acuífero llegaban a la superficie – en donde la presión debió ser hidrostática por el peso de la columna de agua en las fracturas; 2) claramente anisotrópico, controlado por las capas plegadas y fracturas en la caliza; 3) con propiedades mecánicas radicalmente distintas a las de un depósito sin consolidar. Se cree que las anisotropías en el medio fueron el factor decisivo que determinó la forma y orientación del cráter de JH.

VUL-5

LA CALDERA LA CATEDRAL, SIERRA DE LAS CRUCES. UNA CALDERA AL NORPONIENTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO

Aguirre Díaz Gerardo¹, López Martínez
Margarita² y Rendón Márquez Gabriel²

¹Centro de Geociencias, UNAM

²División de Ciencias de la Tierra, CICESE

ger@geociencias.unam.mx

Aguirre-Díaz et al. (1999, UGM-Geos) y Aguirre-Díaz (2001, AGU-Eos) mencionan la existencia de una caldera en la parte norte de la Sierra de Las Cruces, que denominan como La Catedral, la cual fue mencionada posteriormente con ese mismo nombre por García-Palomo et al. (UGM-Geos, 2004). Mooser et al. (1996 -Atlas) ya la habían inferido y llamado entonces como caldera El Rehilete. Se trata de una estructura de forma elíptica, de 9x6 km, que forma una gran parte del sector norte de la Sierra de Las Cruces, entre Naucalpan (valle de México) e Ixtlahuaca (valle de Toluca). El nombre La Catedral proviene del nombre del pico más elevado (3780 msnm), ubicado al centro de la caldera.

La caldera incluye las siguientes secuencias: 1) una secuencia inferior de ignimbritas, depósitos de lapilli de pómez y ceniza de caída, oleadas piroclásticas, y lahares, 2) un anillo de domos (Riolita La Bufa) con depósitos de pómez asociados, 3) una secuencia de depósitos voluminosos masivos de flujos de bloques y ceniza y avalanchas de escombros, y 4) un grupo de domos intracaldera (Catedral, Palomas, Las Navajas) y depósitos piroclásticos asociados. Las ignimbritas de la secuencia inferior incluyen a la Ignimbrita Villa del Carbón en el flanco oriental de la sierra, y a la Ignimbrita Tlalpujahuilla en el flanco occidental. Ambas unidades contienen abundante pómez, contenido de líticos variable, y biotita, hornblenda, feldespato, y cuarzo. Las edades 40Ar-39Ar que hemos obtenido son

2.1+/-0.4 Ma para la Ignimbrita Tlalpujahuilla y 2.2+/-0.4 para el domo intracaldera La Catedral. Los valores son consistentes con la posición estratigráfica entre las unidades de La Catedral y las de estructuras volcánicas vecinas, como el caso de la Ignimbrita San Miguel de las Cañadas derivada de la caldera La Muerta (Gutiérrez-Palomares y Aguirre-Díaz, 2004), con una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de 2.6 +/- 0.1 Ma (no reportada anteriormente), que subyace a la ignimbrita Villa del Carbón, o el caso de la secuencia Mio-Pliocena vulcano-sedimentaria de la cuenca Taxhimay y productos Miocenos de los volcanes Chapa de Mota y El Templo, entre otros (Aguirre-Díaz y Carrasco-Hernández, 1999), que subyacen tanto a la Ignimbrita San Miguel de Las Cañadas, como a productos diversos de la caldera La Catedral.

La Catedral es la caldera más cercana al área metropolitana de la Ciudad de México y municipios conurbados del Estado de México. Seguramente el valle de México y los flancos de la Sierra de Las Cruces incluyen depósitos provenientes de esta caldera que aun no han sido reconocidos como tales. Por otra parte, por su edad la caldera La Catedral no representa ningún peligro con respecto a actividad volcánica pues se considera extinta. Sin embargo, debido al crecimiento de la zona urbana sobre depósitos no-consolidados de esta caldera, existe el peligro de deslizamientos durante las épocas de lluvia en paredones de antiguas zonas minadas, en escarpes de fallas, y en barrancas con fuertes pendientes.

VUL-6

LA CALDERA DE SAN PEDRO EL ALTO, TEMASCALCINGO, EDO. DE MÉXICO. UN NUEVO REPORTE DE UN VOLCÁN-CALDERA EN EL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

Roldan Quintana Jaime^{1 y 2} y Aguirre Díaz Gerardo²

¹Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM

²Centro de Geociencias, UNAM

jaimer@servidor.unam.mx

La caldera de San Pedro El Alto (SPEA) se localiza 72 km al NW de Toluca, junto al poblado de Temascalcingo, Estado de México. Es uno de varios aparatos volcánicos dentro del Graben de Acambay. La caldera está desplazada por fallamiento normal E-W con una pequeña componente lateral del sistema Acambay. La caldera SPEA evolucionó sobre un estratovolcán andesítico-dacítico aparentemente pliocénico. La caldera es una depresión de forma elíptica de 2.5 por 3 km, ahora más rectangular por las fallas post-caldera que la afectan. Eventos pre-caldera y asociados al desarrollo del estratovolcán incluyen lavas andesíticas y domos dacíticos durante etapas constructivas, y depósitos de avalancha en etapas destructivas. Productos relacionados con el evento caldérico incluyen a importantes depósitos de lapilli de pómez de caída con abundante contenido de líticos y espesores de algunas decenas de metros en las facies proximales, aparentemente asociados a eventos plinianos. También se observan ignimbritas y secuencias de oleadas piroclásticas, tanto en las facies proximales como intracaldera. El relleno intracaldera consiste en secuencias estratificadas de oleadas piroclásticas, brechas volcánicas, tobas retrabajadas y sedimentos lacustres.

Con la información de que se dispone para la caldera SPEA se pueden diferenciar tres fases volcánicas principales, (1) construcción del estratovolcán de composición andesítica-dacítica, (2) eventos destructivos de colapso lateral y formación de avalanchas de escombros tal vez relacionados con

sismos del sistema Acambay, y (3) fases explosivas y de colapso que formaron la caldera en la cima del volcán.

Los escasos datos isotópicos y de fósiles de vertebrados disponibles indican una edad de 1.2 Ma para los productos de la caldera. Esto último en base a edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de cenizas silíceas intercaladas con sedimentos lacustres con contenido de fósiles de vertebrados reportadas por Kowallis et al. (2003- GSA Cordilleran Section Abstracts) en el flanco sur de la caldera; cenizas que suponemos fueron emitidas por la caldera, aunque esto no se ha confirmado.

Estudios en proceso incluyen la elaboración de un mapa geológico y estratigrafía detallada de la región documentada con fechamientos radiométricos, sobre todo de los depósitos de avalancha, de los productos plinianos, y de los depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas y oleadas).

VUL-7

LA PEÑA DE BERNAL, QRO. UN DOMO DACÍTICO DEL MIOCENO TARDÍO

Aguirre Díaz Gerardo

Centro de Geociencias, UNAM

ger@geociencias.unam.mx

La Peña de Bernal se localiza a 50 km al NE de la Cd. de Querétaro. Es una estructura con morfología de un pico sobresaliente de aprox. 400 m de altura, que ha sido motivo de leyendas y conjeturas populares. La Peña de Bernal es ampliamente conocida y se considera un monumento natural de Querétaro, pero es escasa la información científica sobre ésta, ya que no había sido estudiada. No se conocían ni su edad ni su naturaleza física o química. Por lo mismo, preguntas básicas como ¿cuando y cómo se formó?, ¿cuál es su composición?, ¿se trata de un cuello volcánico, un intrusivo, o un domo?, ¿cómo afectó las rocas encajonantes?, no han sido resueltas. Para responderlas es necesario realizar un estudio geológico-geocronológico-geoquímico-petroológico, proyecto que estamos realizando los autores de este trabajo.

Nuestros estudios indican que la Peña de Bernal es un domo volcánico endógeno de composición dacítica ($\text{SiO}_2=67$ wt%) con una edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en plagioclasa de 7.8 +/- 0.3 Ma. La edad es similar a la de otros domos silíceos de la región, pero debe considerarse como preliminar pues están en proceso nuevas edades para confirmarla. El domo completo no se limita a la Peña de Bernal sino que se trata de un cuerpo semi-lenticular alargado de 6x4 km, orientado al N40E en su eje mayor, con la Peña en el extremo sur. El domo intrusióna sedimentos terrígenos-carbonatados Jurásicos de la Formación Trancas y calizas Turonianas de la Formación Soyatal. Ambas unidades están intensamente plegadas, especialmente Trancas. La Formación Trancas presenta metamorfismo regional de bajo grado que formó filitas con segregaciones de sílice amorfo y calcita. No se observan efectos importantes de metamorfismo de contacto causado por la intrusión del domo, salvo un ligero cocimiento y una leve alteración hidrotermal en las filitas en el contacto con el domo. El domo se encuentra intensamente fracturado en sus márgenes, sin llegar a estar brechado, y la filita encajonante se presenta cizallada e incluso con estrías en la zona de contacto, lo que indica que el domo se emplazó relativamente frío y prácticamente sólido (forcefully injected). La Peña de Bernal presenta foliación de domo, semivertical en su parte interna y más inclinada en los márgenes (55°), aparentemente no-concéntrica, y más bien paralela. La roca

tiene textura porfírica, con matriz microcristalina y remanentes de vidrio café (<20 vol%). Los fenocristales (<4.5mm) incluyen una gran variedad, principalmente plagioclasa y hornblenda, y menos abundante biotita, ortopiroxeno, clinopiroxeno, sanidino, cuarzo, y óxidos de Fe-Ti. Estudios con microsonda electrónica muestran texturas complejas de intercrecimiento de ilmenita y magnetita con piroxenos, zoneamiento complejo en feldespatos, y abundantes inclusiones fluidas y de vidrio en los feldespatos y cuarzo, todo lo cual se está estudiando para determinar las condiciones P-T de emplazamiento y para establecer la petrogénesis del domo junto con datos químicos traza e isotópicos en proceso. A pesar de su cercanía con la mina de oro San Martín (4 km al SW), no parece existir relación genética entre la Peña de Bernal y el yacimiento mineral.

VUL-8

PEPERITAS, DEPÓSITOS LACUSTRES, Y ANDESITAS DEL VALLE DE QUERÉTARO

Aguirre Díaz Gerardo y Nieto Obregón Jorge

Centro de Geociencias, UNAM

ger@geociencias.unam.mx

El valle de Querétaro se encuentra en una cuenca vulcano-sedimentaria originada por fallamiento normal de dos sistemas ortogonales, uno NNW y otro ENE, pertenecientes a los sistemas regionales Taxco-San Miguel de Allende y Chapala-Tula (intra-arco), respectivamente, que dieron lugar al Graben de Querétaro. Los depósitos vulcano-sedimentarios acumulados en la cuenca incluyen lavas andesíticas intercaladas con depósitos fluvio-lacustres y depósitos piroclásticos, tanto de caída como de flujo (ignimbritas y oleadas). Esta acumulación inició al menos hace 10 Ma y ha continuado hasta 5.6 Ma (mínimo) para las rocas volcánicas intercaladas, y hasta el Presente para los depósitos fluvio-lacustres. La cronología de eventos esta controlada por fechamientos radiométricos de las andesitas y depósitos piroclásticos de la secuencia. Esta secuencia está expuesta en los escarpes de falla que bordean el graben. De particular importancia son diferentes niveles de peperitas que no habían sido identificadas. Las peperitas se componen de lava andesítica fragmentada mezclada con depósitos de grano fino de origen lacustre, fluvio-lacustre, o tobas. Todos estos depósitos estuvieron saturados con agua en el momento del emplazamiento de las andesitas, produciendo una reacción explosiva al momento del contacto entre las lavas con los depósitos fríos y húmedos (lacustres o tobas). De lo anterior se deduce 1) la existencia de una depresión tectónica (graben) controlada por las fallas normales que dieron lugar a las condiciones sedimentarias de cuenca, 2) el ambiente sedimentario de cuenca indicada por los depósitos fluvio-lacustres, y 3) la contemporaneidad entre vulcanismo andesítico y depósitos húmedos lacustres y/o tobas para el desarrollo de peperitas. Afloramientos de peperitas se pueden observar en varias localidades del valle de Querétaro y en varios niveles estratigráficos, desde andesitas antiguas (10 Ma –Volcán La Joya) hasta andesitas más jóvenes (5.6 Ma –Andesita Cimatario). En ocasiones es posible observar el cambio gradual de una lava densa o vesicular a la zona de fragmentación y mezcla con depósitos húmedos pre-existentes de la cuenca. Los fragmentos son angulares a subangulares y generalmente vesiculares, con bordes densos de vidrio por enfriamiento repentino. La manera de emplazamiento fue de dos tipos, 1) junto a los conductos de las andesitas, ya sea por intrusión de diques, sills, cuerpos irregulares, o por domos andesíticos, y 2) por invasión de derrames de lava andesítica en depósitos húmedos lacustres o tobas. En algunos casos cercanos

a los conductos andesíticos es evidente una intensa alteración hidrotermal asociada al emplazamiento de la andesita, tanto en la misma andesita como en los depósitos afectados, formando zonas oxidadas, cloritizadas, silicificadas, y/o propilitizadas. Lo anterior sugiere condiciones favorables para la formación de yacimientos minerales de tipo hidrotermal, y por lo tanto para la prospección de éstos en la región.

VUL-9

MARCO MAGMÁTICO Y TECTÓNICO EN EL SECTOR S DE LA SMO: IMPLICACIONES EN LA METALOGENIA DE YACIMIENTOS EPITERMALES DE BAJA SULFURACIÓN

Nieto Obregón Jorge¹ y Aguirre Díaz Gerardo²¹Facultad de Ingeniería, UNAM²Centro de Geociencias, UNAM

nieto@servidor.unam.mx

El Sector Sur de la Sierra Madre Occidental, tiene como basamento al Terreno Guerrero, afectado por intrusivos graníticos del Terciario Medio. Se presenta vulcanismo del Eoceno (48.1 a 36.8 Ma), cubierto por un voluminoso paquete de ignimbritas del Oligoceno con edades entre 37 y 28 Ma, a su vez está cubierto por otro paquete ignimbrito con edades de 23 a 19 Ma, en el Sur del Sector.

El estilo tectónico en esta área es de poca extensión, con grabens orientados N-S a NNE-SSW, afectados por zonas de transferencia. La región comprendida entre los grabens de Aguascalientes y Bolaños, muestra estructuras extensionales, con un acentuado relieve topográfico. Destacan los grabens de Bolaños, Tlaltenango, Juchipila, Calvillo y Aguascalientes, bordeados por los horsts de Temastlán, Morones, Nochistlán- El Laurel, y la Sierra Fría, así como la Meseta basculada de la Presa Calles al W del Valle de Aguascalientes. En el área se encuentran varios conductos fisurales, asociados a las estructuras que limitan a los grabens.

Rocas del Eoceno ocurren en las zonas de barrancas hacia el E, N y W de la región. Las ignimbritas de Oligoceno, en contraste, están ampliamente distribuidas en las Sierras de Morones y Nochistlán y El Laurel. El vulcanismo del Mioceno Inferior ocurre principalmente en el Graben de Bolaños y hacia el sur del área.

El intervalo de 30 a 20 Ma esta representado por derrames piroclásticos, concentrados en los bloques de la Sierra de Morones, Tlaltenango, Bolaños y el área alrededor de Cinco Minas-San Pedro Analco-Hostotipaquillo, observandose una migración con el tiempo de NE a SW.

El área contiene importantes yacimientos epitermales, ligados al vulcanismo ignimbrito, tectónica extensional, cuerpos de agua contemporáneos con flujo superficial y/o subterráneo, influenciados por un relieve irregular. Las estructuras que limitan a los grabens, parecen haber regulado el emplazamiento de yacimientos epitermales vetiformes.

La diferencia entre la edad de la mineralización y la roca encajonante, observada en algunos yacimientos de este tipo, puede tener dos orígenes: 1) un sistema hidrotermal procedente de una cámara magmática de grandes proporciones, que se mantiene activa por un período de tiempo largo; ó 2) eventos magmáticos intrusivos posteriores que aportan los fluidos que circulan por las estructuras formadas previamente, durante la extrusión del material piroclástico.

Los yacimientos epitermales presentes son de baja sulfuración, de Au y Ag, asociados a lavas y rocas piroclásticas ácidas de ambientes de calderas. Consisten de vetas de cuarzo emplazadas en las ignimbritas del Super Grupo Volcánico Superior durante eventos extensionales. La edad de la mineralización es principalmente del Mioceno Inferior y tiene poca diferencia en tiempo con las edades de las rocas piroclásticas. Las minas de Bolaños, Cinco Minas, San Pedro Analco, Hostotipaquillo y otros distritos con mineralizaciones epitermales de baja sulfuración, son ejemplos de estos yacimientos.

VUL-10

LOS DOMOS RIOLÍTICOS DEL OLIGOCENO COMO GUÍA PARA LA EXPLORACIÓN DE YACIMIENTOS MINERALES

Tristán González Margarito^{1 y 2}, Labarthe Hernández Guillermo¹, Aguillón Robles Alfredo¹, Barboza Gudiño Rafael¹ y Aguirre Díaz Gerardo²

¹Instituto de Geología, UASLP

²Centro de Geociencias, UNAM

mtristan@uaslp.mx

En la Sierra Madre Occidental (SMOc) existen una serie de domos del Oligoceno que se emplazaron en un ambiente de tectónica extensional. En la parte central de la SMOc, en su mayoría son de composición riolítica; y en la porción meridional de la SMO, dentro de la Mesa Central (MC), su composición varía desde dacitas hasta riolitas con alto contenido en sílice. La edad de los domos varía entre 31 y 27 Ma, y en su mayoría son de tipo exógeno. Generalmente, se emplazaron después de la emisión de un paquete ignimbrítico conocido como flare-up. Se encuentran irregularmente distribuidos en la SMOc, y están controlados por sistemas regionales de fallas normales que utilizaron como conducto para su emplazamiento.

Los domos se asocian comúnmente con mineralización hidrotermal produciendo alteraciones como silicificación, oxidación, y depósitos de manganeso rellenando fracturas. Los domos riolíticos del occidente del estado de Durango (e.g. La Ciénega) poseen depósitos minerales importantes en sus márgenes y en estructuras internas a lo largo del conducto. En la zona de Basís, Durango, las obras mineras se encuentran en las márgenes de las raíces de domos riolíticos. En el sur del Distrito Minero de San Dimas, Durango, se aprecian domos en que la margen del conducto alimentador está por lo general silicificada y brechada hidrotermalmente, con depósitos de óxidos de hierro y manganeso y vetas de cuarzo con valores de Ag y Au. Los domos más grandes se ven cortados por innumerables vetas de cuarzo con valores importantes, por ejemplo, zona Ventanas-Mala Noche, Durango. En el área de Zacatecas muchas de las minas importantes se han relacionado con domos riolíticos que presentan silicificación intensa y están conectados unos con otros por diques y vetas de cuarzo. Estos domos siguen un patrón de fallas bien definido y sus depósitos metálicos son de oro, plata, plomo, zinc. En cuanto a los domos riolíticos de la MC, en los estados de Durango, Zacatecas, San Luis Potosí y Guanajuato, Huspeni et al., (1984) nombró a esta franja como Cinturón Mexicano de Estaño, ya que muchos de ellos son portadores de estaño fumarólico que fue explotado como placer. El estaño se encuentra en fracturas y huecos en forma botroidal (casiterita) y puede estar asociado con cristales de topacio. Estos domos pueden presentar en la base de sus lóbulos cercanos a su fuente importantes depósitos no-metálicos (caolín, zeolitas), y en casos como en la Sierra de Guanajuato, valores de

Au y Ag asociados a los conductos de los domos. Otro caso donde la mineralización hidrotermal está ligada a las raíces o conductos de domos es Real de Asientos-Tepezalá (Aguascalientes), donde las obras mineras están en las márgenes del sistema de diques que se asocian al domo de Altamira donde se ha explotado Ag, Pb, Zn y Cu.

VUL-11

DIQUES PIROCLÁSTICOS EN FALLAS DE EXTENSIÓN ALIMENTADORES DE IGNIMBRITAS, EN EL OCCIDENTE DE CAMPO VOLCÁNICO DEL RÍO SANTA MARÍA, S.L.P.

Tristán González Margarito^{1 y 2}, Labarthe Hernández

Guillermo¹, Aguillón Robles Alfredo¹, Torres

Hernández José Ramón¹ y Aguirre Díaz Gerardo²

¹Instituto de Geología, UASLP

²Centro de Geociencias, UNAM

mtristan@uaslp.mx

En la Sierra Madre Occidental (SMOc) en su porción SE, se localiza el Campo Volcánico del Río Santa María (CVRSM), donde se encuentran las rocas volcánicas más antiguas de la región (Labarthe-Hernández, et al., 1989). A unos 20 km al sur de la ciudad de San Luis Potosí, donde el Graben de Villa de Reyes (GVR) sufre una inflexión hacia el norte, se encuentran tres fosas tectónicas estrechas denominadas Enramadas, Paso Blanco y El Arriate, además de una serie de fallas normales escalonadas en dominio con sus bloques basculados al NE, las cuales son ortogonales al GVR. Las fosas varían en anchura entre los 400m y 1.5 km, por 3.0-6.0 km de largo. Están limitadas por fallas normales de rumbo predominante N45°W, con inclinación entre los 60°-70° y tienden a estrecharse y desaparecer hacia el SE. Estas fosas se encuentran dentro de lo que se conoce como Provincia de Cuencas y Sierras de la República Mexicana, donde las principales estructuras son fosas y pilares tectónicos (fosas, semi-fosas y pilares) que localmente forman bloques basculados (Stewart 1998; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

Las tres fosas mencionadas se formaron dentro del evento de máxima extensión documentado entre los 26 y 28 Ma (Labarthe-Hernández et al., 1982; Tristán-González, 1986; Aranda-Gómez 1989; Aranda-Gómez et al, 2000), Su construcción se desarrolló en unidades lávicas que formaron domos de composición intermedia (Traquita Ojo Caliente y Latita Portezuelo) de 31 Ma. El relleno de las fosas consiste de flujos de ceniza y pómez, oleadas piroclásticas y tobas de caída y en algunos casos epiclásticos y conglomerados más recientes; el paquete no rebasa los 100 m de espesor. Su edad se ha estimado pre-ignimbrita Panalillo Superior (26 Ma).

Los productos piroclásticos de la ignimbrita Panalillo Inferior que rellenaron las fosas y depresiones entre los domos, fueron emitidos por un enjambre de diques cuyo espesor varía de unos centímetros hasta decenas de metros, que se alojaron principalmente en segmentos a lo largo de las fallas normales que limitan las fosas. Los diques se presentan en dos generaciones 1) Los que dieron origen a los depósitos más voluminosos y se encuentran principalmente en las fallas marginales de las fosas, y 2) diques de menor espesor, de ceniza fina que cruzan a los depósitos piroclásticos iniciales y que se observan en fracturas en los depósitos anteriores. En conjunto la actitud estructural de los diques tienden a ser paralelos a las fallas principales cuya actitud promedio es de N65°W/80°SW.

El sistema de fallas normales con orientación NW se formó paralelo a las serie de fuentes de estas lavas que en conjunto forman cadenas de domos, por lo que se infiere que los reservorios de lavas utilizaron fallas pre-existentes con esa dirección y que al reactivarse siguieron con la misma actitud formando las fosas, y por lo tanto, son los conductos nuevos para la última etapa piroclástica del área.

VUL-12

EVOLUCIÓN TECTONO-MAGMÁTICA DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DEL CAMPO VOLCÁNICO RÍO SANTA MARÍA, EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ Y GUANAJUATO

Aguillón Robles Alfredo¹, Medina Romero Erik², Tristán González Margarito^{1 y 3} y Torres Hernández José Ramón¹

¹Instituto de Geología, UASLP

²Facultad de Ingeniería, UASLP

³Centro de Geociencias, UNAM

aaguillonr@uaslp.mx

El Campo Volcánico del Río Santa María (CVRSM), forma parte de la última porción hacia el SE de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental, en la porción meridional del estado de San Luis Potosí, este campo abarca desde el hombro oriental del Graben de Villa de Reyes unos 30 km al sur de la ciudad de San Luis Potosí, hasta las inmediaciones del Realito y El Refugio al sur oriente del estado en los límites con el estado de Guanajuato. El CVRSM está conformado por la secuencia volcánica más antigua en la región. Las estructuras generadas se han asociado a la tectónica extensiva del evento Cuencas y Sierras (Basin and Range) del Centro de México (Stewart, 1972), que generó un sistema de fallas normales NW-SW de ángulo alto predominando el estilo de dominó, con sus bloques basculados al NE y en menor cantidad fosas tectónicas estrechas (Labarthe-Hernández et al., 1982; Labarthe-Hernández et al, 1984, Tristán-González, 1986, Tristán-González, 1987)

En general su parte occidental del CVRSM, está dominado por una cadena de domos exógenos de composición intermedia con orientación NW-SW, que en su mayoría representan las fuentes por donde salieron lavas de la traquita Ojo Caliente, cuyo paquete fue afectado por las fallas normales, las que posteriormente fueron utilizadas como conductos para la salida de productos volcánicos más jóvenes. En el campo CVRSM se han reconocido grandes estructuras dómicas entre las que sobresalen el Domo del Tepozán, del Pelillo, los de Villela etc. Los flujos de ceniza voluminosos de la Ignimbrita Santa María que forman la base de la secuencia en esta porción del campo, se ha interpretado que proceden de la Caldera de Milpa Grande, localizada al oriente de este campo (Labarthe-Hernández et al, 1984). El CVRSM en su porción occidental se encuentra cortada por una gran estructura NE-SE que se nombra como el Graben de Villa de Reyes (Labarthe-Hernández et al., 1982; Tristán-González, 1986).

El campo volcánico se inició alrededor de los 32 Ma, con la emisión de un paquete grueso de flujos piroclásticos, posteriormente empezó la emisión de derrames de composición intermedia (traquita Ojo Caliente) y derrames con características andesíticas que conforman el gran volumen de la Caldera de Milpa Grande; culminando con derrames esporádicos de lavas andesíticas y un derrame riolítico alternado con un derrame de andesita basalto.

Conforme a los análisis de elementos mayores y al diagrama de clasificación (LeBas et al., 1986), las lavas de la parte occidental del CVRSM, varía desde andesitas potásicas hasta riolitas enriquecidas en potasio, el patrón de tierras raras normalizadas a condritas, muestran un mayor fraccionamiento de tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas. De acuerdo al análisis de la unidad más voluminosa (traquita Ojo Caliente), se interpreta que esta unidad sean derivados de la mezcla de dos magmas diferentes (Medina-Romero et al., 2005).

VUL-13

INFLUENCIA DE LOS MICRO SISMOS EN EL ÁREA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL SOBRE LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA

García López Ramón¹, Molina Saucedo Edgardo², Martínez Bringas Alicia³ y Arellano Baeza Alonso Alejandro⁴

¹Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Sinaloa

²Centro de Ciencias de Sinaloa

³Centro Nacional de Prevención de Desastres

⁴Departamento de Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Chile

rgarcia@uas.uasnet.mx

Como es sabido, México es uno de las regiones con gran actividad volcánica de América del Norte. En particular, la actividad volcánica en el México central se debe a la constante subducción de las placas de Cocos y Rivera por la placa de Norteamérica. Esta actividad se ve reflejada también en gran cantidad de microsismos registrados durante el constante monitoreo del volcán Popocatepetl. Sin embargo la relación entre esta actividad sísmica y posibles erupciones volcánicas no ha sido muy clara. En este estudio se analizan los cambios en la estructura geológica de la zona del volcán para distintos niveles de actividad microsísmica. Estos cambios fueron detectados aplicando el análisis de lineamientos a las imágenes multiespectrales de alta resolución, obtenidos por el satélite ASTER (TERRA). Estos cambios se han manifestado en la variación en el número y dirección de lineamientos observados. Se ha encontrado una fuerte relación entre los cambios estructurales y la magnitud y profundidad de los sismos.

VUL-14

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD EN EL VOLCÁN CITLALTÉPETL DEL 13 DE AGOSTO DE 2005 AL 31 DE AGOSTO DE 2005

González Ortiz Alma Abigahyl¹, Gutiérrez Rodríguez Ricardo¹, Martínez Bringas Alicia², González Pomposo Guillermo¹ y Valdés González Carlos³

¹Benemérita Universidad Autónoma de Puebla

²Centro Nacional de Prevención de Desastres

³Instituto de Geofísica, UNAM

abigahylg19@yahoo.com.mx

El volcán Citlaltépetl se localiza a 19°01'N, 97°16'W, 5,675 m. dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano y en la frontera entre los Estados de Puebla y Veracruz, caracterizado por tres estados de formación. En la primera fase se desarrolló la base

de este estrato-volcán, en la segunda etapa, formó la caldera y la generación de domos andesíticos y dacíticos, con numerosos bloques y flujos de ceniza, en la tercera etapa, se formó un nuevo cono que cubre la mayor parte de la caldera y los domos internos, con una alternancia de flujos de lava andesítica y erupciones piroclásticas. En la última etapa de su formación se presentó una fase eruptiva-efusiva con un evento pliniano y flujos de lavas que fluyeron del cráter superior hacia abajo y en todas direcciones.

Este volcán se considera actualmente activo. A lo largo de su vida el volcán ha presentado grandes erupciones que han provocado colapsos masivos del edificio, produciendo avalanchas con volúmenes que exceden a 1 Km³. Esta actividad está asociada a fluidos y gases magmáticos e hidrotermales que fracturaron el edificio.

En este trabajo se plantea el análisis del comportamiento de la sismicidad generada en el interior del volcán Citlaltépetl, en espacio y tiempo, a través de los parámetros de fuente de los sismos registrados, ya que por medio del monitoreo sísmico es posible establecer criterios para definir el comportamiento del volcán y modelar su estructura interna.

El análisis preliminar de la sismicidad del volcán Citlaltépetl, consistió en integrar un catálogo de los eventos registrados, utilizando como criterio de clasificación los establecidos en el volcán Popocatepetl (Volcanotectónicos, de Periodo Largo, Explosiones y Tremor). Además, con las señales sísmicas digitales, se realizó un filtrado de ruido de los registros para obtener el espectro de las señales y determinar la frecuencia de las amplitudes máximas.

Dentro de los resultados encontrados, es importante mencionar que la frecuencia predominante es de 1 Hz. (1 seg.) para las amplitudes máximas de las trazas sísmicas. En el periodo de tiempo (citar las fechas de análisis) en el cual se realizó este trabajo, no se ha observado un incremento significativo de la actividad del volcán Citlaltépetl; por lo tanto podemos considerar que el volcán está estable.

VUL-15

MAGNETIC CHARACTERISTICS OF FRACTURE ZONES AND CONSTRAINTS ON THE SUBSURFACE STRUCTURE OF THE COLIMA VOLCANIC COMPLEX, WESTERN MEXICO

López Loera Héctor¹, Urrutia Fucugauchi Jaime² y Alva Valdivia Luis M.²

¹Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica

²Instituto de Geofísica, UNAM

hlopezl@ipicyt.edu.mx

Detailed magnetic anomaly surveys over the central and southern sector of the Colima rift are analyzed to investigate the subsurface structure of the Colima volcanic complex (CVC) and the tectonic setting of Colima rift. CVC is formed by three composite andesitic volcanoes aligned north-south: Cantaro, Nevado de Colima and Colima. Total magnetic field at stations spaced every 0.5 km was measured along 8 profiles, with an overall length of 284.5 km, which allow identification of seven rock assemblages with characteristic magnetic anomalies: (1) Atenquique Formation associated to volcanic sand and gravel derived from CVC volcanoes; (2) igneous, meta-igneous, and clastic sedimentary rocks; (3) lavas and scoriae of basanite to minette composition erupted from the cinder cones located in the northwestern CVC sector; (4) volcanic debris avalanche deposits from the collapse of ancestral Colima; (5) pre-caldera andesitic

lavas and breccias from Nevado de Colima, covered by younger ash and scoria-fall layers; (6) pre-caldera Colima andesitic lavas and breccias covered by younger ash and scoria-fall layers; and (7) post-caldera Colima andesitic lavas and breccias. The Colima rift eastern and western margins are associated to characteristic magnetic anomaly lows. We recognize fractures and fault zones of local and regional character; large structures include Montitlan, La Lumbre-Tamazula, and La Escondida faults. Fault zone magnetic anomalies are interpreted in terms of lateral contrasts produced by a step model (normal faulting) and assuming nonmagnetic thin elongated bodies surrounded by volcanic rocks of high magnetic susceptibility and high remanent magnetization intensity.

VUL-16

NUEVOS DATOS GEOQUÍMICOS PARA FLUIDOS HIDROTERMALES DE LOS YACIMIENTOS DE ALTA TEMPERATURA LOS HUMEROS, ACOCULCO Y LOS AZUFRES, MÉXICO

Bernard Romero Rubén¹, Taran Yuri¹, Inguaggiato Salvatore², Ramírez Guzmán Alejandro³ y Tello Hinojosa Enrique⁴

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Palermo, Italia

³Unidad académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

⁴Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, CFE

rbernard@geofisica.unam.mx

Un muestreo de fluidos hidrotermales ha sido realizado de pozos geotérmicos y manifestaciones naturales en los campos termales de Los Humeros, Aocolulco y Los Azufres, en México. El objetivo del estudio es la obtención de nueva información geoquímica de la interacción magmática-hidrotermal dentro de estos sistemas hidrotermales de alta-temperatura pertenecientes a diferentes partes de la FVTM. Determinaciones de isótopos de He, análisis de isótopos de nitrógeno e isótopos de carbono en el par CO₂-CH₄ y análisis de elementos traza que no se han hecho antes para estos campos geotérmicos. Contamos con mediciones de elementos mayores y traza en aguas separadas de pozos y aguas de manantiales; con composición de gases en burbujas y de gas de vapor separado y fumarolas; isótopos de He, carbono y nitrógeno en todas las muestras.

Todos los campos geotérmicos son caracterizados por altas relaciones de ³He/⁴He, cercano a valores de MORB (> 7.2 Ra, donde la relación atmosférica Ra es 1.39#10⁻⁶) superior que ³He/⁴He para el arco Centro Americano (~6 Ra) y superior que eso ha sido reportado por Polyak et al. (1987). Con la corrección para la contaminación de aire, la relación N₂/Ar en los gases de Los Humeros son superiores a las del aire-saturado de agua, indicando la presencia de nitrógeno no atmosférico, origen cortical. Isótopos de carbono de metano con valores pesados, poco comunes para los sistemas hidrotermales (#13 C= -19‰) en casi todos los fluidos de pozos de Los Humeros sugieren un origen abiogénico.

Las altas concentraciones de boro en fluidos hidrotermales de Los Humeros y Los Azufres hacen posible el uso de este componente como un indicador para las condiciones presión-temperatura en esos acuíferos geotérmicos.

VUL-17

NATURALEZA POLIGENÉTICA DE UN DOMO RIOLÍTICO: CERRO PIZARRO

Carrasco Núñez Gerardo¹ y Riggs Nancy²

¹Centro de Geociencias, UNAM

²Department of Geology, Northern Arizona University, USA

gerardoc@geociencias.unam.mx

Los domos riolíticos son comúnmente considerados como volcanes de tipo monogenético, es decir, hacen erupción una sola vez, aunque su actividad puede comprender diferentes estilos eruptivos que van desde la inyección de lava viscosa, que puede o no formar un caparazón vítreo, hasta sucesiones de erupciones explosivas de tipo freático o freatomagmático, con eventuales columnas eruptivas pequeñas de diferente naturaleza. Esta actividad comprende periodos discretos que comúnmente ocurren en periodos del orden de años, décadas o hasta quizás, centenares de años. El caso del Cerro Pizarro parece seguir un patrón evolutivo más complejo que incluye etapas alternadas de erupciones explosivas y efusivas, con una fase de formación de un criptodomo y una etapa de colapso sectorial.

El Cerro Pizarro es un domo riolítico aislado que emitió un volumen aproximado de 1.1 km³, localizado en la parte central de la cuenca de Serdán-Oriental, en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. Esta zona se caracteriza por presentar un vulcanismo monogenético de tipo bimodal que comprende tanto conos de ceniza y lava, y volcanes tipo maar de composición basáltica, como domos y algunos maars de composición riolítica. La actividad del Cerro Pizarro inició hace aproximadamente 200 ka con erupciones explosivas seguidas por actividad freatomagmática, las cuales precedieron a la formación de un domo central que desarrolló un caparazón externo vítreo. Este domo tuvo algunos colapsos parciales que produjeron pequeños flujos de bloques y cenizas, y posteriormente fue intrusado por un criptodomo, que deformó tanto al domo como a las capas subyacentes. Esta actividad indujo el colapso del sector occidental del domo inicial, formando un depósito de avalancha de escombros pequeño. Después de un prolongado periodo de quietud, ocurrió el emplazamiento de un pequeño domo en la cima del volcán hace 116 ka, el cual fue seguido por otra extensa etapa de erosión hasta hace 64 ka, cuando ocurren erupciones explosivas tanto magmáticas como freatomagmáticas, que produjeron los depósitos piroclásticos (oleadas y caídas) que circundan el volcán.

Las notorias interrupciones (hiatus) en la actividad eruptiva del Cerro Pizarro, con periodos de aproximadamente 50 a 80 ka, muestran claramente el carácter poligenético de este volcán, con una evolución compleja que no es común en este tipo de estructuras volcánicas.

VUL-18

OBSERVACIONES DE CAMPO Y SIMULACIONES MEDIANTE LAHARZ DE FLUJOS DE ESCOMBROS DEL VOLCÁN DE COLIMA

Gavilanes Ruiz Juan Carlos¹, Varley Nick²,
Capra Pedol Lucia³ y Cortés Cortés Abel⁴

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

²Centro de Intercambio e Investigación en Vulcanología, Universidad de Colima

³Universidad Nacional Autónoma de México

⁴Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima

gavilan@uocol.mx

Se realizaron mediciones directas mediante cinta y GPS de anchuras y profundidades de los cauces secos, así como de los depósitos de los principales flujos de escombros en las barrancas La Lumbre y Montegrande, ocurridos durante la temporada de lluvias de 2006, así como observaciones estratigráficas. Mediante el cálculo de las áreas cubiertas por los depósitos con programas de cómputo para datos de GPS se estimaron los volúmenes de los principales lahares y se hicieron comparaciones con imágenes de satélite y con modelaciones obtenidas mediante el programa LaharZ.

Hasta el 25 de agosto de 2006, los volúmenes individuales de los lahares no excedieron los 50,000 m³ en la barranca Montegrande ni los 300,000 m³ en la barranca La Lumbre. En las principales unidades de flujo se ha observado una gradación normal en las partes distales, así como una tendencia a presentar soporte granular sin matriz, lo cual representa el frente de un flujo turbulento. El resto del depósito se constituye de oleadas laminares, esto es, clastos rodando al frente del flujo, mientras que el cuerpo principal y la parte posterior son laminares debido a la selección del material por gravedad y se forma esa gradación normal pero el depósito es bastante fino.

Las simulaciones con LaharZ, con los volúmenes más frecuentes (menores a 500,000 m³), se corrieron tanto sobre la topografía digital de INEGI como sobre la LIDAR, de mayor resolución, observándose las siguientes diferencias:

Con la de INEGI, los flujos inundan más pero el volumen se agota antes y alcanzan una distancia más reducida. Hay una marcada diferencia en la inundación lateral, con la de INEGI es notablemente exagerada pero los flujos tienen un espesor más reducido, mientras que con la LIDAR son muy elevados. Estas diferencias tienen una fuerte implicación en el análisis del riesgo.

VUL-19

LA ERUPCIÓN PLINIANA DE 1913 EN EL VOLCÁN DE COLIMA

Saucedo Girón Ricardo¹, Gavilanes Ruiz Juan Carlos², Arce Saldaña José Luis³, Macías Vázquez José Luis⁴ y Rodríguez Ríos Rodolfo⁵

¹Universidad Autónoma de San Luis Potosí

²Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias del Ambiente, Universidad de Colima

³Instituto de Geología, UNAM

⁴Instituto de Geofísica, UNAM

⁵Universidad Autónoma de San Luis Potosí

rgiron@uaslp.mx

La erupción de 1913 se ha tomado como el ejemplo típico de las erupciones de gran magnitud que el Volcán de Colima ha presentado en los últimos 500 años, por tanto las expectativas en cuanto a riesgo volcánico en la región giran en torno a una erupción de este tipo. Sin embargo, al momento poco se conoce sobre el mecanismo eruptivo, magnitud y alcances de los productos piroclásticos de esta erupción.

Los resultados de los estudios realizados sobre esta erupción han mostrado que

la erupción de 1913 fue compleja, dado que en un periodo de 24 horas se presentaron tres fases eruptivas derivadas de igual número de mecanismos eruptivos.

La erupción inició (fase I) con algunas explosiones y generación de pequeños flujos piroclásticos tipo Merapi de alcance limitado (4km), que se depositaron en las barrancas ubicadas al Sur-Suroeste del volcán. Posteriormente las explosiones fueron escalando en frecuencia y violencia generando flujos piroclásticos tipo Soufrière con alcances de hasta 9.5 km.

Por último, durante la fase más violenta se generaron flujos piroclásticos de ceniza, pómez y escoria que se encauzaron por todas las barrancas del volcán con alcances de 13 a 15 km, asociados la generación de oleadas piroclásticas (surges), cuyos depósitos han sido localizados en los flancos Sur y Norte del Nevado de Colima, a distancias de hasta 8 km al Norte del Volcán de Colima, lo que indica que éstos remontaron barreras topográficas de más de 500 m de altura, mientras que hacia el Sur fueron localizados a 9.5 km del volcán. En esta fase se desarrolló una columna eruptiva pliniana de 21 km de altura que se sostuvo por varias horas, dando origen a un importante depósito de caída aérea (C2) que cubrió un área aproximada de 164, 000.00 km², hasta una distancia de más de 720 km del volcán, al cual se le estimó un volumen del orden de 0.99 km³ (0.31 km³ DRE).

VUL-20

MODELLING CONDUIT PROCESSES AT VOLCÁN DE COLIMA, MEXICO: INTERPRETATION OF MONITORING DATA

Varley Nick¹, Stevenson John¹, Johnson Jeffrey², Colvin Anna³, Weber Klaus¹, Sanderson Richard¹, Hébert Marie-Claude⁴ y Reyes Gabriel¹

¹Universidad de Colima

²University of New Hampshire, USA

³Michigan Technical University, USA

⁴University of McGill, Canada

nick@uocol.mx

Recent observations suggest that Volcán de Colima may have entered a pre-Plinian phase. Activity has been increasing and has been almost constant since 1998. It is critical to try and understand the complex seismicity and the relationship between the different observed parameters, and to identify the signals detectable by the monitoring network that might indicate an imminent catastrophic eruption.

The majority of activity over the past 8 years has consisted of Vulcanian eruptions of small to moderate size; the largest producing pyroclastic flows reaching over 5 km. These greater magnitude events during March to September 2005 included the largest explosions since the last Plinian eruption in 1913. Swarms of low frequency seismic events were associated with each explosion; smaller swarms have been observed with some relatively small eruptions. These have been examined statistically with variations observed in the magnitude-frequency relationship of each swarm and their distribution. Physical parameters, such as the ascent velocity, SO₂ flux and thermal emission of the eruption plume are being recorded above the crater. These are then being compared to the energy release, both seismic and acoustic to try and understand the conduit processes that lead to explosive eruptions. It is clear that small variations within the conduit system can lead to a transition between effusive and explosive activity. With frequent transitions, Volcán de Colima provides an ideal opportunity to analyse variations in the signals that can be observed and deduce relationships with changes within the conduit that influence magma ascent and degassing, such as its volatile contents or ascent velocity.

The upper edifice of Volcán de Colima is complex with several vents that can be active for both effusive and explosive eruptions. Relationships are being sought between the seismicity resulting from fluid and gas movements and the active vent for the subsequent eruption. Events are often complex with various pulses and switching between vents. A large range of both ascent velocities for ash jets and the ash contents of the column have been measured. Correlations with the thermal emission of the eruption column have been observed. The complexity of the relationship between these parameters and the seismic signal is being scrutinized with the goal of validating published numerical models.

This multiparametric study will help to define the most efficient monitoring strategy for Volcán de Colima and have implications for similar andesitic volcanoes. A model of the magmatic conduit processes will help to explain the significance of different variables.

VUL-21

MONITOREO INFRARROJA DE LAS FUMAROLAS DEL VOLCÁN DE COLIMA

Stevenson John y Varley Nick

Universidad de Colima

johnalexanderstevenson@yahoo.co.uk

Las cámaras infra-rojas permiten mediciones remotas de temperatura en lugares que son demasiado peligrosos para hacer mediciones directas. Hay numerosas fumarolas en la orilla del cráter de Volcán Colima, que está actualmente en un estado de inquietud y están produciendo eventos explosivos múltiples cada día. Después de enero de 2006, las fumarolas han sido medidas regularmente desde el Nevado de Colima (a una distancia de 5.8 km) usando una cámara infra-roja Variocam (longitud de onda: 8-14 micrómetros).

El análisis preliminar está basado en las temperaturas aparentes, sin correcciones por efectos atmosféricos y por el tamaño de los píxeles, extraídos de secuencias de imágenes termales tomadas en intervalos de cinco segundos. En cada imagen se miden las temperaturas máximas aparentes de tres fumarolas, la temperatura máxima aparente del campo de vista, y las temperaturas promedio aparentes de dos regiones en los flancos del volcán. Las gráficas resultantes muestran cambios en las temperaturas aparentes durante las secuencias, causados por cambios en las fumarolas mismas, calentamiento solar y la presencia de nubes.

Para monitoreo a largo plazo, un programa de Matlab selecciona automáticamente datos de imágenes nocturnas y sin nubes, y calcula temperaturas promedio en cada región de interés para cada secuencia. Las temperaturas promedio máximas aparentes de la fumarola más caliente se extienden entre 30 a 40 grados centígrados, con máximas a mediados de marzo y a finales de julio.

Unos experimentos y modelos matemáticos están dirigidos a la estimación de

las temperaturas verdaderas de las fumarolas, que dependen de la distancia

del cráter (que cambia el tamaño de los píxeles) y de la transmisividad de la atmósfera (controlada por la humedad relativa y la temperatura ambiental). También se presentan algunos resultados de estos cálculos.

VUL-22

ESTUDIOS DE BALÍSTICOS EN ERUPCIONES VULCANIANAS DEL VOLCÁN DE COLIMA: ESTIMACIÓN DE LA ENERGÍA CINÉTICA

López Rojas Mario y Varley Nick

Universidad de Colima

mario_lopr@hotmail.com

Las erupciones Vulcanianas se caracterizan por desarrollar violentas explosiones discretas que lanzan al exterior fragmentos líticos procedentes de la roca encajonante o de tapones solidificados de magma (domos) que impiden la salida del gas.

Posterior a la erupción de 1913 del Volcán de Colima, se han documentado varias explosiones Vulcanianas, y se han intensificado a partir de las explosiones de 1999. El periodo

de tiempo entre actividad efusiva y explosiva ha disminuido. Las erupciones explosivas sucedidas en 1999 y 2003 ocurrieron después de etapas efusivas. Dichas erupciones no han sido estudiadas en su caracterización y mecanismos. Una de las manifestaciones de estas erupciones son los productos balísticos y su análisis es el objeto de este estudio.

El efecto de arrastre del aire modifica la trayectoria de los proyectiles lanzados en las explosiones; este depende de la forma y tamaño de los fragmentos, y de la velocidad, principalmente. Los proyectiles balísticos analizados presentan velocidades iniciales subsónicas ($< 1\text{Ma}$) para una forma esférica ideal y un coeficiente de dragado C_d de 0.5.

El rango de diámetros de los impactos fue de 0.15 a 10.2 metros para las explosiones de 1999, y de 0.22 a 9.1 metros para las explosiones de 2003. Se registraron variaciones en la forma de los impactos, en función del ángulo de caída, tipo de suelo (arenoso o con vegetación) y tipo de balístico (densidad). Los mapas de distribución de impactos registran una orientación norte-noroeste para la explosión del 17 de julio y norte para las explosiones del 2 y 28 de agosto, de 2003; y norte-noreste para las explosiones del 10 de febrero, 10 de mayo y 17 de julio, de 1999. Para el estudio se registraron 496 impactos de las explosiones de 1999 y 439 impactos de las explosiones de 2003.

A través de la masa total expulsada y la velocidad promedio se hizo una estimación de la energía cinética para las explosiones de 1999 y 2003; los datos de la energía cinética calculada de las explosiones de julio y agosto de 2003 se comparan con la energía sísmica cuantificada con registros de banda ancha de otra investigación previa.

VUL-23

ANÁLISIS DE LOS EVENTOS EXPLOSIVOS DEL VOLCÁN DE FUEGO 1999 – 2003

Núñez Cornú Francisco Javier, Vargas Bracamontes Dulce María, Suárez Plascencia Carlos y Sánchez John

Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, Universidad de Guadalajara

pacornu77@yahoo.com.mx

Durante el proceso eruptivo efusivo que ocurrió a finales de 1998-1999 se instalaron 3 estaciones digitales triaxiales en el Volcán de Fuego lo que permitió registrar las mayores explosiones ocurridas entre 1999 y 2004 (con excepción del 10 de febrero de 1999): 10 de mayo 1999, 17 de julio 1999, 29 de julio 1999, 2 de febrero 2001, 17 de julio 2003, 2 de agosto de 2003 y 29 de agosto de 2003 sin que la señal se sature. No es una tarea fácil cuantificar el tamaño de estas explosiones por la gran cantidad de factores involucrados y las diferentes condiciones en que ocurren, además diferentes autores utilizan diferentes métodos, utilizando las amplitudes sísmicas registradas para estas explosiones la mayor es la correspondiente al 2 de febrero del 2001, esto no coincide los reportes de otros autores. A partir de estos registros se observan diferentes características en la forma de onda y en el espectro para cada una las explosiones lo que indica que no es un proceso estacionario. Estas explosiones generan ondas atmosféricas que se observan claramente en el registro debido al acoplamiento de las ondas con el suelo y el sensor. Se observan dos tipos de onda: ondas de choque (sónicas) con frecuencias de 11 a 13 Hz y de presión (infrasónicas) con frecuencias entre 31 y 33 Hz. Con base a estos antecedentes y la información macrosísmicas se clasificaron estos eventos en dos tipos "Explosiones" las que muestran ondas de

choque y "Exhalaciones" (grandes emisiones de gas y ceniza) en las cuales solo se observa la onda infrasónica, en esta última clasificación caen los eventos del 29 de Julio de 1999 y del 29 de agosto de 2003, que en ambos casos son las mayores de cada una de las series. Utilizando la onda de choque generada por la explosión del 10 de mayo de 1999 se propone un modelo de velocidades para la estructura superior del volcán.

VUL-24

ESTUDIO DEL PROCESO ERUPTIVO 2003-2005 DEL VOLCÁN COLIMA A PARTIR DE LAS SEÑALES SÍSMICAS

Núñez Cornú Francisco Javier¹, Vargas Bracamontes Dulce María² y Suárez Plascencia Carlos¹

¹Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, Universidad de Guadalajara

²Centro de Sismología y Volcanología de Occidente, Universidad de Guadalajara

pacornu77@yahoo.com.mx

El proceso eruptivo actual del Volcán Colima se ha caracterizado por presentar varias fases efusivas y explosivas. Durante el periodo de estudio, 2003-2005, ocurrió una serie de eventos explosivos con VEI igual o menor a 3. Muchas de las explosiones de este proceso eruptivo se registraron en las estaciones sismológicas digitales triaxiales operadas por la Universidad de Guadalajara y Protección Civil Jalisco. Las señales de estos eventos se registraron no sólo en las estaciones ubicadas en el edificio volcánico, sino también en las estaciones ubicadas en la costa norte de Jalisco y en el Volcán Ceboruco a 184, 182 y 200 km de distancia, respectivamente. Se presenta un estudio de dichas señales.

Cada evento explosivo es precedido por un evento sísmico, sin embargo, las localizaciones de estos eventos no presentan una fuente común bajo la estructura del volcán, lo cual confirma la existencia de una estructura compleja con más de un conducto. Por otro lado, a partir de la información contenida en las formas de onda, los espectros y las representaciones en tiempo-escala (wavelets), se sugiere que los procesos de fuente son no-estacionarios, lo cual implicaría que, para el periodo estudiado no puede formularse un modelo general de fuente de las explosiones del Volcán Colima. Mediante el uso de ensamblajes se determinó que las velocidades del sonido de las diversas ondas de choque tienen una variación de cerca del 10% alrededor del volcán. No se observa una clara relación entre la amplitud de las ondas sónicas y subsónicas con la magnitud de la señal sísmica.

VUL-25 CARTEL

DEPÓSITOS DE AVALANCHA RECIENTES DEL VOLCÁN COFRE DE PEROTE, VERACRUZ, MÉXICO

Rodríguez Vargas José Luis, Carrasco Núñez Gerardo y Díaz Castellón Rodolfo

Centro de Geociencias, UNAM

joseluisrv@hotmail.com

El volcán Cofre de Perote es un complejo volcánico (compound volcano) de composición andesítica, localizado en el extremo septentrional de la Cordillera Volcánica Cofre de Perote-Citlaltépetl (CVCPC), en el sector oriental de la Faja

Volcánica Transmexicana. La actividad del Cofre de Perote comenzó hace 1.6 Ma y aparentemente cesó hace 0.24 ± 0.05 Ma con un flujo de lava dacítico en la cima del volcán.

En la cima del volcán se observan escarpes en forma de herradura que hacen evidente la existencia de varios eventos de colapso del edificio volcánico. Por lo menos dos depósitos de avalancha (Los Pescados y Xico) han sido identificados hacia el flanco este del Cofre de Perote, quedando expuestos a lo largo del río Los Pescados. A la avalancha Xico, se le ha asignado una edad de radiocarbono de 10, 000 yr B.P., mientras que a la avalancha-lahar Los Pescados una edad de 44, 000 yr B.P., ambos con características físicas distintivas.

La edad de las avalanchas es claramente más joven que la edad en la que finalizó la actividad del volcán, lo que hace suponer que los colapsos fueron aparentemente disparados por mecanismos no asociados a actividad volcánica contemporánea. Por lo tanto, conocer las características de los procesos que generan estos eventos es de gran importancia para una apropiada evacuación del peligro volcánico de esta zona, considerando que se trata de un volcán extinto. La distribución preferencial de otros depósitos de avalancha hacia el oriente, asociados a los estratovolcanes Las Cumbres y Citlaltépetl, sugiere un fuerte control estructural en el que muy posiblemente la configuración irregular del basamento es el factor dominante que controla la dirección del sector a colapsarse.

VUL-26 CARTEL

TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL: UN CASO DE ESTUDIO APLICADO AL VOLCÁN TRES VÍRGENES, B. C. S.

Wong Ortega Víctor M.

División de Ciencias de la Tierra, CICESE

vwong@cicese.mx

La tomografía sísmica local, LET (Local Earthquake Tomography) es una herramienta para la investigación en tres dimensiones de la velocidad sísmica, en áreas sísmicamente activas. La tomografía sísmica local usa los tiempos de llegada de las ondas sísmicas de fuentes de ubicación incierta para inferir así variaciones de las velocidades en un contexto tridimensional. Se parte de un modelo unidimensional de la estructura de velocidades, que sirve como modelo de referencia o inicio para la inversión tridimensional. Diferentes estudios han demostrado que hay una fuerte dependencia entre los datos usados (localización y tiempos de origen de los sismos) y la imagen obtenida. Por ejemplo, en sismología es usada para conocer la estructura de velocidades en una zona de falla, o en zonas de subducción y en vulcanología es usada, como un método que permite conocer la estructura interna tridimensional de los volcanes, para un mejor entendimiento del sistema de ascenso del magma y la evolución geológica del edificio volcánico.

En nuestro caso de estudio, en la región volcánica Tres Vírgenes, Baja California Sur, se efectuó la inversión simultánea de hipocentros y de la estructura tridimensional de velocidades en una zona de $20 \times 24 \times 10$ km³, que incluye al complejo volcánico Las Tres Vírgenes. Las relocalizaciones hipocentrales obtenidas con el modelo de velocidad 3D resultante muestran variaciones con respecto a las localizaciones hechas con el modelo 1D. Entre los factores que contribuyen a estas variaciones están la eliminación de los tiempos de ondas S en la relocalización, el cubrimiento acimutal de las estaciones y la zona de ocurrencia de los eventos. En el interior de la zona de inversión la diferencia entre epicentros fue hasta de 2 km, mientras que en su periferia se

observaron diferencias de hasta 6 km. Las mayores variaciones en la profundidad focal se observaron para sismos localizados bajo las estructuras volcánicas El Azufre y El Viejo. Bajo estas estructuras las profundidades determinadas con el modelo 3D son más someras que las determinadas con el modelo 1D. Por otro lado, se determinaron zonas de baja velocidad en el flanco sur del volcán La Virgen y en la porción sur de la Caldera El Aguajito. Una de estas zonas de baja velocidad está localizada en el Cañón el Azufre y en la zona de alteración hidrotermal. La distribución de velocidades en la zona de los volcanes muestra una distribución uniforme, tanto horizontal como verticalmente, indicando una estructura de velocidades muy similar a profundidades mayores de los 8 km. La mayor variación lateral de la velocidad se observa en la zona del cañón El Azufre cuyo efecto se puede apreciar hasta 7 km de profundidad. Las variaciones en la velocidad observadas en el interior de la zona de inversión se pueden deber, entre otras razones, a efectos inducidos por la cubierta volcánica inhomogénea, a la parte superior del basamento granítico fracturado, a las altas temperaturas de la zona de los volcanes y al contenido de fluidos en las fracturas de las rocas de la zona geotérmica.

VUL-27 CARTEL

ACTIVIDAD VOLCÁNICA EXPLOSIVA DEL PLEISTOCENO TARDÍO EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO TACANÁ, MÉXICO-GUATEMALA

Borjas Hernández Ma. de Lourdes¹, Arce Saldaña José Luis¹,
Macías Vázquez José Luis² y García Palomo Armando¹

¹Instituto de Geología, UNAM

²Instituto de Geofísica, UNAM

bhludos@yahoo.com.mx

De acuerdo con los datos estratigráficos, el Complejo Volcánico Tacaná ha presentado una amplia variedad de eventos volcánicos, desde erupciones efusivas con el emplazamiento de flujos de lava, colapsos de sus flancos, hasta erupciones altamente explosivas de tipo pliniano a subpliniano. En el sector NE del complejo se han identificado 10 depósitos piroclásticos entre los más importantes se encuentran Pómez de Caída I, Pómez de Caída II, Avalancha Chichuj, Flujo de Bloques y Cenizas I, Oleada Piroclástica, Pómez Sibinal, Flujo Piroclástico La Vega, Pómez de Caída IV, Flujo de Bloques y Cenizas II y Pómez Tacaná. Estos depósitos fueron originados a partir de ocho erupciones ocurridas durante un período de 29 mil años, lo que da una recurrencia de 4,833 años. De estos depósitos resaltan la Secuencia Avalancha Chichuj fechada en 24,650 años AP, la Secuencia Pómez Sibinal de 23,540 años de edad y el último evento de tipo pliniano ocurrido hace <14 mil años denominado Pómez Tacaná. En particular, la Pómez Sibinal tiene una distribución muy amplia, con un eje principal de dispersión hacia el E-NE, con espesores de hasta 2.7 m a una distancia de 12 km. De acuerdo con los datos petrográficos y geoquímicos se observa una variación composicional de andesita a andesita-basáltica, dentro de la cual las fases mineralógicas presentes son plagioclasa, piroxeno, óxidos de Ti y Fe y en menor cantidad hornblenda. Tanto los datos químicos como petrográficos sugieren varios eventos de inyección de magma básico en una cámara magmática localizada por debajo de este complejo volcánico, fenómeno que seguramente disparó las erupciones explosivas.

Los depósitos de estas erupciones han cubierto áreas extensas en los alrededores del complejo volcánico donde

actualmente se encuentran varias poblaciones como: Chichuj, La Haciendita, Vega del Volcán, La Vega, Sibinal y Tacaná, en Guatemala entre otras, que además de ser afectadas de manera directa por erupciones futuras como las que ha registrado el complejo, también sufrirían daños por la remoción del material piroclástico deleznable (lahares), que dejan las erupciones explosivas.

VUL-28 CARTEL

FLOW DIRECTIONS IN THE TUFF OF SAN FELIPE

Hernández Méndez Gianna¹ y Stock Joann²

¹University of Puerto Rico, Mayaguez

²California Institute of Technology, USA

gianna.hernandez@gmail.com

The Tuff of San Felipe is an alkalic rhyolite pyroclastic flow deposit 12.6 Ma years in age that crops out in northeastern Baja California and Sonora, Mexico. It is a key horizon in the reconstruction of the Gulf Extensional Province because it was erupted prior to the onset of major extension in this part of the Gulf of California. Rifting of the Gulf of California divided the ignimbrite so that part of it is located on the North America Plate in Sonora, and part on the Pacific Plate, northern Baja California. The vent area is thought to lie in the coastal region near Punta Chueca, Sonora. Through this project we want to understand how the ignimbrite flowed away from the vent and further determine the probable location of the vent. Samples were collected NW of Hermosillo and southeast of Hermosillo, Sonora. Nine rock samples from the basal vitrophyre and other near-basal levels of the ignimbrite were prepared, sliced, and photographed. The high-resolution digital photos were analyzed using computer fabric bulk analysis programs to identify the orientations of acicular lapilli and crystals. The resulting data are then combined into a deformation ellipsoid and the flow direction deduced from the direction of maximum elongation in the plane of flattening. This project attempts to determine flow direction from the vent by looking at the flow characteristics of the samples, and reconstructing deformation processes by analyzing the rock fabric.

VUL-29 CARTEL

CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA SECUENCIA DE CAÍDA PÓMEZ EZEQUIEL MONTES, QRO.

Hernández Rojas Javier, Carrasco
Núñez Gerardo y Aguirre Díaz Gerardo

Centro de Geociencias, UNAM

jhernandez@geociencias.unam.mx

La Pómez Ezequiel Montes (PEM) es una secuencia de caída Pliniana asociada a la formación de la Caldera Amazcala hace aproximadamente 7.3 Ma. Esta caldera es una de varias que han sido reconocidas en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Tiene una forma elíptica de 11 x 14 km de diámetro y está localizada a 30 km al NE de la ciudad de Querétaro.

La PEM está constituida por una alternancia de depósitos de caída, cuyos clastos van de lapilli fino hasta lapilli grueso, intercalados con depósitos de oleada de unos cuantos cm de espesor y horizontes de retrabajo. Se caracteriza por tener un

espesor de hasta 32 m y una amplia distribución, a lo largo de 2 ejes principales de dispersión orientados tanto al SW como al SE con respecto a la caldera, por lo cual representa un buen horizonte marcador estratigráfico. La secuencia es similar en composición (riolita), y litológicamente está dominada por pómez gris a gris oscuro, mostrando en ocasiones una superficie de alteración hidrotermal, con menores cantidades de líticos. En este estudio, 12 secciones han sido medidas para observar las variaciones laterales y para correlacionar a la PEM. A 19 km al SE de la caldera, la PEM está formada por 14 unidades, alcanzando un espesor de 32 m, mientras que al SW (14 km) está constituida por solo 7 unidades con un espesor de 16 m. Tanto el tamaño de los fragmentos de pómez como el espesor de las unidades identificadas, disminuyen alejándose de la fuente, lo cual confirma que la PEM fue emitida de la caldera. El trabajo de campo a detalle sobre la PEM hace más comprensible una correlación sobre la secuencia en el lóbulo SW, mientras que hacia el SE, debido a la falta de exposición de canteras es necesario apoyarse en datos de pozos así como también en análisis químicos.

El análisis granulométrico, de componentes y de densidades realizado a la PEM ayuda a reconstruir la dinámica de la erupción. Además, las caídas de pómez en la secuencia representan condiciones de columnas altas derivadas de erupciones plinianas que causaron una amplia dispersión de los productos piroclásticos.

VUL-30 CARTEL

ERUPCIÓN DE MAGMA RIOLÍTICO Y BASÁLTICO EN LA HOYA DE ESTRADA

Cano Cruz Marisol y Carrasco Núñez Gerardo

Centro de Geociencias, UNAM

mcano@geociencias.unam.mx

Hoya de Estrada es un cráter de explosión (maars) dentro del Campo Volcánico de Valle de Santiago (CVVS), Gto., ubicado en el extremo nor-oriental del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano. El CVVS está compuesto por alrededor de 13 maars, los cuales se encuentran orientados en la dirección preferencial NNW-SSE. El cráter Hoya de Estrada se encuentra en la intersección con una segunda orientación E-W, y se caracteriza por tener una composición riolítica, lo cual contrasta con el resto de los maars del CVVS que poseen una composición máfica.

La estratigrafía de H. de Estrada esta basada en 5 secuencias piroclásticas que están distribuidas en la parte E, NE, N, NW y W del cráter. Estas fueron agrupadas en dos unidades separadas por una discordancia ondulante. La correlación estratigráfica de esas secuencias fue determinada con base a una capa índice o rasgos característicos, como en este caso por la discordancia. La unidad inferior está caracterizada por secuencias de oleadas endurecidas, con algunas intercalaciones de capas masivas de lapilli grueso, sin matriz, compuesto por material juvenil (riolita y pómez riolítica) y líticos accesorios (andesitas, basaltos, escorias, clastos alterados u oxidados). Las oleadas están compuestas por material fino (tamaño de ceniza a lapilli fino), con presencia de lapilli acrecional, estructuras de impacto balístico y estratificación de ondulante a cruzada.

La unidad superior está compuesta por capas masivas de lapilli medio a grueso, con algunas intercalaciones de capas delgadas, finas, endurecidas, algunas veces presentan depresiones de impacto balístico y estratificación ondulante. Esta unidad se

caracteriza por tener en la parte basal material juvenil (riolita y pómez riolítica) con pequeñas inclusiones de basalto, las cuales son más abundante hacia la parte media y superior. En ocasiones se llega a presentar capas masivas de lapilli grueso de basalto (ejemplo sección NE, N, NW). Hacia la parte superior de esta unidad y final de la secuencia piroclástica se tiene componente juvenil (pómez) con una coloración más oscura y presencia de pómez bandeada, que sugiere la inyección de magmas basálticos durante el ascenso de los magmas riolíticos. Esto es corroborado por la presencia de diques basálticos cortando la secuencia de maar.

Las secuencias estratigráficas de H. de Estrada indican fluctuaciones en el estilo eruptivo, con erupciones freatomagmáticas, que presentan inyecciones periódicas de magmas riolíticos y, al final de la secuencia eruptiva, basálticos, aunque sin ocurrir una mezcla de ambos magmas.

VUL-31 CARTEL

LA IGIMBRITA ALACRÁN Y SU RELACIÓN CON CONDUCTOS FISURALES ASOCIADOS A LAS FALLAS MAESTRAS DEL GRABEN DE BOLAÑOS, JALISCO

Gutiérrez Palomares Isaac y Aguirre Díaz Gerardo

Centro de Geociencias, UNAM

igutierrez@geociencias.unam.mx

La Ignimbrita Alacrán presenta depósitos correlacionables en la margen oriental y en la margen occidental del graben de Bolaños, principalmente en las secuencias inferiores, sin embargo, hacia la parte superior presenta variaciones en cuanto al contenido y proporción de clastos de pómez y líticos, grado de silicificación, y grado de soldamiento.

La secuencia inferior consta de una sucesión de depósitos de oleadas silicificadas intercalados con depósitos de flujos de ceniza de pómez y algunos depósitos de caída de pómez, esta secuencia presenta un espesor en la margen occidental de 7 a 30 m; y en la margen oriental presenta un espesor de alrededor de 6 m.

Sobre la secuencia anterior se encuentra un depósito de brecha co-ignimbritica, en la margen oriental este depósito tiene espesores de 30 a 50 m, estructura masiva y contiene líticos de lavas riolíticas y andesíticas de hasta 2 m de diámetro. En la margen occidental esta brecha está compuesta por varios horizontes de 2 a 3 m de espesor, con diferentes proporciones de líticos de lavas riolíticas y andesíticas de hasta 1 m de diámetro. Esta secuencia tiene un espesor de aproximadamente 30 metros.

Sobreyaciendo a la brecha co-ignimbritica está el cuerpo principal de la ignimbrita el cual tiene un espesor en la margen oriental del graben de Bolaños de hasta 350 m y en la parte occidental presenta espesores de alrededor de 200 m. Este depósito presenta una sucesión de horizontes con abundancia de líticos de lavas riolíticas y andesíticas de hasta 25 cm de diámetro y horizontes con abundancia de clastos angulosos de pómez color blanco y amarilla de hasta 30 cm de diámetro, en algunos horizontes estos clastos de pómez se observan ligeramente colapsados. La matriz de este depósito está compuesta por abundante ceniza de pómez, y escasos cristales de sanidino. Algunos de estos horizontes presentan mayor grado de silicificación por procesos secundarios como fase de vapor. Intercalados entre estos horizontes se han identificado depósitos de oleadas piroclásticas compuestas por líticos y clastos de pómez de tamaños de ceniza, acomodados en láminas delgadas

formando estratificación cruzada de bajo ángulo, el espesor de estos depósitos de oleadas varía de 20 cm a 2 m.

La diferencia en el contenido y proporción de líticos y clastos de pómez, grado de silicificación, grado de soldamiento, así como la intercalación de estos depósitos de oleadas piroclásticas le dan a esta ignimbrita una apariencia pseudo-estratificada.

De acuerdo a las características observadas en campo, esta ignimbrita se asocia a los conductos fisurales producidos por las fallas maestras del graben de Bolaños con orientación NE-SW. Por medio de estos conductos fisurales se emplazaron domos post-ignimbrita de composición riolítica, algunos de estos domos se relacionan con yacimientos hidrotermales, como en el caso de los distritos mineros de Bolaños y San Martín de Bolaños.

El conjunto de estas y otras características presentes en el graben de Bolaños y los depósitos de ignimbrita asociados coinciden con el modelo de graben-caldera propuesto por Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003).

VUL-32 CARTEL

PERCEPCIÓN DE RIESGO VOLCÁNICO SEGÚN LA DISTANCIA AL VOLCÁN DE COLIMA COMPARANDO TRES COMUNIDADES POR JALISCO Y TRES POR COLIMA

Landín Orozco José Guadalupe¹, Montesinos López Osval Antonio², Landín Orozco Saúl Israel¹, Hernández Suárez Carlos Moisés³ y Varley Nick¹

¹Facultad de Ciencias, Universidad de Colima

²Facultad de Telemática, Universidad de Colima

³Instituto de Innovación y Desarrollo Tecnológico, Universidad de Colima

landin_7@hotmail.com

El volcán de Colima es uno de los volcanes más activos de México y por ende los habitantes de las comunidades aledañas están, permanentemente, bajo un alto riesgo. Sin embargo, en estas localidades desde 1997 no se ha realizado un estudio formal sobre la percepción de riesgo volcánico. Por tanto, el objetivo de esta investigación es conocer si la distancia al Volcán de Colima es un factor que afecta de manera significativa la percepción de riesgo volcánico de los habitantes. Por ello, se estudiaron tres localidades en Colima (La Becerrera (12 km), Suchitlán (18 km) y Colima (32 km)) y tres en Jalisco (Tonila (13 km), El fresnito (15 km) y Ciudad Guzmán (26 km)) para estudiar el efecto de la distancia en la percepción del riesgo volcánico. Se aplicó un cuestionario de 19 reactivos, el mismo en las seis localidades a 360 individuos que se eligieron al azar y 60 por localidad. Además, se estudio el efecto de la edad (se establecieron 3 rangos de 7-12, 13-18, 19 o más años), el sexo (hombres y mujeres), el nivel de escolaridad (primaria, secundaria, bachillerato y licenciatura o más). De acuerdo con el ANDVEVA y el análisis canónico discriminante, se encontró que en efecto existe diferencia significativa en la percepción de riesgo según la distancia al Volcán de Colima y que este es inversamente proporcional a la distancia, ya que las comunidades con mayor percepción fueron La Becerrera y Tonila; mientras que las comunidades de Colima y Cd. Guzmán presentan una menor percepción. En cuanto al nivel de estudios y edad también se encontró que existen diferencias significativas y que a menor nivel de escolaridad y menor edad mayor es la percepción del riesgo. Por otro lado, se observó que estadísticamente las mujeres presentan una mayor percepción del riesgo en comparación con los hombres.

VUL-33 CARTEL

MECANISMO ERUPTIVO Y SEDIMENTOLOGÍA DEL FLUJO PIROCLÁSTICO GENERADO POR LA ERUPCIÓN DEL 17 DE JULIO DE 2003 EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA

Muñoz Martínez Erika¹, Saucedo Girón Ricardo¹ y Gavilanes Ruiz Juan Carlos²

¹Universidad Autónoma de San Luis Potosí

²Centro Universitario de Investigaciones en Ciencias del Ambiente, Universidad de Colima

erikabom@hotmail.com

El Volcán de Fuego de Colima (3860 msnm; 19°31'45"N y 103°37'01"W), se ubica en el sector SW del Cinturón Volcánico Mexicano y junto con los volcanes Nevado de Colima (4330 msnm), y Cántaro (3000 msnm), forma el Complejo Volcánico de Colima (CVC), y dado su recurrente actividad es considerado el volcán más activo de México.

La generación de flujos piroclásticos de bloques y ceniza ha sido una constante a lo largo de la historia del Volcán de Fuego de Colima, solo en los últimos 5 años ha generado 13 flujos piroclásticos de bloques y ceniza tipo Merapi y Soufrière con alcances que van de 2.5 km en 2003 a 5 y 6 km en 2004 y 2005.

Previo a la erupción del 17 de julio de 2003, se registró un aumento en la sismicidad, ya que desde marzo se presentaron de 10 a 20 sismos por día y un total de 1,500 explosiones pequeñas en el periodo de marzo a mayo de 2003.

La erupción del 17 de julio del 2003 consistió de una explosión que destruyó el domo somital y desarrolló una columna eruptiva no sostenida de más de 3 km de altura, que al colapsar generó un flujo piroclástico de bloques y ceniza que alcanzó 3.5 km sobre la Barranca San Antonio ubicada en la parte S-SW del volcán, el volumen total estimado para este flujo piroclástico fue de 24x104 m³.

El depósito es monolítico de color gris claro, con un espesor que varía de 1.5 m a 3 m soportado por 18.49% a 37.42% de matriz del tamaño de la arena media a gruesa, la forma de los clastos es de subangulosos-angulosos, con una tendencia a gradarse de forma inversa, es poco compacto y mal seleccionado. En ocasiones, subyaciendo a la parte gruesa del depósito se encontraron depósitos de oleadas piroclásticas de entre 0.4 y 1 cm de espesor que a su paso quemaron el follaje de las copas de los árboles hasta una altura superior a 10 m.

Los depósitos derivados del flujo piroclástico se pueden dividir en densos y diluidos, donde los primeros fueron el producto de un flujo compuesto por bloques y ceniza y el segundo por un flujo diluido (oleadas) compuesto casi en su totalidad por partículas del tamaño de la arena transportadas por un flujo turbulento.

VUL-34 CARTEL

ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN PARA EL PERIODO 2005-2006 EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA MEDIANTE LA RED DE INCLINÓMETROS ELECTRÓNICOS

Ramírez Ruiz Juan José, Bretón González Mauricio,
Santiago Jiménez Hydyn y Alatorre Chávez Eliseo

Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima

ramirez@cgic.ucol.mx

La actividad del Volcán de Fuego de Colima durante el periodo 2005-2006 se ha caracterizado por la constante presencia de exhalaciones con emisión de pequeñas cantidades de ceniza. No se ha presentado el emplazamiento de un cuerpo de lava que forme un domo como es la característica mostrada en los episodios 1998, 2001 y 2004. El análisis de los datos registrados con la red de inclinómetros muestra un estado de actividad de baja intensidad. Esta red consta actualmente de 5 sensores localizados en las inmediaciones del edificio volcánico. El análisis de los datos se presentan aquí considerando otros parámetros de monitoreo que describen la actividad del Volcán de Fuego de Colima.

VUL-35 CARTEL

MAPAS PRELIMINARES DE ESCENARIOS DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS EN VOLCANES DE MÉXICO

Hernández Alcántara Teófilo, Alarcón Ferreira Ana
María, Gómez Vázquez Angel y Martínez Bringas Alicia

Centro Nacional de Prevención de Desastres

teodus@cenapred.unam.mx

Los flujos piroclásticos son una de las manifestaciones más destructivas de las erupciones volcánicas y han sido la causa de desastres volcánicos en México y en distintas partes del mundo.

En este trabajo se presentan los escenarios de la simulación de flujos piroclásticos para los volcanes Popocatepetl, Fuego de Colima, Ceboruco, Citlaltépetl, Chichón, San Martín, Tres Vírgenes, Tacaná, Jocotitlán, Nevado de Toluca y Malinche con TITAN2D-Linux, no se consideró la probabilidad de ocurrencia de estos escenarios en los volcanes mencionados.

Como primer paso, se realizó la simulación de los flujos piroclásticos con los datos de la erupción de 1913 del volcán de fuego de Colima (R. Saucedo et al, 2005) obteniendo una aproximación razonable con respecto a los datos publicados.

TITAN2D-Linux es un programa desarrollado por el Geophysical Mass Flows Group, University of Buffalo con el propósito de simular flujos granulares (avalanchas de escombros y deslizamientos), sobre Modelos de Elevación Digital (DEM) empleando una interfaz GIS (Sistema de Información Geográfica).

TITAN2D-Linux emplea la interfase PYTHON GUI (Graphical User Interface) para la introducción de los parámetros requeridos para la simulación, como: las dimensiones del volumen, punto de inicio (coordenadas iniciales), ángulo de fricción interna y tiempo de simulación.

Para la simulación se emplean Modelos de Elevación Digital (DEM) de la región deseada y el resultado es desplegado a través del visualizador de TITAN2D-Linux.

Los volúmenes modelados fueron de 2, 10 y 50 millones de metros cúbicos para los sectores Norte, Sur, Este y Oeste de cada volcán, el cálculo del ángulo de fricción interna se obtuvo con perfiles de cada sector empleando software para análisis de topografía aplicado a hidrología (River Tools) y Modelos de Elevación Digital (DEM) del INEGI.

Para el procesamiento de los datos generados por TITAN2D-Linux se utilizó Grass 6.1, los modelos de los escenarios finales se obtuvieron con ArcView GIS 3.2 y se plasmaron como capas de información en proyectos de ArcGIS 8.0.

Los mapas estarán disponibles en un futuro en el portal de Atlas Nacional de Riesgos del CENAPRED.

VUL-36 CARTEL

LOCALIZACIÓN DE SEÑALES EXPLOSIVAS EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA, UTILIZANDO ANTENAS SÍSMICAS Y ESTACIONES DE BANDA ANCHA

Ibañez Godoy Jesús¹, Bretón González Mauricio², Del Pezzo Edoardo³, Ramírez Ruiz Juan José², Ocaña Elena¹, Almendros Javier¹, Caselli Alberto⁴, García Araceli¹, La Rocca Mario³, Zandomenighi Daria¹, Bengoa Cintia⁴, Orozco Justo², Santiago Jiménez Hydyn², Alatorre Chávez Eliseo² y Téllez Armando²

¹Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada, España

²Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima

³Osservatorio Vesuviano, INGV, Italia

⁴Departamento de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Argentina

ibanez@iag.ugr.es

En los últimos años el volcán de Fuego de Colima ha presentado una abundante actividad explosiva y efusiva, acompañada de una importante actividad sísmica. Esta actividad sísmico-volcánica ha sido registrada y monitorizada por la Red Sísmica de la Universidad de Colima. En los últimos meses, previo a una explosión, esta actividad sísmica se reveló con un aumento de micro-terremotos y la aparición de tremor volcánico.

Con el fin de estudiar con más detalle esta sismicidad asociada a los fenómenos explosivos, se ha desplegado recientemente una serie de equipos sísmicos que complementa la infraestructura ya existente. En concreto una antena sísmica y cuatro estaciones de banda ancha.

Entre los objetivos marcados está la determinación de señales sísmicas asociadas al movimiento real de fluidos, esencialmente magma y gas, tanto en bajas como en altas frecuencias.

La antena sísmica fue desplegada cerca de la población de Cofradía de Tonila. Cuenta con 12 canales, distribuidos en una estación de 3 componentes y 9 verticales, en registro continuo. El sistema es alimentado con paneles solares y el registro es sobre disco duro.

Los banda ancha fueron desplegados en 4 emplazamientos diferentes que complementan la red sísmica y la información dada por el array. El sistema de adquisición es MarsLite con sensores de 30 segundos de periodo natural, y registro en continuo.

Se presentan los avances de este proyecto que es parte de la colaboración existente entre las Universidades de Colima, México; la de Granada, España; el Osservatorio Vesuviano de Italia y la Universidad de Buenos Aires, Argentina.

VUL-37 CARTEL

MAPAS DE ESCENARIOS POR LAHARES PARA DISTINTOS VOLCANES DE MÉXICO CON LAHAR Z

Martínez Bringas Alicia, Gómez Vázquez Angel,
Hernández Alcántara Teófilo y Alarcón Ferreira Ana María

Centro Nacional de Prevención de Desastres

amb@cenapred.unam.mx

Los "Lahares" constituyen, uno de los fenómenos volcánicos primarios y secundarios más impactantes y devastadores para las poblaciones e infraestructura. México ha sufrido este tipo de eventos en el pasado. Este trabajo presenta escenarios de lahares para los volcanes Popocatepetl, Fuego de Colima, Ceboruco, Citlaltépetl, Chichón, San Martín, Tres Vírgenes, Tacaná, Jocotitlán, Nevado de Toluca y Malinche, con Lahar Z. No se considera la probabilidad de ocurrencia de estos escenarios en estos volcanes. El software Lahar Z desarrollado por el USGS (Iverson, Schilling y Vallance, 1998), es un programa basado en un modelo semi-empírico que delimita de forma objetiva y reproducible, áreas de potencial inundación por uno o más lahares, en las barrancas y valles que se ubican en los flancos de un volcán. Este modelo predice las áreas transversales inundadas y las áreas planimétricas como una función del volumen asignado al lahar, a través de un procedimiento numérico. Dichas ecuaciones calculan los límites de inundación, los cuales pueden graficarse y ser colocados sobre los mapas topográficos. Lahar Z se ejecuta en ARCIINFO workspace. Para este trabajo se definieron 4 volúmenes de lahares reportados, producto de erupciones ocurridas en el siglo pasado, en el mundo. El primer volumen de lahar modelado fue de 4×10^7 m³ de la erupción del volcán Nevado del Ruiz, Colombia 1985. El segundo Volumen de lahar modelado fue de 1.5×10^7 m³ de la actividad en el Mt. St. Helens 1980. El tercer volumen de lahar modelado fue de 1×10^7 m³ en el volcán Popocatepetl, México de 1997. El cuarto volumen de lahar modelado fue de 5×10^6 m³ de la erupción de 1913 en el Volcán de Fuego de Colima. Los límites de inundación generados por Lahar Z se plasmaron en proyectos de ArcGis 8, en los cuales se incluyeron las capas de MDE, localidades Y carreteras de distintos tipos. Estos mapas de escenarios forman parte del proyecto del Atlas Nacional de Riesgos elaborado por el CENAPRED.

VUL-38 CARTEL

FECHAMIENTO POR TERMOLUMINISCENCIA DE DEPÓSITOS VOLCÁNICOS CUATERNARIOS EN LA ZONA DE CIUDAD SERDAN, PUEBLA

Ramírez Luna Angel¹, Schaaf Peter¹ y Böhnel Harald²

¹Instituto de Geofísica, UNAM

²Centro de Geociencias, UNAM

rangel@geofisica.unam.mx

En este trabajo se presentan fechamientos por termoluminiscencia (TL) de conos de escoria provenientes de volcanes monogenéticos de la zona de Ciudad Serdan en el Estado de Puebla. Dicha zona pertenece a la parte este de la faja volcánica transmexicana y se encuentra ubicada al sur del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba). La edad de los volcanes muestreados ha sido estimada en base a los análisis morfométricos (Negendank et al., 1985) con edades menores a 35000 años.

La técnica TL empleada para su procesamiento fue la de grano fino con un tamaño de grano entre 4 y 11 micras. En las muestras se realizó la separación de minerales concentrando vidrios a un 95% de pureza. La determinación de la paleódosis se calculó empleando el método aditivo para la determinación de la dosis equivalente (Q) y el método regenerativo para la determinación del factor por supralinealidad (I). Para la determinación de la tasa de dosis anual se realizaron en el lugar de muestreo mediciones con un equipo de espectrometría gama portátil, con ello se obtuvieron las concentraciones de uranio (238U), torio (232Th) y potasio (40K), además de la contribución cósmica. Una vez teniendo ambos elementos (paleodosis y tasa de dosis anual) se calcula la edad de las muestras. Con estas edades se espera refinar la estratigrafía volcánica de la región así como colocar en la escala de tiempo los datos paleomagnéticos y de paleointensidad de las lavas asociadas a dichos volcanes.

Se tiene fechado vidrios de un flujo de cenizas cercanas al pueblo de Dolores Buenpaís con una edad de 23000 ± 1600 años, en el momento se están procesando otras 3 muestras de conos de escoria las cuales se espera presentar las edades resultantes por TL en este congreso.

Ref: Negendank J.F.W., Emmermann R., Krawczyk R., Mooser F., Tobschall H. and Werle D.

Geological and Geochemical Investigations on the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt

Geofísica Internacional

No.4, Vol.24, pp. 477-575, 1985.

VUL-39 CARTEL

CARACTERIZACIÓN DE DEFORMACIONES EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL EN EL PERÍODO 2003-2005

Gómez Vázquez Angel¹, De la Cruz Reyna Servando²,
Hernández Alcántara Teófilo¹ y Martínez Bringas Alicia¹

¹Centro Nacional de Prevención de Desastres

²Instituto de Geofísica, UNAM

gvazquez@cenapred.unam.mx

En el volcán Popocatepetl se han realizado mediciones de deformación con métodos geodésicos convencionales desde 1992, hasta la fecha. Los resultados de estas mediciones han permitido observar procesos de presurización por gas y de emplazamiento y destrucción de domos en el cráter del volcán. En mediciones horizontales con EDM, las deformaciones se pueden caracterizar como elásticas, y de periodos cortos (asociadas a exhalaciones) a largos (domos). Entre enero de 2003 y diciembre de 2005 se han observado periodos de deformación elástica de periodo largo que tienen una duración de varias semanas y valores que fluctúan entre 1 y 15mm. En este periodo se ha detectado este proceso reversible cuando menos en dos ocasiones, mismas que han sido correlacionadas con movimientos de magma en el interior del volcán que culminan con el emplazamiento de domos en el cráter. Desde principios de 2005 se han observado por métodos de nivelación de en el sector SE del volcán deformaciones verticales del orden de 5 mm. Se han analizado con el modelo de Mogi, varios modelos de fuente de presión que pueden explicar las observaciones.