

CARACTERIZACIÓN DE UN DEPÓSITO DE BRECHA CO-IGNIMBRÍTICA DE REZAGO EN EL ARROYO EL JUACHÍN, SIERRA DE SAN MIGUELITO, S.L.P., MÉXICO

Guillermo Labarthe-Hernández¹, Martín Gómez-Anguiano¹, José Ramón Torres-Hernández¹ y Gerardo Aguirre-Díaz²

¹ Instituto de Geología, UASLP

² Instituto de Geología, UNICIT, UNAM

Uno de los problemas de interpretación de los flujos piroclásticos voluminosos en la región es la ubicación de sus fuentes, por que no existen evidencias claras de su posible asociación con calderas. En estas condiciones, las zonas de fuente se han localizado por la presencia de las brechas co-ignimbríticas de rezago.

Las brechas co-ignimbríticas de rezago del arroyo El Juachín se localizan a 14 km al S 73° W de la ciudad de San Luis Potosí, en la Sierra de San Miguelito, dentro del Campo Volcánico de San Luis Potosí. Consisten de un depósito rico en líticos, monolitológico, con fragmentos angulares a subredondeados, desde 5 cm a bloques de 3.5 m. Algunos de los bloques están fracturados y astillados pero coherentes y no se observó ninguna huella de impacto. Los fragmentos se hallan tanto soportados por clastos como por escasa matriz entre ellos, la cual consiste en líticos del tamaño de gravilla y arena. El depósito tiene algunos cristales y pómez sin colapsar, siendo en general pobre en ceniza fina. Se presenta con estratificación interna, cierta gradación, y en ocasiones, las capas con fragmentos gruesos están separadas por delgados horizontes de ceniza y pómez. Lateralmente hacia al SE va disminuyendo gradualmente el número y tamaño de los fragmentos, mientras que la cantidad de ceniza fina en la matriz aumenta. A unos 2 a 2.5 km de donde se ubica la fuente, son ya esporádicos horizontes delgados ricos en líticos de hasta 10 cm, intercalados con piroclásticos de ceniza y pómez. El espesor de la brecha en la zona de fragmentos más gruesos es de 14 a 25 m. Cortando a las brechas co-ignimbríticas de rezago se observan diques de material piroclástico. Se han propuesto dos modelos de emplazamiento para las brechas: el de Wright y Walker (1977) por colapso de la columna en la zona de deflación en la cual deja los fragmentos grandes y pesados que no pueden ser acarreados en el resultante flujo piroclástico y el de Branney y Kokelaar (1997) como de una capa gigante depositada por una corriente de densidad sostenida, en donde los lentes irregulares de brecha lítica pobre en ceniza, cercanos a la fuente, se deben a una vigorosa elutriación durante el asentamiento de los bloques, los que desplazan al gas con ceniza y pómez.

En el caso de las brechas co-ignimbríticas del arroyo del Juachín se ha podido establecer su relación con los sistemas de fallamiento NNW de las fallas de extensión de "Basin and Range", a través de las cuales y en forma puntual fueron emitidos los productos piroclásticos. Además, por la imbricación de algunos fragmentos, la presencia de capas de bajo ángulo y la gradación corriente abajo a una serie de flujos piroclásticos continuos, su emplazamiento parece estar más de acuerdo al modelo de Branney y Kokelaar (1997), como una agradación de corrientes de densidad.

ZONEAMIENTO COMPOSICIONAL DE LA IGNIMBRITA ZARAGOZA, DERIVADA DE LA CALDERA DE LOS HUMEROS, MÉXICO

Carrasco-Núñez G.¹ y Branney M.J.²

¹ UNICIT, UNAM

E-mail: gerardoc@unicit.unam.mx

² Department of Geology, University of Leicester, United Kingdom

E-mail: MJB26@leicester.ac.uk

Las ignimbritas de tamaño grande a moderado suelen presentar un zoneamiento composicional característico, el cual consiste en un enriquecimiento en sus componentes máficos hacia la parte superior de la columna estratigráfica, registrando la salida progresiva de magma a partir de una cámara estratificada composicionalmente, al muestrear con el tiempo, niveles cada vez más profundos, máficos y densos. La ignimbrita Zaragoza hizo erupción hace 0.1 Ma, arrojando 12 km³ de magma y estuvo acompañada por el colapso de la caldera de Los Potreros de 9 km de diámetro, ubicada en el interior de la caldera de Los Humeros. La ignimbrita está representada por una unidad individual de flujo que muestra un zoneamiento composicional complejo, distinto al descrito con anterioridad. En una sección tipo de 16 metros de espesor, ubicada a 20 km del centro de la caldera, se observa una variación notoria en sentido vertical del color de la ignimbrita, que es correlacionable con cambios en la proporción de tres tipos de pómez de composición riodacítica (67-68 % SiO₂), andesítica (58-61 % SiO₂) y dacítica o bandeada (64-66 % SiO₂). La parte basal del depósito es totalmente riodacítica y van apareciendo, de manera progresiva, clastos de pómez andesítica y dacítica, hasta desaparecer por completo las pómez de composición riodacítica en la parte media superior de la secuencia. Sin embargo, hacia la parte superior, la pómez riodacítica reaparece, al tiempo que la proporción de las otras pómez va disminuyendo paulatinamente. La ignimbrita muestra, en general, un incremento en el tamaño máximo y promedio de los fragmentos de pómez, junto con una disminución de la selección de los clastos hacia los niveles estratigráficos superiores. Se interpreta que ese complejo zoneamiento composicional pudo haberse formado en respuesta a fluctuaciones significativas de la taza eruptiva, de manera tal que cuando la erupción llegaba a su clímax, niveles progresivamente más profundos eran muestreados, en tanto que cuando la erupción declinaba en intensidad, niveles más someros podían ser alcanzados nuevamente. Una explicación alternativa sería que, al ocurrir el colapso de la caldera de Los Potreros durante la progresión de la erupción, se habría producido una modificación significativa de la geometría del conducto y de las fracturas anulares asociadas, de tal manera que fuese posible alcanzar nuevamente los niveles superiores de la cámara magmática. Otra posibilidad sería considerar simplemente que el mismo flujo hubiera erosionado e incorporado al final de la fase eruptiva una fracción riodacítica para depositarla en la parte superior de la secuencia.

OLEADAS PIROCLÁSTICAS PRODUCIDAS DURANTE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN CHICHÓN EN 1982: RESULTADOS PRELIMINARES

Teresa Scolamacchia Ruffino y José Luis Macías Vasquez
Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM

El Volcán Chichón, se encuentra en la placa litosférica norteamericana cerca de la intersección entre la placa del Caribe y la de Cocos. Después de un periodo de reposo de aproximadamente 500 años, el volcán hizo erupción el 29 de Marzo del 1982.

Este evento, junto con los que se verificaron el 3 y el 4 de Abril, produjeron columnas eruptivas que penetraron la tropopausa, arrojando un volumen total de material estimado en 0.50 km³ D.R.E. (Sigurdsson *et al.* 1984). De esta cantidad, 0.37 km³ representa productos de caída, 0.09 km³ oleadas piroclásticas y 0.04 km³ flujos piroclásticos.

De acuerdo con estudios previos (Sigurdsson *et al.* 1984,1987; Macías *et al.* 1997), los depósitos de oleadas, llamados S1, S2 y S3, se produjeron en la fase más violenta de la erupción que empezó el 4 de Abril . Los depósitos se encuentran intercalados con depósitos de caída y flujos de bloques y cenizas y presentan una distribución radial alrededor del cráter, recubriendo un área de 153 Km² (Sigurdsson *et al.* 1987).

Las interpretaciones sobre el origen de estos depósitos, con excepción del S2 que se considera producto de un flujo piroclástico tipo "ground surge" y "ash cloud surge" (Sigurdsson *et al.* 1987), o como transición lateral del mismo en los altos topográficos (Macías et al 1997), son contrastantes. Con base en evidencias deposicionales y microscópicas, Macías et al. (1997), consideran que los depósitos indicados como S1 y S3, se originaron a partir de explosiones hidromagmáticas. Por el contrario, Sigurdsson et al.(1987), proponen un origen debido a la elutriación de las partículas más finas desde flujos piroclásticos, generados por el colapso de nubes eruptivas. Estos últimos autores, además consideraron el deposito S3, de extensión menor a los precedentes, completamente erosionado poco tiempo después del erupción a causa de las intensas lluvias en la zona.

La descripción de secciones estratigráficas, con observación a escala centimétrica de las estructuras deposicionales, el análisis sedimentológico de los depósitos y la observación de las estructuras microscópicas que presentan sus componentes, indican que el origen de los depósitos reconocidos como S1 y S3 es hidromagmático. Además, la dispersión del depósito indicado como S1, asimétrica hacia al Sur del volcán y de mayor alcance con respecto a S2 y S3, con extensión de 93 Km² (Sigurdsson et al ,1987), resultó ser mayor en dirección SSE y N.

ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LA SECUENCIA DE LA PÓMEZ BLANCA, VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA

Karina Elizabeth Cervantes de la Cruz y José Luis Macías Vázquez
Instituto de Geofísica, UNAM

El Volcán Nevado de Toluca se encuentra en el estado de México a 23 km al SO de la Cd. de Toluca. La Pómez Blanca Intermedia (PBI) es una secuencia compleja de productos piroclásticos que consisten en una alternancia de cuatro oleadas piroclásticas intercaladas con cuatro depósitos de pómez de caída, los cuales se encuentran cubiertos por dos unidades de flujo piroclástico. Estos depósitos en general presentan una dispersión hacia el E-SE y cubren un área mínima de 62 km². Los depósitos consisten de pómez muy vesiculares, fragmentos de vidrio, cristales, líticos juveniles bandeados y no bandeados y líticos accidentales. La pómez es de composición dacítica (~65% en SiO₂) con abundantes fenocristales de plagioclasa, horblenda, orto y clinopiroxenos, cuarzo, biotita y magnetita. La edad estimada para esta secuencia es de 12,100 años A.P. (García-Palomo et al., 2000). La columna compuesta de la PBI indica que el evento dio lugar a la formación de una columna pliniana la cual colapso en su fase final formando un flujo piroclástico con volumen cercano a 0.39 km³.

HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO

Arce J.L., Macías J.L., García-Palomo A. y Capra L.
Instituto de Geofísica, UNAM

La secuencia estratigráfica del Volcán Nevado de Toluca ha sido dividida en dos grupos: el más antiguo corresponde a una serie de flujos de lavas de composición andesítica (1.60±0.12 y 1.23±0.15 Ma, Cantagrel *et al.*, 1981; y 1.3±0.1 Ma, este trabajo) que constituyen el núcleo del edificio principal y el otro corresponde a los productos piroclásticos de composición dacítica emitidos durante los últimos 100,000 años. Este último grupo está representado por dos colapsos hacia el sur del edificio volcánico, y el más joven dio origen a una secuencia de depósitos de flujos de escombros que se extendió hasta una distancia de 75 km cubriendo un área de 220 km² con un volumen total de 2.8 km³. Esta etapa de desestabilización del edificio volcánico fue seguida por una intensa actividad piroclástica. El evento más antiguo (registrado) está representado por un depósito de flujo piroclástico rico en pómez en donde se han encontrado troncos de árbol carbonizado (42,030 +3530/-2445 años A.P.). Posteriormente, se han registrado cinco eventos de destrucción de domo con la formación de extensos depósitos de flujo piroclástico de bloques y cenizas y oleadas piroclásticas asociadas fechados en ~37,000; ~32,000; ~28,000; ~26,000 y ~15,000 años A.P. Entre estos eventos, se han identificado cuatro depósitos complejos producidos por erupciones plinianas, los cuales consisten en horizontes de caída, oleadas y flujos piroclásticos, siendo la más antigua la denominada Pómez Ocre (fechada entre 39,000 y 36,000 años A.P.), posteriormente la Pómez Toluca Inferior (~24,260±670 años A.P.), el Flujo de Pómez Blanco (~12,100

A.P.) y finalmente la Pómez Toluca Superior (~10,445±95 años A.P.). El evento más reciente de actividad del Nevado de Toluca ocurrió hace aproximadamente 3,100 años con la generación de una oleada y un flujo piroclástico.

En este trabajo se reportan por primera vez los eventos plinianos de 39,000-36,000 y 12,100 años, así como, los eventos de destrucción de domo ocurridos hace 32,000 y 15,000 años. Esta nueva estratigrafía proporciona nuevas evidencias de la compleja historia eruptiva del Nevado de Toluca, a pesar de que todavía no constituye su historia eruptiva definitiva.

VUL-06

MAPA DE PELIGROS VOLCÁNICOS DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA, MÉXICO

Capra L., Arce J.L., Macías J.L. y García Palomo A.
Instituto de Geofísica, UNAM

El Nevado de Toluca es un volcán activo en estado de quietud desde hace aproximadamente 3,100 años. Durante su historia eruptiva ha tenido erupciones tanto de tipo efusivo como de tipo explosivo. Una intensa actividad efusiva construyó el edificio volcánico primitivo hace aproximadamente 1.6 Ma, seguida por una etapa erosiva caracterizada, durante el Pleistoceno, por dos colapsos principales del flanco meridional del volcán (> 50,000 años) y la generación de secuencias volcanosedimentarias. A partir de los últimos 42,000 años AP, el Nevado de Toluca cambió su estilo eruptivo dando origen a cuatro erupciones plinianas y sub-plinianas intercaladas al menos por cuatro eventos de tipo peleano con destrucción de domos dacíticos. Los flujos piroclásticos producto de esta actividad explosiva se han emplazado de manera radial alrededor del volcán, rellenando las barrancas principales y formando un espeso abanico de material piroclástico en la cuenca de Toluca, alcanzando distancias mínimas de 20 km. Los depósitos de la erupción pliniana de mayor magnitud ocurrida hace 10,500 años (mejor conocida como la Pómez Toluca Superior), tuvieron su eje de dispersión principal hacia el NE. La erupción más reciente del volcán ocurrió hace 3,100 años y dejó depósitos de oleada y flujos piroclásticos hasta una distancia mínima de 10 km. Los volúmenes de material emitidos durante la intensa actividad explosiva de los últimos 40,000 años alcanzan aproximadamente 3 km³ para los depósitos de flujos de bloques y cenizas y alrededor de 7 km³ para los depósitos de caída y flujos de pómez.

Con base en la reconstrucción de la historia eruptiva del Volcán Nevado de Toluca se proponen diferentes escenarios para una posible actividad futura del volcán. Para la elaboración del mapa de peligros se utilizó el paquete FLOW3D para simular la trayectoria de los flujos gravitacionales (avalanchas, oleadas y flujos piroclásticos) con base en la relación H/L (coeficiente de fricción) de cada tipo de flujo.

Una actividad de colapso volcánico afectaría el sector sur del edificio provocando el emplazamiento de flujos de escombros en las depresiones tectónicas principales de Coatepec Harinas y Villa Guerrero hasta una distancia aproximada de 70 km. Sin embargo, debido a las condiciones morfológicas actuales del volcán, que presenta laderas poco empinadas y un cráter abierto sin domo central, este tipo de actividad representa unos de los peligros menores. Por el contrario, una actividad de tipo pliniano o la extrusión de un domo y su posterior destrucción representan el escenario más probable en caso de la reactivación del volcán. La

extrusión de un domo central y su colapso emplazaría depósitos de flujos de bloques y cenizas de manera radial por las barrancas principales, inclusive hasta alcanzar la ciudad de Toluca, de manera muy similar a la actividad ocurrida hace 28 mil años y 15 mil años. Sin embargo, la ocurrencia de una actividad pliniana representa el peligro mayor en el área debido a la magnitud y frecuencia de los eventos anteriores. Con base en las características de las erupciones pasadas, una actividad pliniana podría dar origen a una columna eruptiva de hasta 40 km de altura depositando material de manera preferencial hacia el NE sobre un área de más de 1000 km², afectando con mas de 1m de pómez la Ciudad de Toluca y con más de 10 cm la Ciudad de México.

VUL-07

MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DE FLUJOS DE LAVA DEL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN IGNACIO - SAN JOSÉ DE GRACIA, BAJA CALIFORNIA SUR, DEDUCIDO A PARTIR DE MEDICIONES DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

Edgardo Cañón-Tapia
Depto. de Geología, CICESE

Se presentan resultados de ASM de 13 flujos de afinidad toleítica, 6 de afinidad alcalina y 5 de afinidad incierta, procedentes del campo volcánico de San Ignacio - San José de Gracia, Baja California Sur. Un análisis preliminar de los resultados indica que tanto la susceptibilidad magnética como el grado de anisotropía de las lavas alcalinas tienen valores mayores que los obtenidos en las lavas toleíticas, mientras que los valores de estos parámetros obtenidos en las lavas de afinidad incierta son similares a las de las lavas toleíticas. Esta diferencia en los parámetros de ASM sugiere una diferencia importante en el mecanismo de emplazamiento de los dos tipos de lava identificados, ya que un mayor grado de anisotropía puede ser el resultado de tazas de deformación más grandes a temperaturas cercanas a la temperatura de solidificación de la lava, o bien de un régimen de flujo con mayor estabilidad. En cualquiera de estos dos casos, la diferencia inferida en el mecanismo de flujo de ambos tipos de lava es compatible con las características morfológicas generales de los flujos.

Por lo que respecta a la orientación de los ejes principales de susceptibilidad, en la mayoría de los casos analizados se obtienen distribuciones simples con por lo menos un agrupamiento de ejes muy bien definido. La ausencia de una variación sistemática de la orientación de los ejes de susceptibilidad relativa a la posición vertical de las muestras en el flujo impide que se pueda inferir el sentido del movimiento de la lava, aunque la dirección de movimiento deducida con este método, en general concuerda bastante bien con la dirección de movimiento obtenida mediante indicadores geológicos medidos en el campo. De este modo, la evidencia de la ASM indica que las lavas de la zona se emplazaron sin haber desarrollado una corteza rígida semiestática, independientemente de su afinidad química.

VUL-08

MONITOREO DE LA DEFORMACIÓN DEL VOLCÁN DE COLIMA DESPUÉS DE LA ACTIVIDAD DE 1998

Hydyn Santiago Jimenez, Juan Jose Ramirez R. y Eliseo Alatorre Chavez
 Universidad de Colima
 E-mail: ramirez@cgic.ucof.mx
 E-mail: hydyn@cgic.ucof.mx
 E-mail: eliseo@cgic.ucof.mx

El volcán de Colima es considerado uno de los volcanes más activos de la República Mexicana. Su patrón eruptivo es predominantemente, explosivo, característica de los volcanes de composición andesítica.

Las reconstrucciones de las erupciones pasadas, muestran un patrón de recurrencia de grandes actividades, en intervalos de 100 años en promedio, habiéndose presentado la última gran actividad en enero de 1913. De aquí surge la necesidad de estudiar su comportamiento durante su periodo donde manifiesta una relativa fase de tranquilidad.

La última actividad ocurrida en Noviembre de 1998, fue monitoreada mediante el parámetro de deformación, con la técnica de EDM (Electronic Distance Measurement). Para el ejercicio de este método se instalaron prismas en tres niveles del edificio volcánico en su cara norte, iniciando el arreglo de reflectores cerca de la base, el nivel 1 a 3100 msnm, el nivel 2 a 3350 msnm y el nivel 3 en la cima del Volcán a 3860 msnm.

Los reflectores utilizados para esta técnica fueron destruidos durante el periodo explosivo que continuo a la emisión de lava en 1998. Se han reinstalados los niveles 1 y 2, exceptuando el tercer nivel localizado en la cima debido a la recurrencia explosiva que ha manifestado el Volcán de Fuego.

Después del evento de 1998 se implemento una red de tres sensores de inclinometría electrónica telemetrizados, apoyados por tres inclinómetros secos (Dry Tilt), cubriendo esta red de ambos métodos, la periferia de la base del volcán.

La interpretación de los datos obtenidos por los tres diferentes métodos utilizados en el monitoreo de deformación del Volcán de Fuego de Colima, nos ayudan a describir la actividad del Volcán después de la fase efusiva de Noviembre Diciembre de 1998.

VUL-09

INICIO DE MONITOREO SÍSMICO DEL VOLCÁN DE COLIMA EN EL OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO DE LA UNIVERSIDAD DE COLIMA

Armando Téllez, Tonatiuh Domínguez y Vyacheslav Zobin.
 Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima

El monitoreo sísmico del Volcán de Colima se empezó en el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima. Los registros sísmicos de las estaciones de la red RESCO ubicadas alrededor de Volcán se transmitan al Observatorio en forma digital con desfase de 10 minutos. Los eventos se localizan el

mismo día con preparación del mapa de epicentros y el perfil. La curva de RSAM se calcula automáticamente con cada nuevo evento. Los datos se analizan cada viernes en el Observatorio y se presentan mensualmente al Consejo Científico Asesor del Volcán de Colima.

El sistema de análisis sísmico SEISAN, se constituye como un sistema de programas y una base de datos con registros volcánicos, algunos de estos registros son eventos localizables, en tanto otros son registros de temblor o explosiones, que se registran en las estaciones más cercanas al Volcán de Colima.

VUL-10

PRELIMINARY RESULTS FROM THE SOIL GAS SURVEY AT COLIMA VOLCANO

Yuri Taran, Juan Carlos Gavilanes and Nickolas Varley
 Instituto de Geofísica, UNAM
 Universidad de Colima

Some volcanoes, like Mt Etna and Vulcano, Italy, and Mammoth Mountain in Long Valley caldera, USA, have a very high diffuse flux of magmatic CO₂ and He through the slopes of volcano edifices or the caldera floor, additional to and comparable with the direct discharge of volcanic gases through magmatic conduits (fumaroles) or hot springs. In contrast, Popocatepetl, a volcano with a highest passive flux of gases from the crater (near 5,000 t/day of SO₂ on average, during last 5 years), does not show any diffuse degassing through its slopes (Varley and Armienta, 2000). Variations in the diffuse magmatic gas flux from fractured zones of volcanic edifices like at Mt. Etna are used as reliable precursors of volcanic activity (Alessandro *et al.*, 1995).

A preliminary soil gas survey was conducted at Colima volcano in order to find areas with elevated concentrations of magmatic CO₂ for the long-term monitoring. More than 100 stations were made at southern slopes of the volcano from the Barranca La Lumbre to the west, to Cuauhtemoc to the east, and about 20 stations were made at the northern part, close to the summit (from El Playon to the volcano crater). Concentrations of CO₂, CH₄, O₂, H₂S were measured at each station by a portable LMS gas analyzer, as well as of Rn by a portable PYLON scintillator. Two promising areas were found. The first one locates on the SE slopes of the volcano at elevations near 2000 m ASL with CO₂ concentrations in soil gas above 1 vol% and elevated Rn-activity (60-70 cpm). The second one is the mouth of the Barranca La Lumbre near a fractured zone traced so-called Tamazula Fault (Garduño *et al.*, 1998) with CO₂ concentrations higher than 10 vol% and the Rn activity at the level of 100 cpm. The survey at this area was conducted twice, during dry and wet seasons. Measurements during wet seasons were made on the surface of a fresh, two weeks-old lahar deposit. After the lahar, the soil CO₂ concentrations and somewhere, CH₄-concentrations, increased more than order of magnitude (up to 10-15 vol%), but almost all this CO₂ and all CH₄ both were produced by the fresh buried organic material, as it was determined by isotopic analyses of CO₂.

In summary, Volcan de Colima, like Popocatepetl, does not show a considerable diffuse degassing. More study is needed to confirm that the two chosen areas discharge magmatic CO₂ and can be used for the monitoring of volcanic activity.

VUL-11

DIFUSIÓN RECTIFICADA EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL DEBIDO AL SISMO DE MW=7.0 DEL 15 DE JUNIO DE 1999

Pérez Campos Nahúm y Valdés González Carlos
Facultad de Ingeniería, UNAM
CENAPRED

Veintitres horas después del sismo de Huajuapán de León - Tehuacán del 15 de junio de 1999 comenzó una crisis sísmica dentro del volcán Popocatepetl que se encuentra a 155 kilómetros del epicentro. Treinta y dos sismos volcanotectónicos tuvieron lugar en un lapso menor de 10 horas. Nos basamos en la teoría de difusión rectificada y en el análisis de algunos parámetros de fuente para determinar si el sismo disparó esta actividad volcánica un día después.

Cuando pasa una onda compresional a través de un sistema cerrado, éste puede aumentar su presión debido a que la onda puede bombear materiales volátiles dentro de una burbuja aumentando la presión. A este fenómeno se le llama difusión rectificada.

Se compara el tipo de roca del Popocatepetl, así como la duración del sismo, la distancia hipocentral, el contenido de frecuencia y la magnitud del sismo del 15 de junio de 1999 con actividad volcánica producida por sismos reportada en otras partes del mundo.

Este tipo de comportamiento no se ha observado ni anteriormente ni después del sismo en los cinco y medio años de actividad del volcán. Lo cual, estadísticamente, está asociado a la influencia del sismo.

Concluimos que de haber sido un poco mayor el sismo, éste hubiera producido una erupción importante pues el volcán sigue teniendo una gran cantidad de energía acumulada toda vía por liberar, pues a pesar de haber tenido una actividad muy importante en noviembre y diciembre de 1998, éste sigue activo.

VUL-12

VARIACIÓN DE MECANISMOS FOCALES DE SISMOS VOLCANO-TECTÓNICOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Carlos Valdés González
Instituto de Geofísica, UNAM
CENAPRED

E-mail: carlosv@ollin.igeofcu.unam.mx

Desde el 21 de diciembre de 1994, el Volcán Popocatepetl ha mostrado diversas etapas de actividad. En estos cinco y medio años, se han registrado y localizado cerca de 1000 sismos volcanotectónicos. De estos, se han obtenido mecanismos focales para 30 de ellos.

Los mecanismos focales de eventos que corresponden a la fase de formación del domo (Marzo-Septiembre, 1996), están localizados bajo el edificio volcánico y presentan fallamientos de tipo normal e inverso, algunos con rumbos NW, y otros con rumbo NE. Los ejes de tensión y compresión son casi verticales. Dentro de este grupo se encuentra un sólo evento completamente compresivo.

En la fase de pulsos cuasi-cíclicos (Octubre 1996 - Diciembre 24, 1997), los mecanismos son principalmente inversos y también con los ejes de compresión y de tensión verticales. Un evento localizado al Sureste del volcán, en una zona de alta sismicidad, también presenta un mecanismo similar.

La fase explosiva y de acumulación de energía (Diciembre 24, 1997 - Noviembre 1998), que precedió a la fase de mayor actividad (Noviembre y Diciembre de 1998) se caracterizó por pocos mecanismos de fallamiento normal e inverso y un número mayor de mecanismos de puras fases compresivas, con un evento puramente dilatacional ubicado a 2.5 km de profundidad bajo el cráter y otro similar en la zona Sureste del Volcán.

En la etapa de relajación (Enero - Diciembre 1999), el mecanismo focal de un sismo, es similar a los de eventos iniciales en la etapa de formación de domo.

La variación de los mecanismos focales, indica un cambio en la distribución del estado de esfuerzos en las diferentes fases de actividad del volcán. Esta variación en los mecanismos focales, puede ser usada, junto con otras, como una herramienta predictiva en el comportamiento del volcán.

VUL-13

VOLCANIC TREMOR AT POPOCATEPETL VOLCANO

Munehisa Sawada¹, Servando De la Cruz Reyna², Carlos Vardes Gonzalez², Esteban Ramos Jimenez¹, Alicia Martinez Bringas¹, Enrique Guevara Ortiz¹ and Roberto Quaaas Weppen¹

¹ Centro Nacional de Prevención de Desastres

² Instituto de Geofísica, UNAM

Volcanic tremor at Popocatepetl volcano recorded by short period seismographs is analyzed. Seismic features of volcanic earthquakes at Popocatepetl volcano are very similar to those at active andesitic volcanoes. B-type events constantly occur and increase in number before the eruptions. Volcanic tremor at Popocatepetl volcano is classified into five groups: 1) volcanic tremor with a succession of BH-type events, 2) tremor which BL-type events take place almost continuously, 3) volcanic tremor with a succession of LP-type events, 4) tremor having similar waveforms to C-type tremor observed at Sakurajima volcano, 5) Volcanic tremor associated with the ejection of volcanic ashes. We mainly analyzed volcanic tremor which has similar waveforms to C-type volcanic tremor at Sakurajima volcano. The primary source of the tremor seems to be located at crater. However, the secondary source seems to be located near the station PPX.

VUL-14

UN MODELO FÍSICO DE CÁMARA MAGMÁTICA PARA LA ESTIMACIÓN DE LOS CAMBIOS PREMONITORIOS EN SÍSMICIDAD Y DEFORMACIÓN ESPERADOS EN VOLCANES ACTIVOS

Espíndola J.M.¹, Macías J.L.¹ y Godínez Ma de Lourdes²¹ Instituto de Geofísica, UNAM² Instituto de Geografía, UNAM

Existe un buen número de modelos físico-matemáticos de los procesos volcánicos que han sido desarrollados para estimar algunas características de los sistemas volcánicos en términos de parámetros observables en la superficie. Se han desarrollado modelos para estimar profundidad y dimensiones de la cámara magmática a partir de medidas de deformación en la superficie y el cambio en el volumen de una cámara magmática en términos del momento sísmico acumulativo derivado de los registros sísmicos. Otros modelos estiman las dimensiones de una cámara magmática y su profundidad en términos de la masa arrojada en una erupción y las estimaciones de su cantidad de volátiles y contenido de cristales. Todos estos modelos pueden utilizarse alternativamente para estimar el peligro volcánico si se utilizan para considerar el comportamiento "teórico" de un volcán y obtener así estimaciones de los procesos esperados en caso de una erupción de intensidad dada.

En este trabajo se presentan los resultados de la aplicación de estos modelos a la erupción de 1982 del volcán Chichón y luego al caso específico del Popocatepetl. En este último caso se utilizan las dimensiones y localización de una probable cámara magmática sugerida por la gravimetría. Esta revela la existencia de una zona de contraste negativo de densidad cerca de 7 Km bajo el volcán con un volumen de unos 25 km³. Dado que la masa arrojada en una erupción es función del volumen de la cámara magmática así como de su contenido de gases y cristales se presentan varios escenarios de erupción para diferentes proporciones en estos componentes de la cámara magmática y los valores esperados de deformación y sismicidad que anuncian una intensidad dada.

VUL-15 CARTEL

SOBRE LA EXISTENCIA DE FAMILIAS DE TEMBLORES EN LA SISMICIDAD RECIENTE DEL POPOCATEPETL Y SU APLICACIÓN EN LA ELECCIÓN DE UN MODELO DE VELOCIDADES

Zamora-Camacho A., Espíndola J.M. y Jiménez Z.
Instituto de Geofísica, UNAM

La sismicidad asociada a la presente etapa eruptiva del volcán Popocatepetl comenzó registrarse digitalmente en una red que opera de manera permanente desde agosto de 1995. El análisis de la sismicidad registrada desde el inicio de operación de la red hasta diciembre de 1995 muestra la existencia de al menos 2 familias de temblores. La existencia de familias de temblores relacionadas por sus formas de onda similares ha sido observada en la sismicidad de numerosos volcanes activos pero no había sido reportada para la sismicidad del Popocatepetl.

En este trabajo encontramos cuantitativamente la existencia de dos familias de temblores por medio de la correlación cruzada de las señales sísmicas filtradas en un intervalo de 1 a 16Hz. Los

temblores fueron localizados por los métodos iterativos usuales (HYPO71-PC, HYPOCENTER) y diversos modelos de velocidad. Comparamos cada modelo de velocidad que arroja pequeños residuales en términos de la cercanía en la ubicación del foco sísmico. Uno de los diferentes modelos permite localizaciones más cercanas entre los miembros de una familia por lo que consideramos que este es el mejor modelo.

Dado que la localización de temblores en volcanes activos es considerado como uno de los problemas más limitantes en el estudio de la sismicidad volcánica, la identificación de familias de temblores y su empleo en la selección de un mejor modelo es de particular utilidad.

VUL-16 CARTEL

BANCOS DE INFORMACIÓN Y SISTEMAS DE MONITOREO EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA

Alatorre-Chávez Eliseo, Ramírez-Ruiz Juan José y Santiago-Jiménez Hydyn

Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima

El Volcán de Fuego de Colima es uno de los volcanes mejor monitoreado mediante las técnicas recomendadas por la IAVCEI para vigilancia de volcanes activos (monitoreo sísmico, monitoreo de la deformación, análisis geoquímico e inspección visual).

Los sistemas de vigilancia (Monitoreo Sísmico, visual y deformación (inclinómetros electrónicos)) se desarrollaron para el monitoreo en tiempo real cuasi-continuo y discreto del Volcán de Fuego.

La información que llega de campo se está enviando a la página de internet www.ucol.mx/volcan y los diferentes parámetros se presentan en forma gráfica para acceso general y la actividad de volcán puede observarse mediante este sistema de información.

Esta información que es generada en campo es capturada aquí en nuestro centro de trabajo con el fin de darle un posterior tratamiento y generar un historial de comportamiento del Volcán, esta base de datos se dispondrá en un futuro para dominio público, bajo cierta reglamentación de los datos.

VUL-17 CARTEL

MONITOREO TÉRMICO DEL VOLCÁN POPOCATEPETL, UTILIZANDO IMÁGENES INFRARROJAS DE SUPERFICIE E IMÁGENES MULTIBANDA DEL SATÉLITE GOES 8

Servando De la Cruz-Reyna, Juan José Gómez Palacios y Gerardo Jiménez Román

¹ Instituto de Geofísica, UNAM² ESIA, IPN

El sistema de monitoreo del volcán Popocatepetl se basa principalmente en la observación y vigilancia de cuatro parámetros: visual, sísmico, geodésico y geoquímico. El CENAPRED y el Instituto de geofísica de la UNAM han trabajado en conjunto en la observación de estos parámetros. Desde diciembre de 1998, se añadió un proyecto de monitoreo térmico conjunto que incluye la adquisición de imágenes de superficie utilizando una cámara

infrarroja NEC, donada por la Agencia de Cooperación Internacional de Japón, e imágenes de varias bandas del satélite GOES 8, en un proyecto cooperativo con el SOEST de la Universidad de Hawaii, donde son procesadas las imágenes para detectar los eventos térmicos de varios volcanes del mundo, incluido el Popocatepetl. El análisis de las imágenes de superficie y de las imágenes satelitales, y la correlación con los otros parámetros observados ha permitido identificar la fuente de diversas anomalías térmicas. Las principales son: Anomalías de corta duración y baja intensidad, mejor percibidas por la cámara de superficie que por los satélites, debidas a exhalaciones; anomalías de mayor duración e intensidad intermedia, bien percibidas por los satélites y poco definidas en la cámara de superficie, debidas al emplazamiento de domos; y anomalías intensas, de duración intermedia, bien definidas por los sistemas de tierra y satelital, que corresponden a explosiones de destrucción de domo. La correlación de los diferentes parámetros permite una buena definición en la identificación de las causas de las anomalías, que no puede sustentarse considerando cada uno de los parámetros térmicos por separado. Así, las imágenes satelitales están sujetas a “falsas alarmas” provenientes de impactos cósmicos o de efectos de dispersión por agua atmosférica. Por otro lado, las imágenes de superficie están limitadas por la geometría del cráter que sólo permite dirigirla hacia su interior desde una aeronave. El monitoreo térmico desde la superficie está entonces limitado a los eventos térmicos que remontan el cráter y por la nubosidad. Actualmente se lleva a cabo un balance energético de la actividad del volcán con base a los datos obtenidos.