

GEOQUÍMICA Y GEOTERMIA

VOLG-01

FLUID INCLUSIONS, GEOCHEMISTRY AND ISOTOPIC EVOLUTION OF THE LOS AZUFRES GEOTHERMAL FIELD, CENTRAL MEXICO

E. González-Partida¹, G. Levrèsse¹, E. Tello-Hinojosa² y Verma M.³

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Juriquilla, Qro., México

E-mail: egp@geociencias.unam.mx

² Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Mich., México

³ Instituto de Investigaciones Electricas, Cuernavaca, Mor., México

Hydrothermal alteration at the Los Azufres geothermal field is propylitic with a progressive dehydration with depth and temperature increase. Argillic and advanced argillic zone overlies the propylitic zone due to the activity of the gases in the system.

The deepest fluid inclusions (proto-fluid) are liquid-rich with low salinity, NaCl dominant fluid type with ice melting temperatures (T_m) near zero (0°C) and salinities of 0.8 wt. % NaCl equivalent. The homogenization temperatures (T_h) is $T_h = 325 \pm 5^\circ\text{C}$. The boiling zone presents $T_h = 300^\circ\text{C}$ and salinities between 1 and 4.9 wt. % NaCl equivalent, implying a vaporization process and a very important participation of non-condensables gases (NCG), mostly CO_2 . The upper part of the geothermal reservoir (from 0 to 700 m depth) presents positive clathrate melting temperatures (fusion) with $T_h = 150^\circ\text{C}$. These could well be the evidence of a high gas concentration. The current water produced at the geothermal wells is NaCl rich (geothermal brine) and it is fully equilibrated with the host rock at temperatures between 300°C and 340°C . The hot springs are acid-sulfate, indicating that are formed by meteoric water heated by geothermal steam. The NCG related to the steam dominant zone are composed mostly by CO_2 (80 to 98% of all the gases). The gases represent the between the 2 to 9 wt % of the total mass of the fluid of the reservoir.

We interpret the evolution of this system as deep liquid water boiling when circulates through fractures connected to the surface. Boiling is accompanied by a drop of pressure, which in turns favors an increasing vaporization rate with the brine ascending towards the surface. During this ascent, the fluid changes to steam-dominant and steam in the shallowest zone, where mixing with perched aquifers and meteoric water occurs.

Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ - $\delta\text{D}\text{‰}$) of the geothermal brine indicates mixing processes between meteoric water and a minor magmatic component. The enrichment in $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ is due to the rock-water interaction at relatively high temperatures. Stable isotope data of $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ show a magmatic source with minor meteoric contribution for CO_2 . The initial isotopic value for

sulfur is $\delta^{34}\text{S}\text{RES} = -2.3\text{‰}$, which implies a magmatic source. More negative values at shallow pyrite range from $\delta^{34}\text{S}\text{Fe}_2\text{S} = -4\text{‰}$ to -4.9‰ , indicating a boiling processes. Same fractionation tendencies are observed for fluids in the reservoir ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ - $\delta\text{D}\text{‰}$).

VOLG-02

VARIATIONS IN THE GEOCHEMISTRY OF VOLCÁN DE COLIMA RELATED TO ITS ERUPTION 2001-2002

Nick Varley¹, Yuri Taran² y Maria Antonia Carvajal García³

¹ Facultad de Ciencias, Universidad de Colima

E-mail: nick@cgic.ucol.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Colima

The current effusive eruption of Volcán de Colima started in May 2001 and continues as of August 2002. In this study the spring waters, fumarolic and diffuse gases have been measured on a regular basis to establish the relationship between the activity of the volcano and geochemical processes. Since the end of 2000, monthly samples have been taken from the three springs located on the SW flank of the volcano. Direct sampling of the summit fumaroles has not been so regular due to difficulties of accessibility and increased volcanic activity; however, measurements were carried out during six ascents undertaken during 2001-2. Aerial and ground-based measurements of the flux of sulphur dioxide have been performed more frequently.

For the spring waters, the most notable changes have occurred in the concentration of the volatile element boron. Anomalous increases have been related to variations in the rate of lava effusion and seismicity of the volcano. Each spring has different physical and chemical characteristics, but all demonstrate an interaction with volcanic fluids. During the eruption, there has been an observed variation in the location and temperatures (up to 870°C) of the fumaroles. For the gaseous output, variations in the SO_2 flux (50-900 t d⁻¹) also relate to changes in the effusion rate, as can the shift in the values of the water isotopes of fumarole condensates. Temporal variations in the diffuse degassing of carbon dioxide have been recorded at various sites on the flanks of the volcano. Increases could relate to the uprising and dispersion of a magmatic body. The studies at Volcán de Colima clearly link its behaviour with observable variations in gas and aqueous geochemistry and demonstrate the value of these measurements in a monitoring program.

VOLG-03

**PVT CHARACTERISTICS OF WATER TO UNDERSTAND
NUMERICAL SIMULATION OF H₂O-CO₂ HEATING IN A
GEOTHERMAL RESERVOIR**

Mahendra P. Verma

Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca,
Mor., México

E-mail: mahendra@iie.org.mx

A geothermal reservoir may be considered as a container of constant volume with varying amount of water and chemical constituents. Water vapor and CO₂ are the dominate constituents to control the reservoir pressure. Similarly the variation of CO₂ in the production fluid is an important parameter to identify the acidic characteristics of reservoir fluid.

The PVT characteristics of pure water are discussed for a numerical simulation study for heating different amount (mass) of water in a constant volume reaction vessel. For the cases when the total specific volume is greater than the critical specific volume of water (3.106 cm³/g), there is only vapor in the container at a certain high temperature ($T < T_c$). To the contrary, when the total specific volume is less than the critical specific volume of water, there is only liquid at a certain high temperature ($T < T_c$). On the other hand, if the total specific volume of water is just equal to the critical volume of water, there will be liquid and vapor along the liquid-vapor saturation curve up to the critical point in a PT diagram. After the critical point there is no distinction between liquid and vapor along the critical isochor ($V = 3.106 \text{ cm}^3/\text{g}$), which is named as extended curve; but there is compressed liquid at any point above this isochor and superheated steam below it even in the supercritical fluid region. In other words there is compressed liquid above the saturation curve and the extended curve, and superheated steam below them in the PT diagram. This is equivalent to having the compressed liquid in the left and the superheated steam in the right of the $V = 3.106 \text{ cm}^3/\text{g}$ line in PV diagram except in the two-phase region.

The numerical simulation study is extended for heating H₂O-CO₂ in a constant volume reaction vessel in order to relate the extracted fluid characteristics with the reservoir fluid characteristics. The pressure in the reaction vessel is, in general, first controlled by CO₂, then by water vapor and in the last again by CO₂, while all the water is converting to liquid phase. On extracting vapor from the reaction vessel, CO₂ transfers to vapor phase except for highly alkaline fluids (i.e. degassing occurs first). On the other hand in case of extracting liquid, the amount of CO₂ in the extracted fluid decreases in case of acidic to neutral reservoir fluids, whereas increases in case of alkaline reservoir fluids.

The effect of acidic fluid on the damage of geothermal wells has been observed in many geothermal fields. However, there are little efforts to relate the production fluid

characteristics with that of the reservoir fluid. The variation of gaseous species like CO₂ could be useful to identify the geothermal reservoir fluid acidity. However, it is still necessary to incorporate the effect of other gaseous species like H₂S on the reservoir fluid characteristics. The work is under progress.

VOLG-04

**ANÁLISIS ENTRE LA POROSIDAD EFECTIVA Y LA
DENSIDAD TOTAL DE LA ROCA SECA DE UN NÚCLEO
GEOTÉRMICO**

García-Manuel Pablo y Contreras-López Enrique

Gerencia de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas

E-mail: pggarcia@iie.org.mx

La densidad y la porosidad son dos propiedades importantes para la caracterización de un núcleo geotérmico o petrolero. Estas propiedades muestran el grado de homogeneidad que posee el núcleo y a su vez se puede inferir con cierta aproximación el comportamiento de otras propiedades como lo son la permeabilidad Klinkenberg, la conductividad y difusividad térmica, entre otras. En esta investigación se determinaron la densidad total de la roca seca y la porosidad efectiva de 13 muestras de diámetro completo de un núcleo geotérmico tipo brecha. La densidad total de la roca seca de cada muestra se determinó mediante el cociente de la masa de la roca seca dividida por el volumen total de la muestra. La medición de la masa es directa mediante una balanza digital de $\pm 0.01 \%$ de exactitud. El volumen total de las muestras se determinó utilizando el método de flotación de Arquímedes. La porosidad efectiva se determinó utilizando un equipo de expansión de helio diseñado y construido en el I.I.E. La porosidad efectiva de cada muestra se determinó dividiendo el volumen de poros de cada muestra entre el volumen total correspondiente de las misma. El volumen de poros efectivos de cada muestra se obtuvo restando el volumen de grano aparente del volumen total de la muestra. El volumen de grano aparente se obtiene sumando el volumen de poros de grano real y el volumen de poros aislados; entendiéndose por volumen de poros aislados aquel espacio poroso que no se encuentra intercomunicado y por lo tanto el gas helio no puede expandirse en él. Los resultados de la densidad total de la roca seca varían en el rango de 2.417 a 2.637 g/cm³ para todo el núcleo, con una exactitud de $\pm 0.005 \text{ g/cm}^3$. La porosidad efectiva determinada por el método de expansión de helio en todas las muestras del núcleo varió desde 3.1 % hasta 11.6 % con una exactitud de ± 0.1 puntos porcentuales. Se encontró una correlación lineal bien definida entre la densidad total de la roca seca de las 13 muestras con la porosidad efectiva de las mismas, lo que significa de forma teórica que el núcleo posee una densidad de grano uniforme y sin poros aislados.

VOLG-05

TRANSFERENCIA DE CALOR EN POZOS GEOTÉRMICOS CONSIDERANDO LOS EFECTOS REOLÓGICOS DE LOS FLUIDOS DE PERFORACIÓN

A. García-Gutiérrez¹, G. Espinosa-Paredes² y G. Amaro-Espejo³¹ Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Mor.

E-mail: aggarcia@iie.org.mx

² Universidad Autónoma Metropolitana, Iztapalapa, México³ Depto. de Ingeniería Mecánica, Centro Nacional de Investigación y Desarrollo Tecnológico, Cuernavaca, Mor.

Este trabajo describe un estudio de transferencia de calor en un pozo geotérmico durante el período de circulación, considerando la dependencia de la temperatura y la naturaleza no Newtoniana de diferentes fluidos de perforación. El código computacional usado es totalmente transitorio y permite la estimación del campo de temperaturas de (a) el fluido en el tubo de perforación, (b) el espacio anular y (c) la formación circundante. También se considera el efecto de las pérdidas de circulación. Los efectos reológicos del fluido de perforación se incluyeron en el código mediante correlaciones publicadas recientemente de la viscosidad del fluido de perforación como función de la temperatura. Con ello, se evaluaron los números adimensionales (Re, Pr, Nu), necesarios para determinar los coeficientes de película y globales de transferencia de calor, así como las temperaturas del fluido de perforación en el pozo como función del tiempo de circulación y la profundidad dentro del mismo. Los resultados obtenidos muestran que las temperaturas que el fluido de perforación alcanza dentro del pozo son altamente dependientes del fluido de perforación que se use dado que las relaciones funcionales de sus viscosidades con la temperatura difieren sensiblemente de un fluido a otro. Por ello, el grado de enfriamiento de un pozo mediante circulación de lodos varía ampliamente dependiendo del fluido de perforación considerado.

VOLG-06

PRIMERA ESTIMACIÓN DE LAS RESERVAS GEOTÉRMICAS DE TEMPERATURA INTERMEDIA A BAJA DE MÉXICO

Eduardo R. Iglesias y Rodolfo J. Torres

Gerencia de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas

E-mail: iglesias@iie.org.mx

Debido principalmente a sus interacciones con las placas del Pacífico y de Cocos, y, posiblemente, también a su interacción con la placa del Caribe, México cuenta con abundantes recursos geotérmicos. La mayor parte de los recursos geotérmicos de alta temperatura ($T > 200^\circ\text{C}$), apropiados para la generación de electricidad, han sido explorados y evaluados por la Comisión Federal de Electricidad. Actualmente CFE explota los campos geotérmicos de Cerro Prieto (B.C.), Los Azufres (Mich.) y Los Humeros (Pue.), que suman una capacidad instalada de 855 MWe. El campo geotérmico de Tres Vírgenes (B.C.) está en pleno desarrollo.

La situación es muy diferente para los recursos geotérmicos mexicanos de temperaturas intermedias a bajas ($T < 200^\circ\text{C}$), apropiados mayormente para aplicaciones directas de calor. Su capacidad instalada total es de aproximadamente 164 MWt, mayormente en balnearios. La experiencia internacional indica que los recursos geotérmicos de temperaturas intermedias a bajas son órdenes de magnitud más abundantes que los de alta temperatura. Podemos por lo tanto inferir, sin temor a equivocarnos, que los recursos geotérmicos de temperaturas intermedias a bajas están vastamente subexplotados en México. Una razón importante para que prevalezca esta situación es el virtual desconocimiento de su potencial.

En este trabajo hacemos una primera estimación, parcial, de las reservas geotérmicas de temperatura intermedia a baja de México. La estimación incluye aproximadamente 30% de las manifestaciones geotérmicas identificadas. Para estimar las reservas utilizamos el método de volumen, suplementado con simulaciones por el método de Montecarlo, con el fin de cuantificar las incertidumbres inherentes. Nuestros resultados indican que estas reservas están entre 7.7×10^{16} y 8.6×10^{16} kJ, con 90% de confianza. La distribución de las temperaturas de yacimiento más probables varía entre aproximadamente 60 y 180°C , con un valor medio de 111°C . La enorme magnitud de estas reservas, y sus temperaturas asociadas, son potencialmente importantes para el desarrollo económico de las poblaciones colocalizadas.

GEOTERMIA Y VOLCANOLOGÍA

VOLG-07

SOLUCIÓN DE UN PROBLEMA INVERSO PARA ESTIMACIÓN DE TEMPERATURAS DE FORMACIÓN UTILIZANDO TÉCNICAS DE OPTIMIZACIÓN

A. García-Gutiérrez¹, G. Espinosa-Paredes², A. Vázquez², J. DeLeón³, M.H. Rodríguez³ y V.M. Arellano¹¹ Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Mor.

E-mail: aggarcia@iie.org.mx

² Universidad Autónoma Metropolitana, Iztapalapa, México³ Residencia de Estudios, Campo Geotérmico de Cerro Prieto, CFE, Mexicali, B.C.

En este trabajo se describe un método para estimar temperaturas de formación con base en la inversión matemática de registros de temperatura medidos durante el período de paro en un pozo geotérmico. Los registros de temperatura representan la distribución de temperatura remanente en un pozo y sus alrededores, después de que el proceso de circulación de fluidos perturba el campo original de temperaturas. Por ende, la estimación estas temperaturas medidas requiere resolver un problema inverso en el cual se conoce la geometría del dominio físico y sus ecuaciones gobernantes y condiciones de frontera pero se desconoce la condición inicial, i.e., la temperatura de la formación

imperturbada, y se enfrenta uno a un problema mal planteado (ill-posed). La solución incluye la descripción física y matemática del problema directo, complementada por una condición inicial supuesta. Después se simula numéricamente la transferencia de calor de un ciclo combinado de circulación y paro, y se comparan las temperaturas medidas y calculadas como función de la profundidad y el tiempo de paro. Este ajuste es mejorado empleando el algoritmo de optimización de Levenberg - Marquardt para minimizar una función objetivo por mínimos cuadrados con la temperatura de formación, la porosidad de la formación y las pérdidas de circulación como variables independientes. Las temperaturas dentro del pozo y la formación se calculan numéricamente mediante un código transitorio descrito previamente en la literatura abierta, el cual considera transferencia de calor convectiva en la formación. Los resultados indican que las temperaturas de formación se pueden obtener en forma satisfactoria mediante esta metodología a partir de registros de temperatura medidos en pozos durante el período de reposo o paro, y que los efectos causados por las pérdidas de circulación pueden incluir en el modelado.

VOLG-08

EVALUACIÓN DE ERRORES EN EL USO DE LAS ECUACIONES PARA EL CÁLCULO DE TEMPERATURAS ESTABILIZADAS EN POZOS GEOTÉRMICOS

Jorge Andaverde^{1,2}, Edgar Santoyo Gutiérrez¹ y Surendra P. Verma¹

¹ Centro de Investigación en Energía, UNAM, Temixco, Mor.
E-mail: jaaa@cie.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

Durante la perforación de pozos en zonas geotérmicas, la temperatura de las formaciones es alterada por la circulación de los lodos de perforación, por lo que es necesario determinar las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF), esto se realiza normalmente a partir de los escasos datos de temperaturas que se miden in situ y mediante alguno de los métodos, como por ejemplo el de línea-fuente de Horner, el modificado de Horner, el de dos puntos, el de flujo de calor esférico y radial y el de flujo cilíndrico, entre otros.

El conocimiento correcto de las TEF son utilizadas para la corrección de los registros de resistividad, el diseño del programa de cimentación de pozos, para el cálculo del gradiente geotérmico, para la determinación in situ de la conductividad térmica de las rocas, y recientemente para validar las simulaciones de la distribución de la temperatura, tanto en pozos como a partir del enfriamiento de cámaras magnéticas.

El objetivo del presente trabajo fue modificar las diferentes ecuaciones para el cálculo de las TEF de acuerdo con la teoría de propagación de errores e implementar los resultados en una nueva versión visual del código STATIC_TEMP.

Para alcanzar este objetivo, se evaluaron en total 10 métodos reportados en la literatura. Se obtuvo una desviación estándar del orden de 2.4 a 9.9, lo que representa una desviación estándar relativa de 0.99 a 6.63%. Estas desviaciones pueden explicarse a partir de la propagación de errores en las ecuaciones empleadas en cada método. Sin embargo, hay que tener en cuenta que existen algunas incertidumbres involucradas debidas a las consideraciones físicas y matemáticas de cada modelo. Para establecer si existen o no diferencias significativas en los resultados obtenidos de los diferentes métodos, se realizaron pruebas ANOVA.

En la mayoría de los métodos evaluados, se utilizan regresiones lineales de los datos de tiempo vs. temperatura para determinar las TEF, por lo que fue necesario considerar (1) regresión simple sin considerar errores, y (2) mediante regresión ponderada considerando la incertidumbre en las temperaturas medidas.

VOLG-09

LAS ANOMALÍAS TÉRMICAS DETECTADAS POR SATELITES: ¿PRECURSORES DE ERUPCIONES?

Juan José Gómez Palacios y Servando De la Cruz-Reyna
Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: sdelacrr@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

El monitoreo térmico por satélite en los últimos años ha contribuido al estudio de formación de domos, propagación de nubes de ceniza y otras variaciones térmicas en cráteres volcánicos. Sin embargo su utilidad como método de vigilancia para la previsión de erupciones no ha sido muy evidente. En el caso particular del volcán Popocatepetl, el análisis del comportamiento de manifestaciones térmicas detectadas por los satélites GOES, principalmente de los valores de radianza y del número de anomalías por unidad de tiempo, ha permitido determinar el valor precursor de esos parámetros. Las imágenes del Popocatepetl son obtenidas y procesadas por el Hawaii Institute of Geophysics and Planetology (HIGP) y el análisis de correlación se ha realizado dentro de un proyecto conjunto (Harris *et al.*, 2000; Wright *et al.*, 2002). Las anomalías se definen como la presencia de pixeles brillantes (el tamaño efectivo del pixel es 1x1 km) en la posición del volcán, obtenidos en al menos cuatro de las bandas: B1, B2m4, Hot, Prob y RGB, construidas a partir de las bandas visibles, infrarroja media e infrarroja térmica del VISSR de los GOES por el HIGP.

Desde diciembre de 1998 hemos monitoreado las imágenes GOES-HIGP del volcán Popocatepetl buscando correlaciones con los episodios de actividad. Estas imágenes se han obtenido cada 15 minutos en promedio, las 24 horas de cada día. Los resultados de este análisis muestran que la presencia de anomalías térmicas tiene un valor precursor, es decir, precede alguna actividad eruptiva significativa del Popocatepetl cuando:

- a) El número de anomalías excede 50 por día
- b) El nivel de radianza en los pixeles de la anomalía excede $1.2 \times 10^{**6}$ W/m²

En diciembre de 2000, la actividad del volcán se incrementó considerablemente mostrando valores de radianza sin precedente, así como un incremento en el número de anomalías térmicas por unidad de tiempo. En estas circunstancias se realizaron pruebas de hipótesis para testificar la validez de los criterios anteriores. Los datos analizados corresponden al periodo del 1 de noviembre al 31 de diciembre de 2000, con los siguientes planteamientos: Sea X el número de anomalías, y u la media de X. Considerando como hipótesis nulas H0a: $u=50$ no es un valor precursor de actividad volcánica; y H0b: $u=1.20 \times 10^{**6}$ W/m² no es un valor precursor de actividad volcánica contra las alternativas H1a: $u \geq 50$; y H1b: $u \geq 1.20 \times 10^{**6}$ W/m² son valores precursores de actividad volcánica, se realizaron dos pruebas, una utilizando una distribución de frecuencias cuantil-cuantil, suponiendo una distribución normal para los valores de las variables analizadas, y la otra, una prueba t de Student. La primera indicó que a partir de 39 anomalías por día se puede tener un grado suficiente de confianza para darle un valor precursor. La segunda indicó que la hipótesis nula (que 50 anomalías no es un valor precursor) puede ser rechazada con 95% de confianza. Con respecto a los niveles de radianza se procedió de manera similar, obteniéndose que valores de $0.63 \times 10^{**6}$ W/m² pueden tener un valor precursor, y que $1.20 \times 10^{**6}$ W/m² puede ser considerado precursor con un 95% de confianza.

Referencias:

- Harris J.L., Flynn L.P., Dean K., Pilger E., Wooster M., Okubo Ch., Mougini-Mark P., Garbeil H., Thornber C., De la Cruz-Reyna S., Rothery D. and Wright R., 2000. Real-time satellite monitoring of volcanic hot-spots. remote sensing of active volcanism. American Geophys. Un. Geophysical Monograph, 116: 139-159.
- Wright R., De la Cruz-Reyna S., Harris A., Flynn L. and Gomez-Palacios J.J., 2002. Integrated geophysical monitoring at popocatepetl: explosions, exhalations, and cycles of dome growth. (aceptado) J. Geophys. Res.

VOLG-10

SOBRE EL MODELADO Y SIMULACIÓN NUMÉRICA DE SISTEMAS GEOFÍSICOS Y GEOLÓGICOS COMPLEJOS

Mario César Suárez Arriaga

Escuela de Ciencias Físico Matemáticas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Mich., México

E-mail: msuarez@zeus.umich.mx

Un sistema complejo natural es todo aquel cuyas propiedades y comportamiento no pueden ser explicadas completamente por la sola comprensión aislada de cada uno de sus componentes. Cualquier fenómeno geofísico o geológico, formado por mas de dos partes interactuantes o subsistemas

puede considerarse como un Sistema Complejo Natural. Estos sistemas actúan como un todo y no es posible comprender su funcionamiento global sin considerar las interacciones entre todas y cada una de sus partes. Ejemplos concretos de Sistemas Complejos Naturales son los reservorios geológicos conteniendo agua, energía, aceite, gas o minerales. Un yacimiento de esta clase está formado por rocas porosas, deformables de distintos tipos además de fluidos cuya geoquímica es sumamente compleja. El planeta Tierra como ente geológico, geoquímico, geofísico y geotérmico es una entidad altamente compleja. El agua simple cuando se le observa en un rango termodinámico suficientemente amplio resulta ser un líquido nada simple, de tal magnitud que hasta la fecha, no ha sido posible encontrar una ecuación única que explique totalmente su comportamiento. Lo paradójico de este asunto es que las leyes científicas parecen ser simples. Al menos en la Física y en la Química las cosas pueden explicarse a partir de unos cuantos principios sencillos. Así todo parece simple, todo, excepto el mundo global. Discutiendo brevemente la diferencia entre Reduccionismo y Complejidad nuestro, con ejemplos sencillos, que la primera perspectiva ha sido dominante desde las raíces de la ciencia occidental. Pero al momento de abordar el modelado y simulación numérica de sistemas naturales surge de inmediato su complejidad y la necesidad de entender cómo interactúan las partes básicas del sistema, lo cual es más importante que comprender solamente a cada una de ellas. La clave de la complejidad radica en comprender cómo a partir de los elementos más simples, y de las relaciones más sencillas, se van tejiendo redes de interacciones que alcanzan la pasmosa complejidad del mundo en que vivimos.

VOLG-11

RED DE GPS DE FRECUENCIA L1 APLICADA AL MONITOREO VOLCÁNICO EN TIEMPO CASI REAL

Correa-Mora Francisco y Cabral-Cano Enrique
Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: pancho@igeofcu.unam.mx

El uso de GPS para cuantificar la deformación superficial en volcanes activos se ha incrementado en los últimos años, debido a la gran precisión que se puede obtener al emplear receptores de doble frecuencia y el postproceso de la información utilizando órbitas precisas. Una alternativa de mucho menor costo es la utilización de receptores de una sola frecuencia (L1) complementada con la aplicación de técnicas diferenciales. Actualmente se encuentra en operación una red experimental de 4 estaciones con receptores L1 en el volcán Popocatepetl. Estos receptores fueron desarrollados por UNAVCO utilizando tarjetas CMC Allstar y transmitiendo por medio de radiomodems Freewave dentro de una red TDMA.

En este trabajo se analiza la posibilidad de utilizar el método diferencial para poder detectar los cambios causados por una posible deformación. El procesamiento de información con técnicas diferenciales en ventanas de corto plazo, permite

obtener la tendencia de las líneas de base entre las estaciones con una precisión del orden de ± 30 mm. Este proceso puede ser implementado para su ejecución automática a intervalos mínimos de 3 horas. Debido que en un gran porcentaje de las erupciones volcánicas de magnitud considerable se han observado deformaciones en rangos de centímetros a decímetros antes de algún evento de importancia, la precisión obtenida en el cálculo de líneas de base en una red de receptores LI es satisfactorio para analizar la deformación de un volcán.

El procesamiento de datos de una red GPS LI se puede hacer dentro de un sistema cerrado pues no se hace necesario el contar con órbitas precisas. Esto hace posible que las soluciones sean procesadas con relativa rapidez y favorece que la deformación en superficie sea un elemento útil a considerar para la evaluación de precursores de una erupción volcánica y en la toma de decisiones de las autoridades civiles.

VOLG-12

PARAMETRIZACION GEOMORFOMETRICA DEL RELIEVE Y SUS IMPLICACIONES EN LA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA: CASO DE LA CALDERA DE ACOCULCO, PUEBLA

Vicente Torres Rodríguez¹, Andrea Bolongaro-Crevenna¹⁻²⁻³,
Valentino Sorani² y Eduardo González Partida⁴

¹ Academia Nacional de Investigación y Desarrollo, A.C.
E-mail: anide@terra.com.mx

² Laboratorio Interdisciplinario de Sistemas de Información Geográfica, Universidad Autónoma del Estado de Morelos

³ Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Autónoma del Estado de Morelos

⁴ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

El relieve de una superficie es la síntesis acumulativa de los procesos endógenos y exógenos que han operado sobre un sitio en el transcurso de su historia geológica. Las formas adquiridas por cualquier sitio estarán influenciadas por aspectos como la litología, el estado geodinámico antiguo y actual, y el régimen climático. El relieve actual como última expresión de tales aspectos contendrá información sobre la composición, la estructura, la geometría y el origen de las formas que lo constituyen. El análisis del relieve pretende extraer información sobre estos aspectos por medio del procesamiento numérico de modelos digitales de elevación.

Si bien existen geoformas generales para cada tipo de roca, dependiendo de las condiciones tectónicas bajo las cuales una roca fue llevada a la superficie, y de su interacción con las condiciones climáticas y geodinámicas, la expresión superficial de cada unidad litológica será prácticamente un evento único.

En el presente trabajo se presenta la aplicación de metodologías de parametrización geomorfológica para la clasificación de unidades geológicas en la región de la Caldera de Acoculco, Puebla.

El procedimiento consistió en extraer numéricamente atributos del relieve como: elevación, pendiente topográfica, orientación de laderas, convexidad del relieve y longitudinalidad. A continuación se parametrizó el relieve para asignar a cada píxel una clase geomorfométrica única, clasificando el relieve en términos de las proporciones relativas de geoformas sencillas como: bordes, canales, planos, huecos, picos y pasos.

Estructuras de diversa índole pueden quedar representadas por combinaciones de estas formas sencillas. Por ejemplo, un cono cinerítico con cráter quedará definido por un conjunto de formas de bordes con disposición radial, una forma de hueco en el centro y canales anulares alrededor de la estructura. En efecto, las geoformas asociadas con la Caldera de Acoculco tales como riolitas lajeadas, lavas y domos dacíticos, lavas andesíticas, conos cineríticos, derrames basálticos y domos riolíticos, pudieron ser expresados numéricamente como combinaciones de las mencionadas geoformas básicas.

Esta clasificación se cruzó con información litológica obtenida en trabajo de campo encontrándose que cada unidad litológica tiene una composición porcentual distintiva y cuantificable en términos de elementos básicos de relieve. Cuando se volvió a clasificar la litología, considerando ahora los atributos cuantificados del relieve, surgió un mapa geológico y estructural más preciso.

Por último, mediante la utilización de parámetros geomorfométricos junto con imágenes de sensores remotos se eliminaron errores comunes en las tareas de clasificación de imágenes de satélite tales como el efecto de la sombra topográfica y el de la vegetación, ya que mediante un conjunto de reglas de decisión, se subordinaron los efectos de los valores de radiancia de aquellas bandas de la imagen de satélite muy afectadas por la vegetación y por sombras, al de su composición geomorfométrica, que es una expresión más fiel de la litología.

VOLG-13

PROCESO EFUSIVO DEL VOLCÁN DE COLIMA: OCTUBRE 2001-AGOSTO 2002

Carlos Navarro Ochoa
Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
E-mail: naoc@cgic.ucol.mx

Se describe el actual proceso efusivo del Volcán de Colima, el cual se inició a mediados de Octubre de 2001 con el relleno lento (0.1 a 0.2 m³/s) de lava andesítica (59.93% SiO₂) en bloques de un cráter de explosión formado entre 1999-2001, llevando a la formación de un domo con un volumen cercano a 2 millones de m³ hasta el 4 de Febrero de 2002. Comenzando ese día el desbordamiento en una serie de cortos derrumbes y escasos flujos piroclásticos que no sobrepasaron los 3 km en distancia desde la cima.

A la fecha (Agosto de 2002) el proceso ha formado 6 cortos frentes de flujo de lava en bloques que no rebasan el 1.4 km de extensión (la mayoría, menos de 500 m de largo) en los sectores SW, WSW, W, E y WNW de la cima del volcán. El conjunto de estos flujos de lava tiene un volumen cercano a los 4.3 millones de m³ y han sido emitidos a una tasa variable de entre 0.2 a 6 m³/s. Los flujos de bloques y cenizas han sido escasos y preferentes en el sector W, siendo emitidos a principios de Febrero de 2002. Los colapsos, tanto desde la cima como de los frentes y flancos de los flujos de lava, suman en la actualidad un promedio de 260/día y su observación nocturna con cámara de vídeo infrarroja muestra una componente gaseosa importante en la expulsión de dichos bloques de lava en su fuente de origen. Estos derrumbes constantes (de 10 a 12/h) podrían sumar un volumen diario de alrededor de 10,000 m³.

El actual proceso efusivo ha sido el más largo en los últimos 40 años de actividad similar, con 10 meses continuos de efusión, sin embargo su baja tasa de emisión (aprox. 0.3 m³/s) lo pone en 4º lugar con un volumen estimado, hasta la fecha, de 8.1 millones de m³ de lava, después las erupciones más voluminosas de 1975-76, 1991 y 1998-99. La Actividad ha sido continua presentando aumentos y disminuciones en su tasa de emisión, interpretándose como posibles "bolsas" de magma que ascienden hasta el domo. Se espera que este comportamiento por sus características actuales se prolongue aún por semanas o meses.

VOLG-14

ACTIVIDAD DEL VOLCÁN COLIMA, OCTUBRE DEL 2001-MAYO DEL 2002

Suárez-Plascencia C., Nuñez-Cornu F.J. y Reyes-Dávila G.A.
 Depto. de Geografía, SisVoc, Universidad de Guadalajara
 E-mail: csuarez@udgserc.cencar.udg.mx

Desde enero de 1998 un nuevo periodo de actividad, el cual se ha caracterizado por dos fases: La primera fue una fase efusiva que inicio el 20 de noviembre de 1998 y finalizo el 10 de febrero de 1999 con una gran explosión en la cima. A partir de este día el modelo eruptivo del volcán cambio de efusivo a explosivo, actividad que formo en un lapso de aproximadamente 10 meses un cráter en forma de elipse de 260 x 225 m y una profundidad entre 15 y 40 m. En agosto Gavilanes y Varley (05/01 (BGVN 26:05) reportan la aparición de una estructura domica en el sector suroeste del cráter, la cual alcanzo una altura de 21 metros y un volumen aproximado de 150,000 m³.

El 31 de octubre del 2001 elementos de Protección Civil Jalisco desde la Base Nevado de Colima (Bravo Néctar), reportan una estructura volcánica extruida en el interior noreste del cráter del Volcán de Fuego. Se realiza un vuelo de reconocimiento observándose una "Espina" de 40 m de altura y 20 m de diámetro," y corresponde a material lávico que quedo en el conducto de la "Boca Noreste" con actividad en 1976. Esta "Espina" fue extruida por nuevo magma que se encontraba ascendiendo por el conducto y que a partir de las

observaciones del día 23 de noviembre del 2001, se comenzó a manifestar un cambio en la morfología del interior del cráter al detectar el crecimiento de un nuevo domo de color oscuro en el sector sur de la Espina. Este nuevo domo tuvo un radio aproximado de 14m y una altura de 21m lo que implica un volumen de 13,600 m³, que sumados a los 75,000 m³ de la Espina, se tuvo un total de 88,600 m³ extruidos en un lapso de 30 días. El crecimiento de este domo provoco que la espina se inclinará aproximadamente 31° hacia el noreste en un lapso de 20 días. La tasa de crecimiento calculada ha esta fecha fue de aproximadamente 0.027m³/seg.

En las observaciones efectuadas el día 29 de diciembre del 2001, se noto un incremento notable en el volumen del material extruido en relación al mes de noviembre. El domo presento una forma de un cono truncado con un radio en la base de 90m a 100m y un radio en la parte superior de 35 m a 45m, con una altura aproximada de 50 m, comenzando a cubrir el cono de cenizas situado sobre la Boca Oeste, y empujo los restos de la "Espina" en dirección noroeste. Se estimo que el total de material extruido a esta fecha fue de 730,600 m³, ha una velocidad media de extrusión de 0.13 m³/seg. En el mes de diciembre la tasa se incremento a 0.29 m³/seg, que supera diez veces la tasa de extrusión calculada para el mes anterior.

Para finales del mes de enero del 2002 el volumen de la extrusión de lava sigue aumentando y alcanza el borde sur y noreste del cráter, iniciando el 14 de febrero la formación de dos lóbulos de lava sobre las barrancas SW y NE, de estos frentes se han desarrollado constantes caídas de rocas que han llegado a formar en algunas ocasiones pequeños flujos piroclásticos, que no han afectado a las localidades cercanas ni a las actividades económicas que ocupan y se desarrollan en las partes bajas del volcán. El mes de mayo la extrusión de lava continuo desarrollando estos frentes de lava, ocupando totalmente el cráter y formando un nuevo frente de lava hacia el sector oeste. Hasta el momento esta actividad continua acompañada de aumentos y disminución de la actividad sísmica e incandescencia en la cima, sin representar ello riesgo a la población circundante al volcán.

VOLCANISMO ACTIVO

VOLG-15

ACTIVIDAD RECIENTE DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL DESDE EL 21 DE ENERO DE 2001 Y SUS IMPLICACIONES FUTURAS

Valdés-González C.¹ y Martínez-Bringas A.²

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

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

² Centro Nacional de Prevención de Desastres

El evento más importante en los últimos, casi 8 años de actividad del volcán Popocatepetl, ocurrió el 21 de enero de 2001. Esta actividad eruptiva de VEI 3-4 produjo flujos

piroclásticos que bajaron por varias de las laderas del volcán y una columna de ceniza de más de 14 Km de altura. Después de esta importante actividad, se presentaron explosiones menores el 29 de enero y el 9 de febrero, destruyendo más del domo remanente. Al término de esta actividad explosiva, el volcán entró en una etapa de formación de domos pequeños (menos de $1 \times 10^6 \text{ m}^3$) y su subsiguiente destrucción mediante explosiones pequeñas. La formación de los domos fue acompañada, en la mayoría de las veces, por intensas etapas de eventos sísmicos LP, con duración de entre 3 y 5 días. Es así como se observó el 6 de marzo de 2001, un incremento de eventos LP por día, y el 13 de marzo en un sobrevuelo se identificó un nuevo domo con 150 m de diámetro. Días después, el 16 de abril, una explosión comenzó el proceso de destrucción, lanzado fragmentos incandescentes fuera del cráter y produciendo una columna de ceniza de 4 km de altura. Otras explosiones siguieron el 29 de abril y el 31 de mayo. Junio se caracterizó por episodios de tremor armónico que totalizaron 25% de las 226 horas registradas desde febrero. En julio 19 y agosto 10, se registraron nuevos episodios de eventos LP (160 por día) y también se observó un domo de 190 m de diámetro y 30 m de altura en agosto 15. El 10 de septiembre se registró una intensa actividad tipo LP, seguida el día 19 de septiembre por un evento volcano-tectónico de magnitud 3.0. Fotografías aéreas del 24 de septiembre, 25 de octubre y 21 de noviembre, muestran los remanentes de domos menores de 130 m en diámetro. Una intensa actividad LP (66 LP por día) fue registrada de nuevo el 10 y 12 de diciembre del 2001, observándose el día 11 un domo de 190 m diámetro. Varias explosiones, los días 18 y 22 de diciembre, iniciaron el proceso de destrucción de éste último domo, enviando fragmentos incandescentes a distancias de hasta 2 km del cráter. Hasta esta fecha y desde julio se contabilizaron cerca de 89 horas de tremor armónico. Desde enero 21 y hasta diciembre del 2001, se registraron 166 sismos tectono-volcánicos (VT), localizados principalmente bajo el cráter del volcán y con profundidades entre los 2 y 3 Km. Los sismos VT se encuentran al Norte de los 19.015° , definiendo claramente una frontera, con excepción de 18 eventos al Sur de ella. Una actividad similar a la observada en 2001, de formación y destrucción de domos ocurrió el 24 de enero, 19 de febrero y 29 de abril del 2002. A partir de esta fecha, continuaron presentando episodios intensos de eventos LP, el 14 de mayo, 23 de julio y 15-17 de agosto, y 20 horas de tremor armónico el 10 de agosto, pero ahora todas estas actividades se presentaron sin la formación de domos. También se observó que el número de sismos VT, ha ido en aumento mes con mes, comenzando con 12 en febrero, hasta 48 en julio, para un total de 196 sismos en el 2002. Con base en estos datos, podemos determinar que la actividad del volcán ha pasado de un mecanismo, en el cual el material en ascenso formaba domos y producía efectos sísmicos claros, a un mecanismo, que indica que el emplazamiento de material magmático está ocurriendo a mayor profundidad, produciendo efectos sísmicos, pero no la formación de domos. Éste comportamiento sugiere que el volcán no está llegando a una fase terminal de su actividad, y segundo que el material que está provocando la actividad

sísmica actual pueda llegar a la superficie, desencadenando una etapa eruptiva, probablemente como las observadas en los años pasados.

VOLG-16

MONITOREO TÉRMICO EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Gerardo Jiménez Romano¹, Ángel Gómez Vázquez¹ y Servando de la Cruz Reyna²

¹ CENAPRED

E-mail: termica@cenapred.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

Los fenómenos naturales de gran complejidad, como es el caso de la actividad volcánica, presentan una diversidad de manifestaciones, muchas de las cuales salen del rango de percepción de los sentidos y de algunos instrumentos. Por ejemplo, señales sísmicas que escapan a la detección de sismómetros convencionales de periodo corto, o varias formas de energía radiada sólo han podido ser detectadas en las últimas décadas. Aunque se sabe que en el balance de energía de una erupción, la energía térmica es la dominante, esta ha sido cuantificada en muy pocos casos, por lo general limitados a erupciones efusivas.

Para el caso del volcán Popocatepetl, hemos utilizado un equipo que permite observar una parte del espectro electromagnético, el infrarrojo medio (IR). Esta cámara térmica de barrido (CT), del Instituto de Geofísica de la UNAM, se opera en colaboración con el CENAPRED, donde se cuenta también con una cámara de video convencional. Las cámaras se encuentran instaladas en el área de Altzomoni. La combinación de imágenes en la banda visible y en el IR han permitido observar de manera clara eventos de diferentes intensidades. Adicionalmente, la CT ha detectado actividad nocturna y en condiciones atmosféricas adversas.

Durante los eventos explosivos, es posible con la cámara de video apreciar en parte la distribución de los fragmentos arrojados por éstos. Durante su tiempo de vuelo, los fragmentos pueden enfriarse debido al contacto con el ambiente y dejar de registrarse en la imagen de video. Sin embargo, mientras los fragmentos se encuentren a una temperatura mayor a la del medio ambiente, es posible distinguirlos fácilmente con la CT y determinar su cantidad y distribución sobre el volcán, aún después de que han perdido su incandescencia.

La CT también se ha utilizado para obtener imágenes aéreas del volcán y observar la estructura térmica de los domos. La obtención de imágenes directas del domo a una distancia relativamente corta, pueden ser utilizadas para determinar su energía interna y como cambia en el tiempo al correlacionarlas con las fotos aéreas proporcionadas por SCT.

Finalmente, cabe mencionar que el equipo CT ha sido utilizado en otros volcanes, como por ejemplo el volcán de Colima en el que se han realizado observaciones infrarrojas de septiembre del 2001 y de la actividad que se presentó en marzo de 2002.

VOLG-17

OBSERVACIONES DEL DOMO DEL VOLCÁN DE COLIMA 2001-2002: UN MODELO DE LA ERUPCIÓN EFUSIVA

Juan Carlos Gavilanes Ruiz y Nick Varley
Facultad de Ciencias, Universidad de Colima
E-mail: gavilan@ucol.mx

Antes y durante el proceso efusivo de 2001-2002 se realizaron varios ascensos a la cima del Volcán de Colima que permitieron hacer mediciones in situ con GPS y clinómetro de los cambios morfológicos. Se crearon modelos digitales del crecimiento del domo de lava que permitieron el cálculo de su volumen y la tasa de crecimiento en las diferentes etapas de la erupción. El estudio ha presentado una oportunidad especial para observar y documentar una erupción efusiva.

El volumen del cráter mayor era de aproximadamente 1,420,000 m³ antes del inicio de la erupción. Se puede dividir la erupción en seis fases hasta mayo de 2002 en función de las características físicas de la lava y tasa de efusión. La fase 1 de la extrusión de lava inició en mayo de 2001 y terminó a finales del mismo mes dentro del cráter interior (que tenía un volumen estimado de 91,000 m³) formado por la explosión del 22 de febrero de 2001, creciendo un domo de 160,000 m³ con una tasa de crecimiento de 0.096 m s⁻¹. Durante la fase 6 (finales de febrero a principios de mayo de 2002) se alcanza la mayor tasa de crecimiento (0.625 m³ s⁻¹) con un volumen de lava de 4,320,000 m³, localizándose un centro de emisión en el sector W del domo. En esta fase comienzan a descender los flujos de lava y piroclásticos. Las alturas del domo a partir del borde del cráter en los sectores N y NE del domo están comprendidas entre los 6 y los 7 m. Las fases intermedias representan etapas diferentes de la erupción efusiva. Se notaron varias migraciones del centro efusivo debido a la oclusión causada por las acumulaciones de las fases diferentes.

Los cambios observados permitieron la formación de un modelo del desarrollo de la erupción efusiva. La siguiente sucesión de eventos ocurrieron aproximadamente dentro de la misma área de la cima: las máximas temperaturas registradas de 1995 a 1998, la explosión de febrero de 2001, la extrusión del domo de la fase 1, las altas temperaturas de la fase 2, la extrusión de una espina de lava y la localización de un centro efusivo durante la fase 5. Esto sugiere que la localización del punto de emisión del conducto superior principal ha mostrado una baja tendencia a variar desde 1995.

VOLG-18

ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN ANTES DURANTE Y DESPUÉS DEL PROCESO DE FORMACIÓN DEL DOMO 2000-2002 EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA

Juan José Ramírez Ruiz, Elíseo Alatorre Chávez y Hydyn
Santiago Jiménez
Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima
E-mail: ramirez@cgic.ucol.mx

DURANTE EL PROCESO DE EVOLUCIÓN DEL DOMO 2000-2002 SE PRESENTARON VARIACIONES EN LA DEFORMACIÓN DEL EDIFICIO VOLCÁNICO MEDIDOS PRINCIPALMENTE POR TRES SISTEMAS DE INCLINOMETROS ELECTRONICOS COLOCADOS SOBRE EL EDIFICIO VOLCÁNICO. SE HAN OBTENIDO VARIACIONES ACUMULADAS QUE SOBREPASAN LOS 300 MICRORADIANES ESTAS VARIACIONES NO SE HAN PODIDO CORRELACIONAR CON MEDICIONES DE EDM REALIZADAS EN EL FLANCO NORTE. UN ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES MUESTRA QUE SE PUEDE DETERMINAR UNA TENDENCIA Y CAUSA DE LAS VARIACIONES PERO UNA CUANTIFICACIÓN ENTRE LA VARIACIÓN Y EL VOLUMEN DE MATERIAL EXTRUIDO AHUN NO SE PUEDE DETERMINAR.

VOLG-19

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE VALLE DE SANTIAGO (GUANAJUATO): INFORME PRELIMINAR

José Jorge Aranda-Gómez¹, Todd B. Housh², James F. Luhr³ y Gerardo Carrasco-Nuñez¹

¹ Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

E-mail: jjag@servidor.unam.mx

² University of Texas at Austin

³ Smithsonian Institution

Aunque los cráteres de Valle de Santiago fueron reconocidos por Ordóñez desde 1900 como volcanes de origen freatomagmático, a la fecha no existe un mapa geológico detallado que muestre los diferentes tipos de volcanes de la región, sus relaciones de edad, los distintos tipos de magma que los originaron y su asociación con estructuras regionales.

Los maares de Valle de Santiago, conocidos popularmente como "Las Siete Luminarias", se ubican en el Cinturón Volcánico Mexicano, en el extremo nororiental del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, en donde este se une a la planicie del Bajío. Los maares forman un alineamiento N10W que se extiende por más de 60 km desde la rivera meridional del lago de Yuriria hasta las inmediaciones de la ciudad de Irapuato. Esta orientación contrasta con el patrón tectónico ~E-W que controla el emplazamiento de algunos conos cineríticos y fallas activas de esa región. En la zona se han podido identificar más de veinte maares (sensu lato) y un gran número de conos cineríticos y derrames de lava cuaternarios, todos ellos construidos sobre un terreno dominado por

volcanes andesíticos tipo escudo del Mioceno tardío. Los maeres forman varios grupos en que los cráteres se intersectan entre sí o se presentan en forma aislada. El análisis cuidadoso de la morfología de los cráteres y de sus relaciones de corte permite establecer una cronología relativa de la actividad volcánica dentro de cada grupo, pero las relaciones entre grupos solo pueden establecerse en aquellos sitios en donde existe la estratigrafía adecuada, mediante el empleo de diferentes métodos de correlación o por fechamientos radiométricos. La composición de los maeres es predominantemente máfica, aunque algunos llegan a ser andesíticos y hasta dacíticos o riodacíticos (?).

La relación espacio-temporal entre las estructuras volcánicas de la región de Valle de Santiago no es simple. Por el contrario, el régimen eruptivo en la región ha variado con el tiempo, desde erupciones efusivas, relativamente tranquilas, de andesitas calcialcalinas, hasta erupciones estrombolianas y actividad freatomagmática intensa de magmas alcalinos, lo que indica fluctuaciones importantes en el aporte de agua y variaciones notables en los sistemas magmáticos. El alineamiento NW de los maeres no sigue el patrón tectónico regional (~E-W), lo que ha sido interpretado como evidencia de reactivación de estructuras más antiguas. Sin embargo, la influencia del régimen tectónico con la naturaleza del vulcanismo de Valle de Santiago dista mucho de ser comprendida. Nuestro mapa preliminar indica que una fuente importante del agua para las erupciones freatomagmáticas pudo ser un lago extenso que cubría parte del Bajío. Un escudo de lava cortado por una falla normal con un desplazamiento significativo sugiere que la cuenca fluvio-lacustre fue originada en parte por fallamiento. Un fechamiento nuevo Ar/Ar (~0.2 Ma) confirma la edad cuaternaria del maar La Alberca.

VOLG-20

LA ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA COMO HERRAMIENTA PETROLÓGICA: MITOS Y REALIDADES

Edgardo Cañón Tapia
Depto. de Geología, CICESE
E-mail: ecanon@cicese.mx

Aunque prácticamente desconocidas en México, las técnicas magnéticas están siendo usadas alrededor del mundo con fines petrológicos de manera muy común. Particularmente, la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) permite obtener de manera muy rápida y sencilla, información tridimensional respecto a la orientación de todos los minerales contenidos en un volumen de roca relativamente grande. Dicha información puede ser de utilidad en el estudio de rocas tanto sedimentarias como ígneas y metamórficas, aunque es necesario hacer algunas suposiciones básicas en cada caso. Algunas de estas suposiciones han sido usadas sin mayor justificación para interpretar la ASM de todos los tipos de rocas, provocando confusiones que pueden llegar a ser muy graves. Por ejemplo, a pesar de que solo recientemente se

cuenta con una explicación clara de porqué esto es así, se ha postulado en diversas ocasiones que de manera normal la dirección de susceptibilidad máxima es paralela a la dirección de flujo del magma durante su emplazamiento en diques, aunque puede llegar a ser perpendicular al plano de la intrusión en un número reducido de casos. De manera similar, se ha postulado que las direcciones de susceptibilidad principales son paralelas a las direcciones de orientación preferente de los granos minerales de la roca, aunque existe la posibilidad de que en realidad ambos tipos de fábrica sean oblicuos. Lo que podría parecer un universo demasiado grande de posibilidades como para tener algún tipo de valor predictivo, resulta ser una consecuencia del gran número de variables involucradas en la formación de una roca. Sin embargo, debido a que todas esas variables siguen un número relativamente reducido de "reglas" físicas en un ambiente determinado, es posible obtener mucha información acerca de las condiciones de emplazamiento/deformación de una roca a partir de mediciones de ASM.

VOLG-21

MEDIDAS DE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA: IMPLICACIONES DE LA FORMA Y MOVIMIENTO DE GRANOS MINERALES

M. Jazmín Chávez Alvarez y Edgardo Cañón Tapia
Depto de Geología, CICESE
E-mail: jchavez@cicese.mx

La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) ha sido utilizada para determinar la dirección de flujo en diques. En base a la interpretación parcial de un modelo mecánico que predice la alineación de partículas elipsoidales, los ejes de susceptibilidad máxima o intermedia han sido propuestos alternativamente como indicadores de la dirección de flujo. Sin embargo, una interpretación completa del mismo modelo mecánico aplicado a un gran número de partículas orientadas originalmente de forma aleatoria, nos muestra que los ejes de susceptibilidad presentan diferentes orientaciones como una función del tiempo y la forma del grano. Un análisis preliminar de los resultados nos permite identificar cuatro tipos de distribución de ejes: 1) susceptibilidad máxima promedio imbricada con respecto al plano del dique y a la dirección de flujo del magma (fábrica "normal"), 2) susceptibilidad máxima promedio paralela a la dirección de flujo pero sin imbricación, 3) susceptibilidad intermedia promedio paralela a la dirección de flujo mientras que la susceptibilidad máxima promedio permanece en el plano del dique, 4) no hay relación entre los ejes de susceptibilidad y la dirección de flujo del plano del dique. Basados en estos resultados se concluye que no hay una regla simple que pueda ser aplicada en todos los casos, ni alguna herramienta estadística que asegure una interpretación satisfactoria de medidas de ASM en diques. Nuestros resultados tienen implicaciones concernientes a la aplicabilidad de la ASM como indicador de la dirección de flujo no solo en diques sino en flujo de lavas y otras rocas ígneas.

VOLG-22

ERUPCIONES PLINIANAS HOLOCÉNICAS DEL VOLCÁN CERRO MACHÍN, COLOMBIA

Rueda H., Cortés G.P., Méndez R.A., Cepeda H., Siebe C. y Macías J.L.

Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: hrueadal@hotmail.com

El Cerro Machín (2750 m.s.n.m.) es un volcán de edad holocénica y de composición dacítica, localizado en el borde oriental de la Cordillera Central de Colombia. Su estructura consta de un cono de toba (Tuff cone) poligenético. En el interior del antiguo cráter (diámetro interior de 2.4 km) se encuentran varios domos con actividad fumarólica cubiertos con densa vegetación. El estudio de la estratigrafía de este volcán y fechamientos por radiocarbono realizados en fragmentos de madera carbonizada en depósitos piroclásticos y de lahares indican que al menos han ocurrido 6 erupciones plinianas de gran magnitud durante el Holoceno, con edades aproximadas de 800, 1200, 2500, 3600, 4700 y 5100 años A.P. El registro estratigráfico de cada erupción de base a cima consiste de depósitos de caída, flujos piroclásticos y lahares. Los depósitos piroclásticos de caída están expuestos hasta 60 km del cráter cubriendo un área total de 2000 km² y con volúmenes mínimos de 0.3 km³. Las columnas eruptivas alcanzaron alturas por encima del cráter que oscilan entre los 26 y 34 km. El colapso de estas columnas generó depósitos de flujos piroclásticos los cuales se encuentran distribuidos hasta 15 kilómetros alrededor del volcán. Algunos de éstos superaron barreras topográficas de 200 m. de altura. Debido a la remoción pluvial del material piroclástico emitido que rellenó valles y barrancas que nacieron en el volcán se generaron lahares de gran magnitud que cubren un área del orden de 1000 km² y alcanzaron distancias de hasta 115 kilómetros por el cauce de los Ríos Coello y Magdalena. Los depósitos de estas erupciones han cubierto grandes áreas donde en la actualidad se encuentran importantes ciudades de los departamentos de Tolima, Quindío y norte del Valle del Cauca, al igual que carreteras de gran importancia económica para el país.

VOLG-23

DEGASSING PROCESSES OF EVERMAN VOLCANO, LA ISLA DE SOCORRO

Nick Varley¹ y Yuri Taran²

¹ Facultad de Ciencias, Universidad de Colima
E-mail: nick@cgic.ucol.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

La Isla de Socorro represents the upper part of a large active alkaline and peralkaline volcano (Everman) located 650 km west of Manzanillo. The most recent eruptive activity was in 1993 when a small submarine flank eruption occurred which lasted a few months and produced low-density scoriaceous

blocks. Several areas of low temperature fumaroles and acidic hot pools (pH 2.45) are located in the summit area; otherwise the island has very little permanent surface water.

In this study, periodic visits are being made to the island to obtain samples of fumarolic gas and the waters from the summit zone. During the most recent visit several other low flux water sources were discovered around the island, which too were sampled. Later analyses of major ions and isotopes enabled characterisation of the waters. The CO₂ in the fumarolic gases give an isotopic signature typical for a mid-ocean ridge basalt source ($\delta^{13}C = -5.3$ to -3.9), but the result for He was lower than the typical result ($R/Ra = 6.0 \pm 6.6$). The summit springs do not contain Cl and are typical for a vapour-dominated hydrothermal system. Isotopic analyses of the hot pool water and condensate samples indicated a system dominated by meteoric water with no magmatic component. Further data is helping to corroborate previous theories on a system with two sources: a shallow hydrothermal system and H₂ and CH₄-rich gas generated by serpentinization of the basaltic lava.

Initial results of a map representing the diffuse degassing of the volcano have produced interesting results: the concentration of radon is high across the island, with concentrations up to 227 and 1582 kBq m⁻³ for ²²²Rn and ²²⁰Rn respectively. Some regional patterns have been identified, with variations in the ratio of ²²²Rn:²²⁰Rn. The anomalies are likely to be associated with areas of high permeability, and can be related to faults within the edifice. The high radiogenic contents of the Socorro lavas may help to explain the low He isotopic ratio.

VOLG-24

NATURALEZA DEL MAGMA DE LA ERUPCIÓN PÓMEZ TOLUCA SUPERIOR DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA, MÉXICO

Arce J.L.¹, Macías J.L.² y Gardner J.E.³

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: arcejl@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks, USA

La erupción pliniana de la Pómez Toluca Superior (PTS), es el último evento volcánico de gran magnitud ocurrido hace aproximadamente 10,500 años A.P. en el Volcán Nevado de Toluca. Esta erupción arrojó una gran cantidad de magma (6 km³) de composición dacítica (63-66% en peso en SiO₂), la mayor parte como caída de piroclastos y en menor cantidad como flujos y oleadas piroclásticas, concluyendo con la extrusión de un domo central (El Ombligo). Los productos juveniles originados por este evento volcánico son fragmentos de pómez blanca, gris y bandeada y líticos de color gris claro, con una asociación mineralógica de plagioclasa + hornblenda + ortopiroxeno + óxidos de Fe y raramente biotita, en una matriz microcristalina y vítrea de composición riolítica (70-75

% en peso SiO₂). A pesar de que no existe una variación importante en la composición química de roca total, los análisis de microsonda de las distintas fases minerales y de la matriz, revelan que el domo central así como la pómez gris, son relativamente más silíceas respecto a la pómez blanca. Experimentos de laboratorio de muestras naturales realizados a presiones y temperaturas controladas, indican que el magma estuvo sujeto a una temperatura de 855-863°C y a una presión entre 1800-2000 bars. Esto indica que la cámara magmática estuvo localizada a una profundidad aproximada de 5-6 km por debajo de la cima del volcán. Así mismo se establecieron los límites de estabilidad de las principales fases minerales, el anfíbol puede cristalizar desde presiones de 1400 bars en adelante y temperaturas de 780°C hasta 870°C; la plagioclasa no puede cristalizar de manera estable a más de 700°C y presiones > 2000 bars; por último el ortopiroxeno presenta un intervalo de presión y temperatura muy amplio en el cual puede cristalizar de manera estable, a alta presión y baja temperatura (2600 bars y 860°C) así como a menor presión y mayor temperatura (1900 bars y 900°C).

VOLCANOLOGÍA GENERAL

VOLG-25

DEPÓSITOS DE AVALANCHA Y FLUJOS DE ESCOMBROS ORIGINADOS HACE 3600 AÑOS POR EL COLAPSO DEL SECTOR SUROESTE DEL VOLCÁN DE COLIMA

Abel Cortés Cortés

Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
E-mail: abel31@hotmail.com

Hace 3,600 años, el flanco SW del Volcán de Colima colapsó originando una avalancha de escombros que viajó 25.5 Km hacia el SW alcanzando el río Armería y bloqueando su cauce. El flujo alcanzó velocidades de 110 Km/h al llegar al río Armería, antes de detenerse contra las calizas de Cerro Grande, en un tiempo de 3.7 minutos. Actualmente el depósito de avalancha cubre una superficie de 38.8 km² con un espesor promedio de 30 m, un volumen de 1.1 km³ y una relación (H/L) de 0.13. Parte de la avalancha se emplazó a lo largo del valle de la barranca La Lumbre, donde formó una serie de terrazas con espesores máximos de 60 m. La presencia de material juvenil y depósitos de flujos piroclásticos con pómez de caída intercalada, que sobreyacen en forma directa al depósito de avalancha de escombros, sugieren que el colapso del edificio volcánico fue debido a un evento volcánico tipo Bezymianny. En zonas cercanas a la fuente, el depósito de avalancha presenta una topografía abrupta de montículos, mientras que en zonas más lejanas presenta una superficie de pendiente suave con montículos pequeños, alargados en dirección del flujo y una serie de escalonamientos con paredes de algunas decenas de metros.

El depósito de avalancha bloqueó el valle del río Armería formando un lago con un volumen aproximado de 0.41 km³, el cual tardó aproximadamente 11 días en llenarse. El rompimiento de la represa dio origen a un flujo de escombros que viajó aproximadamente 20 km lo largo del valle del río Armería, donde formó un depósito con una serie de terrazas con paredes casi verticales y espesores que varían de 70 a 15 m. Actualmente el depósito de flujos de escombros, presenta una longitud de 17.5 Km y cubre una superficie de 6.38 km², con un espesor promedio de 30 m y un volumen 0.191 km³.

El estudio granulométrico del depósito de avalancha, muestra un contenido de grava que varía de 75% a 6.2% disminuyendo con la distancia. El contenido de arcilla varía desde un máximo de 3.88%, a 0.07% con la distancia. En cambio el depósito de flujos de escombros, presenta volares que varían de 58% a 36% disminuyendo con la distancia. Su contenido de arcilla tiende a aumentar con la distancia de 0.11% a 1.75%. Con base en el bajo contenido de material del tamaño de las arcillas y la ausencia de minerales arcillosos, el depósito de flujos de escombros se clasifica como un flujo de lodo no cohesivo.

Las evidencias sobre la ocurrencia de múltiples eventos de colapso asociados con avalanchas de escombros con volúmenes > 1 km³, en el Complejo Volcánico de Colima, hacen evidente la necesidad e importancia de un intenso y detallado trabajo de campo que permita caracterizar y determinar el número de avalanchas gravitacionales que permita definir un periodo de recurrencia de estos fenómenos eruptivos en el Complejo Volcánico de Colima.

Si un evento futuro de avalancha de escombros ocurriera en el Volcán de Colima y se emplazara hacia el sur, afectaría 3 municipios del Estado de Colima, incluyendo la ciudad de Colima, con un total de 256,921 habitantes.

VOLG-26

COLAPSO DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS EN LA CADENA CITLALTÉPETL-COFRE DE PEROTE, SECTOR ORIENTAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

Carrasco-Núñez G., Díaz-Castellón R., Hubbard B., Siebert L., Sheridan M. y Rodríguez S.

Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Qro., México
E-mail: gerardoc@uncit.unam.mx

La cadena volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote representa una importante barrera orográfica que separa el Altiplano central de México, con una altura promedio de 2,400 msnm, de la Planicie Costera del Golfo, cuyo nivel en la base de la sierra es de aproximadamente 1,300 m. El pronunciado desnivel que existe entre ambas provincias fisiográficas ha favorecido condiciones de inestabilidad gravitacional de los edificios volcánicos mayores que, de manera preferencial, se han colapsado repetidamente siempre hacia la Planicie Costera, formando avalanchas de escombros de grandes dimensiones

que inundaron el sistema de drenaje bien integrado que caracteriza a este sector de la cadena volcánica, en contraste con el Altiplano, que no presenta un red fluvial definida.

Colapsos catastróficos han ocurrido en varias ocasiones en los volcanes Citlaltépetl, Cofre de Perote, Las Cumbres y, muy posiblemente también, en edificios volcánicos que integran el complejo volcánico de La Gloria, ubicado entre Las Cumbres y el Cofre de Perote. Algunas de las avalanchas han alcanzado distancias de más de 70 km desde su fuente, sin sufrir transformaciones laterales significativas y han llegado hasta la costa como flujos de escombros secundarios. Hasta el momento, no se tienen mayores evidencias de actividad volcánica asociada a la formación de los colapsos sectoriales de estos edificios volcánicos. Por el contrario, en algunos casos se ha propuesto que su inestabilidad ha sido favorecida, de manera importante, por la fuerte alteración hidrotermal que han experimentado a través del tiempo, en conjunción con otros factores como: el pronunciado relieve hacia el sector oriental, el control de estructuras del basamento reactivadas en el Terciario Tardío, la alta precipitación pluvial en esa región, y la frecuente actividad sísmica. Estos dos últimos factores pueden considerarse como los agentes disparadores más viables, como ya lo han mostrado en tiempos históricos con la formación de flujos de escombros de origen sismogénico.

Esto tiene importantes implicaciones en la evaluación de la estabilidad de volcanes, ya que aún cuando estos se consideren extintos, pueden representar un gran riesgo por los derrumbes catastróficos que se pueden generar sin actividad volcánica asociada.

VOLG-27

MAPA DE PELIGROS PARA FLUJOS PIROCLÁSTICOS DEL VOLCÁN DE COLIMA Y EVALUACIÓN DEL RIESGO

Saucedo R.¹, Macías J.L.², Sheridan M.E.³, Bursik M.³ y Komorowski J.C.⁴

¹ Facultad de Ingeniería, Instituto de Geología, UASLP
E-mail: rgiron@uaslp.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ Geology Department, SUNY at Buffalo, Buffalo, NY., USA

⁴ Institut de Physique du Globe de Paris, Paris, France

El registro histórico del volcán de Colima, indica que es el volcán más activo de México con más de 43 erupciones desde 1576, 25 de las cuales han generado flujos piroclásticos. Entre éstas, al menos tres han sido originadas a partir del colapso de una columna pliniana, 12 de tipo Soufrière y por lo menos nueve de tipo Merapi, que representan los escenarios eruptivos con mayor recurrencia.

Con base en el estudio de la erupciones de 1913, 1991, 1994 y 1998-1999, y el programa "Flow 3D" (Kover, 1995) se elaboró un mapa de peligros para flujos piroclásticos. El modelo emplea un modelo digital de terreno y algunos parámetros físicos como alcances máximos (coeficiente de fricción α_0), viscosidad (α_1) y turbulencia interna del flujo (α_2).

Con estos parámetros y tomando como referencia la erupción de 1913, se simularon las trayectorias máximas de los depósitos estudiados delimitando así tres zonas de peligro (alto, medio o bajo).

Las zonas que representan un peligro alto y medio (zonas 1 y 2) ubicadas a 7 km y 11 km de la cima del volcán, podrían ser afectadas por flujos piroclásticos tipo Merapi o Soufrière. Estos flujos piroclásticos, sólo afectarían algunos ranchos, al poblado de la Yerbabuena y probablemente al poblado de La Becerrera (~500 habitantes). La zona de bajo peligro (zona 3) con un alcance máximo hasta de 17 km de la cima, podría ser afectada por flujos piroclásticos generados por el colapso de una columna pliniana, tipo 1913. En este caso se verían afectados poblados importantes como son La Becerrera y Quesería en el Estado de Colima, y Tonila, Cofradía, San Marcos y Juan Barragán en el Estado de Jalisco, así como un número importante de ranchos, en total se vería afectada una población aproximada de 15,000 personas.

VOLG-28

RELACIONES ENTRE EL VOLCANISMO Y EL FALLAMIENTO TERCIARIOS EN LA REGIÓN DE TILZAPOTLA, ESTADO DE MORELOS

Morán-Zenteno Dante J., Alba-Aldave Leticia A., Gonzalez-Torres Enrique A. y Martiny, Barbara
Instituto de Geología, UNAM
E-mail: dantez@servidor.unam.mx

En la región sur del Estado de Morelos y noreste del Estado de Guerrero se localizan dos de los campos volcánicos terciarios más extensos del sector norte de la Sierra Madre del Sur. El primero de ellos corresponde a la Caldera de Tilzapotla-Buenavista la cual evolucionó como una estructura de colapso con posterior resurgencia. La segunda está representada por la Sierra de Huautla la cual está formada por los restos erosionados de una estructura volcánica del tipo estratovolcán. El primer grupo de fechamientos de K-Ar de la unidad Tilzapotla indican que el evento volcánico asociado al colapso de la Caldera ocurrió aproximadamente hace 35 Ma. La posición de las rocas andesíticas del volcán de Huautla sobreyaciendo a las ignimbritas de la Formación Tilzapotla y sus relaciones estratigráficas, indican una edad ligeramente posterior para la secuencia volcánica de Huautla.

La zona formada por ambos centros volcánicos se encuentra limitada por dos lineamientos regionales de orientación NW-SE. El primero de ellos, ubicado al suroeste de la Caldera de Tilzapotla-Buenavista se extiende hasta la región de Taxco-Tetipac en donde se ha documentado un desplazamiento lateral izquierdo para el final del Eoceno. Este lineamiento da forma relativamente rectilínea al borde sureste de la Caldera de Tilzapotla-Buenavista. Las estrías observadas en los planos de falla indican un desplazamiento vertical y oblicuo para los últimos episodios de desplazamiento que probablemente coinciden con el colapso de la caldera.

Para el lineamiento ubicado al noreste de la Sierra de Huautla se han documentado indicadores que revelan una historia cinemática variable. La geometría y las relaciones cinemáticas de los lineamientos regionales sugieren que el desarrollo del volcanismo en estas zonas fue favorecido por la extensión asociada a la terminación de las fallas laterales regionales o a la extensión en una zona de transferencia.

VOLG-29

**LAS FALLAS NE-SW Y SU INFLUENCIA EN EL
EMPLAZAMIENTO DEL CAMPO VOLCANICO APAN-
TEZONTEPEC, CENTRO DE MEXICO**

García-Palomo A.¹ y Macías J.L.²

¹ Depto. de Geología Regional, Instituto de Geología, UNAM
E-mail: apalomo@geol-sun.igeolcu.unam.mx

² Servicio Geológico Metropolitano

El Campo Volcánico Apan-Tezontepec (CVAT) está ubicado en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en un área delimitada por las coordenadas geográficas 20°00', 19°30'N y 99°00' y 98°00'W, en los estados de México, Hidalgo, Puebla y Tlaxcala. El CVAT está constituido por cerca de 280 aparatos volcánicos, entre ellos: 10 volcanes en escudo, 5 domos, coladas de lava y conos de escoria km². Geomorfológicamente, el CVAT está emplazado en las planicies de Tizayuca, Apan y Tochac, las cuales tienen una orientación preferencial NE-SW y están delimitadas por frentes montañosos y las fallas denominadas: Axaxalpa, Apan-Tezontepec, Texcoco, Tizayuca y Tolcayuca. De acuerdo con las características geomorfológicas de estas planicies, el CVAT se puede clasificar como un campo de conos de plataforma. La composición química de las rocas del CVAT varía de basaltos a andesitas basálticas (50-56.5 % peso SiO₂). Las características junto con el análisis de los elementos trazas indica que se trata de rocas asociadas a zonas orogénicas. Tres fechamientos radiométricos K-Ar en rocas del CVAT (1.5 ± 0.07 Ma, 0.45 ± 0.07 Ma y 0.8 ± 0.2 Ma) lo ubican dentro del Pleistoceno.

El análisis estadístico del eje mayor de los conos de escoria (dirección preferencial N40°E), el grado de elipticidad determinado con base en mínimos cuadrados, así como la dirección de los colapsos de los conos (dirección NW), indican que el CVAT estuvo controlado por un fuerte control estructural. Así mismo se obtuvieron 15 lineamientos de conos del CVAT de los que se midieron el rumbo, la longitud, el centro, el número de conos por lineamiento, el coeficiente de correlación *r* y el error estándar, este análisis indica que el rumbo promedio de los lineamientos es de N45°E. Finalmente se graficaron las orientaciones del Esfuerzo principal mínimo (s₃), obtenido con base en los alineamientos de los conos de escoria. El análisis en un histograma polar indica un máximo entre N45°-50°W, es decir, la orientación del esfuerzo horizontal mínimo actual es N45W-S45E.

Por lo tanto la orientación preferencial de los conos de escoria coincide con la orientación de las fallas de la región (~N45°E), indicando que las fallas Axaxalpa, Tizayuca, Apan-Tlaloc y Tolcayuca jugaron un papel importante en el emplazamiento del CVAT.

VOLG-30

**EARLY TERTIARY VOLCANISM IN LA VIRGEN HILL,
ZACATECAS, MÉXICO ¿DOES IT REFLECT THE
EVOLUTION OF A CALDERA?**

Escalona-Alcázar E.J.¹, Suárez-Plascencia C.², Pérez-Román A.M.³, Ortiz-Acevedo O.⁴, Bañuelos-Álvarez C.⁵, Nava de la Riva J.C.⁶ y Bañuelos-Quezada V.⁷

¹ Depto. de Ordenamiento Ecológico, Instituto de Ecología y Medio Ambiente de Zacatecas, GODEZAC, Guadalupe, Zac.
E-mail: fescalona@hotmail.com

² Depto. de Geografía y Ordenación Territorial, CUCSH, Universidad de Guadalajara

³ Consejo Estatal de Seguridad Pública, GODEZAC

⁴ Unidad Académica de Agronomía, UAZ

⁵ Dirección de Informática, ITESM, Campus Zacatecas

⁶ Depto. de Impacto y Riesgo Ambiental, Instituto de Ecología y Medio Ambiente de Zacatecas, GODEZAC

⁷ Instituto de Ecología y Medio Ambiente de Zacatecas, GODEZAC

Early Tertiary volcanism in La Virgen Hill, Zacatecas, was mostly associated with the development and evolution of a caldera. The volcanic sequence was first described as an intercalation of ignimbrites with pumicitic and lithic tuffs, some breccias and scattered small intrusive domes. The oldest age reported is 49.5 Ma and the youngest is ~36 Ma, with a gap between ~44 to 40 Ma. In plant view La Virgen Hill and neighborhood forms a semicircular structure bordered at north by the "La Cantera" vein, that is a 8 km long structure. At southern edge there is a roughly linear structure composed by domes and small riolitic flows. At the north of "La Cantera" there are no outcrops of Tertiary volcanic rocks; however at the other edges Tertiary volcanism is widely exposed. The idea of the caldera is mostly supported by the semicircular structure and the thickness of the volcanic sequence.

In this work we present a detailed geologic mapping of the Tertiary volcanic rocks of La Virgen Hill. The volcanic sequence does not correlates well with the previously described. The reasons are no subject of this work. In the sequence here described La Virgen Hill is composed by interbedded lithic, crystalline and pumice pyroclastic rocks, together with thick riolitic flows, brecciated pyroclastic flows, and rare perlitic domes and lahars. The thickness of the individual units is not greater than 30 m. The exceptions are a crystalline tuff in eastern margin which is more than 60 m thick and a riolitic flow at the center of the hill. The possible sources for volcanic rocks are not yet identified. In most deposits the grain size (pumice and lithics) are mostly homogeneous within each. Brecciated pyroclastic flows not resembles to be traveled by long distances since they have fragments more than 2 m in diameter, are

closely packed, their thickness is around 20 meters. The rhyolitic flows shows viscous folding, some are spherulite rich, and flow lines are closely packed. For the perlitic rocks, domes and sills, some are associated with faults. The main question of this work remains unsolved until more detailed work and analyses will be done. At present time the evidence for solve the question is yet scarce and it is necessary a detailed structural study in order to support the final conclusion.

VOLG-31

LA IGNIIMBRITA PANALILLO, UNA REOGNIIMBRITA RIOLITICA EN EL CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

Torres-Hernández J.R.¹, Labarthe-Hernández G.¹, Mata-Segura J.L.¹, Siebe-Grabach C.², Macías-Vázquez J.L.² y Espíndola-Castro J.M.²

¹ Instituto de Geología, UASLP
E-mail: jrtores@uaslp.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

En el Campo Volcánico de San Luis Potosí (CVSLP), se ha documentado la presencia de dos unidades ignimbríticas de composición riolítica; la Ignimbrita Cantera y la Ignimbrita Panalillo. Esta última, había presentado problemas de interpretación en cuatro aspectos principales; 1) su exposición muy esparcida y con poca área de exposición; 2) su espesor y características prácticamente homogéneas en dondequiera que se presenta; 3) la presencia de pliegues de flujo semejando lavas, y 4) la dificultad de asignarle una zona de fuente. Otra característica importante es que cubre a algunas de las fallas regionales de orientación NW-SE. Es común considerar a las ignimbritas asociadas a la evolución de una caldera, ya sea en sus estados incipientes, en donde solo se expresa una ligera depresión del terreno (?downsag?), o la depresión circular u elíptica formada por un verdadero colapso. Sin embargo, recientemente se ha podido documentar que algunas ignimbritas tienen fuentes alineadas o fueron emitidas a través de fracturas rectas, sin ninguna asociación caldérica, y es común que se mencione a ignimbritas de alto grado (?high grade ignimbrites?) como asociadas a la etapa final de emisión piroclástica a través de fracturas rectas, generando la formación de diques piroclásticos y la clausura de los conductos. Las características de remorfismo comunes en este tipo de ignimbritas, genera por movimiento lento post emplazamiento estructuras de flujo muy parecidas las de las lavas riolíticas. Sin embargo, por su contenido de pómez, el carácter vitroclástico de la matriz, su espesor homogéneo y sus características de soldamiento prácticamente total de la base a la cima, se les ha podido identificar como ignimbritas (?ash flow tuffs?) cuyo emplazamiento ocurre a muy altas temperaturas. Todas estas características son claramente identificadas en la Ignimbrita Panalillo. La conexión del material en superficie con diques piroclásticos emplazados en fallas regionales de orientación NW-SE, la identifican como una ignimbrita de alto grado emitida en la etapa final de un evento de vulcanismo

piroclástico en el área y señala el fin de un período de extensión en el Oligoceno tardío en la porción sur del altiplano central de México.

VOLG-32

REPORTE PRELIMINAR SOBRE LA GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE UNA PORCIÓN DEL CENTRO-ESTE DEL CAMPO VOLCÁNICO DE LA SIERRA CHICHINAUTZIN

Arana-Salinas L. y Siebe C.
Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: liarana@hotmail.com

Se estudió la geología y estratigrafía de los volcanes monogenéticos Tláloc, Cuautzin III, Teuhtli y Ocusacayo, localizados en el sector centro-este del Campo Volcánico de la Sierra Chichinautzin. La geología superficial consiste de rocas ígneas extrusivas de edad cuaternaria, constituidas por derrames de lava de composición basáltico-andesítica (volcanes Ocusacayo y Teuhtli), andesítica (Ocusacayo y Teuhtli) y dacítica (Ocusacayo, Cuautzin y Tláloc) así como secuencias de depósitos de caída y pequeños lahares. Estas lavas fueron emplazadas a través de sistemas de fracturas con orientación E-W. La morfología de estos volcanes es de tipo escudo, aunque existen algunas diferencias entre ellos, las cuales se pueden atribuir a discrepancias en la tasa eruptiva, la composición química y la viscosidad del magma.

Para definir la estratigrafía del área se utilizó un horizonte guía, la "Pómez Tutti-frutti" del Popocatepetl, la cual tiene una edad aproximada de 14,000 años. Las rocas más antiguas del área corresponden a los productos del Ocusacayo y el Teuhtli, mismos que subyacen a la "Pómez Tutti-frutti". El complejo del Ocusacayo se compone de tres flujos principales de lava que varían entre dacita (el más antiguo) y basalto andesítico (el más joven), los cuales son sobreyacidos por un conjunto de conos cineríticos. El Teuhtli está constituido por al menos 4 flujos de lava estratificados, con espesores entre 1 y 3 m; su composición es andesítica y forman un escudo en cuya cima se encuentra un cono cinerítico. Estos productos son sobreyacidos por la "Pómez Tutti-frutti", un depósito pliniano de caída de pómez color naranja, con líticos accidentales de rocas metamórficas e ígneas. Su espesor máximo en el área es de 30 cm, y por debajo de éste se encuentra un estrato de ceniza color beige a gris con un espesor máximo de 7 cm.

Las rocas más jóvenes corresponden a los productos del Cuautzin y el Tláloc, y sobreyacen a la "Pómez Tutti-frutti". El Cuautzin es la estructura más pequeña, constituida por flujos de lava dacítica coronados por un cono cinerítico. Los depósitos de caída (de hasta 30 cm de espesor) del Cuautzin están cubiertos por depósitos de caída del Tláloc, el cual es un complejo de 3 conos cineríticos formados por depósitos de escoria y pómez que descansan sobre flujos de lava dacítica.

VOLCANOLOGÍA SÍSMICA

VOLG-33

ANÁLISIS DE PATRONES SÍSMICOS ASOCIADOS A EXHALACIONES Y EXPLOSIONES DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL
De la Rosa Felipe¹, Gutiérrez Carlos A.¹ y Valdés Carlos M.²¹ CENAPRED

E-mail: felrm@cenapred.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

Existe un riesgo latente para la población alojada en los límites del estado de México, Morelos y Puebla, con la reactivación del volcán Popocatepetl a partir de diciembre de 1994. Para evitar daños mayores en las poblaciones cercanas al coloso (incluso para ciudades relativamente distantes del volcán, como el D.F. y la ciudad de Puebla, donde existe la posibilidad de afectación por caída de ceniza) y con el propósito de aminorar el riesgo asociado a la actividad volcánica, se evalúan aquellos parámetros mediante sistemas de monitoreo y observación de campo que permiten identificar los distintos niveles de actividad.

Se presenta un estudio de los eventos sísmicos detectados en la estación Canario (PPPV) ubicada sobre la ladera norte del Popocatepetl a 4170m de altura, latitud 19.0412 y longitud 98.6280. Se reportan los resultados del análisis de la sismicidad asociada con algunas exhalaciones de gran tamaño y con eventos explosivos de magnitud considerable. El estudio anterior tiene por objetivo los dos puntos siguientes:

- Identificar y clasificar los diferentes tipos de eventos sísmicos del volcán Popocatepetl.
- Determinar si existe algún patrón o patrones de sismicidad que indiquen la proximidad relativa de explosiones o exhalaciones importantes.

La clasificación de estos eventos se basa en la forma de onda de cada señal registrada, con una amplitud mayor a 15 mm, en un periodo de un mes (15 días antes de una exhalación o explosión importante y quince días después de la misma) con la intención de pronosticar algún evento a corto plazo.

Se obtuvieron resultados importantes sobre ésta clasificación, que dejaron ver que existen cinco familias de eventos: Los eventos tipo A o vulcanotectónicos, las exhalaciones que a su vez contienen 7 tipos de señales diferentes (tipos 1 al 7), los derrumbes, las explosiones y los tremores.

También se determinaron los patrones de ocurrencia de los eventos sísmicos para cinco meses distintos; junio y diciembre de 1997, enero, noviembre y diciembre de 1998, en los cuales el volcán presentó un incremento en su actividad, concluyendo ésta, con una exhalación o explosión de grandes dimensiones.

En conclusión, de los 7 tipos de exhalaciones características identificadas, se observó que 3 de ellas, con menor ocurrencia relativa (tipo 5, tipo 6 y tipo 7) se muestran como precursoras, en ocasiones combinadas con el tremor armónico (T1) y siempre con eventos vulcanotectónicos Tipo A. Estas señales pueden correlacionarse entre sí, permitiendo identificar los patrones sísmicos precursores y por lo tanto la proximidad, con alta probabilidad, de un evento importante.

VOLG-34

INTERPRETACION DEL TREMOR ARMONICO REGISTRADO EN EL VOLCAN POPOCATEPETL DURANTE LA ACTIVIDAD ERUPTIVA DE DICIEMBRE DEL 2000

Arámbula-Mendoza R. y Valdés-González C.

Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: rul_arambula@yahoo.com.mx

El volcán Popocatepetl es considerado uno de los más activos de nuestro país en la actualidad como lo ha demostrado en los últimos años. Una etapa de gran actividad sísmica se presentó en el volcán, los días 15, 16 y 17 de diciembre del 2000. Está etapa correspondió a un periodo de tremor armónico de gran amplitud, el cual saturó los registros analógicos de las estaciones de periodo corto de la red del monitoreo del volcán Popocatepetl. El tremor armónico se relacionó al emplazamiento de un nuevo domo de lava dentro del cráter, el cual se formó en dos etapas que totalizaron aproximadamente 32 horas. La localización de estos tremores se llevó a cabo analizando el movimiento de partículas, de los registros filtrados para la mayor amplitud, que en este caso fue de 1.20 y 2.00 Hz para las dos etapas observadas. Las localizaciones del tremor, con la frecuencia fundamental alrededor de 1.20 Hz, se concentraron en una zona entre los 3100 y 3900 msnm. Para la segunda etapa, el tremor con frecuencias fundamentales cerca de los 2 Hz, se localizó entre 3500 y 4400 msnm. Siguiendo el modelo de un tubo de órgano con sus extremos cerrados, se propone un modelo conceptual para los conductos más superficiales del volcán. De acuerdo con las frecuencias del tremor y su localización, se calcularon longitudes de conductos de 844, 500, 350, 250 metros. La longitud del conducto de 844 m se ubicó sobre los 3100 msnm, después el conducto de 500 m a una altura de 3750 msnm, con una zona de transición de los dos ductos entre los 3750 y 4000 msnm. Por arriba del conducto de 500 m se ubicaron los conductos de 350 y 250 m. La ocurrencia de esta señal sísmica indicó una tasa de emisión de magma alta, así como el crecimiento de un nuevo domo de lava aproximadamente de $19 \times 10^6 \text{ m}^3$, por lo que los escenarios en cuanto a la actividad futura sugerían una erupción de mayor magnitud en los siguientes días. Esta erupción ocurrió los días 18 y 19 de diciembre, así como el evento más explosivo en la historia actual del volcán, el 22 de enero del 2001. Es por esta razón que el reconocimiento de estas señales puede ser considerado como precursor de actividades eruptivas explosivas en el volcán Popocatepetl.

VOLG-35

SISMICIDAD EN LA REGIÓN DEL VOLCÁN TACANÁ, CHIAPAS, DURANTE SEPTIEMBRE DE 1997 Y SU EVALUACIÓN EN EL RIESGO VOLCÁNICO

López César H.¹, Valdés Carlos G.² y Ramos Silvia H.³¹ CENAPRED

E-mail: enjambre@cenapred.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM³ Monitoreo Volcánico y Sismológico, Gobierno del Estado de Chiapas

El volcán Tacaná se encuentra como punto límite entre México y Guatemala, al sureste del estado de Chiapas. Durante la primera mitad de 1986 se observó una actividad creciente en éste volcán que culminó con una explosión freática el 8 de mayo de ese mismo año, a razón de ello, autoridades del gobierno de Chiapas, investigadores de la UNAM y personal de INHSIVUME (Guatemala) comenzaron estudios geológicos para la evaluación del riesgo que presentan poblaciones aledañas al volcán. Alrededor de 400 000 habitantes tanto del lado de Guatemala como de México viven cerca del volcán y ciudades de 250 000 hab. como es el caso de la ciudad de Tapachula se encuentra aproximadamente a 60 Km de este.

El objetivo de este trabajo es evaluar el estado del volcán Tacaná para el periodo del 11 al 23 de septiembre de 1997 mediante una red sísmica instalada cerca del Tacaná en ese mismo año; ya que desde el evento explosivo de 1986 a éste volcán se le considera activo, potencialmente peligroso y muy poco estudiado.

Como resultado, no se encontraron señales que indiquen alguna actividad sísmica para ese periodo relacionados al volcán como son eventos de exhalación, tremor ó eventos LP's (Long Period). No obstante, se reconocieron eventos volcano-tectónicos (VT) aislados que fueron localizados a distancias menores a 3 km de la cima principal del volcán con profundidades menores a 5 km, concluyendo que el Tacaná se encuentra en un estado latente. Por ello se reconoce la necesidad de un monitoreo constante y multidisciplinario de este volcán.

Además, se reconocieron una gran cantidad de eventos sísmicos ajenos al volcán debido a la tectónica regional, tanto de la zona de subducción como de las fallas transformantes, así como fallas y fracturamientos someros de la región, tan solo en los 13 días del periodo de observación en un radio de 100 km del volcán Tacaná se reconocieron 293 eventos sísmicos y se localizaron cuidadosamente 46 eventos (con el algoritmo HYPOCENTER, un modelo cortical de velocidades propuesto y $RMS \leq 3\%$, $ERH, ERZ \leq 1$ Km). Resulta ser una región muy activa, con riesgo sísmico potencial y por tanto se sugiere la necesidad de tener una red sísmica propia y una revisión a los reglamentos de construcción en el estado de Chiapas.

VOLG-36

PROPIEDADES GENERALES DE LOS ENJAMBRES DE SISMOS VOLCANO-TECTÓNICOS

Vyacheslav M. Zobin

Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima

E-mail: vzobin@cgic.ucol.mx

Las propiedades generales de los enjambres de sismos volcano-tectónicos (variación temporal y distribución espacial de sismos, sismicidad post-eruptiva, duración de actividad sísmica antes de la erupción y la posición del evento volcánico dentro del enjambre sísmico) se analizan con base en los enjambres de sismos relacionados con 31 erupciones de 16 volcanes del mundo. El análisis fue realizado para la base de datos completa y para muestras de datos de los volcanes basálticos, andesíticos y dacíticos, respectivamente.

VOLG-37

LA ACTIVIDAD SÍSMICA ASOCIADA A LA ERUPCIÓN DE NOVIEMBRE DE 1998 DEL VOLCÁN DE FUEGO COLIMA, MÉXICO

Araceli Zamora-Camacho, Juan Manuel Espíndola Castro,

Gabriel Reyes-Dávila y Zenón Jiménez-Jiménez

Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM

E-mail: zaraceli@yahoo.com.mx

Jiménez *et al.* (1995) analizaron la actividad sísmica del evento eruptivo del 4 de julio de 1994 del volcán de Colima, encontraron que los epicentros tienen un rango de profundidad de 3-6 km.

Domínguez *et al.* (2001), estudiaron la actividad sísmica del volcán en el período 16 de junio al 6 de julio de 1998, encontraron 2 enjambres de temblores, el primero ocurre del 16 de junio al 3 de julio y el segundo del 4 al 6 de julio, los epicentros se localizaron arriba de los 7km.

En este trabajo analizamos la evolución de la actividad sísmica en el periodo de 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999 en el cual ocurrió la erupción del 18 de noviembre de 1998, se presentan los eventos en términos de la energía disipada por unidad de volumen bajo el edificio volcánico, así como los hipocentros de los eventos de mayor magnitud. Finalmente presentamos los resultados del análisis de correlación entre sismos que muestran la ocurrencia de familias de temblores.

VOLG-38

ANÁLISIS DE LOS TREMORES DE ABRIL-MAYO 2002 EN EL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA, MÉXICO

Domínguez Tonatiuh, Ochoa Llamas Guillermo y Navarro Carlos
Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
E-mail: tonatiuh@cgic.ucol.mx
Facultad de Ingeniería Civil, Universidad de Colima

Después de menos de 1 año de calma (la última explosión del periodo de actividad volcánica 1998-2001 ocurrió en febrero de 2001). Un nuevo periodo de extrusión se ha estado llevando a cabo por más de 10 meses. A diferencia de las erupciones de la década pasada, ésta se ha caracterizado por una ausencia de actividad sísmica durante el periodo de ascenso del magma hasta la cima y la formación de un domo que abarca la totalidad del área del cráter por lo que la generación de flujos de lava y piroclásticos se dan por diferentes flancos del volcán. Otra diferencia notable es la ocurrencia de tremores de regular amplitud durante los meses de abril y mayo de 2002 que no se habían observado anteriormente en ningún registro de la red RESCO. Actualmente la actividad se puede describir como un crecimiento continuo de los frentes de lava a una tasa de velocidad bastante baja (0.1-0.4 m³/seg) con ocasionales explosiones de baja magnitud observadas claramente durante las noches como incandescencias súbitas en la cima.

La aparición tan inusual de estos tremores, motivó la preocupación del comité científico debido a que se adjudicaron a la presencia de un magma de composición diferente a los observados anteriormente y que podría estar localizado a la altura de las estaciones de inclinometría (de 800 a 1500 m debajo de la cima). De confirmarse esta hipótesis, se presentaba la posibilidad de una erupción de gran magnitud que afectaría a las poblaciones aledañas al volcán durante los siguientes días posteriores a la aparición de los tremores. Debido a esta posibilidad, las autoridades tomaron la decisión de evacuar de manera preventiva la población de la Yerbabuena, Col.

Mediante un análisis de movimiento de partícula para 3 bandas diferentes de frecuencia de los registros de una estación de banda ancha localizada al sur de volcán, se pretendió ubicar el origen de estos tremores. Se presentan los resultados de éste análisis, así como la relación con otros parámetros geofísicos.

VOLG-39

LOCALIZACIÓN PRELIMINAR DE EXPLOSIONES SOMERAS, EN EL VOLCÁN DE COLIMA, MÉXICO

Domínguez Tonatiuh, González Pablo, Alatorre Eliseo, Navarro Carlos, Reyes Gabriel y Bretón Mauricio
Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
E-mail: tonatiuh@cgic.ucol.mx
Depto. de Geología, Universidad de Granada

Durante los últimos meses de la presente actividad que se inició en mayo de 2001, se han observado pequeñas explosiones que se registran tanto en las estaciones sísmicas cercanas al volcán como en la cámara de video ubicada en instalaciones de la Universidad al sur del mismo.

Resultado de la comparación de las imágenes, con los sismogramas de estos eventos, se pudo constatar que la expresión superficial de los eventos explosivos y su registro sísmico, poseen un desfase temporal variable. De ahí nace la inquietud de cuantificar la zona de generación de este proceso físico y dinámico, en el que la presión del gas contenido en las burbujas, supera la presión confinante del magma, que tiene expresión visual y sísmica.

El análisis las señales sísmicas (espectral y de movimiento de partícula), reveló que los registros observados se componen de una onda interna y otra superficial, además para estaciones cercanas también se observa una onda de choque.

Un estudio de los tiempos de llegada y velocidades de grupo, nos dio como resultado un modelo estructural de velocidades de 2 capas para la región más próxima al volcán que satisfacía nuestras observaciones. Se construyó un diagrama de Wadati para la onda interna y superficial y se añadió una corrección pequeña, para obtener el tiempo origen. Con este modelo se implementó un programa simple de localización usando estos dos tipos de ondas.

Por otro lado, Se observó una ligera correlación entre la ocurrencia de las explosiones con la duración de tremor volcánico que se produjo durante los meses de abril, mayo y principios de junio de 2002.

La localización de la fuente de las explosiones someras es una herramienta de vigilancia más que podría añadirse a la que actualmente se llevan a cabo en Colima, pues variaciones temporales o espaciales de estas fuentes podrían informar de cambios físicos en el comportamiento del volcán.

VOLG-40

DESCRIPCIÓN DE LA SISMICIDAD ASOCIADA AL ACTUAL PROCESO ERUPTIVO DEL VOLCÁN DE FUEGO

Gabriel A. Reyes-Dávila, Francisco Núñez-Cornú, Carlos A. Ramírez-Vázquez y Carlos Suárez P.
RESCO, CUEIV, Universidad de Colima
E-mail: gerd@cgic.ucol.mx
SisVOC, Universidad de Guadalajara

Durante el 2001 la actividad del Volcán de Colima regresó prácticamente a su nivel base previo al inicio de la actividad de 1997. Sin embargo, durante los primeros meses del año 2001 diversos investigadores reportaron la presencia de importantes cambios morfológicos en el interior del cráter formado durante la etapa explosiva de febrero de 1999 a febrero del 2001. Es hasta octubre del 2001 cuando por primera vez se registra una manifestación sísmica del proceso en desarrollo. Durante dicho mes fue imposible observar el volcán debido a la típica nubosidad de la temporada de lluvia pero hacia finales del mismo se observó por primera vez la presencia de una extrusión en forma de espina. No obstante que la sismicidad decreció en tamaño y número, la continua observación visual del interior del cráter, mediante vuelos en helicóptero, permitió dar seguimiento al proceso. Prácticamente en forma asísmica el cráter mencionado fue rellenado nuevamente por material extruído formandose nuevamente el típico domo de lava de extrusión en el Colima. A principios de febrero el material alcanza los bordes del cráter y empieza a derramarse el material por los costados del volcán formándose nuevamente frentes de lava, principalmente en el sector sur-oeste manteniendose prácticamente constante la razón de extrusión. Sin embargo, a partir de los primeros días de abril empieza a registrarse en forma esporádica tremor armónico el cual empieza a incrementarse gradualmente tanto en duración, amplitud y contenido espectral. La anterior situación motivó una evacuación preventiva de las poblaciones cercanas al volcán. Sin embargo, hacia finales de mayo la actividad sísmica en general manifiesta una reducción importante, prácticamente en forma de escalón y posteriormente disminuyó lentamente hasta llegar a un mínimo hacia finales del mes de junio, para a partir del mes de julio incrementarse nuevamente manteniendose en niveles estables hasta el presente. Durante todo el proceso han estado presentes eventos del tipo de explosión de bajo nivel.

Se presentará a detalle lo mencionado arriba.

CARTELES

VOLG-41 CARTEL

ESTUDIO VOLCANOLÓGICO PRELIMINAR DEL DEPÓSITO DE CAÍDA LA PÓMEZ TOLUCA INFERIOR, VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA

Carreras L.¹, Capra L.¹ y Arce J.L.²

¹ Instituto de Geografía, UNAM

E-mail: solari@servidor.unam.mx

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM

El Nevado de Toluca es un estrato volcán activo, de composición andesítico-dacítica, que inició su actividad aproximadamente hace 2,6 m.a. (Plioceno tardío-Holoceno). Actualmente se encuentra en estado de quietud. En los últimos 42.000 años el volcán ha experimentado cinco eventos destructivos de domo y cuatro erupciones plinianas. En particular, la erupción pliniana ocurrida hace 24.500 años AP dio lugar al depósito de caída conocido como la "Pómez Toluca Inferior" que alcanzó áreas en donde actualmente se encuentran edificadas poblaciones como Toluca. En el trabajo que se está desarrollando sobre este depósito se analizan con detalle las propiedades texturales y sedimentológicas del depósito de caída así como sus características petrográficas y geoquímicas. En base a los resultados obtenidos se pretende reconstruir el escenario eruptivo que dio origen al depósito así como las condiciones pre-eruptivas en la cámara magmática, la dinámica eruptiva, la altura de columna, la dirección de dispersión de los piroclastos y su deposición final.

Hasta la fecha se ha logrado establecer que el depósito está constituido por siete horizontes, de los cuales cinco corresponden a depósitos de caída de piroclastos y dos a depósitos de oleadas piroclásticas. El espesor máximo encontrado hasta el momento es de 85 cm a una distancia de 15 km. desde el cráter, en la localidad de Zacango. Generalmente, los horizontes de caída están bien clasificados, con moda en f 0, y están constituidos, en orden de abundancia, por: pómez, líticos juveniles, líticos accidentales, cristales y vidrio. Los componentes distintivos de este depósito son los fragmentos de pizarras que constituyen parte del basamento sobre el cual se encuentra edificado el volcán.

Dependiendo de la distribución del depósito de caída y de la altura de la columna se podrá hacer una zonificación del peligro para las zonas aledañas al volcán Nevado de Toluca en el caso que se repitiera una actividad pliniana con las mismas características de hace 24.500 años AP y estimar el posible efecto de la dispersión de las partículas en la atmósfera y su consecuente efecto sobre el clima.

VOLG-42 CARTEL

LA ERUPCIÓN DE HACE 13000 AÑOS DEL VOLCÁN
NEVADO DE TOLUCA, MÉXICO

Sarocchi D., D'Antonio M., Capra L. y Macías V.J.L.
Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: escarcha@libero.it

Desde hace aproximadamente 42000 años el volcán Nevado de Toluca ha sido caracterizado por un estilo eruptivo de tipo explosivo con el colapso parcial de domos dacíticos que originó flujos de bloques y ceniza. Este tipo de actividad se ha repetido por lo menos en cinco ocasiones, hace 37000, 32000, 28000, 26000 y 13000 (Palomo *et al.*, 2002).

El propósito de este trabajo es el estudio petrográfico, geoquímico y sedimentológico de los productos de la erupción de 13000 años.

Estos depósitos son fácilmente identificables por sus relaciones estratigráficas claras entre la "Lower Toluca Pomice" de 24,500 años de edad y la "Upper Toluca Pomice" de 10,500 años de edad. En los afloramientos en donde no están presentes estos dos horizontes de caída su identificación es mas complicada por su similitud con los flujos de bloques y ceniza mas antiguos.

Estos depósitos no tienen todavía una edad precisa, debido a que no se ha encontrado hasta la fecha carbón dentro los mismos; fechamientos de un depósito lacustre por encima (Caballero *et al.*, 2000) y de un paleosuelo debajo de los depósitos (Palomo *et al.*, 2002) lo colocan en una edad comprendida entre 13,870 y 13,160 años.

Generalmente los depósitos están constituidos por tres unidades principales, con en la base un depósito de oleada piroclástica cubierto por dos distintas unidades de flujos de bloques y ceniza con un espesor total hasta 5 m. El horizonte basal está constituido por material de granulometría de la arena, con un espesor máximo de 40 cm y una distribución casi radial alrededor del cráter. Los dos depósitos de bloques y ceniza son normalmente masivos con bloques (líticos juveniles y accidentales) hasta 50 cm de diámetros y pómez centimétricas en una matriz arenosa. El espesor máximo de cada unidad es de hasta 2,5 m en las barrancas principales que se encuentran en el sector NE del volcán.

Los componentes juveniles del depósito presentan una composición dacítica con afinidad calciocalina. El análisis petrográfico indica que los líticos están constituidos por una textura porfírica seriada y contienen en orden de abundancia plagioclasas, anfíboles en desequilibrio con bordes oxidados, ortopiroxenos, óxidos y biotita en una matriz de fondo microcristalina.

VOLG-43 CARTEL

HYDROGEOLOGIC MODEL OF THE GEOTHERMAL
RESERVOIRS FROM LOS HUMEROS, PUEBLA, MEXICO

Fidel Cedillo Rodríguez
Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Residencia Los
Humeros, CFE
E-mail: fidel.cedillo@cfe.gob.mx

Petrological and geochemical studies of water and gases and reservoir engineering from geothermal wells, show two geothermal reservoirs. This is confirmed by petrographic and structural correlations and the conditions of the casing in the productions intervals in the geothermal wells. The upper reservoir in andesites with augite has neutral pH and is non-corrosive. The lower reservoir in basalts and andesites with hornblende has very high temperatures and an acid pH. They are separated by a layer of vitric tuffs (the Toba Humeros). Differences in elevations between potentiometric levels in the wells do not allow the direction of the flow of the deep geothermal fluids to be inferred.

Lithological, hydrogeochemical and piezometric results from the gradient wells drilled inside the Caldera of Los Humeros, also show two superficial zones of ground water one relatively cold and the other hotter. Due to the distance between these wells and their geologic environment, neither zone (cold or warm) can be used to infer the direction of the fluid flow.

Regional studies of hydrology, geophysics, hydrogeochemistry and structural geology, confirm that the shallow ground waters (cold and warm) do not have hydraulic connection with the deep wells, water wells or springs around Los Humeros. Therefore, the recharge of the shallow waters (cold and warm), occurs inside the closed basin of the caldera of Los Humeros, delimited by topography. Those ground waters recharge the geothermal fluids through faults and fractures inside the limits of collapse of Los Humeros.

The regional geological-structural sections supported by evidence of the lithology from geothermal wells, show that the outcrops of granitic rocks and clay limestones appear at the level of geothermal reservoirs, obstructing the regional lateral recharge. The annular faults of the collapse Los Humeros and Los Potreros form impermeable barriers to the lateral fluids. The supply to the geothermal reservoirs is produced only inside the limits of the Los Humeros, Caldera.

VOLG-44 CARTEL

ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE UN MODELO DE COLUMNA ERUPTIVA VOLCÁNICA POR DIFERENCIACION AUTOMÁTICA

Isabelle Charpentier¹ y Juan Manuel Espíndola²¹ Laboratoire de Modelisation et Calcul, Rue des Mathematiques, Grenoble, France

E-mail: jmec@servidor.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

El análisis de sensibilidad de un modelo numérico con variables diferenciables requiere de la evaluación de derivadas parciales en las variables analizadas. En este trabajo se describe el empleo del software Odyssèe para la obtención automática de derivadas parciales de cualquier orden en códigos programados en Fortran 77. El uso de este software se demuestra empleando la solución por el método de Runge-Kutta del modelo de columna volcánica desarrollado por Woods (1988, Bull. Vol., 50, 169-193). Este método modela la columna por medio de las ecuaciones de conservación de masa, cantidad de movimiento y energía para una columna unidimensional y en estado estacionario. El análisis de sensibilidad permite evaluar de una manera sistemática y completa el comportamiento del modelo a perturbaciones en los valores de frontera de las variables y parámetros del modelo. Se observa que el modelo depende fuertemente de estos cambios en la región basal o de empuje y debilmente en la región de flotación.

Entre las variables que mas fuertemente afectan la altura de la columna eruptiva se encuentran el radio en el cráter y el contenido de gases magmáticos.

Los parámetros que mas afectan la columna son la constante de los gases y el calor específico efectivo de los materiales en la columna.

La evaluación de derivadas es también necesario para los esquemas de inversión por lo que los métodos automáticos encuentran gran aplicación en geofísica y particularmente en volcanología.

VOLG-45 CARTEL

PROGRAMA PARA LOCALIZACIÓN PRELIMINAR DE EXPLOSIONES SOMERAS, EN EL VOLCÁN DE COLIMA, MÉXICO

Eliseo Alatorre Chavez, Pablo J. Gonzalez Mendez, Tonatiuh Dominguez, Carlos Navarro y Mauricio Bretón
Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima
E-mail: eliseo@cgic.uco.mx

Depto. de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada

El volcán de Fuego de Colima (19.51°N, 103.61°W) se ha considerado históricamente como el volcán más activo de México, localizado en el extremo occidental del Cinturón Volcánico Trans Mexicano, este estratovolcán tiene una

actividad andesítica: erupciones explosivas de tipo sub-pliniano, con generación de flujos piroclásticos y depósitos de caída, y erupciones efusivas que generan domos y flujos de lava en bloques. Como muestra de ello, es la reciente erupción que viene produciéndose desde mayo de 2001, con la generación de un domo y pequeños flujos de lava en la cima.

Como resultado de la comparación de las imágenes de la red de monitoreo visual, y el registro de eventos de explosión de baja magnitud en la Red Sísmica del Estado de Colima (RESCO), se pudo constatar que la expresión superficial de los eventos explosivos y su registro sísmico, poseían un desfase temporal variable. De ahí nace la idea de cuantificar la zona de generación de este proceso físico, en el que la presión del gas contenido en las burbujas, supera la presión confinante del magma, que tiene expresión visual y sísmica.

El análisis las señales sísmicas (espectral y de movimiento de partícula), reveló que los registros observados se componen de una onda interna y otra superficial, además para estaciones cercanas también se observa una onda de choque.

Un estudio de los tiempos de llegada y velocidades de grupo, nos dio como resultado un modelo estructural de velocidades multicapas para la región más próxima al volcán, que satisfacía nuestras observaciones. Se construyó un diagrama de Wadati para la onda interna y superficial y se añadió una corrección pequeña, para obtener el tiempo origen. Con este modelo se implementó un programa simple de localización usando estos dos tipos de ondas.

Por otro lado, se observó una ligera correlación entre la ocurrencia de las explosiones con la duración de temblor volcánico que se produjo durante los meses de abril, mayo y principios de junio de 2002.

La localización de la fuente de las explosiones someras es una herramienta de vigilancia más, que podría añadirse a la que actualmente se llevan a cabo en Colima, pues variaciones temporales o espaciales de estas fuentes podrían informar de cambios físicos en el comportamiento del volcán.

VOLG-46 CARTEL

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE LOS DEPÓSITOS DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS DE LA ERUPCIÓN DE 1913 DEL VOLCÁN DE COLIMA

Imelda Plascencia Manzo

Facultad de Ciencias, Universidad de Colima, Colima

E-mail: chimely22@hotmail.com

Realizamos un análisis granulométrico de las tres muestras de los depósitos de flujos piroclásticos de la erupción de 1913 del volcán de Colima. El análisis fue realizado por medio de tamices. Los resultados que obtuvimos los representamos gráficamente por medio de histogramas, curvas de frecuencia y curvas acumulativas. Los tamaños promedios de los depósitos

de flujos piroclásticos están dentro de valores de 0.4 a 3 mm. Estos valores de los granos de flujos corresponden a las erupciones tipo vulcaniano.

VOLG-47 CARTEL

DISTRIBUCIÓN DE ESPECIES QUÍMICAS E ISOTÓPICAS EN EL YACIMIENTO DE LOS HUMEROS, MÉXICO

R.M. Barragán, V.M. Arellano, D. Nieva, A. García y E.

Portugal

Gerencia de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas,
Cuernavaca, Mor.

E-mail: rmb@iie.org.mx

El análisis de datos de composición química e isotópica (oxígeno-18 y deuterio) de fluidos de pozos del campo geotérmico de Los Humeros, colectados en una etapa temprana de desarrollo del campo, evidenció la ocurrencia de un proceso de ebullición con separación de vapor en el yacimiento y condensación parcial de vapor fluyendo en contracorriente. La composición química e isotópica de la descarga total de los pozos se corrigió para obtener la composición de la fase líquida del yacimiento (real o hipotética) utilizando datos de fase gaseosa para estimar tanto la temperatura del yacimiento como el exceso de vapor presente en la descarga total. Los valores obtenidos se relacionaron con la profundidad de los estratos productores de los pozos para generar los perfiles de composición que incluyen oxígeno-18, deuterio y dióxido de carbono. Entre los resultados se destaca la producción de condensado en pozos localizados en el Colapso Central (H-16R) de acuerdo a su composición isotópica y a su elevada concentración de dióxido de carbono. Por el contrario, el pozo H-1R localizado en el Corredor de Maztlaya a una profundidad semejante al pozo H-16R; produce fase líquida de tipo bicarbonatado y parcialmente equilibrada. Se observó que dependiendo de las características de producción de los pozos éstos producen una mezcla de fluidos. Si la presión de cabezal es alta, se favorece la producción del vapor profundo y viceversa. Los patrones de comportamiento geoquímico obtenidos apoyan el modelo conceptual basado en ingeniería de yacimientos.

VOLG-48 CARTEL

GEOLOGÍA DE LOS LÍMITES ENTRE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA Y LA SIERRA MADRE DEL SUR (BLOQUE MICHOACÁN)

José Rosas-Elguera¹, Carrasco-Núñez Gerardo², López-Martínez Margarita³ y Salinas-Prieto J. Carlos⁴

¹ Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara
E-mail: jrosas@ccip.udg.mx

² Centro de Geociencias UNAM, Campus Juriquilla, Qro.

³ Depto. de Geología, CICESE

⁴ Consejo de Recursos Minerales

Se presenta la cartografía geológica a escala 1:250,000 de los límites entre la Sierra Madre del Sur (SMS) y la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Esta cartografía,

desarrollada en los últimos 2 años, está soportada por 13 edades isotópicas realizadas por nosotros y aun no publicadas adicionales a la reportadas en la literatura. Estos datos formarán parte de un proyecto integral mayor (UNAM-UdG) cuyo propósito es presentar la cartografía geológica de la FVTM en un Sistema de Información Geográfica para su análisis interactivo y constante actualización. La cartografía cubre el área entre las latitudes 18.75° y 20° y las longitudes 101.75° y 103°.

De lo más antiguo a lo más joven, el mapa geológico que presentamos incluye cuatro "provincias" principales: Ignimbritas de la SMS, Intrusivos Uruapan del Oligoceno, un vulcanismo equivalente a la Sierra Madre Occidental (SMO) y la FVTM. Las ignimbritas de la SMS, localizadas al sur del área, son de composición riolítica y están plegadas, los fechamientos por ⁴⁰Ar-³⁹Ar están en progreso. Los intrusivos se localizan principalmente en la parte oriental del área y son cuerpos granitoides de 32 Ma.

Las rocas relacionadas, en edad, con la SMO tienen un intervalo cronológico de 27 a 31 Ma. En nuestro trabajo de campo distinguimos dos unidades volcánicas (no distinguidas en el mapa). La más antigua tiene ~300 m de espesor de color rojizo donde la matriz arenosa soporta fragmentos andesíticos. La base de esta unidad está fechada en 31 Ma por ⁴⁰Ar-³⁹Ar y está ligeramente basculada (< 10°N) y tiene intercalada una unidad andesítica de 29 Ma (edad de K-Ar). Esta sucesión es cubierta de manera discordante por una toba amarillenta medianamente soldada de ~100 m de espesor de 26.6 Ma (edad de ⁴⁰Ar-³⁹Ar).

Con base en cuatro los fechamientos por K-Ar y ⁴⁰Ar-³⁹Ar por vez primera documentamos el vulcanismo del Mioceno Tardío de la FVTM en la parte norte del bloque Michoacán. Se trata de extensas mesetas basálticas localizadas en la esquina NW de la zona. Aquí el intervalo de edades es de 7.6 a 9.2 Ma que es consistente con los basaltos miocénicos documentados en la parte norte de la FVTM donde el intervalo está entre 8 y 11 Ma. Estos basaltos tienen intercalada una secuencia vulcano-sedimentaria de 50 m de espesor. La unidad siguiente de la FVTM es el vulcanismo Plio-Cuaternario del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CMG). Aquí se distinguen el sector norte y sur del CVMG. En el sector norte las edades varían de 2.4 a 3.8 Ma en tanto que en el sector sur el vulcanismo menor o igual a 0.56 Ma es el dominante. El sector sur del CVMG está formado por el Grupo Tancítaro y el grupo Apatzingán. El grupo Tancítaro está integrado por el volcán Tancítaro, al menos una avalancha y tres lahares, en base a seis edades K-Ar el intervalo cronológico de este grupo está entre 0.56 Ma y 0.25 Ma. El grupo Apatzingán está formado por 110 conos cineríticos que sobreyacen al Grupo Tancítaro con derrames basálticos asociados, alineados de manera preferencial en dirección NE.

VOLG-49 CARTEL

MODELACION DE DEFORMACIONES EN LOS VOLCANES DE FUEGO DE COLIMA Y POPOCATEPETL MÉXICO

Gómez-Vázquez Angel, Jiménez Romano Gerardo¹ y De la Cruz-Reyna Servando²

¹ Centro Nacional de Prevención de Desastres

E-mail: gvazquez@cenapred.unam.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

El Volcán de Fuego de Colima se encuentra ubicado en el margen occidental del eje neovolcánico mexicano y es uno de los más activos de México. Desde 1992 se realizan mediciones EDM y de nivelación en el flanco norte de este volcán. Algunas de estas mediciones han sido correlacionadas con la actividad eruptiva. Se observó previa a la actividad de noviembre de 1998 una deformación de -1.5cm, sin embargo en puntos que se localizaron cerca de la cima, se observaron cambios de hasta -17 cm. (El signo negativo significa un acortamiento de la distancia medida). Estos cambios se asociaron a la construcción de un domo de lava que se emplazó días después de esta observación. En noviembre de 2001 se realizó una nueva medición y se detectaron cambios que oscilan entre -0.9cm y -3.2cm en la red del flanco norte. Se aplicó el modelo de Mogi en una primera fase y se obtuvo que la profundidad de la fuente, que origina estas deformaciones se encontraba probablemente entre 1500m y 2500m bajo la cima. La actividad del volcán en los meses posteriores a noviembre del año 2001 evolucionó hacia el crecimiento del domo emplazado en la cima. El volumen de este domo es similar al de la fuente que generó las deformaciones de noviembre de 2001. El volumen que se menciona correspondería, en caso de ser desalojado en un solo evento eruptivo, a un VEI 2.

VOLCAN POPOCATÉPETL

Paralelamente al incremento en la actividad de 1994, se instalaron redes geodésicas alrededor del volcán para detectar deformaciones de su estructura. Las máximas deformaciones medidas entre enero de 1996 y marzo de 1998 fueron en el orden de 3cm y de carácter reversible. La geometría de la fuente que generó estas deformaciones probablemente es de forma cilíndrica. Con el modelo de Mogi simulamos la fuente de deformación al sumar una serie de fuentes esféricas. Los parámetros del modelo fueron radio de 150m, y presión de 100 Mpa. Las deformaciones esperadas con el modelo se correlacionan razonablemente con las deformaciones observadas.

VOLG-50 CARTEL

UNA VISIÓN RETROSPECTIVA SOBRE LOS SISTEMAS CEMENTANTES

Alfonso Aragón A., Alfonso García G. y Sócrates Santoyo G.
Gerencia de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas
E-mail: aaragon@iie.org.mx

En los yacimientos geotérmicos, la temperatura es el parámetro de desequilibrio en muchos de las propiedades de tales sistemas. De esta manera, desde el inicio de la vida de un pozo, durante la etapa de perforación, resulta recomendable controlar las propiedades tanto de fluidos de perforación, como de los sistemas cementantes.

Resulta importante controlar las propiedades reológicas de los fluidos que se utilizan, con el objeto de mantener constantemente dominio sobre las presiones del yacimiento y evitar cualquier posible descontrol del pozo a causa de las irrupciones anormales de la presión que se puedan presentar en cualquiera de sus estratos. La variación en el volumen de lodo es un parámetro dominante en la perforación, el cual, interviene en el cálculo de los volúmenes para mantener el control del pozo durante la perforación.

Investigaciones sobre diversos análisis de mediciones de temperaturas durante la perforación, concluyen que el calentamiento del lodo es el factor principal de grandes variaciones en la presión efectiva de fondo del pozo en pozos del mar del norte. Lo anterior debido a que la variación en la presión de fondo es provocada principalmente por la expansión del lodo dentro del pozo. Adicionalmente se debe tomar en consideración que el fluido de perforación es la causa principal del daño a la formación y por consecuencia la disminución en la capacidad de producción o de inyección del pozo.

En relación con los materiales cementantes, el análisis de su comportamiento bajo diferentes condiciones de temperatura es importante por los esfuerzos a que se somete en un pozo geotérmico y su normal degradación a lo largo de su vida operativa. Los cementos permiten aislar el pozo de cada uno de los acuíferos que sobreyacen al yacimiento, evitando la introducción de aguas de menor temperatura que puedan alterar las condiciones de explotación. Por otra parte, junto con las tuberías de revestimiento y conducción dentro del pozo, una cementación efectiva resulta útil en el transporte seguro de los fluidos del yacimiento hasta la superficie. Es por esta razón que es necesario conocer confiablemente el comportamiento de los cementos bajo diferentes condiciones térmicas.

Se presentan resultados de los comportamientos de muestras de seis sistemas cementantes, sometidos a pruebas de conductividad térmica (K), difusividad térmica (a) y capacidad de calor específico (Cp). Las determinaciones se efectuaron dentro de rangos de temperatura entre 28 y 220°C. La combinación de comportamientos observados y resultados obtenidos conduce a concluir que éstos dependen básicamente de la formulación de las mezclas cementantes.

VOLG-51 CARTEL

VARIACIONES EN LOS MANANTIALES Y SU RELACIÓN CON LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Mendiola-López I.F., Martín-Del Pozzo A.L., Sáenz-Ambríz H.,
Aguayo-Ríos A. y Fonseca-Alvarez R.
Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: fabiolam@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

El estudio de la composición de los productos volcánicos constituye una herramienta para obtener información referente a la actividad volcánica. La interacción de un sistema magmático con el agua subterránea puede proporcionar datos sobre la relación agua-roca-gas volcánico e indicar variaciones en las fases eruptivas. Algunos componentes químicos del agua asociados a la actividad magmática aumentan durante el ascenso del magma.

El agua de los manantiales aledaños al volcán Popocatepetl presentan pequeñas variaciones en el pH asociada a la actividad volcánica. Aumentos en concentraciones de SO_4 , Cl, F, HCO_3 , B y SO_4/Cl , antes de una erupción pueden estar ligadas a la entrada de gases magmáticos y fluidos ácidos que reaccionan con los sublimados, roca encajonante y aguas subterráneas.

Se presentan los resultados del análisis de las muestras de agua colectada en el 2002 en los manantiales aledaños al volcán Popocatepetl. Este muestreo se ha realizado de forma periódica mensual, para detectar los principales cambios ligados a la actividad magmática.

Las temperaturas de los manantiales varían entre 8° y 37° , con rangos de pH entre 6.0 y 6.9. El agua se clasifica como bicarbonatada alcalina. En algunos de los manantiales se presentaron pequeñas concentraciones de Boro y se observó un aumento en HCO_3 antes de la formación de domos, lo que se considera asociado a los gases que acompañan el ascenso de magma. También se detectó un aumento en la concentración de SO_4 asociado a la actividad magmática.

VOLG-52 CARTEL

MONITOREO GEOFÍSICO DE LA EVOLUCIÓN DEL CUERPO DOMICO 2000-2002 DEL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA

Juan José Ramírez Ruiz y Mauricio Breton Gonzalez
Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima
E-mail: ramirez@cgic.ucol.mx

LA EVOLUCIÓN DEL CUERPO DOMICO DEL 2000-2002 FUE CARACTERIZADO POR UN INCREMENTO EN LA SISMICIDAD, LA DEFORMACIÓN Y LA EMISIÓN DE BIOXIDO DE AZUFRE, ASÍ COMO UN SEGUIMIENTO VISUAL. EN ESTE TRABAJO SE PRESENTA UN SEGUIMIENTO DE TODOS LOS PARÁMETROS DE MONITOREO REALIZADOS EN EL OBSERVATORIO

VOLCANOLÓGICO PARA DETERMINAR LA EVOLUCIÓN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL VOLCÁN DE FUEGO DURANTE EL PERÍODO 2000-2002.

VOLG-53 CARTEL

ESTUDIO PRELIMINAR DE MANANTIALES TERMALES EN LA COSTA PACÍFICA DEL ESTADO DE GUERRERO, MÉXICO. IMPLICACIONES PARA LA "HIDRO-SISMOLOGÍA"

A.H. Ramírez-Guzmán^{1,2}, Y. Taran³ y M.A. Armienta³

¹ Posgrado, Instituto de Geofísica, UNAM
E-mail: halessandro@hotmail.com

² Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

³ Instituto de Geofísica, UNAM

La costa de Pacífico del Estado de Guerrero es una área de alta sismicidad permanente controlada por la subducción de la placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica. El llamado Gap sísmico de Guerrero se extiende de aproximadamente 99°W a 102°W . Desde el terremoto de 1957, sólo dos eventos con $M > 7$ han ocurrido en 1962, cerca del Puerto de Acapulco; sin embargo, esta área se caracteriza por los eventos sísmicos frecuentes con $M < 4$. La geología del área está representada por rocas metamórficas de alto grado constituidas de ortogneis de migmatitas y plutones graníticos paralelos a la costa, de edad Cretácico Tardío-Terciario Temprano. Una complicada y todavía no bien definida red de fallas profundas controla la localización de grupos de manantiales dentro del área del Gap de Guerrero. Los manantiales El Tamarindo, El Cocaoyul, Dos Arroyos y Paso Real, pueden utilizarse como una red "hidro-sísmica" para el estudio hidrogeoquímico de aguas de circulación profunda relacionados con sismicidad y las deformaciones tectónicas lentas en el área.

Todas las descargas de los manantiales presentan temperatura de $\sim 40^\circ\text{C}$, baja salinidad del orden de $\text{SDT} < 1\text{g/L}$ y pHs alcalinos hasta ~ 9.8 . Las aguas de tipo $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ enriquecidas en F^- (11 mg/L) presentan contenidos significativos de gas enriquecidas en N_2 (85-98 vol%), contenidos relativamente altos de CH_4 (1-15 vol%) y concentraciones altas de He (por arriba de 0.08 vol%), las bajas proporciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($< 0.2\text{Ra}$, donde Ra es proporción atmosférica de 1.4×10^{-6}). Este valor de la relación del He isotópico junto con la proporción de He/Ne de 40-50 corresponde a una mezcla entre He atmosférico y He radiogénico de la corteza, casi sin la contribución magmática. Este valor de Ra mundialmente es relacionado con intrusivos graníticos de edad Jurásico-Cretácico.

Se espera que el conjunto de datos hidrogeoquímico obtenido durante un largo periodo de tiempo comparado con datos sísmológicos y deformación tectónica (GPS) puedan proporcionar los nuevos resultados sobre el comportamiento co-sísmico y pre-sísmico (si existe) de las aguas termales. El presente estudio es financiado por CONACYT #38578-T.

VOLG-54 CARTEL

**ESTUDIO DEL EQUILIBRIO QUÍMICO EN AGUAS
TERMALES DE LAS TRES VÍRGENES, B.C.S.**

E. Portugal M., R.M. Barragán, G. Izquierdo y B.I. Romero
Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca,
Mor., México

E-mail: portugal@iie.org.mx

Un estudio de modelación del equilibrio químico ha sido realizado en la zona geotérmica de Las Tres Vírgenes. El área se caracteriza por su escasa permeabilidad en los estratos más profundos donde se localiza el acuífero termal. El acuífero freático se encuentra en las zonas más permeables y se caracteriza por baja mineralización y por temperaturas que varían entre 25°C y 93°C. La relación Cl vs. B indica una escasa correlación lineal lo que hace suponer que la temperatura de las aguas de la porción sur-suroeste se debe al fenómeno de conducción de calor de la roca. La aplicación del modelo de sílice-entalpía sin pérdida de vapor y calor en las aguas del Noreste-Este-Sur indica que son resultado de una mezcla entre agua subterránea y un componente con temperatura inicial de 190°C. Las aguas de la zona son sobresaturadas respecto a calcedonia, dolomita y calcita, siendo los valores para esta última muy cercanos al equilibrio. Mientras tanto, las fases minerales yeso y sílice amorfa se encuentran subsaturadas. Las relaciones del $\log(Q/k)$ vs. t muestran un aparente desequilibrio de las fases minerales. Esto puede ser consecuencia de la pérdida de gases y de la dilución con agua subterránea.