

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LOS  
EPICENTROS DE TEMBLORES ASOCIADOS AL  
VOLCAN DE COLIMA DURANTE EL MES DE JULIO  
DE 2005

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A :

DANIEL GUILLERMO MEDINA SANCHEZ

Asesor: Juan Manuel Espindola Castro





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## **Dedicatorias**

**A mis padres y hermanos:**

“Yo soy porque ustedes están”

**A mis amigos:**

Gracias por todo el apoyo que me dieron

**Al Dr. Juan Manuel Espíndola Castro:** por

el apoyo y dirección de este trabajo.

**A la Dra. Leticia Canseco:** “He peleado la buena batalla, he acabado la carrera, he

guardado la fe.” 2 Timoteo 4:7

## Índice

### Resumen

1. Introducción
2. Antecedentes
  - 2.1 Propagación de ondas en un solido
  - 2.2 Parámetros sísmicos. Magnitud
  - 2.3 magnitud de coda
  - 2.4 Intensidad
  - 2.5 Métodos de localización. Método Benioff-Wadati
  - 2.6 Los sismos volcánicos
3. El volcán de Colima
  - 3.1 Marco tectónico
  - 3.2 Ambiente tectónico del volcán de colima
  - 3.3 Actividad eruptiva del volcán de colima en el año 2005
  - 3.4 Breve cronología de las estaciones RESCO
4. Metodología
  - 4.1 Datos
  - 4.2 Localización y análisis de eventos sísmicos
  - 4.3 Análisis de los datos
5. Conclusiones
6. Recomendaciones
7. Anexo

## RESUMEN

El territorio mexicano es asiento de más de una docena de volcanes considerados activos, es decir, con probabilidad significativa de entrar en erupción. Entre estos, el de mayor actividad, tanto histórica como reciente, es el volcán de Colima, localizado entre los Estados de Colima y Jalisco.

Este volcán ha presentado fases eruptivas de varios estilos, tales como pequeñas explosiones freáticas, emisiones de lava en bloques, así como grandes eventos explosivos (e.g. De la Cruz et al. 2000). Por esta razón, y por el hecho de encontrarse rodeado de numerosos centros de población, ha llamado la atención tanto de los científicos como de las autoridades, y ha exigido la implementación de un sistema de monitoreo que recaerá fundamentalmente en la vigilancia sísmica, el cual consiste en el registro y análisis de la sismicidad, actividad que ofrece un método para el pronóstico de erupciones, así como información para inferir los mecanismos de su actividad interna.

Como se menciona arriba, el volcán ha tenido una larga historia de erupciones de varios tipos que ha sido consignada y analizada a partir de la actividad eruptiva en el Volcán de Fuego de Colima de 1975-1976. En particular, en 2005, presentó un episodio de actividad con fases principales en mayo, junio y julio. Una de las explosiones más grandes tuvo lugar el 5 de julio de 2005 y produjo flujos piroclásticos cuyos depósitos alcanzaron 4.8 km al SE del volcán, desplazándose por la barranca denominada La Arena.

En este trabajo se presentan resultados relacionados con ese periodo de actividad registrados por la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO). Después de separar los eventos sísmicos del ruido ambiental, se obtuvieron 1,587 eventos sísmicos, registrados en al menos tres estaciones.

De este total, 542 corresponden a eventos locales, y de estos, 281 pudieron registrarse con llegadas claras de las fases de P y S; y de los mismos, 125 ocurrieron en el área del volcán, por lo que pueden considerarse como de origen volcánico. En la presente investigación se exponen los fundamentos teóricos en que se basa su análisis, los aspectos prácticos de la identificación de sismos volcánicos, en particular los eventos volcano-tectónicos, así como la localización de los sismos de mayor magnitud de ese conjunto.

## 1 Introducción

La actividad volcánica es acompañada por varios procesos geoquímicos y geofísicos que constituyen elementos para el pronóstico de una erupción volcánica. Estos dan origen a diversas técnicas de monitoreo de la actividad volcánica.

En la actualidad, la observación de la actividad sísmica constituye el primer elemento de en todos los sistemas de vigilancia volcánica del mundo. Esto se debe, entre otras razones, a que puede monitorearse en tiempo real, a diferentes distancias del centro activo, y acompaña siempre el movimiento de magma en el interior de los volcanes.

La vigilancia sísmica consiste en el registro de los sismos relacionados con la actividad volcánica, pero su análisis se ha desarrollado a lo largo de muchas décadas, particularmente en las últimas gracias a los avances tanto en la instrumentación como en el marco teórico para el análisis de los datos.

Entre algunos avances pueden mencionarse desde el conteo elemental del número de sismos, la determinación de su magnitud y localización y la evaluación de la energía liberada, hasta el análisis espectral de los eventos, e incluso el análisis de la estadística de los eventos con respecto a su magnitud, por mencionar algunos.

La sismicidad volcánica está asociada al movimiento de material magmático en su camino hacia la superficie, tal intrusión es acompañada de un complejo proceso en el que se involucra el fracturamiento y fallamiento de la roca encajonante, así como la circulación de fluidos magmáticos. Estos últimos generan señales sísmicas que se registran en la superficie y que revelan indirectamente lo que ocurre en la profundidad.

México está localizado en una de las principales zonas volcánicas activas del mundo; esto se manifiesta en la importancia que ha tenido el proceso magmático en la configuración del paisaje nacional. Este se ha manifestado con mayor intensidad en la provincia fisiográfica conocida como “Faja Volcánica Mexicana” en la que el número de volcanes se cuentan por miles, de diversa naturaleza e historia.

Una porción pequeña de estos volcanes son los grandes volcanes de dicha faja y han tenido erupciones intensas en edades geológicamente recientes, por lo que son considerados activos. Dentro de este grupo se encuentra el Volcán de Colima, que ha presentado incluso en tiempos históricos una actividad cíclica de tipo explosivo, con

formación de grandes columnas eruptivas, a juzgar por las grandes cantidades de ceniza y pómez depositados en su alrededor, así como por las emisiones de flujos piroclásticos.

El volcán de Colima se ubica en el extremo occidental de la Faja Volcánica Mexicana, en la porción central del grabén Colima, con coordenadas geográficas (19°37'02"N y 103°37'02"W), que lo coloca entre las entidades federativas de Jalisco y Colima, en los municipios de Tuxpan, Zapotitlán de Vadillo, Tonila, Comala y Cuahutémoc. Es un cono compuesto, que se formó a partir de la sobreposición de flujos de lava (andesíticos), piroclásticos y de material de caída (cenizas).

Su desarrollo comenzó en el pleistoceno tardío y es considerado como uno de los volcanes más activos de Norteamérica. Durante los últimos 500 años, ha presentado una actividad intensa, con 45 erupciones de gran magnitud, de las cuales 29 han sido las responsables de potentes flujos piroclásticos que han modificado en gran medida al edificio volcánico y las zonas cercanas a éste (Breton, 2010).

Por esta razón es continuamente vigilado por una serie de métodos, el principal de ellos el sísmico, ya que éste permite establecer un pronóstico de su comportamiento en casos de crisis. Para el monitoreo sísmico, la Red Sísmica del Estado de Colima (RESCO) cuenta con 8 sismógrafos instalados alrededor del edificio volcánico.

Estos instrumentos tienen 3 componentes con los que registran los movimientos horizontales y verticales las 24 horas del día y los 365 días del año. Dicha información permite ubicar geográficamente los epicentros de los eventos, tarea muy importante ya que permite establecer el patrón de fracturamiento en el interior del volcán.

Para lograrlo, es necesario separar de los registros aquellos que corresponden a eventos sísmicos relacionados con el volcán de los relacionados a sismos lejanos o ruido circundante. Esta tarea es laboriosa, ya que el sistema opera las 24 horas ininterrumpidamente y cada instrumento registra 3 componentes del movimiento del suelo.

Esta tarea precisa que el analista reconozca los sismos de tipo volcánico y determine las fases P y S de los eventos para poder discriminar de forma preliminar la localización de los focos sísmicos. En esta tesis se presentan resultados del análisis de los sismos del mes de julio de 2005.

En síntesis, en este trabajo se plantea:

1) Examinar los registros de todas las estaciones y las 3 componentes para separar los eventos ocurridos alrededor del volcán. Esta labor se hace en la pantalla ya que los aparatos actuales registran la información en forma digital desplegable gráficamente en una PC.

2) Una vez separados los eventos de interés se procederá a determinar el tiempo S-P. El tiempo S-P consiste en los segundos que existe entre las ondas P y S al desplegar el sismograma en pantalla. La determinación de la onda P es simple ya que es la primera onda y se distingue inmediatamente. La onda S es menos clara pues aparece en el interior del tren de ondas y precisa detenerse más tiempo en su determinación.

3) Los tiempos determinados son alimentados a un programa de computadora (Hypo70-PC) usado rutinariamente por los observatorios sismológicos y que determina la mejor localización por un método iterativo de mínimos cuadrados.

4) Mapear los epicentros en una carta del volcán de Colima y alrededores para establecer algunas conclusiones sobre su ocurrencia (p.ej. si presentan lineamientos que se puedan asociar a fallas, si ocurren preferencialmente en una zona, su profundidad, etc.).

## **2.- Antecedentes**

### **Origen de los sismos y su clasificación en términos de su origen.**

Por mucho tiempo se observó la relación entre el fallamiento del terreno y la ocurrencia de un sismo. Se pensaba, sin embargo, que el fallamiento se daba como consecuencia del temblor, y a finales del siglo XIX, muchos científicos consideraban que la relación se daba a la inversa.

No fue sino como consecuencia del sismo destruyó San Francisco en 1906, que H. Reid pudo comprobar sin lugar a dudas que los sismos son resultado de la rápida conversión de energía elástica almacenada en las rocas en energía cinética radiada como ondas elásticas. En una versión simplificada del proceso, se puede considerar una falla como una superficie plana en la que se da una dislocación, es decir, un deslizamiento relativo entre las caras de la falla como consecuencia de la acumulación de esfuerzos en un volumen de roca en el que se encuentra contenida dicha superficie.



El deslizamiento comienza en un punto en particular llamado **foco** y se desplaza, con cierta velocidad, hacia los extremos del plano hasta que la resistencia del material excede los esfuerzos disponibles para propagar el fallamiento. Ahora sabemos que la acumulación de esfuerzos, globalmente hablando, se debe al movimiento de las placas tectónicas que forman la parte externa del planeta.

Con relación a lo anterior, es necesario aclarar que el mecanismo anteriormente esbozado es el causante de la gran sismicidad global. En un sentido estricto, cualquier perturbación en la superficie del planeta puede ser el origen de un sismo, por ejemplo, una explosión, una erupción volcánica o incluso la caída de un objeto sobre la superficie de la tierra, pero estos sismos son causados por una fuente identificable. Los temblores originados por la actividad de las placas tectónicas son llamados **sismos tectónicos**, término que implica el mecanismo descrito anteriormente.

Entre los sismos causados por otras fuentes diferentes a las tectónicas se encuentran los sismos volcánicos. Las fuentes de estos se encuentran relacionadas con los procesos magmáticos, que consisten esencialmente en la intrusión de magma en la corteza terrestre y que, eventualmente, son arrojados a la superficie a través de las ventanas magmáticas (usualmente cráteres) o que permanecen en el interior de la corteza como cuerpos intrusivos tales como lacolitos, láminas o diques.

Ahora bien, los procesos magmáticos que dan origen a la sismicidad son principalmente dos.

En primer lugar, la intrusión de magma ocasiona fracturamiento de la roca encajonante, lo cual da origen a sismos similares a los tectónicos, pero dado que su origen es magmático, son conocidos como volcano-tectónicos. Por otro lado, la intrusión también representa circulación de fluidos, tanto del magma mismo como de los gases que lo acompañan, esto da origen a los sismos netamente volcánicos.

Ambos tipos dan origen a sismos con características muy particulares que ayudan a distinguirlos. Por algún tiempo se dio una discrepancia entre los sismólogos al suponer algunos que los sismos volcánicos debían sus características a un efecto de sitio, sin embargo, ahora se sabe que son efectos de origen muy distinto al de los sismos tectónicos.

Dado que los sismos, independientemente de su origen, son el resultado de la propagación de ondas elásticas, poseen características comunes que permiten su

clasificación, paso fundamental para su estudio. Estas características se agrupan en lo que se conoce como parámetros sísmicos.

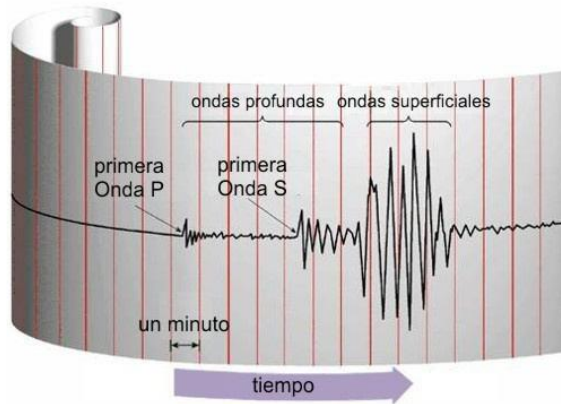
A continuación se describen tales parámetros después de considerar algunos aspectos generales de la propagación de las ondas en un sólido elástico.

### **Propagación de ondas en un sólido elástico.**

En un sólido elástico infinito, una perturbación dada en términos de una deformación como función del tiempo, da origen en general a dos tipos de ondas: ondas longitudinales, que en las partículas del medio oscilan en la misma dirección en que se propaga la onda, y ondas transversales, en las que las partículas se mueven perpendicularmente a la dirección de propagación de las ondas.

Puede demostrarse que estas ondas tienen velocidades que dependen de las constantes elásticas del medio, y que las primeras viajan con mayor velocidad que las segundas, razón por la que los pioneros de la sismología los bautizaron con el nombre de ondas P y S, de "Primus" y "Secundus", que es el orden en que aparecen en los sismogramas. En la realidad, no existe un espacio infinito y todos los cuerpos están limitados por fronteras con otros materiales.

En la Tierra la frontera obvia es la superficie terrestre. En estas fronteras se originan las llamadas ondas superficiales, que son dos fundamentalmente: las ondas de Rayleigh y las ondas de Love. Para ambas, la amplitud disminuye exponencialmente con la profundidad y se propagan con mucho menor que la de las ondas P y S que en conjunto se denominan como ondas internas.



**Figura 1** arribo de onda P y onda S. La magnitud de un sismo puede determinarse en base al cálculo de la energía liberada.

### ***Parámetros sísmicos.***

#### **Magnitud**

Los terremotos y sus efectos se miden de diferentes maneras. La magnitud describe el tamaño de un sismo y expresa la cantidad de energía liberada; es una medida objetiva y absoluta relacionada con la energía producida en el foco de un terremoto.

Se calcula en función de la amplitud y de la frecuencia de las ondas sísmicas registradas en los sismogramas. Charles Richter contribuyó a descubrir que las ondas sísmicas generadas por todos los terremotos pueden proporcionar un método para las estimaciones de sus magnitudes. La magnitud de Richter es una escala logarítmica: por cada incremento de 1 en la magnitud de Richter, se libera 32 veces más de energía. La liberación de energía depende de la ruptura de la falla y de la distancia del desplazamiento.

Ritche consiguió los registros de las ondas sísmicas de un gran número de terremotos, y desarrolló un sistema de calibración para medición de las magnitudes. Con lo anterior demostró que cuanto mayor era la energía intrínseca de un terremoto, mayor era la “amplitud” de movimiento del terreno en una distancia dada.

En la década de 1930, Richter desarrolló una escala que lleva su nombre, usando la información antes mencionada. Calculó que la magnitud de un terremoto o sismo puede ser medida conociendo el tiempo transcurrido entre la aparición de la onda P y la onda S, y la amplitud de éstas.

Las primeras hacen vibrar el medio en la misma dirección que la del desplazamiento de la onda, son ondas de compresión y dilatación. De velocidad de propagación muy rápida de 5 a 11 km/s, aparecen las primeras en un sismograma. A continuación llega la onda S, ondas de cizalla, que hacen vibrar el medio en sentido perpendicular a la dirección de su desplazamiento. Basándose en estos hechos, Richter desarrolló la siguiente ecuación:

$$M = \log_{10} A(mm) + 3 \log_{10}(8\Delta t(s)) - 2.92$$

donde A es la amplitud de la onda S en milímetros, medida directamente en el sismograma, y  $\Delta t$  el tiempo en segundos desde el inicio de la onda P al de la onda S, asignando una magnitud arbitraria pero constante a terremotos que liberan la misma cantidad de energía.

La energía de un sismo aumenta unas 32 veces de un grado al siguiente. Por ejemplo, un temblor de grado 5 libera 32 veces más energía que uno de grado 4 y un temblor de grado 8 no libera el doble de energía que uno de grado 4, sino que es 10000 más fuerte. Aunque la escala de Richter no tiene límite superior, hasta hoy ningún sismo ha superado 9.6 de magnitud.

Para obtener la magnitud de un evento sísmico es necesario recurrir muchas veces al uso de fórmulas que han sido hechas para otras regiones; en nuestro caso, y dada que la manera formal de obtener la magnitud es complicada, pues la fórmula de Richter es solo aplicable a los sismogramas obtenidos con un sismógrafo Wood - Anderson, puede establecerse una relación empírica entre la duración de un sismo y su magnitud en la escala de Richter.

Esta magnitud se conoce como magnitud de coda ( $M_c$ ) y en el caso del volcán de Fuego se utilizó la fórmula derivada por González-Ruiz (1980) para la región de Oaxaca:

$$M_c = 1.87 \log C - 0.86$$

donde C es la duración del sismo en segundos.

La fórmula anterior se usa en este trabajo porque la consideramos ad hoc por el tipo de terreno donde se ubica el volcán de Colima (México); en comparación con la fórmula encontrada para la región de California que es un terreno diferente.

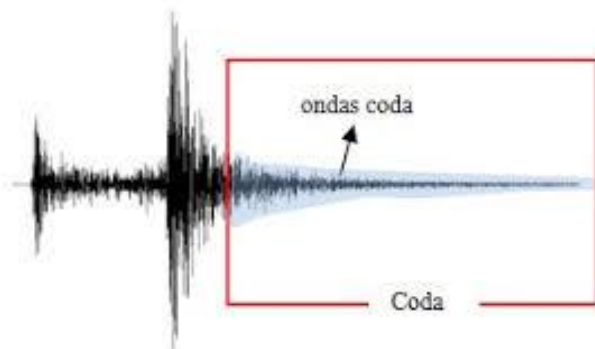
### **Magnitud de coda**

Las ondas sísmicas generadas como consecuencia de un terremoto o explosión subterránea se propagan en todas direcciones a partir del foco sísmico. En los registros sísmicos de período corto se observa que la señal perdura después de la llegada de las ondas internas y superficiales, se trata de la vibración de coda.

Esta vibración residual constituye la parte final del sismograma. La amplitud de esta vibración decae lentamente con el tiempo, y esta disminución es la misma para todas las estaciones de registro y focos sísmicos situados en una misma región

La magnitud de coda se obtiene a partir de la duración del registro sísmico. La coda de un sismograma corresponde a la parte tardía de la señal que decrece monótonicamente conforme pasa el tiempo hasta alcanzar su nivel original, previo al sismo.

La duración de la coda es proporcional al tamaño del sismo, aunque puede verse afectada por otros factores, como lo es la naturaleza del suelo en el que se encuentra la estación. (Suteau y Whitcom, 1979).



**figura 2 vista de la magnitud de coda en un registro sismográfico**

## **Intensidad**

La intensidad describe los efectos de la vibración o la extensión de los daños en un lugar o sitio específico.

La intensidad en un sitio está determinada por la magnitud del sismo, la duración de la vibración, la distancia desde el sitio hasta el epicentro del sismo o la superficie de ruptura y las condiciones geológicas locales. La duración del sismo depende de la longitud de la falla y, por tanto, de la cantidad de energía liberada.

La escala de la Intensidad de Mercalli Modificada (IMM) comúnmente se usa para medir la intensidad y se compone de 12 categorías de intensidad del movimiento del terreno: desde I (no se siente, excepto por algunas personas) hasta XII (daño total).

Generalmente, el daño estructural se inicia para intensidades de IMM VII para estructuras mal construidas. Las intensidades IMM XI y XII son extremadamente raras.

La escala de la Intensidad de Mercalli Modificada es subjetiva; es decir, depende de la interpretación personal y está determinada, en cierto grado, por la calidad de la construcción en el área afectada. La Intensidad de Mercalli Modificada también depende de si el suelo se licúa y causa daños a las estructuras.

### *Nivel Descripción*

**I** El movimiento es tan leve que no es sentido por las personas, registrado por los instrumentos sísmicos.

**II** El movimiento es sentido sólo por pocas personas en reposo, especialmente aquellas que se encuentran en los niveles superiores de un edificio, objetos suspendidos pueden oscilar.

**III** Es sentido en el interior de las edificaciones, especialmente en los pisos superiores de los edificios, pero muchos pueden no reconocerlo como sismo ya que la vibración es semejante a la producida por el paso de un vehículo liviano, objetos suspendidos pueden oscilar.

**IV** Objetos suspendidos oscilan libremente, la vibración es semejante a la producida por el paso de un vehículo pesado, los vehículos estacionados se bambolean, cristalería y vidrios suena, puertas y paredes de madera crujen.

**V** Sentido aún en el exterior de los edificios, permite estimar la dirección de las ondas, personas dormidas se despiertan, el contenido líquido en recipientes y tanques es perturbado y se puede derramar, objetos inestables son desplazados, las puertas giran y se abren o cierran, relojes de péndulo se detienen.

**VI** Sentido por todas las personas, muchos sufren pánico y corren hacia el exterior, se tiene dificultad en caminar establemente, vidrios y vajillas se quiebran, libros y objetos son lanzados de los anaqueles y estantes, los muebles son desplazados o volcados, el repello de mortero de baja calidad y mampostería tipo D se fisuran, campanas pequeñas tañen.

**VII** Se tiene dificultad en mantenerse en pie, es percibido por conductores de vehículos en marcha, muebles se rompen, daños y colapso de mampostería tipo D, algunas grietas en mampostería tipo C, las chimeneas se fracturan a nivel de techo, caída del repello de mortero, tejas, cornisas y parapetos sin anclaje, algunas grietas en mampostería de calidad media, campanas grandes tañen, ondas en embalses y depósitos de agua.

**VIII** La conducción de vehículos se dificulta, daños de consideración y colapso parcial de mampostería tipo C, algún daño a mampostería tipo B, ningún daño en mampostería tipo A, caída del repello de mortero y de algunas paredes de mampostería, caída de chimeneas de fábrica, monumentos y tanques elevados, algunas ramas de árboles se quiebran, cambio de flujo o temperatura de pozos de agua, grietas en terreno húmedo y en taludes inclinados.

**IX** Pánico general, construcciones de mampostería tipo D totalmente destruidas, daño severo y aún colapso de mampostería tipo C, daño de consideración en mampostería tipo B, daño a fundaciones, daños y colapso de estructuras aporricadas, daños de embalses y depósitos de agua, ruptura de tuberías enterradas, grietas significativas visibles en el terreno.

**X** La mayoría de las construcciones de mampostería y a base de pórticos destruidas, algunas construcciones de madera de buena calidad dañadas, puentes destruidos, daño severo a represas, diques y terraplenes, grandes deslizamientos de tierra, el agua se rebalsa en los bordes de los ríos, lagos y embalses, rieles de ferrocarril deformados ligeramente.

**XI** Los rieles de ferrocarril deformados severamente, ruptura de tuberías enterradas que quedan fuera de servicio.

**XII** Destrucción total, grandes masas de roca desplazadas, las líneas de visión óptica distorsionadas, objetos lanzados al aire.

*Tipo de Mampostería A*

Buena calidad de ejecución, mortero y diseño; reforzada y confinada empleando varillas de acero; diseñada para resistir cargas laterales de sismo.

*Tipo de Mampostería B*

Buena calidad de ejecución; reforzada, pero no diseñada específicamente para resistir cargas laterales de sismo.

*Tipo de Mampostería C*

Calidad de ejecución media, sin refuerzo y no diseñada para resistir cargas laterales.

*Tipo de Mampostería D*

Materiales de baja resistencia, tal como adobe; baja calidad de ejecución; débil para resistir cargas laterales.



## Métodos de localización

### Método de Benioff-Wadati

La ubicación de un sismo puede ser bastante precisa cuando se dispone de los tiempos de arribo de las ondas P y S de varias estaciones.

Si el evento es local, el tiempo origen puede determinarse con el Diagrama de Wadati. Esta técnica consiste en graficar puntos cuyas abscisas sean los tiempos de arribo de las ondas P a cada estación, y en las ordenadas las diferencias de tiempo entre las fases S y P. Puesto que la diferencia  $\Delta T$  tiende a cero en el hipocentro, la intersección de la línea recta ajustada con el eje de las abscisas dará el tiempo origen.

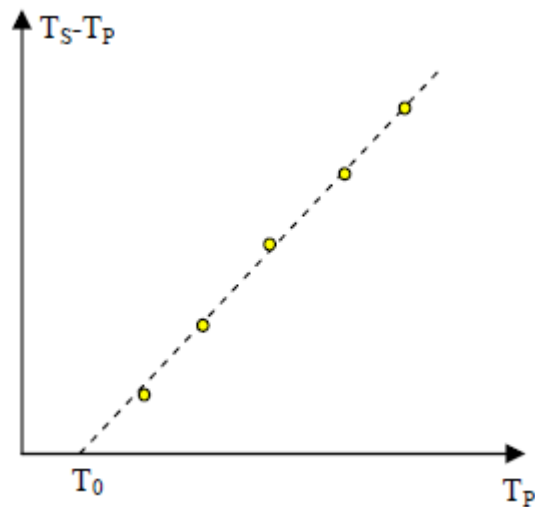


Figura 3 Ejemplo del Diagrama de Wadati para determinar el Tiempo Origen de un sismo.

La pendiente de la recta es  $m = (VP/VS - 1)$  que puede ser relacionada con el coeficiente de Poisson.

Una vez estimado el tiempo origen  $T_0$ , la distancia  $D_i$  a una estación  $i$  puede calcularse restando este tiempo del tiempo de arribo de la onda P y multiplicándolo por la velocidad  $VP$ , es decir

$$D = (TP - TO) VP \quad (3)$$

El epicentro debe estar en una semiesfera de radio  $D_i$  con centro en la estación  $i$ , lo que visto en un mapa corresponde a un círculo con ese radio. Construyendo estos círculos en cada estación, los mismos deberían interceptarse en un solo punto que serían las

coordenadas del epicentro. La profundidad focal  $d$  puede determinarse por la raíz cuadrada de la diferencia entre los cuadrados de las distancias de propagación  $D$  y al epicentro  $\Delta$ , es decir

$$d = (D^2 - \Delta^2)^{1/2}$$

En la práctica el error siempre está presente, tanto en los datos como en la suposición de que el camino del rayo es rectilíneo y que la velocidad de propagación es conocida, de modo que la dispersión en la intersección siempre ocurre.

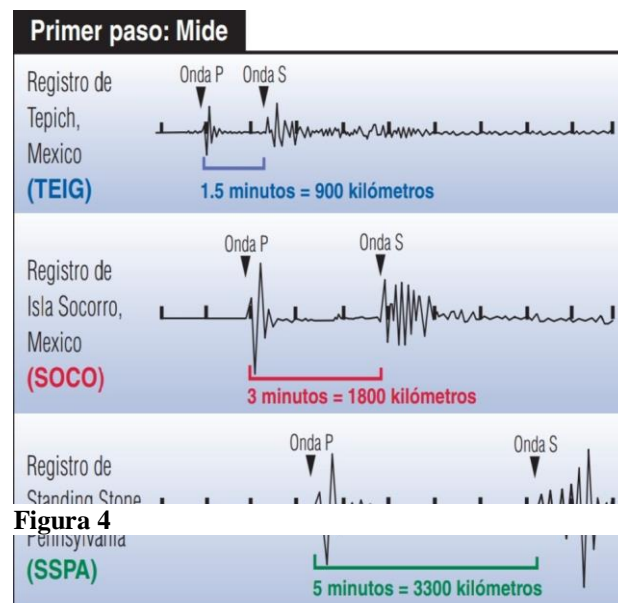
Las ondas P y las ondas S viajan a diferentes velocidades, por lo tanto llegan a la misma estación en diferentes tiempos. Las ondas P son las más veloces y llegan primero, mientras que las S viajan a la mitad de la velocidad que las P.

La estación sísmica que se encuentra cerca del terremoto registra ondas P y ondas S en rápida sucesión. A medida que la distancia de la estación sísmica al terremoto va creciendo, la diferencia en tiempo de llegada entre las ondas P y las ondas S también aumentan.

El tiempo de llegada entre la onda P y la llegada de la onda S (tiempo S-P) es medido en cada estación. El tiempo S-P indica la distancia del terremoto de manera similar a la diferencia de tiempo entre el reflejo de la luz de un rayo y el sonido de un trueno que indican la distancia de una tormenta.

En el ejemplo, la estación TEIG (con un tiempo S-P de 1.5 minutos) es la más cercana al terremoto y la estación SSPA (con un tiempo S-P de 5 minutos) está mucho más lejos.

Observando y analizando varios terremotos, se puede conocer la relación entre el tiempo S-P y la distancia entre la estación y el terremoto. Por lo tanto, se puede convertir cada medida de tiempo S-P a distancia. Un intervalo de 1.5 minutos corresponde a 900 kilómetros, 3 minutos a 1800 kilómetros y 5 minutos a 3300 kilómetros.

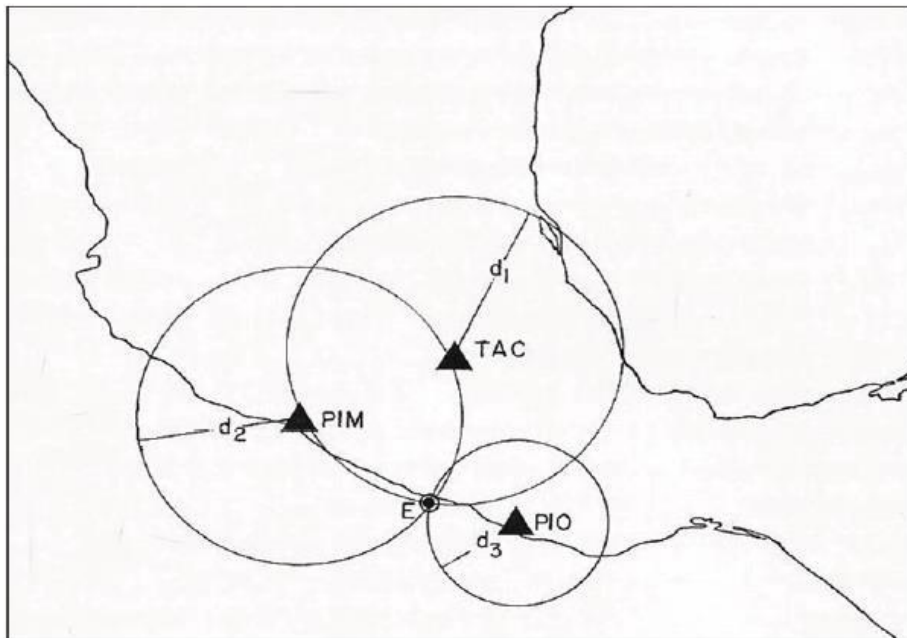


**Figura 4**

Una vez que se sabe la distancia del terremoto a las 3 estaciones, se puede determinar la ubicación del terremoto. Se hace un círculo alrededor de la estación con un radio igual a la distancia de la estación y el terremoto, y se determina que el terremoto ocurrió en el punto donde los 3 puntos se cruzan.

Un método para la localización de los hipocentros es a partir de una triangulación, donde se utilizan los registros de los eventos en al menos tres de las estaciones de la red sismológica; los tiempos de arribo de las fases P y S, obtenidos en los sismogramas de las estaciones, muestran una diferencia de tiempos para el cálculo de la distancia al origen del sismo. Aunque no se obtiene la dirección, la trayectoria se encuentra en cualquier dirección, tomando como punto de un círculo el radio, siendo igual a la distancia que recorrió la onda que fue detectada en las estaciones.

La intersección de estas circunferencias determinan aproximadamente el epicentro del sismo, los errores siempre están involucrados, mientras más estaciones se intersectan se reducen el margen de error. Con este método también se puede determinar la profundidad del hipocentro.



**Figura 5 Intersección de las circunferencias con centros en las estaciones y la distancia que recorre las ondas que representa el radio, simplificando el método gráfico de localización de epicentros, modificado de Castellanos y Jiménez, 1995.**

Otro método para la localización de los hipocentros es el propuesto por Geiger. Al determinar el tiempo de origen y el epicentro de sismos y la profundidad focal, aplicando el método de Gauss-Newton en 1912; ajustando los tiempos de llegada de las ondas P mediante mínimos cuadrados que son observados en las estaciones. Conociendo las coordenadas de las estaciones y el tiempo de arribo.

La respuesta de los valores a obtener depende de la distribución espacial de las observaciones. Se toma en cuenta que no existe una relación lineal entre los tiempos de arribos de las ondas y las coordenadas espaciales y temporales de la fuente que genere el movimiento. La mayoría de los programas iterativos usan este método, al comparar el tiempo de recorrido de las ondas calculado de manera teórica con el tiempo real observado en los sismogramas.

La actividad sísmica es consecuencia de la movilidad y de las altas temperaturas de los materiales en las capas intermedias de la Tierra, así como de la interacción de las placas tectónicas, al manifestarse en áreas o sectores bien definidos. (CENAPRED, 2001).

México es un país de alta sismicidad, debido a los procesos geológicos que están relacionados con la tectónica de placas. Los estados de Jalisco y Colima hasta llegar a Chiapas son afectados por fenómenos de subducción a lo largo del Pacífico mexicano.

Para el análisis de las señales sísmicas la clasificación es de gran importancia, basándose en las características que se observan en los sismogramas, como la forma de onda a partir del contenido de frecuencias de la señal y/o el tipo de fuente.

El análisis de los sismogramas consiste en la discriminación de eventos sísmicos de los que no lo son, para proseguir con la clasificación de los eventos propios del volcán, siguiendo con la identificación de las fases y la localización de los sismos, para finalmente calcular el tamaño del sismo por su magnitud y la caracterización del mecanismo del terreno.

Los sismos volcánicos se definen como sismos que ocurren en el volcán o cercano a él, generalmente dentro de 10 km a la redonda. Dichos eventos están relacionados con procesos volcánicos (McNutt, 1996) y se han asociado a procesos tanto internos como externos. Para entender a los sismos, se han clasificado para que nos proporcionen información del estado de actividad de un volcán.

El estudio sísmico de una región volcánica ayuda a conocer diferentes aspectos dinámicos, propiedades físicas de materiales de la Tierra, mecanismos de transporte de fluidos, estado de esfuerzos locales y regionales del sistema volcánico, que son afectados por el paso de las ondas sísmicas en los volcanes. Esto muestra que las señales llegan a ser distintas en los diferentes ambientes al que se espera en un ambiente puramente tectónico.

Las técnicas aplicadas y la instrumentación son comunes en tipos de señales volcánicas o tectónicas, la diferencia entre estas radica principalmente en su fuente. Tomando esta fuente que origina el sismo como la ocurrencia de una ruptura o liberación de esfuerzos en el interior de la Tierra.

Esta fuente se modela como un punto, conocida como hipocentro o foco, y su proyección perpendicular sobre la superficie de la Tierra se nombra epicentro. Para la localización de los hipocentros se toman en cuenta ciertos parámetros como las coordenadas geográficas del epicentro, la profundidad y la hora de origen.

En el volcán de Colima se describen diferentes tipos de eventos sísmicos volcánicos, así como su ocurrencia y la actividad volcánica asociada al volcán (McNutt, 1996).

La actividad sísmica presente en un volcán activo puede presentar numerosos eventos de gran intensidad, así como de poca magnitud, incluso en periodos de reposo que suelen presentarse en enjambres. Durante la erupción volcánica se presentan eventos sísmicos asociados a ella, dividiéndose en cinco categorías, los cuales son: sismos de alta frecuencia, sismos de baja frecuencia, tremores volcánicos, eventos producidos por un flujo piroclástico y eventos excitados por una avalancha (Orozco, 2005).

Los sismos están relacionados con el rompimiento de las rocas en el interior de la Tierra, es decir, el fallamiento del terreno a consecuencia de los esfuerzos que aplica la dinámica de las placas tectónica, produciendo una liberación súbita de energía que se propaga en forma de onda, provocando el movimiento del terreno.

Los efectos de estos sismos están relacionados con la propagación de ondas elásticas en el interior de la Tierra, principalmente su corteza, al transmitirse por mecanismo de tipo natural. Éstas generan un tren de ondas llamadas fases P y S, propagándose entre el foco y el punto de la superficie en que son detectadas, también conocidas como ondas de cuerpo.

Siendo las primeras detectadas por los sensores las ondas P (ondas compresionales o longitudinales) ya que su velocidad es mayor, estas ondas dilatan y comprimen al medio en la dirección de su propagación; las que después de registrar son las ondas S (secundarias) propagándose en medios sólidos, el medio se deforma en la dirección perpendicular a su dirección de propagación del frente de onda.

Después de la llegada de estas ondas, la amplitud de las señales decae poco a poco, la energía se atenúa en función de la distancia que recorre la onda, parte de la cola de la señal se llama coda, siendo la parte final de los registros de los sismos.

### **Los sismos volcánicos**

Los temblores de origen volcánico presentan características diferentes a los temblores de origen tectónico, que se observan en el mecanismo de producción de ondas sísmicas, la magnitud de los eventos y su frecuencia de ocurrencia

Minakami (1974) propuso una clasificación de las señales sísmicas volcánicas, basándose en observaciones de señales registradas en el volcán Asama (Japón), Kilauea (Hawai), Monte Santa Helena (EEUU), Izu-Oshima (Japón), donde distinguió principalmente 4 tipos diferentes de sismos volcánicos: tipo A, tipo B, señales de explosiones y temblores volcánicos.

La clasificación es la siguiente:

- *Sismos tipo A.*- Tienen apariencia similar a los tectónicos, normalmente se presentan a profundidades hasta de 20 Km y con carácter impulsivo en sus fases iniciales. La localización hipocentral de estos eventos señala su agrupamiento en un volumen definido y de manera numerosa. Se presentan con magnitud inferior a 6 y poseen fases P y S definidas. Este tipo de eventos se registran generalmente varios días antes de la actividad volcánica.

- *Sismos tipos B.*- Son de poca profundidad y muestran un aumento gradual de sus amplitudes con el tiempo, y están constituidos en buena proporción por ondas superficiales. Ocurren a profundidades menores a 1 km, siendo su contenido de frecuencias menores a los del Tipo-A. Las señales de Tipo-B presentan ondas P y S muy emergentes y por lo general, son difíciles de identificar. Muy probablemente, la

resonancia debida a presiones transitorias en un conducto o una fractura saturada con fluidos es la fuente de este tipo de eventos.

. *Señales Sísmicas de Tipo C.* Estas señales sísmicas son similares a los de Tipo-B, aunque se puede identificar muchas más fases derivadas de la ocurrencia de eventos múltiples en una simple secuencia. Este tipo de señal fue observado, por vez primera, por Minakami et al, (1951) durante el proceso eruptivo de los volcanes Showa Shinzan y Usu en Japón. El origen de estas señales parece estar asociado a la etapa de crecimiento del domo de lava.

Aunque la terminología de Minakami sigue siendo utilizada, desde su publicación original hasta nuestros días, el número de observaciones en volcanes activos se centuplicó, a la vez que avanzaron los estudios teóricos de los mismos. De esta manera, la clasificación original de Minakami ha sido parcialmente sustituida por términos más descriptivos del tipo de sismos registrados, y menos restrictivos que los originales de este científico; así, en la actualidad, lo que originalmente se designaba como sismos tipo A y B son ahora incluidos entre los siguientes grupos:

*Sismos de Sismo-Tectónicos.*- Son básicamente los sismos tipo A similares a los de la sismicidad tectónica y por consiguiente con fase P abrupta y fase S identificable. Tiene un alto contenido de altas frecuencias comparados con los de periodos largos consignados enseguida.

*Sismos de Período Largo (LP).* Son señales caracterizadas por su contenido de bajas frecuencias en comparación el de los eventos sismo-tectónicos. Presentan fases P emergentes y fases S difícilmente identificables. Estudios recientes identifican estos sismos como debidos a la resonancia causada por las fluctuaciones de presión de los fluidos y gases en las grietas o en el conducto volcánico (Figura 1c). Estas señales son similares a las clasificadas como de Tipo-B por Minakami.

*Tremores armónicos.*- Vibración de carácter continuo que puede prolongarse por varias horas con amplitudes regulares y que muestran un contenido de frecuencia más o menos estable. Su origen aún no está completamente explicado, aunque se piensa que se deben a la oscilación continua de elementos del aparato volcánico o al desplazamiento de magma.

*Sismos Híbridos.*- Son sismos que comparten características de los anteriores. En general presentan inicios de altas frecuencias seguidos por oscilaciones de baja

frecuencia. Existe cierta controversia sobre su origen ya que algunos autores los atribuyen a fallamiento y otros a circulación de fluidos, aunque datos recientes favorecen la primera interpretación (Harrington and Brodsky, 2007).

*Sismos por explosiones volcánicas.*- Son aquellos asociados a erupciones explosivas, tienen magnitudes generalmente pequeñas y pueden ser sentidos a corta distancia del volcán. Estos eventos no representan en sí riesgo para las construcciones por la vibración que produce en el suelo, ya que la mayor parte de la energía de la explosión se disipa en el aire, pudiendo arrojar fragmentos de diversos tamaños a distancias considerables.

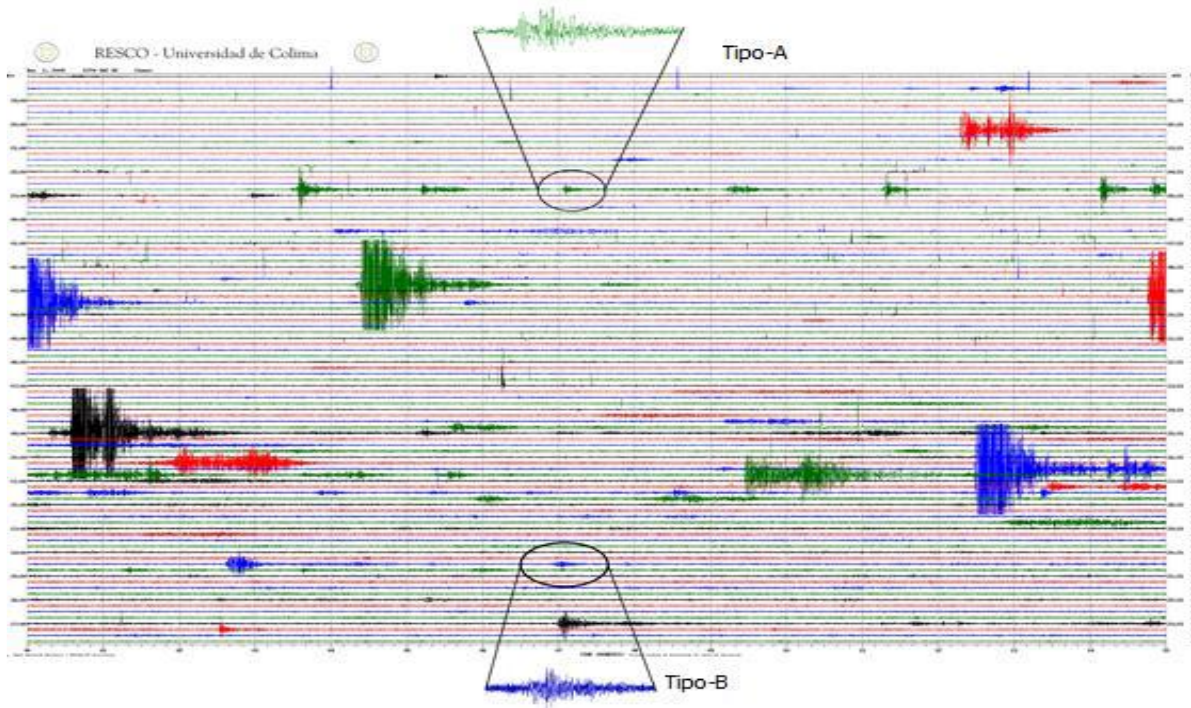
Para el análisis de los sismos volcánicos se debe tener presente que existen diferencias importantes, respecto de los sismos tectónicos, en las características de las fuentes, las trayectorias que siguen las ondas y la disposición de las estaciones para su registro. Los mecanismos de la fuente presentan mayores complejidades en el caso de sismos volcánicos, debido principalmente a que implican la dinámica adicional de gases, fluidos y sólidos en la generación de vibraciones.

Por otra parte, la estructura de un volcán, a través de la cual se transmiten las señales sísmicas, es sumamente compleja, con numerosas interfaces irregulares, etc. de este modo, la señal sísmica original se somete a un gran número de su trayectoria de viaje, antes de ser registrada por un sismógrafo.

En consecuencia, lo que se observa en un registro sísmico o sismograma, son los efectos mezclados de la fuente, la trayectoria de propagación y las características geológicas del sitio donde se registró el movimiento. Por esto, los sismogramas tienen ordinariamente formas con algunas diferencias en su contenido de frecuencias, sus amplitudes y su duración, función de la ubicación de la estación que haya detectado el evento.

Usualmente, los sistemas de monitoreo de volcanes activos cuentan con varias estaciones de registro instaladas alrededor del cono y cuando es posible en su clima. Esto permite, entre otras cosas, tener conocimiento claro de la variación de las profundidades de los sismos, aspectos de suma importancia en la estimación de probabilidades de una erupción mayor.





**Figura 6 Sismograma en la estación EZV4 proporcionado por la RESCO, donde se muestran eventos de tipo A y de tipo B, característicos del volcán**

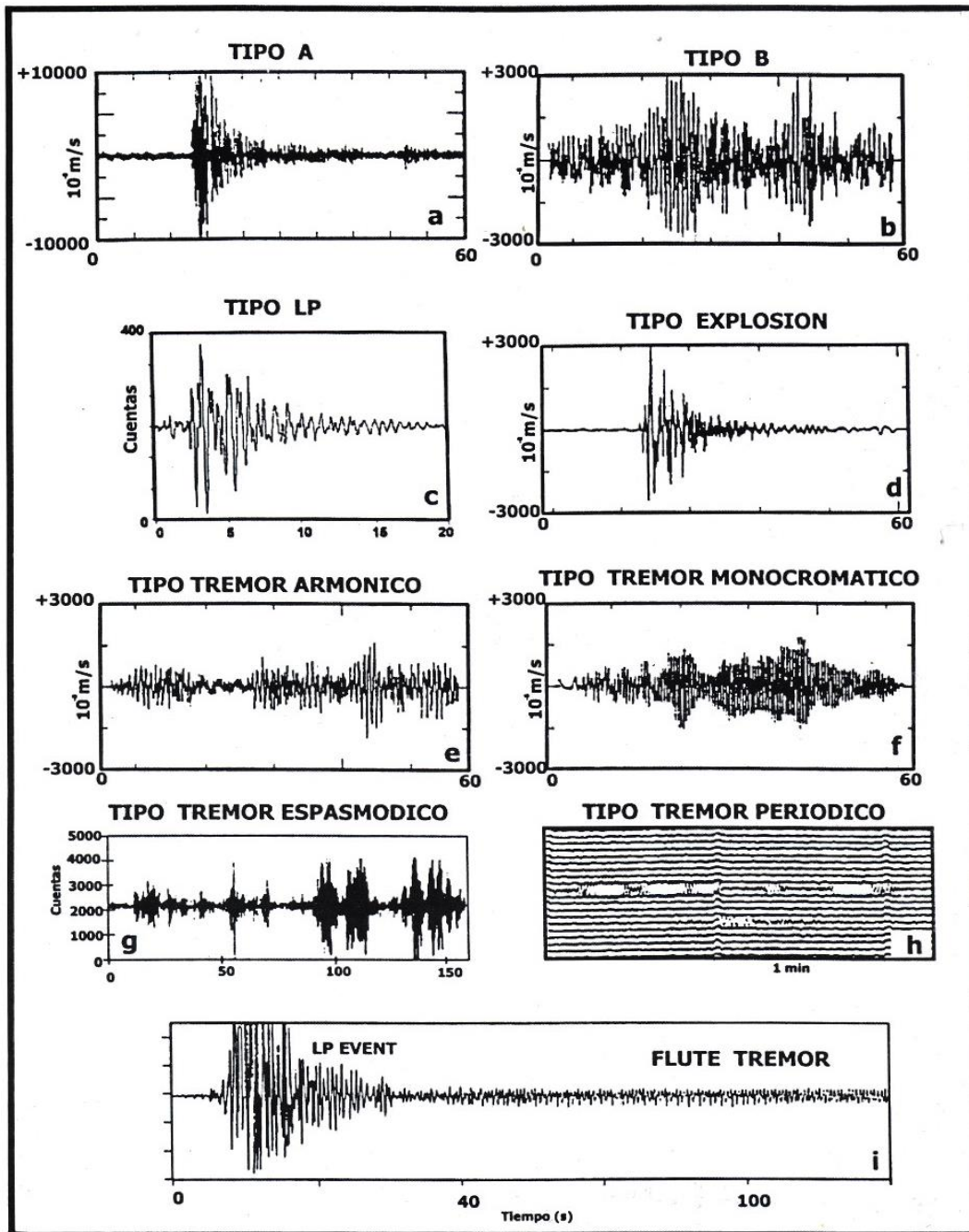


Figura 7 Clasificación general de los diversos tipos de señales sísmicas asociados a sismos volcánicos. Señales de Tipo-A (a), Tipo-B (b), explosión (d), /remar (e) y /remar monocromático (f) según Tsuruga et al, (1997). Señales de Tipo LP (c) y /remar (h) según

### 3.- El volcán de colima

#### **Marco tectónico**

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) consiste en una sucesión de campos volcánicos separados por sistemas de pilar-graben dispuestos en dirección N-S y NW-SE. Cada uno de estos territorios se integra por volcanes compuestos, campos monogenéticos, domos y calderas, todos ellos originados en el Neógeno (Lugo, 1991 y Johnson et al., 2009).

El CVM se dispone desde las costas de Nayarit en el Pacífico, hasta las de Veracruz, en el Golfo de México, entre los paralelos 18°30' y 21°30' N. Su longitud es de 1,000 km, su anchura es variable (80 – 230 km) y su área es de 160, 000 km<sup>2</sup> (Ferrari et al., 2012).

El origen del CVM se asocia con la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la norteamericana, fenómeno que sucede a lo largo de la Trinchera Mesoamericana . Es importante mencionar que existe una diferencia marcada en la tasa de subducción de dichas placas, hecho que se deduce a partir de la existencia de un ángulo cercano a los 16°, abierto hacia el E, entre el CVM y la TM (Fig. 26) (Szykaruk et al., 2004).

El volcán de Colima, también conocido como volcán del Fuego (19.51°N, 103.62°W, 3860 msnm), situado entre los estados de Colima y Jalisco a los que sirve como marcador de límite estatal, es bien conocido como uno de los más activos de México. El volcán de colima encuentra entre los estados de Jalisco y colima, en los municipios de Tuxpan, Zapotitlán y Tonila a 100 km al sur de la ciudad de Guadalajara, y a 30 km al norte de la ciudad de Colima, en los municipios de Comala y Cuauhtémoc.

Su cráter se sitúa dentro de la caldera del volcán Paleofuego, es uno de los volcanes más activos en Norteamérica, siendo un estratovolcán con composición andesítica que se localiza en el sector occidental de la Faja Neovolcánica Transmexicana, dentro del complejo volcánico de Colima.

Casi todas las erupciones históricas del Volcán de Colima han sido de tipo efusivas, caracterizadas por derrames de lava de bloques, los cuales descienden lentamente por las laderas, sin haber alcanzado cotas inferiores a los 2,000 msnm, y una longitud máxima de aproximadamente 5 km a partir del cráter (Rodríguez, 1995).

Entre los riesgos volcánicos que presenta el volcán se encuentran los flujos piroclásticos, lahares secundarios, que están ligados indirectamente a una erupción o que

ocurren después de la misma, flujos piroclásticos móviles, nubes de ceniza y flujos de lava, por ello la gran importancia del monitoreo para establecer los parámetros físicos y químicos (Petrosino, 2011).

La Universidad de Colima se ha dedicado a la investigación científica, así como estudios y observaciones del volcán, para lo cual cuenta con el monitoreo continuo de la Red Sísmica de Colima (RESCO). Otras mediciones que se presentan en el monitoreo son las mediciones de deformación, de química y temperatura de los gases y los estudios de geología del volcán, entre otros.

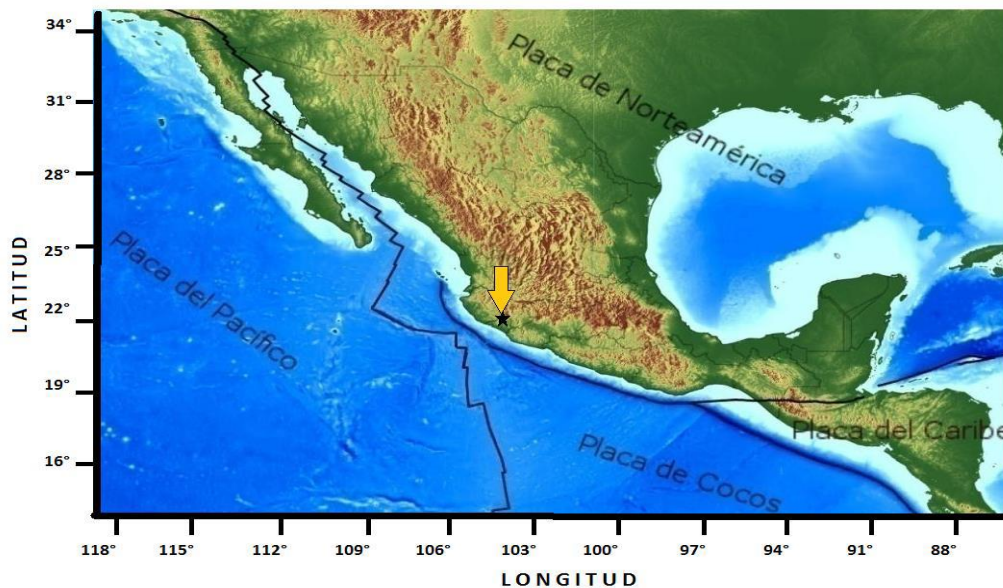
El volcán de Colima se encuentra en la parte occidental de la faja Neovolcánica Transmexicana, área relacionada con la subducción de las Placas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de Norteamérica.

La región de Colima es una zona de alta actividad sísmica, al observarse sismos de gran tamaño, tales como los terremotos del 3 de junio (terremoto más grande ocurrido en México en el siglo pasado), el de 18 de junio de 1932, el 15 de abril de 1941, el 30 de enero de 1973 y los del 19 y 20 de septiembre de 1985. El terremoto del 19 de septiembre de 1985 es uno de los más grandes ocurrido en México (Moreno, 2008).

La sismicidad se concentra a lo largo del límite noroeste del estado de Colima, siendo el borde sureste del bloque Jalisco. Con los registros que se han obtenido de la geología, muestran eventos de mayores magnitudes como las avalanchas de escombros al involucrar movimientos de masa de grandes proporciones.

En el registro histórico de sus erupciones incluyen más de 40 eventos con diversos estilos de erupción, algunos de ellos muy explosivos. Sin embargo, el registro geológico incluye además eventos de mucha mayor magnitud como avalanchas de escombros que involucran movimientos en masa de grandes proporciones.

Por esta razón, y por el riesgo que implica para la población y sus actividades alrededor del volcán, ha sido, históricamente, objeto de interés, tanto general como científico.



**Figura 8** Mapa de la República Mexicana, se marca el volcán de Colima y las placas que interactúan en la zona.

Los numerosos reportes de la época colonial y el establecimiento de un observatorio en Ciudad Guzmán durante el periodo son evidencias de tal interés. No obstante, sólo en las últimas décadas, tanto por el desarrollo científico, como por la mejor percepción que las autoridades tienen del riesgo, se procedió a instrumentar diversas técnicas para la observación cuantitativa de su comportamiento.

Entre las más notables se debe hacer mención el despliegue de un sistema de monitoreo sísmico, materializado en la Red Sismológica de Colima (RESCO) que, aunque contempla la observación de la sismicidad general de la región, fue motivada y pone un énfasis especial en la observación del volcán. Similares intereses han puesto investigadores del estado de Jalisco quienes ahora cuentan con estaciones sismológicas desplegadas en la vecindad del volcán sobre el territorio de ese estado.

El estudio de este volcán está ampliamente apoyado en su impacto regional. Desde un punto de vista meramente científico puede considerarse como un “dispositivo experimental natural” para estudiar los procesos físicos y químicos en volcanes activos, y por lo tanto, entender mejor lo que ocurre en otros volcanes de nuestro país, además de contribuir a los conocimientos globales de la vulcanología sobre estos procesos.

Que el peso de la observación volcánica sea puesto en la sismicidad no es sorprendente, pues es la técnica que en el ámbito global ha sido más ampliamente utilizada. Las razones son múltiples y en este trabajo no se pretende exponerlas, pero se debe recordar que desde la antigüedad ha sido conocida la actividad sísmica como premonitoria de la actividad eruptiva, y precisamente los avances en la sismología han permitido un mejor empleo de la actividad sísmica como medio de pronóstico de la actividad volcánica.

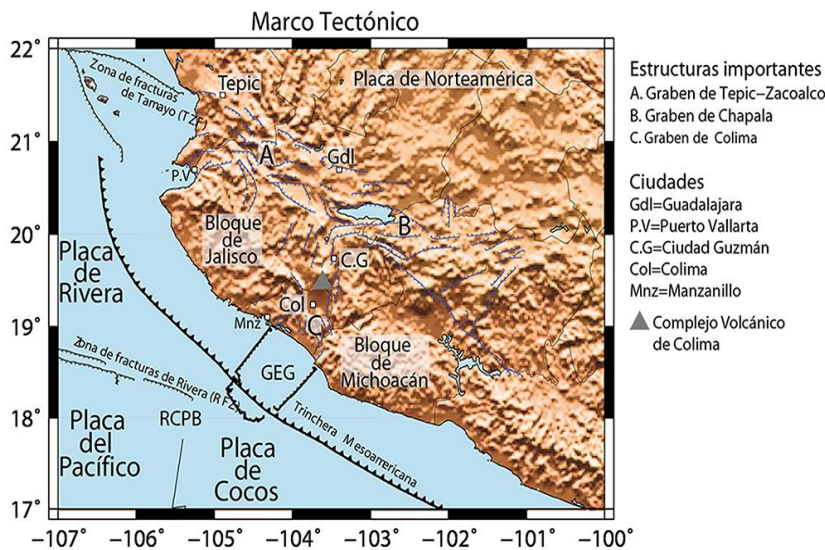
El análisis de la información sísmica para evaluar el peligro volcánico ha dado grandes pasos que han sido requeridos por la necesidad cada vez más grande de precisar la probabilidad de una erupción catastrófica. No basta saber que un aumento en la sismicidad asociada a un volcán puede ser premonitoria a una erupción volcánica, el aumento en la actividad humana en los ambientes volcánicos hace necesario establecer otras características de la sismicidad que anuncian una erupción.

Esto es de gran importancia en el desempeño de los organismos de Protección Civil, por lo que es esencial tomar las medidas proporcionales a la peligrosidad estimada con cierta confiabilidad.

### Ambiente tectónico del volcán de Colima

El volcán del Fuego de Colima o volcán de Colima es un estratovolcán andesítico y forma parte, junto con el volcán El Cántaro (2900 nsnm), el Nevado de Colima (4330 msnm) y el Paleo fuego, del Complejo Volcánico de Colima. Están localizados en los estados de Colima y Jalisco. Este complejo volcánico tiene una orientación N-S y forma parte del gran cinturón volcánico conocido como Cinturón de Colima presenta en la parte sur dos conos accidentales, conocidos como “los hijos del volcán”, cuya edad es desconocida. En el lado

noreste se encuentra un cono adventicio conocido como “el volcancito”, que se formó en 1869.



El volcán de Colima, sin embargo, forma parte de un ambiente tectónico muy singular, localizado en el graben de Colima, que marca también uno de los vértices del llamado

Bloque Jalisco, un segmento de la placa de Norteamérica sometida a tensión y posible “rifting” en sus márgenes.

La distancia del volcán es de aproximadamente a 170 Km de la trinchera del Pacífico y en las proximidades del margen entre las placas de Rivera y Cocos. Se levanta sobre una corteza continental de 30 a 46 Km y la placa subducente se encuentra a 80 Km bajo el mismo.

De esta manera, su origen está ligado al del Cinturón Volcánico Mexicano, pero sometido a las particularidades de un ambiente tectónico muy activo. La región muestra también un gran número de conos monogenéticos y su actividad sísmica es notable.

El volcán de Colima es el más activo del país, su historia eruptiva muestra una alta frecuencia de actividad volcánica de tipo explosivo, contándose por lo menos 29 erupciones mayores de tipo diverso en los últimos 420 años (Medina, 1983; De la Cruz, 1993). La sismicidad en el área se concentra a lo largo del límite NW del estado de Colima, borde SE del bloque Jalisco.

<b>Año</b>	<b>Actividad</b>
<b>1585</b>	Actividad explosiva con caída de ceniza a una distancia de 200km del volcán y una gran actividad sísmica (Arreola, 1915)
<b>1606</b>	Se presentaron dos explosiones de tipo pliniano. Las cenizas llegaron a caer en el estado de Michoacán. Los flujos piroclásticos tomaron dirección sur – suroeste del volcán (Medina- Martínez, 1983)
<b>1622</b>	Erupción explosiva en la que las cenizas llegaron a caer en la ciudad de Zacatecas a una distancia de 400 km del volcán.
<b>1690</b>	Presentó una erupción de tipo pliniana que puede ser comparada con la que ocurrió en 1913
<b>1818</b>	Actividad violenta y muy explosiva. Las cenizas llegaron a caer hasta las ciudades de Guadalajara, Zacatecas, San Luis Potosí y Guanajuato. Esta es quizá la erupción más violenta del siglo XIX.
<b>1869 – 1872</b>	Actividad violenta que dio origen al cráter “el volcancito”. Los flujos de lava corrieron por el lado NE a una distancia aprox. De 400m (Bárcena, 1887)
<b>1903</b>	Se registraron una serie de explosiones muy violentas, con grandes estruendos que se llegaron a escuchar en el poblado de Tuxpan, a 25 km. Se observaron emisiones de vapor y la ceniza llegó a caer en Guadalajara y Uruapan a 200 km.
<b>1913</b>	Waitz (1915, 1935) describió la actividad como “nubes ardientes” y Saucedo (2001) la consideró como una de las actividades más explosivas y violentas, la cual destruyó el domo y produjo una columna



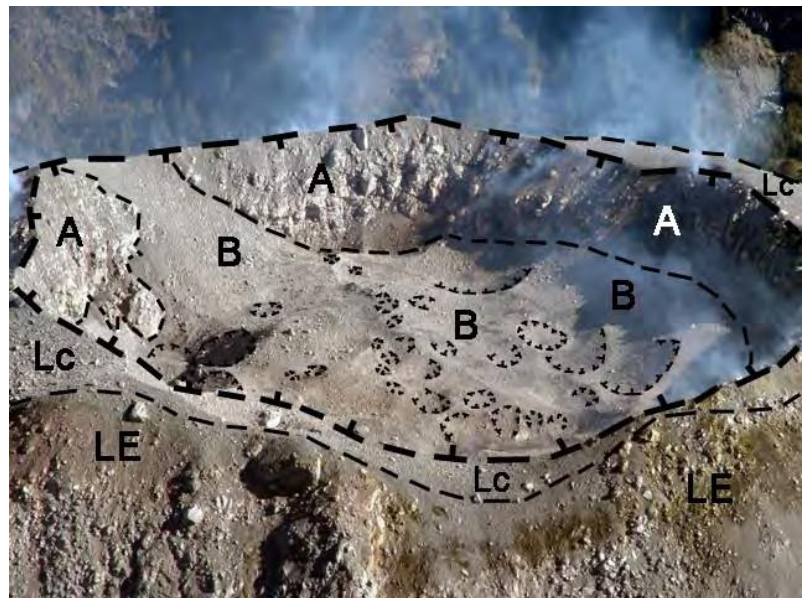
	de 21 Km de altura.
<b>1994</b>	El volcán presentó una actividad que culminó el 22 de julio con una explosión freatomagmática, la cual dejó un enorme cráter
<b>1998 – 1999</b>	Actividad de derrames de bloques y ceniza que culminó el 21 de noviembre de 1998 con una explosión que destruyó el domo que se había formado en 1994
<b>2004</b>	El día 28 de septiembre se reportó un nuevo domo de 170 m. de diámetro y una altura de entre 50 y 60 m. Los días 29 y 30, se emplazaron dos coladas de lava que ocuparon el flanco N y la segunda el sector WNW. En octubre se registró una actividad con notorios flujos de lava. En diciembre, una colada de lava alcanzó los 2400 m. de largo y 300 de ancho. La segunda tomó rumbo WNW y presentó 600 m. de longitud
<b>2005 mayo</b>	El día 23 de mayo se produjo una explosión que destruyó el domo registrado en mayo. Los flujos piroclásticos generados se desplazaron por las barrancas San Antonio y Monte Grande, alcanzando 5km de distancia desde el cráter. El 30 de mayo la actividad fue mayor. Los flujos piroclásticos se depositaron, en su mayoría, en la barranca “La Lumbre” (flanco W).
<b>2005 junio</b>	Una explosión de gran magnitud se presentó el día 5, es considerada la de mayor magnitud en los últimos 20 años. Generó flujos piroclásticos que cubrieron todos los flancos del volcán y formó un cráter de 260 m. de ancho con 30 m. de profundidad. El día 6 se observa la existencia de un nuevo domo, que fue destruido de manera inmediata debido a las constantes explosiones que permanecieron durante el resto del mes. Para el día 30 se reportaron 2 lahares que se emplazaron por las barrancas La Lumbre (10km) y Montegrande (7 – 8 km)
<b>2005 julio</b>	En este mes, las explosiones fueron persistentes y se caracterizaron por su baja intensidad, estos eventos generaron flujos piroclásticos que se expandieron por todos los flancos del volcán. De agosto a octubre se presentaron 26 lahares en la barranca Monte Grande y 21

en La lumbre. En 2005 fueron contabilizadas 1100 explosiones.
---

**Actividad volcánica ocurrida desde el siglo XVI hasta el año 2005. En la tabla se consideran los eventos más importantes ocurridos desde entonces. Estos eventos tuvieron una repercusión directa en la morfología del cono (smithsonian institution, 1991 – 2005)**

Los datos históricos que se han recopilado sobre la actividad del volcán de Colima datan de 1650, año en que el franciscano Antonio Tello describió las erupciones que tuvo el volcán en 1590, cuando se produjo una extraordinaria caída de ceniza, y en 1606 cuando ocurrió una fuerte explosión y los residuos llegaron hasta el estado de Michoacán. Desde esas fechas hasta el presente la actividad ha sido frecuente y la morfología del volcán ha cambiado radicalmente durante el periodo.

La actividad del volcán ha sido muy frecuente a lo largo de toda su vida. Los arqueólogos han asociados las cenizas del volcán fechando vestigios arqueológicos con edades que datan de aproximadamente del 2000 a.n.e. en el centro prehispánico La Campana, que ya había descrito el franciscano Antonio Tello (Saucedo y Macías, 1999). Tomando en cuenta tiempos más remotos, la geología del área muestra otros depósitos de al menos 2600 años y depósitos de avalanchas ocurridas hace 4300 y 5600 años antes del presente (Saucedo y Macías, 1999). El análisis de los diferentes catálogos de datos entre 1560 y 1980 muestra 57 periodos de reposo (Medina, 1983), separados sobre todo por episodios de actividad efusiva de derrames de bloques y ceniza, muy similares a la actividad que ha presentado de julio de 1999 a mayo de 2003.



#### **Actividad eruptiva del volcán de colima en el año 2005**

En 2004, es notable una reducción en la actividad explosiva, cuando se reportaron eventos esporádicos con sus respectivos flujos piroclásticos. Estas

condiciones permitieron realizar vuelos de reconocimiento, en donde se observó un cráter con bordes irregulares poco profundos, debido a los materiales piroclásticos contenidos a su interior, mismos que definían una superficie ondulada, en donde eran evidentes numerosos cráteres de impacto.

El volcán de Colima tuvo un evento eruptivo que inició a finales de septiembre de 2004, cuando un domo de lava en bloques comenzó a formarse en la cima del volcán.

Los primeros derrumbes descendieron hacia el N y al W y fueron reportados el 29 del mismo mes. Pocos días después, dos flujos de lava descendieron hacia el N y el WNW. Para el 3 de octubre de 2004, el flujo de lava N tenía ya más de 300 m de longitud, un espesor aproximado de 10 m y una anchura de 150 m.

Ese día se escucharon fuertes sonidos de jet con duraciones de 10 a 30 segundos, percibiéndose uno a 7 km de distancia por más de 5 minutos. A partir de esa fecha, se inició la ocurrencia de explosiones pequeñas con poco contenido de ceniza que formaron columnas eruptivas menores a 700 m de altura.

También se presentaban, con menor frecuencia, explosiones con columnas eruptivas que superaban los 1,500 m de altura sobre el domo. A diferencia de las erupciones registradas desde 1998, en esta ocasión, era la primera vez que la fase explosiva se iniciaba a solo unos días de iniciada la fase extrusiva.

El día 6 o 7 de octubre se colapsó una parte del domo, produciendo un flujo piroclástico que alcanzó 6.14 km de distancia (el de mayor alcance desde 1913) y se encauzó en la barranca La Lumbre. Para el 31 de octubre, el flujo de lava N tenía una longitud aproximada de 2.3 km, con una anchura en el frente de 330 m y un espesor aproximado de 20 m.

Hasta esa fecha, la velocidad promedio de avance del flujo era de 76 m/día. Ese día se efectuaron observaciones a 2 km del domo, registrándose 22 sonidos de jet, 3 de ellos fuertes y uno tipo locomotora, así como 2 explosiones pequeñas en un periodo de tres horas. En diciembre de 2004, el flujo de lava ya se había detenido y, para entonces, las explosiones comenzaban a aumentar en contenido de ceniza y en altura, observándose varias columnas de más de 2,000 m de altura sobre el cráter.

Se realizaron observaciones a principios del año 2005 a una distancia menor a los 5 km del cráter, donde se percibieron explosiones que duraban 30 segundos o más y

lanzaban proyectiles balísticos a distancias de más de 1 km, además de columnas eruptivas cercanas a los 3000 m. de altura.

El 12 de febrero ocurrió una explosión que desestabilizó los bordes norte y sur del cráter, generó el colapso de al menos 100,000 m<sup>3</sup> de material y flujos piroclásticos que alcanzaron alrededor de 2.5 km de distancia hacia al sur (con una velocidad aproximada de 70 km/h), y otros que llegaron 1.2 km hacia el norte, formando una columna eruptiva de más de 2,500 m de altura.

Para el 6 de marzo, las observaciones visuales revelaban que las explosiones moderadas lanzaban balísticos de manera continua por periodos de hasta 3 minutos. El 10 de marzo, ocurrió una explosión que formó una columna eruptiva superior a los 2,600 m de altura, que fue la más grande ocurrida hasta entonces en 2005.

La permanencia en la cima del domo 7 duró hasta marzo de 2005, fecha en la cual violentas explosiones comenzaron a destruirlo; siendo para el 23 de mayo que esta estructura explota por completo. Estos eventos generaron numerosas columnas piroclásticas, que lograron alturas sobre el cráter entre los 2000 y 5000 m, que al colapsar generaron flujos piroclásticos que ocuparon la cuenca alta de todas las barrancas que circundan al volcán.

La magnitud de las explosiones creció paulatinamente, ya que pocos días después, el 30 de mayo, se presentó una explosión que se convirtió en la más grande registrada en los 20 años de existencia del monitoreo sísmico. Con base en el registro sísmico, la Red Sismológica Telemétrica de Colima (RESCO) calculó los tamaños de las explosiones comparándolas con la explosión del 17 de julio de 1999); dicha red estimó que esta explosión tuvo un tamaño 2.6 veces mayor que la del 17 de julio de 1999 y más de una vez mayor a la del 23 de mayo de 2005.

Los datos de satélite mostraron que la nube de ceniza se dirigió al ESE por arriba de los 8,500 metros sobre el nivel del mar (msnm) y al ENE por debajo de los 5,500 msnm, alcanzando una altura de 4,700 m sobre el cráter.

El 5 de junio de 2005, el volcán presentó una de las erupciones más violentas en los últimos 20 años, fenómeno que se acompaña de potentes flujos piroclásticos, que al ser expulsados de forma violenta, modificaron la morfología de la cima.

Después de este evento, el cráter aumentó en área y profundidad. Esta afirmación está basada en la comparación de fotografías realizadas antes y después de la erupción, no se tienen datos concretos. Sin embargo, al día siguiente (6 de junio) se confirmó la presencia del domo 8, el cual fue destruido de forma inmediata, debido a que las explosiones continuaron y se prolongaron durante todo el mes.

Los lahares estuvieron presentes en la temporada de lluvias y se emplazaron por las barrancas La Lumbre y Montegrande.

### ***Breve cronología de las estaciones RESCO***

En 1989 se instalaron las estaciones (EZV1), (EZV2), (EZV5) y (EZV6) y comenzaron así sus operaciones. En 1990 se instalaron (EZV3), (EZV4) y (EZV7), las dos últimas en el edificio volcánico a menos de 700 m del cráter. Las estaciones sísmicas de la RESCO que se encuentran actualmente registrando de manera continua la sismicidad del volcán son:

Nevado de Colima (EZV3), Soma (EZV4), el Fresnal (EZVS), la Yerbabuena (EZV6) y Volcancito (EZV7). El cuadro 3 muestra sus coordenadas geográficas y la figura 2 su localización.

El registro sin interrupción de la actividad sísmica en el área se ha logrado desde 1990, aunque en 1994 la estación Volcancito (EZV7) dejó de operar por algún tiempo (6 meses), debido a que fue destruida por el impacto de fragmentos balísticos durante la erupción que se presentó ese año.

Fecha	Actividad
Enero – febrero 1986	Es instalada una red temporal de sismógrafos en el estado de Colima, en las zonas el Fresnal y la Yerbabuena.
Marzo 1987	Se lleva a cabo la instalación de sismógrafos portátiles en Colima y fresnal
Mayo – junio 1987	Se instala una red temporal de sismógrafos en Colima y en Yerbabuena
Julio- agosto 1987	Se instaló la red temporal de sismógrafos portátiles en Colima y la Yerbabuena

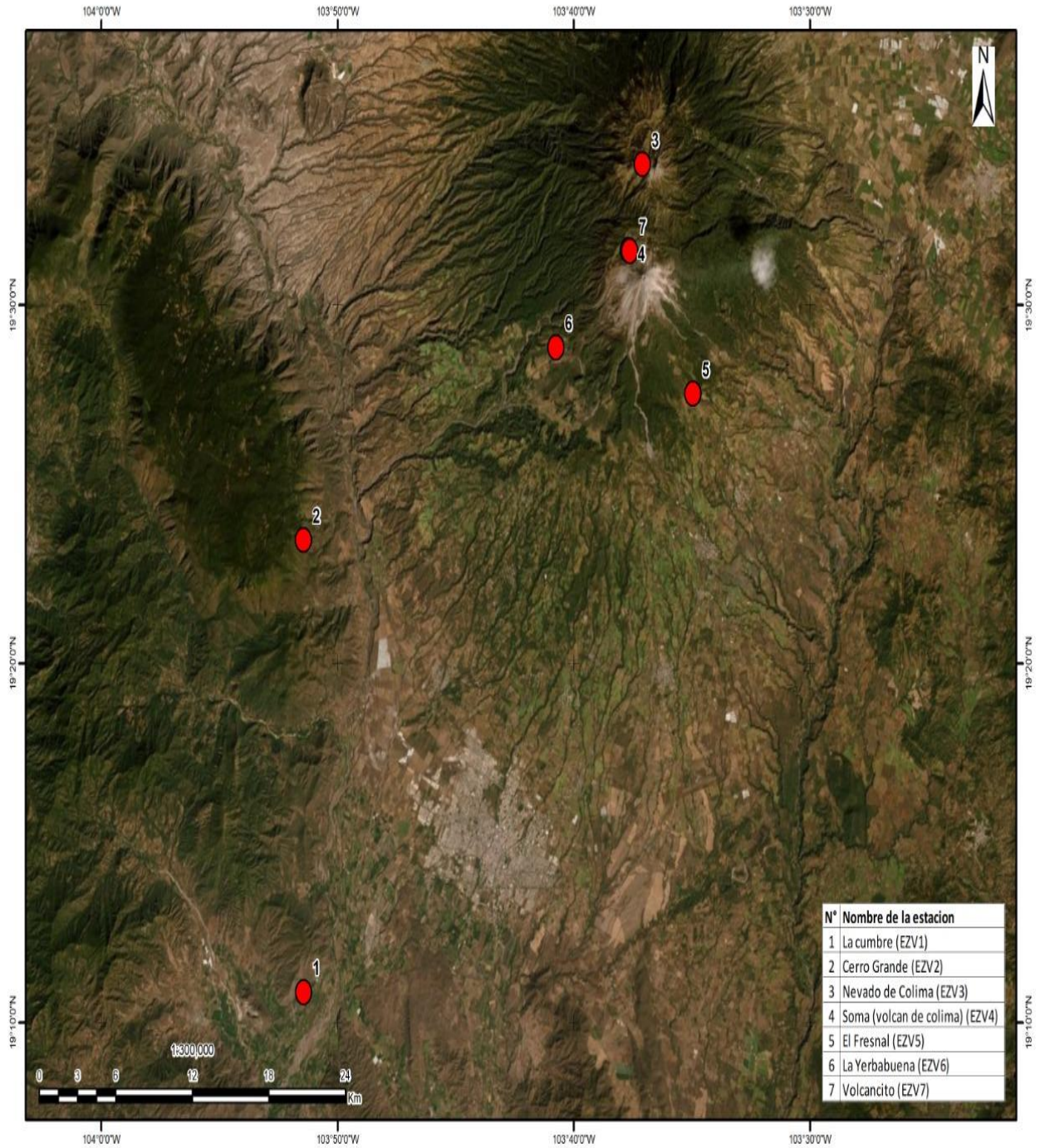
Febrero – marzo 1988	Se llevó a cabo la selección de los sitios para las estaciones autónomas RESCO
Junio 1989	Se ponen en servicio las primeras estaciones de RESCO, EZV1, EZV2 Y EZV5
Diciembre 13 de 1989	Puesta en servicio de la estación EZV6
Abril – mayo 1990	Instalación de las estaciones EZV3, EZV4 Y EZV7

**Cronología de los trabajos de campo en la región de Colima para la instalación de las estaciones RESCO (castellanos y Jimenez, 1995)**

Nombre de la estación	Latitud N	Longitud W	Altitud (msnm)
La cumbre (EZV1)	19°10'50.95''	103° 51'26.46''	779
Cerro Grande (EZV2)	19° 23'26.90''	103° 51'26.66''	1615
Nevado de Colima (EZV3)	19° 33' 55.57''	103° 37'05.65''	3957
Soma (volcán de Colima) (EZV4)	19° 31' 32.30''	103° 37' 41.06''	2962
El Fresnal (EZV5)	19° 27' 32.16''	103° 34' 57.71''	2173
La Yerbabuena (EZV6)	19° 28'49.65''	103° 40' 45.84''	1697
Volcancito (EZV7)	19° 31' 30.30''	103° 37' 38.10''	3500

**Coordenadas geográficas de las estaciones de la red de monitoreo del Volcan de Colima (Zobin et al., 2002) y su localización en el mapa 1**

# ESTACIONES RESCO



**MAPA 1 Localización geográfica de las estaciones RESCO**

## 4.- METODOLOGIA

### 4.1 Datos

Para el análisis de la actividad sísmica asociada al volcán de Colima durante el periodo del mes de julio del 2005, el trabajo consistió en la separación del ruido ambiental de los eventos sísmicos locales (S-P menor o igual a 4 seg.).

El proceso se llevó a cabo mediante el despliegue en pantalla de las señales con ayuda del código SUDSPICK. Los eventos se separaron en locales, regionales y telesismos, de los cuales los sismos de carácter local eran los que tenían onda de llegada P a S desde los 0 a los 3 segundos de duración, los regionales de 3 a 10 segundos y los telesismos de más de 10 segundos.

El despliegue en pantalla permitió efectuar el conteo de eventos, así como seleccionar los eventos registrados claramente en al menos 3 estaciones. Los datos fueron almacenados digitalmente en archivos de 24 horas de duración. Se utilizaron los registros de las estaciones: EZV2, EZV3, EZV4, EZV5, EZV6.

Después se realizó una segunda revisión de los eventos seleccionados para separar los eventos Tipo A (Tectónico- Volcánicos) y leer los tiempos de las ondas P y S, así como la duración de cada evento (tiempo de coda).

Las funciones en pantalla facilitaron la visualización de los eventos para modificar el rango de la ventana de tiempo que se presenta, así como el tiempo y la amplitud del evento; otra función práctica es ver una aproximación del tiempo entre la onda P y S para separar los eventos por su diferencia en tiempos  $t_s-p$ .

Una vez seleccionado el evento para su análisis se utilizó el código libre SUDSPICK (para MSDOS). A continuación se separan los eventos en categorías de: locales, regionales y telesismos, dependiendo de la diferencia entre los tiempos de arribo de las ondas P y S, para ser considerados eventos locales deben cumplir con la condición  $0 < t_s-p < 5$  s y suponiendo que la velocidad de la onda P es constante  $V_p=6$ km/s cumplen con la posición de las distancias aproximadas de los epicentros en un rango de no mayor a 30 km, con estas condiciones se considera que el evento es local.





**Muestra la diferencia en los arribos de tiempo de las ondas P y S para poder**

Posteriormente se realizó la localización de los eventos por medio del método iterativo HYPO71PC (Lee and Lahr, 1978). Este es un programa que encuentra la localización óptima de los eventos minimizando los errores entre los tiempos observados y los teóricos obtenidos de un modelo de velocidades de capas planas. HYPO71PC también calcula la magnitud de coda de acuerdo con la fórmula ya mencionada de González-Ruiz (1980).

Una vez leídos y localizados los eventos, se seleccionaron aquellos eventos sísmicos de magnitud de coda ( $M_c$ ) 2.5 ocurridos durante el periodo y se procedió a su análisis estadístico.

### **Localización y análisis de eventos sísmicos**

Los análisis sísmicos proporcionan la información de lo que ocurre por debajo de la superficie, en la corteza y/o al interior del volcán, apoyándose en la localización de los sismos. Para la localización de los eventos de este estudio se utilizó el programa HYPO71PC.

El uso de modelos de velocidades de múltiples capas unidimensionales que representa la estructura de la corteza, son ideales para tener una estimación del interior de la Tierra, nos sirve de referencia para adecuar las condiciones particulares de las regiones de estudio. Para la localización de los eventos sísmicos y el cálculo de los parámetros focales, se toma en cuenta el modelo cortical de velocidades. El utilizado en este estudio es el que de manera rutinaria se usa en la localización de la sismicidad del volcán Popocatepetl.

HYP071PC, determina los hipocentros utilizando los procedimientos estadísticos de regresión de centrado, y escalamiento, al relacionar los cambios en los tiempos de arribo y las variaciones en la localización epicentral. Los valores de la coda de las señales en las diferentes estaciones se obtuvieron a partir de la observación de la atenuación de la amplitud comparada con el nivel de ruido de cada estación.

Los valores de los parámetros focales que arroja el programa HYPOCENTER son el tiempo de origen, las coordenadas epicentrales (Latitud N, Longitud W), la profundidad focal (km), la magnitud de coda (Mc), los errores cuadráticos medios (RMS) calculados por el tiempo de origen, el error horizontal (ERH) y el error vertical (ERZ) que corresponde a las coordenadas hipocentrales. El valor de la magnitud de coda se determina a partir de la fórmula:

$$M_c = 2 \log \tau - 0.87 + 0.0035 \Delta$$

Donde  $\tau$  es la duración de la señal en segundos y  $\Delta$  es la distancia epicentral en kilómetros.

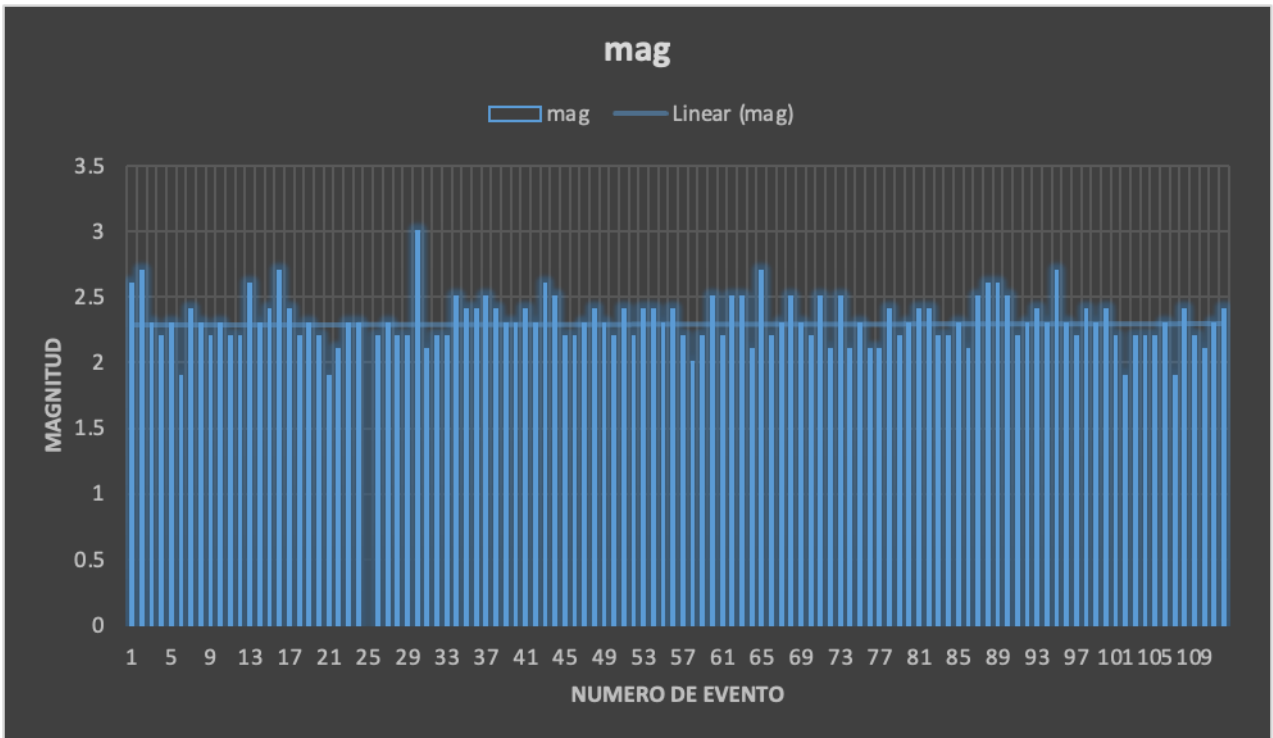
### **4.3 Análisis de los datos**

Para el análisis de los datos, se generó un shape con la tabla de registros sísmicos. Se extrajeron los valores de altura para cada evento sísmico, acumulando un total de 112 eventos. De estos se extrajo un modelo digital de elevación del volcán de Colima.

Se generó un shapefile que es un formato vectorial de almacenamiento digital donde se guardan las localizaciones, en este caso, de los registros de las estaciones sísmicas. Los shapefiles se han convertido en el formato estándar para la elaboración e intercambio de mapeo y de información geográfica entre todos los SIG.

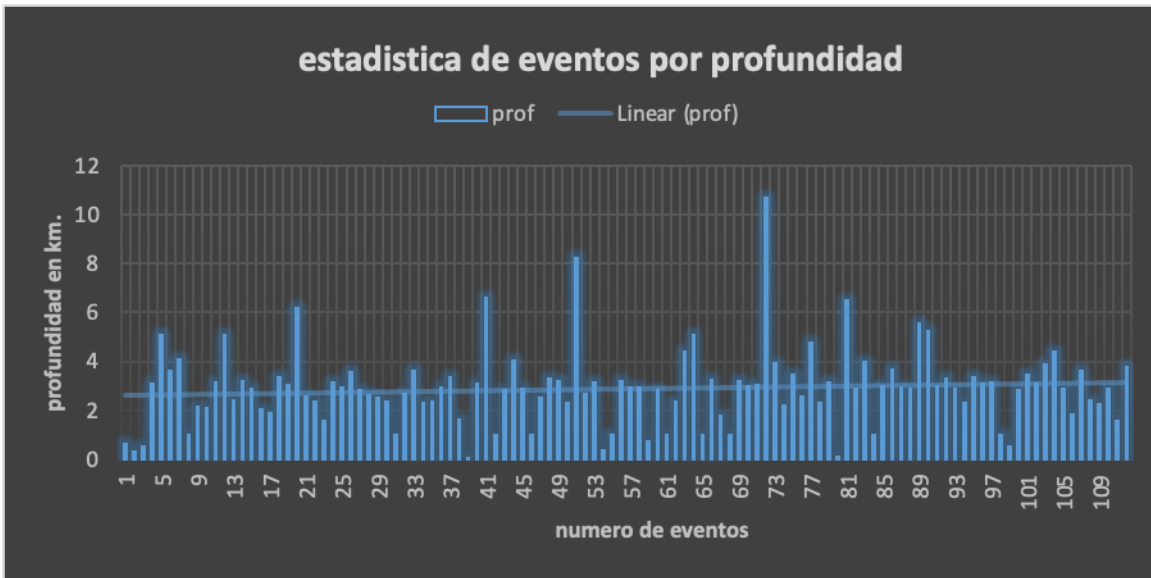
Se utilizó el programa GLOBAL MAPPER, que es un sistema de información geográfica (SIG), el cual maneja datos vectoriales, raster y de elevación y nos proporciona funciones de visualización y conversión, entre otras características de los SIG.

Durante los 31 días analizados, los días 4, 5, 6, 7, 8, 25, 26 y 27 del mes, fueron los que presentaron mayor incidencia de sismos de tipo local, con 10 para el día 4; 18 para el día 5; 12 para el día 6; 13 para el día 7; 5 para el día 8; 5 para el día 25; 9 para el día 26 y 12 para el día 27. Con respecto a los demás días, sólo se seleccionaron una media de 1 a 3 sismos. Para los días 9, 11, 12 y 20 de julio, no se registraron eventos de ningún tipo debido a fallas que presentaron las estaciones.



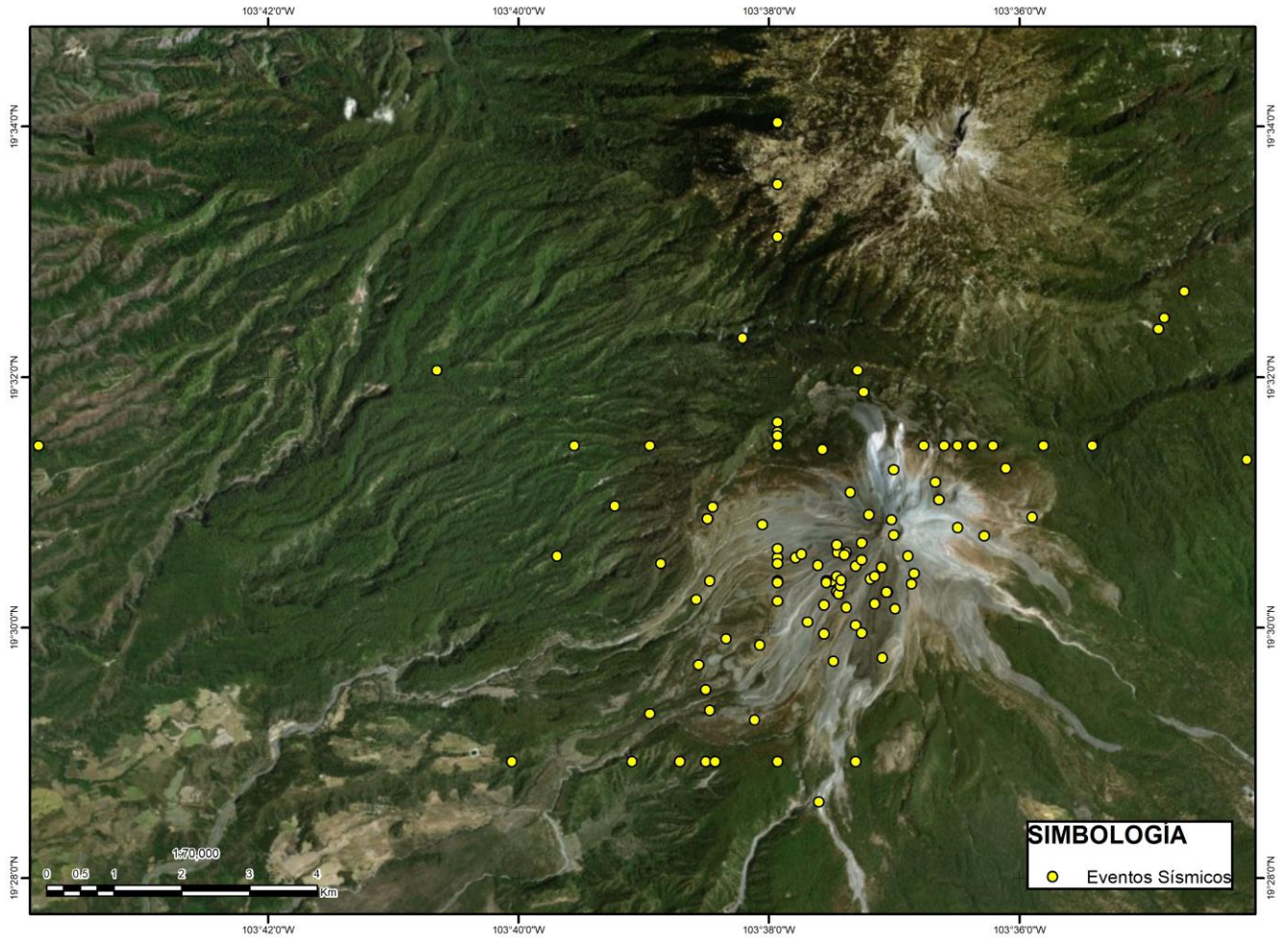
En esta gráfica se muestran los 112 eventos encontrados con su respectiva magnitud, encontrando el de mayor magnitud fue en escala 3 de Richter el día 5 de julio de 2005.

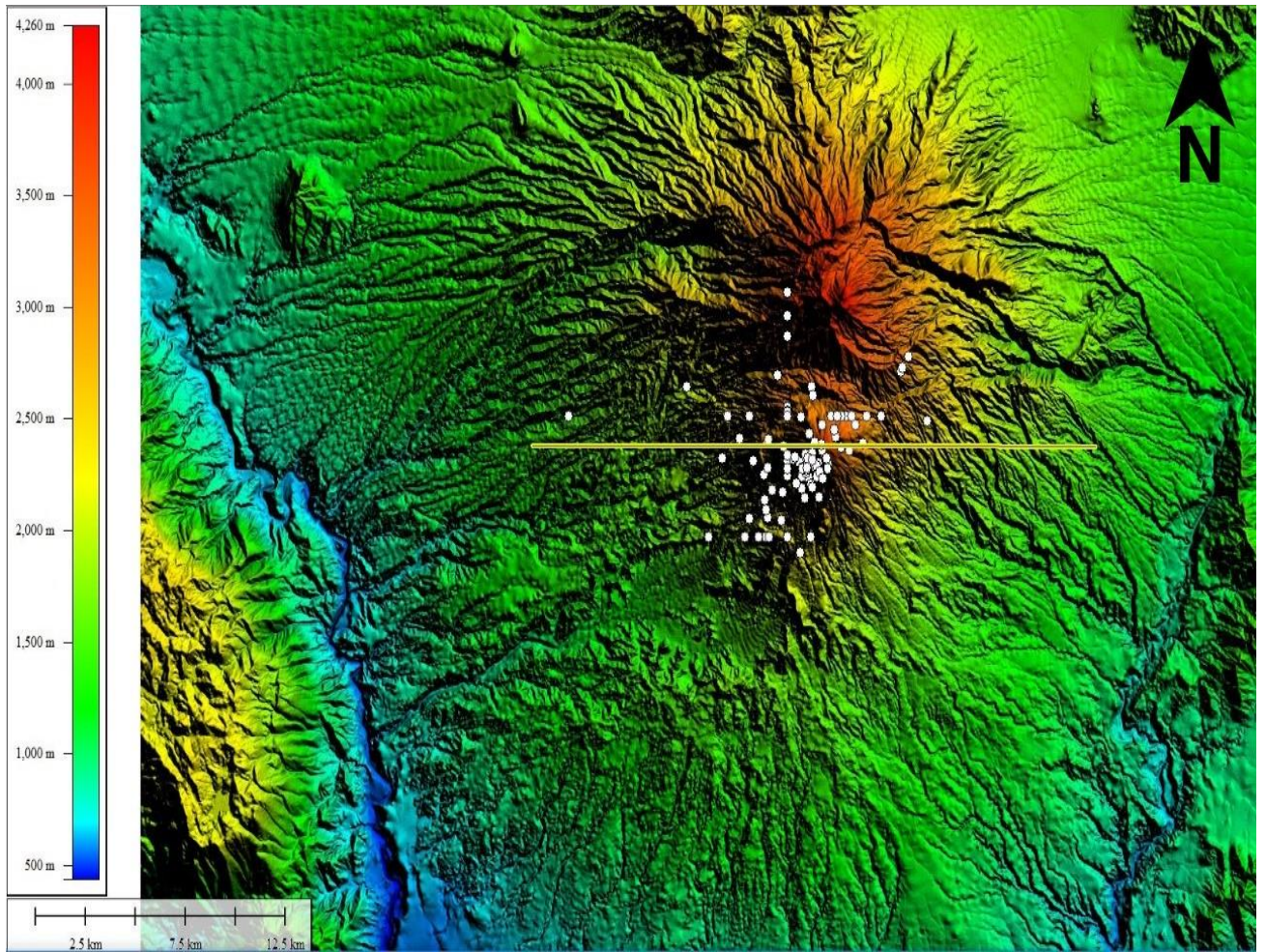
En lo que respecta a los demás eventos se mantuvieron en una media por debajo de los 2.5 grados en escala Richter.



En los 112 eventos registrados se encontro que el de mayor profundidad fue el dia 18 de julio, con una profundidad de 10.69 km. Los demas eventos se encontraron en una media por debajo de los 3 km de profundidad.

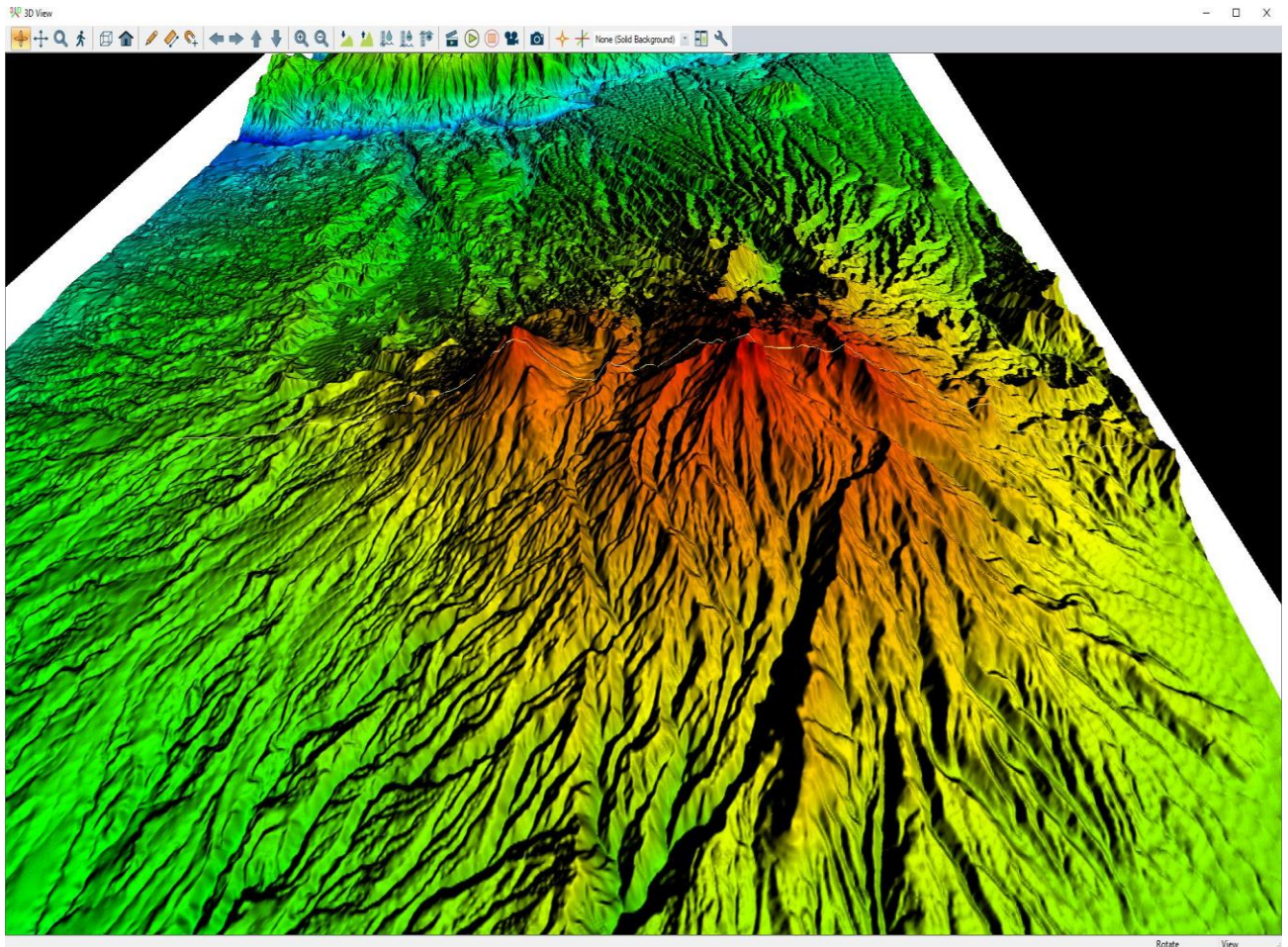
# EVENTOS SÍSMICOS REGISTRADOS DURANTE EL MES DE JULIO DE 2005





**Hipocentros de la sismicidad que persistió durante el mes de julio del 2005. La figura se encuentra orientada en dirección N-S. Se realizó en escala de colores marcando la altitud con colores más cálidos para mayor altitud y colores fríos para menor altitud.**

Una vez extraída la información para cada punto de altitud, el valor se restó con el valor de profundidad que se obtuvo en la tabla de registros sísmicos. El resultado nos da el hipocentro de cada evento.



**Vista en 3D del volcán de colima con orientación N-S. Desarrollada con el software GLOBAL MAPPER. El mapa muestra las capacidades del programa para un mejor análisis del volcán**

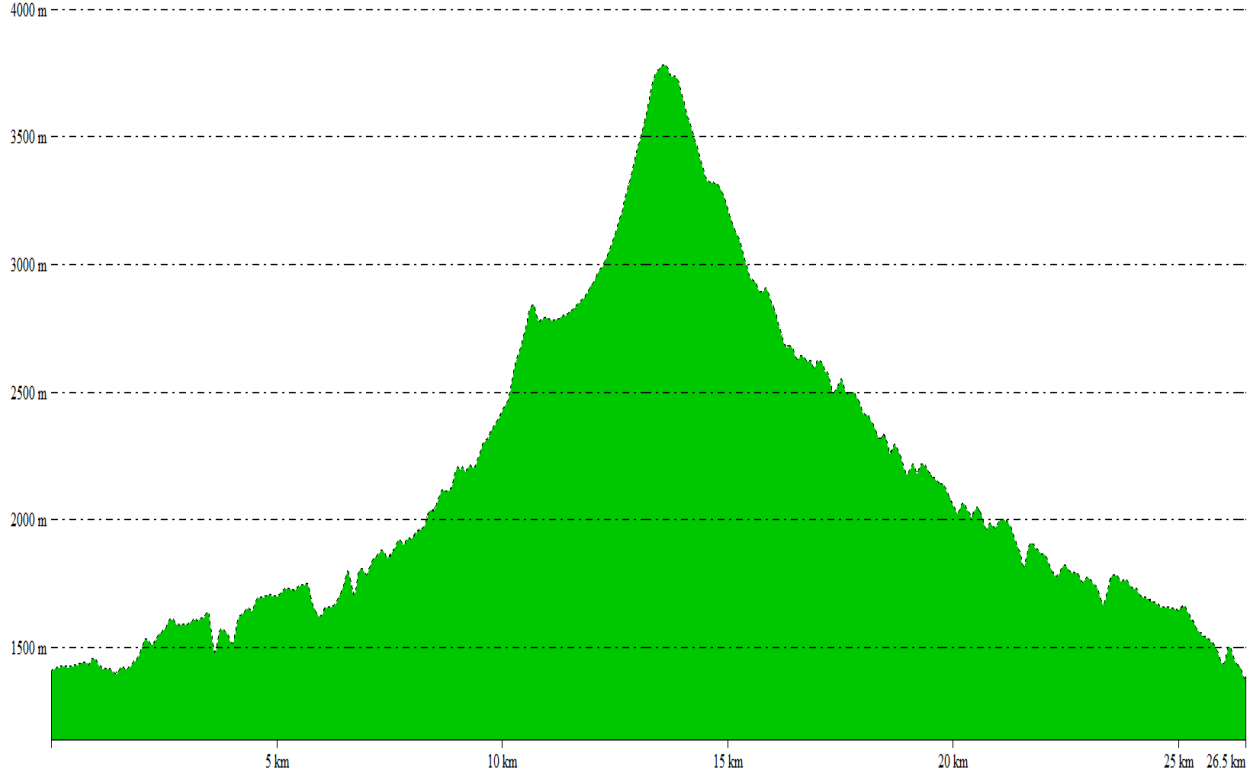
Las coordenadas geográficas se convirtieron a coordenadas UTM, que son de valores métricos, con el objetivo de poder elaborar los perfiles de los hipocentros.

Se graficó en el eje x los valores de latitud y los valores de longitud, mientras que en el eje y se graficaron los valores de altitud.

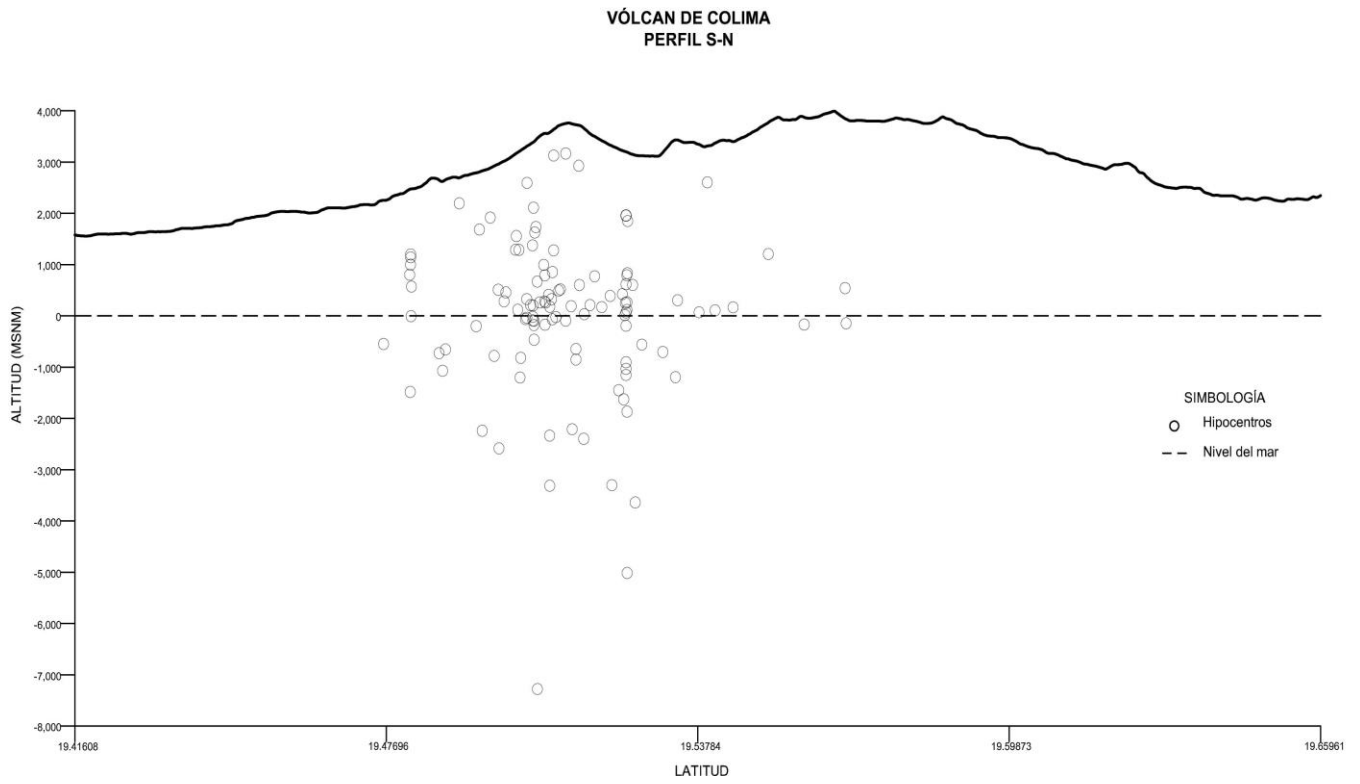


From Pos: -103.7468070225, 19.5140884964

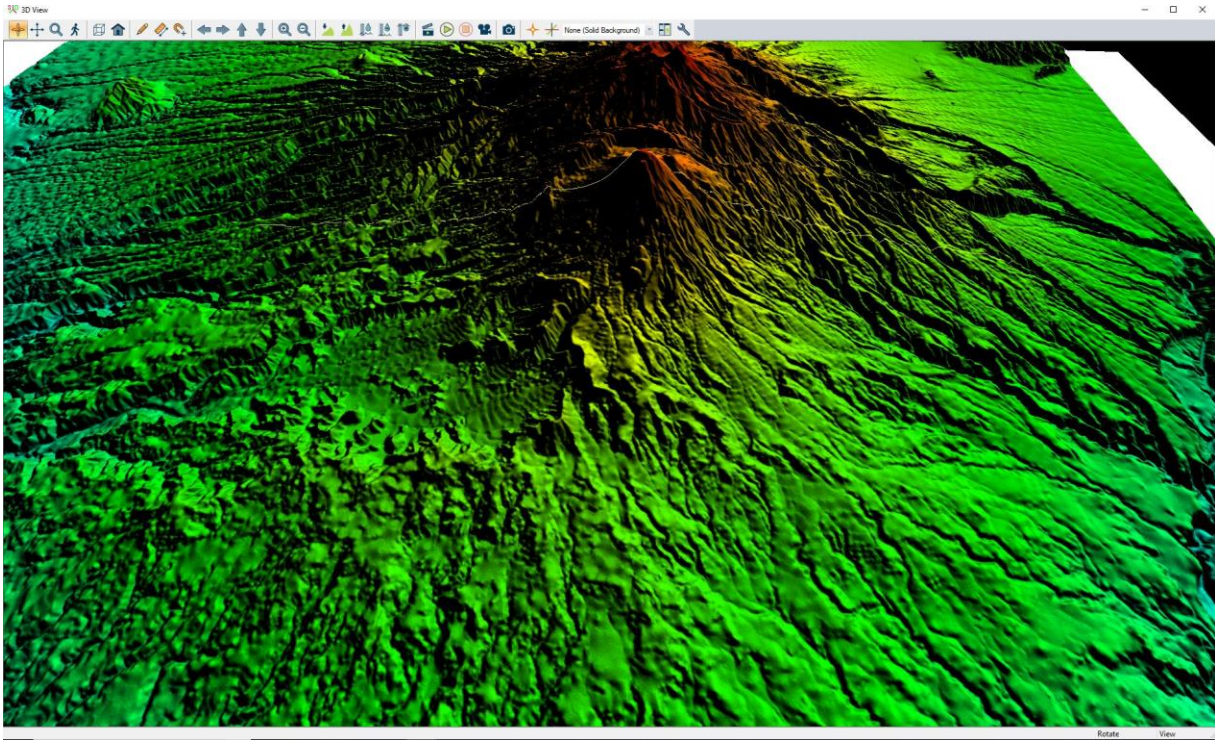
To Pos: -103.4943784117, 19.5137289115



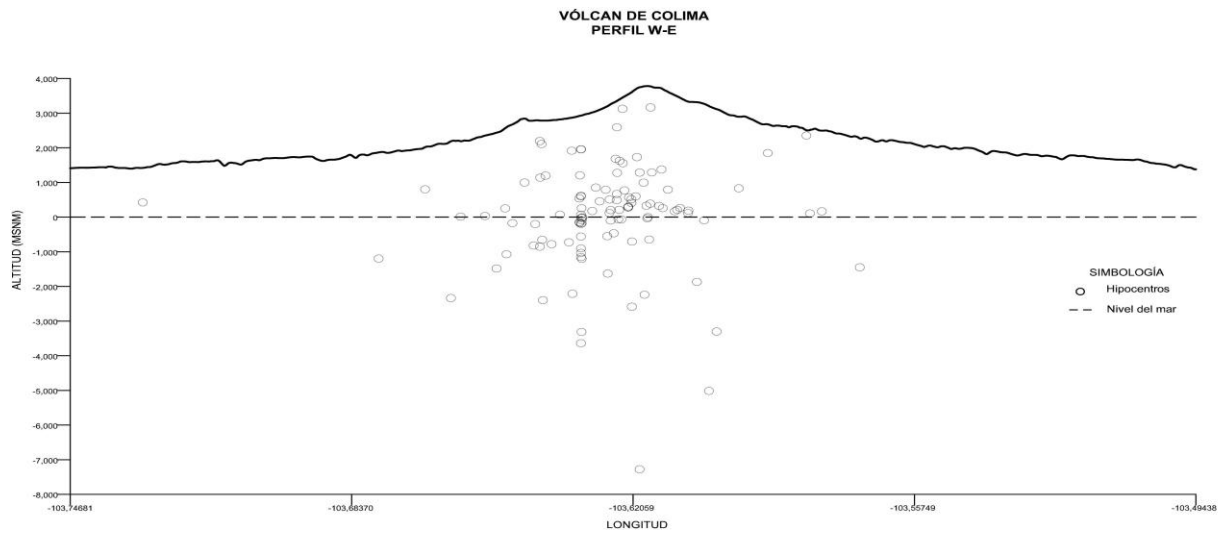
**Perfil del volcán de colima con orientación N-S obtenido con el software GLOBAL MAPPER**



**Hipocentros de la sismicidad asociada al volcán de colima en julio del 2005 en perfil N-S**



Vista 3D del volcan de colima en su perfil E-W. Imagen realizada en el SIG GLOBAL MAPPER



Registro de los 112 hipocentros en el perfil W-E del volcán. Se puede notar que el mayor porcentaje de los hipocentros registrados se encuentran por encima del nivel medio del

## Conclusiones

Del análisis de datos sísmicos de la actividad volcánica de Colima que se presentó durante el periodo del 1 al 31 de julio del 2005, la mayor concentración de hipocentros de los eventos Tipo A se localizaron en un rango de 10 km, las mayores concentraciones de profundidades de eventos se encuentran en los primeros 6 km, con magnitudes entre  $1.38 \leq M_c \leq 3.92$ , siendo el evento de mayor magnitud se presentó en el día 5 de julio con una profundidad de 2.35 km.

Como una comparación con los análisis de sismicidad realizados por Zobin en 2003 y Zamora Camacho 2007 se encuentra que las profundidades hipocentrales no son mayores a los 10 km, y siempre obteniendo que la mayor concentración de los eventos se encuentra dentro de un rango de 0 a 10 km profundidad. En este estudio obtenemos el mismo rango de profundidad lo que hace suponer que la mayor concentración de esfuerzos para el fracturamiento de la roca encajonante está en el mismo rango.

La distribución de las profundidades de los hipocentros y sus magnitudes puede reflejar el camino de salida del material de un depósito hipotético (cámara magmática) debajo del volcán. Así como debido a la ocurrencia de los eventos para el mes de julio, días antes del clímax de la actividad, se encuentran por debajo del edificio volcánico.

La concentración de los sismos que se dieron durante el mes analizado demuestra la actividad que se siguió dando después de la gran actividad volcánica de junio del 2005, ya en menor magnitud, pero si en gran cantidad.

La distribución geográfica de los sismos analizados refleja la zona afectada durante junio. Los lahares estuvieron presentes durante la temporada de lluvias y se dispersaron por las barrancas La Lumbre y Montegrande.



En el mes de julio de 2005 y durante todo el 2006, la actividad sísmica y volcánica se redujo de manera considerable, aunque se registraron algunas explosiones de muy baja intensidad. La distribución de los sismos analizados se dio en la zona sureste del volcán formando lahares de las barrancas San Antonio, La Arena, La Lumbre y Montegrande.

Es importante hacer notar que cuando se realiza la corrección por estación los resultados no cambian significativamente y nos dan una buena aproximación de la distribución de esfuerzos bajo el volcán, aunque es importante realizar este ajuste para tener mejor control en profundidad de la ocurrencia de los hipocentros.

### **Recomendaciones**

- Extender el periodo de análisis sísmico a todo el periodo de registro de RESCO para relacionar los cambios de sismicidad con los periodos eruptivos. Así como continuar con el análisis detallado de la sismicidad para conocer el comportamiento del volcán en los periodos de máxima actividad. Ya que el monitoreo ayuda en la decisión de momento de crisis para la evaluación de próximas ocurrencias de gran actividad.
- Realizar la comparación de señales sísmicas para ver si existen familias de temblores.
- Analizar eventos explosivos de otros periodos de actividad del volcán de Colima para realizar una correlación con su actividad.
- Relacionar la sismicidad con análisis geoquímicos y petrológicos para dar una interpretación más completa.
- La información como historia eruptiva, la geología, tectónica y estudios previos, entre otras, nos facilitan la interpretación sísmica, dado que se puede tomar una decisión oportuna de un episodio en la actividad del volcán. Por ello el continuo análisis en conjunto de la información es de gran importancia.
- Realizar la corrección por la altura de las estaciones de la red o al menos de las que se utilizan en el análisis.

## ANEXO

Parámetros hipocentrales obtenidos mediante HYPO71PC; Tiempo de Origen, las coordenadas epicentrales (LAT N, LONG W) profundidad focal (PROF), Magnitud de coda (Mc), errores de origen (RMS) y los errores de las coordenadas hipocentrales (ERH, ERZ)

fecha	hora	latitud	longitud	prof	Mc	RMS	ERH	ERZ
20050701	8544920	19.5123	103.6167	0.65	2.6	0.9	0.6	0.46
20050702	11502550	19.51	103.623	0.3	2.7	1.4	10.1	1.29
20050703	15430905	19.5048	103.6243	0.5	2.3	0.8	5.5	0.32
20050704	5084019	19.4877	103.6352	3.1	2.2	0.3	10.4	0.06
20050704	7081183	19.5242	103.6062	5.09	2.3	2.7	2.6	0.21
20050704	9244057	19.559	103.6322	3.64	1.9	2.7	1.3	0.83
20050704	10372570	19.5242	103.6322	4.11	2.4	4.2	3	0.36
20050704	11001300	19.4955	103.6247	1	2.3	5.8	3.3	0.34
20050704	17013676	19.5242	103.5968	2.14	2.2	3.6	1.6	0.37
20050704	18441436	19.51	103.6242	2.08	2.3	6.6	5.1	0.38
20050704	22430532	19.5133	103.6082	3.13	2.2	3.1	2.4	0.31
20050704	23222844	19.496	103.6182	5.06	2.2	1.2	2.1	0.13
20050704	23372630	19.5242	103.6127	2.41	2.6	5.5	1.9	0.37
20050705	1110624	19.5072	103.614	3.2	2.3	5.6	4.9	0.26
20050705	1401127	19.489	103.6412	2.89	2.4	0.4	0.7	0.3
20050705	3134749	19.5058	103.6143	2.04	2.7	5	2.7	0.42
20050705	4505196	19.5032	103.6192	1.9	2.4	0.8	0.3	0.23
20050705	6503780	19.5047	103.6175	3.33	2.2	5.1	4.8	0.17
20050705	8030145	19.5062	103.6322	3.02	2.3	7.5	15.6	1.07
20050705	9005045	19.5093	103.6322	6.19	2.2	1.5	2	0.17
20050705	9340855	19.508	103.6183	2.55	1.9	7.4	6.6	0.32
20050705	9452235	19.4822	103.6322	2.37	2.1	1	1.2	0.2
20050705	10580838	19.5027	103.623	1.55	2.3	0.8	0.3	0.27
20050705	12000852	19.5082	103.6218	3.12	2.3	1.8	6.3	0.19
20050705	13270871	19.5342	103.6215	2.94	0	0	0	0
20050705	14124638	19.5062	103.625	3.58	2.2	5.6	5.2	0.33
20050705	15182557	19.4768	103.6267	2.81	2.3	4.4	5	0.56
20050705	16261513	19.5085	103.6322	2.61	2.2	6.5	7.1	0.3
20050705	17462968	19.5068	103.6243	2.51	2.2	7.9	10.3	0.36
20050705	18065994	19.5083	103.6268	2.35	3	0.7	0.5	0.2
20050705	19205096	19.5242	103.6322	1	2.1	45.9	15.9	8.87

20050706	8221393	19.5085	103.6477	2.66	2.2	4.7	5	0.28
20050706	8424990	19.5273	103.6322	3.63	2.2	2.8	1.4	0.49
20050706	8554391	19.5242	103.6592	2.32	2.5	1.6	0.7	0.17
20050706	9392757	19.5242	103.6322	2.34	2.4	5.4	1.1	0.38
20050706	10081205	19.506	103.6322	2.92	2.4	1.4	1.2	0.5
20050706	11232279	19.517	103.6107	3.33	2.5	1.8	2.1	0.4
20050706	12013227	19.5065	103.6198	1.65	2.4	1.1	0.2	0.3
20050706	12131176	19.5147	103.5983	0.07	2.3	0.6	0.4	0.12
20050706	14573266	19.5242	103.6082	3.1	2.3	3	2	0.27
20050706	15301505	19.526	103.6322	6.61	2.4	1.3	1.1	0.1
20050706	22464404	19.4822	103.6417	1	2.3	0.7	4.4	1.24
20050706	22493092	19.503	103.626	2.81	2.6	0.5	0.5	0.14
20050707	4582951	19.5035	103.6322	4.04	2.5	1.3	3.4	0.28
20050707	5404270	19.5242	103.6322	2.89	2.2	10.3	3.5	2.37
20050707	6051798	19.4822	103.6452	1	2.2	0.6	3.7	1.29
20050707	6394102	19.495	103.6427	2.51	2.3	0.7	1.1	0.19
20050707	6431046	19.4985	103.639	3.3	2.4	1	2.1	0.27
20050707	7042992	19.5045	103.624	3.17	2.3	2	9.6	0.23
20050707	7131525	19.4992	103.626	2.29	2.2	2.3	2.4	0.24
20050707	8160308	19.5242	103.6035	8.23	2.4	1.3	1	0.09
20050707	11110494	19.5003	103.6218	2.68	2.2	78.7	88.5	0.3
20050707	14463770	19.4885	103.6492	3.13	2.4	0.7	14.6	0.27
20050707	17141036	19.5397	103.5815	0.39	2.4	1.2	1	0.33
20050707	17322704	19.5242	103.6322	1	2.3	3.5	0.3	1.31
20050707	17353564	19.5062	103.6257	3.18	2.4	1.6	5.6	0.47
20050708	6011503	19.567	103.6322	2.93	2.2	3.5	2.7	0.24
20050708	6422361	19.5055	103.6238	2.94	2	3.1	2.9	0.23
20050708	7435038	19.4977	103.6345	0.72	2.2	0.4	3.5	0.6
20050708	11232156	19.5093	103.6298	2.84	2.5	0.8	0.6	0.22
20050708	19085444	19.5242	103.6322	1	2.2	79.3	16.8	1.43
20050710	15124758	19.5255	103.6322	2.36	2.5	1.5	0.4	0.32
20050710	17020832	19.5143	103.617	4.39	2.5	0.9	1.2	0.19
20050713	20502464	19.5137	103.6342	5.08	2.1	1.1	1.4	0.39
20050714	2311756	19.5242	103.5903	0.97	2.7	1.5	0.9	0.49
20050715	5403906	19.5095	103.6148	3.27	2.2	2	1.6	0.13
20050715	9094626	19.4822	103.6218	1.79	2.3	4.9	3.1	0.4
20050715	12454737	19.4822	103.6405	1	2.5	0.8	5.2	1.07
20050716	10582893	19.5193	103.6112	3.21	2.3	0.7	1	0.21

20050717	3320032	19.5412	103.5807	2.99	2.2	4.3	4.1	0.21
20050717	10581077	19.515	103.62	3.04	2.5	0.9	1.5	0.21
20050718	4520513	19.5068	103.6192	10.69	2.1	1.7	1.2	0.11
20050719	12085136	19.5223	103.5697	3.94	2.5	10.4	13.9	0.16
20050721	1590799	19.5098	103.629	2.19	2.1	6.4	5.1	0.42
20050721	20391456	19.4822	103.6515	3.47	2.3	3.1	4.9	0.71
20050722	19104918	19.518	103.6225	2.58	2.1	3.6	1.9	0.12
20050723	9121211	19.5237	103.6262	4.78	2.1	2.1	1.5	0.71
20050724	12254714	19.5007	103.6282	2.32	2.4	2.1	2.2	0.44
20050725	15020108	19.5242	103.6322	3.15	2.2	2.5	1.7	0.24
20050725	16083474	19.4917	103.6417	0.08	2.3	0.2	19.4	0.19
20050725	16452588	19.5212	103.6018	6.52	2.4	1.5	1.3	0.11
20050725	18115208	19.5447	103.578	2.9	2.4	4.2	4.1	0.25
20050725	18243952	19.5242	103.6322	3.99	2.2	4.6	1.8	0.3
20050726	284135	19.4822	103.6675	1	2.2	6.4	3.8	0.9
20050726	8272027	19.5047	103.6177	2.97	2.3	1.4	2.5	0.41
20050726	11024831	19.5145	103.6415	3.65	2.1	4.6	3	0.46
20050726	11065015	19.5242	103.61	2.95	2.5	1.3	0.9	0.35
20050726	16100597	19.511	103.6243	2.86	2.6	1	0.6	0.23
20050726	16425056	19.4993	103.621	5.53	2.6	0.6	1	0.13
20050726	17460754	19.516	103.6408	5.22	2.5	1	1.2	0.19
20050726	20101836	19.521	103.6167	2.97	2.2	1	0.5	0.22
20050726	22405424	19.5122	103.6047	3.28	2.3	2.3	1.6	0.16
20050727	1121809	19.506	103.6257	2.87	2.4	1.1	0.9	0.27
20050727	1384299	19.5162	103.6538	2.33	2.3	19.5	9.4	0.39
20050727	2473952	19.5037	103.643	3.34	2.7	0.6	1	0.18
20050727	3450827	19.5113	103.621	3.08	2.3	0.8	1.7	0.24
20050727	4542666	19.5342	103.6775	3.13	2.2	2.5	3.2	0.4
20050727	5344491	19.5242	103.7305	1	2.4	44.9	45.4	2.57
20050727	6123260	19.5062	103.6412	0.5	2.3	0.9	7.3	0.61
20050727	7340288	19.506	103.6322	2.85	2.4	1.7	1.6	0.58
20050727	10342585	19.5097	103.6233	3.45	2.2	4.9	4	0.44
20050727	10410390	19.509	103.621	3.08	1.9	2.2	7.9	0.17
20050727	11210078	19.5242	103.6322	3.86	2.2	4.3	1.6	0.25
20050727	12051208	19.5095	103.6615	4.41	2.2	0.8	1.8	0.1
20050728	10545115	19.5105	103.6322	2.9	2.2	1.9	1.3	0.5
20050728	10595306	19.5025	103.6165	1.84	2.3	0.8	0.2	0.23
20050728	11323757	19.5672	103.6322	3.61	1.9	2.5	1.3	0.84



20050729	6365918	19.5242	103.6492	2.43	2.4	4.8	1.6	0.41
20050730	10445437	19.552	103.6322	2.23	2.2	2.7	1	0.83
20050730	11145399	19.5385	103.6368	2.89	2.1	1.6	0.6	0.64
20050730	15073089	19.5063	103.6237	1.57	2.3	4.7	1.6	0.29
20050731	18484066	19.5313	103.6207	3.77	2.4	2.3	1.3	0.41

## Referencias

Arambula Mendoza R. Clasificación automática de eventos sísmicos volcánicos y análisis de la actividad sísmica reciente en el volcán de Colima. Tesis doctoral. Programa de posgrados en Ciencias de la Tierra. UNAM. 2011

Breton, G.M (2010). El volcán de fuego de Colima. Seis siglos de actividad eruptiva (1523-2010) universidad de Colima. Mexico

De la Cruz S, (1993), Random patterns of the occurrence of explosive eruptions of the Colima Volcano, Mexico, J. Volcano. Geotherm. Res. 55, 51-68.

Espindola JM, Muñoz EA., Medina F, De la Cruz Reyna S (1991) Bases geofísicas y geoquímicas de la vigilancia de los volcanes activos, Ciencias 42, Revista de la Facultad de Ciencias, UNAM 185 – 205.

Ferrari, L., (2004). Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. Geology 32, pp. 77–80.

García Francisco Angélica (2013) estudio estadístico de la sismicidad volcánica y su aplicación en la erupción del volcán de Colima en noviembre y diciembre 1999. Tesis de licenciatura. Facultad de ciencias, UNAM

García López Tania (2013) Análisis de la sismicidad volcánica asociada a la actividad del volcán de Colima, ocurrida en el periodo 1 de octubre al 30 de diciembre del 2009. Tesis de licenciatura. Facultad de ingeniería, UNAM.

González Ruiz L.C. Estudio de las réplicas 29 de noviembre al 17 de diciembre de 1978,  $m \geq 3.0$  del temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. Calibración de magnitudes. Tesis del físico, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, México, 1980.

Johnson, E.R, Wallace, P.J., Delgado-Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J.R., Blindeman I.N. & Donegan, C.S., (2009). Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. Journal of Petrology 50. Pp1729-1764.

Lugo, J., 1991. Elementos de geomorfología aplicada (métodos cartográficos). Instituto de Geografía, UNAM, México.

McNutt S.R, 1996. Seismic monitoring and Eruption Forecasting of Volcanoes: A review of the State-of-the-Art and Cases Histories. Monitoring and Mitigation of Volcano Hazard, Eds. R. Scarpa and R. Tilling. Springer-Verlag, 1996, Alemania pp. 99-146.

Medina-Martinez F, (1983), Analisis of the erutive history of the Volcan de Colima, Mexico (1560-1980), geof. Int. 22, Mexico, p. 157-178.

Medina Martinez F, Espindola JM, De la fuente M, Mena M, (1996) A gravity model of the Colima, Mexico región: Geof. Int. 35-4, Mexico, 409-414.

Minakami T, (1974), Sismology of Volcanoes in Japan. In Civetta L, Gasparini P, Rapolla A, Physical Volcanology, Developments in Solid Eart Geophysics 6, Elsevier, Scien, 1-27.

Moreno Jimenez A. E. Estudio del riesgo sísmico asociado a la actividad del volcán de colima, durante el periodo 1 de abril al 30 de septiembre de 1999. Tesis de licenciatura. Facultad de Ingenieria, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Mexico 2008

Orozco Rojas J. Análisis cuantitativo de los flujos piroclásticos con datos sismológicos del Volcán de Colima para el periodo eruptivo 1998-1999. Tesis de maestría, Facultad de Ciencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad de Colima. Colima, Febrero 2005.

Petrosino S.; Cuscano P.; La Rocca M.; Galluzzo D.; Orozco-Rojas J.; Breton M.; Ibañez J.; Del Pezzo E. Source location of long period seismicity at Volcán de Colima, México. Bull Volcano Springer-Verlag; 2011, 73:887-898.

Rodríguez-Elizarrarás S. R Estratigrafía y estructuras del volcán de Colima, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F Volumen 12, numero 1 1995. P 22-46

Rodríguez – Elizarrarás S.R. Consideraciones preliminares sobre riesgos en el Volcán de Colima, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D.F volumen 12, número 1, 1995, p 47-51.

Saucedo R, Macias JL, (1999), la historia del Volcan de Colima, Rev. Tierra Adentro, CONACULTA, Mexico, 98, p 8-14.

Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V. H. & Bocco, G., (2004). Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geomorphology* 61: 111-126.

W.H.K. Lee and S.W Stewart, Principles and applications of microearthquake networks, office of earthquake studies U.S Geological Survey Menlo Park California, 1981, ACADEMIC PRESS.

Zamora Camacho A. (2003) Presencia de familias de temblores en la sismicidad asociada a la erupción del 21 de noviembre de 1998 del Volcán de Colima y su relación con el proceso eruptivo. Tesis Maestría. Posgrado de Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.

Smithsonian Institution (1975 – 2015) colima global volcanism program;  
<http://volcano.si.edu>