



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ESTUDIO DEL RIESGO SÍSMICO ASOCIADO A LA  
ACTIVIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA, DURANTE EL  
PERIODO 1º DE ABRIL AL 30 DE SEPTIEMBRE DE 1999**

**ALBERTO ERNESTO MORENO JIMÉNEZ**



**MÉXICO, D. F.**

**2008**



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.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**ESTUDIO DEL RIESGO SÍSMICO ASOCIADO A LA  
ACTIVIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA, DURANTE EL  
PERIODO 1º DE ABRIL AL 30 DE SEPTIEMBRE DE 1999**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:**

**INGENIERO CIVIL**

**PRESENTA:**

**ALBERTO ERNESTO MORENO JIMÉNEZ**

**ASESOR:**

**DR. JUAN MANUEL ESPÍNDOLA CASTRO**



**MÉXICO, D. F.**

**2008**

***“Para ser exitoso no tienes que hacer cosas extraordinarias.***

***Haz cosas ordinarias extraordinariamente bien.”***

***Anónimo***

***Dedicado con todo mi amor:***

***A mi madre María Estrella Jiménez Vilchis, por ser mi punto de partida, mi guía, mi luz en los momentos de oscuridad, y a su vez mi objetivo final en este difícil camino llamado vida.***

***Quien siempre me ha apoyado y ha entregado su vida para tratar de que yo sea una persona íntegra.***

***Simplemente, gracias por ser mi madre...***

## **AGRADECIMIENTOS**

*A mis padres Estrella y Alberto, por darme la vida y todas las herramientas necesarias para enfrentarla; por apoyarme en la realización de todos mis sueños, y ya que la realización del presente trabajo es la materialización del más grande sueño en el aspecto académico, dicho trabajo también es suyo...*

*A mi hermana Estrella porque fue capaz de orientarme a lo largo de toda mi vida, gracias por ser mi hermana...*

*A mi sobrino Jesús, porque gracias a tu nacimiento diste alegría y ánimo, no sólo a tu madre, sino también a toda tu familia; por lo tanto, la culminación de este trabajo es en parte gracias a ti...*

*Muy especialmente al Dr. Juan Manuel Espíndola Castro, por su dirección, asesoría y orientación en el desarrollo de este trabajo, y sobre todo por ser un gran amigo...*

*A la Dra. Araceli Zamora Camacho, por todo el apoyo y orientación brindados en la realización de este trabajo y sobre todo por brindarme su amistad...*

*A la Universidad Nacional Autónoma México (UNAM), por darme la oportunidad de adquirir la formación profesional integral y ser un orgulloso universitario...*

*En particular a la Facultad de Ingeniería, por darme la formación académica, y sobre todo por darme la oportunidad de ser Ingeniero Civil...*

*Finalmente, aunque no en menor grado al Instituto de Geofísica, que puso a mi disposición su infraestructura para contribuir y completar mi formación académica...*

*Con cariño y gratitud, **Alberto Ernesto Moreno Jiménez***

## Índice

<b>Resumen</b>	1
<b>Introducción</b>	3
Antecedentes	3
<b>Capítulo I. Parámetros Sísmicos</b>	7
I.1 Localización	7
I.2 Magnitud	14
I.3 Magnitud y energía	17
<b>Capítulo II. Sismicidad Volcánica</b>	19
II.1 Tipos de sismos y fuentes	19
II.1.1 Fuentes sísmicas	19
II.2 Clasificación de sismos volcánicos	21
<b>Capítulo III. El Volcán de Colima</b>	25
III.1 Sismicidad en Colima	25
III.2 Historia eruptiva	30
III.3 Instrumentación sísmica en la región de Colima	33
III.4 Sismicidad del Volcán de Colima	37



<b>Capítulo IV. Sismicidad durante el periodo 1° de abril al 30 septiembre de 1999</b>	<b>44</b>
IV.1 Procedimiento	44
IV.2 Localización y Catálogo	46
<b>Capítulo V. Riesgo Sísmico</b>	<b>54</b>
V.1 Variables	54
<b>Capítulo VI. Discusión y Conclusiones</b>	<b>57</b>
<b>Referencias</b>	<b>59</b>

## RESUMEN

Estudio del riesgo sísmico asociado a la actividad del Volcán de Colima, durante el periodo 1º de abril al 30 de septiembre de 1999.

En este trabajo se presentan los resultados del análisis de la sismicidad comprendido entre el 1º de abril y el 30 de septiembre de 1999, registrada en la región del Volcán de Colima, el cual es uno de los volcanes con mayor actividad en nuestro país; ya que durante los últimos cinco siglos, periodo del que se tienen y se conservan los documentos históricos, en donde se demuestra que ha tenido actividad eruptiva significativa frecuente y constante. Dicha actividad sísmica y volcánica guarda una intrínseca relación con la evaluación del riesgo sísmico que representa para la población y sus actividades económicas, políticas y sociales en las regiones de los estados de Colima y Jalisco, principalmente.

El análisis de la sismicidad consistió en determinar la localización hipocéntrica de los terremotos asociados directamente a la actividad volcánica, es decir, terremotos de tipo tectono-volcánico, partiendo de la información registrada en sismogramas digitales y así poder localizar la sismicidad asociada al Volcán de Colima y el posible riesgo sísmico que representa para las poblaciones cercanas.

Del análisis de los eventos sísmicos registrados digitalmente por la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO) en el periodo de estudio se pudieron seleccionar 485 eventos tipo A o tectono-volcánicos de los cuales 318 terremotos tienen claro el inicio de la onda P y son registrados en al menos tres estaciones. Se les leyeron las fases P y S y su duración, por lo que pudieron ser localizados de manera confiable. Para este propósito se utilizó el programa iterativo HYPO71 (Lee et. al., 1978) y un modelo de velocidades propuesto por Jiménez et. al., 1995.

La localización de estos 318 eventos sísmicos muestra que la profundidad del 98.74% de los focos sísmicos localizados durante el período de análisis, esta entre 0 [km] y 7 [km]. Es importante notar que el 78%, de los 318 eventos localizados

durante el periodo de análisis se encontraron en un intervalo de 0 [km] a 3 [km] de profundidad bajo la cima del volcán, debido a que los esfuerzos litostáticos en la zona cercana a la superficie son menores. También, se determinó el valor de  $b$  que resultó igual a 1.59, en función de la estadística de los eventos localizados de acuerdo al ajuste lineal en la gráfica de la distribución frecuencia-magnitud basado en 303 eventos de magnitud entre 1.5 y 2.5.

Finalmente, se desarrolla la evaluación del riesgo sísmico que representa para las regiones cercanas al Volcán de Colima de acuerdo a la sismicidad durante el periodo de estudio.

## INTRODUCCIÓN

### Antecedentes

México por su localización geográfica, es un país que presenta una alta actividad sísmica y volcánica; y por lo tanto, es muy importante estudiar el origen, desarrollo y efectos que causan estos dos fenómenos para tratar de disminuir el riesgo y sus posibles efectos destructivos para la sociedad.

En las regiones occidental y noroccidental de México se localizan las regiones sísmicas más importantes y la mayoría de los volcanes que por su actividad eruptiva reciente representan el más alto riesgo para el país, debido a que estas regiones son afectadas por el fenómeno de subducción entre las placas tectónicas de Cocos y de Rivera con la Placa de Norteamérica (Fig. 1).

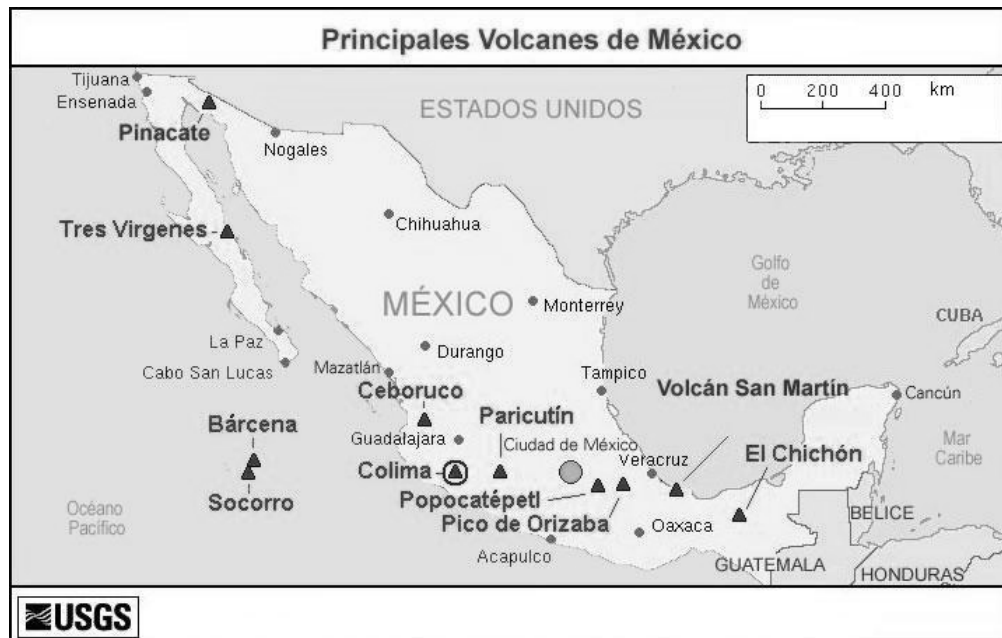


Figura 1. Regiones volcánicas y principales volcanes de México; tomado de Topinka, USGS/CVO, 2003, modificado del mapa de CIA 2003, volcanes de Simkin y Siebert, 1994.

Dentro de estas regiones se localiza uno de los volcanes con mayor actividad en nuestro país, ya que ha tenido actividad eruptiva significativa a lo largo de su vida

Geológica, se trata del Volcán de Colima, conocido también como Volcán de Fuego y su localización geográfica es 19.51 °N, 103.62 °W, 3860 msnm. Se encuentra localizado aproximadamente a 40 [km] de la Ciudad de Colima, situado en el extremo oeste del Eje Volcánico Mexicano, entre los estados de Colima y Jalisco y es utilizado como límite estatal. Su actividad es por otra parte muy frecuente, por lo que la narración de sus erupciones aparece también con mayor frecuencia que ningún otro volcán mexicano en los documentos históricos (Medina-Martínez, 1983). Por las razones expuestas, el Volcán de Colima es considerado como el volcán más activo de México por lo que constituye un peligro para la población y sus actividades económicas, políticas y sociales alrededor del volcán; situación que lo ha hecho objeto de interés, tanto general como científico.

Por otro lado, debido al crecimiento de los asentamientos humanos en sus cercanías, la actividad eruptiva del Volcán de Colima se hace cada día más riesgosa. En los alrededores del volcán existen centros importantes de población y actividad socioeconómica. Las ciudades de Colima-Villa de Álvarez y Ciudad Guzmán, con una población de más de 100 000 habitantes cada una y numerosas poblaciones pequeñas, se encuentran en la periferia. La mayoría cuenta con los servicios básicos de energía eléctrica y suministro de agua potable. Estas instalaciones podrían ser afectadas en un futuro por los productos arrojados por el volcán como pueden ser lluvia de ceniza, flujos piroclásticos y lahares. El sistema de transporte aéreo y el aeropuerto de la Ciudad de Colima están expuestos y son vulnerables en caso de emisiones de ceniza. Finalmente, al sur-sureste del volcán se realizó el trazo y construcción de la autopista Guadalajara-Colima, que une a Guadalajara con Manzanillo, y atraviesa Colima.

La principal actividad económica que se desarrolla en las regiones cercanas al volcán es la agricultura, y los cultivos de mayor producción son caña de azúcar, hortalizas, maíz y frutales. También, existe un desarrollo en la industria papelera y cementera, así como en el turismo y en el comercio. En particular, las poblaciones cercanas de La Yerbabuena, Becerrera, Cofradía y Juan Barragán han tenido un crecimiento importante, por lo que una futura actividad sísmica y volcánica intensa,

podría causar graves pérdidas socioeconómicas y naturales en dichas poblaciones.

La región de Colima es una zona de actividad sísmica alta y en esta región se han originado los terremotos más grandes que han ocurrido en épocas recientes en México: los terremotos del 3 y el 18 de junio 1932, el 15 de abril 1941, el 30 de enero 1973 y los del 19 y 20 de septiembre 1985. Los terremotos del 3 de junio de 1932 (Jalisco-Colima) y del 19 de septiembre de 1985 (Michoacán-Colima) son también los terremotos más grandes ocurridos en México en el siglo pasado.

Debido a la actividad sísmica y volcánica en la región de Colima se ha hecho indispensable su monitoreo. En las últimas décadas, tanto por el desarrollo científico como por la mejor percepción que las autoridades tienen del riesgo, se procedió a desarrollar e instrumentar diversas técnicas para la observación cuantitativa del comportamiento de la región. Entre las más importantes, esta el desarrollo del proyecto de la “Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima” (RESCO), el cual es un sistema de monitoreo sísmico, que contempla la observación de la actividad sísmica general de la región, y fundamentalmente la observación del Volcán de Colima (De la Cruz-Reyna et al., 1988). Instalada entre 1989 y 1991 por el Centro Universitario de Investigación en Ciencias Básicas de la Universidad de Colima. También, los investigadores del estado de Jalisco han puesto interés en la actividad sísmica y volcánica del Volcán de Colima, quienes ahora cuentan con estaciones sismológicas desplegadas cerca del volcán sobre el territorio de ese estado (Castellanos y Jiménez, 1995).

Como consecuencia de lo apuntado anteriormente, los estudios de sismicidad asociada al volcán han sido relativamente numerosos, ya que la vigilancia de la actividad sismo-volcánica es la medida de monitoreo volcánico más ampliamente utilizada. Hay que recordar que desde la antigüedad se ha relacionado la actividad sísmica con la actividad volcánica. A pesar de esto, en el caso del Volcán de Colima, dada la fuerte actividad sísmica relacionada con la actividad volcánica, la información registrada no ha sido completamente analizada dados los volúmenes significativos de información registrada. Hasta el presente, solo los enjambres de

sismos más directamente relacionados con la actividad volcánica más notoria han sido estudiados. Esta situación deja importantes periodos de actividad sísmica sin un análisis adecuado, lo que impide un estudio de su evolución; aspecto importante ya que la actividad sísmica conforma un todo que debe ser conocido en su totalidad para poder caracterizarla adecuadamente.

El presente trabajo pretende ampliar este tipo de información por medio del análisis de la sismicidad relacionada con la actividad eruptiva del Volcán de Colima en el periodo comprendido entre el 1º de abril y el 30 de septiembre de 1999. El estudio tiene como antecedente el trabajo realizado con anterioridad por Zamora-Camacho et al. (2007) (véase también Zamora-Camacho, 2003), con respecto a la actividad sísmica relacionada con la erupción del Volcán de Colima del 21 de noviembre de 1998.

Con el objetivo indicado se contaron y seleccionaron los eventos sísmicos registrados claramente en al menos tres estaciones de la “Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima”, RESCO durante el periodo de estudio. Posteriormente, se determinaron los tiempos de arribo de las ondas P y S de los terremotos seleccionados y se determinó su localización hipocentral con ayuda del método iterativo HYPO71 y un modelo de velocidades de siete capas (Jiménez et al., 1995).

## CAPITULO I

### PARAMETROS SISMICOS

#### I.1 Localización

La fuente que origina un terremoto se puede modelar - a grandes distancias comparadas con el área de fallamiento - como una fuente puntual, es decir, un punto en donde ocurre una ruptura o liberación de esfuerzos en el interior de la Tierra. Esto genera una perturbación en el medio, que genera un frente de ondas sísmicas que se propaga en el medio en que se encuentra la ruptura.

Las rocas que constituyen la Tierra se comportan, para los tiempos involucrados en la propagación de ondas, como un cuerpo elástico y dentro del rango elástico en este tipo de material se pueden generar dos tipos de fases o tren de ondas llamadas fases P y S. Las ondas P (primarias) llamadas así por ser el primer tren de ondas que se registran en las estaciones sismológicas, son llamadas también ondas compresionales o longitudinales, porque al propagarse dilatan y comprimen al medio en la misma dirección de su propagación, generando un cambio volumétrico (Fig. 2). La fase o tren de ondas S (secundarias) son llamadas así porque se registran en las estaciones sismológicas como un segundo tren de ondas. Este tipo de ondas sólo se propagan en medios sólidos; también se les suelen llamar ondas transversales, de corte o de cizalla, porque al propagarse, el medio se deforma en la dirección perpendicular a la dirección de propagación del frente de ondas, sin presentar un cambio volumétrico (Fig. 2). La velocidad de las ondas P es siempre mayor que las de las ondas S, razón por la que se registran primero.

La velocidad con que se propagan las ondas sísmicas en el interior de la Tierra depende de la densidad y las propiedades elásticas de las rocas. En las rocas típicas de la corteza terrestre las ondas P se propagan a velocidades promedio entre 4.5 [km/s] y 6.5 [km/s], mientras que en el núcleo de la Tierra, a profundidades de 6000 [km], la velocidad de estas ondas alcanza los 15 [km/s]; por otro lado, las ondas S viajan a una velocidad menor que las ondas P, existiendo una relación teórica aproximada entre ambas velocidades la cual es:



$$V_p = 1.732 * V_s .$$

Además de las ondas P y S, existen otros tipos de ondas, que se originan por la incidencia de las ondas internas en la superficie de la Tierra. Estas ondas se propagan únicamente a lo largo de la superficie, en donde alcanzan su máxima amplitud, la cual decrece con la profundidad, y son llamadas ondas superficiales de Love y de Rayleigh, en honor a los científicos que demostraron su existencia. Las ondas superficiales de Love se originan y propagan a través de una capa limitada entre dos medios elásticos con propiedades diferentes. Al propagarse, desplazan las partículas del medio en la dirección perpendicular a su dirección de propagación y se dice que están “polarizadas” en el plano de la superficie, con esto se quiere señalar que todas las ondas tienen la misma dirección de vibración al propagarse en un medio dado (Fig. 2). Por otra parte, las ondas de Rayleigh pueden propagarse sobre la superficie de un medio homogéneo o estratificado como es el caso de la estructura de la Tierra. Al propagarse, las ondas de Rayleigh desplazan a las partículas del medio haciéndolas seguir una trayectoria elíptica con una polarización a lo largo del plano de propagación (Fig. 2). Las velocidades con las que se propagan las ondas superficiales son menores que las velocidades con las que se propagan las ondas P y S.

En general, se tiene la siguiente relación de velocidades:

$$V_p > V_s > V_L > V_R$$

La relación anterior indica el orden en el que los diferentes frentes de onda llegan a una estación sismológica.

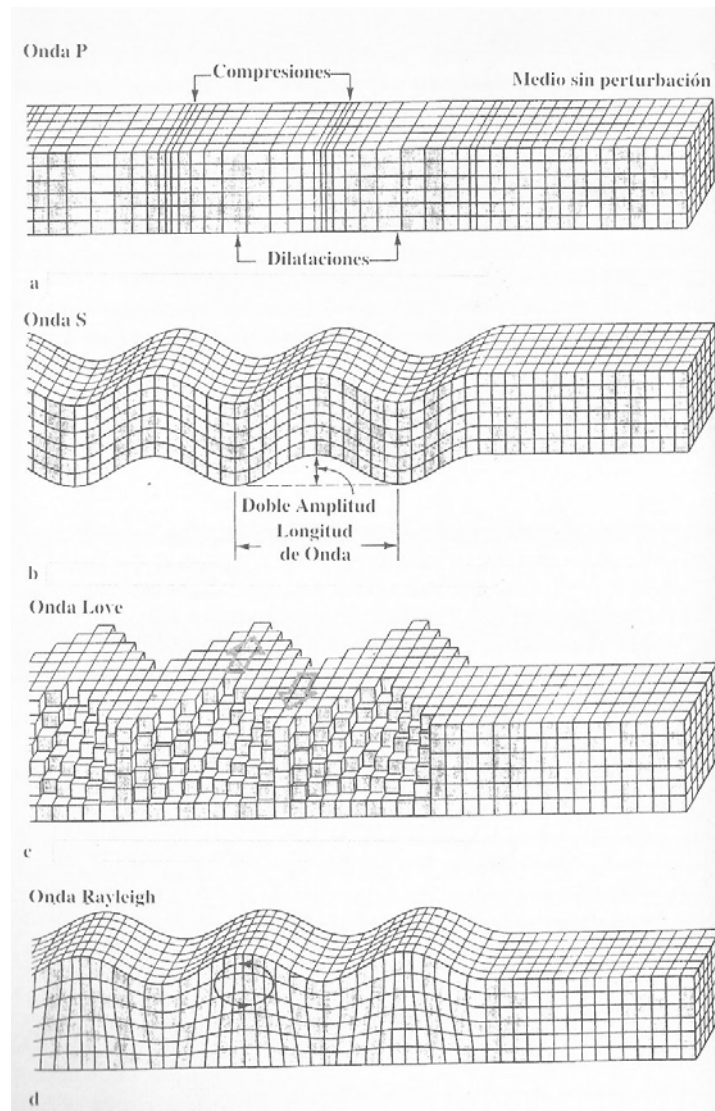


Figura 2. Tipos de onda y la deformación del medio a través del cual se propagan, tomado de Castellanos y Jiménez, 1995.

Como se mencionó anteriormente, la fuente que origina un terremoto se puede modelar como un punto que se denomina hipocentro o foco, y a su vez a la proyección perpendicular sobre la superficie de la Tierra se le denomina epicentro; cuya determinación se remonta a los primeros sismólogos modernos, entre ellos R. Mallet (1810-1881), J. Milne (1850-1913) y F. Omori (1868-1923). Las primeras determinaciones de la localización del epicentro y profundidad del hipocentro o foco se apoyan en el estudio de la extensión y distribución de los daños producidos y de la dirección de las grietas presentes en edificios y en el terreno. Estos métodos sitúan el epicentro en el centro de la zona de mayor daño, el cual se denomina epicentro macrosísmico.

Sin embargo, debido al desarrollo de la instrumentación sismológica y la extensión por todo el mundo de observatorios, actualmente la determinación del hipocentro se realiza a partir de los registros de las ondas sísmicas producidas por los terremotos. De este modo, el hipocentro representa el punto inicial en el espacio y el tiempo de la producción de estas ondas, y por lo tanto, los cuatro parámetros que definen la localización del hipocentro en el espacio y el tiempo son, las coordenadas geográficas del epicentro (latitud,  $\phi$ , longitud,  $\lambda$ ), la profundidad ( $h$ ) y la hora o tiempo origen ( $t$ ); en donde las variables latitud,  $\phi$  y longitud,  $\lambda$  se definen y determinan aprovechando la forma aproximadamente esférica de la Tierra, y por lo que son referidas a un sistema de coordenadas esféricas  $r$ ,  $\theta$  y  $\lambda$ . Donde  $r$  tiene su origen en el centro de masa de la Tierra y  $\theta$  se mide desde su eje de rotación recibiendo el nombre de colatitud geocéntrica, su complemento, la latitud geocéntrica  $\phi$ , la cual se mide desde el plano ecuatorial al radio vector  $r$ . El ángulo  $\lambda$  o longitud, se mide positivo hacia el este, tomando como origen arbitrariamente un meridiano cero, siendo desde 1884 el que pasa por el observatorio de Greenwich, Inglaterra. El sistema así definido se denomina geocéntrico.

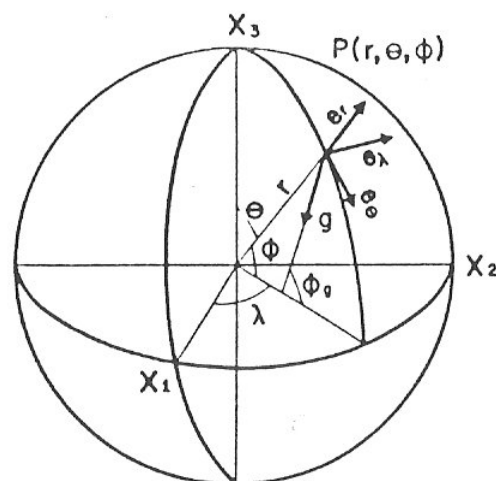


Figura 3. Representación de las coordenadas geográficas del epicentro en un sistema de coordenadas esférico.

El ángulo  $\phi$  o latitud geocéntrica no se puede observar directamente, por lo que se sustituye por  $\phi_g$  o la latitud geográfica astronómica, que se define por el

complemento del ángulo que forma la vertical dada por la dirección de una plomada (dirección del vector  $g$ ) suspendida en un punto  $P$  con la dirección del eje de rotación de la Tierra (Fig. 3). La diferencia entre las latitudes geográfica astronómica y geocéntrica de un punto es pequeña, no excediendo los once minutos de arco.

Los primeros métodos desarrollados para la localización de epicentros son gráficos, y están basados en encontrar sobre un mapa el punto de intersección de las circunferencias que tienen centro en cada estación sismológica, el radio de estas circunferencias representan las distancias recorridas por las distintas ondas (Fig. 4). Los métodos parten de un proceso de triangulación y deben utilizar los registros o sismogramas de al menos tres estaciones sismológicas con el conocimiento previo de que las fases  $P$  y  $S$  se propagan a una velocidad distinta, saliendo del hipocentro simultáneamente, pero a medida que se van alejando del hipocentro la diferencia en tiempos de arribo se hace cada vez más grande. Esta diferencia se puede medir directamente en los sismogramas de una estación sismológica dada, y es utilizada para calcular la posición del origen del terremoto a partir de esa estación. Aunque con una estación sismológica completa se puede determinar la dirección aproximada y la distancia al epicentro, los errores involucrados son significativos por lo que siempre se requiere de varias estaciones, al menos de tres. De esta manera las distancias se grafican como circunferencias, tomando como centro las estaciones localizadas sobre un mapa con escala conocida; y finalmente las intersecciones de las circunferencias determinan aproximadamente el epicentro del terremoto. Dado que aún con varias estaciones la distancia se calcula con cierto margen de error, las circunferencias no pueden hacerse cortar todas en un solo punto, sino que definen un área pequeña que refleja la imprecisión de la determinación y en cuyo centro se sitúa el epicentro. Actualmente, los observatorios sismológicos disponen de los datos de muchas estaciones, por lo tanto, emplean métodos estadísticos de localización de epicentros que ofrecen mayor precisión. Por estos métodos también se puede determinar rápidamente la profundidad donde ocurrió la ruptura o la falla, es decir, la profundidad del hipocentro o foco.

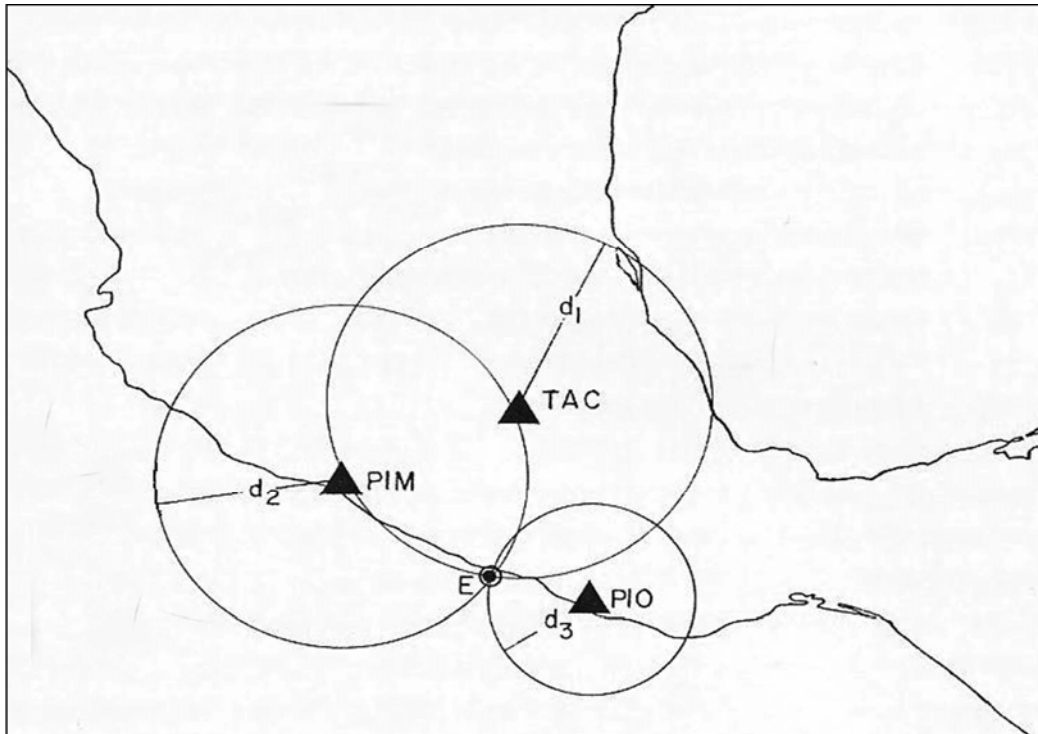


Figura 4. Método gráfico de localización de epicentros mediante la intersección de las circunferencias con centro en cada estación las cuales representan las distancias recorridas por las distintas ondas, modificado de Castellanos y Jiménez, 1995.

Los métodos estadísticos para la localización de hipocentros se desarrollaron relativamente pronto con los trabajos de L. Geiger, en 1910, y V. Inglada, en 1926. Su aplicación, sin embargo, no se generalizó en la práctica hasta que las computadoras hicieron posible su utilización rápida con un gran número de observaciones. Aunque el número de algoritmos actualmente existentes es muy grande, la mayoría se basa en un ajuste por mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S, observadas en un cierto número de estaciones. Brevemente, su fundamento es el siguiente: contando con un número de  $N$  observaciones de tiempos de llegada  $t_i$ , en estaciones de coordenadas  $\phi_i, \lambda_i$ , los cuales serán función de las coordenadas y tiempo origen del foco y se pueden expresar como  $t_i(t_0, \phi_0, \lambda_0, h)$ . Los tiempos de recorrido de las ondas desde el foco a cada estación se deben obtener de tablas o por el cálculo directo a partir de modelos conocidos de la distribución de la velocidad con la profundidad. Como la dependencia de  $t_i$  de los parámetros no es lineal, la solución se busca a través de un desarrollo de Taylor en torno a unos

valores iniciales aproximados  $(t_0^*, \phi_0^*, \lambda_0^*, h^*)$ . Si estos valores son suficientemente cercanos a los reales, los tiempos de llegada se pueden aproximar como  $t_i (t_0^* + \delta t, \phi_0^* + \delta \phi, \lambda_0^* + \delta \lambda, h^* + \delta h)$ . El desarrollo que resulta, tomando sólo los términos de primer orden es:

$$t_i = t_i^* + \delta t + \frac{\partial t_i}{\partial \phi} \delta \phi + \frac{\partial t_i}{\partial \lambda} \delta \lambda + \frac{\partial t_i}{\partial h} \delta h \quad ; \quad i=1, N$$

La diferencia  $r_i = t_i - t_i^*$  son los residuos en cada estación correspondiente a la solución  $(t_0^*, \phi_0^*, \lambda_0^*, h^*)$ . Por lo tanto, las incógnitas en el sistema de  $N$  ecuaciones, representado por la ecuación anterior, son los cuatro incrementos  $(\delta t, \delta \phi, \delta \lambda, \delta h)$ . Esta ecuación expresada en forma matricial es:

$$r_i = A_{ij} \delta x_j \quad ; \quad i=1, N \quad ; \quad j=1, 4$$

donde  $A_{ij}$  es la matriz de derivadas parciales y  $\delta x_j$  los incrementos de los cuatro parámetros a determinar. Finalmente, la solución buscada es aquella que haga mínima la suma de los cuadrados de los residuos  $r_i$ . Ya que los incrementos que se obtienen se deben de sumar repetidamente a los valores iniciales hasta que éstos sean muy pequeños, el proceso se convierte en un proceso iterativo, que converge hacia la solución de mínimo error. Para la resolución del sistema de ecuaciones existen muchos métodos, desde el más simple de multiplicar por la transpuesta de  $\mathbf{A}$  e invertir la matriz de cuatro por cuatro  $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ :

$$\delta x = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T r$$

a otros más potentes, como los que utilizan el inverso generalizado de Lanczos y la partición de  $\mathbf{A}$  en matrices de vectores y valores propios.

Actualmente, debido al desarrollo de las computadoras existen algoritmos y programas de cálculo que hacen más eficiente el cálculo de los hipocentros, entre los que se deben mencionar por su extendido uso los desarrollados por W. H. K. Lee y J. C. Larh, en 1971, bajo el nombre genérico de HYPO, de los que existen varias versiones.

## I.2 Magnitud

La escala de magnitud representa una de las características más importantes de los terremotos, ya que cuantifica y dimensiona la energía liberada durante la falla, ruptura y liberación de esfuerzos en el hipocentro a partir de la amplitud de las ondas sísmicas y puede ser determinada a través de los registros sísmicos gráficos o numéricos, es decir, de los sismogramas.

Una escala estrictamente cuantitativa y que desarrolló C. F. Richter en 1932, quien definió una escala de magnitud basada en las amplitudes de las ondas sísmicas registradas por un sismógrafo patrón.

C. F. Richter estableció la magnitud  $M$  con la fórmula:

$$M = \log A - \log A_0$$

donde  $A$  es la amplitud máxima registrada en un registro sísmico, y  $A_0$  la amplitud máxima correspondiente a un terremoto tomado como terremoto patrón (terremoto de  $M = 0$ ). Un terremoto patrón, de magnitud cero, se define como aquel que, teniendo su epicentro a 100 [km] de distancia, deja una amplitud de 1 [ $\mu\text{m}$ ] en el registro sísmico producido por un sismógrafo de torsión Wood – Anderson (amplificación 2800 y periodo 0.85 [s]), elegido como sismógrafo patrón. Dicha magnitud se definió utilizando información de los registros de la red sísmica de California, por lo tanto, se trata de una escala local y la magnitud resultante es una magnitud local.

Entonces la fórmula de Richter se puede expresar de la siguiente manera:

$$M_L = \log A + 3$$

La cual es apropiada para terremotos con focos menores de los 16 [km] de profundidad y distancias menores de 600 [km] de una estación sismológica.

La definición de magnitud, referida a terremotos locales, se extendió, a partir de los trabajos de Gutenberg y Richter en 1945, a terremotos registrados a grandes distancias, eliminándose también la limitación de referirse a amplitudes medidas con un sismógrafo de un tipo determinado. Estos investigadores

desarrollaron dos escalas, una que utiliza amplitudes de ondas internas ( $m_b$ ) aplicable a terremotos profundos que son menos eficientes en la generación de ondas superficiales, y otra de ondas superficiales ( $M_s$ ) aplicable a terremotos lejanos.

Para las ondas internas, la fórmula resultante es:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + \sigma(\Delta)$$

donde A es la amplitud reducida al movimiento del terreno en micras de la onda P o S., en la componente vertical de periodo corto; T, el periodo, y  $\sigma(\Delta)$ , una función de calibración que corrige por la atenuación de las ondas con la distancia.

Para las ondas superficiales, la fórmula más comúnmente utilizada es:

$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1.66 * \log \Delta + 3.3$$

donde A es la amplitud en micras del movimiento del terreno de la onda superficial de mayor amplitud en la componente vertical de periodo largo; T, el periodo, que suele ser de 20 [s], aproximadamente, y  $\Delta$ , la distancia epicentral en grados.

Estas fórmulas proporcionan valores un poco diferentes para un mismo terremoto, la razón es que fueron desarrolladas para ampliar el concepto de magnitud a terremotos de varios tipos, y finalmente ambas fórmulas se complementan. Para fines de comparación entre las diferentes escalas, los sismólogos han encontrado fórmulas y gráficas que convierten una escala a otra; por ejemplo, la relación existente entre las magnitudes calculadas a partir de ondas internas y superficiales, obtenida de forma empírica es:

$$m_b = 2.5 + 0.63 * M_s$$

Para terremotos locales que son registrados a distancias menores de 500 [km], se utiliza una escala de magnitud local que es prácticamente una extensión de



la definición original de Richter, a ondas registradas por otro tipo de sismógrafos. Para estos terremotos también se ha establecido una escala de magnitud a partir de la duración de su registro o coda. Una de las fórmulas, propuesta por Lee y Lahr, en 1972, para California, es:

$$M = 2 * \log \tau - 0.87 + 0.0035 * \Delta$$

donde  $\tau$  es la duración del registro del terremoto en segundos y  $\Delta$  la distancia epicentral en [km].

Para el presente trabajo del estudio del riesgo sísmico asociado a la actividad del Volcán de Colima, durante el periodo 1º de abril al 30 de septiembre de 1999, se utiliza una fórmula empírica-experimental propuesta por González-Ruiz en 1980 para calcular el valor de la magnitud de coda ( $M_C$ ), obtenida del análisis de 99 réplicas del terremoto ocurrido en las costas de Oaxaca el 29 de noviembre de 1978; la cual es aplicable para eventos locales que liberan cantidades bajas de energía y sólo para valores de  $M_C \leq 4.5$ . La utilización de esta fórmula se hizo tomando en cuenta las características del terreno de la región de Colima y se observó que el terreno es muy similar al de Oaxaca, y la adaptación de las variables físicas. Por lo tanto, la fórmula que se utiliza para calcular la magnitud de coda es:

$$M_C = 1.87 * \log \tau - 0.86$$

donde  $\tau$  es la duración de coda en segundos.

Se puede determinar que la diferencia entre magnitudes llega a ser de varios décimos de grado, una diferencia importante si no se especifica la escala de la cual se está hablando, pero no muy representativa en términos de comunicación al público, lo cual es una probable causa de que en los reportes periodísticos no se haga referencia al tipo particular de escala utilizada. Por otra parte todas estas escalas son "abiertas", es decir, no se considera un número finito de unidades; sin embargo, nunca se han observado terremotos con magnitud superior a  $M_s = 8.9$  o  $m_b = 8.1$ , límite que representa una condición natural del comportamiento mecánico de las rocas. Finalmente, la

existencia de una amplitud cero o negativa no indica ausencia de movimiento, sino terremotos iguales o menores que el terremoto patrón.

### I.3 Magnitud y energía.

Los sismólogos tratan de encontrar una relación existente entre la magnitud y otras variables físicas, por ejemplo, con la energía liberada como ondas sísmicas, ya que la magnitud no representa una variable física. Las fórmulas que las relacionan son diferentes, porque depende de la amplitud de las distintas fases (P, S, superficiales) medidas en el sismograma durante un terremoto. La forma general de estas fórmulas es la siguiente:

$$\log E = a + b * M$$

donde a y b dependen de la escala de magnitud utilizada. Un ejemplo de aplicación de la forma general mencionada anteriormente y que relaciona la magnitud  $m_b$  y  $M_s$ , y la energía total [erg] establecida por Gutenberg y Richter, en 1956, son las siguientes fórmulas empíricas:

$$\log E = 5.8 + 2.4 * m_b$$

$$\log E = 11.8 + 1.5 * M_s$$

De acuerdo con estas expresiones, para un terremoto de magnitud 8 la energía liberada es  $10^{18}$  [J] o  $10^{25}$  [erg]. Para fines de comparación, la energía liberada por una explosión nuclear de 10 [kilotones] es del orden de  $10^{12}$  [J] o  $10^{19}$  [erg], es decir, equivalente a un terremoto de magnitud  $M_s = 5.5$ .

Por lo tanto, se observa que la relación entre magnitud y energía es logarítmica. Por otra parte, ya que el logaritmo es el exponente al que hay que elevar la base 10 para obtener la energía liberada, la energía aumenta aproximadamente 31.6 veces por cada grado. Entonces, se necesita la ocurrencia de aproximadamente 31 terremotos de magnitud (M) para liberar la misma cantidad de energía que libera el terremoto de magnitud superior en una unidad (M+1).

Por otro lado, en un terremoto, la energía total liberada ( $E_T$ ) es la suma de la energía transmitida en forma de ondas elásticas ( $E_S$ ) y la disipada en fenómenos no elásticos en el hipocentro, principalmente en forma de calor ( $E_R$ ):

$$E_T = E_S + E_R$$

También, existe un coeficiente de eficiencia sísmica ( $\eta$ ) que representa la fracción de la energía total, que se transforma en ondas elásticas, definido por la expresión:

$$E_S = \eta * E_T$$

Pero el valor de este coeficiente es poco conocido, debido a la dificultad de medir con exactitud la energía total disipada en un terremoto.

## CAPITULO II

### SISMICIDAD VOLCANICA

#### II.1 Tipos de sismos y fuentes

##### II.1.1 Fuentes sísmicas

Los terremotos o sismos se definen fundamentalmente como perturbaciones súbitas de las rocas que componen el interior de la Tierra, las cuales se comportan como un cuerpo elástico para esfuerzos aplicados en periodos cortos de tiempo, debido a los esfuerzos que genera el movimiento, y en términos generales, la dinámica de las placas tectónicas que componen la corteza terrestre o litosfera. Cuando los esfuerzos que se generan y acumulan en las rocas superan la resistencia del material del que están compuestas se produce una liberación o relajación repentina de esfuerzos, entonces se libera la energía elástica almacenada y en ese momento se originan rupturas o fallas a través de un plano, denominado plano de falla, en la corteza terrestre y a su vez estas rupturas generan ondas elásticas que se propagan por la superficie e interior de la Tierra. La Teoría del Rebote Elástico, deducida a partir las observaciones realizadas en el terremoto ocurrido en San Francisco en 1906, explica lo que se mencionó anteriormente.

Las rupturas o fallas tienden a presentarse preferentemente en los bordes de las placas tectónicas. En el movimiento natural y continuo de las placas tectónicas se generan básicamente tres tipos de desplazamiento en sus bordes, los cuales se clasifican en desplazamiento divergente, convergente y horizontal (Fig. 5). En el primero, las placas se separan unas de otras, produciendo zonas de extensión o dispersión; en este tipo de borde, los terremotos son superficiales, de moderada magnitud y generalmente están asociados a las cordilleras oceánicas, por ejemplo, la dorsal oceánica del Atlántico. En el segundo, las placas colisionan unas con otras, formando zonas de subducción en las que la corteza oceánica se introduce por debajo de la corteza continental, produciendo zonas de depresiones

submarinas, llamadas trincheras o fosas oceánicas de gran profundidad, y los plegamientos de la corteza continental, llamadas cordilleras. Un ejemplo muy claro del fenómeno de subducción es toda la franja occidental del continente americano. Los terremotos que se generan son tanto superficiales como profundos, y pueden alcanzar magnitudes muy altas. En el tercero, una placa se desliza horizontalmente con respecto a la otra, dando lugar a grandes fallas de desgarre, como la falla de San Andrés, en California. Los terremotos son superficiales y su magnitud puede ser también muy grande.

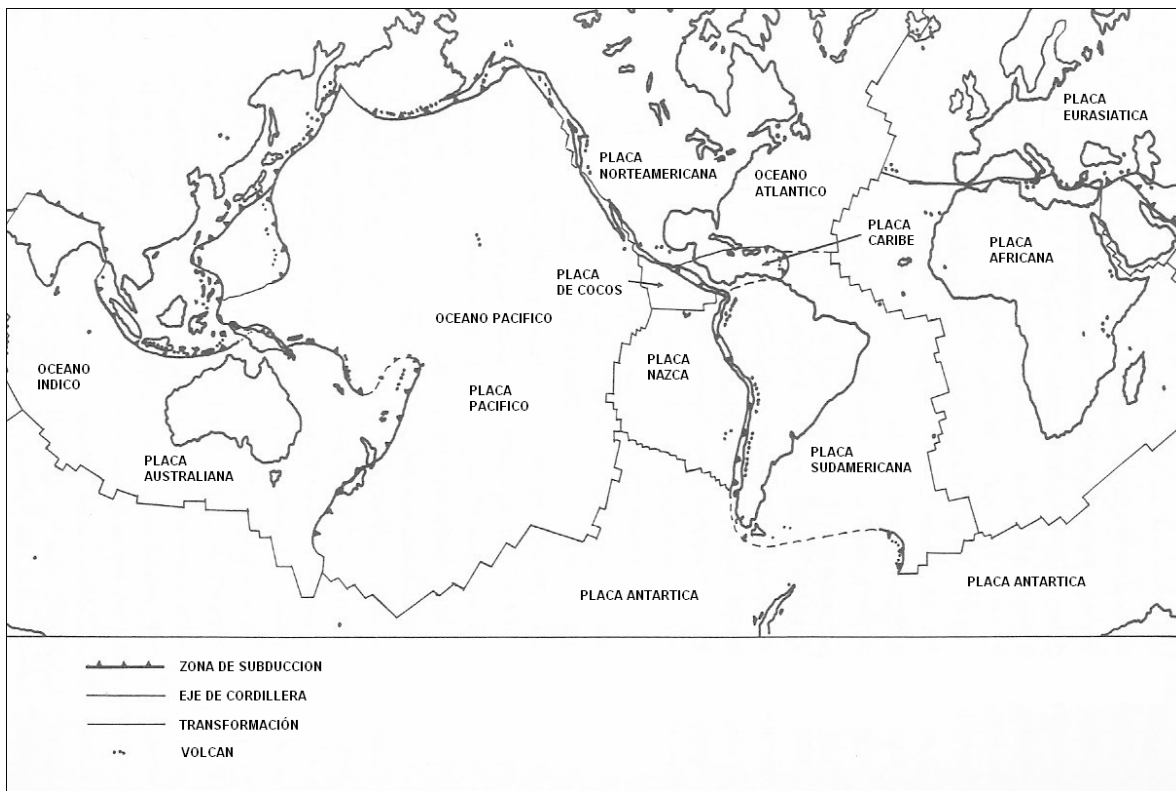


Figura 5. Placas tectónicas y su desplazamiento relativo.

Los terremotos que presentan estas características de fallamiento en su origen se conocen como sismos tectónicos.

Anteriormente, se mencionó que el movimiento de las placas tectónicas puede ser convergente, originando zonas de subducción. Este fenómeno - mediante un proceso gradual, en tiempo geológico - forma las grandes cordilleras que,

generalmente, son regiones de gran actividad sísmica y volcánica; por lo que, además de originarse terremotos de tipo tectónico, también ocurren terremotos antes y durante la actividad eruptiva de un volcán; la cual a su vez, está relacionada en algunos casos, con la presencia de un cuerpo magmático bajo el edificio volcánico, y a los cuales se les denominan sismos volcánicos que se presentan generalmente como enjambres sísmicos.

A pesar de que el mecanismo de generación de algunos terremotos volcánicos es similar al de los tectónicos, en general los originan otras causas como el aumento en la presión en la cámara magmática, el transporte de material magmático hacia la superficie produciendo esfuerzos mecánicos en las rocas circundantes; la cual se traduce en perturbaciones que generan ondas sísmicas. Así, pueden presentarse fallamientos producidos por la intrusión magmática o por la evacuación del magma. Por otro lado, la apertura de fracturas y el movimiento del magma o de los gases que se desprenden actúan a su vez como fuentes de actividad sísmica que por la variedad de fuentes posibles se torna muy compleja. (Espíndola, et al., 1991).

El presente trabajo hace énfasis en la fuente sísmica generadora de terremotos volcánicos, es decir, terremotos que ocurren durante la actividad eruptiva de un volcán, por un cierto periodo de tiempo determinado. Por lo tanto, el enfoque será fundamentalmente hacia los sismos volcánicos.

## II.2 Clasificación de sismos volcánicos

La clasificación de las manifestaciones de un fenómeno representa el primer paso en la comprensión del mismo. Las primeras clasificaciones de los terremotos volcánicos eran descriptivas y se basaban en las características que presentaban los registros sísmicos o sismogramas obtenidos en volcanes particulares o en grupos reducidos de volcanes con características similares, de los que se habían logrado obtener datos significativos.

Una de las clasificaciones más antiguas es la debida a Omori (en Minakami, 1960) quien clasificó los eventos registrados en áreas volcánicas fundamentalmente como de tipo A y B, siendo los de tipo A, los eventos que no son producidos o acompañados por explosiones volcánicas, y los de tipo B los eventos producidos o acompañados por explosiones volcánicas. Después, dicha clasificación fue retomada por Minakami, en 1974, y a partir de la sismicidad de varios volcanes japoneses y hawaianos, realizó una clasificación más detallada de los sismos volcánicos. Su clasificación ha sido ampliamente utilizada y es la siguiente:

- 1) Sismos Tipo A (tectono-volcánicos): Son sismos con características similares a los sismos tectónicos normales con fases P y S impulsivas bien definidas. Sus hipocentros en zonas volcánicas ocurren a profundidades entre 1 [km] y 20 [km] bajo el edificio volcánico y ocurren en forma de enjambres sísmicos.
- 2) Sismos Tipo B: Son sismos cuya forma de onda es muy diferente de la de los sismos tectónicos ordinarios. Su fase P puede ser emergente, y la fase la S es poco clara y sus hipocentros son muy superficiales llegando a presentarse cerca del cráter. En comparación con los sismos tectónicos son claramente deficientes en altas frecuencias.
- 3) Explosiones: Son señales ocasionadas por las explosiones volcánicas con la fase aérea presente. Su magnitud depende de la intensidad de la explosión volcánica. El contenido de frecuencias y la forma de onda de estas señales es similar a las señales de tipo B.
- 4) Tremor volcánico: Es una señal continua por periodos de tiempo prolongados. Son eventos de baja frecuencia que Minakami describe como enjambres de sismos tipo B y de explosión.

Desde que Minakami publicó los trabajos en que catalogaba a los sismos volcánicos, han ocurrido un gran número de erupciones que han permitido aumentar la cantidad de datos, y se ha dado un gran avance en la interpretación teórica de los mismos. Como ya se ha mencionado anteriormente, es aceptado

que las características de los sismos son impartidas por las fuentes que los generan, y que, en zonas volcánicas, están relacionadas con dos procesos fundamentales: el fallamiento de la roca circundante y la circulación de fluidos volcánicos. Ambos mecanismos dan lugar a señales que, siendo compatibles con la terminología de Minakami, se pueden designar como de tipo A y B.

Debido a que ambos tipos de señales se distinguen esencialmente por su contenido de frecuencias, un gran número de investigadores se refiere actualmente a ellos como señales de alta frecuencia y señales de baja frecuencia. Un tercer tipo de señales comunes en volcanes se ha designado en este contexto como señales híbridas por poseer características comunes a ambos tipos. Estas señales son deficientes de altas frecuencias, aunque en menor proporción, poseen inicios emergentes y fases S poco claras (Lahr, et al., 1994).

La sismicidad de alta frecuencia presenta una característica importante, los eventos tienen una magnitud máxima que en promedio es cercana a 3, sin embargo, en algunas ocasiones pueden ser de 4 ó 5 y esporádicamente hasta de 6. Por otro lado, la sismicidad de baja frecuencia generalmente es de menor magnitud y sus hipocentros son más superficiales que la sismicidad de alta frecuencia.

Ya se ha mencionado que el tremor volcánico, es una señal continua que es registrada por periodos de tiempo mucho mayores que los de un evento aislado, el cual, permanece sin cambio alguno en ambas nomenclaturas. Sin embargo, el tremor volcánico es clasificado por su forma de onda y contenido de frecuencias. Existe un tipo muy particular de ellas que se caracteriza por gran monocromaticidad y consistencia. Este tipo de señales, llamadas tremor armónico, son producto de la resonancia en los conductos volcánicos de los gases magmáticos y se genera a niveles superficiales; aunque, su origen puede ser muy variado, además del mencionado anteriormente puede consistir en un enjambre de eventos de baja frecuencia traslapados, y por lo tanto, tener el mismo origen que estos eventos de baja frecuencia. Otros tipos de tremor han sido denominados de



forma similar y con nombres descriptivos de su apariencia en los registros; por ejemplo espasmódico, modulado, etc.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la actividad sísmica asociada a erupciones volcánicas ocurre como enjambres sísmicos, y el estudio de su estadística indica que el valor de  $b$  de los sismos volcánicos, en el ajuste lineal de la distribución frecuencia-magnitud, es generalmente mayor a 1.5, mientras que el de los enjambres de sismos tectónicos es cercano a 1.

Medina y Jiménez, en 1982 calcularon un valor de  $b=1.33$  para el área de Colima basándose en 45 eventos de magnitud entre 0.7 y 3.4.

Yokoyama et al., en 1992 realizaron un estudio de la sismicidad ocurrida después de las erupciones de abril de 1982 del Volcán Chichón y encontraron que el decaimiento de los sismos volcánicos puede ajustarse por una función exponencial, tal como el decaimiento en el número de réplicas de los sismos tectónicos; sin embargo, Mori et al., en 1996 encontraron, que los sismos volcánicos posteriores a la erupción del Pinatubo de 1991 se ajustaban mejor con una ley de potencia.

La diferencia en el valor de  $b$  radica en la distinta forma en que se produce el fallamiento de la roca para la sismicidad tectónica y la sismicidad volcánica. Por un lado, la sismicidad tectónica se puede explicar generalmente en términos de la actuación de pequeñas fracturas a lo largo de un plano de falla, donde luego de la ruptura a través de la fractura principal se produce el fallamiento en fracturas menores. En el caso de sismicidad tectono-volcánica el fallamiento de la roca no implica una ruptura en fracturas sistemáticamente menores, por lo que no se presenta un sismo mayor seguido de réplicas menores, sino que ocurren varios de los sismos de mayor magnitud. La diferencia se observa directamente en las estadísticas de ambos tipos de enjambres sísmicos.

## CAPITULO III

## EL VOLCÁN DE COLIMA

## III.1 Sismicidad en Colima

Colima es un estado que se encuentra ubicado en una región geográfica donde han ocurrido, y están ocurriendo actualmente procesos geológicos que modelan el relieve de la región occidental de México. El relieve del fondo marino localizado frente a las costas de Colima esta formado por una gran fosa con profundidades hasta de 4000 [m] bajo el nivel del mar y comprende desde las costas del estado de Jalisco hasta las de Centroamérica. Esta fosa es conocida como la Trinchera Mesoamericana, la cual es originada por el proceso de subducción entre las placas tectónicas en la zona; este proceso se da cuando dos placas tectónicas de tipo oceánico relativamente pequeñas – la Placa de Cocos y la Placa de Rivera - se sumergen o subducen lentamente con dirección noroeste con una velocidad relativa de algunos centímetros por año, por debajo de la Placa continental Norteamericana, más grande y menos densa que las dos anteriores (Fig. 6).

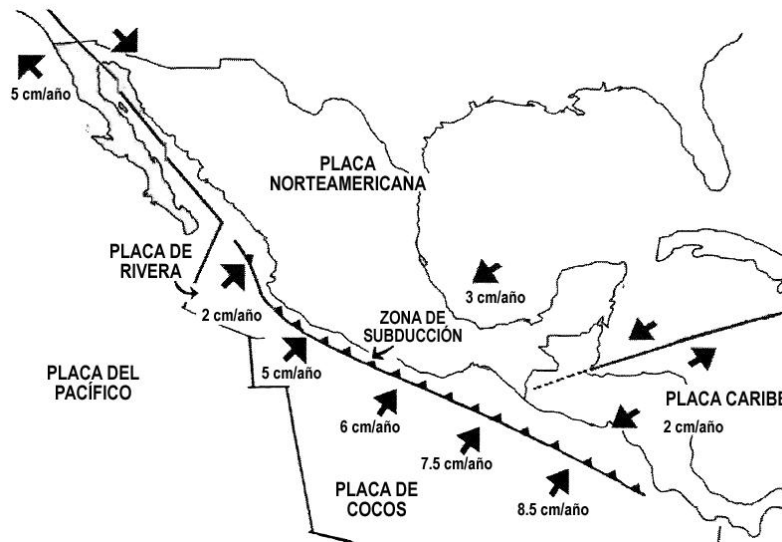


Figura 6. Placas tectónicas sobre las que se asienta México y sus velocidades relativas promedio, modificado de la Serie: Atlas Nacional de Riesgos, Cenapred 2006.

El mismo proceso de subducción en la región occidental de México también modela el relieve continental, el cual generó el Complejo Volcánico Cuaternario de Colima formado por el Volcán de Fuego de Colima o Volcán de Colima (3860 [msnm]), el volcán El Cántaro (2900 [msnm]), el Nevado de Colima (4330 [msnm]) y el Paleofuego, localizado entre los estados de Colima y Jalisco. Este complejo tiene una alineación N – S y forma parte del Cinturón Volcánico Mexicano. Siendo el Volcán de Colima uno de los volcanes más activos de México.

Por otro lado, la ciudad de Colima se encuentra ubicada en una depresión del relieve a la que se le conoce como el “graben de Colima” (Fig. 7). Debido a que todos estos procesos geológicos se encuentran en constante evolución, el relieve de la región está cambiando constantemente; y aunque algunos de estos cambios se generan de manera gradual y son casi imperceptibles, algunos otros ocurren de forma repentina, generando comúnmente gran actividad sísmica y volcánica llegando a causar grandes desastres debidos a la presencia de una condición de riesgo, como lo es la vulnerabilidad de los asentamientos humanos y el peligro que representa el fenómeno tectónico o volcánico. Razón por la cual los programas de protección civil consideran a éstos como factores de riesgo para la región, para sus habitantes y para sus actividades económicas, políticas y sociales.



Figura 7. Graben de Colima, modificado de Castellanos y Jiménez, 1995.

Todos los accidentes geológicos mencionados anteriormente ocurren por las deformaciones de la corteza terrestre en el región occidental de México, que a su vez están relacionadas con una serie de desplazamientos complejos que sufren las tres placas ya mencionadas (Placa de Cocos, Placa de Rivera y Placa Norteamericana), así como por la interacción de la Cordillera del Pacífico Este con

la Trincheras Mesoamericana. Adicionalmente, también se ha propuesto la existencia de una microplaca al oeste de México, denominada como el bloque de Jalisco, que es una estructura regional que comprende prácticamente todo el estado de Colima y la parte occidental del estado de Jalisco, y que se supone posee un movimiento independiente con respecto a las placas tectónicas colindantes. En la parte occidental limita al sur con la Placa de Cocos y al oeste con la Placa de Rivera, y a su vez, están delimitados por la sismicidad de la región. Sin embargo, los límites continentales no están bien definidos, pero se supone que son las zonas de depresiones o grabenes, que son provocados por grandes esfuerzos de tensión y se han identificado con las zonas de deformación continental conocidas como el graben de Colima, el cual tiene una orientación N – S y sus bordes están delimitados al este, por el río Tuxpan y al oeste, por el río Armería, con una separación central de 40 [km]; y que es el límite oriental con otro bloque, llamado el bloque de Michoacán, y el graben de Tepic – Zacoalco, que a su vez, limita al norte con la Placa Norteamericana. Estos grabenes presentan actividad volcánica reciente como la del Volcán de Colima, debido a que son zonas de debilidad de la corteza terrestre. Además de las estructuras geotectónicas regionales, existen a nivel local otras fallas geológicas las cuales se piensa que pueden ser activas, contribuyendo también a la sismicidad del estado de Colima (Fig.8).

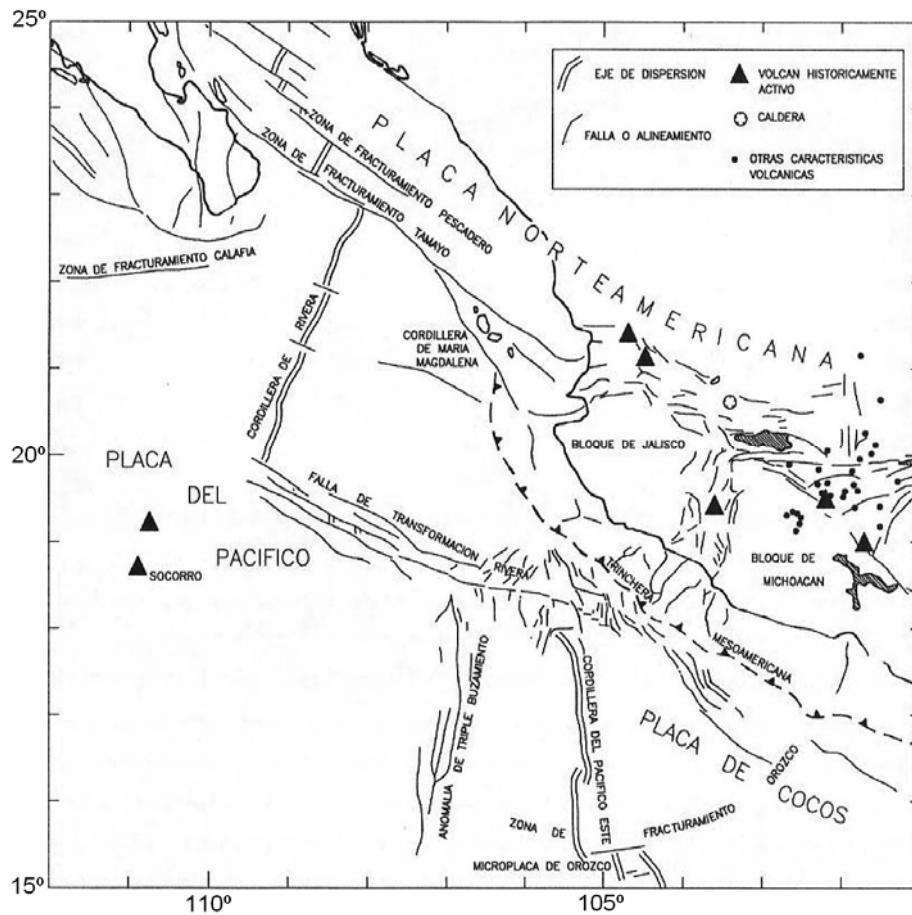


Figura 8. Ambiente tectónico de la región occidental de México, modificado de Castellanos y Jiménez, 1995.

El Volcán de Colima que también es conocido como el Volcán de Fuego ( $19.51^{\circ}\text{N}$ ,  $103.62^{\circ}\text{W}$ , 3860 [msnm]), es un estratovolcán andesítico que se levanta sobre los restos del volcán Paleofuego, el cual fue destruido hace más de 4000 años por una gran erupción explosiva; está situado entre los estados de Colima y Jalisco, por lo que es utilizado como límite estatal. El cono central del volcán de Colima presenta en la parte meridional dos conos adventicios, conocidos como “los hijos del volcán”, cuya edad es desconocida. En el lado nororiental se encuentra un cono adventicio conocido como “el volcancito”, que se formó en 1869. El Volcán de Colima se encuentra aproximadamente a 170 [km] de la trinchera del Pacífico y en las proximidades del margen entre las placas de Rivera y Cocos. El volcán se

levanta sobre una corteza continental de 30 [km] a 46 [km] de espesor, y la placa subducente se encuentra a 80 [km] bajo el mismo. La región muestra también un gran número de conos monogenéticos y su actividad sísmica es notable.

### III.2 Historia eruptiva

El Volcán de Colima cuenta con un registro histórico de sus erupciones que incluye cerca de 33 eventos con diversos estilos de erupción, y por lo menos 29 erupciones mayores en los últimos cinco siglos (Medina, 1983; De la Cruz, 1993), algunos de ellos muy explosivos, de los cuales, los periodos eruptivos más recientes e importantes asociados a la sismicidad han sido los ocurridos en 1991, 1994, 1998-1999 y 2005. La sismicidad en la región se concentra principalmente a lo largo del límite noroeste del estado de Colima, y que es el borde sureste del bloque de Jalisco. Sin embargo, el registro geológico incluye eventos de mayor magnitud como avalanchas de escombros que involucran movimientos de masa de grandes proporciones.

Uno de los primeros datos históricos del que se tiene conocimiento acerca de las erupciones del Volcán de Colima son de 1650, en donde el franciscano Antonio Tello describió las erupciones que tuvo el volcán en 1590, cuando se produjo una muy intensa caída de ceniza, y en 1606 cuando ocurrió una fuerte explosión y la ceniza llegó hasta el actual estado de Michoacán. Aunque la actividad ha sido muy frecuente a lo largo de toda la vida del volcán, prueba de ello son los vestigios arqueológicos asociados a cenizas volcánicas que se han encontrado con fechas que datan aproximadamente de 2000 años a. n. e., en el centro prehispánico La Campana, antes descrito por el franciscano Antonio Tello. También, la geología de la región muestra otros depósitos de al menos 2600 años y depósitos de avalanchas ocurridas hace 4300 y 5600 años a. n. e. (Saucedo y Macías, 1999). Desde tiempos remotos y hasta la actualidad la actividad ha sido frecuente y la morfología del volcán ha cambiado drásticamente durante este periodo de tiempo. El análisis de los diferentes catálogos de datos históricos 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 (Zamora-

Camacho, 2003), muy similares a la actividad que ha presentado de julio de 1999 a mayo de 2003. En el cuadro 1 se muestra un resumen de la principal actividad explosiva del volcán, en donde se hace evidente su peligrosidad y por lo tanto, la necesidad de seguir estudiándolo y vigilándolo sistemáticamente.

Fecha	Actividad
1585	Actividad explosiva con caída de ceniza a una distancia de aproximadamente 200 Km del volcán y una gran actividad sísmica (Arreola, 1915).
1606	Presentó dos explosiones tipo pliniano, las cenizas llegaron hasta el estado de Michoacán (Arreola, 1915), los flujos piroclásticos tuvieron que haber ocurrido en el lado sur- suroeste del volcán (Medina-Martínez 1983).
1622	Erupción explosiva en la que las cenizas llegaron a la ciudad de Zacatecas a una distancia de 400 Km del volcán.
1690	Presentó actividad pliniana que puede ser comparada con la de 1913.
1818	Actividad violenta y explosiva, Barcena (1887) mencionó que las cenizas llegaron a las ciudades de Guadalajara, Zacatecas, San Luis Potosí y Guanajuato; quizá la erupción más violenta que presentó en el siglo XIX.
1869 – 1872	Actividad explosiva que dio origen al cráter adventicio el Volcancito, los flujos de bloques de lava que corrieron por el lado NE una distancia aproximada de 400 m, observaron columnas densas de ceniza, (Barcena, 1887)
1903	Tuvo una serie de explosiones violentas con grandes estruendos que fueron escuchados en Tuxpan a 25 Km, fueron observadas



	emisiones de vapor, la ceniza llegó a Guadalajara y Uruapan, una distancia aproximada de 200 Km.
1913	Waitz (1915, 1935) describió la actividad como nubes ardientes y Saucedo (2001) la consideró como una de las actividades más explosivas, y violentas (tipo pliniana), la cual destruyó el domo y produjo una columna de 21 Km de altura.
1994	Actividad que culminó el 22 de julio con una explosión freatomagmática, dejando un cráter.
1998	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 la erupción de 1994, posteriormente continuó con emisiones de gas. En general, en el siglo XX, tuvo 8 episodios eruptivos con flujos de bloques y ceniza.
1999	Actividad explosiva significativa del 17 de julio de 1999, que produjo una columna de ceniza 12 [km] de altura, misma que provocó caídas de ceniza principalmente hacia el sector este del volcán.
2001 – 2003	Actividad explosiva intermitente, relativamente de poca importancia, así como también actividad sísmica previa de baja magnitud en estos dos años. Presentó actividad efusiva en el periodo comprendido entre febrero de 2002 y febrero de 2003.
2005	Todo el año se presentó periodos de actividad explosiva. Sobre todo durante los meses de mayo, específicamente los días 16, 24 y 30 y junio los días 2 y 5, ocurrieron 5 de los eventos explosivos más importantes registrados por los sistemas de monitoreo volcánico de la Universidad de Colima. Los eventos explosivos más grandes tomando en cuenta la amplitud de los registros

	sísmicos fueron los eventos del 30 de mayo y del 5 de junio de 2005.
--	--

Cuadro 1. Descripción de la principal actividad eruptiva de tipo explosivo del volcán de Colima, modificado de Zamora-Camacho, 2003.

### III.3 Instrumentación sísmica en la región de Colima

Desde principios del siglo pasado se iniciaron de manera formal las observaciones sismológicas en la región de Colima. Los objetivos fundamentales de estas observaciones han sido tener un registro continuo de la sismicidad de la región, y en particular, realizar el monitoreo continuo de la actividad sísmica asociada al Volcán de Colima. A continuación, se hará una exposición acerca de los orígenes de las observaciones en la región.

La primera estación sismológica establecida en la región de Colima, denominada “estación sismológica Manzanillo”, fue instalada en 1923, en el puerto que lleva el mismo nombre, como parte del sistema del Servicio Sismológico Nacional (SSN), creado en 1910 y que actualmente está a cargo del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El objetivo de la estación era registrar la intensa actividad sísmica de las regiones de Colima y Jalisco. Dicha estación comenzó a funcionar con 2 sismógrafos Wiecher, uno vertical con una masa de 80 [kg] y el otro horizontal con una masa de 200 [kg], ambos con amplificación mecánica de 80 veces y registro sobre papel ahumado. No fue sino hasta 1978 que el Instituto de Geofísica de la UNAM, instaló en la Hacienda del Carmen, cercana a la ciudad de Colima, una estación sismológica portátil, con registrador Kinometrics de papel ahumado y un sismógrafo Willmore de periodo corto ( $T = 1$  [seg]); sin embargo la estación sólo estuvo en operación 270 días. En 1983 se puso en operación una estación sismológica portátil, con sensor Ranger SS1 y registrador Sprengnether MEQ – 800 de papel ahumado, para monitorear la sismicidad del Volcán de Colima, aunque también esta estación sólo funcionó por

poco tiempo (Castellanos et al., 1995). Fue hasta 1985, que el Servicio Sismológico Nacional (SSN), en colaboración con el entonces existente Centro de Investigación en Ciencias Básicas (CICBAS), que estaba a cargo de la Universidad de Colima, instaló un sensor en el cerro de La Cumbre, que se encuentra a 7 [km] al sureste de la ciudad de Colima y a 30 [km] del Volcán de Colima. Esta estación fue el antecedente de la estación sismológica Colima (COL), que entró en operación el 1 de diciembre de 1985. La estación consta de las tres componentes (N – S, E – W y vertical), con sismómetros S – 13 de periodo corto y registradores Teledyne. Cuenta además con un sistema para digitalizar la señal y transmitirla en tiempo real a la estación central ubicada en las instalaciones del CICBAS, de la Universidad de Colima, en la ciudad de Colima. La estación opera continuamente desde su instalación y proporciona datos de alta calidad sobre la sismicidad local (Castellanos y Jiménez, 1995, De la Cruz-Reyna et al., 1988).

La observación y los estudios iniciales de la sismicidad asociada a la actividad del Volcán de Colima fueron esporádicas entre enero de 1986 y diciembre de 1988, ya que el personal del CICBAS desplegó sólo algunas estaciones portátiles facilitadas por el Instituto de Geofísica de la UNAM. Estos trabajos contribuyeron a la posterior determinación de los sitios más adecuados para el establecimiento de una red permanente, propuesta a las autoridades estatales y a los organismos de asistencia a la investigación (CONACYT y SEP) y que finalmente se concretaría en el proyecto de la “Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima”, RESCO, red que fue proyectada en un principio para contar con ocho estaciones telemétricas y una estación central donde se concentraría la información proveniente de las ocho estaciones. La primera estación del sistema RESCO se instaló, y comenzó a operar, en junio de 1989. Las demás estaciones se fueron instalando después. En el cuadro 2 se describe el desarrollo de la observación sismológica en el Volcán de Colima y del sistema RESCO. En reconocimiento al apoyo proporcionado por el gobernador del estado de Colima, Lic. Elías Zamora Verduzco en esa fecha, las estaciones llevan la iniciales EZV (Castellanos et al., 1995). Las estaciones EZV1, EZV2, EZV5 y EZV6 se instalaron en 1989 y en ese mismo año empezaron a funcionar. En 1990 se instalaron EZV3, EZV4 y EZV7,

tanto EZV4 como EZV7 fueron instaladas en el edificio volcánico a menos de 700 [m] del cráter (Zamora-Camacho, 2003). Las estaciones sísmicas de la RESCO que se están registrando actualmente de manera continua la sismicidad del volcán son:

Nevado de Colima (EZV3), Soma (EZV4), el Fresnal (EZV5), la Yerbabuena (EZV6) y Volcancito (EZV7). En el cuadro 3 se muestran sus coordenadas geográficas y en la figura 9 su localización. El registro sin interrupción de la actividad sísmica en la región 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 en ese año. Finalmente, el 17 de julio de 1999 dejó de operar de manera definitiva debido a que fue dañada por la explosión que presentó el Volcán de Colima, y debido también a la cercanía entre esta estación y la estación Soma (EZV4).

Fecha	Actividad
Enero – febrero de 1986	Se instaló una red temporal de sismógrafos portátiles en Colima (Fresnal y la Yerbabuena).
Marzo de 1987	Se instalaron temporalmente los sismógrafos portátiles en Colima y Fresnal.
Mayo – junio de 1987	En Colima, Fresnal y la Yerbabuena se pusieron los sismógrafos en una red temporal.
Julio – agosto de 1987	Instalaron la Red Temporal de sismógrafos portátiles en Colima y la Yerbabuena.
Febrero – marzo de 1988	Se seleccionaron los sitios para las estaciones autónomas de la RESCO.
Junio de 1989	Instalación y puesta en servicio las primeras estaciones de la

	RESCO EZV1, EZV2 y EZV5 (se encuentra operando actualmente).
13 de diciembre de 1989	Instalación y puesta en servicio la estación EZV6 (se encuentra operando actualmente).
Abril – mayo de 1990	Instalación y puesta en servicio las estaciones EZV3, EZV4 y EZV7 (se encuentran operando actualmente).

Cuadro 2. Cronología de los trabajos de campo en la región de Colima para la instalación de las estaciones que forman la RESCO (Castellanos y Jiménez, 1995).

Estación	Latitud N	Longitud W	Elevación [msnm]
La Cumbre (EZV1)	19°09'20.4"	103°49'39"	541
Cerro Grande (EZV2)	19°23'27"	103°51'26.4"	1628
Nevado de Colima (EZV3)	19°33'55.8"	103°37'06"	3957
Soma (Volcán de Colima) (EZV4)	19°31'21"	103°37'49.8"	3023
El Fresnal (EZV5)	19°28'44.4"	103°36'05.4"	2173
La Yerbabuena (EZV6)	19°28'49.8"	103°40'45.6"	1711
Volcancito (EZV7)	19°31'00"	103°36'34.2"	3435

Cuadro 3. Coordenadas geográficas de las estaciones de la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima, RESCO.

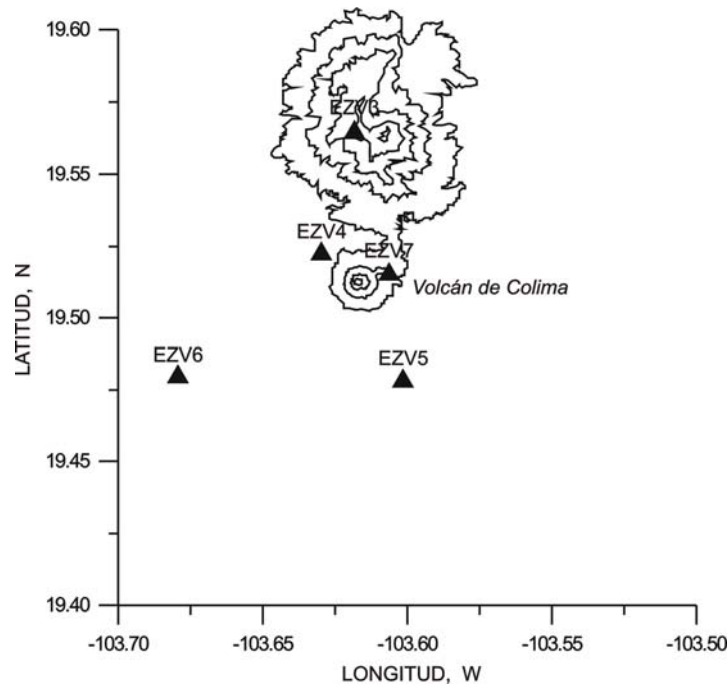


Figura 9. Localización geográfica de las estaciones de la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima, (RESCO), utilizadas durante el periodo de análisis.

#### III.4 Sismicidad del Volcán de Colima

La RESCO fue desarrollada con el objetivo de monitorear la sismicidad asociada al Volcán de Colima; sin embargo, fue evidente su utilidad también como instrumento de observación de la actividad volcánica. Por lo que a continuación se explicarán los periodos de actividad sísmica y volcánica más importantes ocurridos desde 1990, hasta la actualidad.

El 1 de noviembre de 1990 se presentó una fuerte actividad fumarólica que continuó hasta el 28 de enero de 1991. Posteriormente, entre el 14 y 15 de febrero de 1991 se registró un enjambre sísmico con aproximadamente 100 eventos en 22 horas, que fueron acompañados por intensas emisiones fumarólicas (Nava et al., 1991). Un segundo enjambre ocurrió entre el 19 y el 23 de febrero de 1991, y un tercero, con una duración de 4 días, se presentó el 1 de marzo de 1991. Otro período de intensa actividad volcánica se presentó en abril de 1991, está consistió

en flujos piroclásticos, flujos de bloques y ceniza y una pluma de vapor y ceniza que alcanzó 1.5 [km] sobre la cima del volcán. Los flujos piroclásticos recorrieron una distancia aproximada de 2650 [m], (Rodríguez et al., 1991). Sobre esta actividad, Núñez-Cornú et al. (1994), reportaron que los hipocentros de los temblores se localizaron al norte de la cima del volcán, bajo la depresión entre los volcanes de Colima y el Nevado de Colima, a profundidades entre 7 [km] y 11 [km] desde la cima. Estos autores también describieron una aparente zona de quietud entre los 4 [km] y 7 [km] bajo dicha depresión y sugieren que es el sitio de un reservorio o cámara magmática, por lo que consideraron que la sismicidad fue inducida por esfuerzos térmicos; sin embargo la evidencia gravimétrica de Medina et al. (1996) no apoya esta suposición, ni los autores explican el mecanismo de emisión del magma para una cámara a tal profundidad. Para junio de 1991 la sismicidad había disminuido considerablemente y en septiembre la actividad efusiva había cesado completamente (Zamora-Camacho, 2003)

En el periodo del 5 al 15 de marzo de 1991, Lermo et al. (1993) instalaron una red temporal de sismógrafos digitales de tres componentes. Sin embargo, en este periodo no detectaron ningún enjambre sísmico, pero detectaron eventos tipo B, de acuerdo con la clasificación de Minakami (1974), que los autores atribuyen a emisiones de gases por su simultaneidad con la emisión de fumarolas. Un nuevo periodo de actividad sísmica dio inició el 4 de julio de 1994 con un enjambre sísmico de 26 eventos en 6 horas, los hipocentros se encontraron a profundidades de 3 [km] a 6 [km]. Un segundo enjambre ocurrió entre el 13 y el 16 de ese mismo mes, y un último del 17 al 21. La actividad sísmica culminó con una explosión freato-magmática el 21 de julio a la 20:13 [hrs] (02:13 GMT), que produjo un cráter de 140 [m] de diámetro y 50 [m] de profundidad. La actividad eruptiva consistió en la destrucción de un domo y el derrame de flujos de lava en bloques, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, así como la caída de ceniza en un radio aproximado de 10 [km] en las proximidades del volcán, (Rodríguez-Elizarrarás, 1991).

El siguiente periodo eruptivo de tipo explosivo asociado a la sismicidad del Volcán de Colima, fue la erupción de noviembre 1998. Esta erupción fue precedida por un enjambre sísmico que ocurrió en noviembre de 1997 con una duración de 11 días. En agosto de 1998 se detectaron nuevas fracturas en el domo y aumentó el número de derrames de bloques de lava. Para finales de octubre de 1998 se detectó un aumento en la emisión de bióxido de azufre, la presencia de ceniza en las fumarolas y las dimensiones del cráter eran de 140 [m] de diámetro por 50 [m] de profundidad, por lo que la tasa de emisión de lava fue estimada en 4.4 [m<sup>3</sup>/s]. El rápido crecimiento del domo provocó que el día 21 de noviembre al medio día empezara a ocasionar derrames de bloques y ceniza por el costado sur-suroeste del volcán, ocasionando flujos piroclásticos en las barrancas de San Antonio y El Cordobán, que llegaron a recorrer una distancia de aproximadamente 3 [km]. El punto más crítico en esta actividad en todo el periodo, ocurrió el 21 de noviembre de 1998 a las 17:25 [hrs], cuando ocurrió la explosión de mayor intensidad, la cual generó importantes flujos de bloques y cenizas acompañados por grandes nubes de ceniza. El 22 de noviembre de 1998 continuaron produciéndose más derrames, los cuales se acanalaron principalmente en la Barranca El Cordobán. El día 26 de ese mismo mes se alcanzó el nivel más alto de emisión de bióxido de azufre, que coincidió con la máxima tasa de emisión de lava y con el mayor período de generación de derrames piroclásticos, los cuales recorrieron una distancia máxima de 4.5 [km] desde la cima (www.ucol.mx/volcan; Zamora-Camacho, 2003).

A finales de diciembre de 1998 y durante el mes de enero de 1999 continuaron produciéndose algunos derrames de escombros de lava. Durante este período se presentaron emisiones breves y violentas de gases volcánicos, y además ocurrieron pequeñas explosiones en la cima del volcán, algunas de ellas acompañadas del lanzamiento de proyectiles volcánicos a corta distancia. Este comportamiento del volcán produjo un aumento de presión en los gases volcánicos. Los primeros días de febrero de 1999 se unieron los frentes central y occidental de la Barranca El Cordobán en la cota 2280 [m], aproximadamente. La distancia final de la colada central fue de 3600 [m], de la occidental 3200 [m], y de



la oriental, que se detuvo en la cota 2560 [m]. Sin embargo, suponiendo un espesor promedio de estos frentes de la colada del orden de los 30 [m] el volumen final estimado fue de  $34 \times 10^6$  [m<sup>3</sup>]. El día 10 de febrero en la cima del volcán tuvo lugar una explosión que formó un cráter de aproximadamente 140 [m] de diámetro y unos 50 [m] de profundidad, similar al de la explosión del 21 de julio de 1994, lanzando bloques de lava incandescentes a más de 3.5 [km]. Los flujos piroclásticos alcanzaron cerca de 3 [km] de distancia, y se produjo también una ligera lluvia de ceniza hacia el sector norte del volcán. El sonido de la explosión fue claramente escuchado en la ciudad de Colima, 32 [km] al sur del volcán, ([www.ucol.mx/volcan](http://www.ucol.mx/volcan)). Esta explosión marcó un cambio del estilo eruptivo en el proceso iniciado en noviembre de 1998, pasando de un período efusivo, caracterizado por la emisión de lava en bloques, a una etapa de explosiones esporádicas acompañadas de columnas de ceniza no mayores a los 2 [km] de altura. Los días siguientes continuaron presentándose varias explosiones que estuvieron acompañadas por un aumento en el número de derrumbes y un incremento en la sismicidad. El 18 de febrero de 1999, entre las 11:28 [hrs] y 11:42 [hrs] tiempo local, ocurrieron siete eventos, el primero de los cuales fue de carácter explosivo y los siguientes en forma de exhalaciones o emisiones de vapor, que aunque no alcanzaron las dimensiones de la explosión ocurrida el 10 de febrero, sí provocaron lluvia de ceniza hacia el este y sureste del volcán. Ese mismo día se presentó una segunda explosión. La actividad que se mantuvo durante el resto del mes estuvo caracterizada por pequeñas emisiones explosivas de ceniza y gases volcánicos (Zamora-Camacho, 2003).

Durante marzo y abril de 1999 el volcán presentó pequeñas explosiones y degasificaciones intermitentes hasta el 10 de mayo de 1999, a las 12:00 [hrs], cuando ocurrió una fuerte explosión. El 17 de julio de 1999, a las 24:41 [hrs], se registró una nueva y violenta explosión que produjo una columna de ceniza estimada en 12 [km] de altura, misma que provocó caídas de ceniza principalmente hacia el sector este del volcán, así como en el sector oeste – suroeste que llegaron hasta la población de Zapotitlán de Vadillo, Jalisco (21.5 [km] al oeste). Desde finales de julio de 1999 el volcán continua registrando de

forma intermitente incandescencia y derrumbes en el sector suroeste. Varios flujos piroclásticos pequeños atravesaron los barrancos al sur – suroeste, y oeste – noroeste, alcanzando una distancia de 5.5 [km]. La explosión del 17 de julio fue clasificada como la explosión más fuerte que las dos explosiones previas del 10 de febrero y del 10 de mayo de 1999, basándose en la intensidad del sonido, el tamaño de las vibraciones del terreno, la altura de la columna de humo, el volumen del material expulsado y la cantidad de caída de ceniza producida. Estas explosiones lanzaron bloques incandescentes con diámetros de hasta 90 [cm], aproximadamente a 5 [km] de distancia (BCC, 1999; Smithsonian Institution, 1999; Bretón et al., 2002; Zobin et al., 2002).

En la mañana del 18 de julio de 1999, el volcán tuvo un pequeño colapso en el lado sur de la cima del domo, produciendo flujos piroclásticos que alcanzaron una distancia de aproximadamente 2 [km]. Los flujos se depositaron en los barrancos de Montegrande, San Antonio, El Cordobán y La Lumbre, dejando una cubierta de ceniza encima de los bloques de flujo de lava de la erupción de 1998-1999.

En la misma fecha, densas lluvias resultaron en la producción de calientes lahares, que alcanzaron distancias aproximadas de 4 [km] desde la cima; también depositaron su material en los barrancos de Montegrande, San Antonio y El Cordobán (BBC, 2000; Bretón et al., 2002).

Los meses siguientes a la explosión del 17 de julio de 1999, hasta el 30 de septiembre del mismo año, fecha en la que terminó el análisis de la sismicidad asociada al Volcán de Colima del presente trabajo; han sido caracterizados por constantes degasificaciones y pequeñas explosiones acompañadas por una disminución en la sismicidad y otros parámetros monitoreados.

Durante el periodo comprendido entre el mes de agosto de 1999 hasta mayo de 2000 el Volcán de Colima presentó ligera actividad sísmica y volcánica, en la cual hubo microsismicidad estable, erupciones esporádicas y lahares. De agosto a diciembre de 1999 el volcán mantuvo niveles bajos de sismicidad, con pocas

explosiones y coladas de lodo (<http://vulcan.wr.usgs.gov/home.html>; Smithsonian Institution, 2005).

Debido a las precipitaciones de los primeros días de septiembre de 1999 se produjeron lahares y deslizamientos del terreno en la parte sur – suroeste del volcán, afectando las comunidades de La Yerbabuena, La Becerrera, Rancho El Jabalí, La Lumbre y EL Cordobán (<http://vulcan.wr.usgs.gov/home.html>; Smithsonian Institution, 2005).

El 22 de febrero de 2001, a las 5:32 [hrs] una fuerte explosión tuvo lugar en el domo intracráter del Volcán de Colima, la cual dejó un nuevo cráter de aproximadamente 150 [m] de diámetro y 30 [m] de profundidad dentro de la cumbre del cráter de 250 [m] de diámetro (<http://vulcan.wr.usgs.gov/home.html>; Smithsonian Institution, 2005).

Las observaciones sísmicas muestran los epicentros e hipocentros de 33 terremotos localizados durante febrero de 2001. Fueron registrados 15 terremotos durante un intervalo de 9 horas antes de la explosión del 22 de febrero.

A finales del mes de febrero de 2003 terminaron las erupciones después de ocho flujos de lava. La actividad efusiva que presentó el volcán y que dio inicio el 14 de febrero de 2002 se detuvo a finales de febrero de 2003; ocho flujos de lava fueron emitidos durante esta erupción, por lo que el volumen total de material emitido fue calculado en aproximadamente  $8.3 \times 10^6$  [m<sup>3</sup>] (<http://vulcan.wr.usgs.gov/home.html>; Smithsonian Institution, 2005).

En los meses siguientes de marzo y abril se produjeron ligeras degasificaciones y de 10 a 20 eventos sísmicos. Durante los meses de mayo a julio de 2003 se produjo ligera actividad explosiva, hasta que el 17 de julio de 2003 fueron reportadas explosiones significativas, la de mayor intensidad ocurrió a las 5:27 [hrs], la cual arrojó material incandescente a 500 [m] de altura y una columna de ceniza a 3 [km] con dirección suroeste; sin embargo la energía sísmica liberada por esta explosión se consideró como menor de la mitad que la energía liberada

en las explosiones de 1999. Dichas explosiones generaron flujos piroclásticos y crearon un nuevo cráter (<http://vulcan.wr.usgs.gov/home.html>; Smithsonian Institution, 2005).

Durante prácticamente todo el año de 2005 se estuvieron presentando periodos de actividad explosiva. Durante los meses de mayo, específicamente los días 16, 24 y 30 y junio los días 2 y 5, ocurrieron 5 de los eventos explosivos más importantes registrados por los sistemas de monitoreo volcánico, RESCO, de la Universidad de Colima. El evento explosivo del día 5 de junio de 2005, a las 14:20 [hrs] produjo flujos piroclásticos prácticamente en todo el edificio volcánico y generó una columna de ceniza superior a los 4 kilómetros desde la cima, la cual tuvo dirección sur-sureste del volcán a una velocidad aproximada de 25 [km/h] (<http://vulcan.wr.usgs.gov/home.html>; Smithsonian Institution, 2005).

Tomando en consideración la amplitud del registro sísmico, este evento explosivo fue 1.2 veces más grande que el evento del 30 de mayo de 2005 y 3 veces mayor que el evento registrado el 17 de julio de 1999, por lo tanto es el evento explosivo más grande registrado en los 15 años de monitoreo continuo que tiene el Volcán de Colima (<http://www.ucol.mx/volcan>).

Adicionalmente, se debe tener en cuenta la actividad de menor grado, todo lo cual demuestra que durante de los últimos cinco siglos el Volcán de Colima ha incrementado su proceso eruptivo, y la actividad que sigue manteniendo actualmente es el motivo por el cual se deben seguir realizando estudios sobre su peligrosidad y riesgo en el momento de una nueva erupción (<http://www.ucol.mx/volcan>).

## CAPITULO IV

### SISMICIDAD DURANTE EL PERIODO 1º DE ABRIL AL 30 DE SEPTIEMBRE DE 1999

#### IV.1 Procedimiento

El análisis de la sismicidad del Volcán de Colima presenta un primer tipo de comportamiento en el que los terremotos fueron de tipo A o tectono-volcánicos; la cual se presenta de forma dispersa o intermitente antes de cada una de las dos explosiones registradas en el periodo de análisis, es decir, unos días antes del 10 de mayo y prácticamente desde que inició el mes de julio de 1999; disminuyendo drásticamente la sismicidad de tipo A o tectono – volcánico después de esta segunda explosión. “Cada una de las grandes explosiones fue precedida por un incremento en la actividad sísmica. El incremento en el número de pequeños terremotos unas horas antes de las explosiones, llegando a su máximo en el momento de la explosión”. (Zobin et al., 2002) Se presenta un segundo tipo de comportamiento en el que los terremotos son básicamente de tipo B o terremotos de bajas frecuencias e inicio de fases atenuadas. Este comportamiento se presenta en general, de manera simultánea y alternada al comportamiento de tipo tectono – volcánico antes mencionado, continuando de forma casi constante durante todo el periodo de análisis. Además, se presenta un tercer tipo de comportamiento en donde el tremor volcánico es frecuente durante todo el análisis, debido probablemente a las degasificaciones y pequeñas explosiones que presentó el Volcán de Colima.

Por otra parte, el análisis de la sismicidad durante el periodo estudiado muestra que el 98.74 % de los focos sísmicos se encuentra en el intervalo de 0 [km] a 7 [km] de profundidad. Es importante hacer notar que la sismicidad asociada a erupciones anteriores proporciona datos interesantes, por ejemplo la reportada por Zamora-Camacho (2003), quien analizó la sismicidad asociada a la erupción de noviembre de 1998, determinó que el 96 % de los focos sísmicos también se encuentra en el intervalo de 0 [km] a 7 [km] de profundidad; y la reportada por

Jiménez et al. (1995), quienes analizaron la sismicidad asociada a la erupción de 1994, determinaron que los focos se encontraron en un intervalo de 3 [km] a 6 [km] de profundidad bajo la cima del volcán. Por lo tanto, la similitud del comportamiento de la sismicidad asociada al Volcán de Colima para diferentes periodos de tiempo es evidente.

La sismicidad durante el período 16 de junio a 6 de julio de 1998 fue estudiada por Domínguez et al. (2001), quienes analizaron los registros de dos enjambres de terremotos ocurridos en dicho período. El primero ocurrió del 16 de junio al 3 de julio y el segundo del 4 al 6 de julio; estos autores también localizaron los focos sísmicos arriba de los 7 Km. de profundidad (Zamora-Camacho, 2003).

Zobin et al. (2002) analizaron cinco enjambres de terremotos durante el periodo activo 1997-1998, estos datos se refieren únicamente a los enjambres reportados por esos autores; sin embargo la sismicidad durante el periodo fue más abundante, cerca 16 enjambres de terremotos durante 1998 y enero y febrero de 1999 (Zamora-Camacho, 2003). Según las localizaciones dadas por estos investigadores, los focos de los sismos ocurren principalmente dentro de los primeros 4 [km] de profundidad, y rodean una zona de quietud sísmica a esa profundidad que ellos señalan como posible zona de “almacenamiento de magma”; sin embargo, no existe ninguna evidencia adicional de un reservorio de magma en esa ubicación.

Por otro lado, la sismicidad disminuyó considerablemente hacia agosto de 1999 después de la explosión del 17 de julio, y puede considerarse que finalizó el periodo de actividad sísmica para los meses siguientes.

Los registros sísmicos para el periodo de análisis, 1º de abril al 30 de septiembre de 1999 fueron almacenados digitalmente en archivos de 2 minutos de duración, en tiempo continuo, de los cuales fue proporcionada una copia por la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO). Se utilizaron los registros de las estaciones EZV3, EZV4, EZV5, EZV6 y EZV7. Las otras estaciones no fueron utilizadas, por encontrarse muy alejadas del área de estudio

o por la falta de un registro continuo, por lo que los registros sísmicos son muy confusos e inadecuados. La estación EZV7 dejó de funcionar continuamente a partir del 17 de julio de 1999, día en que ocurrió la explosión más fuerte, por lo que se concluye que dicha estación fue dañada por algún fragmento de roca arrojada durante dicha explosión. A partir del 25 de septiembre de 1999 empezaron a registrar cuatro estaciones adicionales (COL, EZV2, ESSG, ESPC y ESUC) las cuales no se utilizaron por carencia de registros suficientes para el análisis. Debido al tipo y características de la información fue necesario revisar todos los archivos y a su vez todas las estaciones para poder discriminar a los eventos que carecieran de información suficiente. Este proceso se llevó a cabo mediante el despliegue en pantalla de las señales con ayuda del código *SUDSPICK*. El despliegue en pantalla permitió efectuar el conteo de eventos, así como seleccionar los eventos registrados en al menos tres estaciones.

En una segunda revisión de los eventos seleccionados, se procedió a separar los eventos Tipo A o tectono-volcánicos de los eventos tipo B y demás eventos.

En una tercera revisión de los eventos seleccionados como tipo A o tectono – volcánicos, se leyeron los tiempos de arribo de las ondas P y S, así como la duración de cada evento (longitud de coda).

Después de tener todos los eventos bien identificados, con fases y magnitudes de coda ya registradas, se acomodaron en una lista por cada mes de análisis en *MS-DOS*, ya que es la forma final en la que se realizó la localización de los hipocentros por medio del método iterativo *HYP071* (Lee y Lahr, 1978).

## IV.2 Localización y catálogo

La localización confiable de sismos volcánicos es de gran importancia porque determina dónde se encuentran concentraciones de esfuerzo. Estas concentraciones, o la ausencia de ellas, puede dar información respecto a algunos aspectos del proceso volcánico, por ejemplo: alineamientos de hipocentros pueden señalar el camino de ascenso del magma o delinear fracturas que pueden

contribuir a la alimentación del magma o que han sido activadas por ésta; concentraciones superficiales pueden indicar sitios donde existe posibilidad de rupturas; actividad somera cercana al cráter puede estar relacionada con procesos de degasificación del magma; zonas de quietud en medio de otras activas pueden señalar regiones donde el material no es capaz de mantener esfuerzos cortantes, como puede ser la cámara magmática o conductos profundos.

La determinación de los parámetros que definen la localización del foco o hipocentro de un terremoto se realiza en general, utilizando la información que proporcionan las ondas sísmicas registradas en los sismogramas en diversos puntos de la superficie de la Tierra. La solución es complicada y para abordarlo se tienen que hacer simplificaciones, tales como considerar a la Tierra como un medio elástico y suponiendo modelos para el foco o hipocentro sísmico. Por lo tanto, la solución se reduce a la determinación de los parámetros focales, los cuales son: latitud ( $\phi$ ), longitud ( $\lambda$ ), profundidad ( $h$ ) y tiempo origen ( $t$ ) de las ondas sísmicas.

Como ya se mencionó anteriormente, la localización de los hipocentros se determinó con el método iterativo *HYPO71* (Lee y Lahr, 1978). Para la aplicación del método anterior se empleó el modelo de velocidades mostrado en la figura 10, el cual consta de 7 capas, en donde cada capa de estrato tiene una velocidad diferente y fue descrito y empleado para la localización de los terremotos asociados a la erupción de 1994 por Jiménez et al. (1995).



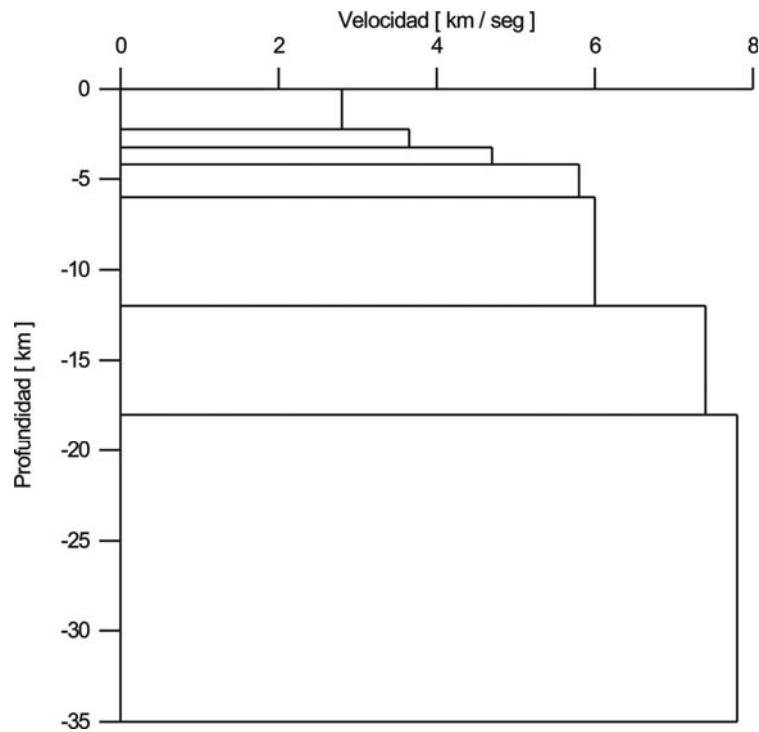


Figura 10. Modelo de velocidades utilizado por el método iterativo *HYPO71* para la localización de los hipocentros de los eventos durante el periodo de análisis.

Del total de eventos registrados por la RESCO en el periodo de estudio se pudieron seleccionar 485 eventos tipo A o tectono-volcánicos de los cuales a 318 terremotos se les leyeron las fases y por lo tanto, estos 318 terremotos fueron registrados con suficiente claridad para poder ser localizados. En el cuadro 4 se presentan los resultados de los eventos seleccionados y los eventos localizados en cada mes. Los hipocentros de los eventos que pudieron ser localizados se muestran en la figura 11. En la misma figura se superpusieron los hipocentros de la sismicidad asociada al Volcán de Colima durante el periodo comprendido entre el 20 de marzo de 1998 y el 28 de febrero de 1999, así como también la erupción de noviembre de 1998. Se puede notar que para ambos periodos de análisis la dispersión de los puntos en cualquier proyección es muy semejante.

Año	Mes	Eventos seleccionados	Eventos localizados
1999	Abril	122	75

1999	Mayo	111	64
1999	Junio	84	46
1999	Julio	138	104
1999	Agosto	23	23
1999	Septiembre	7	6

Cuadro 4. Número de eventos seleccionados y localizados en cada mes durante el periodo de análisis del 1º de abril al 30 de septiembre de 1999.

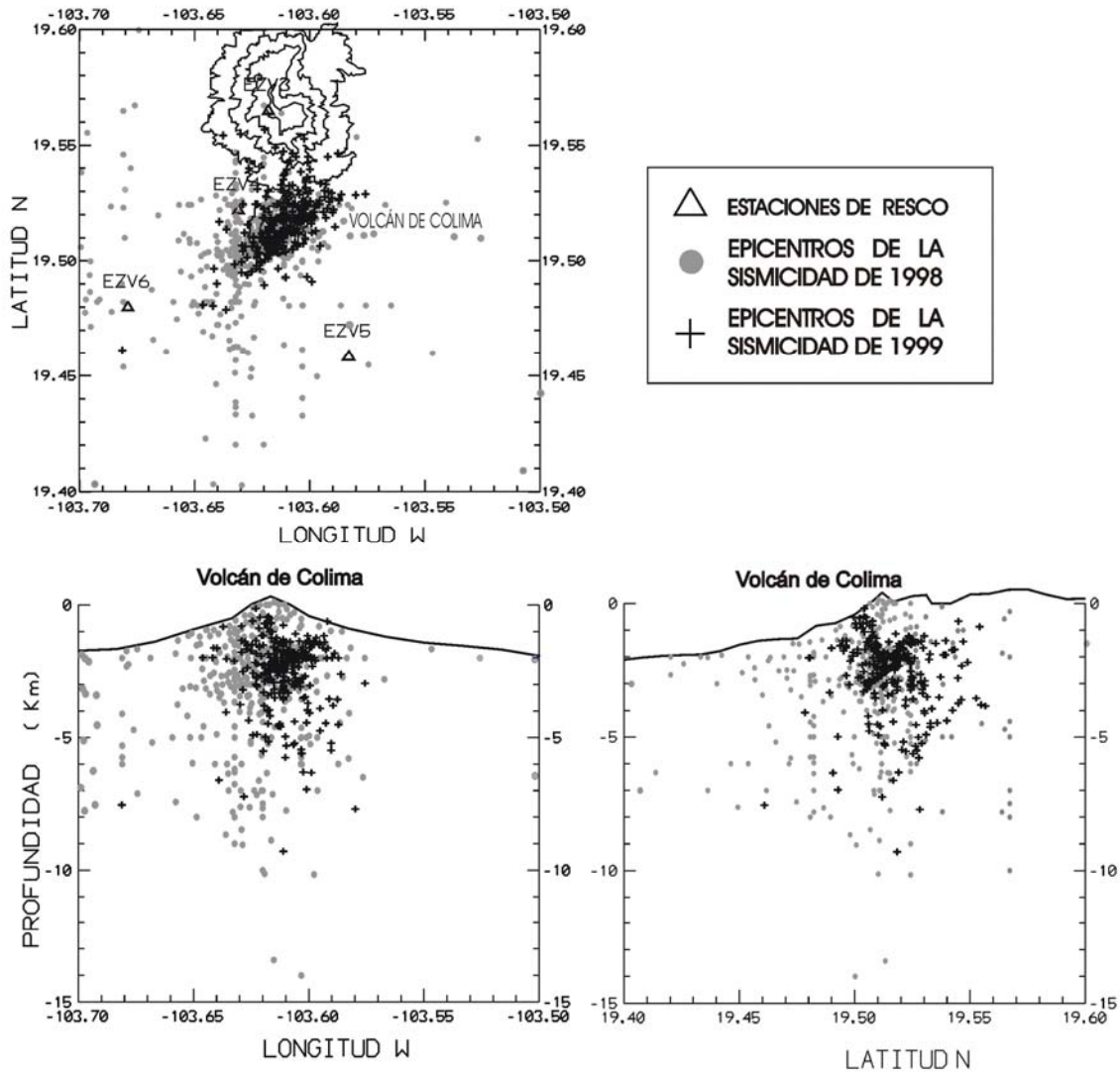


Figura 11 Hipocentros de la sismicidad asociada al Volcán de Colima durante el periodo de análisis del 1º de abril al 30 de septiembre de 1999 (puntos negros). Hipocentros de la sismicidad asociada al volcán durante el periodo del 20 de marzo de 1998 al 28 de febrero de 1999 (puntos grises).

La figura 12 muestra el número de eventos sísmicos localizados por mes durante el periodo de análisis comprendido entre el 1º de abril y el 30 de septiembre de 1999, en el cual se aprecia claramente el aumento en la sismicidad durante el mes de julio, mes en el que ocurrió la explosión más importante y el repentino decremento de la sismicidad para los meses posteriores. En la figura 13 se grafica

la profundidad de los eventos localizados como función del tiempo, es decir, de su frecuencia en el tiempo.

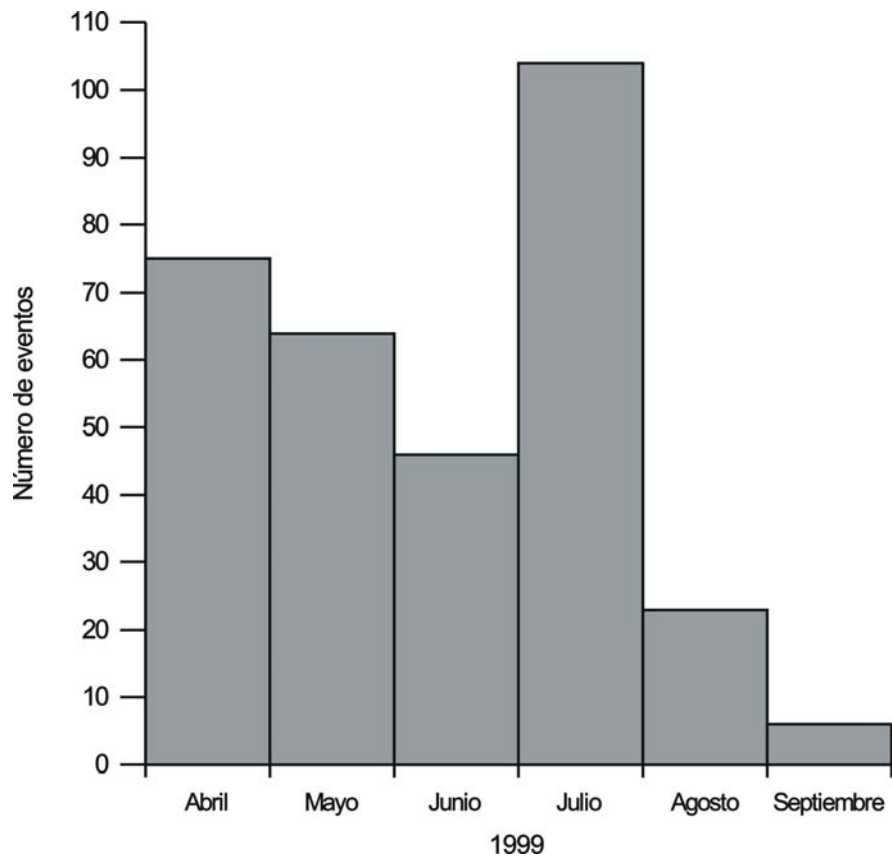


Figura 12. Histograma que muestra el desarrollo temporal de los eventos sísmicos localizados.

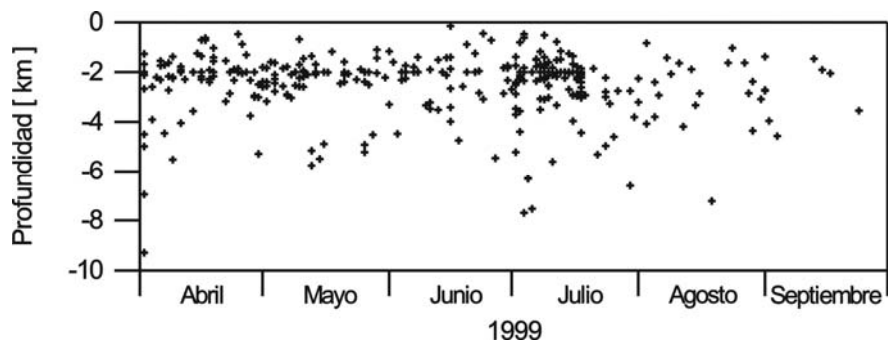


Figura 13. Desarrollo de la sismicidad y su profundidad durante el periodo de análisis.

Finalmente, se determinó la magnitud de coda ( $M_C$ ) de cada evento localizado y longitud de coda o duración del evento claramente determinada, en segundos, para las estaciones EZV3, EZV4, EZV5, EZV6 y EZV7, después se obtuvo el promedio y se utilizó la fórmula de González-Ruiz (1980) descrita en el Capítulo 1.

Del total de eventos localizados sólo a 309 terremotos se les pudo determinar la magnitud de coda que resultó oscilar entre 0 y 2.67. En el cuadro 5 se presentan los intervalos de  $M_C$  y el número de eventos correspondiente a cada intervalo.

Magnitud de coda, $M_C$	Número de eventos
$0 \leq M_C \leq 1.00$	0
$1.01 \leq M_C \leq 2.00$	90
$2.01 \leq M_C \leq 2.67$	219

Cuadro 5. Número de eventos para cada intervalo de magnitud de coda.

La profundidad del 98.74 % de los 318 eventos localizados durante el período analizado, fue de 0 [km] a 7 [km]. Es importante notar que el 78 %, 248 de los eventos localizados durante el periodo de análisis se encontraron en un intervalo de 0 [km] a 3 [km] de profundidad bajo la cima del volcán. Este fracturamiento poco profundo se da por lo tanto en la zona cercana a la superficie donde los esfuerzos litostáticos son menores y las rocas se encuentran en un régimen quebradizo y por lo tanto son frágiles.

Adicionalmente, se determinó el valor de  $b$ , que ya se ha mencionado con anterioridad. Para el presente trabajo durante el periodo de análisis, el valor de  $b$  calculado es igual a 1.59 de acuerdo al ajuste lineal en la gráfica de la distribución frecuencia-magnitud basado en 303 eventos localizados de magnitud entre 1.5 y 2.5 (Fig. 14).

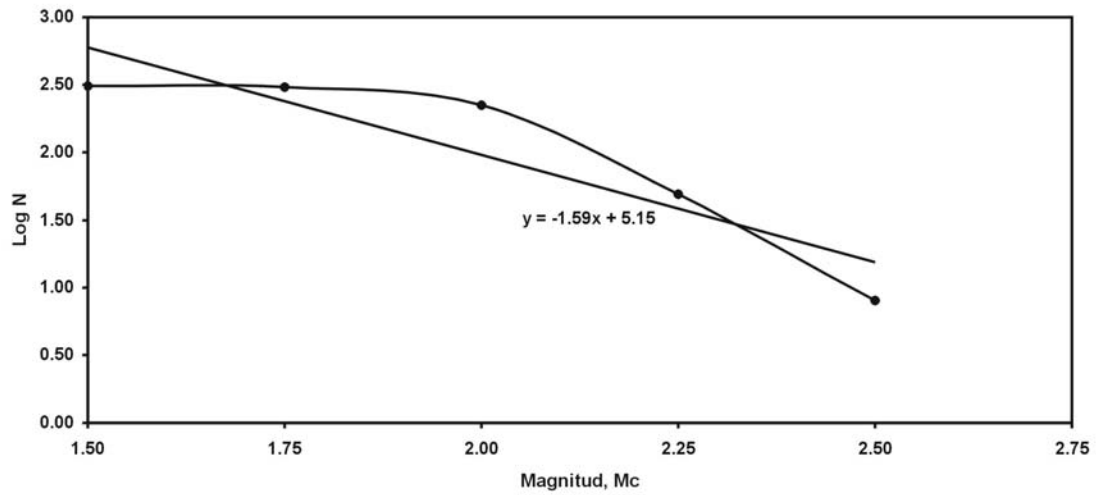


Figura 14. Gráfica de la distribución frecuencia – magnitud para el periodo de análisis comprendido entre el 1º de abril y el 30 de septiembre de 1999.

## CAPITULO V

### RIESGO SÍSMICO

#### V.1 Variables

El riesgo se ha definido como la probabilidad de pérdida esencialmente de vidas humanas y bienes materiales, o bien, capacidad de producción. Esta definición fue dada por un grupo de trabajo sobre Estudios Estadísticos de Peligros Naturales de la UNESCO. (UNESCO, 1972 citada en Fournier D' Albe, 1979).

La definición anterior se compone por tres aspectos o factores que se relacionan mediante la siguiente expresión:

$$\text{Riesgo} = \text{Bienes Expuestos} * \text{Vulnerabilidad} * \text{Peligro},$$

$$\text{o bien, } R = B * V * P$$

En donde, los bienes expuestos representan el número de vidas humanas amenazadas, infraestructura y en general, cualquiera de los elementos económicos, expuestos a un evento destructivo. La vulnerabilidad es un indicador de la susceptibilidad al daño, o también es una medida del porcentaje de los bienes expuestos que pueden ser perdidos cuando ocurra un evento destructivo. El peligro es la probabilidad de que ocurra un fenómeno destructivo, o alguna de sus manifestaciones, ya sea natural o antropogénico en cierta región particular.

Sin embargo, el riesgo es una variable muy compleja debido a su continua variación en el tiempo, ya que es función de la variabilidad de las amenazas que circundan el sitio y de la condición dinámica de la vulnerabilidad y grado de exposición.

En particular, el peligro sísmico de un sitio se relaciona con la intensidad de los movimientos sísmicos que se esperan en el lugar y con la frecuencia con que se exceden los movimientos de distintas intensidades. El peligro sísmico de un lugar determinado dependerá de la sismicidad de la región y de la distancia en

la que se genera la sismicidad para que puedan producirse efectos destructivos en el lugar. Los estudios de peligro sísmico de un lugar específico se basan esencialmente en el análisis estadístico de la información de catálogos sísmicos con magnitudes y localizaciones hipocentrales y un conocimiento amplio de la tectónica que caracteriza a la región analizada.

Por lo tanto, el riesgo sísmico es la interacción de las tres variables mencionadas anteriormente, y si alguna de estas variables es nula no existe la presencia de riesgo.

Sin embargo, la presencia humana es el factor más representativo capaz de provocar condiciones de riesgo, el cual es cada día mayor debido al crecimiento desmedido de las poblaciones y la superficie ocupada por sus construcciones y vías de comunicación. Ya que, todas sus actividades económicas, políticas y sociales se asientan en regiones tanto sísmicas como volcánicas actualmente activas. Para la región de Colima, que es una de las regiones del país que presentan una intensa actividad sísmica y volcánica, es de gran importancia. En el presente trabajo se estudia el riesgo que representa a las poblaciones cercanas la sismicidad asociada al Volcán de Colima durante el periodo comprendido entre el 1º de abril y el 30 de septiembre de 1999. En este periodo hubo dos eventos explosivos, el 10 de mayo y el 17 de julio, que generaron actividad sísmica previa y durante cada una de las explosiones se produjo la caída de material expulsado, así como derrumbes en el edificio volcánico y deslizamientos del terreno, por lo que fue necesario evacuar a las poblaciones cercanas al volcán, las cuales tuvieron lugar del 10 de mayo al 11 de junio y del 17 al 19 de julio de 1999. Como parte de las actividades o medidas de prevención en la región cercana al Volcán de Colima.

Esta actividad sísmica y volcánica continua hace que diversas poblaciones en los estados de Colima y Jalisco sean actualmente vulnerables como son las poblaciones de La Yerbabuena, La Becerrera, Cofradía, Barranca del Agua, Rancho El Jabalí, Suchitlán, San Antonio, Rancho La Joya y El Cordobán en el Estado de Colima, además de Juan Barragán, Agostadero, Los Machos, El Borobollón, Durazno, San Marcos, Tonila, Cofradía de Tonila, Causentla, El Fresnal, Atenguillo, Saucillo, El Embudo y El Chayán, en el Estado de Jalisco, y



en segundo término a otras poblaciones de ambos estados un poco más alejadas como son Quesería, Ciudad Guzmán, Tuxpan, la ciudad de Colima, Villa de Álvarez, Comala y Cuauhtémoc.

Finalmente, del estudio de la sismicidad asociada al volcán se concluye que hubo un incremento notable en la actividad sísmica antes de cada una de las dos grandes explosiones durante el periodo de análisis; ya que, el incremento en el número de pequeños terremotos unas horas antes llegó a su máximo en el momento de las explosiones, lo cual es evidente al analizar los sismogramas durante este periodo. Por lo tanto, el riesgo en el que se encuentran estas poblaciones es muy alto, debido a que los factores que intervienen en el riesgo son muy representativos.

## CAPITULO VI

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La actividad sísmica del Volcán de Colima presentó un primer tipo de comportamiento en el que los terremotos fueron de tipo A o tectono-volcánicos; la cual se presentó de forma dispersa o intermitente antes de cada una de las dos explosiones registradas durante el periodo de análisis, es decir, unos días antes del 10 de mayo y prácticamente desde que inició el mes de julio de 1999; disminuyendo drásticamente la sismicidad de tipo A o tectono-volcánica después de esta segunda explosión. Se presentó un segundo tipo de comportamiento en el que los terremotos fueron básicamente de tipo B o terremotos de bajas frecuencias e inicio de fases atenuadas. Este comportamiento se presentó en general, de manera simultánea y alternada al comportamiento de tipo tectono-volcánico antes mencionado, continuando de forma casi constante durante todo el periodo de análisis. Además, se presentó un tercer tipo de comportamiento en donde el tremor volcánico fue frecuente durante todo el análisis, debido probablemente a las degasificaciones y pequeñas explosiones que presentó el Volcán de Colima.

Del total de eventos registrados por la RESCO en el periodo de estudio se pudieron seleccionar 485 eventos tipo A o tectono-volcánicos de los cuales a 318 terremotos se les leyeron las fases y por lo tanto, estos 318 terremotos fueron registrados con suficiente claridad para poder ser localizados; de estos 318 eventos localizados sólo a 309 terremotos se les pudo determinar la magnitud de coda que resultó oscilar entre 0 y 2.67. En cuanto a la estadística de los terremotos, el valor de  $b$  calculado es igual a 1.59 de acuerdo al ajuste lineal en la gráfica de la distribución frecuencia-magnitud basado en 303 eventos localizados de magnitud entre 1.5 y 2.5.

Por otra parte, el análisis de la sismicidad durante el periodo de estudio muestra que el 98.74% de los focos sísmicos se encuentra en el intervalo de 0 [km] a 7 [km] de profundidad, coincidiendo con los resultados obtenidos por Zamora-Camacho (2003), quien analizó la sismicidad asociada a la erupción de

noviembre de 1998 y determinó que el 96% de los focos sísmicos también se encontraba en el intervalo de 0 [km] a 7 [km] de profundidad.

El número de eventos sísmicos localizados por mes durante el periodo de análisis muestra claramente el aumento en la sismicidad durante el mes de julio, mes en el que ocurrió la explosión más importante y el repentino decremento de la sismicidad para los meses posteriores.

Finalmente, la sismicidad disminuyó considerablemente hacia agosto de 1999 después de la explosión del 17 de julio, y puede considerarse que finalizó el periodo de actividad sísmica intensa para los meses siguientes.

De acuerdo a diversos escritos e investigaciones realizadas se ha podido observar que el Volcán de Colima muestra un patrón de actividad recurrente o cíclico, es decir, antes de una erupción violenta, el magma asciende hasta rellenar el cráter en forma de domo. La actividad continúa con erupciones más explosivas que producen la caída de piroclastos y derrames de lava acompañados por flujos piroclásticos. Después se presenta una erupción violenta que rompe el domo, y el cráter queda totalmente destapado y fragmentado.

Actualmente, el Volcán de Colima se encuentra en una etapa de actividad similar a la de principios del siglo XX, cuando el cráter estaba obstruido por un domo y se alternaba la emisión de lava con periodos explosivos. En los últimos años el Volcán de Colima ha presentado periodos eruptivos en 1962, 1975-1976, 1981, 1991 y 1998, y explosiones en 1987, 1994, 1999 y 2005. Por lo tanto, el riesgo es alto para las zonas cercanas al volcán debido a que la actividad sísmica y volcánica actual presenta una similitud con la precursora a la actividad de 1913, en la que se produjo una gran erupción explosiva después de que el cráter estuvo bloqueado durante 33 años por un domo.

Por lo tanto, la actividad sísmica y volcánica futura del Volcán de Colima representa un peligro constante y un factor de riesgo muy importante para las regiones cercanas al volcán comprendidas entre los estados de Colima y Jalisco.

## Referencias

Bath, Markus. Introduction to seismology. 2<sup>a</sup> ed., Basel, Boston, Stuttgart, Birkhäuser Verlag, 1979. pp. 101-129, 169-202

Bolt, Bruce A. Terremotos. 2<sup>a</sup> ed., Barcelona, Ediciones Orbis, 1986.

Bretón-González, Mauricio, Ramírez, Juan J. y Navarro, Carlos. Summary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, Mexico 1519-2000. Journal of Volcanology and Geothermal Research, (117): 21-46, 2002.

Castellanos, Guillermo y Jiménez, Zenón. Sismología en Colima. México, SEP-SESIC-DES, Revista de la Secretaría de Educación Pública, 1995. pp. 107 p.

Espíndola, Juan Manuel, et al. Bases geofísicas y geoquímicas de la vigilancia de volcanes activos. Ciencia, (42):185-205, Enero 1991.

Espíndola, Juan Manuel y Jiménez, Zenón. Terremotos y Onda Sísmicas. Una breve introducción. Cuadernos del Instituto de Geofísica, No. 1, México, D. F., 2001. 51 p.

Gutiérrez M., Carlos A, Ramírez Andrés y Reyes, Ana Belem. Integración de Información para la Estimación del Peligro Sísmico. En: CENAPRED. Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos, Fenómenos Geológicos. Serie: Atlas Nacional de Riesgos, México, Secretaría de Gobernación, 2006. pp. 13-121

Lugo Hubp, José, Inbar, Moshe. Desastres naturales en América Latina. En su: Desastres naturales en América Latina. México, Fondo de Cultura Económica, 2002. pp. 9-33

Martin Del Pozzo, Ana Lillian, Fonseca, Rita y Barrera, David. El Volcán de Colima, la erupción de 1913. En: Lugo Hubp, José, Inbar, Moshe. Desastres naturales en América Latina. México, Fondo de Cultura Económica, 2002. pp. 85-101

Martínez-Bringas, Alicia, Gómez-Vázquez, Ángel y De la Cruz-Reyna, Servando. Elaboración de Mapas de Peligros Volcánicos. En: CENAPRED.

Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos, Fenómenos Geológicos. Serie: Atlas Nacional de Riesgos, México, Secretaría de Gobernación, 2006. pp. 123-163

Meli-Piralla, Roberto. Diseño Estructural. 2ª ed. México, D. F., Editorial Limusa, 2004. pp. 407-422

Mendoza L., Manuel J. y Domínguez M., Leobardo. Estimación del Peligro y el Riesgo de Deslizamientos en Laderas. En: CENAPRED. Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos, Fenómenos Geológicos. Serie: Atlas Nacional de Riesgos, México, Secretaría de Gobernación, 2006. pp. 207-280

Nava, F. A. y García-Arthur, R. E. Obtención de correcciones de estación para redes sismológicas locales; correcciones para la red RESCO de Colima. Geofísica Internacional, 33 (2): 211-221, 1994.

Newmark, N. W. y Rosenblueth, E. Fundamentos de Ingeniería Sísmica. México, Diana, 1976.

Piza-Espinosa, Jorge. La Arquitectura de la Tierra y el Volcán de Colima. Colima, Editorial de la Universidad de Coima, 1986. 95 p.

Udías-Vallina, A. y Mezcua-Rodríguez, J. Fundamentos de Geofísica. España, Alhambra, 1986. pp. 28, 29, 179-185

Udías, A, Muñoz, D. y Buforn, E. Mecanismo de los Terremotos y Tectónica. Cátedra de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas. Madrid, Editorial de la Universidad Complutense, 1985. pp. 15-116

Zamora-Camacho, Araceli, Espíndola, Juan Manuel y Reyes-Dávila, Gabriel. The 1997-1998 Activity of Volcán de Colima, Western Mexico: Some Aspects of the Associated Seismic Activity. Pure and Applied Geophysics, (164): 39-52, 2007.

Zamora-Camacho, Araceli. La 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 de Maestría en Ciencias. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 2003, 67 p.

Zárate-Méndez, Yassir. Vivir al borde del riesgo. El faro, la luz de la ciencia. (76-77): 20, 21, agosto 2007

Zobin, V. M., et al. Overview of the 1997-2000 activity of Volcán de Colima, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, (117): 1-19, 2002.

Páginas consultadas:

<http://vulcan.wr.usgs.gov/home.html>

<http://www.colima-estado.gob.mx/2006/seguridad/volcaninfo.php?if=1220>

<http://www.volcano.si.edu/reports/usgs/index.cfm?content=maps#mexico>

<http://www.volcano.si.edu/reports/usgs/#colima>

<http://www.ucol.mx/volcan>