



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

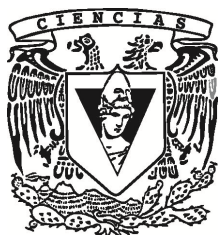
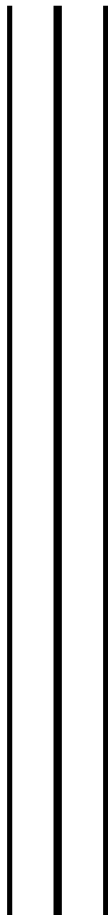
ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LA SISMICIDAD VOLCÁNICA
Y SU APLICACIÓN EN LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN DE
COLIMA DE NOVIEMBRE Y DICIEMBRE 1999

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
MATEMÁTICO**

P R E S E N T A:

ANGÉLICA FRANCISCO GARCÍA



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JUAN MANUEL ESPÍNDOLA CASTRO**

CIUDAD UNIVERSITARIA, 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Dedicado:

En especial a mis padres que sin su apoyo no podría
haber continuado con mis estudios.

A mis hermanos de igual
manera.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer a todas las personas que han hecho posible la realización de este trabajo.

Al Dr. Juan Manuel Espíndola Castro y a la Dra. Araceli Zamora Camacho por el apoyo y dirección de este trabajo.

A los Dres. Jaime Yamamoto Victorio, José Luis Bravo Cabrera y Luis Quintanar Robles por aceptar revisar este trabajo y por sus valiosas recomendaciones.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al Instituto de Geofísica y en particular a la Facultad de Ciencias por la educación que me ha brindado.

Al M en C Gabriel Reyes Dávila encargado de la RESCO por proporcionarme los datos.

Adicionalmente a CONACYT, por la beca otorgada en mi estancia como ayudante de investigador.

INDICE

RESUMEN

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO 1. LA MAGNITUD SÍSMICA.

1.1 Definición y forma de evaluar

1.2 Ejemplos de distribución de magnitudes sísmicas: por región, en caso de enjambres, en áreas volcánicas

CAPITULO 2. LA SISMICIDAD VOLCÁNICA

2.1 Clasificación de los sismos volcánicos

2.2 Algunos aspectos de la estadística de los sismos volcánicos

CAPÍTULO 3. ESTADÍSTICA DE SISMOS VOLCÁNICOS

3.1 Descripción del método de regresión.

3.2 Coeficiente de correlación y error estadístico con respecto a b

3.3 Descripción del método de Utsu

CAPÍTULO 4. ANTECEDENTES: AMBIENTE TECTÓNICO, HISTORIA ERUPTIVA Y SISMICIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA

4.1 Ambiente tectónico

4.2 Historia eruptiva del volcán de Colima

4.3 La actividad del Volcán de Colima

4.4 Antecedentes de la Red Sísmica Telemétrica de Monitoreo del Volcán de Colima (RESCO)

CAPÍTULO 5. MÉTODOS DE ANÁLISIS

CAPÍTULO 6. RESULTADOS

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

RESUMEN

Se presentan los resultados del análisis de la sismicidad asociada al volcán de Colima en el periodo noviembre-diciembre de 1999. Del total de eventos registrados se seleccionaron 320 sismos locales y se localizaron 297 de ellos.

Una de las propiedades estadísticas de la actividad sísmica es la referente a la distribución en términos de la magnitud de los eventos sísmicos. Por lo que tenemos la relación entre el logaritmo del número de temblores mayores a una magnitud dada (m), esta magnitud es lineal y satisface la llamada relación de Gutenberg-Richter (1994), misma que se puede expresarse como $\log_{10}N(m)=a-bm$, donde $N(m)$ es el número acumulativo de temblores mayores o iguales que una magnitud m , a es una constante que describen un umbral de magnitud cero y b la pendiente.

Y en este trabajo se obtuvo el valor de b para la sismicidad registrada en el área del volcán de Colima relacionada con su actividad de 1999 [periodo noviembre-diciembre]. Para obtener dicho valor fue necesario seleccionar los eventos sísmicos separándolos del ruido ambiental. Posteriormente los sismos fueron analizados para obtener su localización hipocéntrica y su magnitud y así poder obtener el valor de b el cual se determinó por el método de regresión (o mínimos cuadrados) y por el método abreviado de Utsu, se comparan ambos métodos y encontramos que con el método de regresión el valor de b fue de -2.08 ± 0.1 y con el método de Utsu el valor de b fue de 0.33.

INTRODUCCIÓN

En el estudio de los fenómenos naturales se pretende sintetizar el conocimiento sobre los mismos a través de una expresión matemática que relacione las variables más importantes del fenómeno. Para muchos fenómenos complejos tal expresión puede obtenerse con un procedimiento estadístico que permita caracterizar algunas de sus propiedades y utilizarlas con fines aplicados, o incluso inferir algunos de sus causas más profundas. Tal es el caso de la sismicidad, cuyo origen es complejo pero que se manifiesta en eventos concretos. Como otros fenómenos de variada naturaleza, nos damos cuenta de que su ocurrencia da origen a una distribución estadística, vale decir que no ocurren al azar sino que el número de eventos como variable de su magnitud o tamaño obedece una relación matemática. Para que una distribución de magnitudes represente un mismo proceso físico se debe contar, desde luego, con eventos que ocurren por el mismo proceso natural y en la misma región, esto es, que pertenezcan a un grupo con las mismas características. Es también necesario que la población esté completa; los sismólogos llaman a esto tener un catalogo de sismos completo.

La distribución de magnitudes de los temblores fue estudiada inicialmente por los investigadores japoneses Ishimoto e Ida (1939) y posteriormente por Gutenberg y Richter (1944), quienes describieron la distribución en su forma más conocida:

$$\log_{10} N(m) = a - b m,$$

donde N es el número acumulativo de temblores mayores o iguales que una magnitud dada m , a es una constante que describen un umbral de magnitud cero y b la pendiente; por brevedad nos referiremos a esta ecuación como la relación IIGR.

Como puede observarse, el valor de b define la relación entre temblores de mayor magnitud a los de menor magnitud, es decir si en una área ocurren tanto temblores de gran magnitud como temblores pequeños la pendiente es menor, cuando ocurre una mayor cantidad de sismos pequeños la pendiente es mayor.

La relación IIGR ha sido investigada exhaustivamente y se ha planteado su validez en todo el rango de ocurrencia de magnitudes de sismos naturales y en el laboratorio. Independientemente de su aplicación general está bien comprobado que, si el catálogo es completo, tiene validez al menos en un intervalo amplio. En la práctica solo se toman sismos en un intervalo de magnitudes en las que el catálogo es completo, esto generalmente es en la región de sismos mayores al umbral de sensibilidad de la red sísmica operante. En efecto dada una red sísmica existe una magnitud por debajo de la cual los sismos no aparecen registrados en la mayoría de las estaciones, lo cual hace incompleto el catálogo.

Los valores estimados de b en general son constantes para la sismicidad tectónica de una región dada, y los valores globales promedio para este tipo de sismicidad se encuentran alrededor de 1. En el caso de la sismicidad relacionada con los volcanes se han encontrado valores mayores a 1 (~1.2-1.4). Esto se debe a que la sismicidad en áreas volcánicas es producida por los esfuerzos del pasaje de magma u otros fenómenos térmicos en el interior del volcán por lo que dan origen a una gran cantidad de sismos pequeños: Por el contrario en el caso de los sismos tectónicos estos ocurren debidos a la acumulación de esfuerzos en fallas de muy diverso tamaño y por esta razón su magnitud es extremadamente variable.

En la presente tesis se realizó un estudio estadístico de la sismicidad del volcán de Colima relacionada con su actividad de 1999 [periodo noviembre-diciembre]. Con lo que se pretende contribuir al conocimiento y al análisis de la actividad del volcán. Para lograr los resultados aquí presentados fue necesario seleccionar los

eventos sísmicos separándolos del ruido ambiental y de otros sismos lejanos durante todo el periodo ya que los sismógrafos operan continuamente. Posteriormente los sismos fueron analizados para obtener su localización y su magnitud. Se seleccionaron 609 eventos de las estaciones de RESCO, se determinaron los tiempos de arribo de las ondas P y S respectivamente. Después se determinó su hipocentro a 297 eventos con ayuda del método iterativo HYPO71PC, y su magnitud de coda M_c .

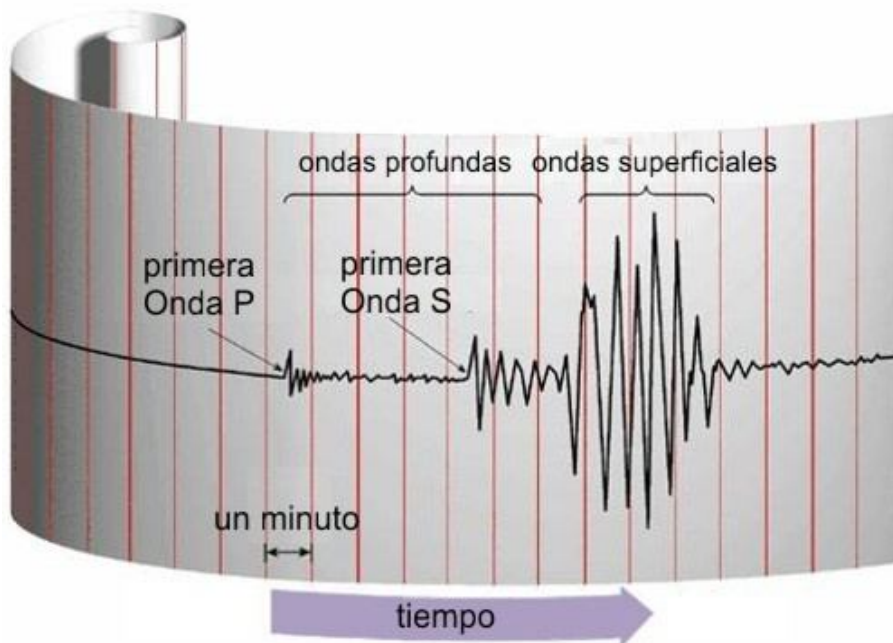
Una vez realizado lo anterior se calculó el valor de b por medio del método de Utsu y el método de regresión lineal, haciendo una comparación entre ellos.

Para exponer los resultados y sus consecuencias se presentan primeramente los conceptos generales de magnitud, las características de la actividad volcánica del volcán de Colima; los métodos de Utsu y de regresión lineal.

CAPÍTULO 1. LA MAGNITUD SÍSMICA

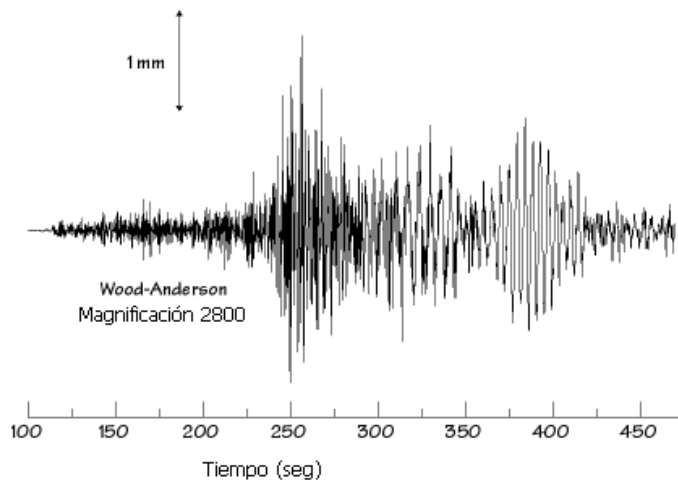
1.1 Definición y forma de evaluar

El tamaño de un terremoto puede determinarse en base al cálculo de la energía liberada, es decir de su magnitud y su intensidad.



La magnitud es una medida objetiva y absoluta relacionada con la energía producida en el foco de un terremoto. Se calcula en función de la amplitud y de la frecuencia de las ondas sísmicas registradas en los sismogramas.

Una de las contribuciones más valiosas de Charles Richter fue el descubrir que las ondas sísmicas generadas por todos los terremotos pueden proporcionar un método para las estimaciones de sus magnitudes. El consiguió los registros de las ondas sísmicas de un gran número de terremotos, y desarrolló un sistema de calibración para medición de las magnitudes. Richter demostró que cuanto mayor era la energía intrínseca de un terremoto, mayor era la “amplitud” de movimiento del terreno en una distancia dada.



Como se muestra en esta reproducción de un sismograma de un sensor Wood-Anderson, la onda P se registran antes que la onda S: el tiempo transcurrido entre ambos instantes es Δt . Este valor y el de la amplitud máxima -A- de la onda S, le permitieron a Richter calcular la

magnitud de un terremoto.

Richter desarrolló una escala que lleva su nombre en la década de 1930. Calculó que la magnitud de un terremoto o sismo puede ser medida conociendo el tiempo transcurrido entre la aparición de la onda P y la onda S, y la amplitud de éstas. Las primeras hacen vibrar el medio en la misma dirección que la del desplazamiento de la onda, son ondas de compresión y dilatación. De velocidad de propagación muy rápida de 5 a 11 km/s, aparecen las primeras en un sismograma. A continuación llega la onda S, ondas de cizalla, que hacen vibrar el medio en sentido perpendicular a la dirección de su desplazamiento. Basándose en estos hechos, Richter desarrolló la siguiente ecuación:

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

donde A es la amplitud de la onda S en milímetros, medida directamente en el sismograma, y Δt el tiempo en segundos desde el inicio de la onda P al de la onda S, asignando una magnitud arbitraria pero constante a terremotos que liberan la misma cantidad de energía. El logaritmo se introdujo en la escala para poder incluir el gran intervalo de amplitudes que presentan los terremotos, como se puede ver en la siguiente tabla:

Valor en la escala de Richter	Amplitud máxima de las ondas (en milésimas de milímetro)
3	1000 (1 milímetro)
4	10 000 (1 centímetro)
5	100 000 (10 centímetros)
8	100 000 000 (100 metros)

Por otro lado la energía sísmica está relacionada también logarítmicamente con la magnitud por medio de la fórmula:

$$E=10^{11.8+(1.5 \times M)}$$

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

Para tener una idea de la energía de cada grado de magnitud observar la tabla siguiente, en la que se presentan ejemplos de los efectos que causan.

Magnitud	Efectos del terremoto
3.5	Generalmente no se siente, pero se registra.
3.5 a 5.4	Se siente, pero sólo causa daños menores cerca de donde se produce.
5.5 a 6.0	Ocasiona daños ligeros a edificios mal construidos y otras estructuras en un radio de 10 km.
6.1 a 6.9	Puede ocasionar daños severos en áreas donde viven mucha gente.
7.0 a 7.9	Terremoto mayor. Causa graves daños a las comunidades en un radio de 100 km.
8.0 o mayor	Gran terremoto. Destrucción total de comunidades cercanas y daños severos en un radio de 1000 km de distancia.

Para obtener la magnitud de un evento sísmico es necesario recurrir muchas veces al uso de fórmulas que han sido hechas para otras regiones en nuestro

caso y dada que la manera formal de obtener la magnitud es complicada pues la fórmula de Richter es solo aplicable a los sismogramas obtenidos con un sismógrafo Wood -Anderson, puede establecerse una relación empírica entre la duración de un sismo y su magnitud en la escala de Richter. Esta magnitud se conoce como magnitud de coda (M_c) y en el caso del volcán de Fuego se utilizó la fórmula derivada por González-Ruiz (1980) para la región de Oaxaca:

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

donde C es la duración del sismo en segundos.

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

1.2 Ejemplos de enjambres de sismos.

A veces ocurren episodios sísmicos que consisten en un gran número de eventos sin que haya alguno que sea bastante mayor que los demás, *i. e.*, sin evento principal. Este tipo de episodio es llamado *enjambre*; los eventos que lo constituyen raramente son muy grandes y es característico de zonas donde la corteza terrestre puede alcanzar altas temperaturas, como las volcánicas, geotérmicas y de creación de nueva corteza terrestre, pero también suceden en otras regiones no asociadas a actividad volcánica

Una nueva etapa en actividad volcánica del Volcán de Colima se inició en noviembre de 1997 con un enjambre de sismos que duró 11 días. A partir de allí se sucedieron una serie de enjambres con diferentes duraciones e intensidades. Hacia finales de junio de 1998 se presentó un cuarto enjambre con eventos de frecuencia intermedia que culmina con un evento explosivo leve el 6 de julio. A partir de allí, la sismicidad comienza a incrementarse de manera sostenida con períodos de ascenso y descenso dentro de la tendencia general de aumento.

Aparecen esporádicamente señales de baja frecuencia el 11 de julio (0.3 Hz), el 22 de julio (0.7-1 Hz), así como señales monocromáticas de frecuencias variables como las de julio 19 y 23 con frecuencias de 0.6, 1.3 y 2.8 Hz.

El 30 Octubre, comienza el último enjambre que culmina con la erupción del 20 de noviembre de 1998. Los eventos ocurridos durante este período son en general de magnitud baja aunque se dan eventos relativamente grandes que saturan los sismogramas, como el ocurrido el 12 de noviembre ($M \sim 3.0$), que fue sentido en algunas poblaciones cercanas al volcán. También, a lo largo de todo desarrollo se presentan derrumbes cada vez con mayor frecuencia.

El número de eventos fue tan grande que se imposibilitó el conteo, en su lugar, se llevó a cabo el monitoreo de las amplitudes de los registros sísmicos. A partir del 20 de noviembre, día en que apareció el domo, la actividad sísmica decae dramáticamente y las señales sísmicas que aparecían en los sismogramas son sustituidas por señales de derrumbes que indican el avance del material expulsado por el volcán: lava y flujos piroclásticos.

CAPÍTULO 2. LA SISMICIDAD VOLCÁNICA

2.1 Clasificación de los sismos volcánicos

La actividad sísmica en zonas volcánicas está relacionada con la presencia de un cuerpo magmático bajo el edificio volcánico. Esta actividad sísmica puede provenir de una diversidad de procesos; pero el más importante y directamente relacionado con la actividad volcánica es un aumento en la presión en los conductos volcánicos o la cámara magmática. Esta última es el reservorio en que se encuentra acumulado el magma. En una zona volcánica ocurre también los eventos de la sismicidad tectónica regional, a la vez que los esfuerzos térmicos ocasionados por la cámara y otros procesos debidos a la presencia de la misma, pueden ocasionar señales sísmicas que constituyen la sismicidad de trasfondo (e.g. Espíndola *et al.*, 1991).

Como en todas las disciplinas científicas, el primer esfuerzo por entender un fenómeno conduce a la clasificación de sus manifestaciones. Una clasificación que aun se sigue ocupando, sobre todo por investigadores japoneses, es la debida a Minakami (1974) quien clasificó los sismos en áreas volcánicas de la siguiente manera:

- 1) Sismos Tipo A: Son sismos similares a los eventos de la sismicidad tectónica normal con fases P y S impulsivas bien definidas. Sus hipocentros en zonas volcánicas ocurren a profundidad entre 1 a 20 km bajo el edificio volcánico.
- 2) Sismos Tipo B: La forma de onda de estos sismos es diferente de la de los sismos tectónicos ordinarios. Su fase P puede ser emergente, la S poco clara y ocurren a profundidad somera. En comparación con los tectónicos son claramente deficientes en altas frecuencias.
- 3) Explosiones: Señales ocasionadas por las explosiones volcánicas con la fase aérea presente. El contenido de frecuencias y la forma de onda de estas señales es similar a la tipo B.

- 4) Tremor volcánico: Señal continúa por periodos prolongados. Eventos de baja frecuencia que Minakami identifica como enjambres de sismos tipo B o de explosión.

Actualmente se sabe que las características de los sismos volcánicos le son impartidas por las fuentes que los generan, y que, en zonas volcánicas, están relacionadas con dos procesos fundamentales: el fallamiento de la roca encajonante y la circulación de fluidos volcánicos. Ambos mecanismos dan lugar a señales que, generalizando 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 número de investigadores se refiere a ellos como señales de alta y 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).

En términos generales la sismicidad Tipo A se presenta con eventos cuya máxima magnitud es de alrededor de 3, aunque eventualmente pueden ser de 4 ó 5 y excepcionalmente hasta de 6. La sismicidad de baja frecuencia suele ser de menor magnitud y es en general más superficial que la anterior.

2.2 Algunos aspectos de la estadística de los sismos volcánicos

Se ha observado que la ocurrencia de sismos sigue la relación de Gutenberg-Richter, $\log_{10}N(m) = a - bm$, con los parámetros: a, b mayores a 0, y $N(m)$ =número de sismos que exceden la magnitud m durante un período específico. El valor de b es el valor positivo de la pendiente de una recta estimada de manera que se parezca lo más posible al gráfico de frecuencia contra magnitud de ciertos

registros. Esto se consigue al ajustar un modelo lineal a la gráfica de $\log_{10}N(m)$ contra m , como se muestra en la Figura 1.

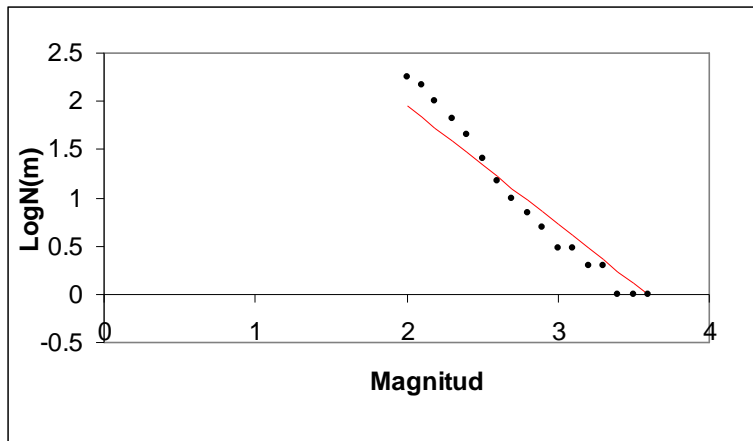


Figura 1. Gráfica Log N(m) vs Magnitud

Así, un valor alto de b , de 1.7, por ejemplo, significa que en un área dada, ocurre una gran cantidad de sismos pequeños por cada sismo mayor; mientras que un valor pequeño, alrededor de 0.3, implica que ocurren pocos sismos de pequeña magnitud o alternativamente, que proporcionalmente ocurren mas sismos de magnitud grande. Por la razón anterior, la estimación del valor b , es de gran relevancia para la estimación del riesgo sísmico en un área dada.

El valor de b en esta relación ha sido muy útil en investigaciones sobre sismicidad y experimentos de laboratorio sobre rocas. La ocurrencia de micro-sismos sigue un patrón similar, y el valor de b está inversamente relacionado con el nivel de esfuerzo o energía liberada, así como por la heterogeneidad del material. Para algunas secuencias sísmicas se reporta que este valor cambia antes del sismo principal. Esta propiedad es consistente con un alto nivel inicial de esfuerzo seguido por una caída repentina atribuida a la ocurrencia del sismo de mayor intensidad, lo cual ha sido tomado en cuenta en la predicción de eventos (Shi y Bolt, 1982).

El valor de b será calculado directamente por el método teórico de Regresión lineal obtenido por mínimos cuadrados. El valor de b también puede estimarse por un método propuesto por Utsu (1965), basado en la obtención de un estimador por el método de máxima verosimilitud. El objetivo del método anterior implica únicamente el conocimiento de las magnitudes de los eventos registrados y la media de las mismas para obtenerlo, lo que simplifica los cálculos pues no es necesario construir gráficas de dispersión. En este trabajo, dado que el número de sismos no es alto se obtendrá el valor de b directamente de una regresión lineal para el periodo de noviembre y diciembre de 1999, como se expondrá posteriormente.

Como ejemplo de las características de la sismicidad volcano-tectónica en el volcán de Colima, Medina y Jiménez (1982) calcularon un valor de $b=1.33$ para el área de Colima basándose en 45 eventos de magnitudes entre 0.7 y 3.4. En este trabajo se calcula b para el periodo de noviembre y diciembre de 1999.

Como se había comentado, la diferencia en el valor de b radica en la distinta forma en que se produce el fallamiento de la roca en el caso tectónico y en el caso volcánico. El primer caso se explica generalmente en términos de la actuación de asperezas a lo largo de un plano de falla, donde luego de la dislocación a través de la aspereza principal se produce el fallamiento en asperezas menores. En el caso de sismicidad tectono-volcánica el fallamiento de la roca no implica dislocación en asperezas sistemáticamente menores, por lo que no se presenta un sismo mayor seguido de réplicas menores y ocurren varios de los sismos de mayor magnitud. La diferencia se plasma directamente en las estadísticas de ambos tipos de enjambres sísmicos.

CAPÍTULO 3. ESTADÍSTICA DE SISMOS VOLCÁNICOS

3.1 Descripción del método de regresión.

Dado que nuestro principal interés es obtener un modelo de distribución de las magnitudes con su frecuencia acumulativa procedimos a calcular la frecuencia relativa de sismos, es decir todos los sismos mayores a una magnitud dada M_c . Para establecer una relación entre estos dos parámetros de acuerdo con la fórmula de Gutenberg-Richter procedimos a realizar el ajuste entre ambas variables por el método de regresión. En este proceso se busca describir el comportamiento de una variable de interés (dependiente) con respecto de otra variable (independiente).

Se considera únicamente una variable independiente y se establece que la media teórica de la variable dependiente cambia a razón constante cuando el valor de la variable independiente crece o decrece. Lo cual da lugar a la relación:

$$E(Y) = \beta_0 + \beta_1 X$$

Donde β_0 es la intercepción de esta recta con el eje Y , el valor de $E(Y)$ para $X = 0$; β_1 es la pendiente, esto es, la razón de cambio de por $E(Y)$ unidad de cambio en X .

Se considera que la información con la que se cuenta consta de n parejas de observaciones sobre X Y , tal como $(X_1, Y_1), (X_2, Y_2), \dots, (X_n, Y_n)$, que se grafican una contra otra como se muestra en la siguiente Figura 2.

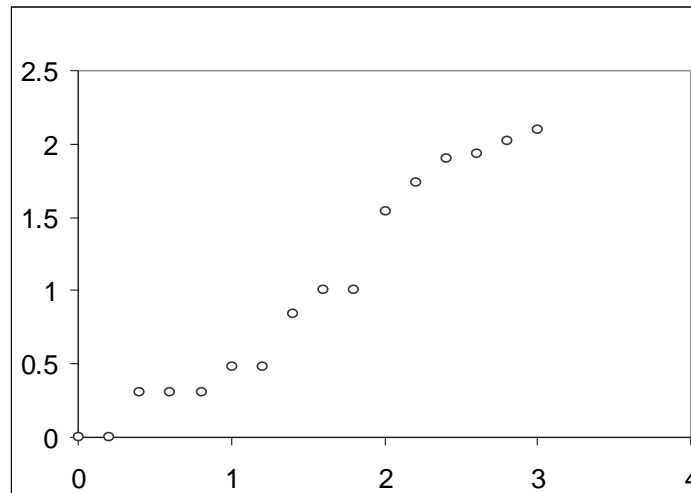


Figura 2.

Suponemos que las observaciones sobre las variable dependientes Y_i son observaciones aleatorias de poblaciones de variables aleatorias con media dada por $E(Y_i)$. La desviación de una observación de su media poblacional $E(Y_i)$ (línea teórica), se toma en cuenta sumando un error aleatorio para dar el modelo estadístico:

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_i + \varepsilon_i \quad i=1,2,\dots,n$$

con X_i considerada como una medida sin error, constante.

Existen dos hipótesis que se tomaron en cuenta. Primero, que el modelo es lineal en los parámetros, esto es, los parámetros entran al modelo como coeficientes simples sobre las variables independientes o funciones de ellas. Segundo, suponemos que la media de los errores es cero; $E(\varepsilon_i) = 0$, ya que se espera que en promedio no haya errores; se supone también que la varianza de los errores es constante, común y desconocida, $Var(\varepsilon_i) = \sigma^2$; esto quiere decir que se espera que los errores no se distribuyan de manera irregular alrededor de la línea media; además de que las fluctuaciones no están correlacionadas entre si, $E(\varepsilon_i, \varepsilon_j) = 0$, i diferente de j .

Como ε_i es el único elemento aleatorio del modelo, esto implica que Y_i es variable aleatoria, todas con varianza común σ^2 y mutuamente independientes.

El modelo lineal simple

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_i + \varepsilon_i \quad i=1,2,\dots,n$$

tiene dos parámetros β_0 y β_1 que serán estimados a partir de los datos.

El procedimiento o método de mínimo cuadrados tiene el siguiente criterio: el mejor ajuste debe dar la suma de cuadrados de las desviaciones verticales de las Y_i observadas de los valores estimados lo más pequeñas posibles. Estas desviaciones son conocidas como los residuales e_i .

$$e_i = Y_i - \hat{Y}_i; \quad i=1,2,\dots,n$$

Llamamos a $\hat{\beta}_0$ y $\hat{\beta}_1$ estimadores de los parámetros β_0 y β_1 respectivamente. Sea

$$\hat{Y}_i = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 X_i \quad i=1,2,\dots,n$$

el valor estimado de Y para cada X_i , $i=1,2,\dots,n$. La anterior es conocida como la recta estimada o recta ajustada.

El principio de mínimos cuadrados consiste en minimizar

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 = \sum_{i=1}^n e_i^2$$

Sustituyendo e_i :

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{\beta}_0 - \hat{\beta}_1 X_i)^2$$

Derivando con respecto a $\hat{\beta}_0$ y a $\hat{\beta}_1$ e igualando a cero para encontrar el valor mínimo.

$$n\hat{\beta}_0 + (\sum_{i=1}^n X_i)\hat{\beta}_1 = \sum_{i=1}^n Y_i$$

$$(\sum_{i=1}^n X_i) \hat{\beta}_0 + (\sum_{i=1}^n X_i^2) \hat{\beta}_1 = \sum_{i=1}^n X_i Y_i$$

Resolviendo simultáneamente las ecuaciones para $\hat{\beta}_0$ y $\hat{\beta}_1$ se obtienen los estimadores para β_0 y β_1 .

Multiplicando por $\sum_{i=1}^n X_i/n = \bar{X}$ y restando al resultado la segunda ecuación se tiene:

$$\hat{\beta}_1 (\bar{X} \sum_{i=1}^n X_i - \sum_{i=1}^n X_i^2) = \bar{X} \sum_{i=1}^n Y_i - \sum_{i=1}^n X_i Y_i$$

por lo que

$$\hat{\beta}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i (X_i - \bar{X})}{\sum_{i=1}^n X_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n X_i)^2}{n}} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}$$

donde $\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 = \sum_{i=1}^n X_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n X_i)^2}{n}$ y $\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}) = \sum_{i=1}^n Y_i (X_i - \bar{X})$

Ahora dividiendo la primera ecuación entre n y despejando $\hat{\beta}_0$:

$$\hat{\beta}_0 = \bar{Y} - \bar{X} \hat{\beta}_1 = \bar{Y} - \bar{X} \left(\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \right)$$

Con los estimadores de los parámetros encontramos la ecuación de regresión:

$$\hat{Y}_i = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 X_i$$

Los estimadores por mínimos cuadrados tienen propiedades importantes: por ejemplo los dos estimadores son insesgados, es decir, $E(\hat{\beta}_0) = \beta_0$ y $E(\hat{\beta}_1) = \beta_1$.

Son lineales en el sentido de que son combinaciones lineales de las X_i 's.

Los dos estimadores no son independientes.

Si se calcula los estimadores de máxima verosimilitud para este modelo, coinciden con los estimadores obtenidos por mínimos cuadrados.

Son los mejores estimadores, en el sentido de varianza mínima.

3.2 Coeficiente de correlación y error estadístico con respecto a b.

El coeficiente de correlación lineal es el cociente entre la covarianza y el producto de las desviaciones típicas de ambas variables.

El coeficiente de correlación lineal se expresa mediante la letra r .

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

Propiedades del coeficiente de correlación

1. El coeficiente de correlación no varía al hacerlo la escala de medición.

Es decir, si expresamos la altura en metros o en centímetros el coeficiente de correlación no varía.

2. El signo del coeficiente de correlación es el mismo que el de la covarianza.

Si la covarianza es positiva, la correlación es directa.

Si la covarianza es negativa, la correlación es inversa.

Si la covarianza es nula, no existe correlación.

3. El coeficiente de correlación lineal es un número real comprendido entre -1 y 1 , es decir; $-1 \leq r \leq 1$

4. Si el coeficiente de correlación lineal toma valores cercanos a -1 la correlación es fuerte e inversa, y será tanto más fuerte cuanto más se aproxime r a -1 .

5. Si el coeficiente de correlación lineal toma valores cercanos a 1 la correlación es fuerte y directa, y será tanto más fuerte cuanto más se aproxime r a 1 .

6. Si el coeficiente de correlación lineal toma valores cercanos a 0 , la correlación es débil.

7. Si $r = 1$ ó -1 , los puntos de la nube están sobre la recta creciente o

decreciente. Entre ambas variables hay dependencia funcional.

Con la fórmula siguiente determinamos el valor de δb ; es decir, el valor del error estadístico involucrado en el cálculo de b :

$$\delta b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n(n-1)}}$$

3.3 Descripción del método de Utsu

En el método propuesto por Utsu, Aki (1965), toma un conjunto de eventos con magnitudes mayores que la magnitud mínima M_0 y considera que la distribución de la magnitud, vista como variable aleatoria, es una exponencial de media $1/b'$, por lo que su función de densidad de probabilidad es:

$$f(M, b') = b' e^{-b'(M-M_0)} ; M_0 \leq M$$

También Utsu asume que la relación entre el parámetro de dicha densidad, b' y el valor de la pendiente b que se quiere estimar es $b' = b/\log_{10}e$, en el que es un factor de conversión de logaritmos para realizar la comparación entre b' y b

Primero suponemos una muestra aleatoria de M_1, M_2, \dots, M_n magnitudes.

Definimos entonces:

$$y_i = \frac{d}{db'} \log f(M_i, b'),$$

y

$$Y = \sum_{i=1}^n Y_i$$

Ahora se prueba que y_i tiene esperanza y varianza finitas:

$$\begin{aligned} y_i &= \frac{d}{db'} \log f(M_i, b') \\ &= \frac{d(\log b' - b'(M_i - M_0))}{db'} \\ &= \frac{1}{b'} + M_0 - M_i \end{aligned}$$

por lo que:

$$\begin{aligned} E(y_i) &= \int_{M_0}^{\infty} y_i f(M_i, b') dM_i = \int_{M_0}^{\infty} \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M_i \right) b' e^{-b'(M_i - M_0)} dM_i \\ &= \int_{M_0}^{\infty} e^{-b'(M_i - M_0)} dM_i - \int_{M_0}^{\infty} (M_i - M_0) b' e^{-b'(M_i - M_0)} dM_i \\ &= \frac{e^{-b'(M_i - M_0)}}{-b'} \Big|_{M_0}^{\infty} - \frac{1}{b'} = 0 \end{aligned}$$

En el caso de la varianza:

$$\begin{aligned} E(y_i^2) &= \int_{M_0}^{\infty} y_i^2 f(M_i, b') dM_i \\ &= \int_{M_0}^{\infty} \left(\frac{1}{b'} + M_0 - M_i \right)^2 b' e^{-b'(M_i - M_0)} dM_i \\ &= \int_{M_0}^{\infty} \left(\frac{1}{b'} + \frac{2(M_0 - M_i)}{b'} + (M_0 - M_i)^2 \right) b' e^{-b'(M_i - M_0)} dM_i \\ &= \int_{M_0}^{\infty} \frac{e^{-b'(M_i - M_0)}}{b'} dM_i + \int_{M_0}^{\infty} 2(M_0 - M_i) e^{-b'(M_i - M_0)} dM_i + \int_{M_0}^{\infty} (M_0 - M_i)^2 b' e^{-b'(M_i - M_0)} \end{aligned}$$

$$= \frac{1}{b'^2} - \frac{2}{b'^2} + \frac{2}{b'^2} = \frac{1}{b'^2}$$

Por lo anterior podemos aplicar el Teorema Central de Limite. Esto implica que, para n suficientemente grande, Y se distribuye como Gaussiana con media 0 y varianza n/b'^2 .

Se sigue que para que $Z = \frac{b'Y}{\sqrt{n}}$, que es la variable normalizada, esté entre $-d\varepsilon$ y $d\varepsilon$, cuantiles al 95%, $d\varepsilon$ tiene que ser 1.96.

Escribiendo esto en general y en términos de b' :

$$-d\varepsilon \leq \frac{b'Y}{\sqrt{n}} \leq d\varepsilon$$

Sustituyendo el valor de Y :

$$-d\varepsilon \leq \frac{b'(\sum_{i=1}^n Y_i)}{\sqrt{n}} \leq d\varepsilon$$

Y como $y_i = \frac{1}{b'} + M_0 - M_i$

$$-d\varepsilon \leq \frac{b'(\sum_{i=1}^n (\frac{1}{b'} + M_0 - M_i))}{\sqrt{n}} \leq d\varepsilon$$

Multiplicando por $\frac{1}{\sqrt{n}}$:

$$\frac{-d\varepsilon}{\sqrt{n}} \leq \frac{nb'}{nb'} + \frac{b'(\sum_{i=1}^n (M_0 - M_i))}{n} \leq \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}}$$

$$\frac{-d\varepsilon}{\sqrt{n}} - 1 \leq b' \left(M_0 - \sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n} \right) \leq \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}} - 1$$

Multiplicando por -1 y simplificando:

$$1 - \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}} \leq b' \left(\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n} - M_0 \right) \leq 1 + \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}}$$

$$\frac{1 - \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}}}{\left(\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n} - M_0 \right)} \leq b' \leq \frac{1 + \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}}}{\left(\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n} - M_0 \right)}$$

El valor central:

$$\frac{1}{2} \left[\frac{1 + \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}}}{\left(\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n} - M_0 \right)} + \frac{1 - \frac{d\varepsilon}{\sqrt{n}}}{\left(\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n} - M_0 \right)} \right] = \frac{1}{\left(\sum_{i=1}^n \frac{M_i}{n} - M_0 \right)} = b'$$

Hace que $\gamma = 0$, lo cual corresponde al valor máximo de la verosimilitud, que es el estimador propuesto por Utsu en 1934, Aki (1965)

Para los dos métodos anteriores es necesario comentar que el primero es el método teórico que se utiliza en casos en que se busca ajustar un modelo lineal a ciertos datos por medio de un gráfico de dispersión, minimizando el cuadrado de las distancias, es necesario además verificar que se cumplen las hipótesis del modelo ajustado, esto es: que el modelo cumpla con la linealidad entre los parámetros, que en promedio no haya errores, que tengan una variación constante y que no exista correlación entre ellos, Draper (1998). El segundo método omite verificar lo anterior, presuponiendo la completez del catálogo considerado, y sólo se concentra en la estimación de b calculando un cociente que utiliza la media y máximo de las magnitudes del catálogo de datos, lo que simplifica considerablemente el cálculo.

CAPÍTULO 4. ANTECEDENTES: AMBIENTE TECTÓNICO, HISTORIA ERUPTIVA Y SISMICIDAD DEL VOLCÁN DE COLIMA

El volcán de Colima, también conocido como volcán del Fuego (19.51°N, 103.62°W, 3860 msnm), situado entre los estados de Colima y Jalisco a los que sirve como marcador de límite estatal, es bien conocido como uno de los más activos de México. El registro histórico de sus erupciones incluyen más de 40 eventos con diversos estilos de erupción; algunos de ellos muy explosivos. Sin embargo el registro geológico incluye además eventos de mucha mayor magnitud como avalanchas de escombros que involucran movimientos en masa de grandes proporciones. Por esta razón y por el riesgo que implica para la población y sus actividades alrededor del volcán, ha sido, históricamente, objeto de interés, tanto general como científico. Los numerosos reportes de la época colonial y el establecimiento de un observatorio en Ciudad Guzmán durante el porfiriato son evidencias de tal interés. No obstante, sólo en las últimas décadas, tanto por el desarrollo científico como por la mejor percepción que las autoridades tienen del riesgo, se procedido a instrumentar diversas técnicas para la observación cuantitativa de su comportamiento. Entre las más notables se debe hacer mención el despliegue de un sistema de monitoreo sísmico, materializado en la Red Sismológica de Colima (RESCO) que, aunque contempla la observación de la sismicidad general de la región, fue motivada y pone un énfasis especial en la observación del volcán (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1988). Similar interés han puesto investigadores del vecino estado de Jalisco quienes ahora cuentan con estaciones sismológicas desplegadas en la vecindad del volcán sobre el territorio de ese estado. El estudio de este volcán está ampliamente apoyado en su impacto regional, pero además, desde un punto de vista meramente científico puede considerarse como un “dispositivo experimental” natural para estudiar los procesos físicos y químicos en volcanes activos y por lo tanto entender mejor lo que ocurre en otros volcanes de nuestro país y contribuir adicionalmente a los conocimientos globales de la vulcanología sobre estos procesos.

Que el peso de la observación volcánica sea puesto en la sismicidad no es sorprendente, pues es la técnica que en el ámbito global ha sido más ampliamente utilizada, las razones son múltiples y en este trabajo no se pretende exponerlas, pero se debe recordar que desde la antigüedad ha sido conocida la actividad sísmica como premonitoria de la actividad eruptiva y precisamente los avances en la sismología han permitido un mejor empleo de la actividad sísmica como medio de pronóstico de la actividad volcánica. El análisis de la información sísmica para evaluar el peligro volcánico ha dado grandes pasos que han sido requeridos por la necesidad cada vez más grande de precisar la probabilidad de una erupción catastrófica. No basta saber que un aumento en la sismicidad asociada a un volcán puede ser premonitoria a una erupción volcánica, el aumento en la actividad humana en los ambientes volcánicos hace necesario establecer otras características de la sismicidad que anuncian una erupción. Esto es de gran importancia en el desempeño de los organismos de Protección Civil, por lo que es esencial tomar las medidas proporcionales a la peligrosidad estimada con cierta confiabilidad. El presente trabajo pretende contribuir al caudal de información ofreciendo el análisis del periodo de noviembre y diciembre de 1999, en el que se destaca la gran cantidad de eventos registrados (609), y la localización de ellos (297). De esto la importancia de caracterizar todos los periodos de actividad volcánica, sin que sea necesario que se presente una erupción volcánica.

4.1 Ambiente tectónico del volcán de Colima

El volcán del Fuego de Colima o volcán de Colima es un estratovolcán andesítico (N19.51°, W103.62°, 3860 msnm) y forma parte, junto con el volcán El Cántaro (2900 nsm), el Nevado de Colima (4330 msnm) y el Paleo fuego, del Complejo Volcánico de Colima, localizado en los estados de Colima y Jalisco. Dicho complejo volcánico tiene una alineación N-S y forma parte del gran cinturón volcánico conocido como Cinturón Volcánico Mexicano. 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, sin embargo, forma parte de un ambiente tectónico muy singular. Localizado en el graben de Colima, marca también uno de los vértices del llamado Bloque Jalisco, un segmento de la placa de Norteamérica sometida a tensión y posible "*rifting*" en sus márgenes. 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 a 46 Km y la placa subducente se encuentra a 80 Km bajo el mismo (Figura 3). De esta manera, su origen está ligado al del Cinturón Volcánico Mexicano, pero sometido a las particularidades de un ambiente tectónico muy activo. La región muestra también un gran número de conos mongenéticos y su actividad sísmica es notable.



Figura 3. Localización del Volcán de Colima

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

4.2 Historia eruptiva del volcán de Colima

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

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

4.3 La actividad del Volcán de Colima

El cuadro siguiente se muestra la actividad del volcán de Colima, que hace patente su peligrosidad y la necesidad de estudiarlo y vigilarlo sistemáticamente (www.ucol.mx/volcan/, www.volcanodiscovery.com/colima.html, modificado de Zamora-Camacho 2003)

Fecha	Actividad
15 de junio de 1576	Terremoto y erupción del volcán.
10 de enero de 1585	Tiene lugar una gran erupción explosiva, probablemente de tipo paleano. Sus cenizas cubrieron un diámetro de 30 kilómetros y después de unos minutos se sintió un fuerte terremoto.
14 de enero de 1590	El volcán hace una erupción explosiva con abundante caída de cenizas.
25 de noviembre de 1606	El volcán hace una gran erupción de tipo paleano. El área cubierta por la ceniza fue mayor de 50 kilómetros de diámetro.
13 de diciembre de 1606	Gran erupción, del volcán, tipo paleano y sus cenizas llegan a más de 40 Km. de distancia.
8 de junio de 1623	“Pavorosa erupción de tipo vulcaniano” con abundante emisión de ceniza, en una área de 50 Km
10 de Marzo de 1770	Fuerte temblor seguido de un espantoso bramido del volcán, arrojando arroyos de fuego que descendían por su cumbre hasta el Valle, devorando cuanto a su pie, 3 horas duró este raudal de fuego, quedando toda la esfera apoderada de tinieblas que el día siguiente mantuvo, a pesar de los rayos del sol.
16 de marzo de 1771	Casi sin interrupción tembló desde las ocho hasta las doce horas y el volcán, durante todo el día, arrojó una gran lluvia de tierra.
18 de marzo de 1771	Gran erupción del volcán y una inmensa nube tapó el Sol.
09 de marzo de 1806	Temblor que afecta a los Estados de Colima, Jalisco y Oaxaca y que coincide con una fuerte explosión del volcán.
16 de febrero de 1818	A las nueve de la noche reventó el volcán despidiendo una gran lluvia de arena gruesa y lenguas de fuego muy continuadas.
23 de febrero de 1818	Volvió a reventar el volcán despidiendo mucho polvo colorado y acompañando a la erupción truenos frecuentes, tan extraordinariamente fuertes, que se oyeron en todo lo más de la nación mexicana.

31 de mayo de 1818	Hizo el volcán una larga erupción explosiva, tipo paleano, con abundante emisión de ceniza que cubrió un área de 100 km. Esta erupción coincidió con un macro sismo, con duración de dos minutos. Durante los ocho días siguientes continuaron registrándose terremotos.
12 de junio de 1869	Después de permanecer inactivo el volcán, por 51 años, hace una gran erupción de vapor.
13 de junio de 1869	El volcán, por la parte Noroeste de su cono, arrojó gran cantidad de magma, misma que originó el nacimiento del "Volcancito" (posteriormente llamado "el hijo").
26 de julio de 1870	El volcán hace erupción y abre en su cono un pequeño cráter lateral.
26 de febrero 1872	Hace erupción el volcán y arroja densa columna de humo, ceniza y arena que cae en forma de lluvia en San Gabriel y Ciudad Guzmán, Jalisco, por espacio de dos horas. Hubo una gran actividad sísmica y "el volcancito" también arrojó gran cantidad de ceniza, lava y escoria.
19 de marzo de 1872	El volcán realiza una erupción por sus nuevos cráteres del lado Oeste, conocidos como "el volcancito" y por el lado Sur produce ruido subterráneo, seguido de temblor y una densa nube de humo y cenizas que caen en forma de lluvia, hasta ocho kilómetros de distancia.
24 de diciembre de 1872	Emite el volcán un ruido ensordecedor y arroja espesa nube de polvo, aterrorizando a todos los habitantes de la región.
2 de febrero de 1874	Bellísima explosión del volcán, quizá la más grande de las que le antecedieron.
26 de enero de 1886	Fuerte "detonación y erupción del volcán", arrojando, además, una gran cantidad de cenizas.
27 de agosto de 1887	Lluvia de cenizas arrojadas por el volcán
12 de agosto de 1891	Erupción del volcán continuando un temblor oscilatorio que se sintió, simultáneamente, en el Estado de Colima y Chilpancingo, Gro.
13 de noviembre de 1901	Espectacular erupción del volcán.
13 de diciembre de 1901	Grandiosa y espectacular erupción del volcán.
4 de febrero de 1909	Después de un fuerte trueno del volcán apareció una grandiosa nube de arena y cenizas, como tratando de arañar el cielo.
20 de enero de 1913	Espectacular erupción volcánica de tipo paleano. Esa tragedia iniciada a las diez treinta de la mañana concluye a la una y media de la tarde. La arena

	alcanzó hasta un metro de espesor en algunas zonas originando el derrumbe de muchas viviendas. Las erupciones ardientes continuaron hasta el día 24 y las emisiones de vapor y gases, hasta fines del mes.
22 de mayo de 1957	Después de permanecer el volcán, desde 1913, sin nuestras visibles de actividad, inicia por arrojar algunas fumarolas.
30 de mayo de 1957	El volcán presentó un imponente espectáculo arrojando una enorme fumarola, semejando una explosión de una bomba atómica y continuó arrojando grandes cantidades de humo y cenizas.
18 de diciembre de 1965	El volcán hace erupciones durante el día y la noche, siendo algunas muy espectaculares.
2 de marzo de 1966	El volcán intensifica su actividad arrojando grandes cantidades de lava.
5 de mayo de 1975	Aumenta su actividad el volcán y arroja gran cantidad de rocas, humo y arena.
19 de diciembre de 1981	El volcán produce una explosión de cenizas, bañando todos sus flancos y vuelve a arrojar grandes cantidades de lava y vapores.
1 de julio de 1987	Explosión del volcán que es escuchada a varios kilómetros de distancia, le siguió una gran fumarola y almud de grandes rocas. Por el lado Sur de su cráter emergió una enorme columna de vapor de agua, causando gran pánico.
6 febrero de 2002	A las doce horas son evacuadas 113 personas de la comunidad de La Yerbabuena, por la intensificación de la actividad volcánica.
17 de julio de 2003	A las cinco horas con veintidós minutos se escucha una fuerte explosión del volcán y en los cuatro minutos posteriores se registraron dos explosiones más, de menor intensidad, causando una gran alarma, por lo que de inmediato fueron evacuados los habitantes de la localidad de La Yerbabuena y ranchos circunvecinos.
24 de julio de 2003	A las cinco de la tarde con veinte minutos el volcán tiene una nueva explosión. Los habitantes de los lugares aledaños ya habían sido evacuados.
28 de julio de 2003	A las once horas con dieciocho minutos se registra otra explosión del volcán.
17 de febrero de 2004	Después de permanecer durante varios días en constante actividad arrojando múltiples fumarolas, mismas que semejan grandiosos y majestuosos hongos, hoy, inició arrojando una tenue pero constante lluvia de fina arena, abarcando un área de

	varios kilómetros, llegando hasta el hotel que fuera la Hacienda de San Antonio.
23 de mayo de 2005	Se registró la mayor explosión. Los datos de satélite indicaron que la nube de ceniza alcanzó una altura de 8,500 msnm.
1 de junio de 2005	A las once de la noche con cincuenta minutos hora local se presentó una explosión en el volcán. La altura de la columna eruptiva fue de 6,100msnm.
2 de junio de 2005	A los veintidos minutos de la madrugada hora local se presentó una explosión en el volcán. La altura de la columna eruptiva fue de 6,100 m.s.n.m.
6 de junio de 2005	A las once horas se produjo una columna eruptiva que alcanzó 4 km sobre el volcán, arrojando cenizas de roca y piroclásticos.
6 de junio de 2005	A las dos de la tarde con veinte minutos tiempo local ocurrió un evento explosivo en el volcán que produjo flujos piroclásticos prácticamente en todo el volcán y levantó una columna de ceniza superior a los 5 kilómetros desde la cima, la cual fue llevada al sureste del volcán a una velocidad aproximada de 30 Km/hora. Tomando en consideración la amplitud del registro sísmico, este evento fue 1.2 veces más grande que el del 30 de mayo de 2005 y 3 veces mayor que el del 17 de julio de 1999.

4.4 Antecedentes de la Red Sísmica Telemétrica de Monitoreo del Volcán de Colima (RESCO)

Toda referencia a las características de la actividad sísmica asociada a las erupciones del volcán de Colima sólo puede hacerse en retrospectiva al momento en que se inició el registro de esta actividad. Por esta razón es necesario hacer una breve exposición sobre los orígenes de la observación sismológica en el volcán.

La primera estación sismológica establecida en el estado de Colima fue instalada en el Puerto de Manzanillo como parte del sistema del Servicio Sismológico Nacional (SSN). La intención era registrar la actividad sísmica del área que, como

se ha mencionado, es muy intensa. Dicha estación comenzó a funcionar en 1923 con 2 sismógrafos Wiecher, uno vertical con una masa de 80Kg y el otro horizontal con 200Kg de masa, ambos con magnificación de 80 y registro sobre papel ahumado.

En 1978 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 *Kinematics* de papel ahumado y un sismógrafo *Willmore* de periodo corto (T=1 seg); pero la estación sólo se mantuvo 270 días en operación. En 1983 se destinó una estación sismológica portátil, con sensor *Ranger SS-1* y registrador *Sprengnether MEQ-800* de papel ahumado, al monitoreo de la sismicidad del volcán de Colima, esta estación sólo funcionó por corto tiempo (Castellanos y Jiménez, 1995).

En 1985, el SSN en colaboración con el entonces existente Centro de Investigación en Ciencias Básicas (CICBAS) instaló un sensor en el cerro de La Cumbre, que se encuentra a 7Km al sureste de la ciudad de Colima y a 30Km del volcán de Fuego. Esta estación fue el antecedente de la estación sismológica Colima (COL), que finalmente entró en operación el 1 de diciembre de 1985 (Castellanos y Jiménez, 1995, De la Cruz-Reyna *et al.*, 1988). Actualmente la estación es COIG perteneciente a Red Nacional de Observatorios de Banda Ancha del SSN (Servicio Sismológico Nacional).

Con respecto a la sismicidad específica del volcán de Colima, su observación inicial fue esporádica, entre enero de 1986 y diciembre de 1988; personal del CICBAS desplegó 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, misma que por aquellos años se propuso a las autoridades estatales y a los organismos de asistencia a la investigación (CONACYT, SEP) y que posteriormente se concretaría en el sistema RESCO.

La primera estación del sistema RESCO se instaló, y comenzó a operar, en junio de 1989. Otras estaciones fueron agregándose paulatinamente. En el Cuadro 1 muestra de manera esquemática el desarrollo de la observación sismológica en el volcán de Colima y del sistema RESCO. Incidentalmente, las estaciones llevan las iniciales EZV en reconocimiento al apoyo proporcionado por el entonces gobernador de Colima, Lic. Elías Zamora Verduzco (Castellanos y Jiménez, 1995).

Las estaciones (EZV1), (EZV2), (EZV5) Y (EZV6) se instalaron en 1989, fecha en que comenzó su operación. En 1990 se instalaron (EZV3), (EZV4) y (EZV7), las dos últimas en el edificio volcánico a menos de 700m del cráter. Las estaciones sísmicas de la RESCO que se encuentran actualmente registrados de manera continua la sismicidad del volcán son: Nevado de Colima (EZV3), Soma (EZV4), el Fresnal (EZV5), la Yerbabuena (EZV6) y Volcancito (EZV7). Las estaciones hasta el 2000 eran sensores SS-1 de componete vertical, a 100 mps, con corte de 0.2 a 5.2 Hertz. El Cuadro 2 muestra sus coordenadas geográficas y en la figura 4 su localización. El registro sin interrupción de la actividad sísmica en el área se ha logrado desde 1990, aunque en 1994 la estación Volcancito (EZV7) dejó de operar por algún tiempo (6 meses), debido a que fue destruida por el impacto de fragmentos balísticos durante la erupción que se presentó ese año.

Fecha	Actividad
Enero-febrero 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 RESCO, EZV1, EZV2 y EZV5 (actualmente se encuentran operando).

13 de diciembre de 1989	Instalación y puesta en servicio la estación EZV6 (actualmente se encuentran operando).
Abril-mayo de 1990	Instalación y puesta en servicio la estación EZV3, EZV4 y EZV7 (actualmente se encuentran operando).

Cuadro 1. 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).

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

Cuadro 2. Coordenadas geográficas de las estaciones de la Red de Monitoreo del volcán Colima, (Zobin et al., 2002); y su localización en la figura 2.

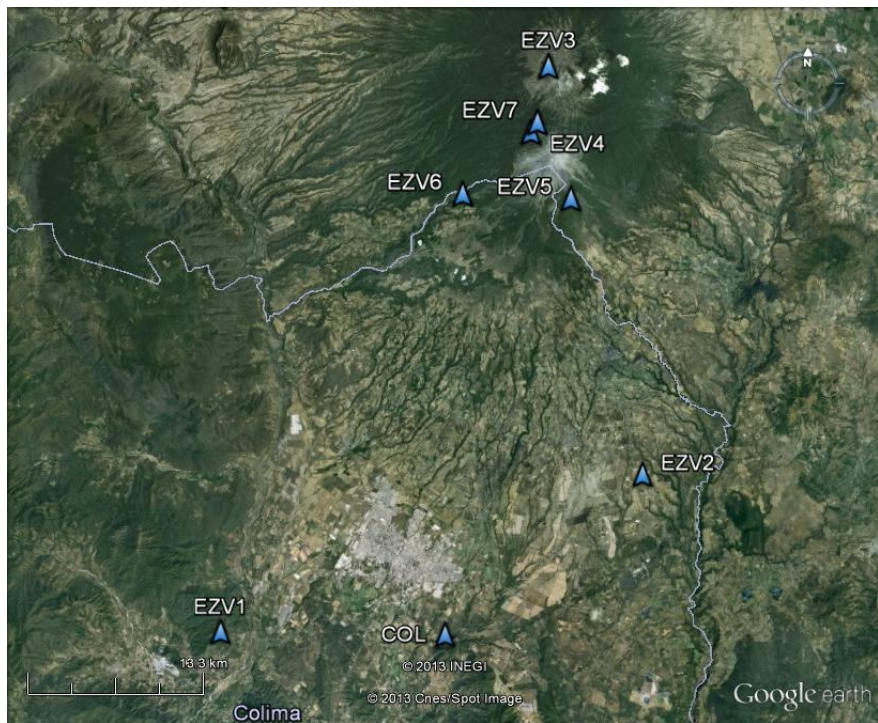


Figura 4. Mapa de localización de las estaciones de la Red de Monitoreo del Volcán de Colima (RESCO).

CAPITULO 5. MÉTODO DE ANÁLISIS

Para el análisis de la actividad sísmica asociada al volcán de Colima durante el periodo de noviembre a diciembre de 1999, el trabajo consistió en la separación del ruido ambiental de los eventos sísmicos locales (S-P menor o igual a 4 seg.). 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 claramente en al menos 3 estaciones. Los datos fueron almacenados digitalmente en archivos de 2 minutos de duración. Se utilizaron los registros de las estaciones: EZV2, EZV3, EZV4, EZV5, EZV6, ESUC, ESSG y ESPC. Después se realizó una segunda revisión de los eventos seleccionados para separar los eventos Tipo A (Tectono-Volcánicos) y leer los tiempos de las ondas P y S, así como la duración de cada evento (tiempo de coda).

Posteriormente se realizó la localización de los eventos por medio del método iterativo HYPO71PC (Lee and Lahr, 1978). Este es un programa que encuentra la localización óptima de los eventos minimizando los errores entre los tiempos observados y los teóricos obtenidos de un modelo de velocidades de capas planas. HYPO71PC también calcula la magnitud de coda de acuerdo con la fórmula ya mencionada de González-Ruiz (1980). Una vez leídos y localizados los eventos, se seleccionaron aquellos eventos sísmicos de magnitud de coda ($M_c \geq 2.5$) ocurridos durante el periodo y se procedió a su análisis estadístico.

CAPÍTULO 6. RESULTADOS

El total de los eventos seleccionados y los eventos localizados en el periodo noviembre-diciembre se muestra en las figuras 5 y 6 respectivamente. Podemos ver que el número máximo de sismos se registró el día 27 de noviembre de 1999 con un total de 20 eventos registrados y el número máximo de sismos localizados fue el 02 de diciembre de 1999 con un total de 13 eventos localizados. En la figura 7 se muestra la evolución de la sismicidad respecto a la profundidad de los eventos.

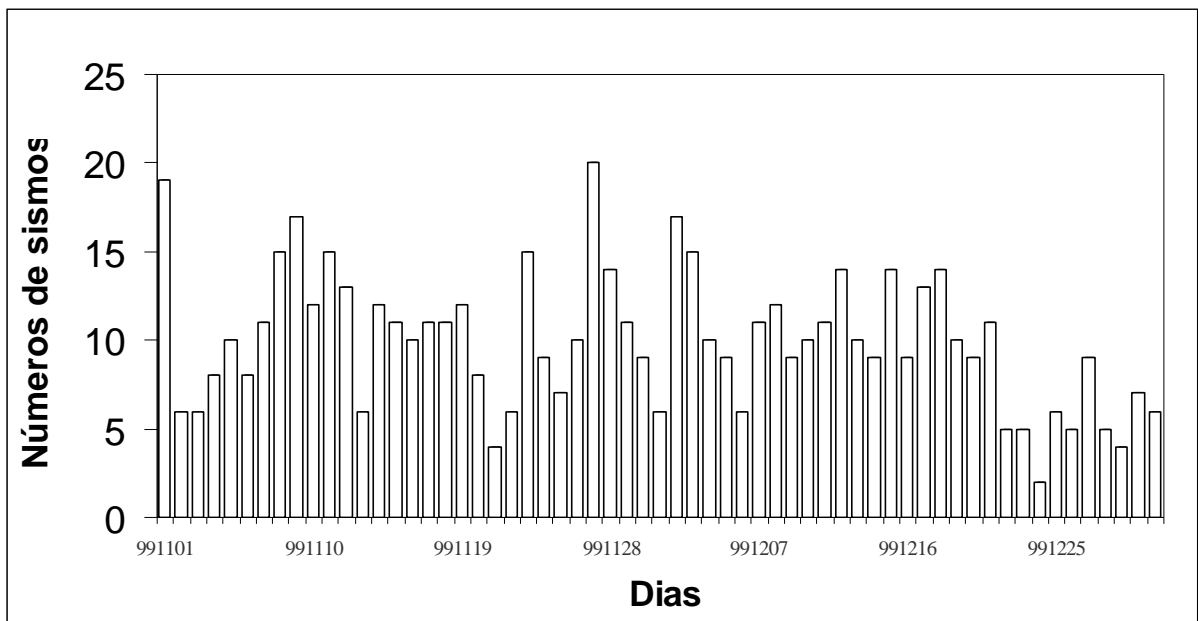


Figura 5. Eventos seleccionados durante el periodo noviembre-diciembre de 1999.

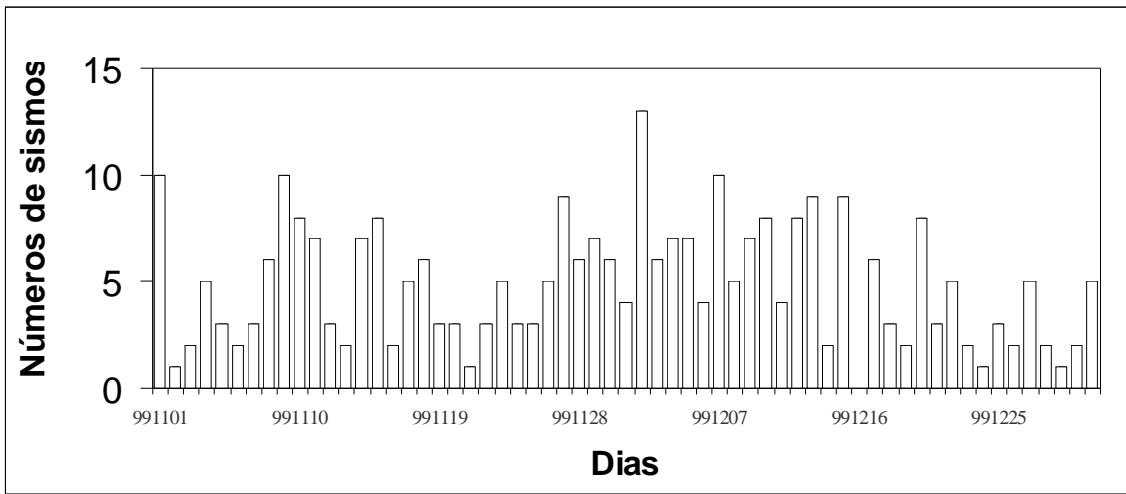


Figura 6. Eventos localizados durante el periodo noviembre-diciembre 1999.

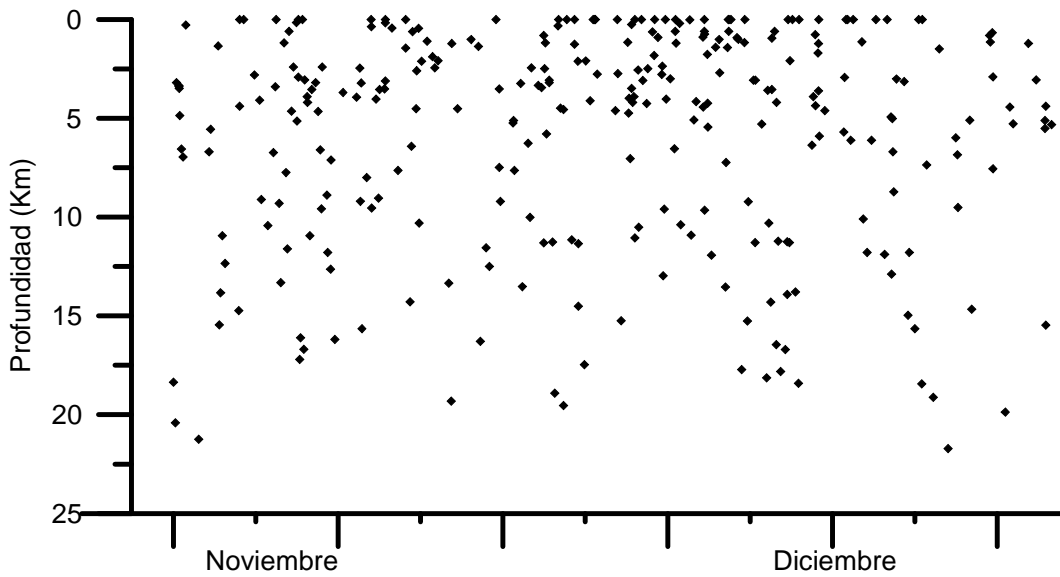


Figura 7. Evolución de la sismicidad durante el periodo noviembre-diciembre 1999. (Gráfica profundidad vs día)

El total eventos seleccionados en el periodo noviembre-diciembre es de 609 eventos, de los cuales se leyeron las fases correspondientes a 320 eventos pero solo 297 eventos fueron registrados con suficiente claridad para poder ser localizados. En el cuadro 3 se presentan los resultados de los eventos seleccionados, leídos y localizados en cada mes. Los hipocentros de los eventos que se pudieron localizar se muestran en la figura 8.

Mes	Seleccionados	Leídos	Localizados
Noviembre	326	152	144
Diciembre	283	168	153
Total	609	320	297

Cuadro 3. Resultados de los eventos seleccionados, leídos y localizados por mes.

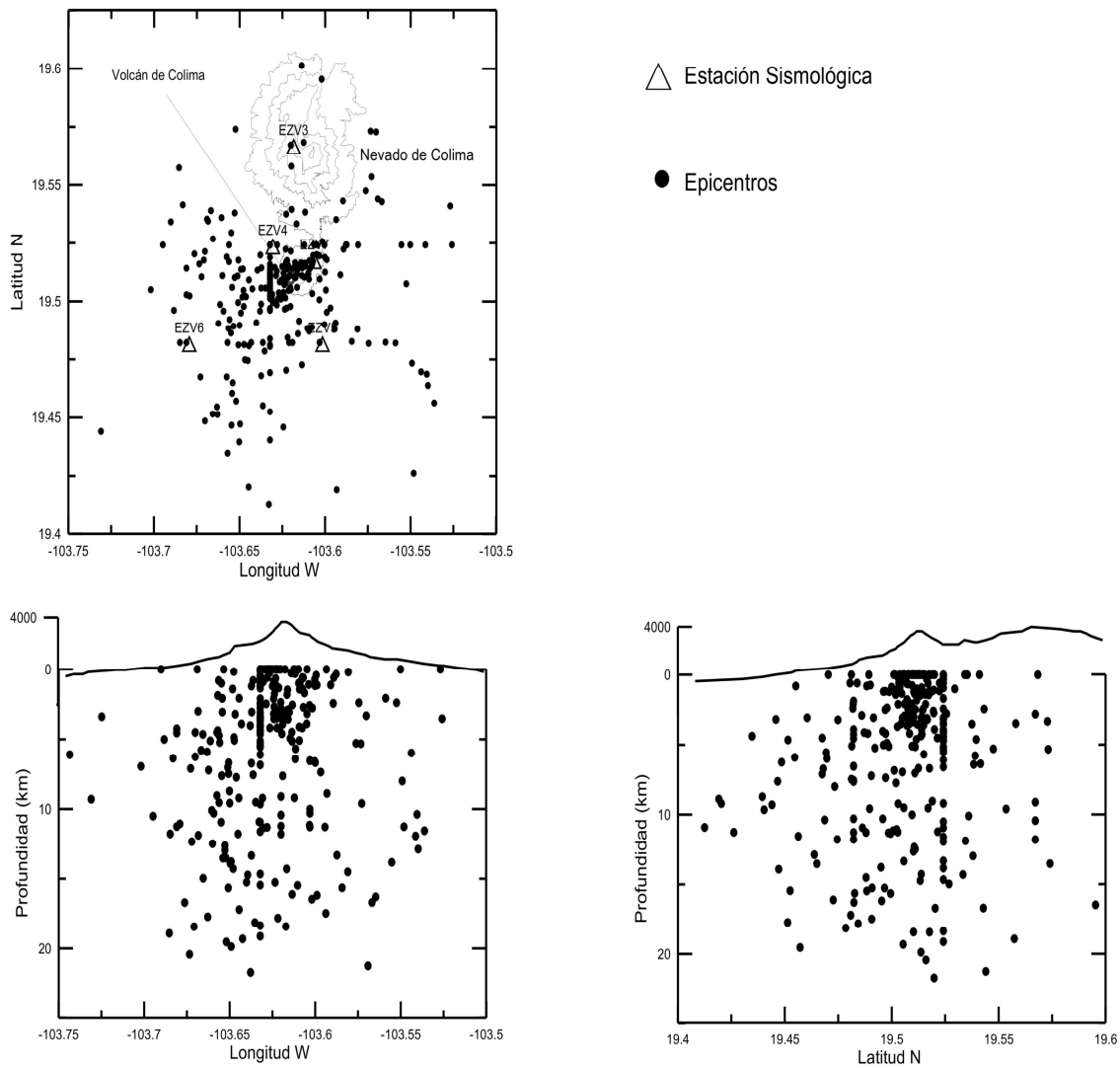


Figura 8. Hipocentros de la sismicidad asociada al volcán de Colima durante el periodo de noviembre-diciembre de 1999.

La magnitud de coda (M_C) de cada evento se determinó leyendo la duración en segundos de los sismos, en las estaciones: COL, EZV4, EZV5, EZV6, EZV3, EZV2, ESUC, ESSG y ESPC, se obtuvo el promedio y se utilizó la fórmula:

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

donde C es la duración promedio de coda en segundos (González-Ruiz, 1980).

Al total de eventos localizados se le pudo determinar su magnitud de coda que resultó oscilar de 1.4 a 3.6. En el cuadro 4 se presentan el número de eventos mayores a dichas magnitudes de coda (M_C).

Magnitud de coda M_C	Número de eventos
>1.4	297
>1.6	296
>2	295
>2.1	293
>2.2	287
>2.3	283
>2.4	269
>2.5	240
>2.6	216
>2.7	192
>2.8	154
>2.9	127
>3	83
>3.1	42
>3.2	22
>3.3	10
>3.4	3
>3.6	2

Cuadro 4. Número de sismos mayores a dichas magnitudes de coda.

Una vez localizados los hipocentros, aquellos eventos se dividieron en grupos con base en su parecido y profundidad. En el cuadro 5 se muestra los diferentes grupos y en la figura 9 su presentación.

Profundidad (Km.)	Número de eventos
[0,2)	88
[2,4)	58
[4,6)	43
[6,8)	22
[8,10)	14
[10,12)	26
[12,14)	12
[14,16)	12
[16,18)	10
[18,20)	9
[20,22)	3

Cuadro 5. Los diferentes grupos debido a su profundidad

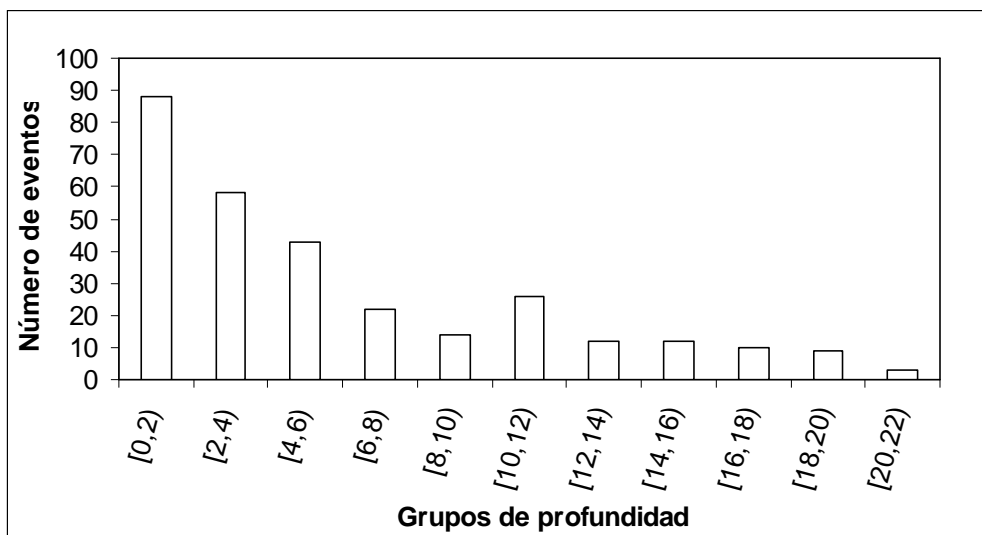


Figura 9. Representación de los diferentes grupos debido a su profundidad

Utilizando los datos de cuadro 4. Obtendremos los valores β_0 y β_1 mediante el método de regresión lineal. Así como, el valor de b mediante el método de Utsu.

Como tenemos que la ocurrencia de sismos sigue la relación de Gutenberg-Richter, $\log_{10}N(m)=a-bm$, en este caso tomaremos la magnitud m como la variable independiente X y el $\log_{10}N(m)$ como la variable dependiente Y. Como se muestra en el cuadro 6.

Magnitud coda M_c (X)	Números de eventos	$\log_{10}N(m)$ (Y)
>1.4	297	2.472756
>1.6	296	2.471292
>2	295	2.469822
>2.1	293	2.466868
>2.2	287	2.457882
>2.3	283	2.451786
>2.4	269	2.429752
>2.5	240	2.380211
>2.6	216	2.334454
>2.7	192	2.283301
>2.8	154	2.187521
>2.9	127	2.103804
>3	83	1.919078
>3.1	42	1.623249
>3.2	22	1.342423
>3.3	10	1
>3.4	3	0.477121

Cuadro 6 Número acumulativo de eventos de M_c

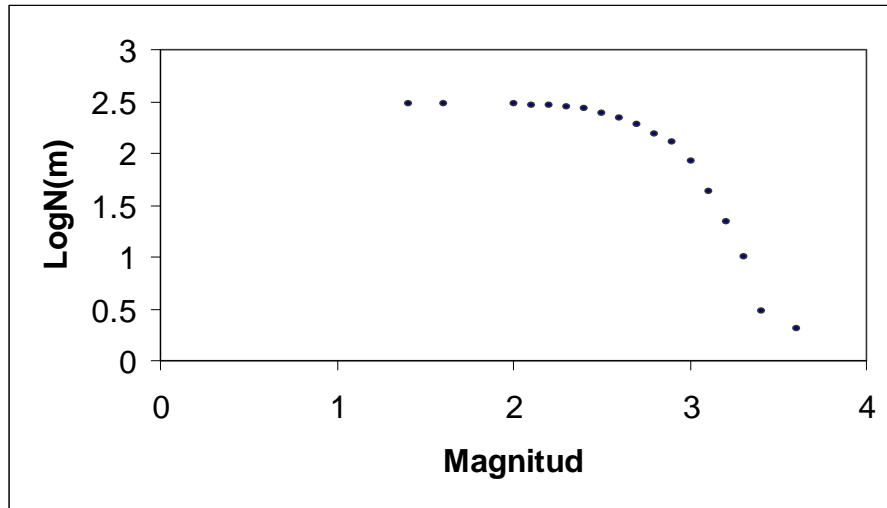


Figura 10. LogN(m) vs Magnitud de los eventos localizados.

Antes de comenzar el análisis estadístico se necesita hacer una filtración sobre los datos que se toman en cuenta para el análisis de regresión, esto es, eliminar aquéllos datos que puedan provocar un ajuste impreciso del valor de b . Debemos eliminar de nuestra base los posibles out-lyers, es decir, los sismos con magnitud menor que 2.5, pues suele haber un margen de error significativo en la medición de los eventos con magnitud menor además es posible que no estén registrados en al menos 3 estaciones para poder ser localizados, lo que hace que la base de datos hasta esta magnitud este incompleta. La razón física es que la energía de facturamiento no es tan grande.

Por lo que solo nos quedamos con los siguientes datos para el análisis de regresión lineal como se muestra en el cuadro 7 y se presenta en la Figura 11.

Magnitud coda Mc (X)	log ₁₀ N(m) (Y)
>2.5	2.380211
>2.6	2.334454
>2.7	2.283301
>2.8	2.187521
>2.9	2.103804
>3	1.919078
>3.1	1.623249
>3.2	1.342423
>3.3	1
>3.4	0.477121
>3.6	0.30103

Cuadro 7. Datos para el análisis de regresión lineal

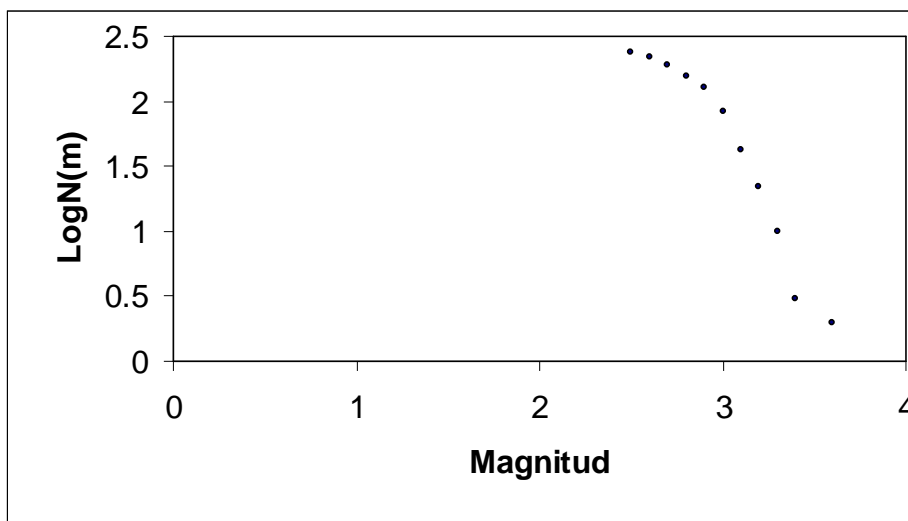


Figura 11. LogN(m) vs Magnitud de los eventos localizados con $M_c \geq 2.5$ para el análisis de regresión lineal

Tenemos por el método de regresión lineal que:

$$\hat{Y}_i = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 X_i$$

$$\hat{\beta}_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad \text{y} \quad \hat{\beta}_0 = -\bar{X} \left(\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \right)$$

$$\hat{\beta}_1 = \frac{-2.517688}{1.209091} = -2.082298$$

$$\hat{\beta}_0 = \bar{Y} - \bar{X}\hat{\beta}_1 \text{ entonces } \hat{\beta}_0 = 1.632017 - 3.009091(-2.082298) = 7.897842$$

Obteniendo los datos del cuadro 8.

X_i	Y_i	$(X_i - \bar{X})$	$(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})$	$(X_i - \bar{X})^2$	$(Y_i - \bar{Y})^2$
2.5	2.401401	-0.50909	0.762352	-0.38811	0.259174	0.58118
2.6	2.352183	-0.40909	0.713134	-0.29174	0.167355	0.508559
2.7	2.305351	-0.30909	0.666302	-0.20595	0.095537	0.443959
2.8	2.206826	-0.20909	0.567777	-0.11872	0.043719	0.322371
2.9	2.113943	-0.10909	0.474894	-0.05181	0.011901	0.225525
3	1.857332	-0.00909	0.218283	-0.00198	8.26E-05	0.047648
3.1	1.531479	0.090909	-0.10757	-0.00978	0.008264	0.011571
3.2	1.278754	0.190909	-0.3603	-0.06878	0.036446	0.129813
3.3	1.079181	0.290909	-0.55987	-0.16287	0.084628	0.313452
3.4	0.60206	0.390909	-1.03699	-0.40537	0.15281	1.075346
3.6	0.30103	0.590909	-1.33802	-0.79065	0.349174	1.790295
3.009091	1.632017			-2.49575	1.209091	5.449718

Cuadro 8. Resultados de obtenidos por el método de regresión lineal.

Para obtener el coeficiente de correlación tenemos la siguiente fórmula:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

Aplicando los datos del cuadro 8 y la fórmula anterior tenemos que:

$$r = \frac{-2.517688}{\sqrt{(1.209091)(5.679652)}} = -0.960753$$

Para obtener el valor del error estadístico tenemos que la fórmula esta dada por:

$$\delta b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n(n-1)}}$$

Usando los datos del cuadro 8 a la fórmula anterior tenemos que:

$$\delta b = \sqrt{\frac{1.20991}{11(10)}} = \sqrt{\frac{1.20991}{110}} = \sqrt{0.010999} = 0.104841$$

Evaluando $\bar{Y} = 7.897842 - 2.082298\bar{X}$ obtenemos el cuadro 9 y graficando los datos del cuadro 9 (color rosa) y del cuadro 7 (puntos) obtenemos la figura 12.

X	Y
2.5	2.692097
2.6	2.483867
2.7	2.275637
2.8	2.067407
2.9	1.859177
3	1.650947
3.1	1.442718
3.2	1.234488
3.3	1.026258
3.4	0.818028
3.6	0.401569

Cuadro 9. Valores obtenidos por el método de regresión lineal.

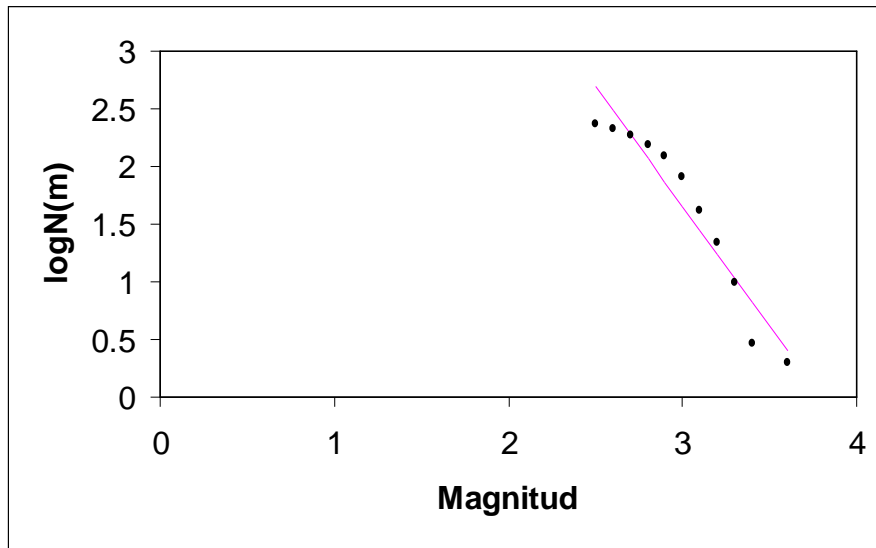


Figura 12. Log N(m) vs Magnitud $M_C \geq 2.5$ (por el método de regresión lineal)

Para el método de Utsu tomaremos en cuenta todos los valores de magnitud de coda de los eventos localizados. Los cuales se muestran en la tabla siguiente:

2.76	2.33	2.61	2.95	2.3	2.95	2.98	2.65	3.02	2.45	3	2.74	3.11	2.33	2.79
2.27	3.03	2.42	2.56	2.78	3.21	2.96	2.67	2.57	3.13	2.64	3.19	2.54	2.63	3.01
2.94	2.54	2.6	2.76	2.77	2.62	3.09	3.21	3.17	3.26	2.67	2.42	2.74	2.75	3.08
3	2.97	2.58	3.07	2.48	3.33	2.44	2.89	2.94	2.73	2.86	2.95	2.94	3.21	3.14
2.47	2.14	2.63	3.05	3.36	2.27	2.85	2.59	2.74	2.97	2.57	3.15	2.98	3.01	2.93
2.57	2.27	3.36	2.83	3.05	2.76	2.87	3.01	2.96	2.53	2.82	2.3	2.99	2.81	3.05
3.62	2.76	3.02	3.15	3.02	2.84	2.86	2.9	3.24	3.32	3.01	3.18	3.14	2.89	2.89
3.12	2.98	2.89	3.01	2.7	2.78	2.59	2.76	2.55	2.33	3.62	2.73	3.25	3.01	2.69
2.64	2.38	2.99	2.65	2.61	2.91	3.01	2.43	2.63	2.3	2.32	2.6	3.13	2.37	2.67
3.19	2.85	2.92	2.92	2.75	3.27	2.91	2.9	2.75	2.96	2.41	3.05	2.56	2.95	2.79
2.42	2.19	2.93	2.45	3.46	2.48	3.09	2.85	3.09	2.19	3.16	2.51	2.54	2.17	3.01
2.92	2.96	2.85	2.42	2.76	3.03	3.05	2.77	1.6	2.84	3.1	2.69	2.86	2.84	2.76
2.73	2.28	2.17	3.05	3.06	3.02	3.14	2.98	2.54	2.5	2.85	2.17	2.69	2.43	3.27
2.76	2.79	3.04	2.94	2.85	2.85	2.64	2.54	2.73	2.76	2.73	2.39	2.66	3.06	3.12

2.85	2.98	2.93	2.67	2.39	3.1	2.52	2.64	2.71	2.48	3.22	3.17	2.85	3.09	3
2.43	3.17	2.44	2.45	2.78	3.38	3.21	2.54	2.8	2.07	2.5	1.49	2.79	2.49	2.77
2.45	3.09	2.53	2.6	3.22	2.74	3.3	2.45	2.63	3.01	2.37	2.85	3.28	2.8	2.92
2.38	2.93	3.06	2.48	2.75	2.99	2.53	2.51	2.49	3	2.97	2.75	3	2.46	
2.93	2.44	2.43	2.42	2.54	2.48	2.98	2.91	2.41	2.95	3.02	2.94	3.07	2.96	
2.31	2.75	2.96	3.03	2.44	2.75	3.05	2.93	2.04	3.33	2.97	2.74	2.88	3.17	

En este caso tenemos que $b' = \frac{1}{\frac{\sum_{i=1}^n M_i}{n} - M_0}$

Donde $n=297$ y $M_0 = 1.49$ por lo que:

$$b' = \frac{1}{\frac{829.3}{297} - 1.49} = \frac{1}{2.792256 - 1.49} = \frac{1}{1.302256} = 0.767898$$

Y por otro lado tenemos la relación de $b' = b / \log_{10} e$.

$$\begin{aligned} \text{Entonces } b &= b'(\log_{10} e) = 0.767898(\log_{10} (2.71828182)) \\ &= 0.767898(0.434294) = 0.333494 \end{aligned}$$

Por lo tanto $b = 0.332351$

Podemos calcular el valor de a que nos falta de la expresión de Gutenberg Richter ya que:

$$a = \log_{10} N$$

$$\text{Entonces } a = \log_{10}(297) = 2.472756$$

Por lo que la recta de ajuste que nos da con Utsu es:

$$\log_{10} N = 2.472756 - 0.332351m$$

Evaluando $\text{Log}_{10}N=2.472756-0.332351m$ obtenemos el cuadro 10 y graficando los datos del cuadro 10 (color verde) y del cuadro 4 (puntos) obtenemos la figura 13.

m	$\text{Log}_{10}N=2.472756-0.332351m$
1.4	2.007465
1.6	1.940994
2	1.808054
2.1	1.774819
2.2	1.741584
2.3	1.708349
2.4	1.675114
2.5	1.641879
2.6	1.608643
2.7	1.575408
2.8	1.542173
2.9	1.508938
3	1.475703
3.1	1.442468
3.2	1.412889
3.3	1.375998
3.4	1.342763
3.6	1.276292

Cuadro 10. Valores de $\text{Log}_{10}N$ por el método de Utsu

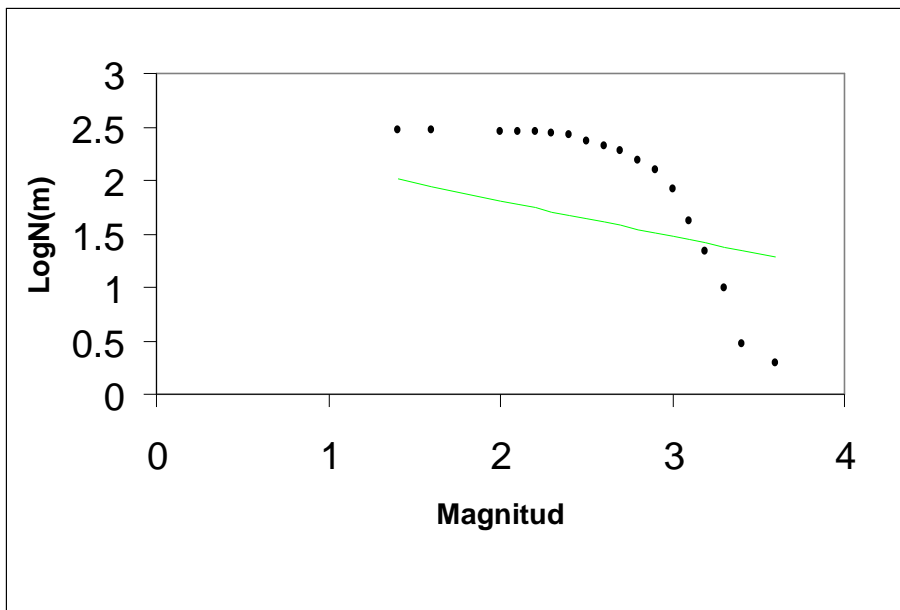


Figura 13. Log N(m) vs Magnitud por el método de Utsu

Graficando la recta obtenida por regresion (color rosa), la recta obtenida por Utsu (color verde) y los datos obtenidos (punto) tenemos la figura 14.

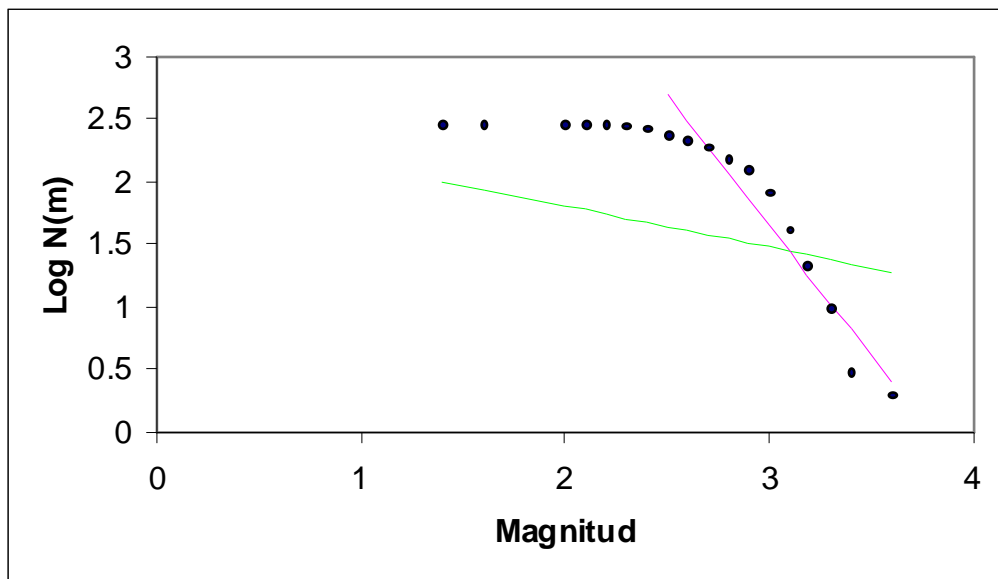


Figura 14. Ajuste de Log N(m) vs Magnitud por el método de regresión lineal y método de Utsu

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

En este trabajo en el periodo noviembre-diciembre de 1999 seleccionamos 609 eventos, cabe mencionar que unicamente tomamos en cuenta los eventos Tipo A. De los cuales 320 estuvieron registrados claramente en 3 estaciones, posteriormente se leyeron las fases correspondientes a estos eventos, y solo fue posible localizar a 297 eventos.

La consideración de contabilizar a los eventos Tipo A es porque para el analisis estadístico necesitamos conocer feasiestamente su magnitud de coda la cual no es clara para otro tipo de eventos.

Del total de eventos tectono-volcánicos (Tipo A) seleccionados en el periodo noviembre-diciembre encontramos que el número máximo de sismos se presentó el día 27 de noviembre con un total de 20 eventos de los que se localizaron solo 9. En el mismo mes el día 1 se registraron 19 y se localizaron 10, el 9 de noviembre y 2 de diciembre se registraron 17 y se localizaron 10 y 13 respectivamente; los días 8, 11 y 23 de noviembre y 3 de diciembre se registraron 15 y se localizaron 6, 7, 5 y 6 respectivamente. El 28 de noviembre y 12, 15 y 18 de diciembre se registraron 14 y se localizaron 6, 8, 9 y 3 respectivamente. El detalle de los días no mencionados se encuentra en las figuras 5 y 6

Respecto a nuestro análisis estadístico encontramos que con el método de regresión lineal el valor de b es igual a -2.08 ± 0.1 , es decir; el valor de la pendiente, mientras que con el método de Utsu el valor de $-b$ resulto ser de -0.33 obtenida con la expresion de Gutenberg Richter: $\text{Log}_{10} N = a - bm$, donde la pendiente es $-b$.

La diferencia de los valores en las pendientes mencionadas se debe a que el método de aproximacion de Utsu solo toma en cuenta una muestra completa, es

decir, considera los eventos de todas las magnitudes; para nuestro caso el mínimo de magnitud encontrado fue de 1.4. De lo anterior es claro que la muestra no está completa porque aquellos eventos de magnitud menor no se registraron claramente en 3 estaciones que son necesarias para la localización.

Con el método de regresión lineal tomamos en consideración aquellos eventos con $M_c \geq 2.5$ lo que garantiza que la muestra en ese rango de magnitud está completa y que el error significativo en la medición de este tipo de eventos sea mínimo. Por tal motivo este método representa una mayor confiabilidad mayor para determinar el valor de b , el procedimiento de ajuste por regresión es el que estima teóricamente el valor de b , además al obtener el coeficiente de correlación con la muestra resulta ser $r = -0.973$, es decir muy cercano a -1 , por lo que podemos decir que la correlación es fuerte.

Finalmente podemos decir que el método de regresión lineal nos da un valor estimado de b que nos permite conocer la sismicidad registrada en el área de estudio, en este caso el volcán de Colima en el que encontramos un valor típico para la sismicidad de un área volcánica.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K.,(1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log_{10}N(m)=a-bm$ and its confidence limits, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.43, 237-239.

Bower SM, Woods AW, (1997), Control of magma volatile content and chamber depth on the mass erupted during explosive volcanic eruptions, J. Geophys. Res. 102-B5, 10273-10290.

Castellanos G, (1995), Jiménez Z., Sismología en Colima, SEP-SESIC-DES, Revista de la Secretaría de Educación Pública, 1-107, México.

De la Cruz S, (1993), Random patters of occurrence of explosive eruptions of Colima Volcano, México, J. Volcanol. Geotherm. Res. 55, 51-68.

De la Cruz-Reyna S, Castellanos G, Jiménez Z, Reyes G, Mena M, Ornelas G, Espíndola JM, Perez JC, Nava A, Ramírez A, Ramos E, Herrera J, Cañon C, Tamez H, Yokoyama I, Márquez B, Segovia N, (1988), Primera etapa de instalación de la red de monitoreo sísmico y geodésico del volcán de Colima, GEOS, Revista de la Unión Geofísica Mexicana, 8-3, 23-26.

Domínguez T, Zobin V, Reyes-Dávila G, (2001), The fracturing in volcanic edifice before an eruption: the June-July 1998 high-frecuency earthquake swam at Volcán de Colima, México, J. Volcanol. Geotherm. Res. 105, 65-75.

Draper, N., (1998). Applied regression analysis. New York: J. Wiley pp 142-170.

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

Fiske RS, (1984), Volcanologists, Journalists and the concerned local public: A tale of two crises in the Eastrn Caribbean. Explosive Volcanism: Interception, evolution, and hazard, Nat Acad Press, Washington DC, 170-176.

Lahr JC, Chouet BA, Stephens CD, Power JA, Page RA, (1994), Earthquake classification, location, and error analysis en a volcanic environment: implications for magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska, J. Volcanol Geotherm. Res. 62, 137-151.

Lee W, Larh J, (1978), HYPO71: a Computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. USGS Open-File Rep 75-311.

Medina F, Jiménez Z, (1982), Sismicidad y variación en el valor de b en la zona volcánica de Colima, México, Anales del Instituto de Geofísica, UNAM, 27-28, 63-72.

Medina-Martinez F, (1983), Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, México (1560-1980), Geof. Int. 22, México, 157-178.

Medina-Martinez F, Espíndola JM, De la Fuente M, Mena M, (1996), A gravity model of the Colima, México region: Geof. Int. 35-4, México, 409-414.

Minakami T, (1960), Sismology of Volcanoes in Japan. Bull Earth Res Inst. 38, 497-544.

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

Mori J, White RA , Harlow DH, Kubo PO, Power JA, Hoblitt RP, Laguert EP, Lanuza A, Bautista BC, (1996), Volcanic earthquakes following the 1991 climactic eruption of mount Pinatubo: strong seismicity during a waning eruption. In CG Newhall, RG Punongbayan, Fire and mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines, Phivolcs, Quezon city-University of Washington press, Seattle and London.

Saucedo R, Macías JL, (1999), La historia del Volcan de Colima, Rev. Tierra Adentro, CONACULTA, México, 98, 8-14.

Utsu, T.(1934). A method of determining the value of b in formula $\log_{10}N(m)=a-bm$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes, Geophys. Bull. Hokkaido Univ. 13, 99-103.

Wiemer S, McNutt SR, (1997). Variations in the Frequency-Magnitude Distribution with Depth in Two Volcanic Areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, Geophys. Res. Lett. 24, 189-192.

Yokoyama I, De la Cruz-Reyna S, Espíndola JM, (1992), Energy partition in the 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México, J. Volcanol. Geotherm. Res. 51, 1-21.

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

Zobin V M, González Amescua A, Reyes Dávila GA, Domínguez T, Cerda Chacón JC, Chávez Álvarez JM, (2002), Comparative characteristics of the 1997-1998 seismic swarms preceding the November 1998 eruption of Volcán de Colima, México, J. Volcanol. Geotherm. Res. 117, 47-60.

<http://mediateca.cl/500/550/deriva/escala%20de%20richter.htm>

http://www.tecnologiahechapalabra.com/tecnologia/glosario_tecnico/articulo.asp?i=1339